FID Biodiversitätsforschung

Decheniana

Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens

Die Talbildung der Eifel im Ablauf der Klimate, des Vulkanismus und der periglazialen Bodenbildung im Quartär - erläutert am Beispiel der Nette, der Kyll und an einigen kleineren Tälern : mit 24 Abbildungen und 4 Diagrammen im Text, 1 Tabelle und 3 Karten

Gebhardt, Ilse

1963

Decheniana, Bd. 115, Heft 2 | Seite 143—214 | Bonn, Dezember 1963

Die Talbildung der Eifel im Ablauf der Klimate, des Vulkanismus und der periglazialen Bodenbildung im Quartär

erläutert am Beispiel der Nette, der Kyll und an einigen kleineren Tälern

Von Ilse Gebhardt, geb. Hohnke, Bremerhaven

Mit 24 Abbildungen und 4 Diagrammen im Text, 1 Tabelle und 3 Karten

(Manuskript eingereicht am 2. 2. 1959, Nachtrag v. 16. 1. 1962)

INHALT

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde mit dem Ziel angefertigt, die Talbildung in der Eifel an geeigneten Beispielen zu untersuchen, insbesondere ihre Beeinflussung durch den Vulkanismus und die quartären Klimaschwankungen.

Die Anregung zu dieser Arbeit gab mir Herr Prof. Dr. Carl Troll, dem ich für seine zahlreichen wertvollen Ratschläge und Hinweise für die Arbeit im Gelände zu ganz besonderem Dank verpflichtet bin.

Ich danke auch Herrn Prof. Dr. J. Frechen, welcher mir auf Grund seiner reichen Erfahrungen in der Eifel manche wichtigen Auskünfte erteilen konnte.

Herr Prof. Dr. P. W. Thomson (†) und Herr Dr. H. Remy halfen mir in dankenswerter Weise bei der Auswertung einiger pollenanalytischer Befunde.

Dank gesagt sei auch den ehemaligen Mitarbeitern des Bodenkundlichen Instituts, Herrn Dr. Gerkhausen, Herrn Dr. Gewehr und Fräulein Vogt für die freundliche Unterstützung und Beratung bei den bodenkundlichen Untersuchungen und der Durchsicht der Dünnschliffe. Des weiteren danke ich auch Herrn Dr. Vinken für die Durchführung der Schwermineralanalyse, sowie Herrn Oberstudienrat H. Rahm in Gerolstein für seine bereitwilligen Auskünfte.

Allen Genannten sei nochmals herzlich gedankt.

Die Verfasserin

I. STAND DER FORSCHUNG IM UNTERSUCHUNGSGEBIET. PROBLEMSTELLUNG UND UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Die Reichhaltigkeit der Bauelemente und Formen in der Eifel, insbesondere der junge Vulkanismus haben von jeher zu den verschiedensten Untersuchungen Anlaß gegeben, von denen hier nur die wichtigsten angeführt werden sollen.

Von dem Altmeister der Eifelforschung, H. von Dechen, stammen die ersten zusammenfassenden und sehr ausführlichen Beschreibungen über den vulkanichen Charakter der Eifel. Seine detaillierten Beobachtungen stellen noch heute eine wichtige Quelle für weitere Forschungen dar. von Dechen versuchte bereits eine Altersbestimmung der Lavaströme anhand ihrer Höhenlage an den Talhängen durchzuführen.

Andere ältere Bearbeiter der Eifel in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts mit vorwiegend geologischer Fragestellung sind Steininger, Mitscherlich, vom Rath, Grebe und Leppla, die beiden letzteren kartierten das südliche Kyllgebiet geologisch. Zusammenfassende Darstellungen über den Bau der Eifel gaben später Fliegel (1911) und Pollmann (1915).

Die Eifelkalkmulden wurden wiederholt in Einzeluntersuchungen behandelt, so von Rauff (1911), der auch die Höhenschichtenkarte der Eifel verfertigte, Quiring, Dohm, Schenk u. a., in jüngster Zeit auch von Krömmelbein.

A. Philippson und K. Oestreich schufen die klassische Rumpfflächentheorie, welche dann von R. Stickel (1927) im Einzelnen auf das Rheinische Schiefergebirge angewandt wurde. Die Entstehung der heutigen Verebnungsflächen fällt nach R. Stickel in das Tertiär, abgesehen von den Flurterrassen, und steht im Zusammenhang mit generellen Hebungsphasen des Schiefergebirges.

Diese Theorie erfuhr eine Kritik durch H. Louis (1951), welcher anhand eigener Untersuchungen auf eine tiefgehende tertiäre Zertalung hinwies.

Der Laacher See und die in seiner Umgebung liegenden Tuffe waren Gegenstand besonders zahlreicher Untersuchungen. Ältere Arbeiten aus diesem Gebiet stammen von Martius (1912) und Völzing (1907). Eingehend erforscht wurde die Gegend des Laacher Sees durch W. Ahrens, dessen Ergebnisse in zahlreichen Veröffentlichungen vorliegen. Er führte auch die geologische Kartierung in diesem Bereich durch. Seine Arbeiten über Vulkanismus und Tektonik im Zusammenhang mit den Terrassen des Rheines bilden den wichtigen Ausgangspunkt vieler neuer Untersuchungen (Ahrens 1928—1954). Mit der Erforschung der Laacher See-Gegend befaßte sich auch Pater M. Hopmann. Grundlegend für alle weiteren Forschungen in der Eifel und für die allgemeine geomorphologische Fragestellung hinsichtlich quartärmorphologischer Vorgänge wurden die Erkenntnisse, welche J. Frechen (1950 bis 1959) bei seinen Forschungen an den Eifelmaaren gewann. Bedeutungsvoll sind die Datierung der Maare und der großen Ausbrüche des Laacher Sees, welche mit Hilfe der Pollenanalyse durchgeführt werden konnten (Frechen-Straka 1950, Straka 1952), sowie die Festlegung weiterer Ausbrüche.

Neue Ergebnisse über den quartären Vulkanismus der Westeifel, insbesondere über die vulkanische Tätigkeit in der Umgebung des Kylltales, stammen von G. Rahm (1954). W. Cipa hat durch erdmagnetische Messungen Ausdehnung und Tiefe einiger westeifeler Lavaströme ermittelt (W. Cipa 1955).

Die Täler der großen Flüsse, welche die Eifel begrenzen und die Erosionsbasis der Eifelflüsse bilden, sind oft bearbeitet worden, so der Rhein durch C. Mordziol (1910—1951), D. Gurlitt (1949), die Mosel von B. Dietrich (1910), O. Borgstätte (1910), E. Wandhoff (1914) und E. Kremer (1954).

Von den Eifelflüssen wurden bisher nur die Kyll durch J. Zepp (1933), die Ahr durch G. Lafrenz sowie die Rur von A. Quaas untersucht. Die nördlichen Moselzuflüsse erfuhren eine Bearbeitung durch J. Böhler. Von F. Rübens (1922) liegt eine Studie über die Gefällsverhältnisse der Eifeltäler vor. Den Wasserhaushalt der Nordeifel behandelt eine Arbeit von M. Schneider (1948), welche interessante Aufschlüsse über Vorgänge gibt, die für die Entstehung und Weiterentwicklung der heutigen Talformen im Kalk von Bedeutung sind. Pollenanalythische Altersbestimmungen einiger Maare wurden von M. Hummel (1949) und H. Straka (1952) durchgeführt. K. H. Paffen (1953) nahm eine Einteilung der Eifel in 12 Einzellandschaften nach ökologischen Gesichtsspunkten vor, wobei er zu einer naturräumlichen Gliederung der Eifel gelangte. Eine Untersuchung der wenigen pflanzenführenden Tuffe der Eifel durch R. Kräusel und H. Weyland (1942) gibt Aufschluß über die Vegetation zur Zeit der Eruptionen und läßt in einzelnen Fällen eine annähernde Datierung zu.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Talbildung in der Eifel. Es wird versucht, die verschiedenen Faktoren, die im Laufe der jüngsten erdgeschichtlichen Ent-

wicklung die Talbildung beeinflußten, im Zusammenhang darzustellen und die Besonderheiten der Ausbildung einiger Täler in ihren Ursachen zu begreifen. Die Verfasserin beschränkte sich dabei auf stark durch vulkanische Vorgänge beanspruchte Täler, auf das Nettetal mit der Pellenz und auf das obere Kylltal in der Westeifel. Daneben wurden auch verschiedene kleinere Täler sowie Maarbildungen in Tälern mitberücksichtigt. Da die Terrassen der Kyll durch J. Zepp (1933) bereits bearbeitet worden sind, erübrigte sich eine vollständige Neukartierung. Neu aufgenommen wurden die Terrassen lediglich im Bereich ehemals intensiver vulkanischer Tätigkeit, wo durch die jüngsten geologischen Untersuchungen (G. Rahm 1954, W. Cipa 1956) neue Ergebnisse gewonnen wurden, welche auch für die Talgeschichte der Kyll zu einigen, von J. Zepp abweichenden Schlußfolgerungen führten.

Im Zuge der Geländearbeiten wurden, soweit es die vorhandenen Aufschlüsse erlaubten, moderne sedimentologische Untersuchungsmethoden angewandt. Die morphometrische Schotteranalyse erwies sich als hilfreich bei der relativen Datierung von Flußablagerungen. Es wurde der Zurundungsgrad der Gerölle verschiedener Terrassen bestimmt. Dabei gelangten ausnahmslos Grauwackengerölle zu je 150 Stück pro Diagramm zur Verwendung. Anhand des Zurundungsgrades ließen sich Aussagen über die wahrscheinlichen klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Abrollung machen.

Um den prozentualen Gesteinsanteil der Schotterterrassen zu erfassen, ließ sich die quantitative Schotteranalyse nach Zeuner anwenden. Die Schwermineralanalyse ergab für die Proben einiger Flußterrassen von Nette und Kyll eine fast ausschließliche Beteiligung von Augit (73—98 %), so daß differenzierte Aussagen anhand der Analysen nicht möglich waren. Aus diesem Grund wurde auf die Darstellung dieser Untersuchungsergebnisse verzichtet und nur ein Beispiel herausgegriffen (Diagr. 4).

Im Nettegebiet wurde der Versuch unternommen, anhand von Dünnschliffen Basaltschotter aus verschiedenen Terrassen mit Proben der drei großen Lavaströme am Mittel- und Unterlauf zu vergleichen. Die Ergebnisse sind jedoch unsicher.

Die räumliche Erfassung der Terrassen stieß stellenweise auf Schwierigkeiten, da von den beiden Hauptmerkmalen, morphologische Form und Schotterkörper, oft nur eines, mitunter sehr unvollkommen, vorhanden war. Dazu kommt die häufig sehr mächtige Bedeckung mit Gehängeschutt.

Wo Vorkommen von Pflanzenresten für die Altersbestimmung von Bedeutung waren, wurden die Forschungsergebnisse von Kräusel und Weyland (1942) verwertet. Die Pollenanalyse erbrachte nur bei dem Kalktuff von Dreimühlen-Ahütte ein Ergebnis.

Es ist selbstverständlich, daß jede dieser Untersuchungsmethoden für sich allein noch keine schlüssigen Beweise zuläßt, erst die Gesamtheit der gewonnenen Ergebnisse erlaubt weiterreichende Schlüsse. In diesem Sinne wurde in der vorliegenden Arbeit versucht, das „tektonisch-klimatische Ursachengeflecht" (Gurlitt 1949) im Zusammenhang mit den vulkanischen Vorgängen zu erkennen und in seinen Auswirkungen auf zwei größere Eifeltäler zu verfolgen.

II. DIE AUSBILDUNG VON FLUSSTERRASSEN

1. *Im Einzugsgebiet der Nette*

a. Geologisch-morphologische Übersicht

Die Nette durchfließt zwei größere Komplexe: das Rumpfflächengebirge, in welchem Höhen von 500—600 m überwiegen, und den Senkungsbereich des Mittelrheinischen Beckens mit seiner westlichen Erweiterung, der Pellenz und dem Mayener Becken. Dieses Gebiet blieb während der tertiären und pleistozänen Hebungsphasen des Gebirges in der Hebung relativ zurück und sank an Staffelbrüchen ein. Die in ihm abgelagerten Schichten — Tone, Sande, Schotter — wurden in der folgenden Zeit wieder ausgeräumt. In engem Zusammenhang mit den tektonischen Störungen steht der Vulkanismus, welcher heute noch zum größten Teil das morphologische Erscheinungsbild der Pellenz bestimmt.

Die ältesten pleistozänen vulkanischen Bildungen in unserem Gebiet sind die Phonolithkuppen (W. Ahrens 1954), die im Westen und Nordwesten der Pellenz den randlichen Hochflächen des Gebirges aufsitzen. Ebenfalls in das ältere Pleistozän gehören wahrscheinlich die ersten Ausbrüche der Phonolithtuffe, welche Mächtigkeiten bis zu 20 m erreichen und ein altpleistozänes Relief verschüttet haben.

Jüngeren Eruptionen verdanken die Basaltvulkane am Westrand der Pellenz — Sulzbusch (533 m), Hochsimmer (587 m), Hochstein (= Forstberg, 563 m), Ettringer Bellberg (428 m) — ihre Entstehung. Aus dem Sulzbusch floß ein Lavastrom in westlicher Richtung, der von Tuffen stark verdeckt ist. Aus dem Hochsimmer ergossen sich mehrere Lavaströme in das südlich vorbeiziehende Nettetal, ebenso aus dem Ettringer Bellberg. Der Hauptstrom des letzteren brach südwärts aus und legte sich um die Lava des Hochsimmers herum. Der Ettringer Bellberg liegt mit seinen Lavaströmen, wie auch ein Teil des Hochsimmerstromes, oberoligozänen Tonen und Sanden auf. Der Hochstein, dessen basaltische Tuffe z. T. mit den Phonolithtuffen wechsellagern, hat einen langen Strom in Richtung Thür, den sogenannten Obermendig-Thürer Lavastrom, ausgesandt. Jüngere Ausbrüche schufen die zahlreichen Lavaergüsse, die von den Laacher Vulkanen her in die Pellenz vordrangen (s. K. I und II) [1].

Eine andere Vulkangruppe bilden Korretsberg (295,6 m) und Plaidter Hummerich (275,9 m) mitten in der Pellenz, sowie die Gruppe der Wannen und Eiterköpfe am Westrand des Neuwieder Beckens. Auch aus den Wannen ergoß sich ein Lavastrom in Richtung Nettetal.

Die Rumpfscholle des Maifeldes am SE-Rand der Pellenz stellt die heutige Wasserscheide zwischen Mosel und Nette dar. Sie trägt die „Kieseloolithterrasse", welcher der Vulkan Karmelenberg (378,7 m) aufgesetzt ist, sowie die Hauptterrassen von Mosel, Nette und Rhein auf ihren randlichen Teilen.

Die gegenwärtige Oberflächengestalt der Pellenz und ihrer Randgebiete wird durch die Auswurfmassen des Laacher Sees und anderer Eruptionspunkte bestimmt, welche zeitlich in das Alleröd zu setzen sind (J. Frechen 1953). Es wurden ungeheure Mengen Bimstuff gefördert, die, der vorherrschenden Windrichtung entsprechend, hauptsächlich in östlicher Richtung abgesetzt wurden und das Relief aus-

[1]) Für Abkürzungen im Text und auf den Abbildungen wird im folgenden auf die Erläuterung am Schluß verwiesen.

glichen, zahlreiche ältere Talformen verschütteten und die hydrographischen Vorgänge in dem betroffenen Gebiet außerordentlich veränderten.

Dies trifft auch für den Traß des Brohltals zu, dessen Herkunft aus dem Laacher See nachgewiesen ist (J. Frechen 1953). Im Gegensatz zu den trachytischen Bimsmassen ist der Traß vermutlich unter der Beteiligung von Wasser abgesetzt worden.

Die Quellflüsse der Nette entspringen in flachen Mulden an der südöstlichen Abdachung der hohen Eifel. Nach Vereinigung der beiden Hauptquellflüsse tieft sich die Nette rasch in das Unterdevon ein und bildet ein steiles kastenförmiges Tal mit allmählich sich verbreiternder Sohle. Sie umfließt in weitem Bogen das Gebiet der Phonolithtuffe und den Hochsimmer und tritt in das Mayener Becken ein, wo sie noch eine Reihe kleinerer Bäche aufnimmt, die in WSW-ENE-Richtung fließen, dem Streichen des Gebirges und vielleicht einigen Verwerfungen folgend. Dann tieft sich die Nette erneut in das Devon ein und bildet ein reich gewundenes Engtal. Bei Ruitsch weitet sich das Tal wieder, die Hänge sind flacher geböscht. Mit der Durchquerung des Devons am Rande der Pellenz trennt die Nette einen Teil der Maifeldhochfläche ab.

Bei Plaidt nimmt sie den Krufter Bach auf, welcher die Pellenz entwässert, und mündet bei Weißenthurm in den Rhein.

Wie aus der Hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 500 000 hervorgeht, empfängt das Einzugsgebiet von Nette und Nitz im Jahresmittel 650—700 mm Niederschlag, die Pellenz nur 550—600 mm und das Gebiet des Brohl- und Vinxtbaches 600 bis 650 mm.

b. Das Tertiär

Die zahlreichen Reste tertiärer Ablagerungen, die innerhalb des Mittelrheinischen Beckens zum Vorschein kommen, deuten auf weitgehende tertiäre Zertalung und Wiederauffüllung hin. Vulkanische Ablagerungen überlagern häufig tertiäre Tone, wie das bei der Lava des Ettringer Bellberges und des Thürer Lavastromes der Fall ist. Am kleinen Bellberg, einem selbständigen Seitenausbruch, ist der Ton von den herabfließenden Lavamassen mitgeschoben worden.

Tone und Quarzschotter finden sich in unterschiedlicher Höhe auf den hochliegenden Teilen der Pellenz. Nordwestlich Welling oberhalb des Nettatales kommen weißlichgraue Tone und Quarze zum Vorschein, und unweit Ruitsch treten Lagen reiner weißer Quarze hervor. Mächtige weiße Tone werden gegenwärtig in großen Gruben östlich des Bahnerhofes abgebaut.

Nach den bei Bohrungen gemachten Beobachtungen scheint sich das Tertiär im Untergrund der Pellenz nordwärts mindestens bis zur Laacher Mühle auszudehnen.

Am südlichen Rand der Pellenzsenke schneidet sich die Nette in die mit tertiären Kiesen bedeckte Terrasse ein, welche Höhen von 240 bis 330 m erreicht.

Als Fortsetzung der Pellenz bietet das Mayener Becken mit Resten tertiärer Tone und Sande in verschiedenen Höhen ein ähnliches Bild.

Das Devon, die Unterlage der oligo-miozänen Tone und Sande, weist beträchtliche Höhenunterschiede auf: Neuwieder Becken 35—45 m, oberes Maifeld ca. 300 m absolute Höhe, in der Pellenz südlich des Reginarisbrunnens 180—240 m. Diese Niveauunterschiede sind zweifellos der relativen Senkungstendenz zu verdanken. Das tonig-sandige Material, welches von den tiefgründig zersetzten devonischen Hochflächen durch ein heute nur noch unsicher faßbares Gewässernetz zusammen-

getragen und an den Rändern des Gebirges sedimentiert wurde, gelangte durch diese Absenkung in sehr unterschiedliche Höhenlagen. Die tertiären sandig-kiesigen Schichten weisen keine so beträchtlichen Höhenunterschiede auf. Die Niveauunterschiede betragen im Höchstfall 100 m, ein Betrag, zu welchem auch H. Louis kam bei einem Vergleich der Kiese des oberen und niederen Maifeldes (H. Louis 1953). Nach Louis muß dieser Höhenunterschied nicht notwendig mit Verwerfungen erklärt werden, vielmehr kann es sich um eine großräumige Zuschüttung bereits vorhandener Senken gehandelt haben, die bis zu ca. 320 m emporreichte — der Höhe der Kieseloolithterrasse — und in der folgenden Zeit durch vorwiegend pleistozäne Erosion wieder ausgeräumt wurde (s. K. I). Wir hätten dann in der Pellenz und im Mayener Becken alttertiäre Talungen vor uns, welche im jüngeren Tertiär zugeschüttet wurden. Auf der tertiären Aufschüttungsoberfläche wurde die Nette unterhalb Mayen angelegt. Durch Festlegung ihres Laufes war sie später gezwungen, sich in das Grundgebirge einzutiefen, anstatt ihren Weg durch die leichter ausräumbaren Schichten der Pellenz zu nehmen (H. Louis 1953). Auf die gleiche epigenetische Anlage lassen auch die beiden Bäche am Südrand des Mayener Beckens schließen. Sie folgen nicht der allgemeinen Abdachungsrichtung zum Beckentiefsten, sondern durchbrechen die devonischen Randhöhen, welche das Mayener Becken östlich begrenzen.

H. Louis kam auf Grund vergleichender Betrachtungen über die Höhenlage von Tertiärschottern auf dem Maifeld zu der Erkenntnis, daß auch eine entsprechende alttertiäre Talung von Allenz her in nördlicher Richtung in das Becken von Mayen mündet. Eine ebensolche Talung stellte er am unteren Nettelauf auf, welche sich vom Niederen Maifeld in Richtung Polch herunterzieht und bei Ruitsch das Nettetal quert, um dann in die Pellenz einzumünden. An dieser Stelle treten die Hänge des Nettetales deutlich auseinander, das Tal erscheint weiträumiger und flacher. Die tertiäre Talfurche bei Ruitsch wurde von G. Pfeiffer (1928) noch als altdiluviales Moselbett gedeutet und daraus ein ehemaliger Zusammenfluß von Mosel und Nette abgeleitet.

Demnach stellen die jungtertiären Kiesablagerungen in der Pellenz, im Mayener Becken und auf dem Maifeld Reste einer Verschüttung alttertiärer Talungen dar, welche in verschiedenen Höhen liegengeblieben sind. Die Nette wurde bei Mayen auf der jungtertiären Aufschüttungsoberfläche epigenetisch angelegt. Damit würden für den hier beschriebenen Teil des Mittelrheinischen Beckens ähnliche Verhältnisse wie in der Wittlicher Senke gelten (H. Louis 1953).

G. Solle hat zu den Erkenntnissen H. Louis' kritisch Stellung genommen und Zweifel geäußert, ob bereits im Tertiär ein bis zu 200 m tiefes Talsystem im Eifel- und Moselgebiet bestanden habe. Er vertritt die Ansicht, daß die oligozäne Taleintiefung und Aufschüttung nicht mehr als 30—50 m erreicht haben könne. Ebenso sei die Herkunft so großer Gangquarzmassen, wie sie für eine höhere Aufschüttung gefordert werden müßten, nicht zu erklären. Gegen beträchtliche Hebungen und Senkungen der Rheinischen Masse im Oligozän spräche außerdem die fast konstant gebliebene mitteloligozäne Küstenlinie nördlich der Eifel (G. Solle 1959). Obwohl die hier im Nettegebiet gemachten Beobachtungen mit denen von H. Louis weitgehend übereinzustimmen scheinen, muß eingeräumt werden, daß die von G. Solle erhobenen Einwände berechtigt sein können. Möglicherweise sind bei den bestehenden Höhenunterschieden der tertiären Flußablagerungen tektonische Verstellungen doch mehr beteiligt, als sie von H. Louis ursprünglich angenommen.

c. Die quartären Netteterrassen und ihre Beziehungen zum Vulkanismus

Altpleistozäne Terrassen

Die ersten hochgelegenen bunten Schotter finden sich dort, wo der Phonolithtuff den linksseitigen Hängen aufliegt, in 410 m Höhe, 90 m über der Talsohle. Sie treten unter dem Phonolithtuff hervor. Es handelt sich dabei um kleine, vereinzelt bis 4 cm große Schotter aus Grauwacke, Quarzit und Quarz.

Gleichfalls am linken Hang liegt 70 m über dem Tal ein Teil des Lavastromes, der aus dem Sulzbusch in westlicher Richtung, also entgegengesetzt dem heutigen Talgefälle, ausgeflossen ist. Phonolithtuffe und Basalttuffe bedecken ihn fast gänzlich. Ein kleines Schottervorkommen befindet sich oberhalb der Sulzbuschlava in ebenfalls 410 m Höhe (r: 83 500, h: 83 300). Es ist wohl nicht nötig, wegen der Laufrichtung des Lavastromes hier ein Tal zu vermuten, welches ein dem heutigen entgegengesetztes Gefälle besaß. Es gibt genug Beispiele dafür, daß ein Lavastrom talaufwärts geschoben wurde, wie z. B. dies im Kylltal und Alfbachtal der Fall ist.

Aus der vorwiegend südöstlichen Laufrichtung biegt die Nette unterhalb des Sulzbusch am Schwedischen Gästehaus Nettemühle mit scharfem Knick in die südwestliche Richtung um. In Fortsetzung der ursprünglichen Laufrichtung nimmt sie ein unverhältnismäßig breites Nebental auf, welches einen Schwemmkegel in das Haupttal vorgeschoben hat und der Nette geradezu entgegenläuft. Dieses Tal wird von einem schmalen Gerinne durchflossen und ist auffallend kurz, es erscheint wie abgeriegelt, ehe man den südwärts abgebogenen, mit Lößlehm erfüllten Talanfang sieht. Offenbar hat sich ein Lavastrom des Hochstein auf dieses Tal hin bewegt und es abgeschnürt. Dieser Lavastrom ist fast völlig von Tuffen bedeckt, so daß Einzelheiten nicht zu erkennen sind. Rückschreitende Erosion verlegte den Talbeginn dann südwärts in das Devon hinein. Über die einstige Länge und den Verlauf dieses Tales läßt sich weiter nichts aussagen. Vermutlich kam das Tal aus nordöstlicher oder nördlicher Richtung, wo jetzt der Tuffkegel des Hochstein mit seinen Lavaströmen und die mächtigen Phonolithtuffe liegen (s. K. II).

Im folgenden liegen die großen Pellenz-Vulkane mit ihren Lavaströmen auf der linken Seite des Tales. Unter der Lava, welche in unterschiedlichen Höhen über dem Tal hängt, treten an mehreren Stellen bunte Schotter auf. Diese Tatsache ist schon lange bekannt, bereits von Dechen (1864) vermutete hier einen von der Lava des Hochsimmer zugedeckten alten Nettelauf. Diese Ansicht wurde von späteren Autoren wiederholt vertreten (Mordziol, Ahrens, Hopmann, Frechen) (s. Abb. 1).

Wie sieht nun das Bild im einzelnen aus, wo und in welcher Höhenlage treten Schotter auf, von welcher Beschaffenheit ist das Liegende des Basaltes? Diese Fragen sollen zunächst erörtert werden.

Den Basalt unterlagert ein Basalttuff von 0,50—2,00 m Mächtigkeit, seine Herkunft ist noch nicht genau ermittelt. Einschlüsse von Phonolithtuff lassen auf einen älteren Ausbruch schließen (W. Ahrens 1936).

Die linksseitigen Hänge von der Nettemühle bis Schloß Bürresheim sind mit Wald bestanden und bieten keinerlei Aufschlüsse. Doch die ganze linke Talwand von Schloß Bürresheim bis Mayen ist durch verstärkten Basaltbau in Höhe des Basaltes aufgeschlossen. Leider wird das Liegende selten erreicht. Um die Lagerungsverhältnisse des Basaltes zu verdeutlichen, wurde ein geologischer Aufriß der linken

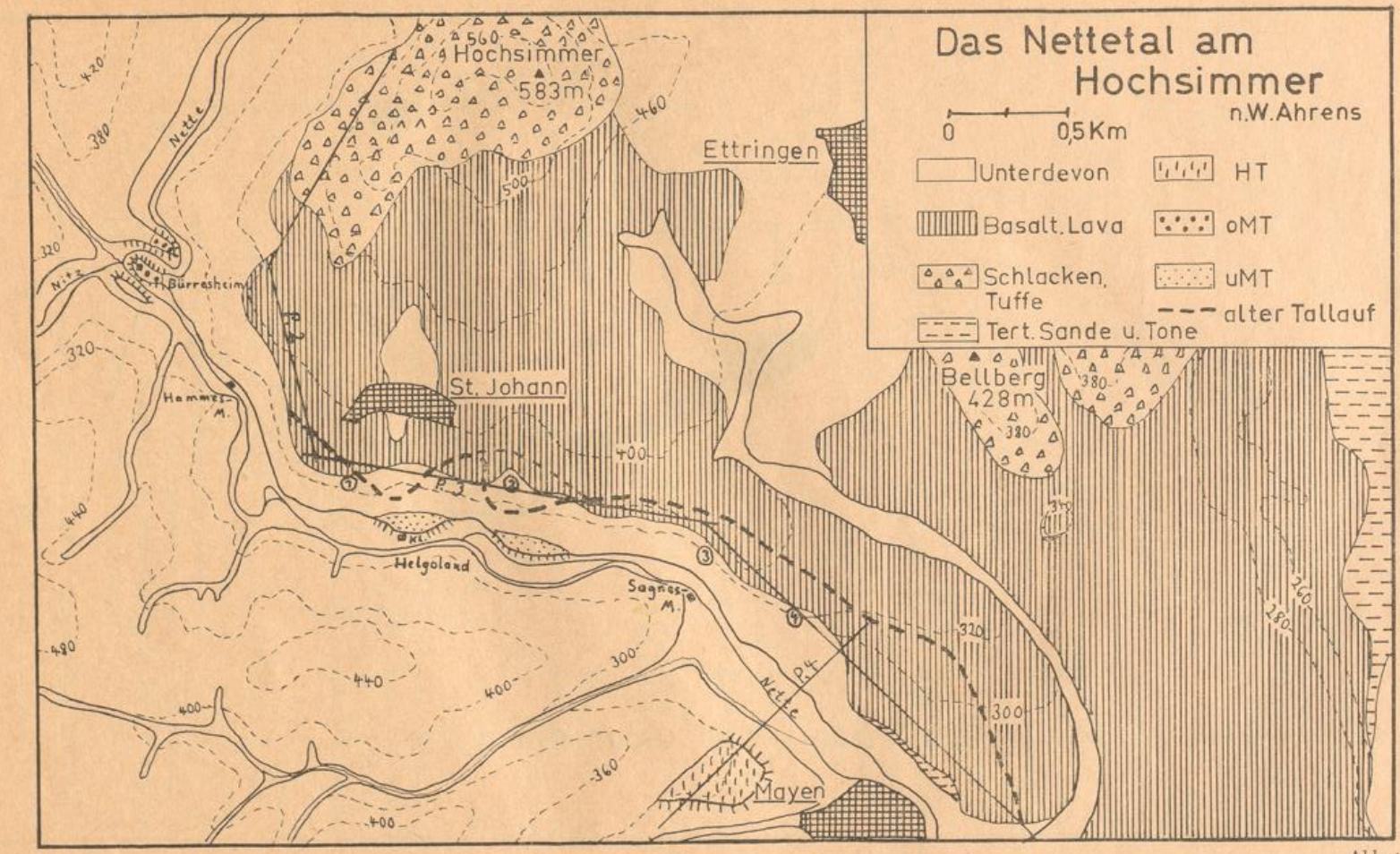


Abb. 1

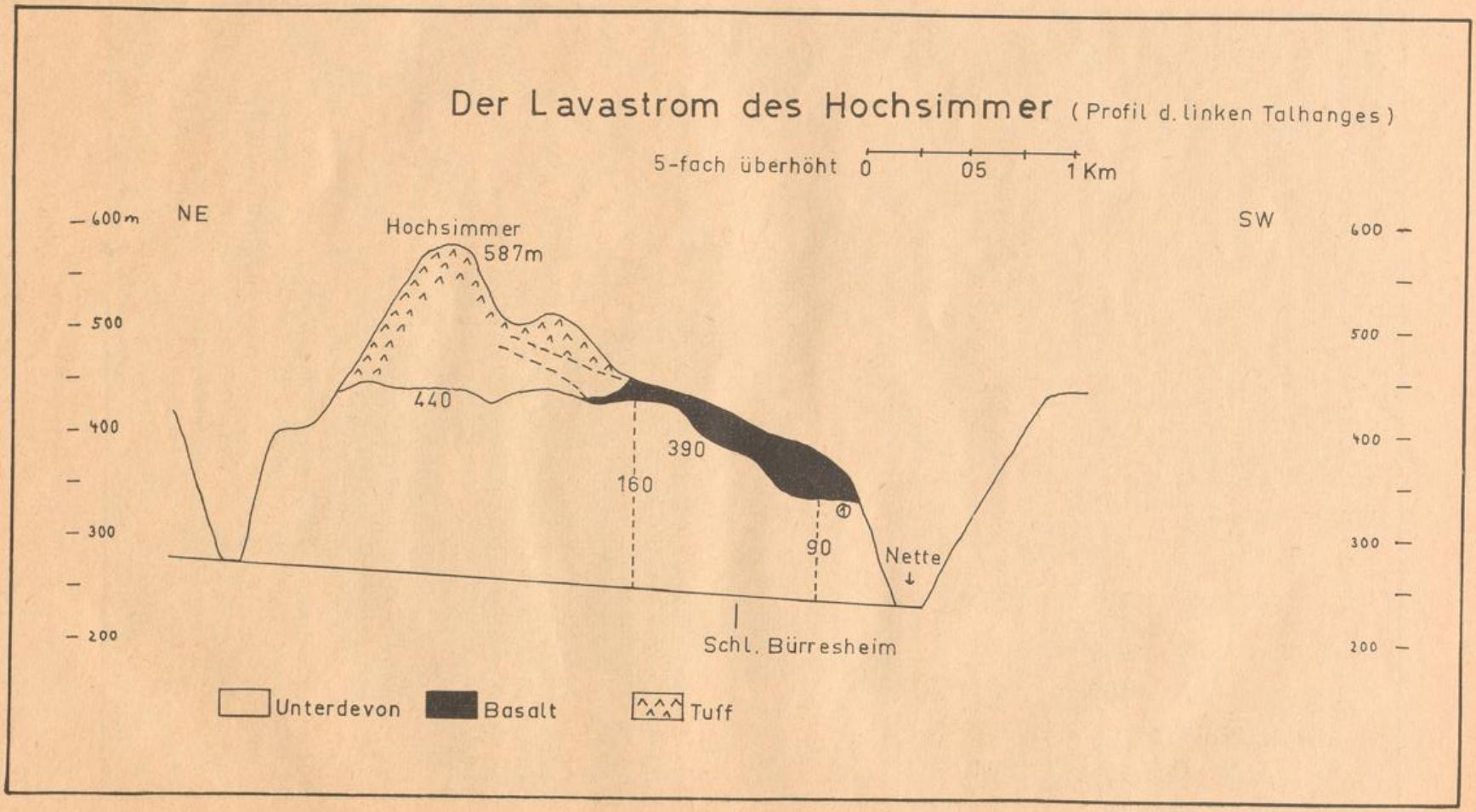


Abb. 2

Talwand von der Nettemühle bis zur Papiermühle in einzelnen Abschnitten gezeichnet.

In Abb. 2 fällt sofort der starke, leicht gestufte Abfall der Basaltsohle auf. Die mittlere Stufe befindet sich in einer Höhe von ca. 380—390 m. Westlich des neuen Brechwerkes bildet der Basalt eine ca. 25 m hohe senkrechte Wand. Durch den neu angelegten Weg ist der Hang aufgeschlossen, der Weg selbst liegt im Devon. Hier fanden sich in einer Höhe von 340 m auf eine kurze Strecke von 2 m bunte Schotter (r: 84 750, h: 79 500), die bereits stark verwittert waren. Ihre Mächtigkeit erreichte im Höchstfall 20 cm. Zwischen die Schotter eingeschaltet waren bis zu 5 cm breite Bänder von Basalttuff, darüber erhob sich der Basalt. Die Auflagerungsfläche des Basaltes war durch Hangschutt verdeckt. Diese Schotterablagerung enthielt fast ausschließlich Grauwacken, Quarzite nur vereinzelt. Die Größe der Gerölle schwankte zwischen 1—8 cm. Basaltschotter fanden sich keine. Wenige Meter neben diesem Aufschluß standen 2 m mächtige Basalttuffe an, in welchen stellenweise leichte Kreuzschichtung zu beobachten war, außerdem fand sich im Tuff eine kleine Lößlinse. Es scheint sich hier zumindest teilweise um verschwemmtes Material zu handeln. An dem neu angelegten Weg am Hang ist verschiedentlich die Auflagerung von Basalttuff auf dem Grundgebirge zu sehen, an einigen Stellen kommen einzelne Grauwackenschotter an der Grenze zwischen Devon und Tuff in 330—340 m Höhe zum Vorschein.

Von der Sohle des größten Steinbruchs am Brechwerk führt ein Weg im Devon aufwärts. In ca. 380 m Höhe liegt der nächste Basaltsteinbruch, dessen Liegendes jedoch nicht feststellbar war. verfolgt man den Weg weiter, so gelangt man in 370 m Höhe zu folgendem Aufschluß (r: 85 600, h: 79 450):

30—40 cm	brauner Waldboden mit kantigem Basaltschutt
10—50 cm	bunte Schotter, mäßig gerollt, bis zu 10 cm Länge
	Liegendes: Tonschiefer, Grauwacken

Dieses Profil war auf eine Länge von 30 m zu verfolgen (Aufschluß Nr. 2 in Abb. 1). Es handelt sich überwiegend um Grauwackenschotter, Quarze und Quarzite waren seltener, Basaltschotter wurden mehrfach gefunden. Nach der Zeunerschen Schotteranalyse verteilen sich die Prozente wie folgt: Grauwacke 80 %, Quarzit 12 %, Quarz 6 %, Basalt 2 %. Die gefundenen Basaltschotter ergaben im Dünnschliff eine gewisse Übereinstimmung mit dem Basalt des Sulzbusch. Demnach wäre zu vermuten, daß die Aufschotterung hier noch vor dem Ausbruch des Hochsimmer, wahrscheinlich aber nach dem Ausbruch des Sulzbusch erfolgt ist. Stratigraphisch würden diese Schotter dann unter den Hochsimmerbasalt gehören. Die unteren Schotterpartien enthalten vereinzelte, nur kantengerundete 10—15 cm große plattige Grauwacken, sonst überwiegen Korngrößen von 2—8 cm.

Die Schotteranalyse nach Cailleux erbrachte ein sehr periglaziales Morphogramm (Diagr. 1, Nr. I, I) [1]). In Übereinstimmung mit anderen Autoren (Tricart, Hövermann, Poser, Richter, Kremer) wurde die Grenze bei 200 gesetzt, d. h. die Indexgruppe von 0—200 wurden dem kaltzeitlichen Bereich zugeordnet, die übrigen dem warmzeitlichen. Nach dem vorliegenden Morphogramm müssen wir folgern, daß die Schotter mit ihrem geringen Zurundungsgrad in einer kaltzeitlichen Periode des Pleistozäns transportiert worden sind, als durch überwiegend mechanischen Ver-

[1]) Eine Zusammenstellung der Ergebnisse der morphometrischen Schotteranalysen findet sich am Schluß.

witterung überreichlich Gesteinsschutt anfiel, der infolge nur kurzer Schmelzperioden des Eises wenig weiterverfrachtet werden konnte. Ob sich diese Schotter wirklich unter den anstehenden Basalt hinziehen, entzieht sich der Beobachtung. Zwei Möglichkeiten kommen jedoch nur infrage: entweder liegt das alte Haupttal unter dem Basalt und gehören diese Schotter zu einer höheren Terrasse, eventuell auch eines Nebentales — oder das alte Tal führte hier an der Stelle des heutigen Tales entlang und umfloß die devonische Erhebung bei St. Johann mit einer südlichen Schlinge.

Für das rasche Tiefergehen der Basaltunterkante wird die große Verwerfung verantwortlich gemacht, welche die Pellenz gegen die westlichen Hochflächen abgrenzt. Diese Verwerfung von ca. 50 m Sprunghöhe wurde vor dem Ausfließen der Lavaströme angelegt. Auf diese Weise ist von der Lava eine Bruchstufe konserviert worden (s. Abb. 3).

Auf der restlichen von Basalt flankierten Talstrecke wurde kein Aufschluß mehr angetroffen, der ein Schotterprofil unter dem Basalt gezeigt hätte. Jedoch verdient ein anderer Aufschluß Beachtung.

In dem großen Steinbruch oberhalb der Sagnesmühle war folgendes Profil aufgeschlossen (r: 86 400, h: 79 100):

20—25 m	Basaltlava
0,60 m	horizontal geschichteter Basalttuff
0,70 m	verlehmter Löß

Die Grenze zwischen Tuff und Löß ist sehr scharf, stellenweise lassen sich in der obersten Partie des Löß feine Aschenbänder wahrnehmen. Von der Unterkante des Tuffes gehen an einigen Stellen kleine Spalten in den Löß hinein — sie sind maximal 15 cm lang — die mit Tuff angefüllt sind. Der Löß ist mit einem Kalkgehalt von nur 4,8 % bereits weitgehend entkalkt. Das Liegende ist nicht aufgeschlossen. Eine Schwemmanalyse erbrachte die für Löß typische Korngrößenverteilung:

Kalkgehalt	0,002	0,002—0,006	0,006—0,02	0,02—0,06	0,06—0,2	0,2—2,0
4,8 %	10,3	2,5	25,7	44,5	8,5	8,5

Es liegen keine Anzeichen für verschwemmten Löß vor. Der feine Tuff in den oberen Partien scheint während gleichzeitiger Eruptionen mit dem Löß angeweht worden zu sein. Die Spalten lassen sich wohl als Trockenrisse erklären, welche infolge starker Erhitzung durch die überlagernden vulkanischen Massen entstanden (Profil Nr. 3 in Abb. 1, 3).

Wir haben hier also allem Anschein nach eine höhergelegene Stelle einer alten Talung vor uns, vielleicht auch eine Terrasse, wohin Feinmaterial, aufbereitet in der letzten kalten Phase vor Eruption der Tuffe, angeweht worden ist. Die Hauptmasse des Tuffes wurde abgelagert, als der Löß bereits abgesetzt und entkalkt worden war. Vielleicht erfolgte die Ablagerung des Tuffes während oder nach einer wärmeren Klimaperiode. Der darüberliegende Hochsimmerbasalt dürfte nicht viel jünger sein.

Die Schotter, welche auf dem geologischen Blatt (Mayen, Nr. 5609) in ca. 330 m Höhe eingetragen sind, finden sich auf dem etwas flacher geböschten Hang verstreut in 300—320 m Höhe oberhalb Mayen vor dem Basalt liegend (r: 86 750, h: 78 850).

Ein Aufschluß ist nicht vorhanden. In dem dahinterliegenden Steinbruch sind jedoch an mehreren Stellen auf der Sohle stark verwitterte Grauwackenschotter zu finden. Es ist wahrscheinlich, daß diese Schotter zu einem unter dem Basalt ver-

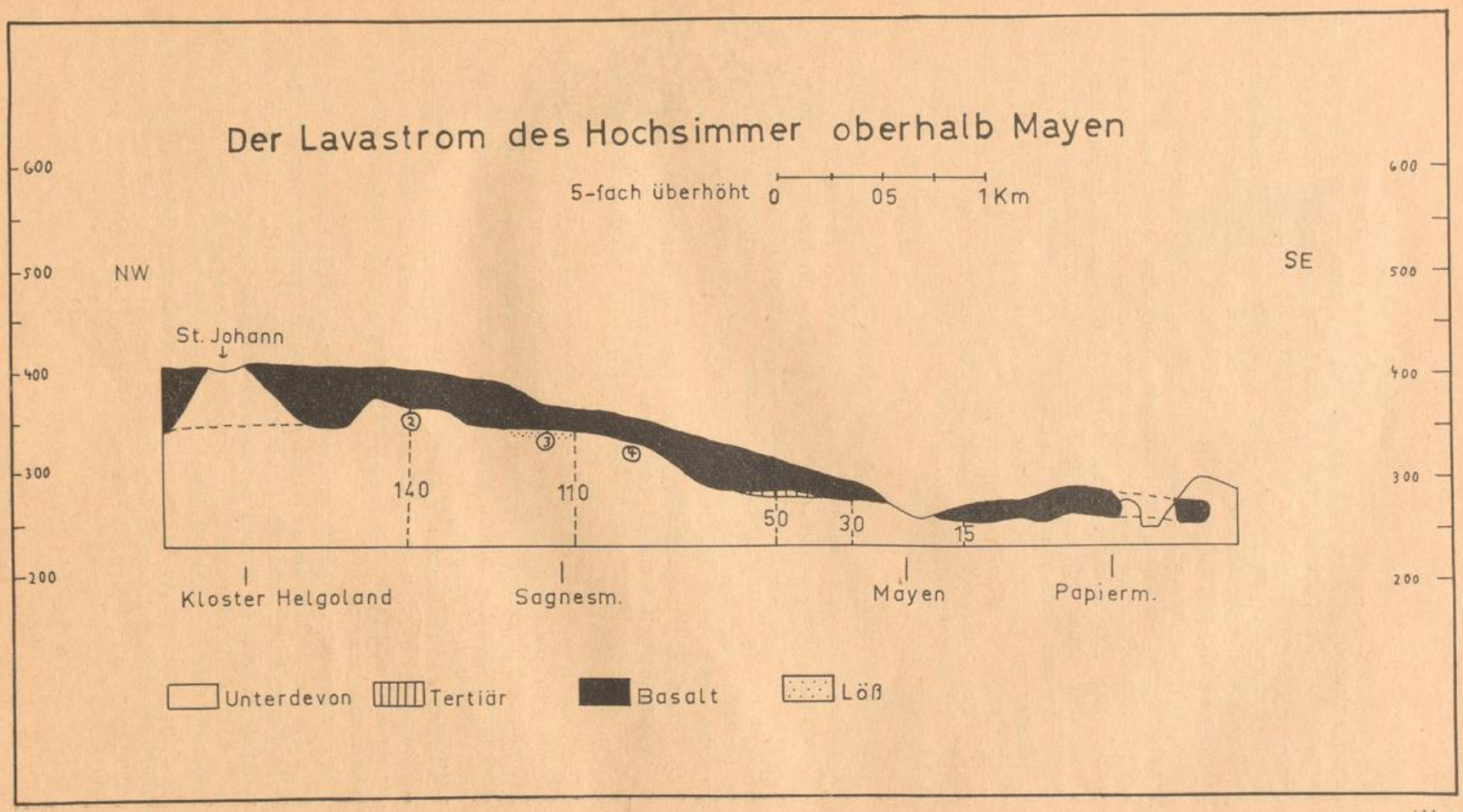


Abb. 3

borgenen Bachbett gehören, und daß ein Teil von ihnen im Laufe der Hangverwitterung zum Vorschein kam und mit den kaltzeitlichen Schuttdecken langsam hangabwärts gewandert ist. Die morphometrische Schotteranalyse ergab wiederum ein periglaziales Morphogramm (s. Diagr. 1. V). Basaltschotter wurden nicht ausgesondert, da hier die Unterscheidung von Schottern und Bruchstücken des anstehenden Basaltes zu unsicher war (Nr. 4 in Abb. 1, 3).

Auf der gegenüberliegenden Talseite befindet sich der Heckenberg, dessen nach SE vorspringende Verebnung den Flurnamen „Knüppchen" trägt. Auf dieser leicht zum Mayener Becken hin geneigten Verebnung fanden sich in 290—300 m Höhe bunte Schotter aufgeschlossen (r: 86 400, h: 78 300). Ihre Mächtigkeit betrug ca. 40 cm. Unter ihnen waren auffallend viele große, nur kantengerundete Basaltschotter, die dem Hochsimmerbasalt anzugehören scheinen. Die Zusammensetzung der Schotter war wie folgt: Grauwacke 74 %, Quarzit 15 %, Basalt 9 %, Quarz 2 %. Sie liegen 10—20 m tiefer als die Unterkante der gegenüberliegenden Basaltlava. Die morphometrische Schotteranalyse zeigte auch hier ein Morphogramm mit deutlichem Maximum im periglazialen Bereich (s. Diagr. 1. IV). Ein Vergleich mit Schottern aus dem heutigen Bachbett (s. Diagr. 2. III) zeigt auffallende Unterschiede (s. Abb. 4).

von Dechen beschreibt ein Profil mit Schottern unter Basalt, offensichtlich ein Vorkommen unter dem isolierten Basalt unterhalb der Papiermühle (= früher Triaccamühle). Bereits zu von Dechens Lebzeiten war der Aufschluß verstürzt.

In der Nähe der Papiermühle läßt sich die devonische Auflagerungsfläche des Basalt 10 m über der heutigen Talsohle beobachten. Die untersten Lavaschichten, der sog. Dielstein, fallen hier stark in den Hang ein und deuten auf ein dahinterliegendes verschüttetes Talbett hin.

Der Strom des Ettringer Bellbergs liegt rund 15 m tiefer als die tiefsten Teile des Hochsimmerstromes und ist wohl etwas jünger als der letztere. Dafür spräche auch die von von Dechen angegebene bemerkenswert reichliche Beteiligung von Basaltschottern im Profil unter dem Bellbergbasalt.

Zur Zeit der großen Lavaeruptionen war die Nette im großen Ganzen bereits in ihrer heutigen Laufrichtung angelegt. Sie hatte offenbar nicht nur bereits einen Teil des tertiären Füllmaterials ausgeräumt — tertiäre Schotter sind bisher unter dem Basalt nicht bekannt — sondern es hatte auch schon eine altpleistozäne Tal- und Terrassenbildung stattgefunden.

Offenbar sind Hochsimmer und Bellberg noch jünger als die älteste pleistozäne Aufschotterung, wogegen der Sulzbusch älter zu sein scheint, wenn man die entsprechenden Basaltschotter unter den ältestpleistozänen Schotterresten seinen Lavaströmen zuordnen kann.

Wie verlief dieses altpleistozäne Nettetal? Die Form des Lavastromes in Abb. 1 zeigt, daß hier das alte Tal mit seiner vulkanischen Ausfüllung von dem jüngeren Nettetal angeschnitten und zum Teil beseitigt worden ist. Wir dürfen wohl annehmen, daß die Sohle des Stromes in 340 m Höhe mit der ehemaligen Talsohle identisch ist. Die darüberliegende kleine Devonstufe findet kaum Entsprechungen in der Umgebung, über eine eventuelle Zugehörigkeit zu einem bestimmten Talniveau läßt sich nichts sagen. Wie die Weiterverfolgung der Profile zeigt, lief das alte Tal oberhalb Mayen nicht ganz parallel dem heutigen Nettetal. Jedoch erscheint eine Querverbindung etwa in Richtung der Ortschaft Ettringen ausgeschlossen, da das Devon

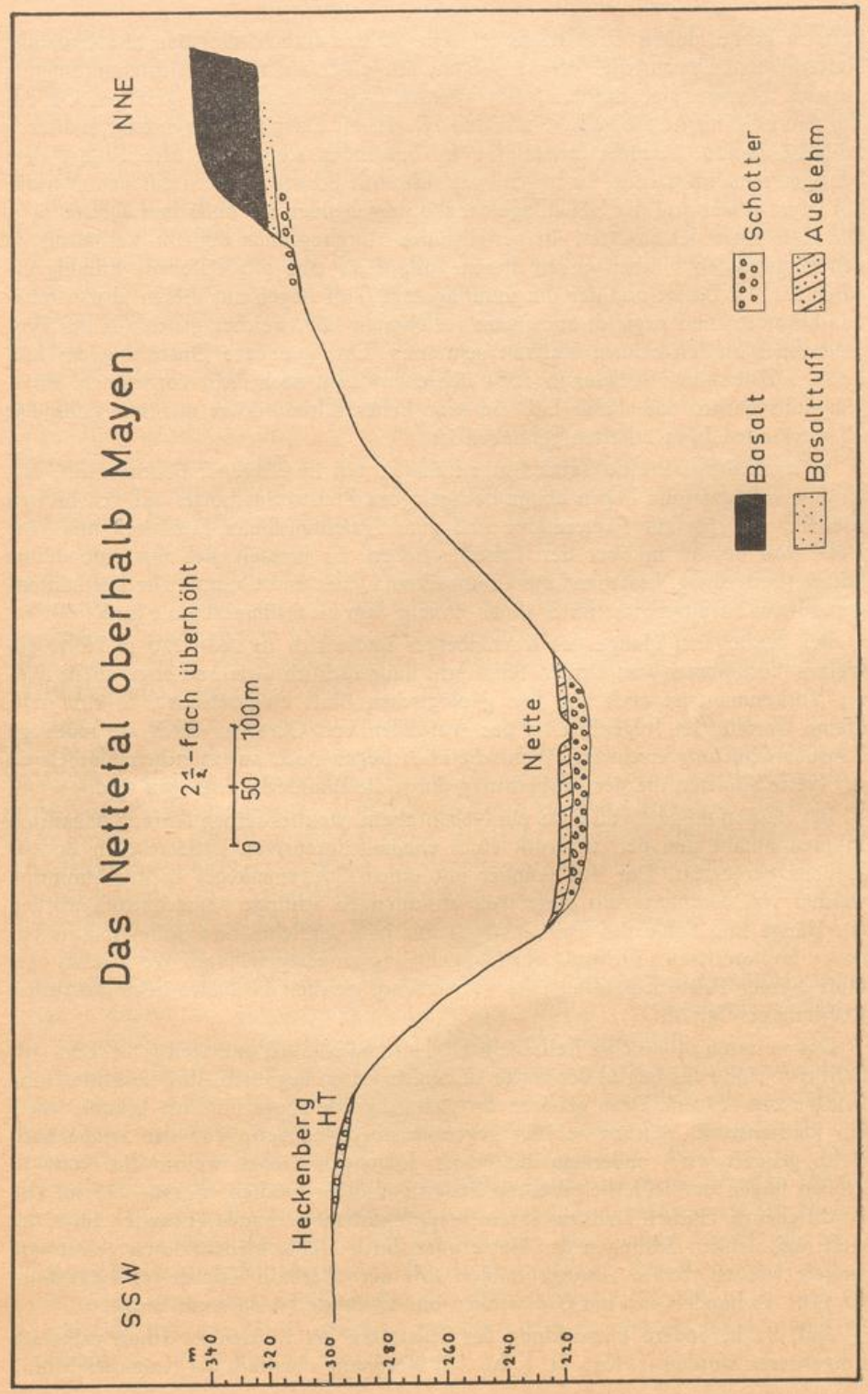


Abb. 4

dort zu große Höhen erreicht. Es ist sehr wahrscheinlich, daß das altpleistozäne Nettetal dem Devonriegel bei St. Johann mit einer südwärts gerichteten Biegung auswich. Dieser Talabschnitt ist der jüngeren Erosion zum Opfer gefallen. Ob das Tal dann die kleine Schwelle (Aufschluß Nr. 2) mit einer nördlichen oder südlichen Schlinge umfloß, ist nicht feststellbar. Im Folgenden scheint der alte Tallauf dem heutigen ziemlich parallel zu liegen, was sich ohne Schwierigkeiten aus dem Verlauf des Lavastromes und der Höhenlage der ihn umgebenden Devonflächen ablesen läßt. Die Höhenlage der Schotter, ihr periglaziales Morphogramm und ihr Verhältnis zu den umgebenden Flächen lassen diesen Tallauf als eine altpleistozäne Bildung erscheinen. Der Basalt und der ihn unterlagernde Tuff liegen auf diesen altpleistozänen Schottern und zugleich auf einem verlehmten Löß, welcher gleichfalls das Produkt einer altpleistozänen Kaltzeit sein muß. Eine genauere Einstufung des Löß und der Zeit seiner Verlehmung läßt sich einstweilen noch nicht vornehmen. Es ist jedenfalls gewiß, daß dieser Löß ein sehr hohes Alter besitzt und nur dank der überlagernden Lava erhalten geblieben ist.

Weitere altpleistozäne Terrassenreste finden sich im Mayener Becken nicht, erst an dessen Südostrand liegen einige hochgelegene Pleistozänschotter auf den breiten Riedeln, die sich zur Papiermühle und zum Erziehungsheim hinziehen und eine Höhe von 40—50 m über der Talsohle haben. Es handelt sich um eine dünne Schotterbestreuung, bestehend aus Grauwacken, Quarz und Quarzit. Die nur kantengerundeten Basaltschotter unter ihnen ähneln dem Hochsimmerbasalt (s. K. II).

Bei Betzing am Hange des Katzenberges findet sich in 265—270 m Höhe ein kleines Vorkommen von bunten Schottern, hauptsächlich Grauwackengeröllen. Dieses Vorkommen ist auch auf dem geologischen Blatt eingezeichnet. Es sind sehr kleine Gerölle. Im folgenden ist das Auffinden von Geröllen durch die mächtige Bimsüberschüttung erschwert. Wahrscheinlich liegen noch auf manchen Flächen an der Nette Schotter, die der Beobachtung durch die Bimsdecke entzogen sind.

Bei Hausen mündet von links ein Nebental ein, welches seinen Anfang in sanften Mulden nimmt und den Eindruck eines ehemals intensiven kaltzeitlichen Bodenfließens hervorruft. Das Tal mündet mit einem Schwemmkegel in das Haupttal, welcher von der Nette mit einer weit ausholenden Schlinge angeschnitten worden ist. Hänge und Sohle des Tälchens sind mit Löß, Lößlehm und Schieferschutt bedeckt, letzterer ist in Richtung der Hangneigung eingeregelt. Nach W. Ahrens verläuft diesem Talstück parallel eine Verwerfung, welcher die Nette in nordöstlicher Richtung gefolgt ist.

Des weiteren fallen eine Reihe von Flächen und Kuppen auf, welche in recht einheitlicher Höhe des Engtal der Nette zu beiden Seiten begleiten. Ihre absolute Höhe beträgt 240—250 m. Dazu gehören der vorspringende Sporn nördlich Trimbs, sowie ein Flächenstück, welches auf der gegenüberliegenden Seite von der Straße nach Polch gequert wird, außerdem die beiden folgenden Riedel, welche die Nette in großen Bögen umfließt. Bei Welling finden wir diese Flächen in 240—245 m. Die beschriebenen Flächen sind aus ihrem ursprünglichen Verbande entweder durch die weit ausholenden Schlingen der Nette oder durch kleine Nebentälchen gelöst und isoliert worden. Bunte Schotter fanden sich nur oberhalb Trimbs (r: 92 100, h: 77 550). Es handelt sich um Grauwacken und Quarzite bis zu 8 cm Länge.

Auf die besondere Entwicklung der Talstrecke bei Ruitsch ist schon mehrfach hingewiesen worden (s. Kap. II. 1. b). Am Nordhang oberhalb der Ruitscher Mühle

treten in 200 m Höhe tertiäre gut abgerollte Quarzschotter unter bunten pleistozänen Schottern hervor. Letztere sind zum größten Teil unter einer mächtigen Bimsschicht verborgen. Auf der gegenüberliegenden Talseite finden sich die bunten Gerölle nicht nur in unmittelbarer Nähe des Haupttales, sondern ziehen bis Ruitsch hinein in die flache weite Talung, welche, über Polch und Kerben aus dem niederen Maifeld kommend, von Louis als eine alttertiäre Talung angesehen wird. Die Schotter liegen dort in 200—220 m Höhe. Von der Hochlayer Mühle an windet sich die Nette wieder in einem steilen Durchbruchstal, dessen Hänge Höhen von 330 und 340 m erreichen. Bei Ruitsch liegen also die höchsten Pleistozängerölle deutlich tiefer als das umgebende Devon. Daher nimmt Louis für diesen Talabschnitt eine altpleistozäne Verschüttung einer tertiären Talfurche an (H. Louis 1953) (s. K. I).

Diese Ansicht wird unterstützt durch weitere Schotterfunde 70 m über der heutigen Talsohle der Nette. Ein kurzes Nebental, welches von links in das Haupttal einmündet und die Emminger Höhe von Steinsberg trennt, hat an seinen Hängen bunte Schotter in 200 und 215 m Höhe aufgeschlossen (r: 95 750, h: 78 450). Weitere Vorkommen liegen in 180 m Höhe in der Umgebung des Alsinger Hofes. Diese Häufung hoher Pleistozänschotter scheint die These von einer altpleistozänen Talung an dieser Stelle zu unterstützen. Das bedeutet, daß sich die Nette hier epigenetisch auf der altpleistozänen Aufschüttungsoberfläche angelegt hat, rechtwinklig zu einer älteren Talfurche. Die Devonhänge, welche an dieser Stelle das heutige Nettetal gegen die Pellenz abgrenzen, waren unter der altpleistozänen Aufschüttung begraben. Auf der rechten Seite der Nette erscheinen zwei Felsterrassen in 230 m Höhe, sie könnten durch seitliche Erosion auf der altpleistozänen Aufschüttungsoberfläche entstanden sein (s. Abb. 5).

Teile der großen schotter- und bimsbedeckten Flächen zur Linken der Nette dürften mit ziemlicher Sicherheit zu jener ältesten pleistozänen Aufschüttung gehören. Doch eine ins Einzelne gehende Unterscheidung von Terrassenflächen ist hier nicht möglich. Wir müssen mit Umlagerungen von Schottern gerade an dieser Stelle rechnen, auch ist die Obergrenze späterer, vielleicht gleichfalls altpleistozäner Aufschüttungsphasen nicht zu ermitteln. Die Untergrenze der ältesten pleistozänen Aufschüttung liegt in ca. 200 m Höhe. Von bunten Geröllen, welche in 215 m Höhe am linken Hang liegen, wurde eine morphometrische Analyse gemacht (Diagr. 1. VI). Das Morphogramm hat kaltzeitlichen Charakter.

Basaltschotter fanden sich recht zahlreich, sie entstammten sämtlichen Lavaströmen, die für die Untersuchung herangezogen wurden. Terrassenhorizonte lassen sich jedoch aus bereits oben genannten Gründen nicht ausgliedern.

Weiterhin liegen zu beiden Seiten der Nette mehrere Verebnungen in 180—190 m Höhe, 40—50 m über der Talsohle, welche sich durch gelegentliche dünne Schotterbestreuung als fluviatile Bildungen erweisen. Auch unweit der Ruitscher Mühle findet sich am linken Hang ein kleines Vorkommen in dieser Höhe, ca. 15—20 m tiefer als die zur ältesten pleistozänen Aufschüttung zugerechneten Schotter. Offenbar handelt es sich bei diesen Ablagerungen um jüngere Flächenreste im Hauptterrassenniveau. Basaltschotter fanden sich mehrfach, sie schienen sowohl dem Sulzbuschbasalt wie auch den Mayener Vulkanen anzugehören. Das Morphogramm von Geröllen aus dem gleichen Niveau bei der Flöcksmühle (r: 97 000, h: 80 000) ist periglazial (Diagr. 2. XI), (s. Abb. 6), jedoch nicht so extrem wie bei den anderen Terrassen.

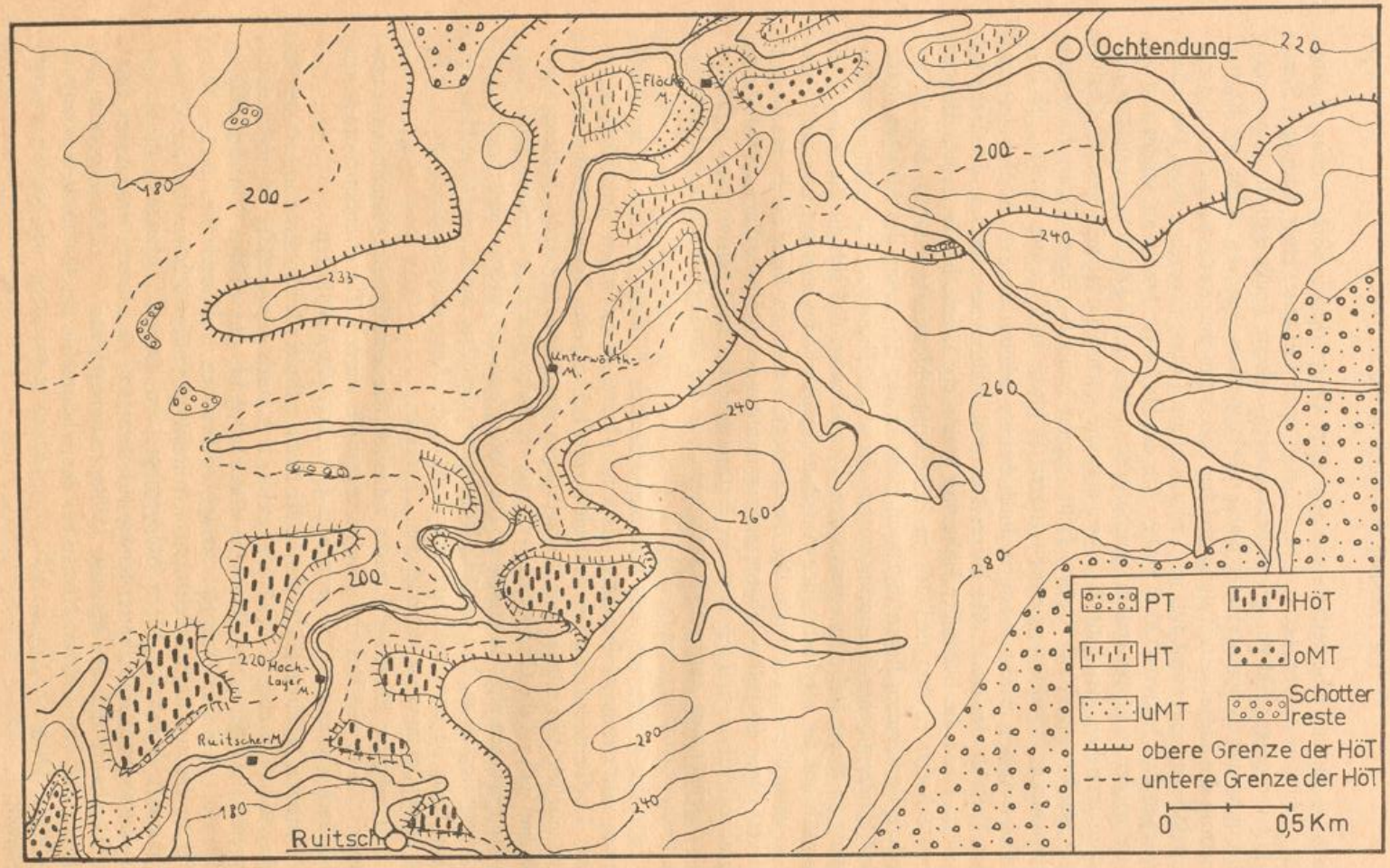


Abb. 5 Die Netteterrassen zwischen Ruitsch und Ochtendung.

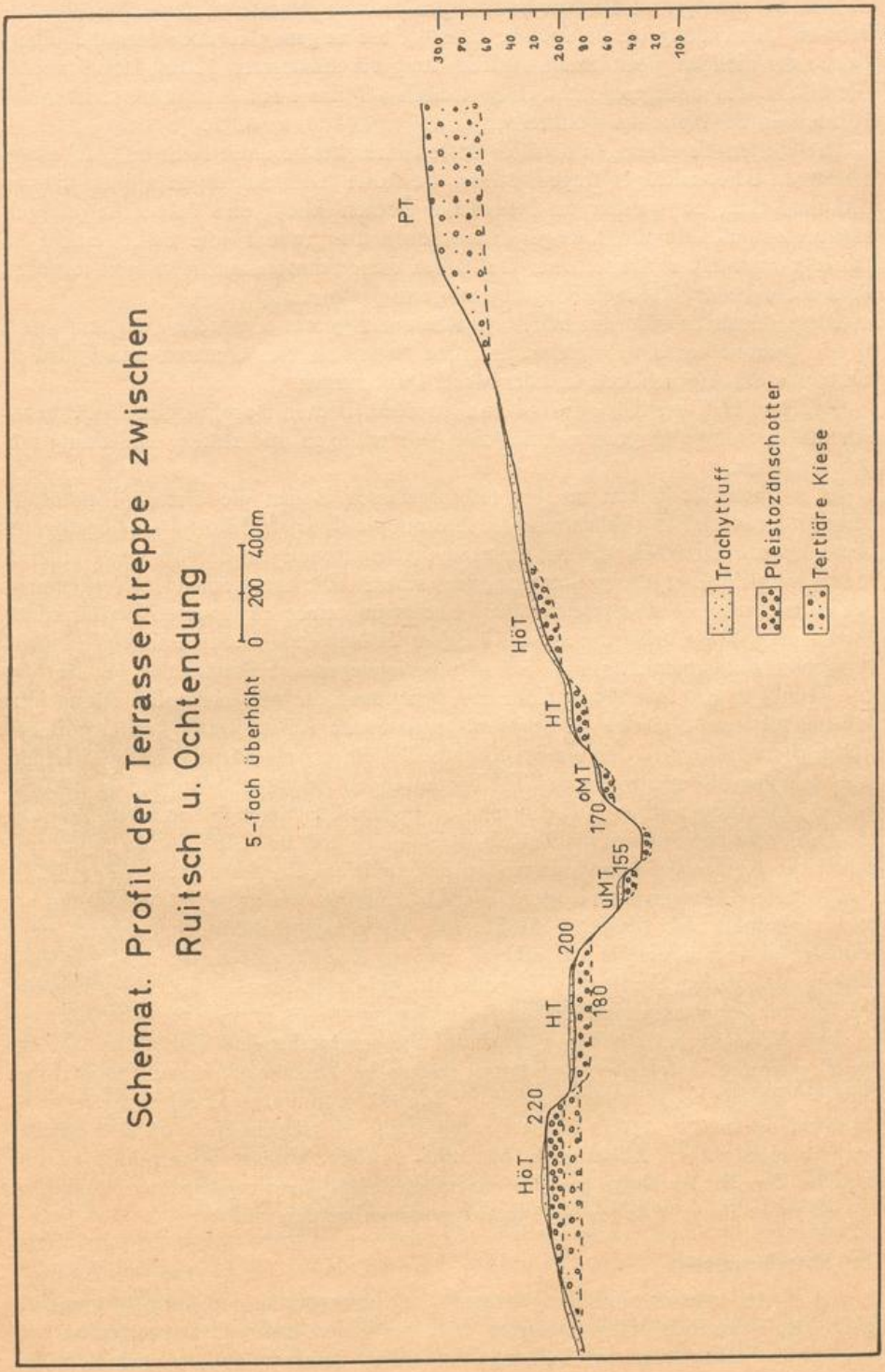


Abb. 6

Von Bedeutung sind die sehr hoch liegenden Schotterreste an der Lohmühle südwestlich Ochtendung (r: 98 400, h: 79 350). Sie zeigen, daß auch hier die Obergrenze der ältesten pleistozänen Aufschüttung bis mindestens 220 m Höhe reichte. Gleichfalls sehr hochgelegene Gerölle treffen wir nur noch einmal 85 m über der Talsohle in der Nähe des Tönchesberges an (r: 97 400, h: 82 200).

Die breiten Verebnungen nördlich Bassenheim, welche unter Bims und Löß einen mächtigen Schotterkörper tragen, bilden die Reste jener mächtigen altpleistozänen Akkumulation, zu welcher im Neuwieder Becken Rhein und Mosel beigetragen haben. Es sind dies die Kettiger Höhe sowie die große Fläche östlich Saffig in ca. 200, bzw. 210 m Höhe. Zum Teil ruhen diese Schotter auf mächtigen tertiären Tonen, die in der Kärlicher Tongrube aufgeschlossen sind.

Diese Terrassen sind der mHT des Rheines zugeordnet worden (Gurlitt 1949 u. a.). Grauwackenschotter treten in ihnen zugunsten von Quarzen und typischen Gesteinen des Alpenrheines und der Mosel stark zurück.

uHT und oHT des Rheines sind im Neuwieder Becken morphologisch nicht deutlich faßbar infolge jüngerer tektonischer Verstellungen und starker Bedeckung mit Löß und Bims.

In welchem Verhältnis zu den Rheinterrassen stehen die älteren Pleistozänschotter der Nette? Wir sahen, daß die ältesten pleistozänen Schotter eine bestimmte obere Grenze erreichen, die am unteren Nettelauf und im Bereich des Niederen Maifeldes nicht über 230 m hinauszugehen scheint. Die entsprechenden Vorkommen bei Ruitsch zeigen eine altpleistozäne Verschüttung einer im jüngeren Tertiär schon einmal zugefüllten Talfurche an, auf welcher die Nette epigenetisch angelegt wurde. In diesem Zusammenhang sind die sehr hochgelegenen Schotterfunde bei Betzing und Trimbs in 260 und 270 m Höhe von Bedeutung. Sie weisen nämlich darauf hin, daß im mittleren Nettelauf diese älteste pleistozäne Aufschotterung eine noch beträchtlichere Höhe erreichte als bei Ruitsch. Bei einer Aufschüttung bis zu maximal 270 m kamen die niedrigen, das Tal begrenzenden Hänge und Kuppen in 250 bis 260 m Höhe unter dieser Aufschüttung zu liegen. Das heißt mit anderen Worten: die Talstrecke von Hausen bis Ruitsch ist ebenfalls erst im Altpleistozän durch epigenetische Anlage der Nette entstanden und stellt ein Durchbruchstal dar (s. K. I).

Die tiefere Terrassenstufe, welche bei Ochtendung eine größere Ausdehnung erreicht, oberhalb der Ruitscher Mühle nur als gelegentlicher Gehängeknick oder schmale Leiste ausgebildet ist, scheint auf die Rheinhauptterrasse im Neuwieder Becken auszulaufen. Sie liegt im Durchschnitt 40—50 m über der Talsohle, während die Schotter der älteren pleistozänen Aufschüttung 60—80 m relative Höhe besitzen.

Zum Vergleich sei ein kurzer Blick auf die entsprechenden Verhältnisse an der Mosel geworfen. Altpleistozäne Schotter reichen bei Dreckenach bis zu 230 m Höhe. Unweit Koblenz bei Winningen gehen sie auf 225 m hinunter, am oberen Dörrbachtal liegen sie in 200—210 m Höhe. Für die untere Mosel wies H. Louis eine Schrägstellung pleistozänen Alters nach. Mit einer solchen Schrägstellung muß vielleicht auch im Bereich der Nette gerechnet werden, da für die altpleistozänen Aufschüttungen sonst ein sehr hohes Gefälle angenommen werden müßte.

Die Mittelterrassen

Die Mittelterrassen sind Hangterrassen im Gegensatz zu den flurartig ausgebildeten altpleistozänen Hauptterrassen, d. h. sie bilden mehr oder weniger hervorspringende Flächenreste am Talhang. Außerdem unterscheiden sie sich von den

darunterliegenden Niederterrassen und sonstigen Bildungen der Talsohle dadurch, daß sie eine Lößdecke tragen.

Die Mittelterrassen der Nette sind, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht mehr als größere Flächenstücke vorhanden. In der Mäanderstrecke liegen sie stets nur auf einer Seite, und zwar meistens innerhalb der Mäanderbögen. Dies ist ein Hinweis darauf, daß die Mäander im wesentlichen bereits vor der Mittelterrassenzeit ausgebildet waren.

Im Steiltal am Hochsimmer und in der Talstrecke weiter oberhalb lassen sich keine deutlichen Mittelterrassenreste nachweisen. Schmale, nur mit Gehängeschutt bedeckte Talleisten springen gelegentlich in die Talsohle vor, ihre Oberkante liegt 5—8 m über der Talsohle, meist sind sie stark zur Talmitte hin geneigt. Solche Reste lassen sich z. B. an der Brachemsmühle und unterhalb der Nettemühle beobachten. Weiter talauf gehen sie allmählich in die Talsohle über.

Die Problematik der Mittelterrassen beginnt jedoch schon bei Schloß Bürresheim. Die Nette hat hier zwei Mäander ausgebildet. Die beiden umflossenen Sporne tragen in ihrem unteren Teil eine Verebnung, auf der größeren steht das Schloß in 270 m Höhe, 8 m über dem Nettespiegel, die kleinere neigt sich von 280 m auf 275 m zur Nette hin. Beide haben keine Schotterdecke. Gegenüber dem Schloß mündet die Nitz in die Nette. Zu beiden Seiten der Nitz liegen stark geneigte Flächen, die von mächtigen Hangschuttmassen bedeckt sind. Talaufwärts bilden sie bald den Talboden der Nitz. Die leicht geneigte Fläche südwestlich des Schlosses auf der rechten Seite des Nettetales steigt von 5 m auf ca. 10 m relativer Höhe an. Unweit des Bachbettes kommt der devonische Untergrund zum Vorschein und bildet einen schmalen Riegel, oberhalb welchem eine dünne Schotterbestreuung zu finden ist. Die fast ausschließlich aus Grauwacken bestehenden Schotter liegen 7—8 m über der Talsohle. Wahrscheinlich haben wir es hier mit Ablagerungen des mittleren Pleistozäns zu tun, welche von einer Hangschuttdecke überlagert worden sind, denn die Schotter sind mit Hangschutt vermischt. Die vorgefundenen Verhältnisse lassen vermuten, daß es sich hier um einen ehemaligen Lauf der Nitz handelt, deren Mündung ursprünglich 500 m südlich der heutigen lag. Veranlaßt wurde die Abkürzung der Mündungsstrecke möglicherweise durch den einen Mäanderbogen der Nette, welcher die Nitz anzapfte, so daß das alte Talstück parallel der Nette trockenfiel. Daß das Ganze morphologisch nicht mehr recht in Erscheinung tritt, dürfte an den starken kaltzeitlichen Bodenversetzungen liegen (s. Abb. 7).

Die Frage nach dem Alter der Anzapfung läßt sich nur relativ beantworten. Sie erfolgte, nachdem die Nitz Schotter abgelagert hatte, deren Obergrenze mindestens in 7 m Höhe über der heutigen Nettetalsohle lag. Die untere Grenze der Schotter läßt sich nicht feststellen. Nach dem Gesagten handelt es sich um eine Laufverlegung in der Mittelterrassenzeit. Eine Einteilung in obere und untere Mittelterrasse läßt sich auf Grund des spärlichen Beweismaterials nicht durchführen.

Das kurze Steiltal, welches neben der alten Nitzmündung 5—6 m über der Talsohle hängt, wird durch einen Weg angeschnitten, wobei bunte Schotter unter einer mächtigen Schuttdecke sichtbar werden. Die Höhenlage der Schotter entspricht dem alten Mündungslauf der Nitz, und eine altersmäßige Gleichsetzung erscheint nicht ausgeschlossen.

Kloster Helgoland liegt am Rande einer schmalen Verebnung, deren Oberfläche 8—10 m über der Talaue liegt. 500 m talab befindet sich ein ähnliches Stück in der

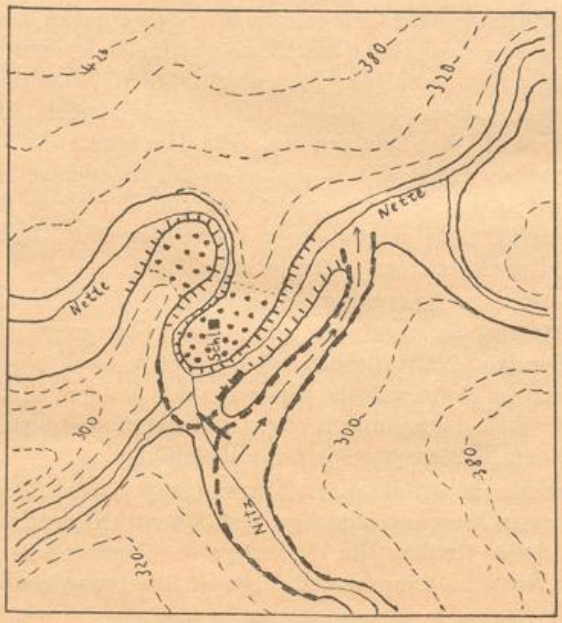


Abb. 7 Nette und Nitz bei Schloß Bürresheim

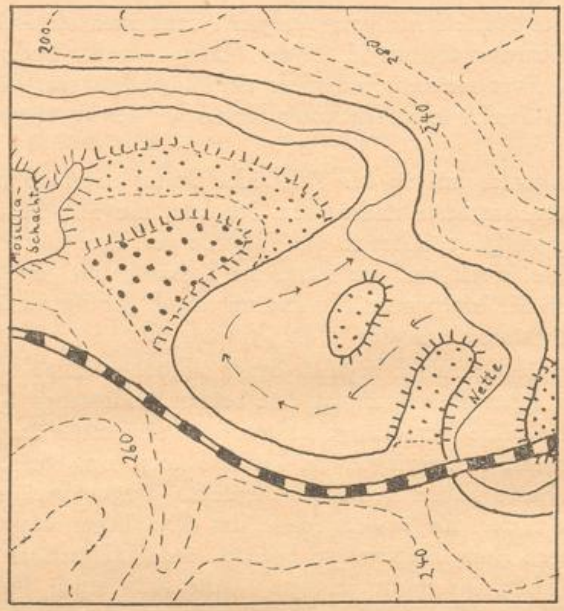


Abb. 8 Ein abgeschnürter Nettemäander bei Hausen.

Nähe des Kurhotels. Auf beiden fand sich nur Hangschutt, bestehend aus Devon und Basalt. Schmale Randleisten in der gleichen Höhe ziehen sich auch zu beiden Seiten der Sagnesmühle hin.

Im Mayener Becken lassen sich keine Mittelterrassen unterscheiden. Erst im anschließenden Engtal treten sie wieder auf, jedoch nicht als größere Flächen, sondern nur in Form schmaler, wenig beschotterter Sporne im Innern der Flußschlingen. Ein solcher Flächenrest findet sich zwischen den beiden Bächen unterhalb des Erziehungsheimes 20 m über der Talsohle. An der Wagnersmühle ist der untere Teil des von der Nette umflossenen Spornes einer Mittelterrasse zuzuordnen. Die Oberkante des Devons wurde 5 m über dem Tal beobachtet. Dabei handelt es sich offenbar um eine tiefere Terrasse als die oben beschriebenen. Einzelne Schotter traten über den Devon hervor.

Unterhalb der Bahnlinie, welche hier das Tal quert und nach Koblenz weiterführt, finden wir zum erstenmal ausgedehnte jüngere Terrassen. Eine weite, halbkreisförmige Talung gibt sich unschwer als ein abgeschnürter Mäander zu erkennen. Sie wird durch eine größere, kaum geneigte Verebnung begrenzt, deren Stirnkante 25 m über der Talsohle liegt. Hier treten unter Lößlehm einige bis zu 10 cm lange Grauwackenschotter zutage. Ein ca. 4 m mächtiger Löß, der nicht bis zum Liegenden aufgeschlossen war, bedeckt den oberen Teil dieser Fläche. Etwa 8 m tiefer zieht sich eine schmale Leiste hin, an deren 5 m über der Talsohle gelegenen Stirnkante gleichfalls Gerölle hervortraten (s. Abb. 8).

In der alten Talschlinge sind nur in unmittelbarer Nähe der Nette Schotter zu finden, sonst ist sie mit Lößlehm und scharfkantigem Schieferbruch bedeckt. Das höhere Mittelstück, um welches sich die Schlinge herumlegt, stellt trotz seiner geringen Höhe einen stark erniedrigten Umlaufberg dar, der sich nur 5 m über die heutige Talsohle erhebt und mit Schottern und Bims bedeckt ist. In den alten Tallauf mündete ursprünglich ein kleines Nebental, welches jetzt durch den Bahndamm abgeschnitten ist, und in dessen muldenförmigem Talanfang die Ortschaft Betzing liegt. Dieses Nebental liegt vollständig trocken.

Die altersmäßige Begrenzung des alten Talbodens nach oben ergibt sich aus der Feststellung, daß Bims in Resten sowohl in dem ehemaligen Nettebett als auch auf dem „Umlaufberg" zu finden ist, sowie aus der Tatsache, daß periglaziale Schuttdecken von den Hängen und aus dem Nebental in den alten Tallauf gewandert sind. Dieser Tallauf lag also bereits trocken vor oder während einer Periode kaltzeitlichen Bodenfließens.

Die Abgrenzung nach unten ergibt sich aus der Lage zu den anderen Talbodenresten, deren zwei in unterschiedlicher Höhe über der alten Netteschlinge liegen und Reste von Mittelterrassen darstellen.

Das Morphogramm der Schotter im unteren Teil der alten Flußschlinge spricht eindeutig für periglaziale Abrollung (s. Diagr. 2. XII). Die letzten solifluidalen Bodenbewegungen größeren Ausmaßes finden im Würm statt. Es liegt daher nahe, die Abschnürung dieser Netteschlinge in oder kurz vor die letzte Kaltzeit zu setzen.

Der „Umlaufberg" selber scheint einen stark erniedrigten Rest einer unteren Mittelterrasse darzustellen. Das Morphogramm der Schotter, welche von dem schmalen Terrassenstück unterhalb der breiten oMT stammen, kann nicht als rein periglazial angesprochen werden, eventuell läßt es sich als frühperiglazial bezeichnen. Obgleich das Maximum im kaltzeitlichen Bereich verbleibt, ergibt sich gegen-

über den anderen Morphogrammen eine stärkere Zurundung (s. Diagr. 2, VIII). Es dürfte sich um Schotter der uMT handeln. Damit haben wir in dieser Talstecke zum erstenmal deutlich 2 Mittelterrassen unterscheiden können (s. K. II).

Der erwähnte Löß, welcher ca. 150 m südwestlich der Mosella-Grube neben dem Fahrweg ansteht, enthält in den unteren Partien zahlreiche Bänder aus allerfeinsten Schieferstückchen, die sehr dicht liegen. In den oberen Lagen werden diese Bänder seltener, durchziehen jedoch fast den gesamten Löß. Die Schieferplättchen sind horizontal eingeregelt, besondere Strukturen sind nicht erkennbar. Mit Sicherheit handelt es sich um einen verschwemmten Löß, wie das eingebettete Gesteinsmaterial beweist. Dafür spricht außerdem die sonst in diesem Gebiet nicht anzutreffende außergewöhnliche Mächtigkeit von ca. 5 m. Die Zusammensetzung der Korngrößen ergibt eine Herkunft aus reinem Löß:

Tiefe	Kalkgehalt	0,002	0,002— 0,006	0,006— 0,02	0,02— 0,06	0,06— 0,2	0,2— 2,0
1,00 m	10,4 %	13,0	8,0	23,0	34,4	11,6	10,1
3,50 m	7,0 %	18,5	6,6	26,8	33,8	8,4	5,8
5,00 m	7,1 %	19,3	7,0	26,3	37,3	6,0	4,3

Die Korngrößen 0,02—0,06 zeigen die stärkste Konzentration. Eine zunehmende Entkalkung ist mit wachsender Tiefe festzustellen.

Nördlich der großen Abraumhalde des Mosellaschachtes schiebt sich ein unbeschotterter Rest der uMT in das Tal vor, dessen Devonsockel 6—7 m über der Talsohle liegt. Innerhalb der folgenden zahlreichen Flußwindungen liegen stets mehr oder weniger geneigte Flächen, die mit einer mehrere Dezimeter mächtigen Wanderschuttdecke bedeckt sind, und auf denen nur am randlichen Wegeinschnitt einige Schotter sichtbar werden. Sie dürften der unteren Stufe der MT angehören. Erst am Talhang gegenüber Trimbs finden wir wieder eine Zweiteilung der Mittelterrasse. In 180 m Höhe liegt die uMT, auf welcher nur einzelne Schotter gefunden wurden, 20 m darüber die oMT, auf welcher der Friedhof von Trimbs angelegt ist. Auch an der Nettemühle treten beide Terrassen in Erscheinung, beide unbeschottert.

300 m talab erreicht die oMT wieder eine größere Ausdehnung, vom rechten Talhang springt sie 200 m weit in das Tal vor, an ihrer Stirnkante in 180 m Höhe lassen sich vereinzelt Gerölle finden. Vor der Ruitscher Mühle breitet sich die uMT flächenhaft aus, auch hier konnten keine Gerölle festgestellt werden. Im Bereich der Ruitscher Talweitung tritt die uMT wechselnd auf beiden Seiten der Nette in unterschiedlicher Breite auf. Der Talabschnitt von der Ruitscher Mühle bis zur Unterwörthmühle ist durch das gänzliche Fehlen von Hangterrassen gekennzeichnet. Allenfalls wird die oMT durch Gehängeknicks angedeutet. Erst bei der Unterwörthmühle ist die uMT auf der linken Talseite wieder vorhanden. Wenig unterhalb dieser Mühle ist ein Profil an der linken Seite des Weges aufgeschlossen (r: 96 800, h: 79 000):

1,50 m	Bims mit Lehm und einzelnen Geröllen vermischt
3,00 m	geschichtete Aschenbänder wechselnder Stärke, dazwischen gelegentlich Gerölle
0,15 m	sehr dunkles Aschenband (Britz)
0,60 m	Bims
0,03 m	rotbraunes Aschenband mit kohligen Resten
0,25 m	verlehmter Löß

Es handelt sich um ein Profil auf der uMT. Die oberste Schicht ist umlagertes Material. Auch die Aschenbänder, denen hin und wieder Schotterstreifen zwischengeschaltet sind, dürften zum Teil umlagert sein. Der untere Bims liegt in situ.

Weitere Reste der uMT liegen in 155 m Höhe, wo die Straße Mayen — Ochtendung das Tal quert. Auf dem rechten Ufer liegt die Flöcksmühle auf der uMT, die hier von Schottern und reichlich Bims bedeckt wird. 30 m höher verläuft eine stark abgeschrägte Fläche der oMT, deren Schotter unter Löß aufgeschlossen sind (r: 97 550, h: 80 150). Die Zusammensetzung war folgende: Grauwacke 60 %, Quarz 30 %, Quarzit 7 %, Basalt 3 %. Die reichliche Beteiligung sehr gut gerundeter Quarze weist auf aufgearbeitetes Tertiär hin, welches von der Pliozänterrasse stammen dürfte. Das Morphogramm ist nicht streng periglazial, eine etwas stärkere Abrollung macht sich bemerkbar, die sich eventuell als frühperiglazial deuten läßt (s. Diagr. 2. X u. K. II).

Am Fahrweg von Ochtendung zum Fressenhof wird die uMT an der Mündung eines kastenförmigen Trockentales angeschnitten. Der Devonsockel liegt 5 m über dem Tal. Darüber befand sich folgendes Profil (r: 97 600, h: 80 850):

0,25 m	Bims
0,15 m	verlehmter Löß
0,55 m	normaler Löß
0,60 m	bunte Schotter, darunter anstehender Schiefer

Die Gerölle weisen einen Durchmesser von 5—20 cm auf. In der Zusammensetzung dominieren wieder Grauwacken mit 87 %, es folgen Quarzit mit 20 %, Quarz mit 4 %, Basalt mit 2 %. Das Morphogramm ist periglazial. Die Basaltschotter fielen als besonders stark verwittert auf. Die Verebnung oberhalb der Schleewiesenmühle in 165—170 m Höhe dürfte gleichfalls einen Terrassenrest der oMT darstellen.

Ungefähr in Höhe der Schleewiesenmühle setzt der Lavastrom der Wannen am rechten Talhang hängend ein. Er begleitet das Tal auf drei Kilometer Länge in wechselnder Höhe. Oberhalb der Schleewiesenmühle liegt der Lavastrom offensichtlich noch Teilen der oMT auf. An der vorderen Terrassenkante treten kurz vor Einsetzen der Lava noch Schotter in 35—40 m relativer Höhe auf. Wie aus dem geologischen Aufriß der rechten Talwand hervorgeht (s. Abb. 9), sinkt die Unterkante des Basalt zunächst langsam, dann relativ rasch auf 6 m über der Talsohle ab. Kleinere Aufschlüsse am Hang zeigen mehrere Meter mächtigen Löß, welcher durch feine Aschen teilweise dunkel gefärbt ist, in welchem große und kleine Basaltblöcke und gelegentlich auch vereinzelte Schotter liegen. Die Basaltblöcke sind oft dicht gepackt und scheinen Reste einer gewaltigen Wandschuttdecke zu sein.

Neben der Heseler Mühle ist ein mächtiges Profil im Hangschutt aufgeschlossen. Feiner kantiger Devonschutt wechsellagert mit groben basaltischen Blöcken und kleinen Schotterpartien. Diese ca. anderthalb Meter mächtige Schuttdecke bezeugt die starken Bodenversetzungen der letzten Kaltzeit.

Das mehrmalige Steigen und Fallen der Basaltunterkante verdeutlicht Abb. 9.

Das stets wiederkehrende Profil in den Basaltsteinbrüchen hier zeigt über dem Basalt bis zu 2 m mächtigen Löß und darüber Bims. Der Löß, welcher in die letzte Kaltzeit gestellt wird, ist also jünger als dieser Lavastrom. Damit ist bereits eine altersmäßige Abgrenzung nach oben gegeben.

Der Wannenstrom setzt sich östlich Plaidt unter starker Bims- und teilweise auch Traßbedeckung bis Miesenheim fort. Dort soll er einer Bohrung zufolge unter

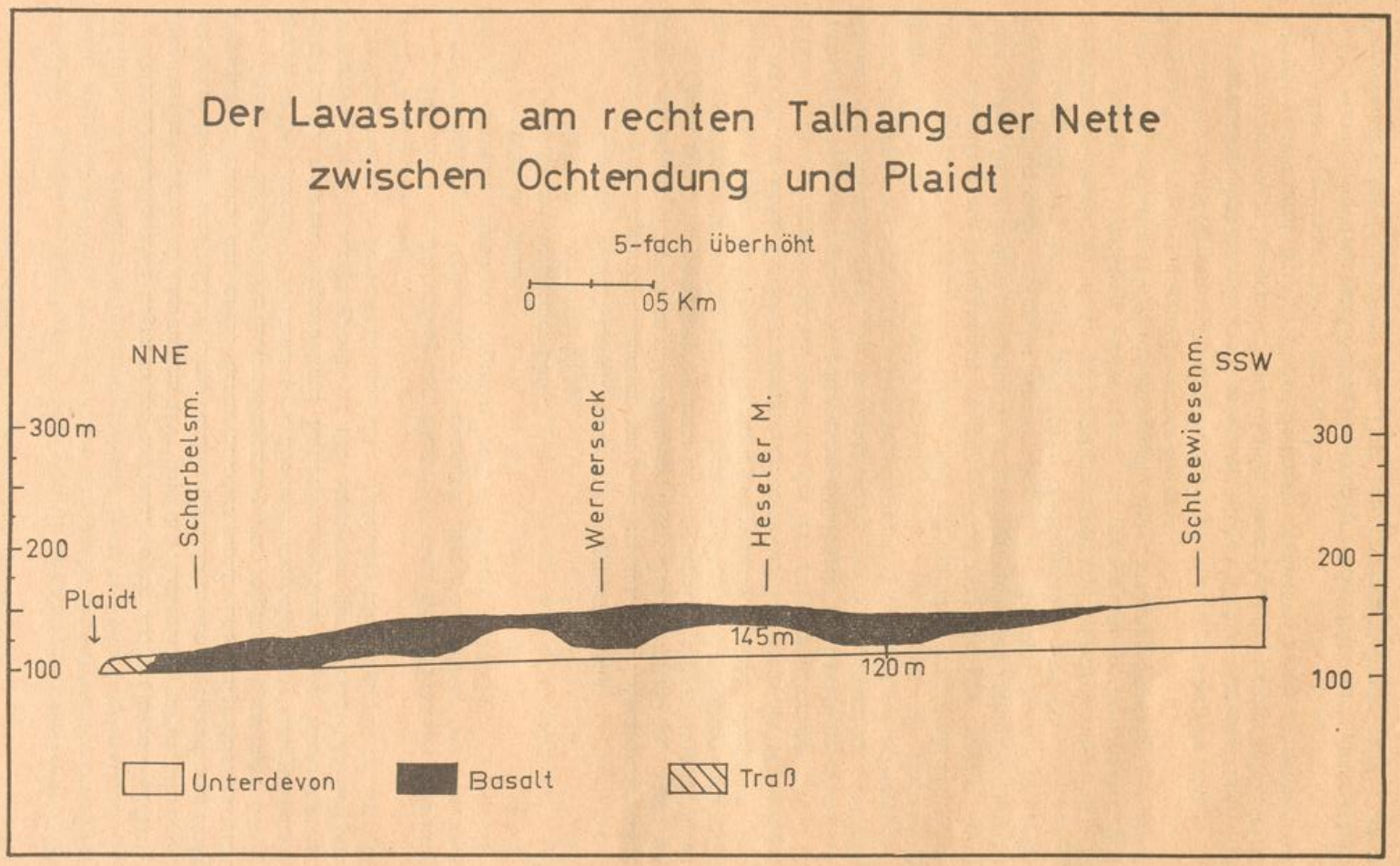


Abb. 9

Niederterrassenschottern liegen (Hopmann 1951). Bei der Rauschermühle fließt die Nette im Basalt und hat über Schwellen und kleinen Stufen Wasserfälle ausgebildet. Als Ursache für das plötzliche Tiefergehen des Lavastromes wird eine WSW-ENE streichende Verwerfung angegeben (W. Ahrens, M. Hopmann u. a.).

Der Lavastrom der Wannen dürfte mit seinen höheren Teilen der oMT aufliegen. Im geologischen Profil (Abb. 9) sind das die in 145 m Höhe gelegenen Partien des devonischen Untergrunds. Die dazwischenliegenden Vertiefungen entsprechen dem Niveau der uMT (s. a. W. Ahrens 1954) und scheinen ausgefüllte Talstücke zu sein, welche durch die Nette wieder angeschnitten wurden.

Von großer Bedeutung für die Datierung des Wannenstromes ist ein Stollen, der sogenannte Bianchi-Stollen, welcher im Jahre 1856 in die Lava an der Rauschermühle getrieben vorden ist. von Dechen beschreibt ausführlich die Schichten, die bei dieser Gelegenheit durchteuft wurden (von Dechen 1864). Nach ihm wurden folgende Schichten angetroffen: Bims, Löß, basaltische Lava, oligo-miozäner Ton. An einer besonderen Stelle des Stollens wurden unmittelbar unter dem Basalt schwarzer und darunter brauner Tuff gefunden, letzterer enthielt zahlreiche Pflanzenabdrücke. Über das Liegende dieser Tuffe drückt sich von Dechen nur undeutlich aus, er spricht von miozänem Braunkohlenton. C. O. Weber untersuchte die Pflanzenabdrücke und glaubte gewisse Ähnlichkeiten mit den Pflanzenresten in der Blätterkohle und dem Braunkohlensandstein am Siebengebirge feststellen zu können. woraus er auf das tertiäre Alter dieser Tuffe schloß. Auf ihn bezieht sich auch von Dechen. Eine erneute Bearbeitung durch F. Mühleis (1936) ergab unter anderem folgende Formen: *Salix*, *Corylus*, *Mespilus*, *Prunus*, *Tilia* u. a. Danach kam dieser Flora durchaus kein tertiärer Charakter zu, vielmehr handelte es sich um eine zwar wärmeliebende, aber pleistozäne Flora.

Der sie bedeckende Lavastrom liegt auf der uMT, wie wir oben sahen. Die zugleich von ihm verdeckten Tuffe erweisen sich durch die Pflanzenabdrücke als einer wärmeren Periode zugehörig. Es liegt nahe, sie in ein Interglazial zu stellen. Mühleis ordnet sie in die „zweite Zwischeneiszeit" (= letztes Interglazial) ein. Auch die neuesten Bearbeiter dieser Pflanzenabdrücke kamen zu dem Ergebnis, daß das Interglazial zwischen Riß- und Würmeiszeit für die Ablagerung jenes pflanzenführenden Tuffes infrage käme (Kräusel u. Weyland 1942). Das bedeutet, daß der Lavastrom der Wannen nach der Mittelterrassenzeit in der darauffolgenden Warmzeit ausgeflossen ist und hier das Nettetal ausgefüllt hat.

Weitere Terrassen sind im Bereich der vulkanischen Ablagerungen hier nicht zu beobachten. Auffallend sind die beiden großen Flußschleifen der Nette an der Schleewiesenmühle und bei der Ruine Wernerseck. Bei beiden hat sich die Nette 40 m tief in das Devon eingeschnitten. Der Sporn an der Schleewiesenmühle wurde bereits zur oMT gestellt. Es scheint sich um eine Flußschlinge zu handeln, welche erst auf der oMT angelegt worden ist. Unterhalb dieses Sporns liegt ein völlig horizontaler Flächenrest der uMT 6 m über der Talsohle. Bis hierher gelangte der Lavastrom nicht mehr.

Der Sporn, auf welchem die Burgruine steht, läßt sich nur schlecht einordnen. Zur oMT gehört er mit 170 m absoluter und 55 m relativer Höhe nicht mehr. Es wurden jedoch in der Nähe der Ruine Reste von geschichtetem Basalttuff und darunter hervortretend einige bunte Schotter festgestellt, woraus sich erkennen läßt, daß es sich auf jeden Fall um den Rest eines ehemaligen Talbodens handelt. Wahr-

scheinlich ist er einer der Hauptterrassen zuzuordnen, welchen Korretsberg und Plaidter Hummerich aufsitzen sollen (Hopmann 1951).

Die Rekonstruktion des alten Nettelaufs vor Ausbruch der Wannen-Lava ist kaum möglich. Fest steht lediglich, daß das alte Tal, wenn überhaupt an anderer Stelle, nur östlich des heutigen zu suchen ist. Auf der westlichen Seite steigt der devonische Untergrund zu den Hauptterrassenflächen an. Die beiden mit Lava ausgefüllten Talquerschnitte (s. Abb. 9) stellen entweder Nebentäler oder Teile des alten Haupttales dar. Möglicherweise hat das heutige Tal Schlingen des alten Laufes angeschnitten. Dann wäre die Nette von der breitflächig heranrückenden Lava an den Rand der höheren Terrassen abgedrängt worden und mußte ihren Lauf als Umfließungsrinne vor der Stirn der Lavaströme nehmen. Der Sporn mit der Ruine Wernerseck stellt dann ein höheres Terrasseniveau zwischen den Lavaströmen dar (s. K. I u. II).

Der weitere Verlauf der Wannenlava bis Plaidt und Miesenheim läßt schließen, daß sie an diesser Stelle im ehemaligen Nettetal liegt. Der auffällige Knick des Nettelaufs bei Plaidt, fast 90 °, kam erst nach Ausbruch der Lava zustande, vielleicht auch erst als Folge des Traßstromes, der sich aus dem Tal des Krufter Baches in das Nettetal schob. Die Verwerfung, von der oben gesprochen wurde, mag dabei auch eine Rolle spielen, da sie offenbar erst nach Ablagerung der Lava wirksam wurde.

Die Mittelterrassen der Nette spielen auf die Mittelterrassen des Rheines ein. Diese sind im Neuwieder Becken so stark verbogen, daß die oMT fast im Niveau der uMT zu liegen kommt. Die sehr starke Bedeckung mit Löß und Bims ließ hier eine Analysierung im Einzelnen bisher nicht zu. Die Höhenlage der uMT schwankt zwischen 80 und 100 m, die der oMT zwischen 140 u. 160 m (Quiring 1936), was mit den Mittelterrassen der Nette im großen ganzen übereinstimmt. Eine andere Ansicht vertritt D. Gurlitt (1949), welcher die oMT als stärker durchgebogen gegenüber der uMT betrachtet.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß an der Nette zwei Mittelterrassen zu beobachten sind, deren Abstand von wenigen Metern unterhalb Mayen bis auf ca. 25 m im Mündungsgebiet ansteigt. Die Eintönigkeit der Schotterzusammensetzung — fast ausschließlich Grauwacken — ist bezeichnend jedoch nicht nur für die Mittelterrassen, sondern für die Terrassen der Nette überhaupt und findet ihre Erklärung in der einförmigen Gestaltung des Grundgebirges. Die morphometrische Analyse ergab für die uMT periglaziale Abrollung, während diese für die oMT nicht völlig gesichert scheint.

Die Bildungen der Talsohle

Durch Bohrungen sind die Terrassenverhältnisse der Talsohle des Rheines im Neuwieder Becken recht gut bekannt. Die Oberfläche des Schotterkörpers der oNT schwankt hier zwischen 61 und 64 m, die der uNT zwischen 55 und 60 m. Die Unterkante des Kiessockels der uNT liegt in über 40 m Höhe, bei der oNT schwankt diese zwischen 35 und 48 m (D. Gurlitt 1949). Im innersten Bereich des Neuwieder Beckens wird das Liegende von Tertiär gebildet. Diese Verhältnisse sind Ausdruck der starken tektonischen Verstellungen in diesem Gebiet. Die jüngeren Deckenbildungen verwischen die morphologische Grenze zwischen uNT und oNT beträchtlich. Die oNT ist überhöht durch die mächtigen Bimsschichten, welche der uNT feh-

len, bzw. in dieser nur innerhalb des Schotterkörpers als fluviatile Ablagerung auftreten. Das Hochflutbett des Rheines wird von den jüngsten Ablagerungen, Hochflutlehmen und Sanden, gebildet, welche von extremen Hochwässern abgesetzt wurden.

Diese Differenzierung der Talsohle kann nur am Unterlauf der größeren Rheinzuflüsse beobachtet werden. Bei Weißenthurm ist das Hochflutbett der Nette von dem des Rheines nicht zu trennen. Flußaufwärts bis Miesenheim hat die Nette eine eigene uNT ausgebildet mit ca. 1,50 m mächtigen Hochflutlehm. Zwischen den Schottern findet sich Bims, ein Beweis für die postglaziale Umlagerung. Der Übergang von der uNT zur oNT vollzieht sich allmählich und ist durch die starke Überdeckung mit Hochflutlehm morphologisch nicht deutlich ausgeprägt. Dieser Übergang vollzieht sich im Talabschnitt zwischen Miesenheim und Plaidt.

Die Talsohlenablagerungen sind überhaupt nicht aufgeschlossen, sie lassen sich nur am Bacheinschnitt beobachten. Unweit des Mündungsbereichs wird die oNT von Äckern eingenommen, da sie dort hochwasserfrei ist. Wo sie die gesamte Talsohle bildet, wie das im unteren und mittleren Nettelauf der Fall ist, wird sie für Wiesen genutzt, da sie hier nicht mehr hochwasserfrei ist. Von Plaidt an flußaufwärts finden wir nur noch ein Niveau auf der Talsohle. Der Auelehm erreicht über der NT Mächtigkeiten bis zu 1,50 m und mehr. Gelegentlich wird die Nette von einem schmalen Streifen begleitet, der ca. 0,40 m niedriger ist als die übrige Talaue und auch mit Auelehm bedeckt ist. Hier hat die Nette in die NT eine etwas tiefere Verebnung eingearbeitet, doch läßt sich nicht entscheiden, ob sich die Nette in die NT-Schotter nur eingearbeitet hat, oder ob eine vollständige Umlagerung der Gerölle vorliegt

Einen Einblick in den Aufbau der Talsohle gewährte der Bacheinschnitt an der Heseler Mühle (r: 97 850, h: 82 400). Unter einem 1 m mächtigen Auelehm, in welchem sich auch Bims fand, lagen Gerölle bis zu 40 cm mächtig, denen kleine Lagen von Bims zwischengeschaltet waren. Es muß sich hier also um NT Schotter handeln, welche nach der Alleröd zeit umgelagert worden sind. An der Wagnersmühle am Fuße des Katzenberges erodiert die Nette im anstehenden Schiefer des Unterdevons. Die NT fehlt völlig. Nach wenigen Metern talauf wird die Talsohle wieder von Schottern und Auelehm eingenommen. Da oberhalb dieser Stelle keine sicheren Reste der uMT angetroffen wurden, liegt die Vermutung nahe, daß die kurze Strecke im Devon den Übergang zu der von einer Mittelterrasse eingenommenen Talsohle darstellt.

An der Hammesmühle (r: 84 350, h: 79 650) ist die Talsohle noch einmal aufgeschlossen und demonstriert die Verhältnisse im oberen Nettetal. Über 10—20 cm mächtigen Schottern lagert ein 2 m mächtiger Lehm, dessen untere Partien mehrere Lagen scharfkantigen Devonschuttes enthalten. Hier sind offenbar während der letzten Kaltzeit auf die hochwasserfreien Teile der Talaue Schuttdecken von den angrenzenden Hängen gewandert, welche später von postglazialem Auelehm überlagert wurden. Weiter talaufwärts nimmt die Mächtigkeit des Auelehms allmählich ab und macht schließlich gänzlich kantigem Gesteinsschutt Platz, in welchem die Nette nur als schmales Gerinne verläuft.

Bei der Betrachtung der Gefällskurve der Talsohle fallen einige Gefällsknicke auf (s. Abb. 10). Nach einem sehr steilen Anfangsgefälle in der Gegend des Netterhofes tritt plötzlich oberhalb der Nettemühle ein deutlicher Knick auf. Er ist an dieser Stelle nur durch rückschreitende Erosion zu erklären. Welche Vorgänge seine Bildung

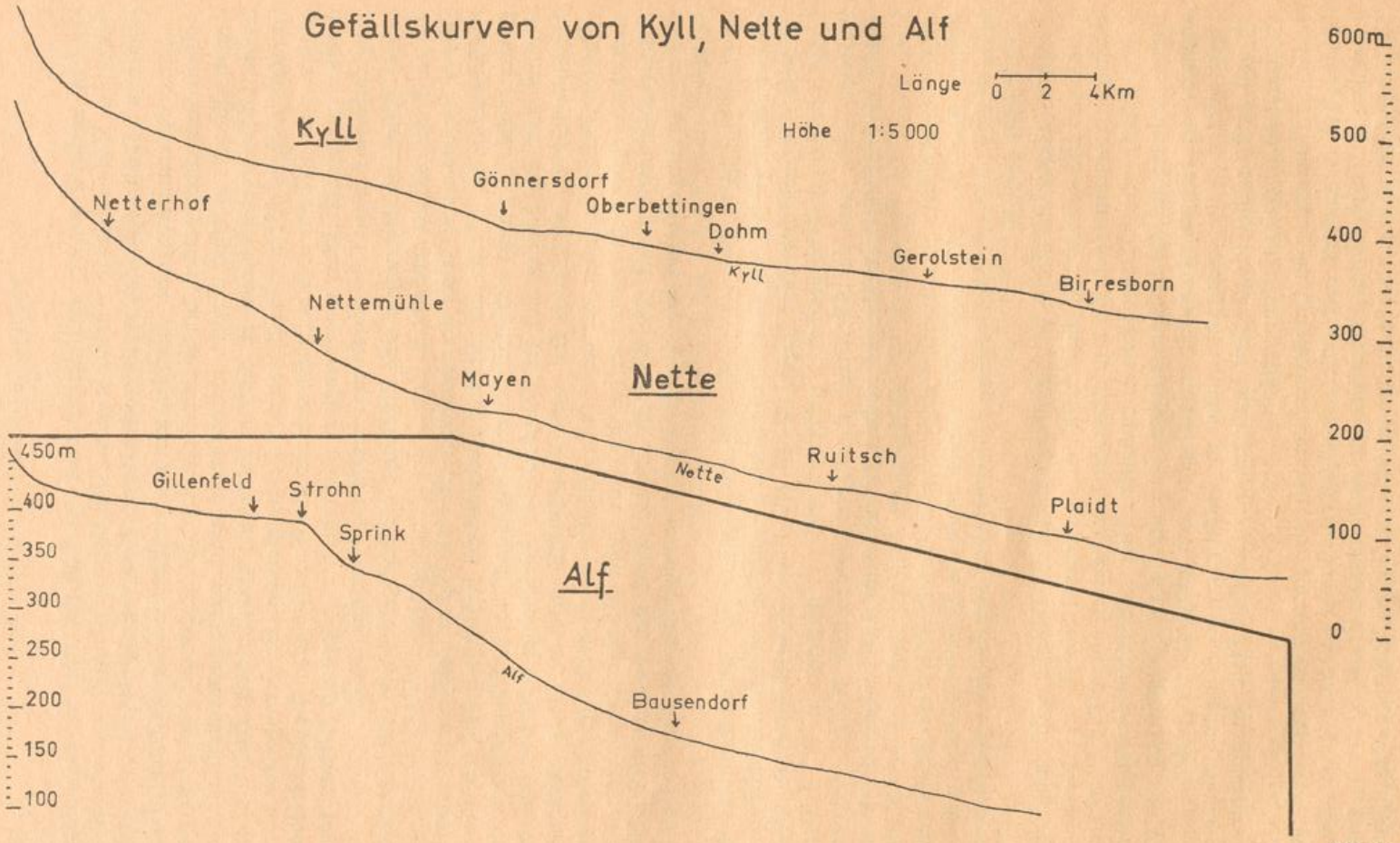


Abb. 10

im Einzelnen veranlaßten, ist schwer zu entscheiden. Es kann sich um eine allmähliche Aufwärtsverlegung einer älteren Gefällssteile handeln, angelegt in einer Epoche starker Tiefenerosion, sie kann aber auch im Gefolge einer tektonischen Verstellung im Bereich der Senkungsgebiete entstanden sein.

Die bei F. Rübens angegebene starke Gefällsverminderung bei Schloß Bürresheim konnte nicht festgestellt werden. Dagegen ist die Gefällsverminderung im Mayener Becken deutlich. Sie ist hier auf die leichter ausräumbaren Schichten des Beckens sowie vermutlich auch auf die tektonischen Vorgänge in diesem Bereich zurückzuführen. Ein relativ hohes Gefälle herrscht in der Mäanderstrecke unterhalb Mayen. Dieses Gefälle (6—12 %) entspricht nicht dem Gefälle, welches zur Zeit der Anlage der Mäander geherrscht haben muß. Die Mäander sind im Wesentlichen bereits im Altpleistozän angelegt worden. Aus Abb. 11 geht hervor, in welcher Weise sich das Gefälle der altpleistozänen Terrassen von dem der jüngeren unterscheidet. Auch bei Ruitsch ist eine Gefällsverminderung deutlich, hier ebenfalls in der geringeren Widerständigkeit der auszuräumenden Schichten begründet. Im Bereich des Wannenlavastromes steigt das Gefälle erneut. Der restliche Unterlauf besitzt ein schwaches Gefälle (2—4 %). Die Unausgeglichenheit des heutigen Gefälles der Talsohle zeigt das relativ junge Alter der einzelnen Talstrecken an (F. Rübens 1922), außerdem weist es auf die verschiedenartigen Einflüsse hin, die in diesem Gebiet tektonischer und vulkanischer Unruhe auf die Talbildung einwirkten.

d. Aufschotterung und Zertalung in der Pellenz

Die Pellenz läßt sich nach ihrem heutigen morphologischen Erscheinungsbild in drei verschiedene Regionen einteilen. Der tiefste Teil der Pellenz ist von wechselnder Breite und wird durch den Kellbach entwässert. Bims bedeckt alle Hänge und Flächen. Im Nordwesten und Norden steigt das mit mächtigen Bimsschichten bedeckte Gelände zu den Randvulkanen des Laacher Sees an. Im Untergrund liegen große Lavaströme. Im Südwesten und Westen finden wir unterschiedlich zerschnittene Hochflächen in 200—240 m Höhe, welche unter Bims teilweise Tertiärablagerungen, teils Pleistozänschotter tragen. An mehreren Stellen tritt auch das Devon zutage. Diese Hochflächen werden im Süden durch das Nettetal begrenzt. Bei Kruft sind die Vulkane Korretsberg und Plaidter Hummerich mitten in der Pellenz entstanden und sitzen wahrscheinlich Hauptterrassenflächen auf. Mittelterrassenflächen leiten dann zum engeren Teil des Neuwieder Beckens über. Die starke Bedeckung mit Bims läßt in der Pellenz nur selten pleistozäne Schotter an die Oberfläche treten. Dennoch lassen sich aus den wenigen Vorkommen, ihrer Verbreitung, Höhenlage und Zusammensetzung einige Schlüsse ziehen (s. K. I).

Das größte Schottervorkommen liegt auf dem Rabenberg zwischen Kottenheim und Thür in 285 m Höhe. Es sind überwiegend große, mäßig gerundete Schotter von 8—10 cm Länge. Grauwacken und Quarzite überwiegen. Von den zahlreichen Basaltschottern wurden verschiedene untersucht, sie scheinen sämtlich mit Sulzbuschbasalt übereinzustimmen. Die morphometrische Schotteranalyse erwies periglaziale Zurundung (s. Diagr. 1. III). Die Unterkante dieses größten Vorkommens ist leider nirgends aufgeschlossen. Es scheint sich jedoch um eine mindestens mehrere Meter mächtige Aufschüttung zu handeln, die auf Grund ihrer großen Höhe wohl ins ältere Pleistozän zu stellen ist. Die Größe der Schotter spricht für einen breiten und kräftigen Bach. Da am Hang auch kantige Bruchstücke des anstehenden Devons zu finden

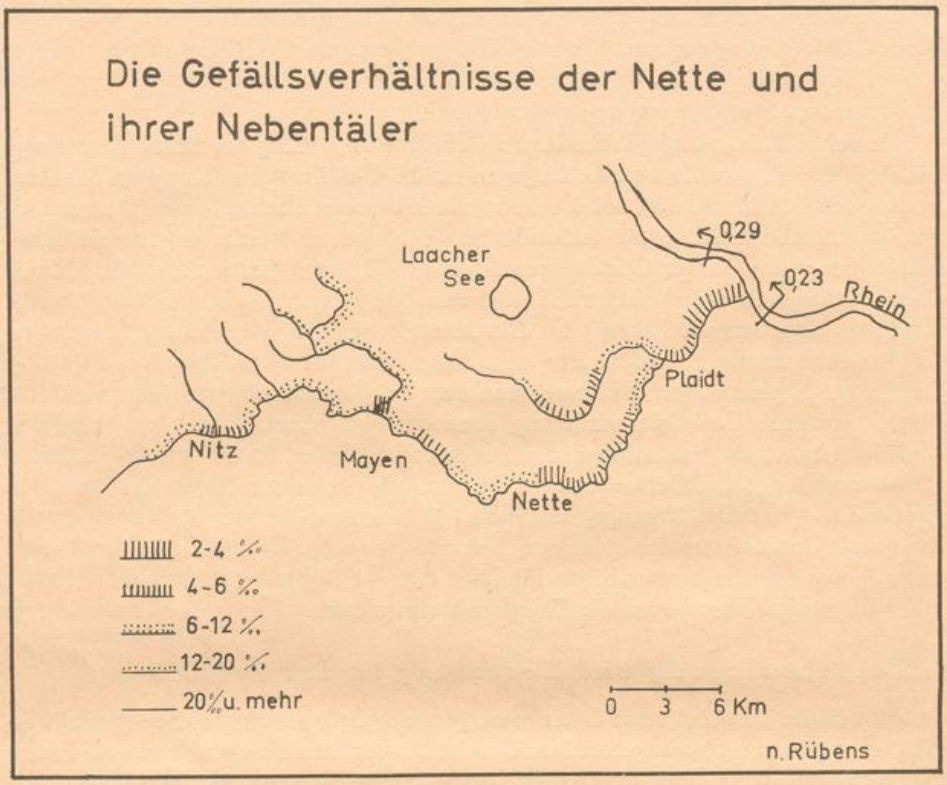


Abb. 11

sind, steht fest, daß der Sockel dieser Aufschüttung auf jeden Fall über der heutigen Sohle des Kellbaches zu suchen ist. Vereinzelte Braunkohlenquarzite weisen auf die Nähe tertiärer Ablagerungen hin (s. K. II).

Bunte Schotter ähnlicher Zusammensetzung finden sich in 280—300 m Höhe am Hang verstreut unterhalb Obermendig. Sie liegen vor dem Basalt des weiter oberhalb anstehenden Thürer Lavastromes. Am Weg, der kurz unterhalb dieser Stelle vorbeiführt, stehen tertiäre Tone an. Diese bilden anscheinend auch die Unterlage der erwähnten Schotter.

Die auf dem geologischen Blatt Mayen 1 km westlich des Elisabethbrunnens eingezeichneten Schotter in 310 m Höhe wurden nur in sehr spärlichen Resten angetroffen, es handelt sich durchweg um kleine Quarz- und Grauwackenschotter.

Die beschriebenen Schottervorkommen sind die höchstgelegenen, die in der Pellenz angetroffen wurden (s. K. II).

Am Wege zum Elisabethbrunnen sind über Tertiärton in 260 m Höhe bunte Schotter aufgeschlossen, die fest mit Phonolithtuff verbacken sind. Phonolithtuff bildet auch das Hangende. Das Profil sieht aus wie folgt:

2—3 m	Phonolithtuff
1,00 m	bunte Schotter
0,10 m	vorwiegend große, gut gerundete Quarze

Die bunten Schotter enthalten zahlreiche große Phonolithtuffstücke. Die Schotter sind nur mäßig gerundet. Ein ebensolches Vorkommen findet sich südwestlich Obermendig am Punkt 272,9:

1—2 m	Phonolithtuff
0,10 m	kantige Devon- und Basaltbruchstücke
0,60 m	bunte Schotter mit abgerundeten Phonolithtuffstücken, dazwischen stark sandiger Phonolithtuff
	Liegendes: Phonolithtuff

Die Größe der Gerölle, unter denen sich auch aufgearbeitetes Tertiär in Form zahlreicher gut gerundeter Quarze befand, schwankt zwischen 1—8 cm. Lagen feinerer und gröberer Schotter wechseln miteinander ab. Dieses Profil läßt sich 20 m weit verfolgen, das Schotterband fällt dabei leicht zur Pellenz hin ein. Diese Schotter dürften zweifellos mit den Schottern am Elisabethbrunnen in Verbindung zu bringen sein. Sie wurden während der Eruptionsperiode der Phonolithtuffe hier abgesetzt, d. h., der Tuff fiel offenbar in ein fließendes Gewässer. Es handelt sich nicht um verschwemmte oder mit dem Tuff aus der Luft abgesetzte Schotter, denn sie sind deutlich geschichtet.

Unweit des Thürer Lavastromes treten über Ton einzelne bunte Schotter auf (r: 91 800, h: 81 400), die unter Löß in 195 m Höhe zum Vorschein kommen. Auch auf den Hochflächen im südlichen Teil der Pellenz kann man mehrfach pleistozäne Gerölle beobachten. So liegen beispielsweise auf dem Sichelberg nördlich Hausen Gerölle in 235 m Höhe, auch an seinem nördlichen Hang in 200—215 m Höhe, weiterhin in der Flur „Auf der Bölz" in ca. 200 m Höhe, sowie unweit des Punktes 217, 5 westlich des Schmalbergs in 220—225 m Höhe (s. K. II).

Das einzige Vorkommen, welches stellenweise im Profil aufgeschlossen war, befand sich in 190 m Höhe am Rande eines hohlwegartig vertieften Weges in der Nähe der Kapelle Frauenkirch (r: 93 700, h: 79 850). Die morphometrische Schotteranalyse bestätigte den periglazialen Charakter der Gerölle (Diagr. 2. VII). Basaltschotter aus diesem Aufschluß ließen sich mit sämtlichen infrage kommenden Lavaströmen vergleichen. Die zahlreichen Vorkommen am Rande der Ruitscher Talweitung sind bereits an anderer Stelle besprochen worden (s. Kap. II. 1. c).

Im westlichen Teil der Pellenz muß auf Grund der Schotterfunde eine altpleistozäne Aufschüttung bis ca. 300 m Höhe emporgereicht haben (s. K. I). Da fast alle Schotter über tertiären Tonen und Kiesen liegen, scheint der Ablagerung der pleistozänen Schotter eine teilweise Ausräumung der tertiären Schichten vorausgegangen zu sein. Die tertiären Kiese scheinen in diesem Teil der Pellenz nirgends tiefer als 220 m zu liegen. Die tiefsten Pleistozänschotter wurden in der Pellenz in 190 m Höhe gefunden.

Die spärlichen Schotterfunde, die zumeist nur als eine mehr oder weniger dünne Bestreuung eines Hanges auftreten, gestatten keine Verbindung zu einheitlichen Schotterhorizonten. Welche Höhen spätere pleistozäne Aufschüttungen erreichten, läßt sich nicht ermitteln. Es läßt sich auch nicht feststellen, ob die tiefsten Pleistozänschotter in 190—200 m Höhe noch einer hauptterrassenzeitlichen Aufschüttung zuzurechnen sind oder schon einer Mittelterrasse entsprechen, da die Schotterbasis fast nie beobachtbar ist. Doch scheinen in den Ablagerungen unter 220 m in der westlichen Pellenz Basaltschotter vom Typ der Mayener Basalte vorzukommen.

Die mit Phonolithtuff verbackenen Schotter in der Umgebung des Elisabethbrunnens dokumentieren eine Periode, in welcher sich die Bäche in das wahrscheinlich älteste pleistozäne Niveau bereits um mindestens 20 m eingetieft hatten. In dieser Zeit waren die Phonolithtufferuptionen im Gange (s. K. II).

Wenn wir bedenken, daß über dem oberen Niedermendiger Lavastrom eine Bimsschicht von 15—30 m liegt (Ahrens 1936), so müssen wir annehmen, daß durch diese jüngsten Tuffmassen ein spät- bis postglaziales Relief beträchtlich verschüttet worden ist. Die Hauptentwässerungsader wird auch vorher ihren Weg längs der Pellenz, zwischen dem Thürer Lavastrom und den Hochflächen am Südrand, sowie nördlich vorbei an Hummerich und Korretsberg genommen haben. Das bezeugt auch der dem Bims gleichaltrige Traß, der dieses Talstück in voller Breite ausfüllte und die Nette bei Plaidt ostwärts abdrängte. Die Sohle des Kellbachs liegt heute 30—50 m tiefer als die altpleistozänen Ablagerungen. Diese Eintiefung erfolgte im mittleren und jüngeren Pleistozän, unterbrochen von jüngeren Aufschüttungsphasen, deren Zeugen nur mangelhaft oder überhaupt nicht aufgeschlossen sind. Wir können also den mittleren, tiefsten Teil der Pellenz als ein Werk pleistozäner Erosion betrachten, vorgezeichnet durch den Verlauf einer alttertiären Talung und die Anordnung der leichter ausräumbaren Tonschichten.

Der größte Teil der Entwässerung in der Pellenz erfolgt heute unterirdisch. Das Wasser sickert in die durchlässigen Schichten ein, und der Grundwasserstrom folgt dann vermutlich den alten Entwässerungslinien, die sich unter der jüngeren Bedeckung verbergen.

Der Lauf des Krufter Baches scheint durch die jüngsten vulkanischen Ablagerungen noch weiter beeinflußt worden zu sein. Die große Ausbiegung nach Südosten macht den Eindruck, als sei sie unter dem Zwang des heranrückenden Traßstromes entstanden. Hätte der Sattel zwischen Tönchesberg und Korretsberg um 20 m niedriger gelegen, hätte der Krufter Bach den Weg zur Nette gefunden, so aber war er gezwungen, am Rand des Traßstromes entlang in das alte Bett zurückzukehren (s. K. I).

Nicht uninteressant ist in diesem Zusammenhang die Auffindung von Pflanzenabdrücken bei Niedermendig in einem Steinbruch von Dr. F. X. Michels. Das Einbettungsmaterial ist ein verschwemmter, mit Löß vermischter Trachyttuff (Bims). Folgende Stücke wurden gefunden und durch Kräusel und Weyland bestimmt:

Populus tremula L.
Salix sp.
Betula pubescens Ehrh.
Quercus robur L,
Cruciferae cf. *Brassica, Erysimum*
Prunus padus L.
Filipendula ulmaria L.
Galium silvaticum L.
Senecio nemorensis L.

Interessant ist das Auftreten von *Quercus*. Es handelt sich hier um ein Profil postglazialen Alters. Der Zusammensetzung der Pflanzenreste nach läßt es sich jedoch nur unter Schwierigkeiten in den nacheiszeitlichen Gang der Wiederbewaldung einordnen. Das Vorkommen der Eiche deutet in jedem Fall auf eine warme Zeit hin. Möglicherweise handelt es sich bereits um einen Eichenmischwald, wie er für den

Ausgang der frühen oder mittleren Wärmezeit in den tieferen Teilen der westlichen Pellenz typisch gewesen sein mag.

Während die höchsten Pleistozänschotter am Westrand der Pellenz bei 300 m und auf dem Rabenberg in 280 m Höhe liegen, fanden wir sie auf dem Katzenberg bei Betzing in 270 m, bei Trimbs in ca. 260 m und auf dem Maifeld in 230 m Höhe (s. K. II). Verbinden wir diese Schotter in Richtung zur Hauptentwässerungsader, dem Rhein, erhalten wir für die älteste pleistozäne Aufschüttungsoberfläche ein sehr hohes Gefälle, welches sich nicht ohne Zuhilfenahme einer tektonischen Verstellung des Gebietes erklären läßt. H. Louis und E. Kremer stellten auf Grund der Höhenlage ältester Pleistozänschotter an der Mosel von Treis bis Koblenz eine pleistozäne Schrägstellung mit nordöstlichem Gefälle fest, deren Scheitel bei Kochem liegen sollte. Von diesem Scheitelpunkt aus sollte eine Entwässerung in nördlicher und südlicher Richtung stattgefunden haben. Dies wurde jedoch von G. Solle (1959) widerlegt, welcher anhand von Leitgesteinen eine Abflußrichtung von den Vogesen her nach N und NE ermittelte.

Zusammenfassend soll eine kurze Zusammenstellung der Untersuchungsergebnisse gegeben werden, die jedoch keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben können.

1. Älteste pleistozäne Aufschüttung, welche am Westrand der Pellenz bis mindestens 300 m Höhe reichte. Währenddessen oder davor Ausbruch des Sulzbusch.
2. Teilweise Wiederausräumung. Ausbrüche der Phonolithtuffe. Ausbrüche der Mayener Vulkane Hochsimmer und Bellberg.
3. Weitere altpleistozäne Aufschüttungen, Unterkante dieser Schotter in ca. 180 bis 200 m Höhe.
4. Bedeutende Erosionsphase. Erneute Aufschüttung nachfolgend? Ausbildung jüngerer Talungen, in welche ebenfalls Lavaströme fließen.
5. Aufschüttungen der letzten Kaltzeit, Hangschuttdecken. Allerödzeitliche Bimsüberschüttung, Traßstrom, Abdrängung des Krufter Baches. Entstehung des heutigen Erscheinungsbildes der Pellenz.

e. Morphogenese des Nette-Pellenz-Gebietes

Aus der Lage der tertiären Ablagerungen wurde in Anlehnung an H. Louis gefolgert, daß wir es bei der Pellenz mit einer tektonisch vorgezeichneten alttertiären Talung zu tun haben, welche im jüngeren Tertiär mit Schottern gefüllt wurde, deren Höhe bis ca. 320 m reichte. Auf dieser tertiären Aufschüttungsoberfläche wurde die Nette im Mayener Becken epigenetisch angelegt.

Die älteste pleistozäne Aufschüttung, welche nachweisbar ist, reichte am Westrand der Pellenz bis zu 300 m Höhe. Die Lavaströme des Hochsimmer und des Bellbergs scheinen auf diesen ältest-pleistozänen Schottern zu liegen, da zwischen diesen Schottern nur Basaltgerölle gefunden wurden, welche eher dem Basalt des Sulzbusch zu ähneln schienen. Die große Verwerfung, welche die Pellenz im Westen begrenzt, dürfte im wesentlichen bereits vor Ausbruch der Basalte aktiv gewesen sein.

Die Lavaströme des Hochsimmer und des Bellberges füllten ein altes Nettetal aus. Die Nette tiefte sich in der Folgezeit am südlichen Rand des gesamten vulkanischen Komplexes erneut ein. Aus der Höhenlage der ältesten Pleistozänschotter in der Pellenz geht hervor, daß das Nettetal von Betzing bis Ochtendung auf der ältesten pleistozänen Aufschüttungsoberfläche epigenetisch angelegt wurde (s. K. I).

Jüngere altpleistozäne Schotterablagerungen in der Pellenz scheinen Basaltgerölle von Hochsimmer und Bellberg zu enthalten. Sie spielen auf die Rheinhauptterrassen im Neuwieder Becken ein.

Die Frage nach der Herkunft der zum Teil recht ausgedehnten Geröllansammlungen in der Pellenz — z. B. auf dem Rabenberg bei Kottenheim — kann nicht endgültig beantwortet werden. Da die Nette bei Mayen nicht in die Pellenz geflossen ist, kommt sie dafür nicht infrage. Dagegen mag die Nette im Bereich der Talstrecke, welche sie erst im Pleistozän anlegte, durchaus an der Akkumulation innerhalb der Pellenz beteiligt gewesen sein. Das läßt sich jedoch im Einzelnen nicht mehr nachweisen. Auf jeden Fall dürfte es sich um Gerinne gehandelt haben, welche ungefähr aus der Richtung der großen Lavaströme gekommen sein müssen. Eine weitere Untergliederung der pleistozänen Gerölle in der Pellenz erwies sich als nicht durchführbar.

Dagegen ließen sich im Nettetal jüngere Terrassen verfolgen. Es sind an der Nette zwei Mittelterrassen ausgebildet, welche tektonisch beansprucht worden sind. Der devonische Sockel der oMT befindet sich an der Nürnbergsmühle ca. 15 m über der Talsohle bei Hausen sind es 20 m, an der Nettemühle gleichfalls, an der Flöcksmühle 25—30 m, an der Schleewiesenmühle und bei Wernerseck 35—40 m, dann sinkt er unter dem Wannenlavastrom auf 20—30 m ab. Die Oberfläche der oMT — nur wenig beschottert — sinkt von 235 m beim Erziehungsheim auf 165 m an der Schleewiesenmühle ab. Die Verbindung mit Mittelterrassenresten oberhalb des Mayener Beckens ist unsicher. Die untere Mittelterrasse folgt im allgemeinen dem Gefälle der heutigen Talsohle, sie taucht nur bei Plaidt infolge der erwähnten Verwerfung unter das Niveau der Talsohle. Im Unterlauf divergiert die oMT zur uMT ziemlich stark, es machen sich die Terrassenverbiegungen im Bereich des Neuwieder Beckens bemerkbar (s. K. II u. Abb. 12).

Im Anschluß an die dargelegten Beziehungen zwischen fluviatilen und vulkanischen Bildungen soll eine gewisse zeitliche Einordnung in die quartären Klimaschwankungen versucht werden (s. Tabelle am Schluß).

Die Morphogramme zeigten bei allen Terrassen ein mehr oder weniger periglaziales Gepräge, nur bei der oMT wurde eine stärkere Zurundung der Gerölle festgestellt, die möglicherweise mit tektonischen Vorgängen während der Aufschüttung in einer wärmeren Klimaphase in Verbindung zu bringen sind. Alle anderen Terrassen — bzw. deren Aufschüttungen — sind unter dem Einfluß eines kaltzeitlichen Klimas gesbildet worden.

Die Aufschüttungen der Talsohle, welche, vom Mündungsgebiet abgesehen, die NT der Nette darstellen, wurden in die Würmeiszeit gestellt. Daneben existieren auch jüngere Ablagerungen, die sich durch Bimsführung im Schotterkörper als postglazialen Alters erwiesen.

Die uMT wurde der Rißeiszeit zugeordnet. Die oMT, deren Bildung vielleicht in eine wärmere Phase fällt, wurde in die Mindel-Vereisung gestellt, sie könnte aber auch jünger sein. Die Hauptterrassenschotter in der westlichen Pellenz bis zu 220 m müssen dann folgerichtig der Günzeiszeit angehören. In den letztgenannten Ablagerungen treten zahlreich Basaltschotter der Mayener Basalte auf. Die obersten Pleistozänschotter, welche den Hochsimmerstrom unterlagern, wurden in Übereinstimmung mit den entsprechenden Ablagerungen des Rheines und der Mosel als Höhenschotter bezeichnet. Sie sind noch älter als die Hauptterrassenschotter.

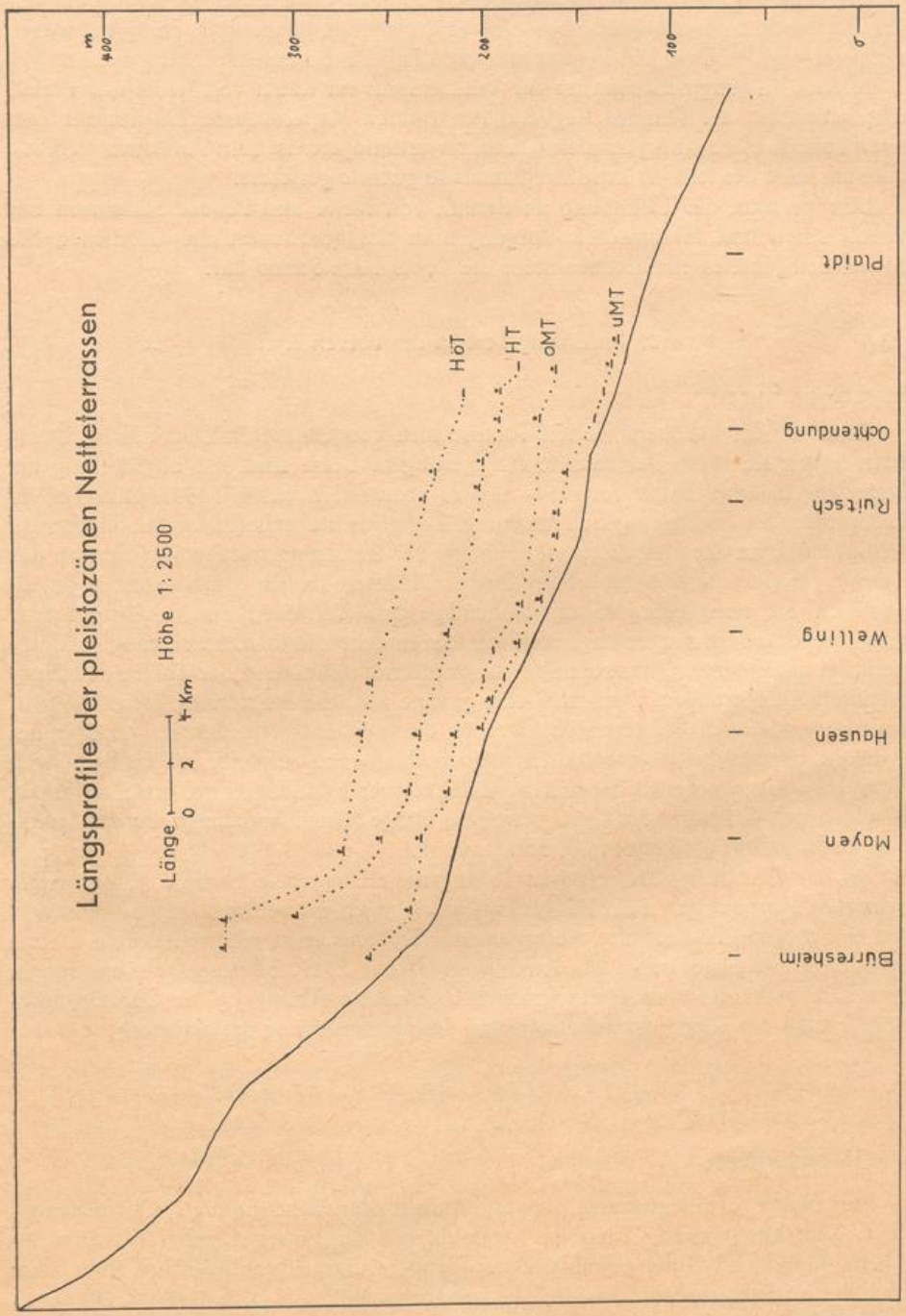

Längsprofile der pleistozänen Netteterrassen
Länge 0 2 4 Km
Höhe 1: 2500
m
400
300
200
100
0
HöT
HT
oMT
uMT
Burresheim
Mayen
Hausen
Welling
Ruitsch
Ochtendung
Plaidt

Abb. 12

Die Lage des Hochsimmerlavastromes über einem verlehmten Löß deutet an, daß der Ausbruch während oder nach einer wärmeren Klimaperiode frühpleistozänen Alters erfolgt ist. Dem Löß kommt auf jeden Fall ein bedeutendes Alter zu.

Mittel- bis jungpleistozän ist der Vulkanismus im Raum von Kruft und Plaidt. Der Lavastrom der Wannen liegt auf der unteren Mittelterrasse. Da ihn ein Tuff mit Pflanzenresten interglazialen Charakter unterlagert, ist sein Ausbruch während oder am Ende des Riß--Würm-Interglazials so gut wie gesichert.

Den Versuch, die Talbildung im Bereich von Nette und Pellenz zusammen mit vulkanischen und tektonischen Vorgängen in das quartärzeitliche Geschehen des Mittelrheingebietes einzuordnen stellt die Tabelle am Schluß dar.

2. *Im Einzugsbereich der oberen Kyll*

a. Das Tertiär

Innerhalb des hier behandelten Talabschnitts von Glaadt im Oberlauf bis Densborn finden sich keinerlei tertiäre Ablagerungen. Diese sind erst ab Kyllburg am Unterlauf in einer Höhe von 350—410 m anzutreffen (Zepp 1933), zum Teil in außerordentlich breitflächiger Erstreckung. Lediglich die unbeschotterten Flächen in 480 m Höhe an der Munterley und Hustley bei Gerolstein werden von Zepp in das Tertiär gestellt. Ihr Zusammenhang mit den Flächen südlich Mürlenbach ist jedoch unsicher. Sie entsprechend ihrer Höhenlage mit Terrassen an Mosel und Saar zu vergleichen, ist nur bedingt möglich. Deren Schotterzusammensetzung, es handelt sich um Quarze, Quarzite und Liashornsteine, stellt sie in der Tat zu den jungtertiären Ablagerungen. Doch muß eine genaue zeitliche Einordnung dieser Ablagerungen, sowie auch der tertiären Flächensysteme Stickels (R. Stickel 1927) einer späteren Untersuchung vorbehalten bleiben. Daß tertiäre Reste nicht allein nach ihrer Höhenlage gedeutet werden können, versuchte H. Louis an den Tertiärvorkommen der Wittlicher Senke zu beweisen. Einige seiner Annahmen wurden jedoch von G. Solle infrage gestellt (G. Solle 1959).

Bei der Gestaltung der tertiären Talungen sind in jedem Fall die völlig anders gearteten Abtragungs- und Ablagerungsbedingungen zu berücksichtigen, besonders die überwiegend flächenhafte Abtragung als Ergebnis eines wechselfeuchten Savannenklimas mit periodischen Niederschlägen (Jessen 1938, Büdel 1938). Im Gegensatz dazu steht die vorwiegend linienhaft gerichtete Abtragung im Quartär unter dem Einfluß der Klimaschwankungen und der Heraushebung des Schiefergebirges.

b. Die quartären Kyllterrassen und ihr Verhältnis zum Vulkanismus

Die Höhenterrasse

Der Name „Höhenterrasse" wurde anstatt der Bezeichnung „Oberterrasse" (J. E. Zepp 1933) zwecks besseren Vergleichs mit den entsprechenden Terrassen an Rhein, Mosel und Nette gewählt. Diese Terrasse entspricht hinsichtlich ihrer Lage und ihrem Schotterhabitus der HöT der genannten Flüsse (s. a. E. Kremer 1954).

Die HöT tritt überwiegend im unteren und mittleren Kylltal auf, ist im allgemeinen wenig beschottert und ohne Aufschlüsse. Die gelegentlichen Schotterfunde weisen einen hohen Gehalt an gut gerundeten Quarzen auf, doch die bunten Schotter

bezeugen das pleistozäne Alter. An der Mündung in die Mosel liegen die Ablagerungen in 310—315 m Höhe (170 m relativ), weitere Reste finden sich bei Kordel, Hofweiler, Preist, Mötsch, Fließen und St. Johann (s. Zepp 1933). Im Untersuchungsgebiet liegt die HöT in 440—460 m Höhe. Oberhalb Birresborn ließ sich diese Terrassenstufe nicht mehr feststellen. Im Gegensatz zu den an der Nette vorgefundenen Verhältnissen scheint die HöT an der Kyll noch nicht mit vulkanischen Erscheinungen in Berührung gekommen zu sein.

Die Hauptterrassen

An der Kyll wurden von Zepp zwei Hauptterrassenstufen unterschieden. Von ihnen ist die obere Hauptterrasse diejenige, welche die flächenhaftere Ausprägung erfahren hat. Zepp beobachtete bei dieser eine Schottermächtigkeit bis zu 2 m. Die entsprechenden Terrassenreste unterhalb Densborn sind ausführlich bei J. Zepp beschrieben. Uns interessieren hier nur diejenigen im Bereich der vulkanischen Zone.

Zwischen Densborn und Mürlenbach lassen sich eine ganze Reihe von Verebnungen in 380—400 m Höhe feststellen, welche das Tal zu beiden Seiten begleiten. Von einer gelegentlichen Schotterbestreuung abgesehen, waren größere Schotteransammlungen auf ihnen nicht mehr zu finden. Von Mürlenbach an verliert die oHT ihren landschaftsbeherrschenden Charakter und tritt, von wenigen größeren Flächenstücken abgesehen, nur noch in Eckfluren auf.

Der Kalem bei Birresborn (509,4 m) schickte einen langen Lavastrom in das alte Kylltal, welcher nur talaufwärts geflossen ist. Bereits von Dechen beschreibt ausführlich die Lagerungsverhältnisse. Die Lava, welche sich aus mehreren Einzelströmen zusammensetzen dürfte, hat sich deckenartig über die rechtsseitigen Hänge und Flächen ausgebreitet, welche zwischen Hundsbach und Fischbach liegen. Sie erstreckt sich talaufwärts bis ca. 1 km vor Lissingen, wobei sie an Breite verliert und schließlich nur noch als schmales Band am rechten Talhang liegt. Sie ist von basaltischen Tuffen wechselnder Mächtigkeit bedeckt, welche auch auf die devonischen Rumpfflächen rund um den Kalem übergreifen. Vermutlich stammen sie auch aus dem Kalem (s. Abb. 13).

Der Hundsbach hat den Kalemstrom bereits durchschnitten, die Annahme, daß er noch im Basalt fließe, ist irrig (J. Zepp 1933). Bei den Basaltpartien in größerer Tiefe am Hang des Tälchens handelt es sich um einen Blockstrom, welcher hangabwärts gewandert ist.

J. Zepp beschreibt einen Aufschluß, welcher in dieser Vollständigkeit infolge des weiter vorangetriebenen Basaltabbaus nicht mehr vorgefunden werden konnte. Er fand eine 80 cm mächtige Lage von bunten Schottern — Quarze, Quarzite, Dolomit, Grauwacken —, die von einer etwa 20 cm starken Schicht Sand und Tuffschichten von 1,50 m Mächtigkeit bedeckt waren. Darüber lag Basalt. In demselben Steinbruch (Pfeiffer) wurde jetzt folgendes Profil beobachtet: (Nr. 1 in Abb. 13)

30—40,00 m	grobsäuliger Basalt
0,80 m	feiner brauner Tuff
0,60 m	feiner schwarzblauer Tuff
0,50 m	brauner Tuff, allmählich nach unten in hellbraunen, stark mit Tuff durchsetzten Lehm übergehend, in welchem einige Schotter liegen (Grauwacken, Buntsandstein, Quarzite, Quarz, Dolomit).

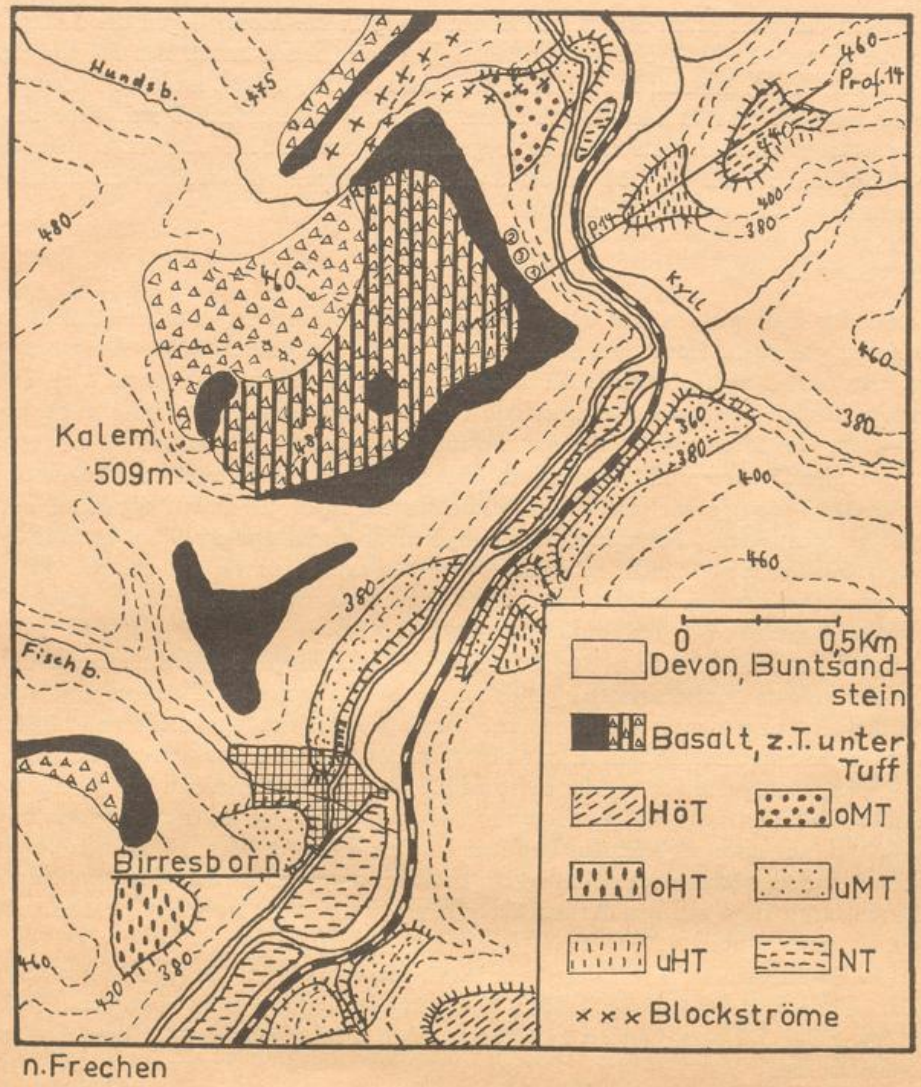


Abb. 13 Die Lavaströme im Kylltal bei Birresborn.

Die Sohle dieses Steinbruchs ist nicht weit davon angeschnitten. Es liegen in derselben Höhe über anstehender Grauwacke in einer 20 cm mächtigen Lehmschicht einzelne Quarz- und Grauwackenschotter. Darüber türmt sich Abraum auf. Beide beobachteten Profile liegen in 400 m Höhe.

Im gleichen Steinbruch fand sich unter braunem Tuff eine 30 cm starke Lage von weißen und roten Tonen, teilweise mit Tuff vermischt. Darunter kam eine dünne Lage von bunten, stark verwitterten Schottern zum Vorschein, welche bei Berührung zerfielen. Unweit davon befand sich folgendes Profil: (Nr. 3 in Abb. 13)

0,30 m hellbrauner Lehm
0,30 m weißer Ton
0,60 m hellbrauner Lehm

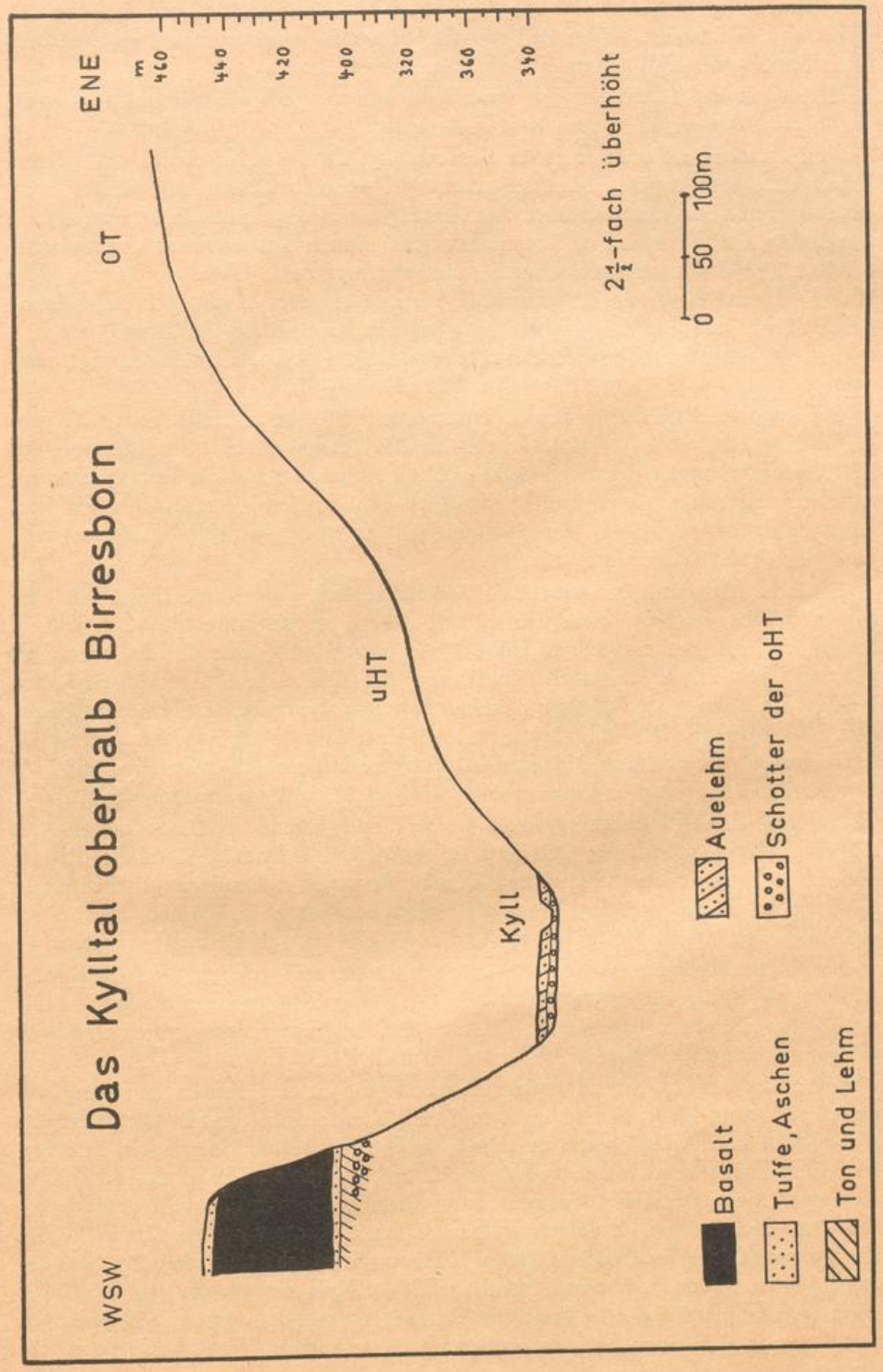

Das Kylltal oberhalb Birresborn
WSW
ENE
OT
m
460
440
420
400
320
360
340
uHT
Kyll
2½-fach überhöht
0 50 100m
Basalt
Tuffe, Aschen
Ton und Lehm
Auelehm
Schotter der oHT

Abb. 14

Die Ablagerung des Tones ist möglicherweise mit einer zeitweiligen Stauung der Kyll durch den Lavastrom zu erklären. Es kann sich jedoch auch um abgeschnürte Flußschlingen der Kyll gehandelt haben (s. a. Abb. 14).

Bei den beobachteten Profilen handelt es sich ziemlich sicher um die gleichen Terrassenablagerungen, welche auch Zepp fand.

Von Interesse ist auch folgende Beobachtung. Etwa 350 m östlich des Kalemkegels sitzt ein jüngerer Basaltschlackenkegel dem Lavastrom auf, welcher von einem späteren Ausbruch herrührt. Am Abhang dieses Kegels und in seiner näheren Umgebung, besonders auf der westlichen Seite, finden sich verstreut Grauwackenschotter und etwas seltener Quarze. Dies veranlaßte H. Grebe (1886) zu dem Schluß, es handle sich um eine fluviatile Terrasse auf dem Lavastrom. Wahrscheinlicher dürfte jedoch sein, daß bei dem jüngeren basaltischen Durchbruch die den Lavastrom unterlagernden Schotter des ehemaligen Kylltales mit emporgerissen wurden.

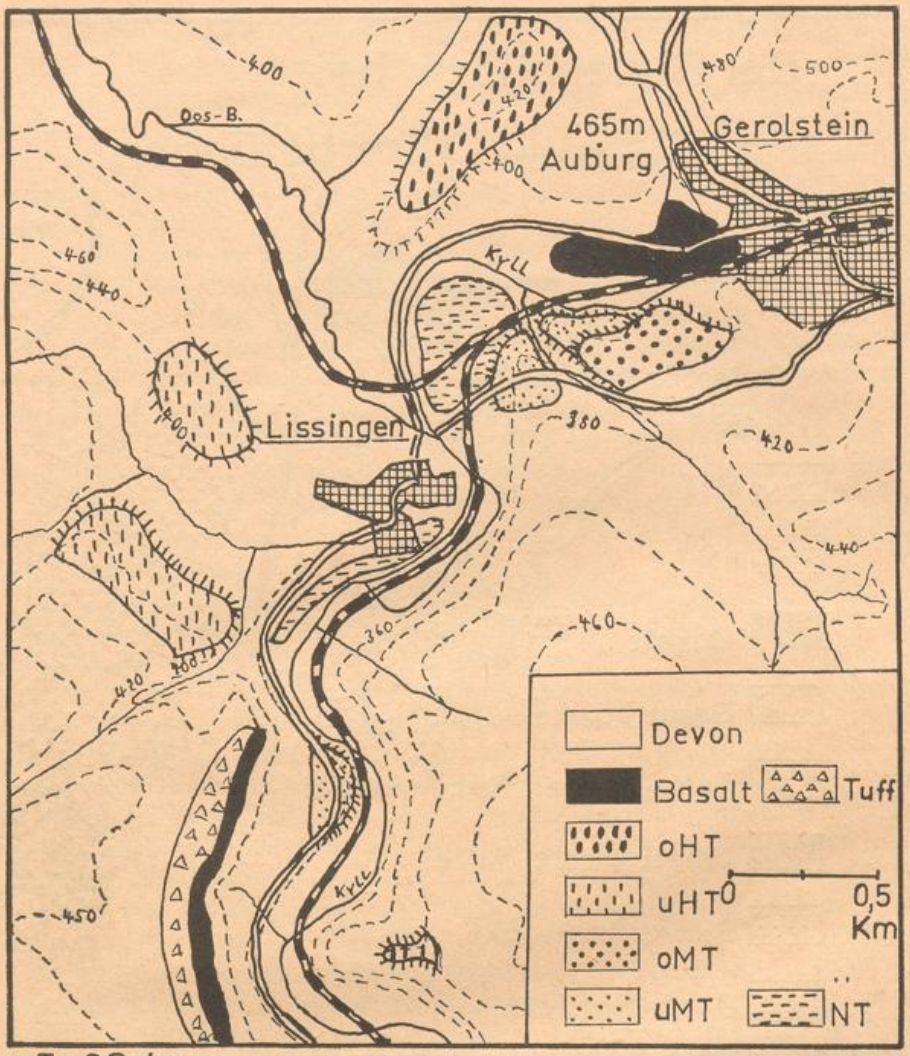
Die Lage der Unterkante des Lavastromes in 400—410 m Höhe, sowie die vorgefundenen Schotter sprechen dafür, daß es sich hier um ein altes Kyllbett aus der Zeit der oHT handelt. Die Kyll tiefte sich am östlichen Rand des Lavastromes erneut ein und scheint ihren Lauf ziemlich parallel zu dem verschütteten Tal verlagert zu haben (s. a. Zepp). Zustand und Spärlichkeit der wenigen Schotter erlaubten keine detailliertere Untersuchung.

Die oHT tritt dann erst wieder vor Gerolstein auf, wo sie eine ebene, mit einzelnen bunten Geröllen bedeckte, schmale Fläche im Kalk westlich der Auburg bildet. Sie liegt hier mit 420 m Höhe 70 m (s. Abb. 15) über der Talsohle. Der gleichen Terrasse gehört wahrscheinlich auch die Fläche in 430 m Höhe an, auf welcher die Löwenburg steht, sowie eine weitere unbeschotterte Fläche gegenüber dem Hustleyfelsen. Die Einordnung weiterer Flächenreste ist hypothetisch. So ist es fraglich, ob die oberhalb Bewingen bei Zepp beschriebene Fläche, welche mit Tuff und einzelnen basaltischen Eruptionspunkten bedeckt ist, noch dazuzurechnen ist.

Landschaftliche Bedeutung gewinnt die oHT noch einmal um Lissendorf. Es sind dies die Flächen südlich der Ortschaft in 465 m Höhe. Doch gehören die hier zu findenden gut gerundeten Quarz- und Quarzitschotter dem konglomeratischen Buntsandstein an. Bei Gönnersdorf liegen die letzten beobachtbaren Flächen, die sich der oHT zuordnen lassen. Weiter talaufwärts ist die oHT nur als Talkante erhalten.

Die untere Hauptterrasse, ca. 20—25 m unter der oHT gelegen, ist an der unteren Kyll zweistufig ausgebildet (s. J. Zepp 1933). Von Philippsheim bis Erdorf fehlt sie. Östlich Densborn tritt sie als Talkante auf, beiderseits des nördlich Densborn gelegenen Bahnwärterhäuschens bildet sie schmale Riedel in 380 m Höhe.

Bei Birresborn ist ein Lavastrom in das Fischbachtal geflossen und hängt an dessen südlichem Hang. Dieser Lavastrom verbreitert sich bei seinem Eintritt in das Kylltal. Die flache Basaltplatte unterhalb des Kalem, welche einen Sporn zwischen Kyll- und Fischbachtal bildet, gehört auf Grund der gleichen mineralogischen Zusammensetzung dazu. Der Lavastrom ist an dieser Stelle vom Fischbach geteilt worden. Am Ostfuß diese Lavaplatte treten vereinzelt Schotter hervor. Die Höhe der Auflagerungsfläche des Basalt in 380 m Höhe macht es sehr wahrscheinlich, daß der Lavastrom aus dem Fischbachtal auf die uHT der Kyll ausgeflossen ist. Bei Grebe wird die Lavaplatte als eine fluviatile Terrasse angesehen, auch von Dechen hat sich dieser Ansicht angeschlossen. Außer der völlig horizontalen Oberfläche spricht



z.T.n.G.Rahm

Abb. 15 Das Kylltal unterhalb Gerolstein.

jedoch nichts dafür. Die Lava ist mit Lehm und Bruchstücken von Grauwacke und Basalt bedeckt. Weitere unbeschotterte Flächenreste der uHT zeigt die Darstellung der Kyllterrassen auf Karte III.

Die uHT trägt in dem hier behandelten Talabschnitt keine Schotterdecke, wenn wir von den vereinzelten Schottern unter dem Basalt des Fischbachtales absehen.

Die Mittelterrassen

Es wurden an der Kyll eine obere und eine untere Mittelterrasse unterschieden. Die obere Mittelterrasse liegt im Mündungsgebiet 12 m über der Talsohle, ausgedehnte Vorkommen finden sich bei Philippsheim in 235—240 m Höhe, wo die oMT ca. 800 m Breite aufweist (s. J. Zepp). Stellenweise konnte eine Schottermächtigkeit

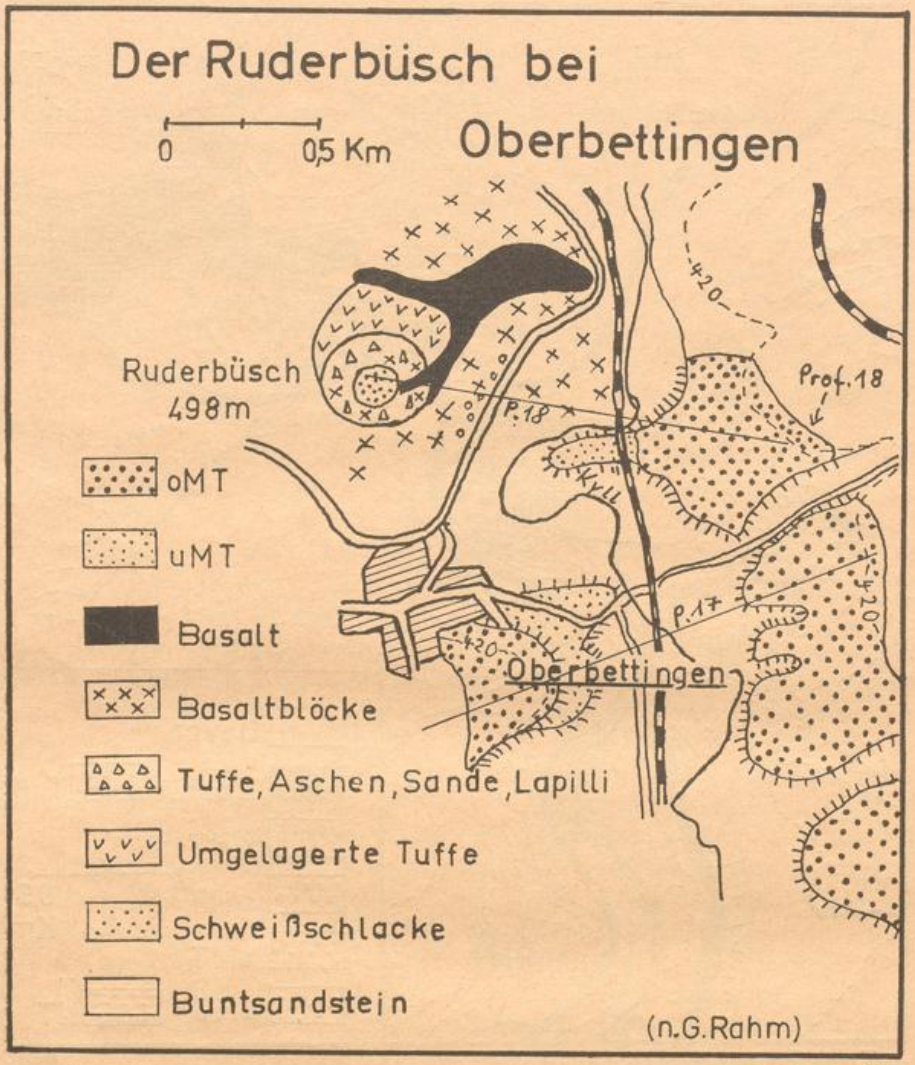


Abb. 16

bis zu 2 m beobachtet werden. Bis Kyllburg ist die gleiche Terrasse nur selten vorhanden, erst bei St. Johann beschreibt Zepp eine Schottermächtigkeit von 3—4 m.

Nördlich Mürlenbach wird die oMT von der Straße angeschnitten (r: 44 000, h: 57 900), wobei eine geringmächtige Schotterdecke sichtbar wird, in welcher reichlich gerundete Basaltschotter liegen. Diese Terrasse befindet sich in 340—350 m Höhe. Somit treten Basaltschotter nicht erst in der uMT auf (J. Zepp 1933), sondern bereits in der oMT, was auch ohne weiteres einleuchtend ist, da 3 km flußaufwärts Lavaströme auf der oberen und unteren Hauptterrasse liegen.

0,5 km nördlich der Birresborner Lindenquelle werden gleichfalls von der Straße 20 m über der Talsohle bunte Schotter mit Basaltgeröllen angeschnitten, zwischen denen mächtige Basaltblöcke liegen, welche teilweise aus dem Boden herausragen. oMT und uMT gehen hier ineinander über, beide sind von einer mächtigen Wander-

schuttdecke überzogen worden, mit welcher auch die großen Lavablöcke des weiter oberhalb anstehenden Kalemlavastromes verfrachtet worden sind. Eine große landschaftliche Bedeutung kommt der oMT im Gebiet um Nieder- und Oberbettingen zu. Hier verbreitert sich auch die Talsohle ganz außerordentlich. Die Terrassen liegen mit ihrer Stirnkante 10—12 m über der Talsohle und werden von kleinen muldenförmigen Tälchen, die auf die Talsohle ausmünden, in einzelne Abschnitte zerlegt (s. K. III).

Die Schotterdecke ist am besten auf der linken Talseite aufgeschlossen, wo Steinbrüche zur Gewinnung des unterlagernden feinkörnigen Buntsandsteins angelegt worden sind (r: 45 900, h: 72 550). Der Schotterkörper ist hier 1,50—2,00 m mächtig und besteht aus Grauwacken, Buntsandstein, Quarzit und Quarz. Die Zeuner-sche Analyse ließ mit 78 % Grauwacken, 10 % Buntsandstein, 8 % Quarzit und 4 % Quarz auch hier den überwiegenden Anteil der Grauwacken deutlich werden. Der geringe Anteil des Buntsandsteins erklärt sich aus seiner schnellen Zerreibbarkeit. Die morphometrische Schotteranalyse, auch hier an den Grauwacken durchgeführt, zeigt ein als frühperiglazial anzusprechendes Diagramm (s. Diagr. 3, XIV). Das Maximum liegt noch im kaltzeitlichen Bereich, dagegen haben sich die übrigen Prozente schon stark nach rechts verschoben.

Nördlich Oberbettingen liegt der Vulkan Ruderbüsch, welcher einen Lavastrom in nordöstlicher Richtung in das ehemalige Kylltal schickte. J. Zepp vermutete, daß dieser Lavastrom bis zur Talsohle hinabreichte und schloß daraus auf sein junges Alter. Es handelt sich hier jedoch um einen langen Blockstrom aus Basaltblöcken, welcher den Hang hinabgewandert ist (s. Abb. 16). Die Unterkante des Lavastromes liegt in 420 m Höhe. Dort, wo er das Tal auf knapp 200 m Breite einengt, treten bunte Schotter in der gleichen Höhe auf, sie sind auch vereinzelt an der Straße nach Lissendorf anzutreffen. Es dürfte sich um Schotter der oMT handeln, welche sich auf der gegenüberliegenden Seite des Tales in gleicher Höhe befindet. Vor dem Lavastrom liegt in knapp 405 m Höhe eine schmale Randleiste, über welche sich der Blockstrom hinwegzieht, und die von wenigen Schottern bedeckt ist. Wahrscheinlich ist dies ein Rest der uMT (s. Abb. 18).

Der Lavastrom ist also auf die sehr ausgedehnte oMT geflossen und engte das Tal von ca. 1 km auf 200 m Breite ein. In einer späteren Aufschüttungsphase wurde die uMT aufgeschottert, von welcher nur noch ein kleiner Rest vorhanden ist. In der letzten Kaltzeit ist dann der Blockstrom in seiner heutigen Form über die uMT und bis an den Rand der Talsohle gewandert. Die Basaltblöcke ragen etwa zur Hälfte aus dem Erdreich heraus.

Die auffallende Breite der oMT in diesem Gebiet geht wohl auf den leichter ausräumbaren Buntsandstein zurück, welcher seine Grenze bei Lissendorf hat. Genau hier endet auch die große Ausdehnung der oMT. Zum Vergleich sei noch bemerkt, daß die oMT im Buntsandsteingebiet um Philippsheim gleichfalls die außergewöhnliche Breite von 800 m erreicht (s. Abb. 17).

Die untere Mittelterrasse weist keine derartige Breitenerstreckung auf. Sie läßt sich in Resten durch das Kylltal bis Oberbettingen verfolgen. An der Mündung liegt sie 20 m über der Talsohle mit 155—165 m absoluter Höhe. Ihre Schotterdecke übersteigt in der Regel 1 m nicht.

Abgesehen von einem schmalen Sporn südlich Densborn ist die uMT meistens nur als schmale Randleiste oder Eckflur an der Mündung eines Nebenbaches zu beob-

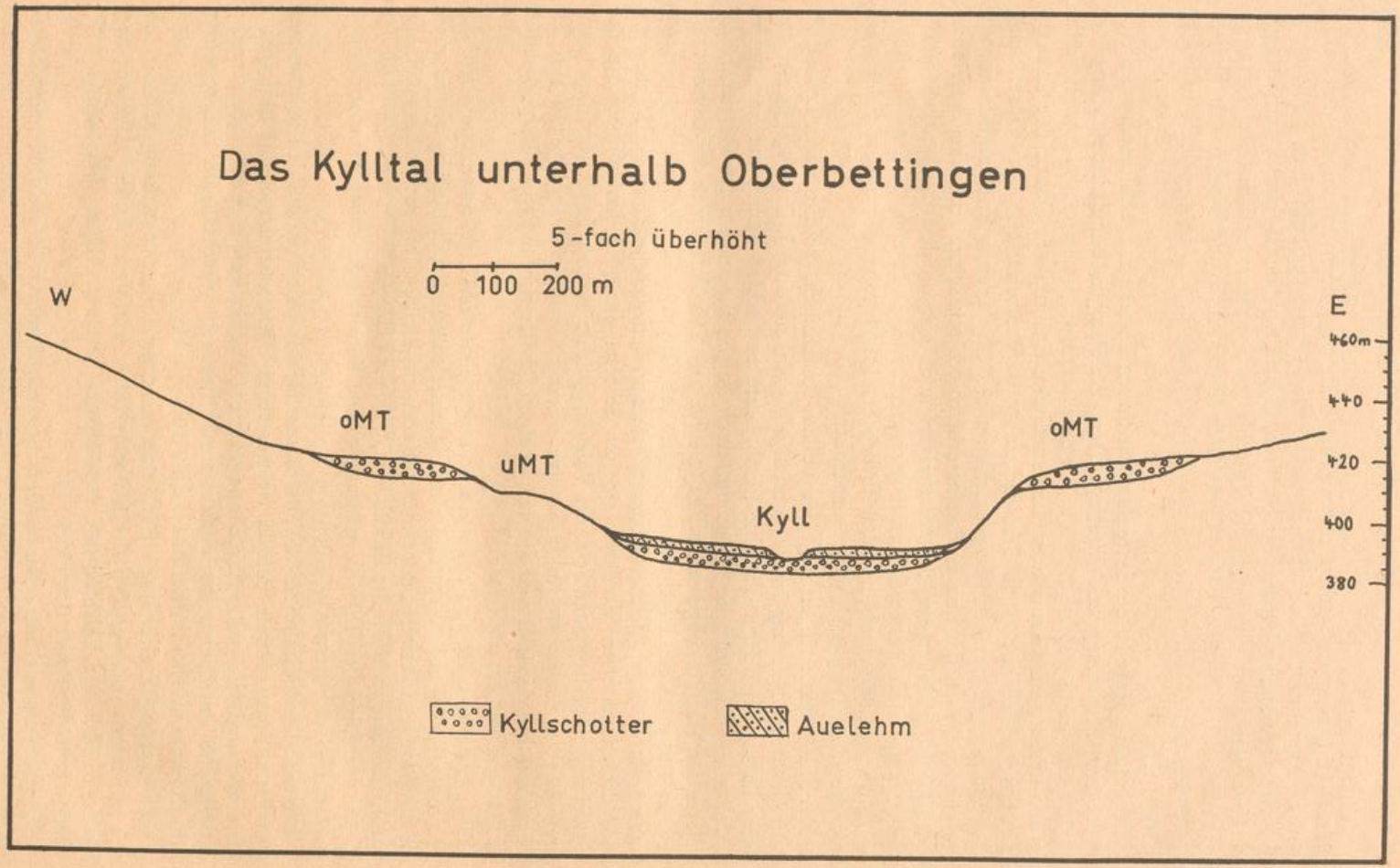


Abb. 17

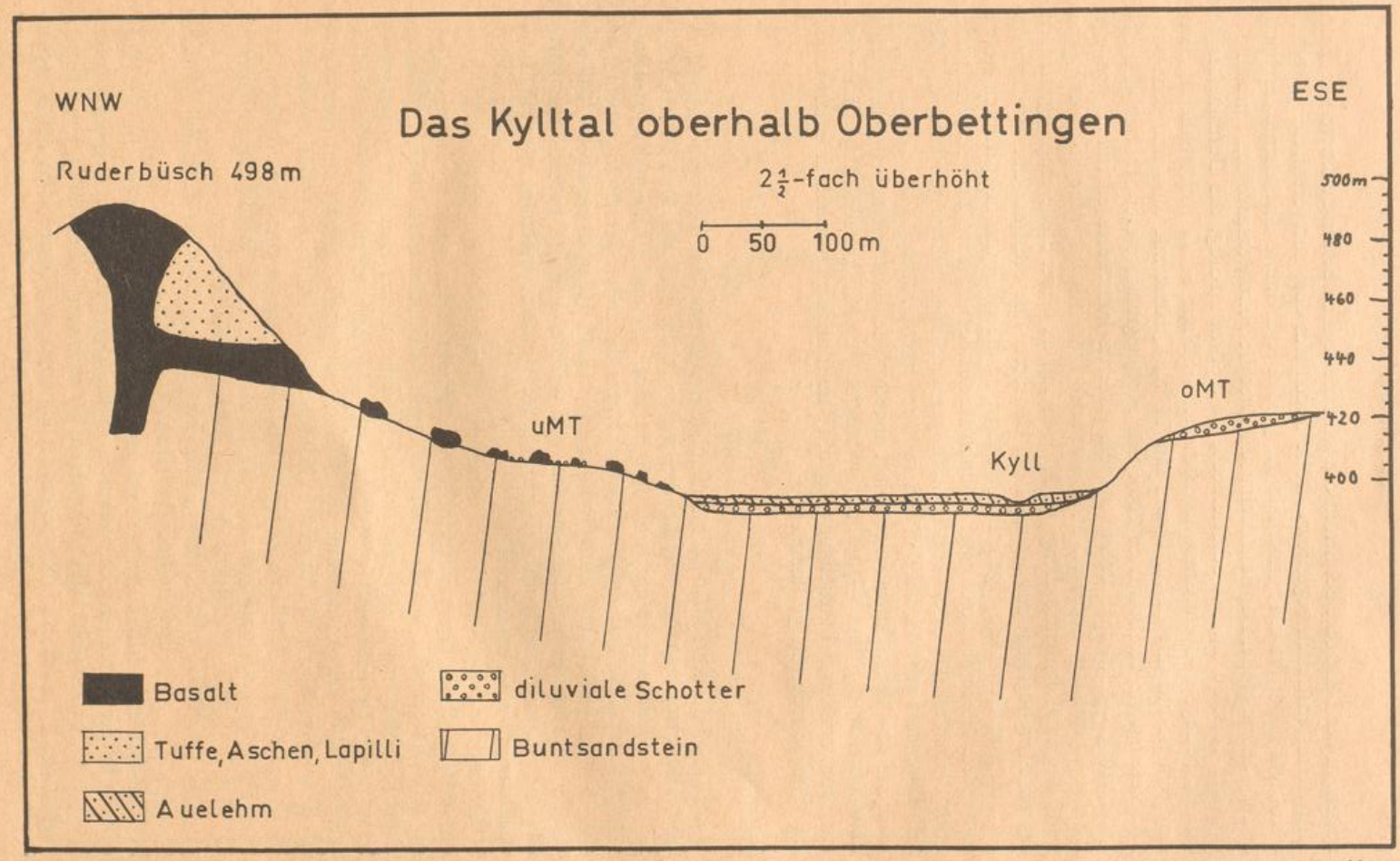


Abb. 18

achten. In der Talstrecke bei Birresborn wird die Kyll zu beiden Seiten von schmalen Mittelterrassenstreifen begleitet, Gerölle finden sich dort nur vereinzelt. Unterhalb Gerolstein bildet die uMT innerhalb der großen Kyllschleife eine kleine Verebnung in 260—265 m Höhe. Der Bahndamm schneidet die Felsunterkante der Terrasse 6 m über der Talsohle an. Die Schotterdecke ist 0,60 m mächtig, der Durchmesser der Gerölle beträgt 2—8 cm.Grauwackenschotter sind mit 64 % vorherrschend, Buntsandstein ist nur mit 12 %, Quarz mit 11 %, Quarzit mit 6 % und Basalt mit 5 % beteiligt (r: 46 100, h: 65 200). Das Morphogramm dieser Schotter läßt eine Verlagerung der hohen Prozente auf die höheren Indexwerte erkennen, was eine stärkere Zurundung bedeutet. Möglicherweise läßt sich das Morphogramm daher frühinterglazial deuten (s. Diagr. 3, XV). Es soll an dieser Stelle eingefügt werden, daß ein Morphogramm aus der uMT bei Densborn eine deutliche Übereinstimmung mit dem von Gerolstein ergab. Des weiteren ist die uMT nur in spärlichen Resten vorhanden. Niederbettingen liegt größtenteils auf der uMT, wo Zepp seinerzeit noch einen Aufschluß mit einer 0,60 m mächtigen Geröllage beobachten konnte. Oberhalb Lissendorf geht die uMT in den Talboden über (s. Abb. 15 u. K. III).

Die in dem behandelten Talabschnitt angetroffenen Mittelterrassen weisen einen Höhenunterschied von 10—20 m auf. Während die oMT kaltzeitlich gedeutet werden kann, müßten bei Ausbildung der uMT auch andere Ursachen in einer wärmeren Klimaperiode infrage kommen.

Die Talsohle

Die Talsohle der Kyll wird bis Gerolstein von zwei Verebnungen unterschiedlicher Höhe eingenommen. Die höhere, welche in die oNT der Mosel übergeht, ist die obere Niederterrasse der Kyll. Jüngere Erosions- und Akkumulationsvorgänge schufen durch Umarbeitung des Schotterkörpers die tiefere Verebnung. Beide sind von Auelehm bedeckt und nicht hochwasserfrei. Rein äußerlich sind beide Talböden dadurch voneinander zu unterscheiden, daß auf der höheren meist Äcker liegen, während die tiefere nur feuchte Wiesen trägt. Die untere Verebnung wird zur Unterscheidung mit uNT bezeichnet.

Die oNT liegt bei Kordel 5—6 m über der Sohle und hat eine absolute Höhe von 140—145 m. Reste dieser Terrasse lassen sich durch das ganze Kylltal verfolgen. Der Abstand der oNT von der uNT verringert sich flußaufwärts stark. Aufschlüsse in der Talsohle finden sich nur an Bacheinschnitten. Bei Densborn beispielsweise befindet sich die oNT in 310 m Höhe, die uNT liegt anderthalb bis zwei Meter tiefer. Nördlich Densborn nimmt die oNT fast die ganze Talsohle ein, ebenso südlich Birresborn. Hier fand sich in der oNT folgendes Profil (r: 44 100, h: 58 900):

0,30 m	hell- bis dunkelbrauner Lehm mit vereinzelten Schottern
0,60 m	geschichtete bunte Schotter, z. T. in grobkörnigem Tuffsand verbacken, dunkles Aussehen der Schicht
1,00 m	geschichtete bunte Schotter, dazw. weniger Tuffsand, im Ganzen helleres Aussehen der Schicht

Der Unterschied zwischen der helleren und der dunkleren Schicht ist sehr ins Auge fallend. In der untersten Schotterpartie finden sich riesige, nur kantengerundete Lava- und Quarzitblöcke mit Durchmessern bis zu einem halben Meter. Die Schotteranalyse ergab wieder ein Überwiegen des Unterdevons: Grauwacken 65 %, Basalt 11 %, Buntsandstein 8 %, Quarz 6 %, Kalk 3 %. Der große Anteil des Basalts

und des vulkanischen Feinmaterials geht vermutlich auf die jüngsten vulkanischen Ausbrüche im Oberlauf zurück, welche z. T. in direkter Berührung mit der Talsohle stattgefunden haben.

Für die morphometrische Schotteranalyse wurden dem genannten Aufschluß 2 Proben entnommen, die eine aus den untersten 30 cm, die andere aus den obersten 50 cm der Schotter. Beide Morphogramme haben einen kaltzeitlichen Charakter (s. Diagr. 3, XVII u. XVIII). Das Morphogramm der tieferen Schicht (XVII) scheint jedoch im Ganzen auf eine geringfügig stärkere Abrollung hinzuweisen, der Anteil an den Indexgruppen, welche eine stärkere Zurundung bedeuten, ist etwas größer als bei dem Morphogramm aus den oberen Geröllagen. Diese Tatsache läßt sich vielleicht damit erklären, daß der tiefere Teil der oNT noch in einer feuchteren

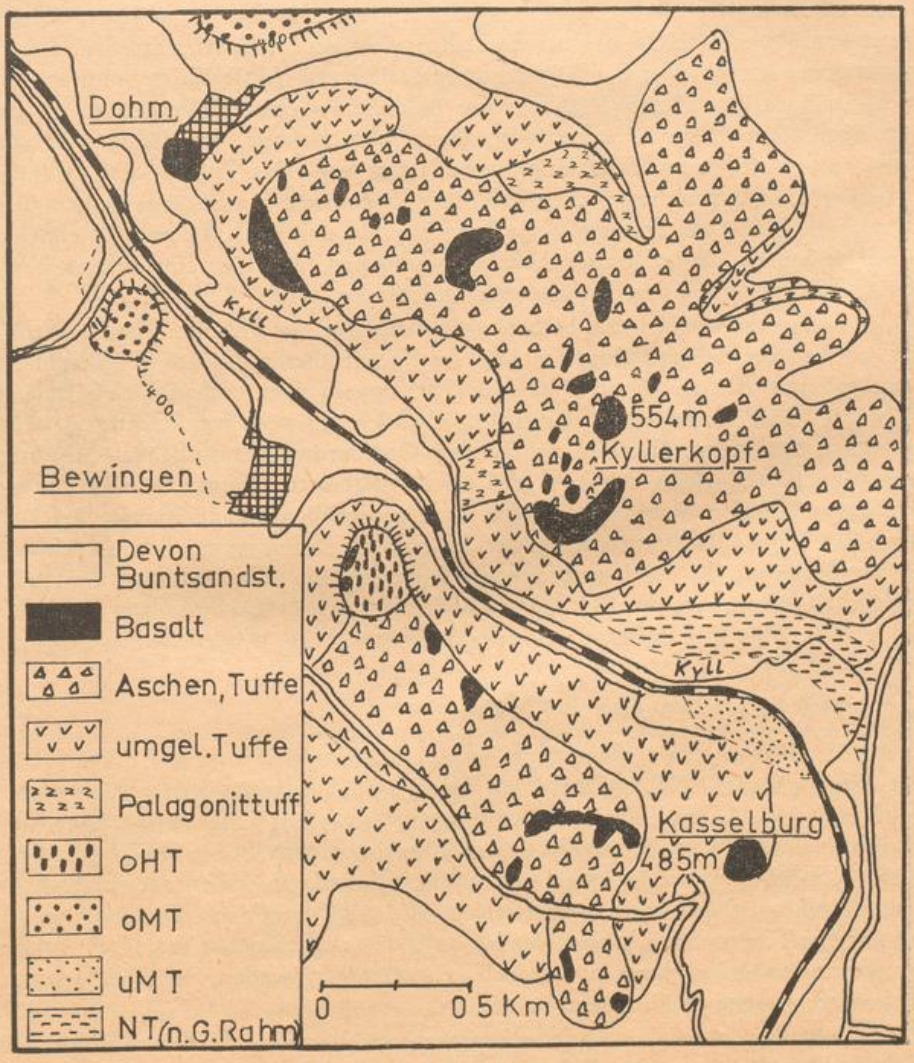


Abb. 19 Das Kylltal am Kyllerkopf.

Periode der letzten Kaltzeit abgelagert wurde, als der fluviatile Schottertransport noch überwog, dagegen die höheren Partien der oNT einer mehr trocken-kalten Phase der letzten Kaltzeit zuzuschreiben sind.

Die oNT findet sich oberhalb Birresborn in größerer Ausdehnung und ist von der uNT nur durch 0,50 m Abstand getrennt. Unterhalb des Pfeifferschen Basaltbrechwerkes ist die uNT am Bachrand aufgeschlossen, wo unter 1,50 m Auelehm ca. 0,50 m bunte Schotter hervortreten.

Innerhalb der Flußschleife zwischen Lissingen und Gerolstein bildet die oNT eine ausgedehnte Fläche ca. 2,50 m über der Kyll und trägt eine mächtige Auelehmdecke. Die Gerölle sind stellenweise bis zu 0,50 m aufgeschlossen, ihr Morphogramm ist kaltzeitlich (s. Diagr. 3, XV u. Abb. 15). Bei Gerolstein liegt der Sarresdorfer Lavastrom der oNT auf. Vom Kyllerkopf an bildet die oNT den gesamten Talboden. Im Raum Ober- und Niederbettingen erreicht dann die Talsohle die außerordentliche Breite von 800 m. Diese Breite beruht nach Ansicht der Verfasserin auf den leichter auszuräumenden Schichten des Buntsandsteins. Die breite Talstrecke beginnt, wie wir auch schon an der oberen Mittelterrasse in diesem Gebiet sahen, genau an der nördlichen Grenze der Oberbettinger Buntsandsteinscholle. Im Süden sitzt der Kyllerkopf noch einem Teil des Buntsandsteins auf. Das Engtal unterhalb des Kyllerkopfes scheint nicht ausschließlich durch vulkanische Einwirkungen entstanden zu sein, die Talhänge, bestehend aus Buntsandstein und Kalk, treten hier ohnehin näher zusammen. Es ist freilich nicht ausgeschlossen, daß hier einmal eine kurzzeitige Talversperrung mit Tuffmassen stattgefunden hat (s. Abb. 19).

Bei Brunnenbohrungen in Oberbettingen wurden in der Talsohle Tone angetroffen, welche eventuell mit einer Stauung der Kyll in diesem Gebiet in Zusammenhang gebracht werden könnten, ebenso kann es sich aber auch um eine örtliche Bildung in einer verlandenden Bachschlinge handeln. Es wäre von Wichtigkeit, eingehendere Kenntnisse über die das Tal bei Oberbettingen ausfüllenden Schichten zu gewinnen, wenngleich hier kein größerer Lavastrom zu erwarten sein dürfte, wie er etwa im Alftal nachgewiesen worden ist. Eine vorübergehende Stauung der Kyll durch den kleinen Basaltausbruch in der Talsohle bei Dohm ist möglich, doch würde sie zur Erklärung des stark verbreiterten Talbodens um Oberbettingen nicht ausreichen. Die ältere Ansicht, daß sich ein Lavastrom des Kyllerkopfes quer durch das Tal legte und die Kyll aufstaute, ist unbegründet (J. Zepp 1933, G. Rahm 1956).

c. Morphogenese des Kyllgebietes

An der Kyll wurden 6 pleistozäne Terrassen unterschieden (s. a. J. Zepp 1933). Mit Ausnahme der uNT, welche durch postglaziale Umlagerung in der oNT entstand, und der uMT sind alle Terrassen unter kaltzeitlichen Klimaverhältnissen aufgeschüttet worden. Die oNT wurde in die Würmeiszeit gestellt, die uMT in die Rißeiszeit — möglicherweise ist sie in eine wärmere Periode zu stellen oder unter Mitwirkung tektonischer Ursachen entstanden. Die oMT wurde in Übereinstimmung mit neueren Terrassenforschungen der Mindeleiszeit zugeordnet, während die beiden Hauptterrassen in Beziehung zu älteren Eiszeiten gesetzt wurden. Die Höhenterrasse dürfte noch wesentlich älter sein.

Die mächtigen Auelehmdecken gehen wohl größtenteils auf die zunehmenden Waldrodungen in historischer Zeit zurück.

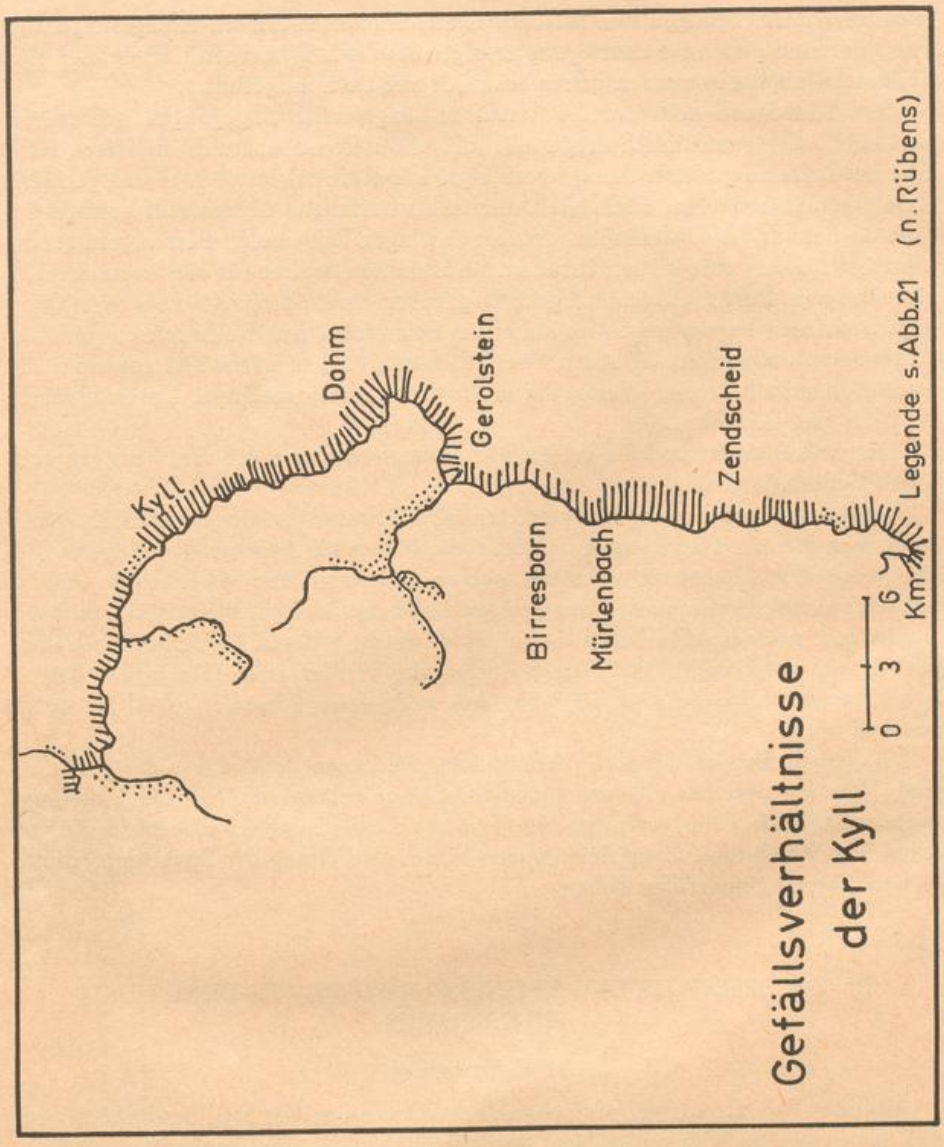


Abb. 20

Die vulkanischen Ausbrüche am Rande des Kylltales lassen sich nur teilweise in die Talgeschichte der Kyll einordnen, sofern sie mit der Talgestaltung in direktem Zusammenhang stehen. So ergibt sich für die Lavaströme des Kalem und des Fischbachtals die Zeit nach Ausbildung der Hauptterrassen, bzw. die Zeit der Aufschüttung beider Terrassen. Der Sarresdorfer Lavastrom ist nach seiner Lage auf der oNT spätwürmeiszeitlichen Alters, vielleicht noch jünger. Das gleiche trifft für den Basalt auf der Talsohle bei Dohm zu. Da die Lava des Ruderbüsch auf der oMT liegt und ein Blockstrom aus Lavablöcken über die uMT gewandert ist, muß der Ausbruch des Ruderbüsch noch vor-rißeiszeitlichen Alters sein. Daß der Vulkanismus auch im jüngsten Pleistozän noch außerordentlich aktiv gewesen sein muß, beweisen die

reichlichen Beimengungen vulkanischen Gesteinsmaterials in den Ablagerungen der Talsohle. Eine größere Talverlegung erfolgte oberhalb Birresborn, Nebentäler oder Teile des Haupttales wurden verschiedentlich mit Lava ausgefüllt.

Zum Schluß soll noch auf die Terrassen-Längsprofile eingegangen werden. Sie sind bei J. Zepp ausführlich dargestellt und erläutert, so daß sich an dieser Stelle eine ins Einzelne gehende Analyse erübrigt. Die Kyll hat mit 4,7 % das geringste Gesamtgefälle von allen Eifelflüssen. Besonders auffallend ist das sehr geringe Gefälle im Bereich des Kyllerkopfes und der Bettinger Talweitung. Dieses geringe Gefälle läßt sich auf die gleichen Ursachen zurückführen, welche für die besondere Talgestaltung in diesem Gebiet maßgebend gewesen sind. Wie weit die von Haardt angenommenen Verwerfungen im Raum um Pelm dabei eine Rolle spielen, läßt sich bisher nicht nachweisen (Haardt 1916, Rübens 1922). Flußabwärts schwankt das Gefälle innerhalb kleiner Werte, die meist durch gesteinsbedingte Unterschiede zu erklären sind (s. Abb. 20).

Die Niederterrasse und die beiden Mittelterrassen haben ein dem heutigen ähnliches Gefälle.

Die drei oberen Terrassen divergieren ab Hüttingen an der unteren Kyll sehr stark zum Gefälle der heutigen Talsohle, sie haben ein bedeutend geringeres Gefälle. Aus dem Gesamtverhalten der oberen Terrassen läßt sich ablesen, daß ab Hüttingen eine Aufkippung der Gebirgsscholle im älteren Pleistozän stattfand, welche auch noch die uHT betraf. Lokal wurde an der unteren Kyll eine Zweiteilung der uHT hervorgerufen. Eine weitere Aufbiegung der Terrassen fällt in den Bereich der Südeifeler Schwelle und zeigt an, daß auch diese Schwelle im Altpleistozän gehoben wurde.

Wir haben also an der Kyll Verhältnisse, die denen der Nette nicht unähnlich sind. Hier wie dort hat alt- und jungpleistozäner Vulkanismus auf die Talbildung eingewirkt, beide Täler verlaufen zum Teil in tektonisch labilen Zonen des Rheinischen Schiefergebirges, deren Bewegungen in die Ausbildung der fluviatilen Formen differenzierend eingegriffen haben.

III. DIE BEEINFLUSSUNG KLEINERER TALFORMEN DURCH DEN VULKANISMUS

1. *Talverlegung*

Ähnliche Talverlegungen, wie sie an der Nette und an der Kyll beschrieben wurden, lassen sich auch an zahlreichen kleineren Bächen der Eifel beobachten. Als einziges Beispiel sei hier das Vinxtbachtal erwähnt. Aus dem Bausenberg floß ein ca. 3 km langer Lavastrom in das Tal hinunter, wo er sich plattformartig verbreiterte und den Vinxtbach wohl etwas nach Norden drückte. Der kleine Nebenbach hat am Rand des Lavastromes ein neues Bett eingetieft. Die Lava hängt über dem Vinxtbach jetzt in 20—30 m Höhe.

2. *Vorübergehende Talversperrung*

In den unteren, bereits tiefer eingesenkten Flußabschnitten finden wir häufig den Fall, daß der Bach trotz vulkanischer Verbauung den alten Lauf an der gleichen Stelle weiterbenutzt hat und das Gefälle auszugleichen bestrebt ist. Das beste Bei-

spiel liefert uns das Alftal zwischen Gillenfeld und Sprink. Die geologischen Verhältnisse sind hier durch W. Cipa eingehend untersucht und kartiert worden (W. Cipa 1955), daher erübrigt sich an dieser Stelle eine ins einzelne gehende Beschreibung. Bohrungen, welche in der Talsohle niedergebracht wurden, erwiesen, daß zwei Lavaströme mit Geröllen, Tonen und Tuffen wechsellagern. Der Bach fließt noch über der Lava, nur unterhalb Strohn hat er sich in die Lava eingetieft, das Liegende jedoch noch nicht erreicht. Hier bestehen recht eindrucksvolle Gefällsverhältnisse (s. Abb. 10, 21). Dem sehr geringen Gefälle von 2—4 % folgt fast unvermittelt ein Gefälle von mindestens 20 % in der Engtalstrecke. In der Flußkurve wird dies sehr deutlich. Das parallel zur Alf verlaufende Üßbachtal gestattet einen Vergleich mit einem normalen Gefällsprofil. Auf gleicher Höhe wie das Alfbachtal liegt die Talsohle des Üßbaches 50—60 m niedriger. Dieser Unterschied entspricht ziemlich genau der Gefällssteile des Alftales bei Strohn, welche eine Höhe von 50—55 m hat.

Das Alter dieser Talverbauung läßt sich nicht genau festlegen. Die Frische der erhaltenen Formen und die geringe Eintiefung der Alf in den vulkanischen Untergrund sprechen für ein relativ junges Alter. Böhler glaubt aus dem Vergleich der „Formengruppen" auf ein hauptterrassenzeitliches Alter schließen zu können. In der Gegend der Sprinker Mühle soll nach seiner Ansicht die untere Hauptterrasse in die Talsohle übergehen, die umliegenden, das Tal in ca. 370 m Höhe begrenzenden

Abb. 21

Flächen bezeichnet er als Kieseloolithterrassenflächen. Dem widerspricht jedoch die Tatsache, daß von der Verfasserin auf einer Verebnung westlich der Sprinker Mühle in 370 m Höhe bunte Schotter angetroffen wurden, die sich aus Grauwacken, Quarziten und Quarzen zusammensetzten. Flächen gleicher Höhe begrenzen auch das Üßbachtal. Es dürfte sich dabei um altpleistozäne Talbodenreste handeln. Die Lavaströme der Alf sind auf jeden Fall beträchtlich jünger, ein jungpleistozänes Alter ist wahrscheinlich (J. Frechen 1951, W. Cipa 1955).

Der Horngraben bei der Kleinen Kyll oder das Brohltal mit seiner Traßverbauung sind weitere Beispiele für Täler, deren Bäche sich in den vulkanischen Untergrund erneut ein Bett gegraben haben.

3. *Maarentstehung in Tälern*

Bei vielen Maaren läßt sich erkennen, daß sie in Täler eingesprengt worden sind. Der Laacher See und der größte Teil der Westeifeler Maare weisen an ihren Hängen Reste kleiner Täler auf, welche in vielen Fällen heute trocken liegen.

Es soll hier nur der Wehrer Kessel besprochen werden, welcher ein höheres Alter als die übrigen Maare der Eifel besitzt (s. Abb. 22). Dieses Maar, nordwestlich des

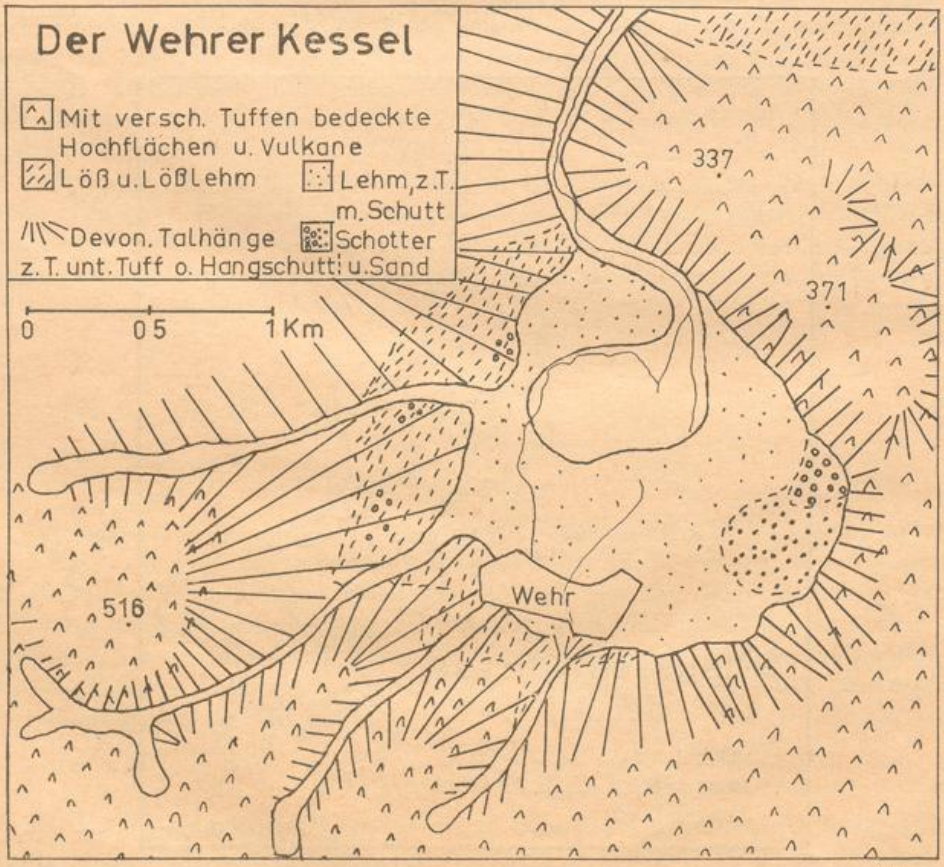


Abb. 22

Laacher Sees gelegen, zeichnet sich durch eine besonders starke Kohlendioxydförderung aus. Es ist mit Lehm angefüllt, welcher in Nachbarschaft der Hänge eckigen Gesteinschutt enthält und von grauem Ton unterlagert wird. Die Hänge sind mit Löß, Hangschutt und verschiedenen Tuffen bedeckt. Vier Trockentäler münden in den Talhängen aus. Der Wehrer Kessel ist an einer Stelle entstanden, wo sich mehrere kleine Quellbäche zu einem Hauptbach vereinigten. Der Gleeser Tuff, welcher nachweislich aus dem Wehrer Kessel stammt (J. Frechen 1953), wurde wahrscheinlich in der letzten Kaltzeit gefördert, wie aus seiner Einlagerung in Löß hervorgeht. Daß der Wehrer Kessel der periglazialen Abtragung ausgesetzt gewesen ist, bezeugen die in den Kessel von den Hängen herabgewanderten Schuttdecken. Im Bereich des Maares finden sich auch an verschiedenen Stellen bunte Schotter, hauptsächlich Grauwackenschotter. Ihre Höhenlage beträgt durchweg mehr als 300 m, was auf ein höheres Alter schließen läßt. Der Wehrer Kessel entstand also während der letzten Kaltzeit in einem Nebental des Brohltales.

IV. DIE PERIGLAZIALEN BILDUNGEN IM BEREICH DER EIFELTÄLER

Während der pleistozänen Klimaschwankungen befand sich die Eifel im periglazialen Klimabereich, welcher durch Dauerfrostboden mit intensiver Solifluktion und ihren Begleiterscheinungen in den kaltzeitlichen Auftauperioden gekennzeichnet ist. In der letzten Kaltzeit gehörte die Eifel der glazial-maritimen Provinz an (H. Poser 1948), wo die Winter nicht ganz so kalt und kürzer waren und von häufigen Auftauperioden unterbrochen wurden. Die Sommermonate wiesen in diesem Bereich positive Mitteltemperaturen auf. Während die höheren Teile der Eifel wohl der reinen Frostschuttzone zuzurechnen waren, herrschte in den niedrigen Gebieten ein Tundrenklima mit gebundener Solifluktion (C. Troll 1944).

1. *Solifluktionsschuttdecken*

Schuttdecken auf Hängen und Hochflächen sind in der Eifel überall zu beobachten. Meistens handelt es sich dabei um eine bis zu mehreren Metern Mächtigkeit reichende Schicht aus Feinmaterial — Lößlehm, sandigem Lehm — in welcher eckige Gesteinsstücke des Anstehenden in Richtung der Hangneigung eingeregelt liegen. Auf den Schuttdecken haben sich heute den gegenwärtigen Klimabedingungen entsprechende Verwitterungsböden gebildet. In der Eifel sind es meist braune Waldböden. Sie lassen darauf schließen, daß gegenwärtig die Schuttdecken nicht mehr bewegt werden. In Übereinstimmung mit den in anderen Mittelgebirgen gemachten Beobachtungen können wir diese Schuttdecken als unter den periglazialen Abtragungsverhältnissen entstanden erklären. Durch Frostverwitterung wurde kantiger Gesteinsschutt in allen Größen aufgehäuft, welcher zur Zeit der frühsommerlichen Schneeschmelze, wenn der Boden bis zu einer bestimmten Tiefe auftaute, als Solifluktionsschutt hangabwärts transportiert wurde. Da der mechanische Gesteinszerfall das ganze Jahr über stattfand, wurde ständig neues Gesteinsmaterial geliefert. Die Aufbautiefe für das westliche Mitteleuropa betrug während der letzten Kaltzeit etwa 1,50—2,00 m (H. Poser 1948).

Bei der gebundenen Solifluktion der Tundrenzone ging der Schutttransport langsamer vor sich, die Formen konnten infolge der schwachen Vegetationsdecke etwas

besser erhalten bleiben. Die größten Mächtigkeiten erreichen die Schuttdecken an den unteren Hangpartien, während sie an sehr steilen Hängen und auf exponierten Kuppen und Höhenzügen geringfügig sind oder gelegentlich fehlen.

Daß die Schuttdecken das Werk der letzten Kaltzeit sind, läßt sich aus den sie umgebenden Schichten ersehen. Sie treten über Mittelterrassenschottern auf, fallen also in eine Kaltzeit nach deren Ablagerung. Sie unterlagern auch den Löß, welcher fast überall der Würmeiszeit angehört. Ihre Bildungszeit fällt demnach wahrscheinlich in das feuchtere Frühglazial mit maximalem Bodenfließen.

Diese Schuttdecken wurden auf fast allen Gesteinsarten der Eifel beobachtet, am mächtigsten sind sie auf den unterdevonischen Grauwacken und Schiefern ausgebildet, da die tonig-lehmige Verwitterung dieser Gesteine solifluidale Bodenbewegungen begünstigte. Eine 1,50 m mächtige Hangschuttdecke war beispielsweise an der Neuen Straße Mayen—Schloß Bürresheim bei der Verladerampe des neuen Brechwerks aufgeschlossen (r: 85 350, h: 79 350). Hier lagen grobe Grauwacken- und Basaltbruchstücke in Lößlehm. Ein anderes Profil fand sich am Rande eines großen Steinbruchs (r: 86 500, h: 79 000). Über Hunsrückschiefer lag eine 20—30 cm dicke Schicht feiner, hangabwärts eingeregelter Schieferplättchen in Lehm, dazwischen lagen Basaltblöcke mit einem Durchmesser bis zu 0,20 m. Vor den Basaltblöcken konnten deutliche Staucherscheinungen in der umgebenden Fließerde wahrgenommen werden, was auf den Druck der schweren Blöcke beim Abwärtswandern zurückzuführen sein dürfte. Ob diese Staucherscheinungen allerdings wirklich kaltzeitlichen Alters sind, ist nicht erwiesen. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt liegen die Blöcke wie auch die Fließerde still. Über der beschriebenen Schicht lag brauner Lehm mit Basalt- und Schieferstücken und auch einigen Schottern dazwischen.

Die Hangschuttdecken über den Schottern der Nette erreichten Mächtigkeiten bis zu 0,80 m.

Sehr augenfällig sind die Schuttdecken, welche dem Devon aufliegen, jedoch Basaltstücke enthalten von einem Lavastrom, der weiter oberhalb am Hang ansteht. Der Transport so großer Basaltschuttmengen, wie wir sie überall unterhalb der Eifelvulkane finden, kann nur mit der flächenhaften Abtragung der letzten Kaltzeit erklärt werden. Auch das Umgekehrte ist gelegentlich der Fall: eine Schuttdecke aus Grauwacken ist auf die isolierte Lavaplatte bei Birresborn gewandert, welche dem Lavastrom des Fischbachtales angehört.

Auf Kalk ist der Wanderschutt geringer, was wohl auf die Löslichkeit des Kalks zurückzuführen ist. Allerdings können in den Trockentälern der Kalkmulden auch Profile bis zu einem Meter Mächtigkeit beobachtet werden.

Auch im Buntsandstein treten Hangschuttprofile seltener auf, besonders in dem feinkörnigen oberen Buntsandstein sind sie kaum anzutreffen. Auf den Konglomeratschichten des Hauptbuntsandsteins liegen in lehmigem Verwitterungsmaterial zahlreiche Quarz- und Quarzitgerölle, welche leicht mit Terrassenablagerungen verwechselt werden können.

Zu den Wanderschuttdecken müssen in beschränktem Umfang auch die umgelagerten Tuffe gerechnet werden, deren Ausbruchszeit noch vor Ende der letzten Kaltzeit liegt. Die Tuffe, welche ursprünglich geschichtet abgesetzt wurden, finden sich heute an den Hängen mit anderen Tuffen oder mit Hanglehm vermischt. Doch können in den leichten Tuffen Verschwemmungen und Rutschungen bis in die Gegenwart vor sich gehen.

H. Louis hat in einer neuen Veröffentlichung darauf aufmerksam gemacht, daß die Solifluktion eine noch nicht genügend beachtete Bedeutung für die Rumpfflächen der mittleren Breiten besitzt. Er kommt zu dem Schluß, daß „an deren heutiger Gestalt nicht nur tertiärklimatische und heutige Abtragungsvorgänge, sondern auch die des eiszeitlichen Tundrenklimas mitgewirkt haben". Das dürfte auch für die Rumpfflächen des Rheinischen Schiefergebirges zutreffen.

2. *Kryoturbation*

In der Eifel wurden mit einer Ausnahme keine Frostbodenstrukturen beobachtet. Das mag daran liegen, daß die entsprechenden Bildungen entweder nicht aufgeschlossen oder aber der gegenwärtigen Abtragung zum Opfer gefallen sind. Teilweise mögen auch die dafür infrage kommenden Solifluktionsschuttdecken und Schotterlagen in den höheren Eifelgebieten zu geringmächtig gewesen sein

Das einzige Beispiel für Kryoturbation wurde bei Welling beobachtet (r: 94 150, h: 77 350). Der Aufschluß befindet sich an einer Stelle, wo ein Weg den Schuttkegel eines kurzen Nebentales der Nette anschneidet. Das Profil ist maximal 2,30 m hoch:

0,20 m	Bims in Resten
0,35 m	Lößlehm mit kantigem Schieferschutt
1,60 m	mittelgroße Schieferbruchstücke, dicht in lehmiges Feinmaterial gepackt

An einer Stelle innerhalb dieses Profils sind die Schieferstücke taschenförmig nach unten eingebogen und deutlich entsprechend der Durchbiegung eingeregelt. Mit der Höhe des Profils sind die Schieferbänder allmählich weniger gebogen und liegen schließlich wieder vollkommen horizontal. Es könnte sich hierbei um eine Froststruktur der letzten Kaltzeit handeln, entstanden unter der Wirkung der auftauenden und wieder gefrierenden Bodenschichten.

3. *Blockströme*

Blockströme oder Blockmeere stellen bekanntlich Ansammlungen grober Gesteinsblöcke auf mehr oder weniger geneigter Unterlage dar, welche unter bestimmten Voraussetzungen Reste pleistozäner Verwitterungsdecken bilden. Die Verwitterung zu grobem Blockschutt ist an Gesteine gebunden, die in besonders starkem Maße an Klüften verwittern. Sehr günstige Studienobjekte stellen Basaltblockströme dar, die von einem Basaltkegel oder Lavastrom auf das unterlagernde Gestein gewandert sind und so unverkennbare Zeugen einer stattgefundenen Bewegung sind. Legen sich den Blöcken ungestörte Bodenschichten an, läßt sich mit Sicherheit aussagen, daß zum gegenwärtigen Zeitpunkt keine Wanderungsbewegungen mehr stattfinden. Die Erhaltung dieser fossilen Blockströme ist, wie auch die der Schuttdecken, abhängig vom Klima, Zustand des Bodens und der Hangneigung. Nach Büdel beträgt der Grenzwinkel, bis zu welchem heute noch kaltzeitliche Verwitterungsdecken erhalten sind, 15—17 ° (Büdel 1937).

Derartige Blockansammlungen wurden in der Eifel fast überall dort beobachtet, wo Basalt in einiger Höhe über einem Tal oder einer Hochfläche ansteht. Die Basaltblöcke sind hangabwärts gerutscht und liegen jetzt entweder auf Grauwacken und Kalken des Unterdevons oder auf Buntsandstein.

Das anschaulichste Beispiel liefert der Basaltblockstrom am Ruderbüsch bei Oberbettingen. Der Lavastrom, der hier auf der oMT liegt, hat eine langgestreckte,

zungenähnliche Form. Von ihm ausgehend ist ein breiter Blockstrom über die flachen Hänge bis an den Rand der Talsohle gewandert und besonders gut zu beobachten, da die Blöcke in einer Wiese liegen und nicht, wie die meisten anderen Blockströme der Eifel, im Wald. Die Blöcke haben einen Durchmesser bis zu einem Meter. Oft ragen sie kaum zur Hälfte aus dem Boden heraus. Der oberflächliche Teil eines solchen Blockes ist von einer bräunlichen Verwitterungsrinde überzogen, welche den im Erdreich eingebetteten Partien fehlt. Bewegungen gehen also heute nicht mehr vor sich, auch übersteigt die Hangneigung an dieser Stelle kaum 10 °. Der Blockstrom setzt sich über einen Rest der uMT bis an den Rand der Talsohle fort. Er stammt in dieser Form aus der letzten Kaltzeit (s. Abb. 16 u. 18).

Basaltblockströme liegen am Hang unterhalb der Kasselburg und des Borlich. Bei Birresborn sind große Basaltblöcke auf die unterhalb des Lavastromes liegenden Mittelterrassen gewandert, wo sie zwischen mit Geröllen vermischten Wanderschuttdecken liegen, weiterhin liegen Lavablöcke in großer Zahl und Dichte im Hundsbachtal, welches den Kalemstrom durchschneidet.

Bei den großen Mengen basaltischen Blockschuttes am westlichen Hang des Hochsimmer ist es zumindest zweifelhaft, ob sie sich nicht mehr in Bewegung befinden. Die Hangneigung überschreitet 30 °, daher ist ein zeitweiliges Gleiten auf stark durchfeuchtetem Boden nicht ausgeschlossen.

Die Mehrzahl der in der Eifel zu beobachtenden Blockströme dürfte jedoch in ihrer heutigen Form auf periglaziale Vorgänge der Bodenversetzung während der letzten Kaltzeit zurückgehen.

4. *Ursprungstalungen und andere Talformen*

Die breiten muldenförmigen Talanfänge in den deutschen Mittelgebirgen sind bereits eingehend untersucht worden. J. Büdel (1944) erklärte die Entstehung dieser Ursprungstalungen durch die korrodierende Wirkung der kaltzeitlichen Schuttströme. Das muldenförmige Korrosionstal, zu welchem auch die Dellen gerechnet werden, und welches seine Ausbildung dem flächenhaften Schutttransport verdankt, geht allmählich in ein breites Kastental mit flacher Sohle und scharf abgesetzten Hängen über. Letzteres ist durch fluviatile Seiten- und Tiefenerosion der Schmelzwässer im periglazialen Frühsommer entstanden. Nach H. Poser verdanken die flachen Wannen der Ursprungstalungen ihre Entstehung den „an eine ehemalige Schneeeinlagerung gebundenen Abtragungsvorgängen" (H. Poser 1936).

Die beschriebenen Formen sind überall in der Eifel anzutreffen. Besonders auf den höchsten Regionen der Eifel, auf den Rumpfschwellen, wo die Quellflüsse der größeren Bäche liegen, sind die Ursprungstalungen zahlreich zu beobachten. Sie finden sich sowohl auf Grauwacken und Schiefern wie auf Kalk und Buntsandstein. Talanfänge mit zirkusartiger Erweiterung und solche mit länglich-wannenförmiger Erstreckung, gelegentlich auch kerbförmige Talanfänge konnten zahlreich beobachtet werden (s. a. Kellersohn 1952).

Längliche Ursprungstalungen haben z. B. die Quellflüsse der Nette an der südöstlichen Abdachung der Hohen Eifel ausgebildet. Es sind die Bäche, welche sich südöstlich Hohenleimbach vereinigen, ebenso die Quellflüsse der Nitz. Das Innere der Mulde ist meistens leicht versumpft, wenig unterhalb tritt dann das Grundwasser als Quelle gesammelt an die Oberfläche. In vielen Fällen läßt sich der sogenannte Kerbensprung (Kellersohn 1952) beobachten, welcher durch die plötzlich an einer

Stelle einsetzende linienhafte Erosion entsteht. Hin und wieder waren an Wegeinschnitten Wanderschuttdecken zu sehen, deren Mächtigkeit nicht über 0,20 bis 0,50 m hinausging. Die Bruchstücke von Grauwacken zeigten sich auch hier deutlich in Richtung der Hangneigung eingeregelt. Eine besonders gleichmäßige, zirkusförmige Ursprungstalung besitzt der rechtsseitige Nebenbach der Alf bei Udler.

In den meisten Fällen münden in die größeren Ursprungstalungen von den Hängen her noch kleine Dellen, welche ihrerseits korrodierende Schuttströme in die Mulden schickten. Vielfach münden Dellen direkt auf der Talsohle eines Haupttales aus, wie z. B. am Vinxtbach. Andrerseits können sie auch am Hang ausmünden, was sich auf der rechten Talseite der Nette bei Schloß Bürresheim sehen läßt, mehrfach auch im Brohltal bei Niederzissen. In der Regel setzt aber mit dem Kerbensprung die Weiterentwicklung zum Kastental ein, auf dessen breiter Sohle der Bach pendelt.

Alle größeren Eifeltäler besitzen diese für unsere Mittelgebirge so typische Kastenform. Es braucht nur auf die Täler von Nette, Kyll, Lieser, Alf und ihre Nebentäler verwiesen zu werden. Die Talsohlen werden von den Aufschüttungen der letzten Kaltzeit eingenommen, nur den größten Eifelflüssen ist es im Postglazial gelungen, Teile dieser Aufschüttungen wieder umzulagern, z. B. der Kyll. Postglaziale Auelehme verschiedener Mächtigkeit überlagern die Geröllschichten.

Neben diesen Kastentälern mit ständig fließendem Bach existieren in der Eifel auch kastenförmige Trockentäler, in welchen nur Starkregen gelegentlich ein dünnes Rinnsal entstehen lassen. Nach Poser hatten die Frühjahrsschmelzwässer der Kaltzeit an der Gestaltung der Talsohle den größten Anteil, da sie ohne zu versickern über dem undurchlässigen Dauerfrostboden sowohl in die Tiefe als auch in die Breite erodieren konnten.

Ihre größte Verbreitung finden die Trockentäler in den mitteldevonischen Kalkmulden. Oberhalb der Hauptquelle des Hausener Baches, welcher in den Veybach, einen Nebenfluß der Erft, mündet, schließt sich nicht sofort die Ursprungstalung an, sondern erst ein anderthalb Kilometer langes Trockental, welches schließlich in einer länglichen Ursprungstalung ausläuft.

Ein sehr gutes Beispiel bietet das sogenannte „Kalktal" nördlich Zingsheim. Es nimmt seinen Anfang in einer wannenförmigen Mulde, tieft sich dann rasch ein und bildet ein Kastental mit ebener Sohle und leicht konvexen Hängen. Oberhalb Weyer macht das Tal einen scharfen, fast rechtwinkligen Knick. Prall- oder Gleithänge sind an dieser Stelle nicht ausgebildet. Das Tal nimmt noch verschiedene weitere Trockentäler auf, die sich ihrerseits wieder verzweigen. Das Kalktal setzt sich in das Trockental von Weyer fort, welches den Travertin bei Dreimühlen-Eiserfey quert und über dem jüngeren Kalktuff in das Tal des Hausener Baches mündet [1]).

Unweit Weyer entspringt eine starke Quelle (90 l/sec.), deren Wasser jedoch unterirdisch weiterfließt. In den Kalkmulden treffen wir derart typische Erscheinungen der Karsthydrologie wie Versickerung und Dolinenbildung häufig an, welche

[1]) In diesem Zusammenhang soll ein Kalktuffvorkommen von ca. 10 m Mächtigkeit erwähnt werden, welches sich auf der Talsohle des Ahbachs bei Ahütte im Kreise Daun befindet. Die Pollenanalyse ergab in einer Schicht (6 m Höhe) 14 *Corylus*, 10 *Pinus*, 3 *Quercus*, in einer höheren (7,50 m Höhe) 11 *Corylus*, 3 *Carpinus*, 2 *Quercus*, 1 *Alnus*. Die untere Schicht dürfte aus der fortgeschrittenen Frühwärmezeit (Hasel-Kiefern-Zeit, ca. 6000 v. Chr.) stammen, die höhere vielleicht aus der mittleren Wärmezeit mit haselreichem Eichenmischwald. Der gesamte Kalktuff ist im Postglazial zur Ablagerung gelangt. Die Auswertung des Pollenbestandes erfolgte unter frndl. Mithilfe von Herrn Prof. Dr. P. W. Thomson und Herrn Dr. H. Remy.

an die starke Klüftigkeit und Löslichkeit des Gesteins gebunden sind. Über den Verlauf der Entwässerung in Karstgebieten gehen die Ansichten auseinander (s. Grund 1914, Lehmann 1932, Zötl 1957 u. a.). Durch Wasserfärbung wurde bei der Quelle von Weyer versucht, ihre Austrittsstelle zu ermitteln, doch man erhielt kein Ergebnis (M. Schneider 1948).

Erwähnenswert ist auch der Oberlauf des Veybaches. Vier große Trockentäler ziehen sich von den Kalkhochflächen herab, vereinigen sich an einer Stelle und bilden den Beginn des Veybachtales, welches zunächst gleichfalls trockenliegt. Wenig oberhalb Urfey tritt dann eine Quelle mitten im Tal aus, weitere befinden sich talab bei Vollem und Vussem.

Auf der rechten Seite des Hausener Baches liegen einige kurze Trockentälchen, die im Gehänge ausmünden. Ihre Form ähnelt derjenigen der Dellen, doch haben sie eine flache Verebnung mit scharf abgesetzten Hängen in ihrem unteren Teil. Es muß bei diesen Tälchen trotz ihrer Kürze die bei kaltzeitlichen Tauperioden freiwerdende Wassermenge stark genug gewesen sein, um in die Breite und Tiefe zu erodieren. So stellen diese Formen eine Art Übergang von der Delle zum Trockental dar. Möglicherweise ist diese Form gerade an die kaltzeitlichen Abflußverhältnisse im Kalk gebunden. Im Längsprofil weisen diese Trockentälchen die Form eines langgestreckten „S" auf (s. Hövermann 1953). Die Wanderschuttdecken in den Trockentälern im Kalk sind meist nur spärlich, ihre Mächtigkeit beträgt kaum mehr als 0,50 m, sehr oft ist der Fels entblößt.

Um auch ein Beispiel eines Trockentales im Unterdevon anzuführen, sei hier noch kurz das von rechts kommende Nebental der Nette an der Schleewiesenmühle beschrieben. Es besitzt einen rechteckigen Querschnitt und eine völlig ebene Talsohle ohne Bach. Es mündet mit einer leichten Biegung auf die Talsohle der Nette aus. Im Trockental selbst liegen Löß und Bims. Es hat den Anschein, als ob die Ursprungstalung dieses Trockentales durch vulkanische Massen der Wannen verbaut worden wäre, denn es läuft geradenwegs auf diese Vulkangruppe zu.

Ein weiteres Trockental läuft unterhalb Mayen gegenüber der Papiermühle mit einem kleinen Schuttkegel auf die Talsohle der Nette aus. Es ist kurz und hat einen zirkusartigen Abschluß. Bei Ausschachtungsarbeiten war ein Profil von 1,30 m Tiefe in der Sohle des Trockentales aufgeschlossen. Der anstehende Hunsrückschiefer wurde nicht erreicht. Die oberen 0,20 m des Profils bestanden aus mit Bims vermischtem Lehm, der gesamte übrige Teil aus Lößlehm mit kleinen Schieferstückchen, die in Richtung des Talgefälles eingeregelt waren. Es handelt sich also um ein Profil im Wanderschutt von mindestens einem Meter Mächtigkeit.

Eine interessante Erscheinung bilden die zahlreichen Trockentäler im Phonolithtuff bei Rieden, Weibern und Kempenich. Die Talform ist im Prinzip die gleiche wie bei den bisher beschriebenen Trockentälern (s. Abb. 23).

Die Besonderheit aller beschriebenen Trockentäler besteht darin, daß ihre Form seit der letzten Kaltzeit nahezu unverändert erhalten geblieben ist, da kein rezenter Bach an der Umgestaltung der Talsohle gearbeitet hat. Die Ursache dafür ist die Änderung der Abflußverhältnisse im Postglazial, welche sich mit zunehmender Erwärmung einstellte. Der Dauerfrostboden existierte auf sämtlichen Gesteinsarten des Gebirges, auch auf Kalk und Tuff. Der Abfluß der kaltzeitlichen Schmelzwässer erfolgte an der Oberfläche, unabhängig von dem unterlagernden Gestein. Mit dem Verschwinden des Dauerfrostbodens begann der Einfluß der Gesteinsart auf die Ab-

flußverhältnisse wieder wirksam zu werden. In durchlässigen Gesteinen versickerte das Wasser, wie im Kalk oder Phonolithtuff, auf Devon auch im Gesteinsschutt. Durch die Tieferlegung des Grundwasserspiegels entstanden die sogenannten Hängetäler.

Zusammenfassend läßt sich von den periglazialklimatisch bedingten Formen der Eifel sagen, daß sie noch mit erstaunlicher Frische erhalten sind. Doch die entsprechend den heutigen Klimaverhältnissen vorwiegend linienhaft gerichtete Abtragung ist dabei, die während der letzten Kaltzeit angehäuften Schuttmassen zu beseitigen und die Täler zu vertiefen. So wird allmählich den ursprünglich periglazialen Tälern durch die dauernd fließenden Bäche der heutige Taltypus aufgeprägt.

5. *Löß*

Im Mittelrheingebiet wurden bisher zwei verschiedenaltrige Löße, welche durch Bodenbildungen voneinander getrennt sind, festgestellt (s. Mordziol, Ahrens, Gurlitt u. a.). Über die Unterteilung und zeitliche Stellung sind Untersuchungen im Gange. In der Eifel gibt es keine guten Lößprofile. Die wenigen Aufschlüsse mit nennenswerten Lößanwehungen wurden bereits besprochen. Die obere Verbreitungsgrenze des Löß übersteigt im Nette-Pellenz-Gebiet nicht 400 m. In der Nordeifel scheint die Obergrenze am Rande der Niederrheinischen Bucht noch etwas höher zu liegen (s. K. I).

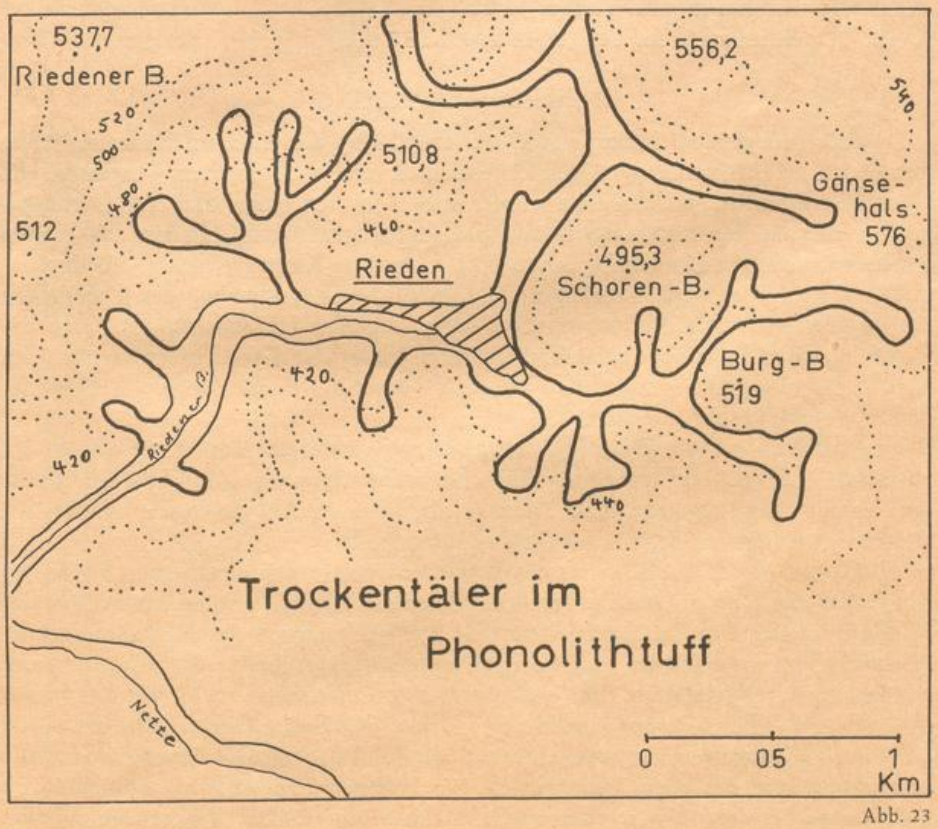


Abb. 23

Morphometrische Schotteranalysen

(vgl. S. 207—209)

Diagr. 1		
I.	Tertiäre Quarzschotter bei Ruitsch (r: 95 100, h: 77 200)	
II.	Höt „In der Ahl" (r: 85 600, h: 79 450)	periglazial
III.	HöT Rabenberg (r: 89 500, h: 81 000)	periglazial
IV.	HT Heckenberg (r: 86 400, h: 78 300)	periglazial
V.	HöT bei Mayen (r: 86 750, h: 78 850)	periglazial
VI.	HöT bei Ruitsch (r: 95 450, h: 77 650)	periglazial
Diagr. 2		
VII.	HT Frauenkirch (r: 93 700, h: 79 850)	periglazial
VIII.	uMT bei Hausen (r: 91 100, h: 76 550)	frühperiglazial?
IX.	uMT Schleewiesenmühle (r: 97 600, h: 80 850)	periglazial
X.	oMT Flöcksmühle (r: 97 550, h: 80 150)	frühperiglazial?
XI.	HT Flöcksmühle (r: 97 000, h: 80 000)	periglazial
XII.	NT bei Hausen (r: 90 800, h: 76 500)	periglazial
Diagr. 3		
XIII.	Bachbett bei Mayen (r: 87 900, h: 77 000)	postglazial
XIV.	oMT Oberbettingen (r: 45 900, h: 72 550)	periglazial (früh-)
XV.	uMT Gerolstein (r: 46 100, h: 65 200)	frühinterglazial?
XVI.	NT Gerolstein (r: 45 700, h: 65 400)	periglazial
XVII.	NT Birresborn, unt. Teil (r: 44 100, h: 58 900)	frühperiglazial?
XVIII.	NT Birresborn, ob. Teil (r: 44 100, h: 58 900)	periglazial

V. ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wurde die Talbildung der Eifel im Zusammenhang mit den Klimaschwankungen, den tektonischen und vulkanischen Vorgängen im Quartär untersucht. Als Beispiele wurden die Täler von Nette und Kyll herausgegriffen. Anhand der Beziehungen der Flußablagerungen zu vulkanischen Ereignissen wurde eine zeitliche Einordnung beider in die quartäre Klimageschichte versucht.

Im Verlaufe des Tertiärs erfolgte die allmähliche Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges sowie die tiefgründige Zersetzung der Hochflächen als Folge des wechselfeuchten Savannenklimas. Die größeren Flüsse der Eifel wurden im jüngsten Tertiär angelegt. Die jungtertiäre epigenetische Anlage der Nette im Mayener Becken konnte bestätigt werden.

In einer frühen Periode des Pleistozäns erfolgte wahrscheinlich der Ausbruch des Sulzbusch. Auf der ältesten pleistozänen Aufschüttung wurde die Nette im Unterlauf epigenetisch angelegt. Die ältesten pleistozänen Ablagerungen wurden als Höhenschotter an den Beginn des Pleistozäns gestellt.

Die kaltzeitlichen Verhältnisse des Altpleistozäns werden durch einen altpleistozänen Löß bezeugt, welcher unter dem gleichfalls altpleistozänen Lavastrom des Hochsimmer liegt. In die gleiche Zeit fällt die Talverlegung der Nette infolge der Ausbrüche des Hochsimmer und des Ettringer Bellbergs. Außer der Höhenterrasse wurden an der Nette noch eine Hauptterrasse (Günzeiszeit), zwei Mittelterrassen (Mindel- und Rißeiszeit) und eine Niederterrasse (Würmeiszeit) unterschieden, sowie im Unterlauf jüngere Umlagerungen innerhalb der Talsohle. Die Ursachen der Aufschotterung sind bei allen Terrassen in den kaltzeitlichen Abflußverhältnissen zu suchen, nur bei der oMT spielten vielleicht auch tektonische Ursachen eine Rolle.

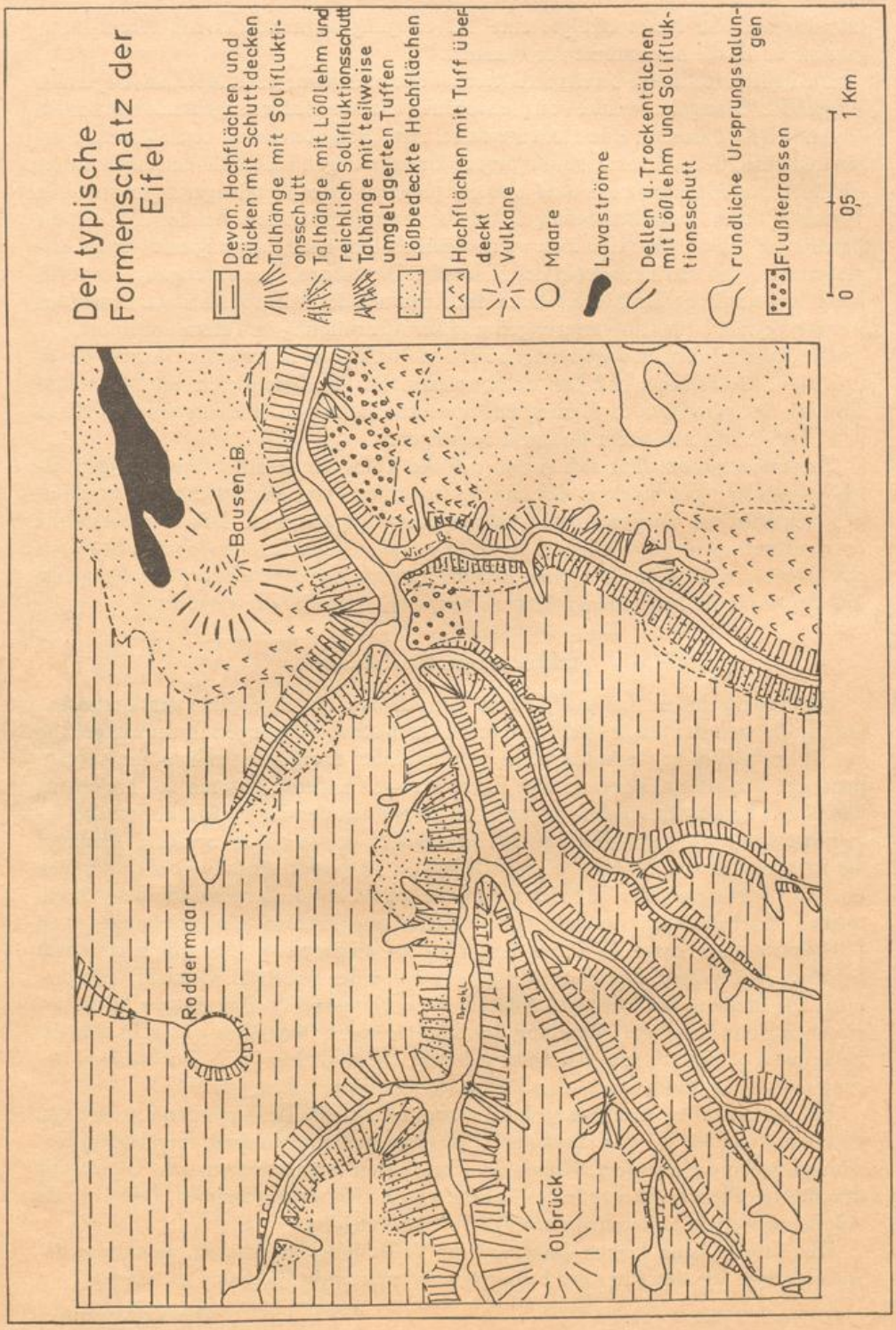

Der typische Formenschatz der Eifel
Devon. Hochflächen und Rücken mit Schuttdecken
Talhänge mit Solifluktionsschutt
Talhänge mit Lößlehm und reichlich Solifluktionsschutt
Talhänge mit teilweise umgelagerten Tuffen
Lößbedeckte Hochflächen
Hochflächen mit Tuff überdeckt
Vulkane
Maare
Lavaströme
Dellen u. Trockentälchen mit Lößlehm und Solifluktionsschutt
rundliche Ursprungstalungen
Flußterrassen
0 0,5 1 Km
Bausen-B.
Roddermaar
Olbrück

Abb. 24

Im Unterlauf der Nette erfolgte eine Talverlegung während des Riß-Würm-Interglazials durch die Lavaströme der Wannen.

Die Pellenz stellt eine bereits im Alttertiär tektonisch vorgezeichnete, im Jungtertiär aufgefüllte Talung dar, welche von pleistozänen Flüssen wieder ausgeräumt worden ist.

An der Kyll wurden eine Höhenterrasse, zwei Hauptterrassen, zwei Mittelterrassen und eine Niederterrasse, sowie jüngere Umlagerungen innerhalb derselben unterschieden. Mit Ausnahme der uMT und der jüngsten Talsohlenablagerungen sind alle Terrassen durch klimatisch bedingte Aufschotterung entstanden. Bei der uMT ist die Beteiligung tektonischer Ursachen wahrscheinlich. Eine Laufverlegung erfolgte im Altpleistozän durch den Lavastrom des Kalem bei Birresborn, eine Verengung des Kyllbetts fand noch vor der Rißzeit durch den Ausbruch des Ruderbüsch statt. Es wurden weitere Beispiele für Laufverlegungen und für Maarbildung in Tälern angeführt.

Die kaltzeitlichen Bodenbildungen wurden durch Solifluktionsschuttdecken, Kryoturbation, Blockströme und Löß nachgewiesen. Für die besonderen, unter der Einwirkung des periglazialen Klimas entstandenen Talformen, wie Ursprungstalungen u. a., ließen sich zahlreiche Beispiele anbringen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Täler der Eifel in ihrer jetzigen Erscheinungsform das Ergebnis des Zusammenwirkens von klimatischen Schwankungen, tektonischen Vorgängen und vulkanischer Tätigkeit sind. Der so entstandene Formenschatz wird durch einen Ausschnitt aus der Landschaft des oberen Brohltals charakterisiert (s. Abb. 24), eine zeitliche Einordnung der talbildenden Vorgänge und der durch sie geschaffenen Formen wurde in einer Tabelle versucht.

Erläuterungen zur Tabelle

Die Tabelle am Schluß stellt einen Versuch dar, die Ergebnisse der Terrassenuntersuchungen mit den tektonischen und vulkanischen Vorgängen in der Umgebung der Täler zeitlich zu verknüpfen. Es wurden dabei nicht nur Untersuchungsergebnisse der Verfasserin, sondern auch Beobachtungen anderer Autoren der Ergänzung halber mit berücksichtigt und eingetragen. So wurden bei der Flußgeschichte die Ergebnisse von J. Zepp und H. Louis mit eingetragen, sowie bei der Spalte „Tektonik" die Forschungen von W. Ahrens und H. Quiring verwandt. Auch die Beobachtungen über die Aufbiegung der Südeifeler Schwelle gehen auf J. Zepp zurück. Die vulkanischen Erscheinungen wurden entsprechend den neueren Untersuchungen von J. Frechen, H. Straka, G. Rahm und W. Cipa eingeordnet. Die sehr summarisch gehaltenen Aussagen über die Lößbildung wurden der Arbeit D. Gurlitts entnommen. Die Stellung der ältesten Lößbildung ist sehr unsicher. Bei einigen Mittelterrassen war eine stärkere Abrollung der Schotter feststellbar, dies wurde in der Tabelle durch „(tekt.?)" zum Ausdruck gebracht, da in diesem Falle eine Aufschotterung auf Grund rein kaltzeitlicher Verhältnisse nicht gesichert schien.

Bei der zeitlichen Einordnung der Terrassen hielt sich die Verfasserin an die von P. Woldstedt, H. W. Quitzow und K. Kaiser zusammenfassend dargelegten Forschungsergebnisse aus dem Bereich der rheinischen Ablagerungen. Die Gliederung des ältesten Pleistozäns wurde der Tabelle von K. Kaiser entnommen. Dabei wurde jedoch auf weitere Untergliederung des Tertiärs verzichtet.

Die Tabelle kann keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben, zumal die Beweisführung, was das Alter der Lavaströme betrifft, nicht lückenlos ist.

Die Verfasserin

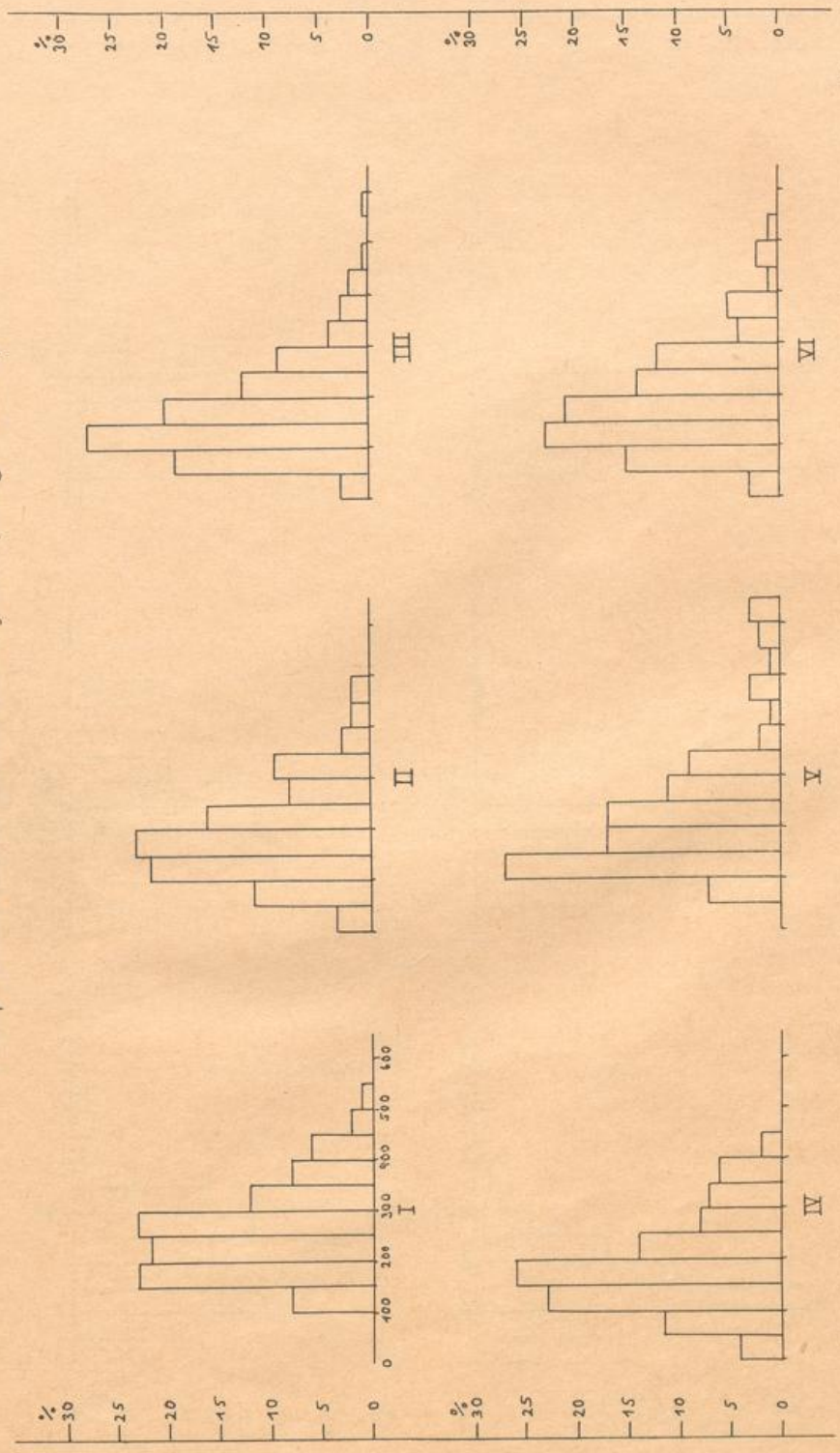
	Zeit	Ta
	Postglazial	Ablagerung v Talsohlen. Ka
WÜRM	Spätwürm	Einschneiden sohlen. Umlag Inselterrasse im Schotterkö
	Mittelwürm	Aufschüttung Nette und Ky
	Frühwürm	
	Riß-Würm-Interglazial	Tiefenerosion. an der unterei
	Riß	uMT der Nett uMT der Kyll
	Mindel-Riß-Interglazial	Bedeutende Ti der Flüsse
	Mindel	oMT der Nett oMT der Kyll
	Günz-Mindel-Interglazial	
	Günz	uHT der Kyll. Pellenz. HT d
	Donau-Günz-Interglazial	Flußverlegung oHT der Kyll?
	Donau	
	Biber-Donau-Interglazial	
	Biber	HöT d. Nette Epigenet. Anla zw. Hausen un
	Pliozän	Auffüllung d. Talungen mit Epigenet. Anla Mayen
	Miozän	Tiefgründige V Rumpfflächen. Tone i. d. Senk bildung weiter,
	Oligozän	
	Eozän	

Versuch einer zeitlichen Einordnung der

	Zeit	Talgestaltung	Tektonik	Vulkanismus	Periglaz. Bildungen
	Postglazial	Ablagerung v. Auelehm auf den Talsohlen. Kalktuffbildung			
WÜRM	Spätwürm	Einschneiden der Flüsse in die Talsohlen. Umlagerung v. NT-Schottern Inselterrasse am Rhein mit Bims im Schotterkörper		Maarvulkanismus der Westeifel Trachyttuffe d. Laacher Sees u. d. Pellenz Sarresdorfer Lava?	Verwehung des Trachyttuffes, ev. Dünenbildung. Verlehmung d. Würmlöß
	Mittelwürm	Aufschüttung der NT bei Nette und Kyll		Ausbläser? Wehrer Kessel? Lavaströme im Alftal. Kyllerkopf u. Basalt bei Dohm?	Solifluktionsschuttdecken, Ausbildung der heutigen Ursprungstalungen u. kastenförmigen Täler. Lößbildung, Waldlose Frostschutttundra, Lößtundra i. d. Randgebieten
	Frühwürm				
	Riß-Würm-Interglazial	Tiefenerosion. Flußverlegung an der unteren Nette		Lavaströme d. Wannen Korretsberg, Plaidter Hummerich?	Verlehmung d. Rißlöß
	Riß	uMT der Nette uMT der Kyll (tekt.?)	Verwerfung bei Plaidt		Lößbildung am Mittelrhein
	Mindel-Riß-Interglazial	Bedeutende Tiefenerosion der Flüsse	Verwerfungen im Bereich d Neuwieder Beckens starke Heraushebung d. Gebirges	Lavastrom d. Ruderbüsch	
	Mindel	oMT der Nette (tekt.?) oMT der Kyll			
	Günz-Mindel-Interglazial			Lavaströme im Fischbachtal?	
	Günz	uHT der Kyll. HT-Schotter in der Pellenz. HT der Nette?			
	Donau-Günz-Interglazial	Flußverlegung oberhalb Mayen oHT der Kyll?		Ausbrüche d. Hochsimmer, Bellbergs u. Kalem?	
	Donau				
	Biber-Donau-Interglazial				Lößbildung?
	Biber	HöT d. Nette u. Kyll Epigenet. Anlage der Nette zw. Hausen und Ochtendung	starke Verwerfungen am Westrand d. Pellenz. Schrägstellung. Aufbiegungen im Bereich d. Südeifeler Schwelle	Sulzbusch u. seine Lavaströme?	
	Pliozän	Auffüllung d. Senkungsgebiete u. Talungen mit Kiesen u. Sanden. Epigenet. Anlage der Nette bei Mayen			
	Miozän	Tiefgründige Verwitterung d. Rumpfflächen. Ablagerung mächtiger Tone i. d. Senkungszonen. Ausbildung weiter, flacher Talungen	Wellenförmige Verbiegung d. Gebirges, Senkungen im Mittelrhein. Becken		
	Oligozän			Förderung von Trachyt, Andesit, Phonolith u. basalt. Magmen	
	Eozän		Beginnende Heraushebung d. Gebirges		

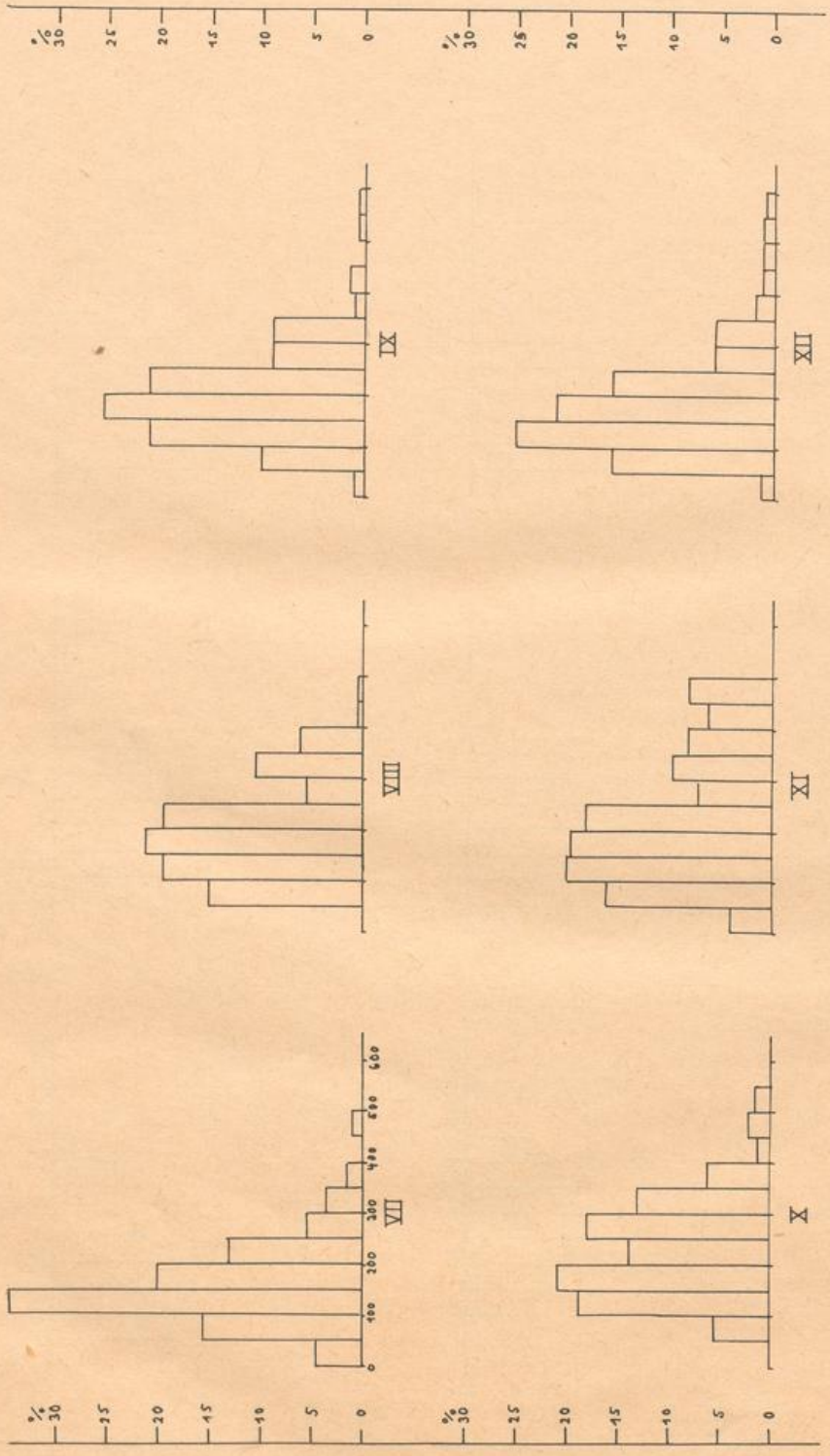
Versuch einer zeitlichen Einordnung der vulkanischen und tektonischen Vorgänge in die Klimaschwankungen des Quartärs.

Morphometrische Schotteranalysen (Diagr. 1—3)

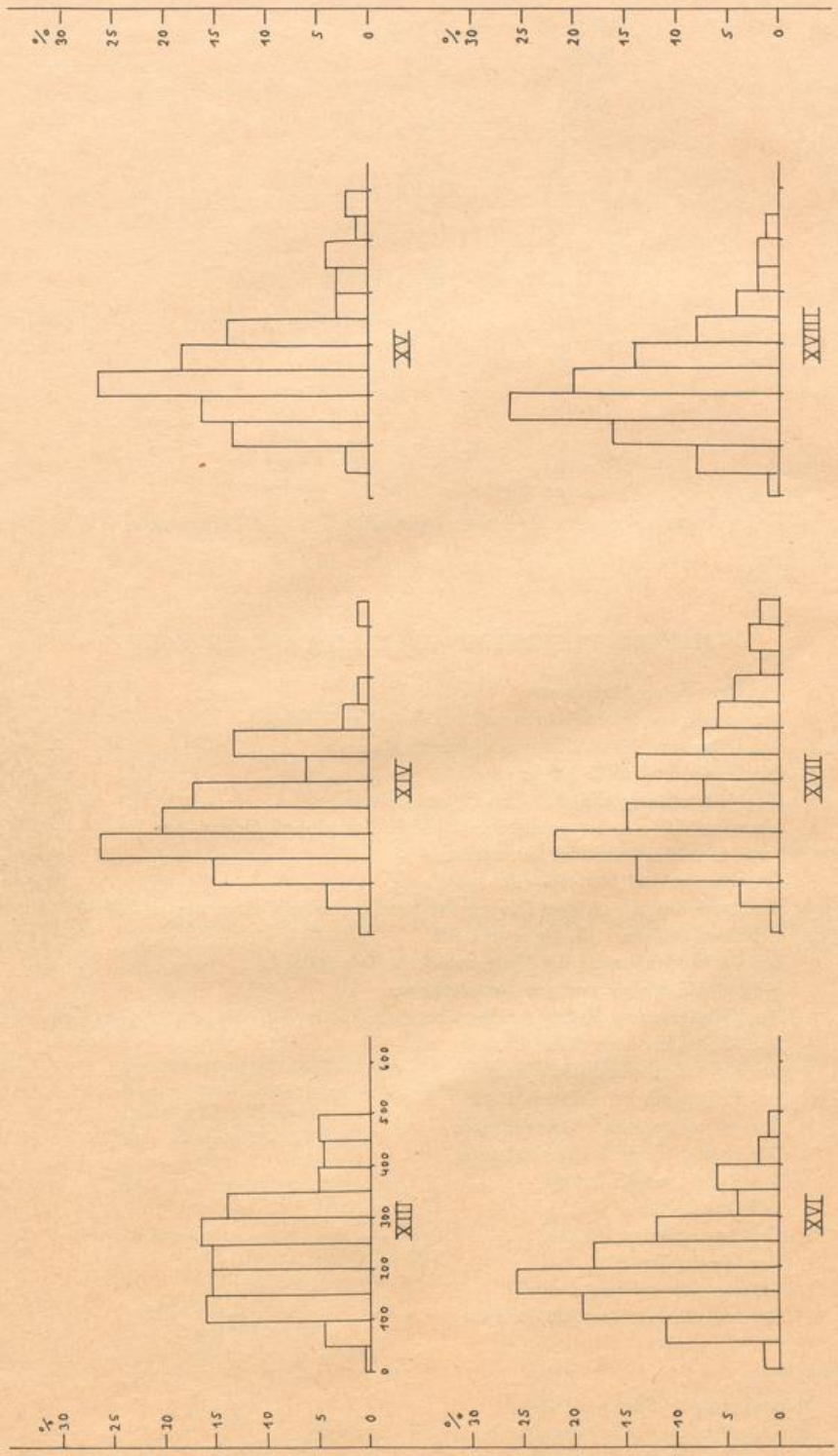


Diagr. 1

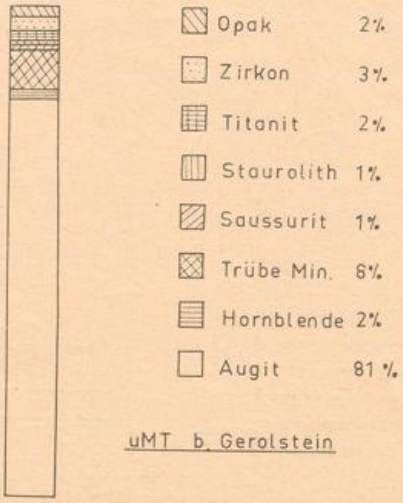
Legende sh. S. 204.



Diagr. 2


%
30
25
20
15
10
5
0
0
100
200
300
400
500
600
XIII
XIV
XV
XVI
XVII
XVIII

Diagr. 3



Diagr. 4: Ergebnis der Schwermineralanalyse b. d. uMT/Gerolstein

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN, DIAGRAMME UND KARTEN

Karten

I Talbildung im Nette-Pellenz-Gebiet
II Die Terrassen der Nette
III Talbildung im Bereich der oberen Kyll

Tabelle:

Versuch einer zeitlichen Einordnung der vulkanischen und tektonischen Vorgänge in die Klimaschwankungen des Quartärs.

KARTENVERZEICHNIS

Meßtischblätter 1 : 25 000 Nr. 5306 Euskirchen
„ 5405 Mechernich
„ 5406 Münstereifel
„ 5508 Kempenich
„ 5510 Neuwied
„ 5604 Hallschlag
„ 5605 Stadtkyll
„ 5606 Dollendorf
„ 5608 Virneburg
„ 5609 Mayen
„ 5610 Bassenheim
„ 5705 Gerolstein
„ 5706 Hillesheim
„ 5805 Mürlenbach
„ 5806 Daun
„ 5807 Gillenfeld
„ 5907 Hasborn

Eifelverein: Eifelkarte 1 : 50 000 Nr. 3/1 Münstereifel/Adenau
„ 4/7 Ahrtal — Laacher See
„ 6/9 Gerolstein — Daun — Manderscheid

Paffen, K.: Übersichtskarte der natürlichen Landschaftsgliederung der Mittel- und Niederrheinlande 1 : 400 000.
Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500 000 Blatt Köln.
Mittl. Jahres- und Winterniederschlag 1891—1930 nach Flußgebieten. (Beilage z. Hydrogeol. Übersichtskarte. 1 : 500 000 Blatt Köln.)

ERKLÄRUNG EINIGER ABKÜRZUNGEN IM TEXT UND AUF DEN ABBILDUNGEN

PT	Pliozänterrasse, jungtertiäre, überwiegend mit Quarzschottern bedeckte Terrasse
HöT	Höhenterrasse, ältestpleistozäne Schotterterrasse
HT	Hauptterrasse, Pleistozän
oHT	obere Hauptterrasse, Pleistozän
uHT	untere Hauptterrasse, Pleistozän
oMT	obere Mittelterrasse, Pleistozän
uMT	untere Mittelterrasse, Pleistozän
NT	Niederterrasse, Jungpleistozän
oNT	obere Niederterrasse, Jungpleistozän
uNT	untere Niederterrasse, Jungpleistozän
(s. Abb.)	Abbildungen im Text
(s. Diagr.)	Schottermorphogramme
(s. K.)	Karten außerhalb des Textes

LITERATURVERZEICHNIS

Verh. Nh. Ver. = Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der Rheinlande und Westfalens.

Ahrens, W.: Der geologische Bau des Mosenberges bei Manderscheid. Verh. Nh. Ver. 86, 1929, 111—128 (Bonn 1930).

— Geologisches Wanderbuch durch das Vulkangebiet des Laacher Sees in der Eifel. Stuttgart 1930.

— Ergebnisse neuer Forschungen an Lavaströmen des Laacher-See-Gebietes. 1. Herkunft der Niedermendiger Lava. 2. Die Altersstellung der Lava von der Rauschermühle bei Plaidt. Verh. Nh. Ver. 89, 1932, 138—143 (Bonn 1933).

— Das zeitliche Verhältnis der jüngsten Rheinterrassen zum Laacher Bimssteinbruch. Verh. Nh. Ver. 97 A, 51—56 (Bonn 1938).

— Der Junge Vulkanismus in der Eifel. Geogr. Rundschr. 6, 201—205, 1954.

Ahrens, W. und Pfeffer, P.: Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, im Maßstab 1 : 25 000. Lieferung 329, Blatt Burgbrohl. Mit Erläuterungen (Berlin 1936).

— — Desgl. Lieferung 329, Blatt Mayen. Mit Erläuterungen (Berlin 1936).

Ahrens, W. und Quiring, H.: Desgl. Lieferung 329, Blatt Neuwied. Mit Erläuterungen (Berlin 1936).

Behrmann, W.: Zur Morphologie des Kyllgebietes. Nach J. Zepp. Geogr. Ztschr. 40, 105, 1934.

Böhler, J.: Morphologie der südlichen Eifel. Rhein-Main. Forsch. Frankfurt 1934.

Borgstätte, O.: Die Kieseloolithschotter und Diluvialterrassen des unt. Moseltales. Diss. Gießen 1910.

Büdel, J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Klimaheft d. Geol. Rdsch. 34, 482—519, 1944.

— Das System der klimatischen Morphologie. Dt. Geographentag München 1948, H. 4. Landshut 1950.

— Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeitalter u. Gegenwart 1, 16—26. 1951.

Cailleux, A.: L'indice d'émoussé: Définition et première Application. Rev. som. Soc. Géol. de France, 251—252, 1947 b.

Cipa, W.: Erdmagnetische Vermessung einiger Lavaströme und Tuffschlote in der Vordereifel. Diss. Aachen 1955.

— Der Vulkanismus in der Umgebung des Pulvermaares. Decheniana 109, 53—75, Bonn 1956.

Dahlgrün, F.: Geol. Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Kochem.

Dechen, H. v.: Über einen Lavastrom im Nettetal. Verh. Nh. Ver. 17 (Sitzungsber. d. Niederrh. Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Bonn, S. 90—92) (Bonn 1860).

— Geognostischer Führer zu dem Laacher See und seiner vulkanischen Umgebung. Bonn 1864.

— Vergleichende Übersicht der vulkanischen Erscheinungen im Laacher See-Gebiet und in der Eifel. Ztschr. Dt. Geol. Ges. 17, 69—156. Berlin 1865.

— Erläuterungen zur geol. Karte d. Rheinprovinz und Westfalens. Bonn 1884.

— Geognostischer Führer zu der Vulkanreihe der Vordereifel. Bonn 1886.

Dohm, B.: Die Kalkmulde von Gerolstein in der Eifel. Wittlich 1930.

Firbas, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bde. I u. II, Jena 1949 u. 1952.

Frechen, J.: Der rheinische Bimsstein. Wittlich 1953.

Frechen, J. und Straka, H.: Die pollenanalytische Datierung der letzten vulkanischen Tätigkeit im Gebiet einiger Eifelmaare. Naturwissenschaften 37, 184—185. 1950.

Frenzel, B. und Troll, C.: Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit. Eiszeitalter u. Gegenwart 2, 154—167, 1952.

Grebe, H.: Neuere Beobachtungen über vulkanische Erscheinungen am Mosenberg bei Manderscheid, bei Birresborn und in der Gegend von Bertrich. (Hierzu Tafel V.) Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. LA zu Berlin f. 1885, 165—167 (Berlin 1886).

— Geologische Skizze der Umgegend v. Bad Bertrich u. über das Alter der Eifeler Lavaströme. Trier 1894.

Gurlitt, D.: Das Mittelrheintal, Formen und Gestalt. Forsch. z. Dt. Landeskunde 46. Stuttgart 1949.

Haardt, W.: Die vulkanischen Auswürflinge und Basalte am Killer Kopf bei Rockeskill in der Eifel. Jb. Pr. Geol. LA 35, Teil II, 177—253. Berlin 1914.

Hövermann, J., Fezer, F. und Mensching, H.: Studien über die Periglazialerscheinungen in Mitteleuropa. Gött. Geogr. Abh., H. 14, 1953.

Hövermann, J. und Poser, H.: Morphometrische und morphologische Schotteranalyse. Proc. 3. Int. Congr. of Sedimentology, 135—156, 1951.

Hopmann, M., Frechen, J. und Knetsch, G.: Die vulkanische Eifel. 1. Aufl. Wittlich 1951 u. 2. Aufl. Bonn 1959.

Hummel, M.: Zur postglazialen Wald-, Siedlungs- und Moorgeschichte der Vordereifel. Planta 37, 451—497. 1949.

Jessen, O.: Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. Ztschr. Ges. f. Erdk. 1938, 36—49, Berlin 1938.

Kaiser, K.: Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unt. bes. Berücksichtigung der Rheinterrassen. Festschr. z. XXXIII. Dt. Geographentag in Köln, 236—278. Wiesbaden 1961.

Kellersohn, H.: Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum. Kölner Geogr. Arb., H. 1, 1952.

Kräusel, R. und Weyland, H.: Tertiäre und quartäre Pflanzenreste aus den vulkanischen Tuffen der Eifel. Abh. Senckenberg. Naturf. Ges. 463, 1—62. Frankfurt 1942.

Kremer, E.: Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte. Arb. z. Rhein. Landeskunde, Heft 6 (Bonn 1954). (V u. 100 S., 28 Abb., 11 Profile, 5 Tab. u. 2 Karten).

Louis, H.: Tertiäre Verschüttung und Talepigenese im Rheinischen Schiefergebirge. Verh. d. Dt. Geographent., 199—204. Frankfurt 1951.

— Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbes. im Moselgebiet. Münch. Geogr. Hefte 2. Regensburg 1953.

— Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimamorphologie. Peterm. Geogr. Mitt. Erg. H. 262, 9—26. Gotha 1957.

Mordziol, G.: Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. Wittlich 1951.

Mühleis, F.: Die Flora der Tuffe von Plaidt bei Andernach. Decheniana 93, 313—350. Bonn 1936.

Müller-Miny, H.: Das Mittelrheingebiet und seine naturräumliche Gliederung. Ber. z. Dt. Landeskde 21, 193—233. 1958.

Oestreich, K.: Die Entwicklung unserer Kenntnis von der Formenwelt d. Rhein. Schiefergeb. Ztschr. f. Geom., 135—159, 1926.

Paffen, K.: Die natürliche Landschaft und ihre räumliche Gliederung. Forsch. z. Dt. Landeskde. 68. Remagen 1953.

Pfeiffer, G.: Das Maifeld. Die Natur der Landschaft. Verh. Nh. Ver. 85, 1928, 1—70. Hierzu Taf. I—V (Bonn 1929).

Philippson, A.: Morphologie der Rheinlande. Düss. Geogr. Vortr. u. Erört. II, 1—8, Breslau 1927.

Poser, H.: Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. Ztschr. f. Gletscherk. 24, 1936, S. 43—98.

— Aufbautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Naturwissenschaften 34, 232—238 u. 262—267. 1947.

— Boden und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde 2, 53—68. Bonn 1948.

Quiring, H.: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Kaenozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Jb. Pr. Geol. La 47, 486—558. Berlin 1926.

— Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000, Blatt Koblenz.

Quiring, H. und Zimmermann, E.: Geologische Karte von Preußen usw., Liefg. 329, Blatt Bassenheim. Mit Erläuterungen (Berlin 1936).

Quitzow, H. W.: Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. Geologie en Mijnbouw 18, 357—373, s'Gravenhage 1956.

Rahm, G.: Der quartäre Vulkanismus im südöstlichen Teil der Westeifel. Ein Beitrag zum Problem des Maarvulkanismus. 15 Abb., 2 Tab.., 1 Karte. Gewässer und Abwässer, 19, S. 7—39. 1958.

Rahm, H.: Karte der vulkanischen Gesteine im Kreise Daun 1 : 50 000.

Rauff, H.: Entwurf zu einem geologischen Führer durch die Gerolsteiner Mulde. Berlin 1911.

— Entwurf zu einer geol. Karte der Gerolsteiner Mulde 1 : 25 000.

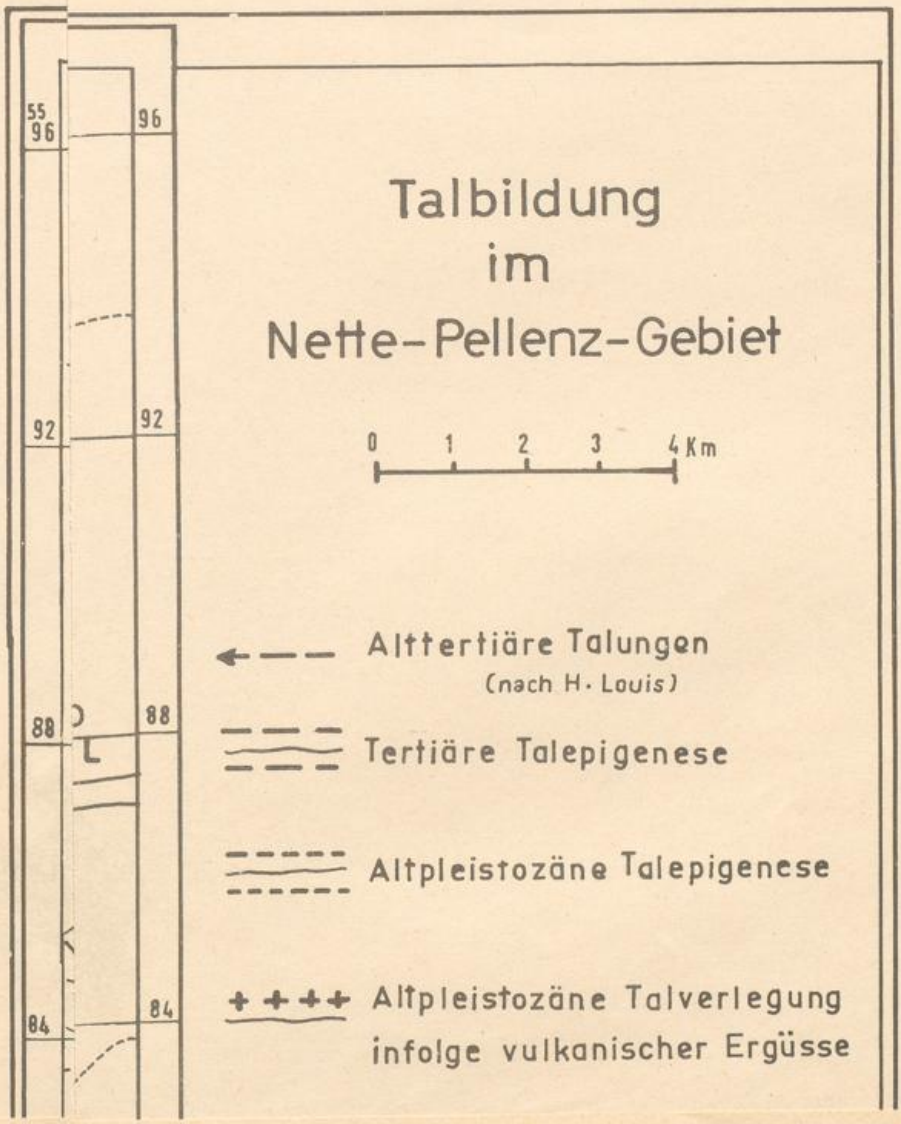
— Höhenschichtkarte der Eifel 1 : 200 000.

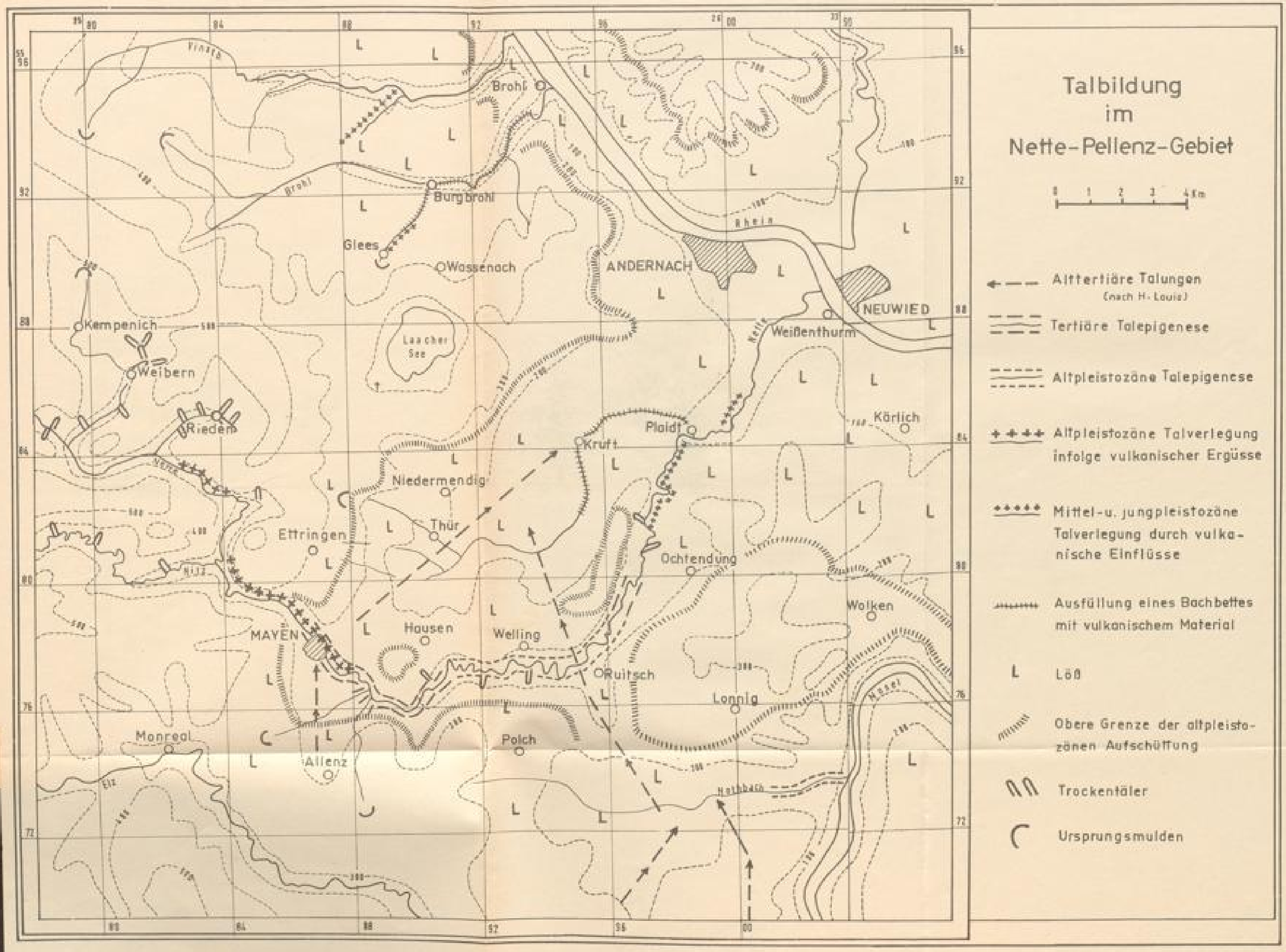
Richter, K.: Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern. Eiszeitalter u. Gegenw. 2, 120—126. 1952.

Rübens, Fr.: Die Gefällsverhältnisse der Eifeltäler. Beitr. z. Landesk. d. Rheinlde. 2, Leipzig 1922.

Schmitthenner, H.: Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. Ztschr. f. Geom. 1, 3—28. 1925/26.
Schneider, M.: Wasserhaushalt und Wasserwirtschaft im Gebiete der Erftquellflüsse (Nordeifel). Diss. Bonn 1948, ersch. in: Arb. z. Rhein. Landeskunde 5 (Bonn 1953), 89 S.
Sindowski, K.-H.: Korngrößen- und Schwermineralverteilung in den Tuffen und Lößen des Laacher-See-Gebietes Nr. 7. Decheniana 98 A, 55—70 (Bonn 1938).
— Grundätzliches z. Schwermineralanalyse d. diluv. Rheinterrassen u. Löße d. Mittel- u. Niederrheingeb. Ztschr. Dt. Geol. Ges. 92, 477—499, Berlin 1940.
Soergel, W.: Die Ursachen der diluv. Aufschotterung u. Erosion. Berlin 1921.
Solle, G.: Oligozäne Zertalung u. Aufschüttung im Moselgebiet. Notizbl. Hess. LA f. Bodenforsch. 87, 398—407, Wiesb. 1959.
Steininger, L.: Die erloschenen Vulkane in der Eifel und am Niederrhein. Mainz 1820.
Steinmann, G.: Über älteren Löß im Niederrheingebiet. Ztschr. Dt. Geol. Ges. 59, 5—7. Berlin 1907.
Stickel, R.: Zur Morphologie der Hochflächen d. linksrhein. Schiefergebirges u. angrenzender Gebiete. Beitr. z. Landesk. d. Rheinlde. H. 5. Leipzig 1927.
Straka, H.: Zur spätquartären Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. Arb. z. Rhein. Landeskde. H. 1, 116 S. Bonn 1952.
Troll, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rdsch. 34 (Klimaheft), 545—694. 1944.
— Der subnivale o. periglaziale Zyklus d. Denudation. Erdkde. 2, 1—21. Bonn 1948.
— Über Alter u. Bildung v. Talmäandern. Erdkde. 8, 286—302. Bonn 1954.
— Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. Pet. Geogr. Mitt. Erg.-H. 262, 213—226. Gotha 1957.
Völzing, K.: Der Traß des Brohltals. Jb. Pr. Geol. LA 28, 1—56. Berlin 1907.
Woldstedt, P.: Das Eiszeitalter. 1 u. 2. Stuttgart 1954 u. 1958.
Zepp, J.: Morphologie des Kyllgebietes. Verh. Nh. Ver. 90, 1—69. Bonn 1933.
Zeuner, F.: Die Schotteranalyse. Geol. Rdsch. 24, 65—104. 1933.

Anschrift der Verfasserin: Ilse Gebhardt, 6 Frankfurt/M. 21, Im Heidenfeld 120




Talbildung
im
Nette-Pellenz-Gebiet
0 1 2 3 4 Km
Alttertiäre Talungen
(nach H. Louis)
Tertiäre Talepigenese
Altpleistozäne Talepigenese
Altpleistozäne Talverlegung infolge vulkanischer Ergüsse
Mittel-u. jungpleistozäne Talverlegung durch vulkanische Einflüsse
Ausfüllung eines Bachbettes mit vulkanischem Material
L Löß
Obere Grenze der altpleistozänen Aufschüttung
Trockentäler
Ursprungsmulden
Finsterbach
Brohl
Burgbrohl
Glees
Wassenach
ANDERNACH
Rhein
NEUWIED
Weißenthurm
Kempenich
Weibern
Laacher See
Riedern
Plaidt
Kärlich
Kruft
Niedermendig
Nette
Ettringen
Thür
Ochtendung
Wolken
MAYEN
Housen
Welling
Ruitsch
Lonnig
Mosel
Monreal
Polch
Allenz
Elz
Hatzbach