

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

Heft 29

**Geomorphologie
der Umgebung von Bonn**

**Erläuterungen zum Blatt NW
der geomorphologischen Detailkarte 1 : 25 000**

von

Otto Fränze

1969

Bonn

Otto Fränze / Geomorphologie der Umgebung von Bonn

Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde

Herausgegeben vom Geographischen Institut
der Universität Bonn

durch C. Troll, H. Hahn, W. Kuls und W. Lauer
Schriftleitung: W. Eriksen

Heft 29

Otto Fränze

Geomorphologie der Umgebung von Bonn

Erläuterungen zum Blatt NW
der geomorphologischen Detailkarte 1 : 25 000



1969

In Kommission bei
Ferd. Dümmlers Verlag · Bonn

Geomorphologie der Umgebung von Bonn


Erläuterungen zum Blatt NW
der geomorphologischen Detailkarte 1 : 25 000

von
Otto Fränze

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle im Text, 1 Karte als Beilage



In Kommission bei
Ferd. Dummlers Verlag · Bonn

 *Stümmelbuch 7489*

Alle Rechte vorbehalten

Druck: Richard Mayr, Würzburg

Herrn Prof. Dr. Dr. h. c. C. Troll
zum 70. Geburtstag
in Dankbarkeit gewidmet

Vorwort

Die kartographischen Grundlagen der hier vorgelegten geomorphologischen Untersuchung wurden z. T. in einer vom Verfasser geleiteten Kartierungsübung des Geographischen Institutes Bonn im Sommer 1967 erarbeitet, an der Fräulein I. Müskes und die Herren Dr. H. Böhm, H. Dallheimer, M. Fey, Dr. K. Heine, E. Liebhold, J. Mních und U. Schmitz teilnahmen. Zweck dieser Übung war es, mit der Praxis flächendeckender geomorphologischer Detailaufnahme vertraut zu machen und bei der Auswertung der Geländebefunde eine engere Verbindung zwischen Geomorphologie, Klimatologie und Bodenkunde herzustellen.

Für die Aufnahme der Untersuchung in die „Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde“ bin ich den Herausgebern dieser Schriftenreihe sehr zu Dank verpflichtet. Sehr anregend war die Zusammenarbeit mit Fräulein Schneidewind und Herrn Brühaver bei der endgültigen Gestaltung der Karte; sie besorgten auch die Reinzeichnung. Frau Marchal führte die Analysen im Laboratorium des Geographischen Institutes Bonn durch, während ich mich bei den Rechenarbeiten auf die Hilfe meiner Aachener Mitarbeiter stützen konnte.

Aachen, im März 1969

Otto Fränkle

Inhalt

Vorwort	7
I. Die geomorphologische Detailaufnahme	9
II. Der geomorphologische Werdegang des Mittel- und Niederrheingebietes	10
1. <i>Das Mittelrheintal</i>	10
2. <i>Die Niederrheinische Bucht</i>	14
3. <i>Die stratigraphischen Grundlagen der mittel- und niederrheinischen Quartär-Chronologie</i>	16
III. Formenschatz und Entwicklungsgeschichte der Bonner Landschaft . .	18
1. <i>Die Hauptterrasse</i>	18
2. <i>Die obere Mittelterrasse</i>	24
3. <i>Die untere Mittelterrasse</i>	26
4. <i>Rißzeitliche Tal- und Hangformung in der östlichen Ville</i>	30
5. <i>Die Niederterrassen</i>	37
6. <i>Die würmzeitliche Tal- und Hangformung</i>	41
7. <i>Die holozäne Morphogenese</i>	46
Stratigraphische Gliederung des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein	51
Literaturverzeichnis	53

I. Die geomorphologische Detailaufnahme

Das Blatt Bonn NW bildet den Übergangsbereich von Rheinischem Schiefergebirge und Niederrheinischer Bucht ab, wo sich die formbildenden Vorgänge, denen beide Landschaften ihre charakteristische Prägung verdanken, in besonders komplizierter Weise durchdringen. Hier entstand aus der raum-zeitlich wechselnden Interferenz tektogener und klimagesteuerter Erosion und Akkumulation eine Terrassenlandschaft, welche seit mehr als 130 Jahren das Interesse von Geologen und Geographen auf sich zieht.

Bei der Vielzahl der wirksamen Prozesse und der sie steuernden Faktoren ist es für die landschaftsgenetische Forschung – auch wenn sie wie hier allein unter geomorphologischem Aspekt betrieben wird – wichtiger, möglichst viele morphologische Faktoren zu kennen und berücksichtigen zu können, als sich damit zu begnügen, einige wenige mit größtmöglicher Schärfe zu erfassen. Denn immer handelt es sich bei einer Landschaft nicht um Einzelfaktoren im engeren Sinne, sondern um Faktorengruppierungen von interferierender Wirkungsweise, um Feldwirkungen, wie man in Übernahme und Fortführung eines Fundamentalbegriffes der modernen Physik sagen könnte.

Als geeignetes Mittel, zu einer möglichst umfassenden qualitativen und quantitativen Kenntnis dieser Faktorengruppen und ihrer Wirkungen zu gelangen, bietet sich die großmaßstäbliche, komplex-geomorphologische Karte an, die zugleich morphographisch, morphogenetisch und morphochronologisch ist. Die Morphographie – mit der Morphometrie als ergänzender, quantifizierender Aussage – ist kartographisch inventarisierende Wiedergabe der Formenvielfalt der Landschaft und als solche der erste Schritt geomorphologischer Arbeit. Vieles kann zunächst als Gestalt erfaßt werden, was genetisch noch ungeklärt ist.

Ausgehend vom System C. G. A. TRICART (1965) wurde durch neue bzw. veränderte Symbole (z. B. Hang, Glacis, asymmetrische Mulden- und Kerbtälchen) eine genauere Differenzierung der Formengemeinschaften der großen Hänge angestrebt. Entsprechend ihrer allgemeinen geomorphologischen Bedeutung sind diese Hänge auch dort stärker als auf anderen geomorphologischen Karten vergleichbaren Maßstabs optisch betont, wo sie keine zusätzliche Differenzierung durch Dellen oder Kerbtälchen aufweisen.

Als Substrat der Formen geht auch das durch Granulometrie und Rundung der gröberen Fraktionen gekennzeichnete Gestein in die morpho-

graphische Aussage ein. Die Darstellung der lithofaziellen Verhältnisse der lößbedeckten Haupt- und Mittelterrassen und vor allem der auelehmbedeckten Niederterrasse zeigt, daß es nach dem hier entwickelten Verfahren möglich ist, bei Überlagerung zweier altersmäßig und granulometrisch verschiedener Schichtserien die Fazies beider getrennt wiederzugeben. Übergangszonen zwischen Sedimentationsräumen unterschiedlicher Körnung (Auelehm/Auesand) sind durch kontinuierliche Größenangleichung der Sand- und Schluffsymbole der Natur entsprechend abgebildet.

Die Morphogenese, d. h. die Wirkung der formbildenden Prozesse unter dem Einfluß der jeweils gegebenen Formungsfaktoren wird wie die Morphographie durch Symbole zur Darstellung gebracht. Die Genese einer Komplex-Form – z. B. eines Talhanges – oder einer Formengruppe ergibt sich dabei aus der Genese der sie aufbauenden Einzelformen bzw. Formelemente.

Das Alter – hier als Einordnung in einen bestimmten geologischen Zeitabschnitt verstanden – wird wie auf geologischen Karten durch die Farbe ausgedrückt; der chronologische Ablauf der Formungsgeschichte wird so in seiner räumlichen Differenzierung sichtbar. Die Farbgebung der Niederterrassenfelder ist an die auf geologischen Meßtischblättern übliche angelehnt; bei der Farbwahl für die älteren Terrassen gab die aus der Farbenpsychologie bekannte Tatsache den Ausschlag, daß Rot sich optisch gegenüber Grün stark hervorhebt. Die angestrebte Ausnutzung dieses Phänomens und auch die langgewohnte Praxis geologischer Kartendarstellungen legten nahe, den Löß als einziges würmzeitliches Sediment in gelber Flächenfarbe (und nicht grün als Schluff) darzustellen.

Die hier gewählte Form der Legende bietet durch die Angabe von Leerstellen einen raschen Überblick über den Grad der geomorphologischen Differenzierung der Landschaft.

II. Der geomorphologische Werdegang des Mittel- und Niederrheingebietes

1. Das Mittelrheintal

Das Rheinische Schiefergebirge war als Teil des Rheinischen Schildes (CLOOS, 1939) bereits im Mesozoikum (ab Dogger) Aufwölbungs- und Abtragungsgebiet; doch nahm die Heraushebung erst im Tertiär (ab Mitteleozän) bedeutendere Ausmaße und damit geomorphologische Bedeutung an, wenn auch insgesamt im älteren Tertiär ein von seichten Sedimentationsbecken durchsetztes Flachrelief entschieden vorherrschte.

Im Oberoligozän zeichneten sich erstmalig die Konturen des heutigen Rheinischen Schiefergebirges ab. Die verstärkte Hebung und Abtragung hatte größere Sedimentschüttungen zur Folge, die insbesondere in der Niederrheinischen Bucht beträchtliche Mächtigkeit erreichen. Die savische Gebirgsbildung (Wende Oligozän/Miozän) ist im Mittelrheingebiet charakterisiert durch bedeutende bruchtektonische Verstellungen und eine weitergehende allgemeine Heraushebung. In ihrem Gefolge entstand eine Geländedepression, die rund 100—200 m in älteren Gebirgsrumpfflächen¹ eingesenkt ist. Im Gegensatz zu diesen unabhängig von der heutigen Entwässerung angeordneten höheren Flächenstücken zeigt die Einwalmung erstmalig einen zum Rhein und seinen Hauptnebenflüssen parallelen Verlauf. PHILIPPSON beschrieb (1899) diese weitgespannten Senken, die in ihrer Gesamtheit ein schief-kreuzförmiges System bilden, unter der Bezeichnung „Rheinischer Trog“. Genetisch stellt der Trog ein recht komplexes Gebilde dar, wie neuere Untersuchungen gezeigt haben (BIRKENHAUER, 1965; GURLITT, 1949; LOUIS, 1953). Insbesondere in der Rheinstalstrecke, wo RICHTER (1934) einen Grabenzug in Fortsetzung vom Oberrheingebiet wahrscheinlich machen konnte, geht er anlagemäßig auf Einbiegungen und Einbrüche älterer Flächen zurück. Für die Nebenflüsse Lahn und Mosel ist an streichende Einwalmungen des variszischen Unterbaues zu denken. Diese tektonogenen Senken wurden dann als Leitlinien der oligo-miozänen Entwässerung im Zuge einer weit ausgreifenden, mit intensiver Seitenerosion verbundenen Reliefverschüttung fluvial überprägt. Dabei läßt sich mancherorts eine Doppelung der Troglflächen erkennen, deren untere – 40 m tiefer gelegene (STICKEL, 1927) – im Gegensatz zu oft geäußerten Meinungen die ältere und ins Untermiozän zu stellen ist.

Im heutigen Landschaftsbild stellen die Troglflächen breite, z. T. mehrere Zehner von Kilometern erreichende Verebnungen dar, die mehr als 300 m über den heutigen Talsohlen liegen und nur 100 bis 200 m tief in die umgebenden Rumpfflächen eingesenkt sind. Die Reliefenergie war also ebenso wie der Höhenunterschied zwischen der Niederrheinischen Bucht und den angrenzenden Hochgebieten im Vergleich zu heute gering. Um die Wende Miozän–Pliozän kam es dann zu einer tiefgreifenden Zerschneidung dieses Akkumulationsreliefs, der eine pliozäne – und möglicherweise bis in Altpleistozän reichende – erneute Phase differentieller Talverschüttung folgte, die im Mittelrheinischen Becken bis in 330 m Höhe reichte und ebenfalls mit starker Seitenerosion gekoppelt war. Sie

¹ Diese mancherorts polyzyklischen Flächen gehören in verschiedenen Teilen des Schiefergebirges auch sehr verschiedenen Zeiten an: Prä-Oligozän (Ostrand der Niederrheinischen Bucht), Prä- bzw. Sub-Senon (Nordrand des Hohen Venn), Prä-Cenoman (Nordrand des rechtsrheinischen Schiefergebirges), Permo-Karbon (Ostrand des Schiefergebirges); flächenhaft dürften jedoch verschachtelte alttertiäre Flachreliefs überwiegen (vgl. etwa STICKEL, 1927, BREDDIN, 1932 und PAECKELMANN, 1931).

schuf das Hochtal mit den beiden Höhenterrassen^{1a}, die nach charakteristischen Beimengungen in den Quarzschottern auch Kieseloolith-Terrassen (vgl. stratigraphische Tabelle) genannt werden. Im Blattbereich liegen sie infolge der weiter unten behandelten Terrassenkreuzung bereits unter den Schottern der Hauptterrasse; gute Aufschlüsse bieten die Kies- bzw. Sandgruben von Duisdorf (Finkenhof) und Nettekoven (Heppertsberg).

Im Altpleistozän beschleunigen sich Gebirgshebung und korrespondierende Taleintiefung, und erst dadurch wurde das Mittelrheingebiet zum Gebirge im eigentlichen orographischen Sinne. Die gleiche Erscheinung läßt sich auch an anderen deutschen Gebirgen nachweisen, und es hat durchaus den Anschein, daß bedeutende Landhebungen während des Pleistozäns ein weltweites Phänomen darstellen und geologisch bzw. geomorphologisch kaum geringere Bedeutung besitzen als die Eiszeiten. Die aus dem Wechsel von tektonisch verstärkter Erosion und klimagesteuerter Akkumulation² resultierende Gruppe der Hauptterrasen (PHILIPPSON, 1899)³ liegt etwa 70 m in die Fläche der untersten Höhenterrasse eingetieft und bildet ein Tal, dessen Reste als mehrere Kilometer breite Verbnungen weithin erhalten sind.

Im Einzelnen lassen sich drei Stufen ausscheiden, die untereinander 20 bis 25 m Vertikalabstand aufweisen, und die von oben nach unten als Obere (Ältere)⁴, Mittlere (Jüngere)⁵ und Untere Hauptterrasse (Unterstufe der Hauptterrasse)⁶ bezeichnet werden. Von ihnen nimmt die mittlere Stufe entschieden die beherrschende Stellung ein; sie ist die Hauptterrasse im eigentlichen Sinne (PHILIPPSON, 1899).

Nach der Ablagerung der Hauptterrasenschotter erfolgte während der Mindelzeit, des Mindel/Riß-Interglazials und der Rißzeit infolge der

^{1a} Diese auf MORDZIOL (1926) zurückgehende Bezeichnung wurde von KAISER (1961) ersetzt durch „Hochtalhang-Terrassen“. Die untere Höhenterrasse im hier verwandten Sinne ist stellenweise in zwei Stufen mit allerdings recht geringem Vertikalabstand zu gliedern; eine ausgeprägte Dreiteilung (KAISER, 1961) ist aber – wie auch QUITZOW (1962) betont – nicht die Regel. STICKEL (1927) faßt im Gegensatz zu den übrigen Bearbeitern der Höhenterrassen deren Oberstufe (oHÖT) als Unterstufe des Troges auf.

² Neben dieser heute allgemein angenommenen periglazialklimatischen Auffassung der Rhein-Terrassenbildung wurde früher noch eine tektonische (MORDZIOL, 1910, 1926; QUIRING, 1926) bzw. thalassostatische (GRAHMANN, 1944; ZEUNER, 1945) Begründung vertreten.

³ Talrand-Terrassen (MORDZIOL, 1926), Flurterrasse (STICKEL, a. a. O.), Plateautalböden (QUITZOW, 1962).

⁴ Ältere Hauptterrasse (QUIRING, 1926) = Oberterrasse (JUNGBLUTH, 1918) = Obere Hauptterrasse (GURLITT, 1949)

⁵ Jüngere Hauptterrasse (QUIRING, a. a. O.) = Hauptdiluvial-Terrasse (KAYSER, 1892) = Mittlere Hauptterrasse (GURLITT, a. a. O.)

⁶ Während GURLITT (a. a. O.), MORDZIOL (1951), QUITZOW (1959, 1962) und RUHLAND (1926) aus morphologischen Gründen von einer Unterstufe der Hauptterrasse bzw. einer Unteren Hauptterrasse reden, faßt KAISER (1961) diese Terrassenstufe als oberste Mittelterrassenstufe auf. KAISER begründet seine Zuordnung mit der bereits bestehenden Bindung dieser Stufe an das Engtal (s. u.) sowie der Annahme, daß den Oberen Mittelterrassen die höheren Abschnitte der Sterksel- und Lingsfort-Serien in den Niederlanden entsprechen.

nun maximal gesteigerten Emporwölbung des Rheinischen Schildes die starke Eintiefung des Rhein-Engtales. Sie war zwar von klimagesteuerten Aufschotterungsphasen während der Kaltzeiten unterbrochen, doch überwog die Erosion bei weitem, so daß die zur Gruppe der Mittelterrassen⁷ zusammengefaßten Talböden jener Zeit bis auf vergleichsweise schmale Reste ausgeräumt sind. Es sind dies die örtlich zweigeteilte Obere Mittelterrasse, deren Unterstufe (= Obere Mittelterrasse i. e. S.)⁸ an Mittel- und Niederrhein recht gut zu verfolgen ist sowie die nur lokal (Apollinaris-Terrasse)⁹ entwickelte Mittlere Mittelterrasse; beide gehören verschiedenen Stadien der Mindel-Eiszeit und dem frühen Holstein-Interglazial an. Der Vertikalabstand zwischen der Unterstufe der Hauptterrasse und der Oberen Mittelterrasse beträgt im nördlichen Engtal rund 50 m, während die nur oberhalb Remagen erhaltene Mittlere Mittelterrasse 20 m tiefer liegt. Als im Untersuchungsgebiet tiefstes Glied der Mittelterrassengruppe folgt dann – rund 40 m unter der Oberen Mittelterrasse – die wieder weiter verbreitete rißeiszeitliche Untere Mittelterrasse¹⁰.

Im Jungpleistozän nahm die Eintiefung des Engtales allmählich ab; die würmeiszeitlichen Niederterrassen¹¹ rücken daher näher zusammen. Wenn (im nördlichen Engtal) der Abstand zwischen Unterer Mittelterrasse und Oberer Niederterrasse¹² noch rund 20 m beträgt, so ist die tiefere Stufe der Niederterrasse¹³ nur noch unerheblich eingesenkt, und ihre Schotterbasis liegt in der Regel innerhalb der älteren Niederterrassen-Sedimente.

Die im Vorstehenden skizzierte rheinische Terrassentreppe wird nach unten vom holozänen Hochflutbett¹⁴ abgeschlossen, das stellenweise zwei-stufig ausgebildet ist und eine reine Erosionsform in den Niederterrassen-Akkumulationen darstellt.

⁷ Gehänge-Terrassen (PHILIPPSON, a. a. O.) = Mittelterrassen (E. KAISER, 1903) = Talhang-Terrassen (MORDZIOL, 1926) = Engtalhang-Terrassen (KH. KAISER, 1961)

⁸ Obere Mittelterrasse (E. KAISER, a. a. O.) = Hochterrasse (STEINMANN, 1906)

⁹ E. KAISER, a. a. O.

¹⁰ Untere Mittelterrasse (GURLITT, a. a. O.) = Tiefere Mittelterrasse (KAISER, 1903) = Mittelterrasse (STEINMANN, a. a. O.) = Talweg-Terrasse (MORDZIOL, a. a. O.)

¹¹ Niederterrassen (KAISER, 1903) = Talbodenterrassen (MORDZIOL, a. a. O.) = Sohlen-Terrassen (STICKEL, a. a. O.) = Engtalbodenterrassen (KAISER, 1961)

¹² Obere Niederterrasse (FLIEGEL, 1909) des Mittelrheintales = Ältere Niederterrasse (STICKEL, 1936) = Niederterrasse (KAISER, 1903)

¹³ Jüngere Niederterrasse (STICKEL, a. a. O.) = Untere Niederterrasse (FLIEGEL, a. a. O.) = Inselterrasse (JUNGBLUTH, 1918)

¹⁴ Von STICKEL (1936) mit dem JUNGBLUTHschen Terminus „Inselterrasse“ belegt.

2. Die Niederrheinische Bucht

Die korrelierten Sedimente der jungtertiären Trog- und Hochtalbildung sowie der altquartären Hauptterrassen bilden im säkularen Senkungsbereich der Niederrheinischen Bucht riesige Schotterfächer. Im Gegensatz zu den oben geschilderten Talterrassen des Mittelrheins, die – von der Unterstufe des Trogtals abgesehen – mit zunehmendem Alter infolge der Herauswölbung in immer höherer Lage auftreten, liegen hier die ältesten Schichten am tiefsten begraben; es herrscht also die normale stratigraphische Abfolge. Daraus resultiert, daß sich in einem Übergangsgebiet von ansehnlicher Breite die sogenannte Terrassenkreuzung vollzieht, d. h. ältere und daher im Hebungsbereich höher liegende Terrassen unter jüngere abtauchen.

Während des Pliozäns und Altpleistozäns bot das Niederrheingebiet das Bild einer Schwemmlandebene, in deren Seebecken Tone und Torfe zur Ablagerung kamen. Infolge der sehr energischen, differentiellen syn- und post-sedimentären Tektonik wechseln Mächtigkeit und Fazies der Schichten stark. Im Pliozän sind die Kiese und Sande durch Tonlagen mit Braunkohleneinschaltungen gegliedert und werden nach oben durch den weit aushaltenden Reuverton (siehe stratigraphische Tabelle) abgeschlossen.

Vom Pliozän zum Altpleistozän wandelt sich die petrographische Zusammensetzung der Flußsedimente vom überwiegenden Quarz-Restschotter als Umlagerungsprodukt der tiefgründigen tertiären (und fallweise noch älteren) Verwitterung zum „bunten“ Flußkies, der auch Zufuhren frischer Gesteine aus tieferen Gebirgsschichten enthält. Diese wurden namentlich während der Kaltzeiten durch die Frostaufbereitung im Zuge energischer Talbildung (vgl. BÜDEL, 1963) in den Oberläufen der Flüsse sowie allgemein als Folge der tektonisch (Herauswölbung) intensivierten Erosion bereitgestellt. Unstreitig war dabei der klimatische Effekt dominierend; denn nur die kaltzeitlichen Ablagerungen der Niederrheinischen Bucht sind durch Grobkies- und Blockführung ausgezeichnet, während die warmzeitlichen Einschaltungen in der Regel aus geringmächtigen feineren Sanden, Schluffen, Tonen, humosen Lagen und Torfen bestehen. Weit verbreitet ist der Tegelen-Horizont, während Bildungen der Waal- und Cromer-Warmzeit nur beschränkte Verbreitung (in den Niederlanden) besitzen. Im Niederrheingebiet findet sich die ältere Kiessandserie des Prätegelen (Ältere Hauptterrasse), die aus Ton und Torf aufgebaute Tegelenstufe und eine obere Kiesserie (Jüngere Hauptterrasse), die in den Niederlanden in die durch das Waal-Interglazial gegliederte Kedichem-Serie und die Sterksel-Serie (Cromer-Interglazial) aufspaltet.

Infolge der von Ort zu Ort stark wechselnden Senkungsgeschwindigkeit des bruchtektonisch stark gegliederten Sedimentationsraumes weisen diese pliozänen und altquartären Ablagerungen große Mächtig-

keitsunterschiede auf. So besteht die Niederrheinische Bucht aus einer tief versenkten westlichen und einer höheren östlichen Hälfte. In ersterer sind Pliozän und Quartär vollständig und in maximaler Mächtigkeit erhalten, während im Osteil einmal die Sedimentmächtigkeit schon primär geringer war und zum anderen durch eine Abtragungsphase an der Wende Pliozän/Pleistozän das Pliozän schon vor Ablagerung der Hauptterrasse größtenteils entfernt war.

Da die Grenze zwischen Hebung und Senkung, die im Pliozän und Altpleistozän bei Bonn gelegen hatte, sich seither in die Gegend von Nymwegen verlagerte, begannen die Flüsse, sich nach Bildung der Hauptterrasse in den Untergrund einzuschneiden. Im Zuge dieser Aufwölbung kam es zu kräftigen Bruchverstellungen an den schon vorhandenen Verwerfungen, die auf der dislozierten Hauptterrassenfläche sehr deutlich sichtbar geblieben sind. Diese Bruchtektonik ist gerade in der Jetztzeit wieder kräftig aufgelebt und mehrfach wiederholte Feinnivellements haben Vertikalverstellungen von 1—2 mm/a an den Hauptbrüchen aufgezeigt (QUITZOW & VAHLENSIECK, 1955; AHORNER, 1962). Als Folge der nach Norden ausgreifenden Heraushebung entstand so auch im südlichen Niederrheingebiet eine Treppe von Mittel- und Niederterrassen, die nach Norden zu konvergieren. Im Einzelnen lassen sich unterscheiden: eine örtlich zweistufig ausgebildete Obere Mittelterrasse, eine Untere sowie (etwa ab Köln) eine Unterste Mittelterrasse (= Krefelder Mittelterrasse nach STEEGER, 1925) sowie zwei stratigraphisch und in der Regel auch lithologisch gut unterschiedene Niederterrassen, die allerdings ab Bonn orographisch eine Einheit bilden, da die jüngere der älteren aufliegt.

Eine Sonderstellung nimmt die Mittlere Mittelterrasse (Apollinaris-Terrasse) ein, die in tiefen Erosionsrinnen¹⁵ im Liegenden der Unteren Mittelterrasse festgestellt wurde und daher auch Rinnenschotter (QUITZOW, 1956) genannt wird. Diese – im Hangenden der Schotter – Interglazialschichten der Holstein-Zeit führenden Rinnen reichen bis unter den heutigen Meeresspiegel und dokumentieren damit die tiefste Erosion, die das Niederrheingebiet überhaupt betroffen hat.

Die saaleiszeitliche Untere Mittelterrasse ist in großer Breitenausdehnung entwickelt; ihre Sedimentation fällt teilweise zusammen mit dem Maximalvorstoß des nordischen Inlandeises, das die Niederlande und die nördliche Niederrheinische Bucht erreichte. Dort wurden die vor dem Inlandeisrand liegenden älteren pleistozänen und tertiären Ablagerungen zu hohen geschuppten Stauchendmoränen zusammengepreßt, während die Schmelzwässer, die sich mit dem nach W abgedrängten Rhein vereinigten, Sander-Terrassen vorschütteten (THOME, 1959; QUITZOW, 1962). Nach dem Schwinden des Inlandeises zog sich der Rhein in sein früheres Bett zurück,

¹⁵ KAISER (1961) ist demgegenüber der Auffassung, daß diese Schotter nicht auf die namengebenden engen Rinnen beschränkt seien, sondern flächenhafte Ablagerungen bilden.

wobei große Teile der Stauch-Moränen und der Sanderterrasse der Erosion zum Opfer fielen. In dem dabei entstehenden Tal kamen während des Warthe-Stadiums die Kiese und Sande der Krefelder Mittelterrasse (Unterste Mittelterrasse) zur Ablagerung¹⁶.

Die lithologisch und pedostratigraphisch gut zu gliedernde Niederterrasse besteht ab Bonn (s. u.) aus einem vergleichsweise mächtigen prä-allerödzeitlichen Basalteil und einem hangenden Abschnitt, der in der jüngeren Tundrenzeit abgelagert wurde und reichlich Laacher Bimsstein führt.

Nach der Sedimentation der Jüngeren Niederterrasse kamen Auelehme und -sande zum Absatz; dann begann die letzte, ausgeprägte Erosionsphase des Rheins. Es entstand das – ebenfalls auelehmbedeckte – Hochflutbett, auf das zahlreiche \pm kolmatierte Altwasserrinnen in der Niederterrasse mit ihren Sohlen eingestellt sind. Als jüngste Erosionsform innerhalb dieses Hochflutbettes ist das Mittel- und Niedrigwasserbett des Rheins und der Sieg mit dem zugehörigen System der (jüngeren) Alt- und Hochwasserrinnen anzusprechen. Auch sie werden durch Lehme aufgefüllt oder verlanden. Besonders ausgeprägt sind sie im Bereich des Blattes Bonn NW im Überschwemmungsgebiet der unteren Sieg.

3. Die stratigraphischen Grundlagen der mittel- und niederrheinischen Quartär-Chronologie

Die im Rahmen des vorstehenden Überblickes mitgeteilte chronologische Einstufung der quartären Ablagerungen des Untersuchungsgebietes kann sich auf folgende sicheren Anknüpfungspunkte stützen (vgl. hierzu auch v. D. BRELIE, 1959):

1. Grenze Pliozän/Pleistozän
2. Überlagerung der Älteren Hauptterrasse durch die Schichten des Tegele-Interglazials
3. Überlagerung der Mittleren Mittelterrasse (Rinnenschotter) durch Schichten des Holstein-Interglazials
4. Verknüpfung der Unteren Mittelterrasse mit dem Maximalvorstoß der Saale-Eiszeit
5. Allerödzeitlicher Bimsausbruch des Laacher Sees.

ZAGWIJN (1959) konnte in Holland die Grenze Pliozän/Pleistozän im terrestrischen Bereich eindeutig durch den palynologischen Nachweis der

¹⁶ Da diese Terrasse im Untersuchungsgebiet nicht entwickelt ist, soll im Rahmen dieses einführenden Überblicks nicht auf ihre stratigraphisch-geomorphologische Problematik eingegangen werden. Man vergleiche hierzu die z. T. erheblich voneinander abweichenden Auffassungen von THOME (a. a. O.), KAISER (1961), PAAS (1962), KEMPF (1966), BRUNNACKER (1967) und WINTER (1968).

ersten Kälteschwankung (Prä-Tegelen-Kaltzeit) zwischen Reuver und Tegelen festlegen.

Die Gruppe der Hauptterrassen gliedert sich – wie oben angeführt – in die Ältere, Jüngere und Untere Hauptterrasse. Die Aufschotterung der Älteren Hauptterrasse fand vor der Tegelen-Warmzeit statt; denn Ablagerungen dieser ältesten Interglazialzeit überlagern im Niederrheingebiet die Schotter der Älteren Hauptterrasse. Die Jüngere Hauptterrasse überlagert ihrerseits die Tegelen-Schichten. Da sie nach ihrem Schwermineralbestand (Epidot-Hornblende-Alterit-Assoziation) mit den Sterksel-Serien in den Niederlanden übereinstimmt (ZONNEVELD, 1957), die nach palynologischen Untersuchungen (ZAGWIJN, 1959) in ihrer unteren Hälfte dem Cromer-Interglazial angehören, während der Oberteil schon in die Mindel-Eiszeit zu stellen ist, faßte ZONNEVELD (a. a. O.) die Jüngere Hauptterrasse und ihre Unterstufe als mindelzeitliche Bildungen auf¹⁷. Demgegenüber korrelieren v. D. BRELIE (1959), KAISER (1961) und QUITZOW (1962) die Jüngere Hauptterrasse mit den durch das Waal-Interglazial geteilten Kedichem-Serien der Niederlande, da es unwahrscheinlich ist, daß diesem mächtigen Sedimentpaket keine Ablagerungen im Mittelrheingebiet entsprechen, wie man früher annahm. Die Jüngere Hauptterrasse wäre demnach das Produkt der Eburon- und der Günz-Kaltzeit, während ihre Unterstufe in das Cromer-Interglazial gehörte. Zukünftige Forschung muß versuchen, die Zusammenhänge zwischen der vollständigen Gliederung der Kedichem- und Sterksel-Serien und den Ablagerungen der Jüngeren Hauptterrasse im einzelnen zu klären¹⁸.

Aus dem oben Gesagten und der Überlagerung der Rinnenschotter durch palynologisch datierbare Schichten des Holstein-Interglazials ergibt sich für die Obere und Mittlere Mittelterrasse ein mindelzeitliches Alter. Aus der Verknüpfung der Unteren Mittelterrasse mit den glaziären Bildungen des Maximalvorstoßes der Saale-Eiszeit folgt deren drenthezeitliches Alter. Jünger ist die Krefelder Mittelterrasse, die im allgemeinen dem Warthe-Stadium der vorletzten Kaltzeit zugerechnet wird. Abweichende Auffassungen vertreten THOME (1959) und PAAS (1962). Während ersterer diese Terrasse für eine Erosionsform aus der Zeit des beginnenden Rückzuges des drenthezeitlichen Rheins ansieht, möchte letzterer sie dem späten Eem-Interglazial bzw. dem Altwürm zuordnen.

Die ältere Niederterrasse bedeckt an verschiedenen Stelle des Niederrheingebietes pollenführende Ablagerungen des Eem-Interglazials (v. D.

¹⁷ Die Schwierigkeiten, die sich einer schwermineralanalytischen Schichtparallelisierung entgegenstellen, resultieren vor allem aus den oft sehr beträchtlichen Schwankungen der vertikalen und horizontalen Sedimentverteilung und dem nur ungenügend abzuschätzenden Ausmaß der Beeinflussung der Schwermineraltracht durch Umlagerungen und Nebeneinzüge.

¹⁸ BRUNNACKER und Mitarbeiter halten aufgrund ihrer jüngsten Befunde ein präglazialzeitliches Alter der Jüngeren Hauptterrasse für wahrscheinlich. (Vortrag von Dr. Schirmer auf dem VIII. INQUA-Kongress in Paris, Sept. 1969)

BRELIE & REIN, 1956); ihr würmeiszeitliches Alter ist daher sicher. Die ihr im Arbeitsgebiet bereits aufgelagerte jüngere Niederterrasse führt den allerödzeitlichen Bims des Laacher See-Ausbruchs als Geröll und ist daher in die Jüngere Dryas-Zeit zu stellen. Die Erosionsphase, die beide Terrassenbildungen im Mittelrheingebiet trennt, fällt in die Alleröd-Zeit. Die Eintiefung des Hochflutbettes erfolgte während des Präboreals (NIETSCHE, 1940).

III. Formenschatz und Entwicklungsgeschichte der Bonner Landschaft

1. Die Hauptterrasse

Oberflächenformen und Begrenzung

Die maximal 10 km breite Hauptterrassenlandschaft der Ville zeichnet sich durch eine asymmetrische Gestaltung ihrer Ränder aus: während der W in Form leicht geschwungener durchgehender Bruchstufen zum Swist-Bach und damit der Bördenlandschaft absinkt, ist der Ostrand der Ville durch die rückschreitende Erosion kaltzeitlicher und rezenter Bäche außerordentlich stark aufgelöst und zerlappt. Die Ursache dieser so unterschiedlichen Entwicklung ist in der sehr verschiedenen Höhenlage von Rhein und Swist als Vorflutern und damit lokalen Erosionsbasen zu suchen: beträgt der Höhenunterschied Hauptterrasse–Niederterrasse auf der E-Seite rd. 100 m (bei einer Horizontalentfernung von minimal 900 m), so beläuft er sich auf der W-Seite nur auf 30 m (600 m). Das Einzugsgebiet, damit die Wasserführung und z. T. auch das Längsgefälle – insgesamt also die Erosionsfähigkeit – der nach E entwässernden Gerinne war bzw. ist daher um ein Mehrfaches größer als das der nach W abfließenden.

Möglicherweise ist die schon während der Rißeiszeit ausgeprägt tiefe Lage des Rheins nicht allein durch Erosion, sondern auch durch eine Absenkung der zwischen Ville und Bergischen Randhöhen gelegenen Kölner Scholle bedingt. Der Nachweis entsprechender Bruchstrukturen gestaltet sich aber sehr schwierig, da der quartären Tektonik am Niederrhein in ihren Hauptphasen allgemein ein prä-eemzeitliches Alter zuzusprechen ist, also ein höheres Alter als dem Großteil der jungen Talterrassen¹. Verstärkt wurde der Formungsgegensatz der beiden Ville-Flanken noch, als im E der Schotterkörper der Hauptterrasse durchschnitten war und sich auf dem Tertiär – wo immer es in toniger Fazies vorliegt – ein Quellhorizont ausbildete, der seither periodisch und perennierend abkommende Gewässer speist. Der Westville geht im Bereich des Blattausschnittes ein solcher

¹ Hinweise auf quartäre Bruchtektonik im Süd-Ostteil der Köln-Bonner Bucht finden sich bei KNUTH (1923) und KAISER (1956, 1957).

Quellhorizont mit den zugehörigen Phänomenen der Quellerosion weitgehend ab.

Die tektonischen Bewegungen des Mittelpleistozäns (Maximum und Ende der Mindeleiszeit – Holstein-Interglazial), die im wieder aufgelebten Swist-Sprung-System die Oberfläche der Hauptterrasse um 15–20 m verstellten und damit die Ville durch stellenweise markante Bruchstufen gegen die Swist-Niederung absetzen², erzeugten im SW von Bonn eine Reihe von Spezialschollen, die entlang NNW-SSE oder WE-streichender Brüche eine kräftige antithetische Einkippung erfuhren.

Während im E (Venusberg) auf den hochgekippten Schollenrändern verwittertes Devon die Unterlage der Hauptterrassen-Schotter bildet, stellen sich nach W und NW mit fortschreitendem Eintauchen Schichten der Braunkohlenformation und schließlich die pliozänen Kieseloolith-Schichten ein (Hardtberg oberhalb Duisdorf). In teilweiser Anlehnung an FLIEGEL (1922) unterscheidet AHORNER (1962): den Horst des Kreuzberges, die Kippscholle von Duisdorf (Duisdorfer Graben), die Kippscholle von Lüftelberg-Buschhoven, den Bornheimer Horst. Auf der Kippscholle von Duisdorf ist die Jüngere Hauptterrasse mehr als 20 m nach N eingekippt; am Kreuzberg-Horst findet sich dagegen keine so deutliche Schrägstellung. Bedeutend ist die westliche Begrenzungsstörung des Kreuzberges, die sog. Röttgener Störung mit einer maximalen Sprunghöhe von 15 m an der Basis der jHT. Fast ebenso hoch ist der Verwerfungsbetrag der Kottenforst-Störung, welche die Kippschollen von Duisdorf und Lüftelberg-Buschhoven voneinander trennt. Morphologisch weniger bedeutsam ist dagegen der Römer-Bruch als südwestliche Begrenzung des Bornheimer Horstes.

Diese Störungen wurden für die Morphogenese der Ville-Landschaft in doppelter Hinsicht wichtig: einmal durch die antithetische Einkippung der Blockschollenoberfläche, welche die Abspülung und Entwicklung asymmetrischer Täler (s. S. 30) begünstigte, sodann als Leitlinien der fluvialen Erosion (Hardt-Bach³, Lengsdorfer Bach).

Neben der unterschiedlichen Erosionsintensität der nach E und W abfließenden Gerinne ist ein weiterer Umstand für die asymmetrische Formung der Villehänge verantwortlich, d. i. die Steuerung der erosiven und denudativen Hangprozesse der Ostflanke durch die Seitenerosion des akkumulierenden Rheins. Während verschiedener Phasen der Mindel- und der Rißeiszeit schüttete der geröllbeladene Rhein beim Austritt aus dem Schiefergebirge in die östlich der Ville gelegene Ausraumzone riesige peri-

² Mancherorts, etwa zwischen Heimerzheim und Weilerswist, hat die Swist die Bruchstufe lateral-erosiv gekappt und der heutige Steilabfall hat nichts mehr mit der tektonischen Urform zu tun.

³ In der amtlichen topographischen Karte 1 : 25 000 sind die einzelnen Abschnitte dieses Baches unterschiedlich benannt: Hardtbach, Alter Bach, Dransdorfer Bach, Rheindorfer Bach.

glaziale Schwemmkegel vor, die in der Folgezeit jeweils von der steilen Spitze des Kegels aus zerschnitten wurden und deren Reste als obere und untere Mittelterrasse erhalten blieben. TROLL (1954, 1957) hat die bei einem solchen Vorgang entstehenden Formen genau analysiert und unterscheidet von oben nach unten: Mäandertal, Trompetental und Schwemmkegel. Letzterer grenzt mit einem bogenförmigen Erosionsrand, einem „fluvioglazialen bzw. periglazialen Talrandbogen“ gegen das randliche höhere Gelände. In Übertragung dieser vor allem im Alpenvorland gewonnenen Erkenntnisse auf die niederrheinische Terrassenlandschaft scheidet TROLL im NW von Bonn eine Serie von drei rißzeitlichen Talrandbögen aus, die von Bonn über Duisdorf und Alfter bis Bornheim, von Bornheim bis Hermühlheim und von dort über Frechen gegen Königsdorf verlaufen. Der durch die Kartierung erbrachte Nachweis, daß die Erosionsreste der mindelzeitlichen oberen Mittelterrasse sich schon diesen Bögen anschmiegen, legt die Vermutung nahe, daß deren Bildung und damit die charakteristische Großformung der Ostville schon im Mindel erfolgte. Möglicherweise ist der südliche Bogen eine zusammengesetzte Form⁴ und durch Verschmelzung zweier Mäanderprallhänge entstanden.

Der Schotterkörper der Jüngeren Hauptterrasse und seine Verwitterung

Die Sedimentation der in der Regel im Blattbereich < 10 m mächtigen jHT setzt vielerorts⁵ mit Grobschotterschichten ein, in denen Blöcke von Grauwacken, Buntsandstein und Quarzit angereichert sind. Die zum Teil kubikmetergroßen Blöcke wurden – in aufsteigendes Grundeis eingebacken – beim frühsummerlichen Eisgang des Rheins über Zehner von Kilometern verfrachtet. Eindrucksvolle Beispiele derartiger Driftblöcke finden sich auf dem Kreuzberg am Fuß der Heiligen Stiege, wohin sie von einem vermutlich nahe gelegenen Aufschluß transportiert worden sind. Leider nicht mehr erhalten ist der „Donnerstein“ (Donarstein), ein Braunkohlen-Quarzitblock von $2,85 \times 2,60 \times 1,00 \text{ m}^3$ Größe, den PRUSKOWSKI (1952) vom Hang der Ville oberhalb Roisdorfs beschrieb und abbildete.

Neben diesen Driftblöcken und in gefrorenem Zustand eisdrifteten Sand- und Schluffschollen stellen synchrone Eiskeile und Kryoturbationen die wichtigsten Klimaindikatoren der rheinischen Hauptterrassen-Ablagerungen dar. Während ihrer Bildungszeit war das Untersuchungsgebiet ein einziges, stark verwildertes Fluß-Schwemmfächer-System mit Dauergefrorenis, in dem abseits der sich ständig verlagernden Rinnen inselartig Sand- und Kiesflächen frei lagen, wo bei eindringendem Frost Vorgänge der De-

⁴ Das weite Vorspringen des Villeplateaus bei Gielsdorf legt eine Untergliederung in zwei Bögen von 4 bis 4,5 km Weite nahe.

⁵ Die Kiesgruben Heimerzheim, Nettekoven und der Hardtberg oberhalb Duisdorf (Sportplatz) seien als Beispiele angeführt.

hydration Eiskeile (SCHENK, 1955) und solche der Hydratation und Frostpressung (STEEGER, 1926, 1944) Kryoturbationen⁶ schaffen konnten. Später wurden dann diese vordem freien Flächen wieder überflutet und von Sedimenten bedeckt, während andere trocken fielen und der Frosteinwirkung unterlagen.

Etwa 2 m tiefe und rd. 1,5 m breite Kryoturbationen waren während des Baues des Duisdorfer Sportplatzes auf etwa 50 m Länge auf der Nordseite des Hardtberges aufgeschlossen; weniger ausgedehnte Vorkommen finden sich in den meisten Aufschlüssen des Blattbereiches. Häufiger als synchrone Eiskeile⁷ sind bei der jHT ebenso wie bei den jüngeren Terrassen epigenetische, d. h. nach Abschluß der Sedimentation entstandene Formen. Schöne Beispiele dieses Typs finden sich in dem Aufschluß Heppertsberg, wo ein ganzes Netzwerk ehemaliger Eiskeile pedogenetisch als fahlgraue Reduktionszonen eines Tundren-Gleys fixiert wurde (Einzelheiten des Schicht- und Bodenprofils s. S. 23).

Ihre Ausbildung wie überhaupt die spätere morphogenetische Überprägung der Hauptterrasse ist eng verknüpft mit der interglazialen Verwitterung und Bodenbildung sowie der Überlagerung der Terrassensedimente durch jüngere Löss bzw. Lössderivate. Dort, wo die Deckschichten relativ dünn sind – wie im ganzen Blattbereich und überhaupt auf der ganzen südlichen und mittleren Ville – finden sich sehr ausgeprägte Böden von 10 m und mehr Mächtigkeit⁸ (BRUNNACKER, 1967; FRÄNZLE, 1966; PAAS, 1962), in denen sich die Verwitterungswirkungen mehrerer Interglaziale summieren. Makromorphologisch sind sie ausgezeichnet durch eine leuchtend gelblich-rote Farbe (5 YR 4/6–5/8 nach der MUNSELL-Notierung), Plastizität und hohe Dichte, mikromorphologisch durch eine stark verwürgte, strähnige und dichte Grundmasse aus doppelbrechendem Braunlehmplasma mit unterschiedlichem Eisengehalt. Die Skelettkörner sind rundlich und verschieden groß, z. T. zerbrochen und durch Verwitterung randlich angeätzt. Die sekundär vergleyten Interglazialböden der HT sind durch eine weithin opake Grundmasse gekennzeichnet, welche sekundär mit Fe- und Mn-Verbindungen angereichert wurde und zwar stellenweise so stark, daß es zu einer steinähnlichen Verfestigung des Bodenmaterials kam. Der Tongehalt steigt in den höheren Partien des Br-

⁶ Einen Überblick über die Fülle der Formen, ihre Benennungen (Brodelsböden, Würgeböden, Congeliturbanationen usw.) und die mannigfachen Erklärungsversuche geben TROLL (1944, 1947) und SCHENK (1955).

⁷ Schöne Beispiele aus den auf viele Kilometer aufgeschlossenen quartären Deckschichten der Rheinischen Braunkohle bildet KAISER (1960) ab.

⁸ Nach Ausweis des auf S. 23 abgebildeten Profils Heppertsberg und aufgrund mikromorphologischer und röntgenographischer Untersuchungen des Verf. an einem vergleichbaren Profil im Yvette-Tal südlich Paris ergibt sich eindeutig, daß die ungewöhnlichen Profilmächtigkeiten vor allem eine Folge sehr tiefreichender Verlagerungen der hochmobilen, durch kolloidale Kieselsäure peptisierten Tonsubstanz sind. Am Rand der jHT sind diese Böden alle ± erodiert, so daß meist nur die basalen Profileile (CB-Horizont) erhalten blieben.

Horizontes auf über 30 %, liegt aber bei den stärker erodierten Profilen in der Regel bei 20 %; die Tonmineralgarnitur besteht fast ausschließlich zu etwa gleichen Teilen aus Kaolinit und Illit mit sehr breiter Basisinterferenz. Aufgrund dieser Eigenschaften wurde der Boden von PAAS (1962) mit dem neutralen Terminus „Braunlehmartiger, gelblichroter Interglazialboden“ belegt; typologisch steht er dem Red Yellow Podzolic Soil der südöstlichen USA relativ nahe, der sich jedoch tonmineralogisch – durch seine Kaolinit-Halloysit-Dominanz – unterscheidet. Immerhin dürfte das Bildungsklima beider Böden nicht sehr verschieden gewesen sein (vgl. FRÄNZLE, 1965).

Geomorphologisch bedeutsam ist dieser Interglazial-Boden wegen seines beträchtlichen Gehaltes an Tonmineralien und freier Kieselsäure und der daraus resultierenden dichten Lagerung, die eine Erhöhung des oberflächlichen Abflusses und damit eine verstärkte Abtragung bedingte. Das weitgehende Fehlen einer Lößdecke im östlichen Randbereich der Hauptterrasse (s. Karte) und die mehrere Meter betragende Kappung des Interglazialbodens selbst gehen sicherlich zum Teil auf diesen Umstand zurück.

Pedogenetisch wichtig wurde die Stauwirkung des Interglazialbodens für die kryoturbate Durchbewegung und Verwitterung der Decklössе, die in der Regel bei Unterschreiten einer Mindestmächtigkeit von 1,20 m bis in den A-Horizont pseudovergleyt sind (FRÄNZLE, 1966). Im Kartierungsbereich – vor allem im Großen Zent – kommen sogar Stagnogleye⁹, d. h. Pseudogleye mit einer extrem langen Naßphase, weit verbreitet vor.

Im Gegensatz zu den sehr differenzierten Schichtfolgen, die auf der Nordville und vor allem in der Börde die jHT überlagern, findet sich auf der Südville kaum Rißlöß unter dem zu Pseudogleye oder – bei entsprechender Mächtigkeit – Parabraunerde verwitterten Würmlöß oder als Komponente in ihm (HEIDE, 1954; FRÄNZLE, 1966). Das berechtigt zu dem Schluß, daß die von Rißlöß bedeckte Ville-Oberfläche durch sehr energische Abtragungsvorgänge um mehrere (etwa 2—3) Meter erniedrigt wurde. Als Zeitraum kommen dafür nur die ausgehende Rißeiszeit und das Frühwürm in Frage; denn während des Eem-Interglazials war die Bodendecke durch ein dem heutigen ähnliches Vegetationskleid geschützt. Als Agentien der Abtragung wirkten bei der nur rd. 0,5 % betragenden und durch die antithetische Kippung der Schollen bedingten durchschnittlichen Oberflächenneigung großflächig nur Abspülung durch Schneeschmelzwässer auf perenner Tjäle und eventuell Ausblasung. Bestätigt wird diese Auffassung durch Beobachtungen an den Würmlössen des Ville-Plateaus, von denen nur die jüngsten in situ verblieben – von kryoturbaten Störungen abgesehen –, während die älteren weithin umgelagert bzw. von der Ville abgetragen wurden. Einen weiteren Beweis stellt die

⁹ In der älteren Literatur wegen der fahlgrauen Reduktionsfarben des Eisens häufig als „Grauerden“ bezeichnet.

Tatsache dar, daß umgelagerte Rißlösse als korrelierte Sedimente in die Deckschichtfolgen des Ville-Osthanges eingeschaltet sind. Hierauf wird später in umfassenderem Zusammenhang bei der Behandlung der Ville-Glacia zurückzukommen sein (s. S. 27). Nimmt man als Gesamtzeitraum für die oben auf 2—3 m geschätzte Abtragung die halbe Dauer einer Eiszeit (30 000 Jahre) an, so bedeutet das eine Leistung von 0,1 mm/a, ein Wert, der größenordnungsmäßig gut zu den Meßergebnissen im rezenten Periglazialgebiet Spitzbergens paßt (JAHN, 1961).

Zum Abschluß sei nun die Sand- und Kiesgrube am Heppertsberg (1 km westlich Nettekoven) beschrieben, die einen guten Einblick in Ablagerung, Verwitterung und morphologische Überprägung der jHT vermittelt. Von oben nach unten folgen aufeinander¹⁰:

- III. \approx 1 m Lößhaltiger Kryoturbations- und Solifluktionshorizont, hervorgegangen aus dem sekundär extrem vergleyten (Tundragley) Basalteil des braunlehmartigen Interglazialbodens; für den unteren Teil ist ein Netzwerk fahlgrauer Reduktionsbänder kennzeichnend; diese bilden ein epigenetisches Eiskeilnetz ab (Eiskeil-Pseudomorphosen);
- II. 1—1,5 m sekundär wenig überprägter, unten blockreicher Basalteil des interglazialen Bodenprofils (CB-Horizont), ausgezeichnet durch starke Tonverlagerung;
- I. > 5 m sandiges Pliozän, infolge Tonilluviation aus der Hauptterrasse auffallend gebändert (DB-Horizont).

Aus dem Profilaufbau läßt sich – unter Einbeziehung der andernorts gewonnenen Erkenntnisse – folgende für die gesamte Hauptterrasse gültige Entwicklungsgeschichte ableiten:

1. Sedimentation der jHT im Günz.
2. Spätgünzzeitliche und früh-cromerzeitliche Zerschneidung der jHT.
3. Verwitterung der Terrassensedimente während der nachfolgenden Interglaziale zu einem Braunlehmartigen Interglazialboden, dessen hochbewegliche Tonsubstanz auch das unterlagernde Pliozän illuvierte und hier rhythmisch ausgefällt wurde.
4. Mittelpleistozäne Bruchtektonik mit Bildung eines Kippschollenfeldes.
5. Überlagerung des verwitterten Ville-Plateaus durch Mindel-, Riß- und Würmlöse, die bis auf letztere durch jeweils kaltzeitliche Abspül- und evtl. Ausblasungsvorgänge – an den Rändern auch Solifluktion – abgetragen und ins Vorland transportiert wurden. Im Zuge dieser Abtragung wurde auch der Interglazialboden – besonders an den Plateaurändern – stark gekappt.

¹⁰ Aus Raumgründen können die Bodenprofile und zugehörigen Analysendaten hier leider nicht in extenso veröffentlicht werden.

6. Ausbildung eines kryoturbar stark gestörten extremen Tundragleyes während der letzten Eiszeit. Wo ein Eiskeilnetz zur Ausbildung kam, diente es der Eisenreduktion als Leitlinie.
7. Geringfügige Überprägung dieses fossilen Tundrenbodens durch die postglaziale Pedogenese.

2. Die obere Mittelterrasse

Die obere Mittelterrasse (oMT), deren Verbreitung im Bonner Raum bisher nur recht unvollkommen bekannt war, zieht sich in Form lößüberdeckter Hangverflachungen am Ville-Ostrand entlang; auf der Westseite des Horstes fehlt sie völlig. Da die Terrassenreste infolge der intensiven Erosion nur noch an wenigen Stellen größere Ausdehnung besitzen, die Lößüberdeckung vielfach recht mächtig und die landwirtschaftliche Nutzung entsprechend intensiv ist, fehlen gute Aufschlüsse weithin. Es läßt sich daher nicht immer entscheiden, ob die aufgrund morphologischer Kriterien als oMT zusammengefaßten Verebnungen den Charakter von Akkumulations- oder Erosionsterrassen haben. Gerade bei den größten (Brenig, Hardtbach-Tal bei Oedekoven und Nettekoven) steht ersteres aber außer Zweifel und es ist bei den übrigen Vorkommen zumindest wahrscheinlich. Nach der Höhenlage der Deckschichten-Oberflächen ließen sich im Raume Brenig und Duisdorf zwei Stufen der oMT ausscheiden; da jedoch die Mächtigkeit der Deckschichten hier nicht zu ermitteln war, wurde eine entsprechende Differenzierung auf der Karte nicht vorgenommen. Im allgemeinen liegen die Terrassenreste der oMT in rd. 120 (im Norden) — 125 m (Süden) Meereshöhe.

Geomorphologisch sind die Vorkommen dieser Terrassenstufe von besonderem Interesse, welche sich in den großen Tälern des Hardtbaches und des Breniger Baches finden; denn sie zeigen einmal, daß die Festlegung des östlichen Ville-Randes im Großen bereits in der Mindeleiszeit abgeschlossen war und vermitteln zum anderen einen genaueren Einblick in die Vorgänge der Ville-Zertalung.

Besonders instruktiv ist in dieser Hinsicht das Talquerprofil des Breniger Baches im Bereich des Tertiärausbisses (s. Karte). Oberhalb des durch die Prallhangerosion angeschnittenen Tertiärs (Braunkohlentone) steht einem ungliederten Steilhang mit NW-Exposition ein durch Nieder- und zwei Mittelterrassen gestufter breiter Flachhang gegenüber, dessen höhere Teile eine dicke Lößdecke tragen; 100 m talab ist die uMT späterer Erosion zum Opfer gefallen und der Übergang zum würmeiszeitlichen Talboden vollzieht sich allmählich. Da die oMT im Vergleich zu den tieferen Terrassen noch heute einen so breiten Raum einnimmt, dürfte das Breniger Tal schon bei ihrer Akkumulation jene Asymmetrie des Querprofils besessen

haben, die – wie bei den anderen großen Ville-Tälern – in der Rißeiszeit dann die entscheidende Steigerung erfuhr (s. S. 30).

Um zu einer differenzierteren Aussage über die unterschiedlichen Erosionsleistungen der drei größten Villebäche des Blattbereiches zu kommen, wurden die Volumina ihrer mindel- und rißeiszeitlichen Haupt- und Nebentäler sowie der vergleichsweise unbedeutenden letzteiszeitlichen Einschnitte bestimmt. Dies geschah – da die klassischen orometrischen Formeln keine befriedigenden Ergebnisse lieferten –, indem die Talform durch eine Serie trigonaler Trapezoeder approximiert wurde. Für den breiten mindeleiszeitlichen Talboden, der in der Regel nur in der Nähe des Talaustrittes in Form von Terrassenresten erhalten ist, wurde ein parabolisches Längsprofil angenommen, dessen Endpunkt im heutigen Talursprung liegt. Die sicherlich abweichende, aber nicht rekonstruierbare Lage des damaligen Talanfangs bedingt indes nur einen innerhalb der Fehlergrenzen des gewählten Näherungsverfahrens liegenden Unterschied im Resultat.

Die Ergebnisse sind in dem folgenden Diagramm wiedergegeben; die Erosionsleistung in 10^{-2} km^3 erscheint als Funktion von Gefälle und Größe des Einzugsgebietes (Abb. 1).

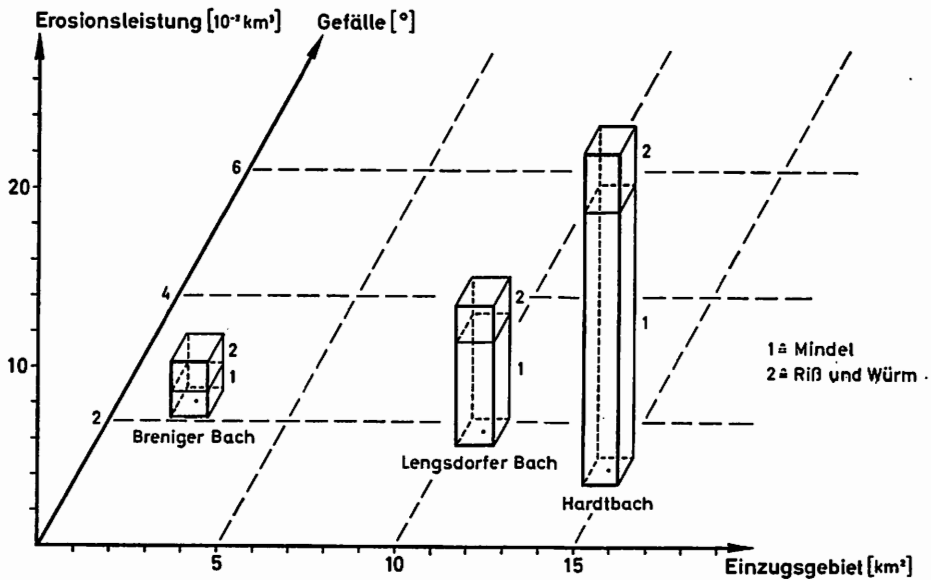


Abb. 1: Die Erosionsleistung dreier Ville-Bäche in Abhängigkeit von der Größe des Einzugsgebietes und dem Gefälle.

Das mindeleiszeitliche Talvolumen des Breniger Baches beträgt $0,014 \text{ km}^3$, das des Lengsdorfer Baches $0,058 \text{ km}^3$ und das des Hardtbaches

0,153 km³. Wenn im Vergleich dazu die Volumina der rißeiszeitlichen Talanteile klein erscheinen, so ist das eine Folge der starken Verengung des Querprofils; betrachtet man lediglich den Betrag des erosiven Tiefenschurfs, dann ergeben sich bei keinem der betrachteten Bäche so beträchtliche Unterschiede.

Im Hinblick auf die Verwitterungsbildungen unterscheidet sich die oMT – abgesehen von der geringeren Profilmächtigkeit – nicht wesentlich von der jHT. Tonmineralgarnitur, Mikromorphologie und Profildifferenzierung sind gleich, so daß die gleiche bodentypologische Ansprache wie für den Boden auf der jHT gerechtfertigt ist.

Einer der besten Aufschlüsse in der oMT findet sich am W-Abhang des Hardtberges, oberhalb der B 56 zwischen Duisdorf und Nettekoven. Hier werden in situ verwitterte wohlgeschichtete Schotter und Sande durch eine rißzeitliche Fließerde aus M/R-interglazialen Bodenmaterial gekappt, über der eine sehr differenzierte Riß- und Würmlössserie folgt. Da diese Löss für die Aufhellung der riß- und würmzeitlichen Hangentwicklung eine entscheidende Bedeutung haben, wird der Aufschluß bodenstratigraphisch an anderer Stelle im Detail beschrieben (s. S. 42). Erwähnt sei abschließend noch, daß man von dieser Stelle aus auch einen sehr guten Überblick über die als Hangverflachungen ausgebildeten Reste der oMT auf der hydrographisch linken Seite des Hardtbach-Tales gewinnen kann.

3. Die untere Mittelterrasse

Im Gegensatz zur oberen ist die untere Mittelterrasse (uMT) im Untersuchungsgebiet flächenhaft erhalten und erreicht mit 2,5 km zwischen Dransdorf und Duisdorf ihre größte Breite¹¹. Der fast überall sehr markant ausgebildete Rand gegen die Niederterrasse ist durch die Prallhangerosion würmzeitlicher Rheinarme geschaffen worden und verläuft in zwei Bögen von Bonn über Dransdorf nach Roisdorf und von dort nach Keldenich. Ihm steht ein ganz allmählicher, mehrere hundert Meter breiter rückwärtiger Übergang der Terrassenfläche in den steiler geböschten Villehang gegenüber. Nur in der Umgebung von Roisdorf, wo auch die uMT fast ganz späterer Erosion zum Opfer gefallen ist, fehlt diese für die Morphologie der Ville charakteristische Zone, und Terrassenrest und Villehang grenzen mit einem recht deutlichen Fußknick aneinander, dessen ursprüngliche Schärfe nur durch würmzeitliche Lößüberkleidung gemildert wird. Das ist jedoch nach Ausweis von Aufschlüssen und zahlreicher Bohrungen, die bei der Aufnahme der entsprechenden geologischen Meßtischblätter angesetzt wurden, in den Bereichen allmählichen Übergangs nicht

¹¹ Ein guter Überblick bietet sich von der 500 m östlich Meßdorf gelegenen Brücke über die Bundesbahnlinie Bonn–Duisdorf (Euskirchen).

der Fall; hier ist die Würmlösauflage überall \pm gleichmächtig und der flachgeböschte Hangfuß daher eine primäre rißzeitliche Form (die evtl. noch im Alt- und Mittelwürm gleichartig weitergeformt wurde).

Daraus folgt, daß am Fuß des Vorgebirges während der vorletzten Eiszeit flächenhafte Abtragung mit Glacis-Bildung¹² weit wirksamer war als seitliche Unterschneidung durch den aufschotternden Rhein. Die Ursache für diese spezifische Morphogenese – die zusammenfassend im nächsten Kapitel behandelt wird – liegt in der Abdrängung des Rheins durch die stark schotterbeladenen größeren Nebenbäche (v. a. Lengsdorfer Bach, Hardtbach, Breniger Bach).

Tagesaufschlüsse, die im Sommer und Herbst 1967 im Zuge des Autobahnbaues am Nord- und Westrand von Lengsdorf entstanden waren, ließen die hier interessierenden Zusammenhänge sehr klar erkennen: Die Landoberfläche, die im Isohypsenbild noch die Konturen des Schwemmkegels erkennen läßt, wird gebildet von einer Lößlehmschicht (Parabraunerde), deren Dicke an der Autobahnauffahrt Lengsdorf bei einem Meter liegt. Darunter folgt eine geringmächtige kryoturbat gestörte Schicht aus lößdurchmischem Terrassenmaterial, die übergeht in den rd. 2 m mächtigen blockreichen, verwitterten Schotterkegel des Lengsdorfer Baches, der sich im N ebensohlig mit der uMT verzahnt und nach S allmählich – unter gleichzeitiger Mächtigkeitszunahme auf mehr als 3 m – über deren Niveau (75 m ü. NN) heraushebt. Der Untergrund wird von geschichtetem sandig-schluffigem bis tonigem Tertiär gebildet, dessen im Anschnitt recht ebene Oberfläche gleichfalls nach N absinkt. Im Autobahnaufschluß an der Straße Duisdorf—Lengsdorf unterhalb des Wirtschaftsministeriums beträgt die Mächtigkeit der Lößauflage über den Schottern rd. 1,5 m. Die Grenzfläche des C-Horizontes gegen die Schotter ist scharf ausgeprägt; eine kryoturbate Mischzone fehlt. Da kaum anzunehmen ist, daß sie nicht ausgebildet wurde, kann ihr Fehlen als Hinweis auf Abtragungsvorgänge im Zuge der Glacis-Bildung betrachtet werden.

Die uMT ist in zahlreichen Kiesgruben am Steilrand zur Niederterrasse vorzüglich aufgeschlossen und besteht aus je zwei durchhaltenden Grob- und Feinschotterhorizonten (vgl. WINTER, 1968). In petrographischer Hinsicht ist die Übereinstimmung mit der oMT recht ausgeprägt: die Geröllgruppe der Sedimentgesteine ist mit fast 50 % vertreten, allerdings schwankt das Quarz-Buntschotterverhältnis horizontabhängig sehr stark. Karbonatische Gerölle fehlen; Magmatite und Metamorphite sind in der Regel nur angewittert, seltener vollkommen durchgewittert.

Unter ihren Deckschichten zeigt die uMT Verwitterungsbildungen, die typologisch den Interglazialböden der älteren Terrassen weitgehend ent-

¹² Die Bezeichnung „Glacis“ wird hier im ursprünglichen Sinne der französischen Geomorphologie verwendet, die im einzelnen „glacis d'érosion“, „glacis couvert“ und „glacis d'accumulation (pure)“ unterscheidet (vgl. BIROT & DRESCH, 1966 sowie BRONGER, 1968).

sprechen. Kappungen der fossilen Bodenprofile sind recht häufig, und nicht selten griff die Abtragung bis zum Ausgangsgestein hinab. Dies ist auch bei dem Profil Alfter der Fall, das erstmals von PAAS (1962) publiziert wurde und dessen Horizontbeschreibung hier übernommen wird; hinsichtlich der Deutung ist der Verfasser jedoch aufgrund weiter ausgreifender Vergleichsuntersuchungen z. T. zu anderen Schlüssen gelangt.

- | | | |
|-------------------------------|--------------|--|
| A _p | 0— 30 cm | humoser feinsandiger Lehm (Lößlehm), dunkelgelblich-braun; |
| A ₁ | 30— 50 cm | feinsandiger Lehm, gelblichbraun, Bröckelgefüge; |
| B _t | 50— 75 cm | feinsandiger Lehm, kräftig braun, Polyeder- bis Prismengefüge, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen; |
| C | 75—135 cm | Löß, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4); |
| D ₁ | 135—160 cm | kalkhaltiger kiesiger Sand und steiniger Kies, gelblich-braun (10 YR 5/4), stellenweise nur als Steinsohle vorhanden; |
| M ₁ | 160—210 cm | kalkhaltiger, schwach humoser feinsandiger Lehm, dunkelbraun (7,5 YR 4/4), mit kiesigen Einlagerungen; |
| M ₂ | 210—240 cm | schwach lehmiger steiniger Kies, rötlichbraun (5 YR 4/4) und dunkelbraun (7,5 YR 4/4); |
| f ₁ B _t | 240-290 cm | Feinsand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), mit Tonanreicherungsbandern, stellenweise bis 50 cm verlehmt, rötlichgelb (7,5 YR 6/6), mit lehmigeren Einlagerungen und Tonhäutchen auf den Gefügeaggregaten; |
| f ₁ C | 290—440 cm | kalkhaltiger Feinsand, sehr fahlbraun (10 YR 7/4), im oberen Teil mit starker Kalkanreicherung, im unteren Teil einige kiesige Einlagerungen vorhanden; |
| D ₂ | 440—880 cm + | sandiger steiniger Kies. |

Kiesige Terrassensedimente (D₂) werden in diesem Profil von fluvialen Feinsanden (f₁C) überlagert, die Verf. auch in anderen Aufschlüssen auf der uMT fand, z. B. in der Kiesgrube von Bornheim. Auf diesen Hochflutabsätzen ist noch der Basaltteil einer fossilen Parabraunerde (f₁B_t-Horizont) erhalten, kenntlich an Tonanreicherungsbandern, stellenweise an Tonhäutchen auf den Aggregatflächen, sowie an der starken Kalkanreicherung an der Basis dieses Bodens. Über der fossilen Parabraunerde folgt eine stark verlehnte Schotterlage (M₂), die aufgrund ihrer Färbung und Schwermineralführung als umgelagertes Bodenmaterial der jHT anzusprechen ist; sie wird überlagert von braunem Schwemmlehm (M₁), auf den eine Lage kryoturbar gestörter, geschichteter Kiese und Sande (D₁) folgt. Die Deckschicht bildet Löß, der im oberen Teil zu einer Parabraunerde verwitterte.

PAAS (a. a. O.) schließt aus dem Fehlen eines „kräftig verwitterten“ Interglazialbodens im D₂-Horizont, daß die basalen Terrassenkiese nicht

zur unteren Mittelterrasse, sondern zur Krefelder Mittelterrasse (KT) gehören und kommt damit zu der geomorphologisch schwer begründbaren Auffassung, daß die KT südlich von Köln stets genau bis zum Niveau der uMT akkumuliert wurde. Nicht nur der Nachweis WINTERS (1968), daß die Krefelder Mittelterrasse westlich von Köln noch fehlt, sondern auch pedologische Erwägungen legen die Deutung nahe, in der stark erodierten eem-zeitlichen Parabraunerde einen Boden zu sehen, der nur infolge seines anderen Ausgangsgesteins (feinkörnige Hochflutabsätze) eine von den Böden aus Schottern (d. h. den Braunlehmartigen Interglazialböden) abweichende typologische Ausbildung erfuhr¹³. Das Phänomen, daß „typische“ d. h. Braunlehmartige Interglazialböden vor allem an den rückwärtigen Rändern der uMT vorkommen, erklärt sich im Lichte dieser Annahme zwanglos aus den Sedimentationsmechanismus der uMT: feinerkörnige Deckschichten wurden bevorzugt in den Zentralteilen sowie in Rinnen abgelagert, während sie den peripheren glacisartigen Teilen mit ihrer anderen, vom Hang und Nebentälern gesteuerten Formung weitgehend fehlen. (In allen Einzelheiten läßt sich eine derartige Sedimentverteilung bei den vollständig erhaltenen Auelehmen der Jüngeren Niederterrasse zwischen Mondorf und Wahn-Lind studieren.) Nur an den Außenrändern der uMT sind daher im Blattbereich durchweg Braunlehmartige Interglazialböden zu erwarten, in den rheinwärts gelegenen Teilen werden sie auf entsprechend feinkörnigem Substrat – vor allem auf Auehlem aus Schwemmlöß – von Parabraunerden vertreten.

Geomorphologisch bedeutsam sind die Kappung des f₁B₁-Horizontes und die Bodensedimente und Schotter unter dem jüngsten Löß. Sie zeigen an, daß im Rahmen recht energischer Abtragungsvorgänge im Alt- oder/und Mittelwürm (i. S. WOLDSTEDTS, 1962) Vilellhang und Oberfläche der uMT eine letzte, wohl flächenhafte Überformung erfuhren, die sich besonders am Terrassenrand auswirkte. Die dabei entstandenen kryoturbar gestörten, geschichteten Schotter und die Bodensedimente sind aufgrund ihrer Zusammensetzung und Lagerungsform als korrelierte Ablagerungen eines periglazialen Abspülvorganges anzusehen, vergleichbar jenem, der in der Rißeiszeit das Vilelplateau erniedrigte. Eine genauere zeitliche Einstufung als die oben gegebene ist nicht möglich; vergleichende Untersuchungen in hangnahe gelegenen Aufschlüssen deuten jedoch darauf hin, daß zu verschiedenen Zeiten des Alt- und Mittelwürms Abspülvorgänge – bei entsprechender Hangneigung auch Solifluktionsbewegungen – mit Phasen der Lößsedimentation alternierten. Dementsprechend treten geschichtete Kiese und Sande in verschiedener Position in streifigen älteren Würmlössen und an der Basis des jüngeren Lösses auf. Die Regelmäßigkeit

¹³ Die Frage einer eventuellen „Vorprägung“ der eemzeitlichen Böden der uMT durch Verwitterungsvorgänge des Drenthe/Warthe-Großinterstadials kann in dem hier interessierenden Zusammenhang außer Betracht bleiben.

keiten, die dabei zu beobachten sind, ermöglichen Rückschlüsse auf den Mechanismus riß- und wülmzeitlicher Hangprozesse, denen das Vorgebirge und die großen Täler der Ostville ihre Formung verdanken.

4. Rißzeitliche Tal- und Hangformung in der östlichen Ville

Die Karte zeigt, daß die in späterer Zeit nur geringfügig zerschnittenen Sohlen der Villetäler auf die uMT des Rheins auslaufen. Daraus folgt, daß diese Täler ihre entscheidende Formung während des Drenthe-Stadials der Rißeiszeit erfuhren. Die Volumina der unterhalb der mindelzeitlichen Talböden (oMT) gelegenen Talteile betragen beim Lengsdorfer Bach 0,018 km³, beim Hardtbach 0,03 km³ und beim Breniger Bach 0,012 km³. Bei der Ausbildung der gesamten Talform sind also – von der vernachlässigbar kleinen wülmzeitlichen Abtragungsleistung abgesehen – insgesamt folgende Gesteinsmassen erosiv entfernt worden: Lengsdorfer Bach 0,08 km³, Hardtbach 0,18 km³, Breniger Bach 0,027 km³. Ausgeprägt ist bei diesen und einigen ihrer kleineren Nebentäler die Asymmetrie des Querprofils mit S- bis W-Exposition des Steilhanges (Sekundär-Asymmetrie im Sinne POSERS & MÜLLERS, 1951). Der Asymmetrie-Grad, definiert als Quotient aus der Neigung von Steil- und Flachhang nimmt vom Talursprung talabwärts bis zu einem Maximalwert zu und sinkt dann wieder ab. Über die Einzelheiten der Querschnittgestaltung mag das nachfolgende Diagramm unterrichten, in dem der Asymmetrie-grad als Funktion der relativen Tallänge – gemessen jeweils bis zum Austritt des Tals auf die uMT – abgetragen ist. (Abb. 2).

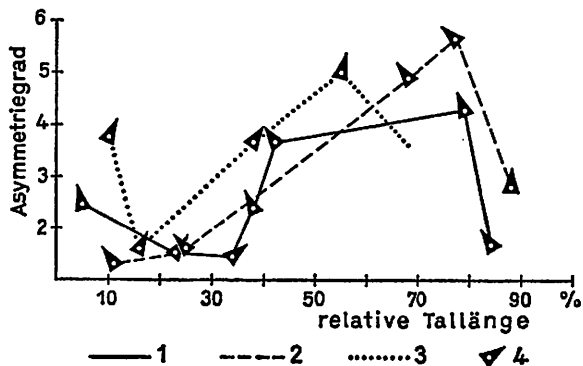


Abb. 2: Der Asymmetrie-grad dreier Ville-Täler in Abhängigkeit von der Tallänge. 1 Lengsdorfer Bach; 2 Hardt-Bach; 3 Breniger Bach; 4 Pfeilstellung zeigt Talrichtung im Meßpunkt an

Auffallend ist die Breite des lößbedeckten Flachhanges, die beim Hardtbach-Tal mehr als 1,5 km erreicht. Bei einer Hangneigung, die weithin bei 2° bleibt, haben auch diese flach-konkaven Hänge ausgesprochenen Glacis-Charakter. Gegliedert werden sie durch wenig gewundene Dellen, die – ohne Lössfüllung – mehrere Meter tief und nicht selten über 100 m breit sind. In den allermeisten Fällen laufen diese Dellen auf den Basalteil des Glacis aus. Laufen zwei Dellen zusammen, so nimmt der zwischen ihnen liegende Teil der Glacis-Oberfläche die Form eines Kegelmantels ein.

Wenn auch bei den großen und extrem asymmetrischen Tälern eine tektonische Vorzeichnung der Talanlage mitspielt und die Ausbildung eines asymmetrischen Querprofils von der antithetischen Kippung der Villetalschollen begünstigt wurde, so verdanken diese Täler doch zum ganz überwiegenden Teil ihre spezielle Formung dem Periglazialklima der Mindel- und Rißeiszeit¹⁴. Der Boden unserer Breiten taute unter diesen Bedingungen je nach Exposition unterschiedlich früh und tief auf. Die S- und W-exponierten Hänge waren gegenüber den andersorientierten thermisch begünstigt und – ceteris paribus – durch maximale Auftautiefen ausgezeichnet. Expositionsbedingte Unterschiede des Wärmegenusses erzeugten damit Unterschiede in der Widerständigkeit der Villetgesteine (Schotter, Sande, Tone), die bei Fehlen von Permafrost geomorphologisch isotrop reagieren. Wenn nun während der Auftauperiode Solifluktion das einzige oder zumindest das dominierende Agens war, wurden die stärker erwärmten Hänge energischer abgetragen und die N-E-exponierten Hänge dementsprechend relativ steiler. Primärasymmetrie als vorherrschender Solifluktionseffekt setzte voraus, daß die Menge der frühsummerlichen Schmelzwässer nicht zu energischer Seitenerosion ausreichte und tritt als regionales Phänomen in Europa fossil nur in unmittelbarer Nähe des pleistozänen Inlandeises auf, das auf seine Umgebung stark abkühlend wirkte und dadurch eine lange Schneedeckendauer verursachte.

Rezent werden Täler dieses Asymmetrietyps (mit N-Exposition des Steilhanges) im extrem winterkalten Nordsibirien, z. B. an der unteren Lena, gebildet. Das Jahresmittel liegt hier unter -10° C (Januarmittel -30° bis -50° C); die Sommer sind sehr kurz und verhältnismäßig kühl (Julimittel $+5^{\circ}$ bis $+15^{\circ}$ C). Die Schneedeckendauer schwankt zwischen 220 und 280 Tagen (PRESNIAKOW, 1955).

Primärasymmetrie ist auch als azonales Phänomen weit verbreitet und findet sich häufig bei kurzen steilen Tälern bzw. in der Nähe der Ursprünge sonst sekundär-asymmetrischer Täler. Ursache dürfte in solchen Fällen die geringe Größe des Einzugsgebietes sein, das nicht genügend Schmelzwasser liefern konnte.

Die Sekundärasymmetrie der Villetäler mit S- bis W-Exposition des

¹⁴ Eine zusammenfassende Darstellung der umfangreichen Literatur über klimabedingte Talasymmetrien findet sich bei MARUSZCZAK (1956); eine relativ knappe Übersicht über den komplexen Mechanismus der Asymmetriebildung gibt TRICART (1967).

Steilhanges geht auf die kombinierte Wirkung unterschiedlichen Auftauens, überwiegend leeseitiger Schnee- und Lößanhäufung und daraus resultierender einseitig verstärkter Abspülung und Solifluktion, Abdrängung des schmelzwasserführenden Vorfluters und Unterschneiden des stärker erwärmten S- bis W-exponierten Hanges zurück. Entscheidend bei diesem Zusammenspiel verschiedener Vorgänge war wohl die Anhäufung großer Schneemassen im Lee des Vilehanges in der Konkaven oberhalb der bandartig angeordneten Reste der oberen Mittelterrasse. Infolge seiner Mächtigkeit und des expositionsbedingten Ablationsschutzes blieb der Schnee hier wesentlich länger liegen als auf den Gegenhängen. Jene unterlagen also einer weit intensiveren und länger dauernden Schmelzwassereinwirkung, die sich je nach Hangneigung und Untergrundbeschaffenheit mehr als Solifluktion oder mehr als Abspülung äußerte, in jedem Falle aber durch – ebenfalls vorherrschend leeseitige – Lößakkumulation noch verstärkt wurde; denn in diesen porösen und langsam auftauenden Sedimenten konnten große Wassermengen gespeichert und entsprechend langsam abgegeben werden. Unter diesen Umständen konnte die Abtragung möglicherweise den ganzen Sommer über weitergehen; auf jeden Fall wurde durch die starke Materialzufuhr vom Hang der Bach im Talgrund abgedrängt und unterschritt den nicht lößbedeckten rasch abtrocknenden S- bis W-exponierten Hang, der dadurch auch absolut steiler wurde.

In dem Maße nun, wie durch die Abtragung die Hangneigung immer geringer wurde, mußte unter sonst gleichen Bedingungen Solifluktion immer stärker gegenüber der Abspülung auf gefrorenem Untergrund zurücktreten und die Tatsache, daß Glacisböschungen von weniger als 1° auftreten, beweist, daß die Flachhänge gerade der großen Villetäler ihre entscheidende Endformung diesem Vorgang verdanken. Verwilderte Schmelzwassergerinne, die von den Wächten am Rande des Villeplateaus ausgingen, bestimmten also die Flachhangbildung und in diesem Sinne könnte man hier von kryonivaler Talasymmetrie sprechen. Diese ist nach einer vergleichenden Zusammenstellung des Verfassers in Europa weit verbreitet und viele Flachhänge, deren solifluidale Entstehung einfach angenommen wird, erweisen sich bei einer genaueren Untersuchung als von Schwemmsedimenten überkleidet.

Asymmetrische Täler dieses Typs finden sich fossil in Gebieten gemäßigten pleistozänen Periglazialklimas mit hohen Schneeniederschlägen, insbesondere auf wenig fließgünstigen, aber frostempfindlichen Gesteinen. Rezent kommen sie in Zentralsibirien, am Südrand der Tundra vor und sind nach JORRE (1936) besonders schön in kristallinen Massengesteinen (Granit, Porphyr usw.) ausgebildet. Makroklimatisch ist ihr Verbreitungsgebiet durch Jahresmitteltemperaturen von -10 bis -1° C (Juli $+15^\circ$ bis $+20^\circ$ C; Januar -15° bis -40° C) und eine Schneedeckendauer von 140 bis 220 Tagen gekennzeichnet.

Die Formung der asymmetrischen Villetäler erfolgte während der Phasen besonders energischer Tiefenerosion. Aus den erhaltenen Formen, vor allem dem allmählichen Übergang der Flachhangglacis in die schmalen uMT-Böden der Täler ist zu folgern, daß die Bäche zwar ihr Bett in Form von Sohlenkerbtälern tiefer schalten konnten, daß aber der seitliche Materialtransport auf dem Flachhang so stark war, daß nicht alles durch Solifluktion und Abspülung herausgeführte Material durch die frühlommerlichen Schmelzwässer abgeführt werden konnte. Lebhaftes Unterschneiden war unter diesen Umständen nur am Fuße des Steilhanges möglich. Ob und in welchen Talbereichen der schubweise Schottertransport des erodierenden Baches sich bis zur Auslastung und damit definitiven Akkumulation (LOUIS, 1960) steigerte, läßt sich mangels Aufschlüssen leider nicht angeben. Extrapoliert man jedoch von den gut erschlossenen Schottermächtigkeiten des Schwemmkegels des Lengsdorfer Baches (s. S. 27) auf die Verhältnisse in den Tälern, so sind auch hier nur relativ geringmächtige Schottersohlen zu erwarten; die Talsohlen tragen also zum ganz überwiegenden Teil den Charakter von Erosionsformen.

Ihr Alter ergibt sich – wie einleitend gesagt wurde – aus der Verzahnung ihrer Schwemmkegel mit der drenthe-zeitlichen uMT des Rheins. Das bedeutet aber bei der beträchtlichen Länge des Drenthestadiums – KOPP & WOLDSTEDT (1965) rechnen mit rund 50 000 Jahren – nicht notwendigerweise, daß Erosion und Akkumulation bei den einzelnen Villebächen synchron verlaufen wären; ähnlich wie die Gletscher des Alpenvorlandes dürfte auch jeder Bach sein „Eigenleben“ geführt haben. Die Befunde WINTERS (1968) bestätigen dies eindeutig. Er wies mit Hilfe des Quarz/Buntschotterverhältnisses in der uMT zwischen Bonn und Stommeln (NW von Köln) starke seitliche Materialzufuhr aus älteren Terrassen als Folge von Erosions- und Abspülvorgängen nach, deren stratigraphische und damit chronologische Stellung innerhalb des aus je zwei durchhaltenden Grob- und Feinschotterhorizonten aufgebauten uMT-Schotterkörpers von Bach zu Bach verschieden ist. Tonmineralogische Untersuchungen dürften die hier aufscheinenden Beziehungen noch genauer faßbar machen.

Eine theoretische Begründung für dieses unterschiedliche morphodynamische Verhalten der einzelnen Bäche läßt sich mit Hilfe der Transportgleichung gewinnen, die in der von GERBER (1956) gegebenen Formulierung für Auslastungsstrecken (HORMANN, 1965) so lautet:

$$J_A = F_A(Q, G, d, Pr)$$

d. h. bei Auslastungsstrecken ist das Gefälle J_A eine Funktion F_A der Wassermenge Q , der Geröllmenge G , der Geröllgröße d und der Querprofilsform bzw. Bettbreite Pr . Auf Strecken, wo das Transportvermögen nicht ausgelastet ist – HORMANN (a. a. O.) nennt sie Resistenzstrecken –, gilt jedoch:

$$J_R > F_A(Q, G, d, Pr)$$

d. h. das Gefälle ist größer als das einer Auslastungsstrecke mit gleicher Wasser- und Geröllführung sowie gleicher Bettform. Und zwar kann für gleiche Q , G , d und Pr das Gefälle sehr verschiedene Werte annehmen und sich auch im Laufe der Entwicklung ändern.

Die Eintiefungsgeschwindigkeit auf einer solchen Erosionsstrecke ist bei gegebenem Gesteinsuntergrund eine Funktion der Geröllmenge, der Geröllgröße und der Geschwindigkeit, mit der die Gerölle am Bettboden bewegt werden. Ändert sich beispielsweise nur die Geröllmenge, so gilt: mit zunehmender Geröllmenge nimmt die Eintiefungsgeschwindigkeit zunächst bis auf einen Maximalbetrag zu, sinkt dann wieder, bis Auslastung erreicht ist, und wird dann negativ, d. h. der Fluß akkumuliert. Da sich in der Natur bei der Eintiefung zumindest auch die Variablen Gefälle, Stau und Bettbeschaffenheit mit ändern, ergeben sich zusätzliche Differenzierungen. Berücksichtigt man ferner die Tatsache, daß die o. a. hydraulischen Parameter selbst wieder z. T. komplexe Größen darstellen und untereinander und mit anderen Faktoren verknüpft sind – wobei Rückkoppelungsphänomene eine erhebliche Rolle spielen –, so wird klar, daß eine Einstufung von Erosions- bzw. Akkumulationsvorgängen in bestimmte Klimaphasen einer Kaltzeit – zumindest bei kleineren Gerinnen – in der Regel nur lokale bzw. regionale Gültigkeit beanspruchen kann.

Die in anderen Periglazialgebieten, d. h. unter teilweise anderen makroklimatischen Voraussetzungen und an größeren Flüssen gewonnenen Forschungsergebnisse, denen zufolge Aufschotterung und Seitenerosion im Früh- und beginnenden Hochglazial erfolgten, während Taleintiefungen charakteristisch für das Hoch- und vor allem Spätglazial waren (vgl. u. a. BÜDEL, 1961, 1963; KREMER, 1954; MENSCHING, 1951; POSER, 1936; TROLL, 1947, 1954; WIRTHMANN, 1964; WOLDSTEDT, 1952), erfahren durch den Nachweis differentieller drenthe-zeitlicher Erosionsvorgänge somit eine Ergänzung. Analoge Schlußfolgerungen ergeben sich aus den Befunden GARLEFFS im unteren Werratal (1966) sowie aus lößstratigraphischen Untersuchungen, die BRUNNACKER (1967), FINK (1965), GULLENTOPS & BASTIN (1967), PAAS (1962), PAEPE & VANHOORNE (1967), PÉCSI (1967), ROHDENBURG (1967), SEMMEL (1968) und Verfasser durchführten; auch deren Ergebnisse zeigen – v. a. für das am genauesten gegliederte Würm –, wie unterschiedlich Erosion und Akkumulation in den jeweiligen Arbeitsgebieten zeitlich alternierten.

In Beckenlagen gibt es viele Profile, in denen alle Abschnitte des Würms nur durch Löß vertreten sind, während als anderes Extrem diejenigen Physiotope gelten können, die bis zum Ende der Kaltzeit lößfreie Solifluktions-Abtragungshänge geblieben sind. Ferner gibt es – vor allem im ozeanischen Mittel- und Westeuropa – Hänge, an denen Abspülung die Solifluktion übertraf. Das ist besonders im Verbreitungsgebiet leicht abtragbarer Ton- und Schluffgesteine der Fall; aber auch da, wo durch peri-

glaziale Frostverwitterung eine Menge von Grus und Feinschutt bereitgestellt werden, die sich ebenfalls leicht durch oberflächlich abfließendes Wasser verlagern lassen (Beispiel: Famenne-Schiefer im Becken von Focant, Belgien).

Die Dellen – oben als Sekundärgliederung der Hänge und Glacis erwähnt – sind auf der Karte als rifteiszeitliche Formen dargestellt; denn sie sind einerseits in die obere Mittelterrasse und oberhalb und unterhalb davon in das Tertiär des Villehangs eingesenkt und andererseits von letztinterglazialen Lößparabraunerden ausgekleidet (vgl. S. 42). Die wümeiszeitliche und holozäne Überprägung durch Abspülung und Solifluktion ist angegeben; letzteiszeitliche Dellen sind jedoch – um eine Überlastung der Karte zu vermeiden – nur in den Fällen vermerkt, wo es sich um nachweislich neue Formen handelt.

Die Dellenlänge ist – unabhängig von der Exposition – negativ mit der Hangneigung korreliert, wie die Abbildung 3 zeigt.

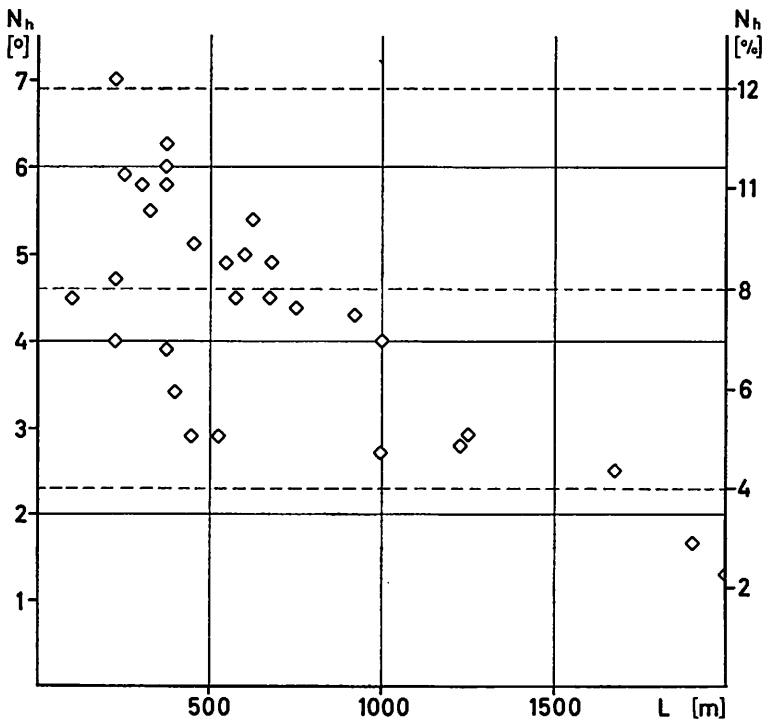


Abb. 3: Die Länge (L) der Dellen des Ville-Osthangs in Abhängigkeit von der Hangneigung (N_h).

Trägt man hingegen den Zerdellungsgrad ($= D_d = \text{Quotient aus Del- lenfläche : Hangfläche}$) als Funktion des Dellengefälles (N_d) ab, so ergibt sich bei dem hier vorliegenden Kollektiv zunächst eine starke Streuung. Gliedert man die Gesamtheit jedoch in Klassen nach der Exposition, so resultiert für die N-exponierten Dellen eine recht gute negative Korrelation, so daß die Ableitung einer Regressionsgleichung sinnvoll ist (Abb. 4).

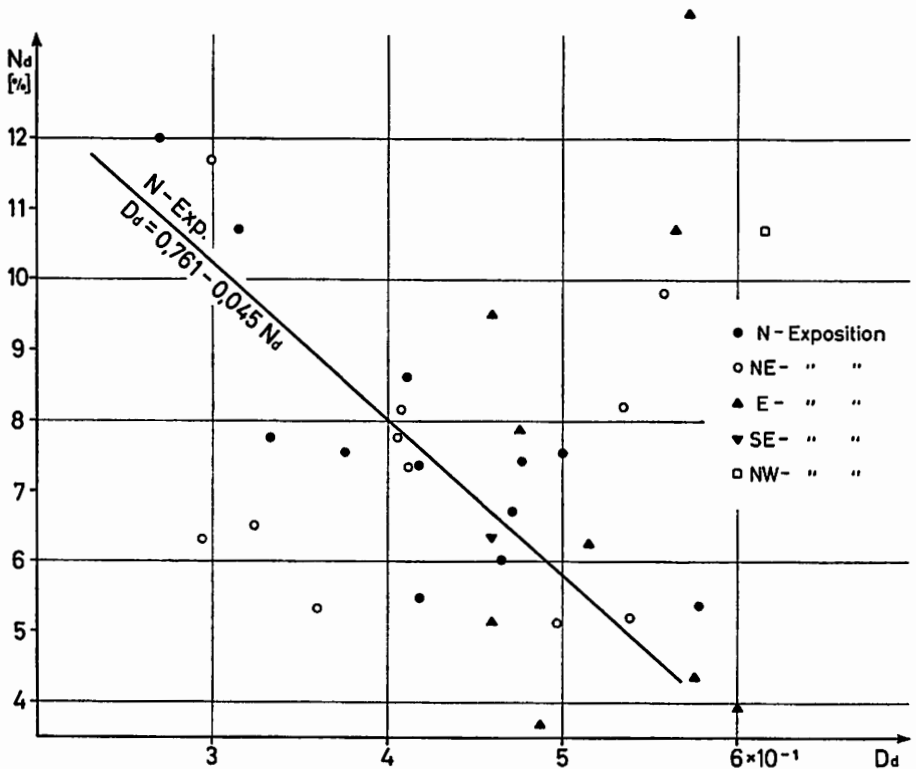


Abb. 4: Die Intensität der Dellenbildung auf dem Vile-Osthang als Funktion der Hang- neigung. Nähere Erläuterung im Text.

Dagegen besteht für die E- und NE-exponierten Hänge kein signifikanter Zusammenhang zwischen Zerdellungsgrad und Hangneigung. Nur ein erweitertes Beobachtungsmaterial kann zeigen, ob dieser negative Befund ein statistisches Zufallsergebnis darstellt, oder ob die Streuung genetisch begründet ist. Letzteres ist wahrscheinlicher; denn das Klima dieser Aus- lagen war eiszeitlich schon nach dem unterschiedlichen Zusammenwirken von Schneeanhäufung und Strahlung viel stärker differenziert als das der nordexponierten Hänge, die strahlungsgeometrisch extrem benachteiligt

und im Hinblick auf Schneeanhäufung zumindest nicht besonders begünstigt waren. Nur deren die Morphodynamik des Mesoreliefs steuernde Lokal- und Mikroklima war daher eine eindeutige Funktion der Hangneigung.

5. Die Niederterrassen

Die von zahlreichen Altwasserrinnen durchzogenen Niederterrassenfelder (NT) nehmen die NE-Hälfte des Kartenblattes ein. Während die NT-Sedimente im Mittelrheintal auch morphographisch eine Zweigliedrigkeit in eine obere Wehrer Bims führende Stufe (Ältere Niederterrasse = äNT) und eine untere, reichlich allerödzeitlichen Laacher Bims führende Stufe (Jüngere Niederterrasse = jNT) aufweisen, bildet im Untersuchungsgebiet die jNT mit ihren Deckschichten allein die Landoberfläche. Die Terrassenkreuzung hat also – wie die Untersuchungen von PAAS (1962) und Verfasser zeigten und die noch laufenden Deckschichtenanalysen von Frau BÖHM-KLEINSCHMIDT präzisierten – schon auf der Höhe von Bonn stattgefunden; im Bereich des Kartenblattes liegt die äNT 2–5 m unter den Ablagerungen der jNT begraben. Es ist aufgrund allgemeiner Erwägungen zu erwarten, daß der Übergangsbereich zwischen inverser und normaler stratigraphischer Lagerung ein Geflecht kolmatierter jungdryaszeitlicher Rinnen innerhalb des Terrassenkörpers der äNT darstellt. Leider fehlen in den Städten Bonn und Beuel aussagefähige Aufschlüsse weitestgehend.

Petrographisch ist die äNT der uMT recht ähnlich. Der relative Quarzanteil liegt jedoch mit $< 35\%$ rund 10% niedriger. Der weitaus größte Teil der Gerölle wird von Grauwacken und sandigen Schiefen gebildet; dazu kommen einige Karbonatgerölle und alle Komponenten machen einen nahezu unverwitterten Eindruck. Anhand der Schwermineralführung läßt sich wahrscheinlich machen, daß die ältere NT ähnlich der uMT aus mehreren übereinanderliegenden Teilschotterdecken besteht (FRECHEN & V. D. BOOM, 1959), die alle während des prä-allerödzeitlichen Würms abgelagert wurden und in die lokal ausgedehnte Sandlinsen eingeschaltet sind (z. B. bei Stockem). Entsprechend dem Klimacharakter dieser Zeit sind Frostmusterböden und Kryoturbationen in der äNT relativ häufig und wurden in verschiedenen Kiesgruben des Blattbereiches und der Umgebung beobachtet, z. B. westlich von Grau-Rheindorf, bei Beuel, Kriegsdorf und Zündorf.

Nach oben zu gehen im Blattbereich die kiesig-sandigen Ablagerungen der äNT weitflächig in den älteren kalkhaltigen Hochflutlehm über, der mit einem mäßig humosen braunen allochthonen Kalkauenboden (Kalkvega) abschließt. Darüber folgen die vielfach in sandig-lehmiger Fazies ausgebildeten Ablagerungen der jNT und der jüngere spätglazial-holozäne Auelehm.

Petrographisch sind der fossile Humushorizont des Kalkauenbodens und v. a. der Basalteil seiner Deckschichten charakterisiert durch massive Einlagerung von Brocken hauynführenden Laacher Bimses. Aus dem Verhältnis Augit : Hornblende ist zu schließen, daß es sich dabei im wesentlichen um graue Bimstufte (Laacher-See-Tuff 5 nach FRECHEN, 1953) handelt. Die Abtragung – zum erheblichen Teil durch Deflation – hat also nur die oberste Schicht der Mittelrheinischen Bimsdecke stärker erfaßt, und zwar in nennenswertem Umfang schon während des jüngeren Alleröd, verstärkt während der Frühphase der Jüngeren Tundrenzeit, die nach palynologischen Befunden (v. D. HAMMEN, 1951; AVERDIECK & DÖBLING, 1959) wesentlich kontinentaler als das mittlere Alleröd war.

Wie systematische Untersuchungen gezeigt haben, nimmt die Größe der Bimsbrocken von 1–2 cm an der Sieg auf ≈ 3 cm im Raume Porz-Zündorf zu. Dies beweist, daß der Bims im Bereich der Köln-Bonner Bucht fluvial transportiert wurde, wobei die größeren Stücke sich langsamer voll Wasser saugten und dementsprechend später sedimentiert wurden als die kleineren; dagegen ist nicht mit einem äolischen Transport bis nach Bonn und darüber hinaus zu rechnen.

Stellenweise, z. B. bei Uedorf, bildet der Laacher Bims auch meterdicke Rinnenfüllungen in der äNT, die durch spätere Erosion teilweise wieder ausgeräumt wurden, so daß heute die eine Hälfte der Rinne von allerödzeitlichem Bims, die andere von jüngeren Bodensedimenten erfüllt ist.

Ein weiteres lokales Charakteristikum des Oberteils der Humuszone des Alleröd-Bodens ist die massenhafte Einlagerung von Holzkohle und angekohlten Ästen (wahrscheinlich Kiefer), die Verf. zuerst in der alten (südlichen) Kiesgrube von Mondorf beobachtete, während sie in der von PAAS (1962) aufgenommenen nördlichen Grube in entsprechender stratigraphischer Position fehlen. Holzkohlen in ähnlicher Lagerung wurden des öfteren bei vorgeschichtlichen Grabungen beobachtet, beispielsweise in den Niederlanden, wo sie im Zusammenhang mit Fundschichten der allerödzeitlichen Usselo-Kultur auftreten (v. D. HAMMEN, 1957) oder in Dinslaken (AVERDIECK & DÖBLING, 1959). Eine Datierung an (umgelagertem) Kiefernholz inmitten der Holzkohle in der Übergangsschicht Alleröd/Jüngere Tundrenzeit ergab für das Dinslaker Vorkommen ein C^{14} -Alter von $11\,550 \pm 250$ B. P.; für die Fundschichten der Usselo-Kultur lieferten Holzkohlenproben ein end-allerödzeitliches Alter von rund 10 700 B. P.

Die relativ geringmächtige Jüngere Niederterrasse liegt im Untersuchungsgebiet vielfach in Sand- und Lehmfazies vor; nach NW werden die Kieseinschaltungen häufiger und mächtiger. Da außerhalb der Rinnen stratigraphische Kriterien für eine Abgrenzung gegen die teilweise holozänen Hochflutlehme und Flugsande im Hangenden gemeinhin fehlen, wurden auf der Karte die postallerödzeitlichen Decksedimente der äNT

zusammengefaßt und nur faziell, aber nicht chronologisch differenziert. Das Mengenverhältnis von oliv (Holozän) : lichtgrün (Jüngere Dryas) deutet an, daß es sich zur Hauptsache um spätglaziale Bildungen handelt.

Das Klima dieser Zeit ist in den morphodynamisch wichtigen Grundzügen aus niederrheinischen Pollenprofilen ableitbar (AVERDIECK & DÖBLING, 1959). Der Verlauf der Baumpollen-Kurven und die Anstiege der Krautpollen, insbesondere von Artemisia, sowie das Auftreten bezeichnender arktischer und kontinentaler Elemente (Selaginella, Sanguisorba minor, Botrychium) bewiesen nach der allerödzeitlichen Erwärmung wieder Kälte, relative Trockenheit und vielfach offene Böden, von denen verstärkte Abtragung möglich war.

Die Sedimentation der jüngeren Hochflutlehme der Niederterrasse hört im wesentlichen mit dem Präboreal (Vorwärmezeit) – d. i. die Zeit der Erosion des Hochflutbettes – auf¹⁵; denn nach den Befunden von NIETSCHE (1940) setzte im Boreal schon eine ungestörte Moorbildung in Rinnen auf der jNT ein. Das Klima der Vorwärmezeit war noch recht kontinental, und die Bewaldung lückenhaft, wie der Mineralanteil und die Pollenwerte von Artemisia, Sanguisorba minor und Plantago im Profil Morken-Harff an der Erft zeigen, das unserem Untersuchungsgebiet relativ nahe liegt (vgl. AVERDIECK & DÖBLING, a. a. O.). Allerdings kam es auch in der Folgezeit bis in die jüngste geologische Vergangenheit auf den tiefer gelegenen Teilen der jNT und vor allem in den zahlreichen Rinnen bei Jahrhundert-Hochwässern noch zur Aufschlickung.

Dies wird in sehr eindrucksvoller Weise belegt durch die in der „Karte ueber den Lauf des Rheinstroms im Königreich Preussen“ (1872) wieder gegebene Ausdehnung des Überschwemmungsareals der katastrophalen Winterhochflut von 1784. Vergleichbare Hochwässer sind seit dem 8. Jhdt. n. Chr. nachweisbar und werden im einzelnen im Abschnitt über die holozäne Formbildung aufgeführt.

Die Hochflutablagerungen des Spät- und Postglazials zeigen einen schichtigen Aufbau und bestehen aus umgelagertem und gesaigertem Boden- und Gesteinsmaterial (vor allem Löß und Lößderivaten). Ihre Faziesverteilung (vgl. Karte) gestattet einige Rückschlüsse auf die damaligen Sedimentationsbedingungen und insbesondere auf die Strömungsverhältnisse (HJULSTRÖM, 1935; KRUMBEIN & SLOSS, 1963).

Die Gumme als westlicher Arm des Rheins erzeugte nördlich von Bornheim eine sich auffächernde Strömung, deren Geschwindigkeit um eine bis zwei Größenordnungen höher war als im Raum östlich von Bornheim. Hier wurde bei vergleichbarem Wasserstand aus der Suspension Auelehm

¹⁵ Sieht man von den jüngsten Auelehm- und -sandablagerungen innerhalb dieses weiter unten behandelten holozänen Hochflutbettes ab, so ist der rheinische Auelehm also kein korrelates Sediment der anthropogen verstärkten Abtragung während der neolithischen und mittelalterlichen Rodungsperiode, wie es von anderen Flüssen Mitteleuropas beschrieben wird (vgl. hierzu REICHELT, 1953).

mit einem in der Lößfraktion gelegenen Median-Durchmesser abgelagert, was einer Fließgeschwindigkeit von $\approx 1 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ entspricht. Im einzelnen wirkten sich schon geringe Unebenheiten als Sedimentfallen aus, so etwa die durch die 60 m-Isohypse bezeichnete Erhöhung der Terrassenfläche 2 km nördlich von Bornheim, in deren Strömungsschatten der Auelehm zungenförmig nach S vorspringt. Diese Strömungsverteilung läßt es möglich erscheinen, daß die Gumme im Spätglazial der Hauptarm des Rheinsystems war, welches in seiner Gesamtheit durch die Sieg abgedrängt und zum Unterschneiden der uMT veranlaßt wurde.

Aufgrund der vielfach sandigeren Beschaffenheit der Krume und des anschließenden Profilteils, der Tondifferenzierung sowie des Vorkommens von Tonbelägen auf Aggregatflächen und in Poren wurden die Böden aus dem jüngeren Hochflutlehm als Parabraunerden aufgefaßt. Kopp (1964) erbrachte indes den Nachweis, daß es sich um primär-geschichtete Böden mit synsedimentärer Tondurchschlammung und Gefügeausbildung unter starkem hydromorphem Einfluß handelt, die nur sekundär im Rahmen einer terrestrischen Pedogenese eine schwache Verbraunung erfuhren. Typologisch sind sie daher als Braunerde-Altvega zu bezeichnen.

Da die vollständige Serie der post-allerödzeitlichen Ablagerungen über der äNT zur Zeit nur in den Kiesgruben bei Mondorf aufgeschlossen ist, sei zum Abschluß die Beschreibung des von PAAS (a. a. O.) aufgenommenen Profils – mit abgeänderten Horizontsymbolen – wiedergegeben¹⁶.

A _p	0—25 cm	humoser lehmiger Sand;
B _v M ₁	25—160 cm	brauner (7,5—10 YR 4/4) lehmiger Sand von Polyedergefüge mit einzelnen Kieseinlagerungen, stellenweise Laacher Bims führend, Tonhäutchen auf den Gefügeelementen; in den untersten 50 cm kalkhaltiger Sand und Feinsand mit Laacher Bims und starker sekundärer Kalkanreicherung;
f _A	160—190 cm	kalkhaltiger humoser feinsandiger Lehm, dunkelbraun (7,5 YR 4/2), größere Laacher Bimsbrocken enthalten;
M ₂	190—270 cm	kalkhaltiger feinsandiger Lehm, braun (7,5 YR 5/4), Schneckengehäuse enthalten;
M ₃	270—355 cm	kalkhaltiger sandiger Lehm, braun (7,5 YR 5/4), einzelne kiesige Einlagerungen vorhanden, nach unten allmählicher Übergang zu Sand;
D	355—700 cm+	kiesiger Sand und Sand, lichtgelblichbraun (10 YR 6/4).

¹⁶ Die ehemals größte ortsnahe Grube, in deren Nordstoß Verf. die Holzkohlen im allerödzeitlichen Aueboden fand, ist inzwischen leider verkippt.

6. Die würmzeitliche Tal- und Hangformung

Im Vergleich zu der intensiven Zertalung und Abtragung des Ville-Osthanges während der Mindel- und der Rißeiszeit war die morphodynamische Aktivität der Würmeiszeit weitaus geringer. Eingestellt auf das Erosionsniveau der NT schufen die Villebäche im Schotterkörper der uMT mehrere Meter tiefe und im Maximum etwa 200 m breite Kastentäler von teilweise asymmetrischem Querschnitt, die im Bereich der Ville in Kerbtäler übergehen (vgl. Karte). Diese Täler haben in der Nähe des ehemaligen Vorflutniveaus die braunlehmartige Verwitterungsschicht der uMT durchsunken und z. T. unverwittertes Terrassenmaterial abgeführt; weiter bachaufwärts liegen die würmzeitlichen Talböden im interglazialen Braunlehm. Dies zeigte 1967 in Lessenich eine im Übergang uMT zur NT des Hardt-Baches gelegene Baugrube. Die tiefgründig verwitterten Schotter waren als Folge des früher höheren Grundwasserstandes intensiv verbleyert; neben Manganoxidhydrat-Überzügen prägten fahlgraue Bleichlagen das Profilbild. Die Lößauflage der uMT dünnt an den Flanken des Kastentales aus; dessen Boden ist lediglich mit einer unterschiedlich mächtigen Schicht fossiler und subrezenter Hochflutablagerungen (in der Hauptsache Lößderivate) überkleidet. Auch dieser Befund ist ebenso wie das Einspielen des Talbodens auf die NT des Rheins ein Beweis für das würmzeitliche Alter dieser Kastentäler.

Die sich in den vergleichsweise bescheidenen Dimensionen der Erosionsformen äußernde geringere Formungsintensität der letzten Eiszeit hat tektonische und klimatische Gründe: die im Mindelglazial und Holstein-Interglazial besonders aktive Heraushebung des Untersuchungsgebietes klang ab; zum anderen dürfte auch der Klimacharakter der Würmeiszeit milder als der von Riß- und Mindeleiszeit gewesen sein. Immerhin zeigen die zahlreichen Aufschlüsse am Steilrand der uMT zur Niederterrasse und Anschnitte am Villehang, daß im Alt- und Mittelwürm (i. S. WOLDSTEDTS, 1962) noch einmal flächenhafte Formungsvorgänge vorkamen. Als Beispiel sei hier wieder auf die Kiesgrube Alfter verwiesen (s. S. 28).

Die dortigen Bodensedimente und Schotter (D_1 , M_1 , M_2) unter dem Decklöß sind aufgrund ihrer Zusammensetzung und Lagerungsform als korrelierte Ablagerungen periglazialer Abspülvorgänge anzusehen, durch die auch die fossile Parabraunerde – vor allem am Terrassenrand – weiterhin gekappt wurde.

Vorzüglich ergänzt werden die Befunde im Bonner Raum wiederum durch die Aufnahmen WINTERS (a. a. O.) im NW von Köln, wo über der uMT ungewöhnlich (maximal > 15 m) mächtige Deckschichten liegen, in denen sich zwei verschiedene Sedimentationsvorgänge abbilden. Zunächst kamen – mit Mächtigkeiten von 6 m und mehr – vorzugsweise aus dem Bereich der Hauptterrasse abgeschwemmte ältere Löss (Riß-Löß) ver-

mischt mit Terrassensanden fächerartig auf der Terrasse zur Ablagerung, wobei der Sand in der Regel in den Schwemmlössen diffus verteilt ist. Der zweite Sedimentationsvorgang war die Lössanwehung, welche die heutige Landoberfläche schuf.

Letzteiszeitliche Spülvorgänge der oben geschilderten Art überprägten auch die Glacis des Villehorstes, und Schwemmlösse mit Kieslinsen als korrele Sedimente leiten daher weithin die würmeiszeitlichen Schichtfolgen ein. Darüber folgt äolisch sedimentierter Löss, an dessen Basis der durchhaltende Boden des Stillfried B-(= Paudorf-) Interstadials den wichtigsten pedostratigraphischen Leithorizont des Untersuchungsgebietes bildet. Häufig hat er sich aus Solifluktlöss gebildet, der sich zwischen den basalen Schwemmlöss und den äolischen Decklöss einschiebt, und nicht selten ist auch der Stillfried B-Boden zu Beginn des Jungwürms solifluidal umgelagert worden. Dies zeigt besonders schön ein Dellenprofil im Abhang der oMT in Nettekoven (Römerstraße) (Abb. 5):

- | | | |
|-------------------------------|-----------|--|
| A _p | 0— 30 cm | schwach brauner (10 YR 5—6/3—4) schluffiger Lehm von Bröckelgefüge mit einzelnen eingelagerten Geröllen; |
| B _t | 30— 55 cm | gelblich brauner (10 YR 5/6) schluffiger Lehm von scharfkantigem Polyedergefüge mit zahlreichen schwach entwickelten Tonhäutchen (coatings) auf den Aggregatflächen; |
| M ₁ | 55— 70 cm | bräunlich-gelber (10 YR 6—5/6) schluffiger Lehm von scharfkantigem Polyedergefüge mit zahlreichen, schichtungslos verteilten Schottern; entstanden durch solifluidale Aufarbeitung des unterlagernden f ₂ B _t -Horizontes; |
| f ₂ B _t | 70—100 cm | gelb-brauner (10 YR 5/6) schluffiger Lehm von ausgesprochen scharfkantigem Polyedergefüge mit zahlreichen Nadelstichporen und kräftig entwickelten coatings; infolge sekundärer Aufkalkung von Pseudomycelien durchsetzt; dieser infolge Kappung geringmächtige Horizont ist intensiver verwittert als der entsprechende Horizont des rezenten Bodens und stellt den Erosionsrest der die Mulde auskleidenden letztinterglazialen Parabraunerde dar; |
| M ₃ [B] | 100 cm + | intensiv brauner feinsandiger Lehm mit zahlreichen schichtungslos verteilten Schottern, entstanden durch solifluidale Aufbereitung des unterlagernden, M/R-interglazial verwitterten Schotterkörpers der oMT. |

Wie die benachbarten Horizontfolgen dieses Aufschlusses zeigen, ist im Innern der weitgehend ausgefüllten Delle der spätglazial-holozäne Boden infolge intensiver rezenter Abtragungsvorgänge als Braunerde aus-

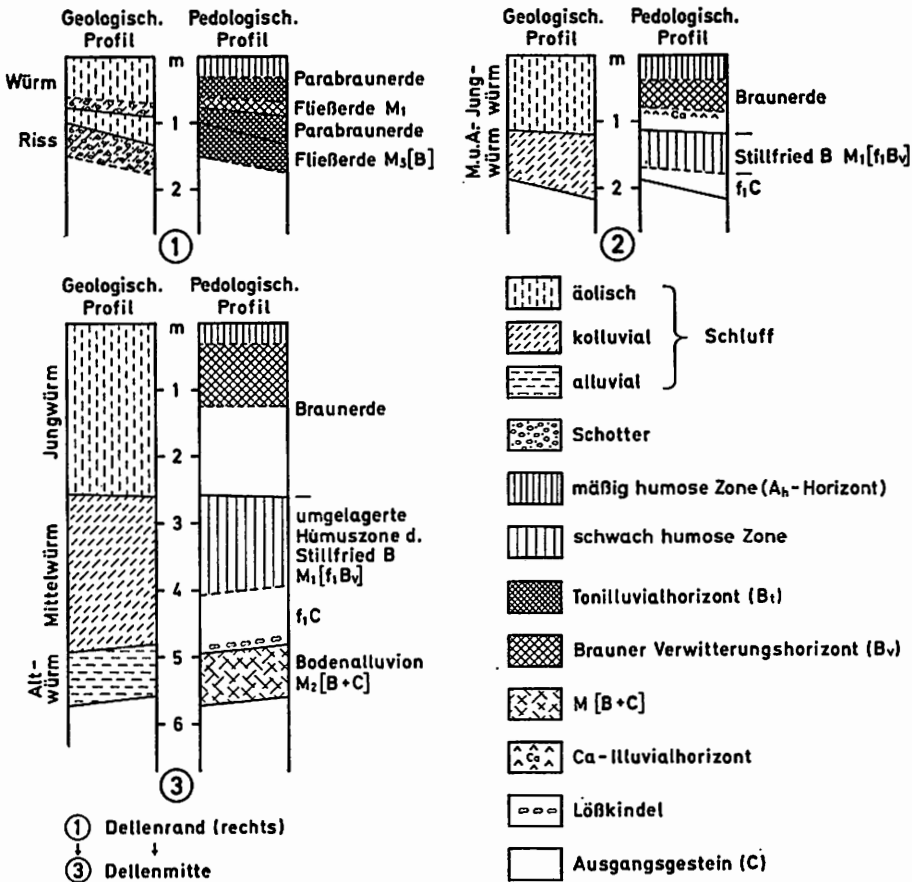


Abb. 5: Geologisch-pedologische Profilserie des Aufschlusses in der oberen Mittelterrasse bei Nettekoven.

gebildet. Unter ihr folgt eine – zum Muldentiefsten hin mächtig werdende bräunlich-graue Humuszone (0,7 % organische Substanz), die im oberen Teil durch Solifluktion und Abspülung umgelagert ist, wie unter anderem auch ein eingeschaltetes Kiesband zeigt. Stratigraphisch repräsentiert diese Humuszone das Stillfried B. Im Muldentiefsten erreicht sie als Bodenkolluvium eine Mächtigkeit von über 1,5 m und ist reich an Pseudomycelien; in ihrem Basalteil sowie im unterlagernden SolifluktionslöÙ treten typische Fließstrukturen auf. Geomorphologisch bedeutsam ist die Tatsache, daß in der Muldenachse dieser stellenweise kleine Lößkindel führende SolifluktionslöÙ von SchwemmlöÙ mit Kies- und kreuzgeschichteten Sandeinlagerungen unterlagert wird. Das Liegende bildet in mehr als 6 m Tiefe der oben beschriebene f_2B_t -Horizont der letztinterglazialen Parabraunerde, hier mit einem rötlichen Farbton.

Auch die Aufschlüsse am Heppertsberg zeigen im Nordweststoß die entsprechende Abfolge von Schwemmlöß zum äolisch sedimentierten Decklöß in sehr klarer Weise.

Die Glacis stellen nach ihrem Bildungsmechanismus Grenzfälle der Hangformung dar; sie gehen – sieht man von den Flachhang-Glacis der großen asymmetrischen Villetäler ab – nach oben in steiler geböschte Hänge über. Baugruben und ein über 200 m langer Rohrgraben boten am Villehang in Alfter Gelegenheit, einen genaueren Einblick in die wärmzeitlichen Hangprozesse zu gewinnen, durch welche vor allem im Oberhang ausgeprägt schuppig texturierte Soliflukationsdecken entstanden. Im etwa 50 m unterhalb des oberen Grabenendes gelegenen Profil Alfter I folgen von oben nach unten übereinander:

- 60—90 cm A_p - und B_t -Horizont einer Parabraunerde (toniger Lehm mit 26—36 % Ton) aus Soliflukationslöß, dessen Hangendpartie reich an Hauptterrassenschottern ist. Im Basalteil ist der Löß durchsetzt von zentimeterdicken Schichten verlagerten Tertiärtons.
- 20 cm Fahlgrauer Tertiärton (85—92 % Ton).
- 20—30 cm Solifluidal umgelagerte Schotter in einer Matrix von sandigem Ton (38 % Ton).
- 60 cm Solifluidal umgelagertes B-Horizontmaterial (sandiger Ton mit 29—34 % Ton) eines Lößbodens von Krümel- bis Bröckelgefüge, an der Basis eine 5—10 cm mächtige Schottereinlagerung enthaltend; in zwei Sub-Straten gliederbar.

Im 12 m hangabwärts gelegenen Profil Alfter II keilt die oben als 2. Schicht beschriebene Tonschuppe aus und die Schichtfolge besteht aus folgenden Gliedern:

- 40 cm A_p - und B_t -Horizont einer Parabraunerde aus Soliflukationslöß (toniger Lehm mit 26—38 % Ton) mit eingelagerten Schottern.
- 10—15 cm Fahlgrauer schluffiger Tertiärton (70—74 % Ton).
- 15 cm Solifluidal umgelagerte Schotter in einer Matrix aus schwerem Ton (51,4 % Ton) und verwittertem Löß.
- 80 cm Schichtiger Soliflukationslöß, in vier Sub-Straten gliederbar, die in inverser Lagerung die morphologischen Eigenschaften der B_t - bis BC-Horizonte einer Parabraunerde aufweisen (Tongehalt: 22—40 %; Kalkgehalt schwankt zwischen 0,1 und 0,9 %); im Unterteil des Basalhorizontes tritt eine gemächliche Schottereinlagerung auf.

Das wiederum 15 m hangab gelegene Profil Alfter III weist eine wesentlich einfachere Schichtfolge auf:

- 100 cm Parabraunerde aus Soliflukationslöß.

- 20 cm Solifluidal umgelagerte Schotter in einer Matrix aus sandigem Ton (32,6 % Ton; 1,2 % CaCO₃).
- 80 cm kalkhaltiger (12—15 % CaCO₃), teilweise solifluidal verlagert Lößlehm.

In dem weitere 10 m abwärts folgenden Profil Alter IV schließlich erreicht die Basalschicht des Profils III die Landoberfläche und der zugehörige Bodentyp stellt eine Pararendzina von folgendem Horizontaufbau dar:

A_p (16,7 % Ton; 8,9 % CaCO₃)
 CaC (9,3 % Ton; 11,5 % CaCO₃)
 M[B_v] 19,3 % Ton; 4,4 % CaCO₃).

In den – zum Zeitpunkt der Aufnahme schon wieder verkippten – untersten zwei Metern des Rohrgrabens folgen nach Aussage von Dr. BÖHM unter der oben beschriebenen Schichtfolge noch zwei weitere, durch Lößlagen getrennte Schotterbänder.

Mit zunehmender Hangneigung und Höhenlage nimmt die Zahl der Fließerdezungen zu, ihre Länge unter sonst gleichen Bedingungen aber ab; je jünger eine Zunge also ist, desto höher am Hang setzt sie an und desto weniger reicht sie in der Regel hangabwärts. Sehr schön ließen sich diese Verhältnisse in einer oberhalb des Rohrgrabens am Rande eines Tälchens gelegenen Baugrube studieren, wo bei einer Aufschlußhöhe von nur 1,5 m schon vier Zungen fahlgrauen Tertiärtons angeschnitten waren.

Verfolgt man umgekehrt den Schuppenbau der Fließerden hangabwärts in Bereiche geringerer Hangneigung, wie dies Baugruben am Villefuß in Alter und an anderen Orten erlaubten, so stellt man eine Zunahme der Schuppenlänge fest, während die Schuppenzahl im Vertikalschnitt abnimmt und wenig verlagert Löß immer stärker in Erscheinung tritt, wie dies beispielsweise auch von ROHDENBURG (1967) beschrieben wurde. Man sieht also förmlich beim Abgehen eines ausreichend langen, falllinienparallelen Aufschlusses, wie die Lößsedimentation von unten nach oben fortschreitend den Sieg über die solifluidale Abtragung und Abspülung davontrug.

Interessanter Weise läßt sich bei Fließerden des Villehangs analytisch die Beobachtung ROHDENBURGS (a. a. O.) aus der Umgebung Göttingens bestätigen, daß nämlich über manchen Schuppen Naßböden auftreten, die durch Kalkabfuhr gekennzeichnet sind.

Faßt man die hier nur auszugsweise wiedergegebenen Aufnahmeergebnisse zusammen, so lassen sich daraus folgende allgemeine Tendenzen der Hangformung der Ville ableiten:

1. im Alt- bis Mittelwürm Ablösung der Abspülung durch Solifluktion;
2. im Mittel- und Jungwürm Ablösung der Solifluktion durch Lößanwehung, wobei nicht selten Hohlformen ausgefüllt wurden.

Im einzelnen gilt, wie schon oben erwähnt, daß diese drei Prozesse zu allen Abschnitten der letzten Kaltzeit wirksam waren, nur daß sich ihr Intensitätsverhältnis in Abhängigkeit von der allgemeinen Klimaentwicklung und den lokalen Gegebenheiten entschieden veränderte.

Regionale Vergleiche zeigen, daß in Süd-Niedersachsen eine weitgehend ähnliche Abfolge von Hang-Prozessen für die würmzeitliche Morphogenese bestimmend war (ROHDENBURG & MEYER, 1966; ROHDENBURG, 1967); jedoch scheint die Abspülung insgesamt geringere Bedeutung als am Niederrhein gehabt zu haben. In Süddeutschland steigt nach den Untersuchungen BRUNNACKERS (1967) die Wirkung der Solifluktion gegenüber der Abspülung, nimmt allerdings von der Donau gegen das Alpenvorland nicht mehr zu, sondern eher wieder ab. SEMMEL (1968) fand bei seinen Untersuchungen im Rhein-Main-Gebiet bei den meisten Altwürmprofilen Merkmale starker Umlagerung durch Solifluktion und Verschwemmung, während sich der Mittelwürmabschnitt durch Vorherrschen primären Lösses auszeichnet. Zu Beginn des Jungwürms fanden wiederum sehr kräftige Solifluktionsbewegungen statt, im oberen Jungwürm herrschte wieder Lösssedimentation vor.

7. Die holozäne Morphogenese

Rheinstrom und Sieg

Nach den bis jetzt vorliegenden Befunden sind während des Holozäns zwei Phasen gesteigerter morphodynamischer Aktivität zu unterscheiden: die erste, im wesentlichen auf das Präboreal beschränkte, ist durch die Herausbildung des Hochflutbettes des Rheins charakterisiert; während der zweiten, vornehmlich subatlantischen, gewinnt der wirtschaftende Mensch als geomorphologischer Faktor erstrangige Bedeutung.

Die Eintiefung des Rheins zu dem heutigen, 5—8 m über dem Niedrigwasserspiegel (43,41—42,20 m ü. NN im Blattbereich) gelegenen Hochflutbett vollzog sich — wie in Abschnitt 5 ausgeführt wurde — vor allem während der ersten Phasen des Holozäns unter einem noch recht kontinentalen Klima; dabei wandelte sich die Gumme über einen ständig durchströmten zum episodisch durchflossenen Nebenarm und verlandete schließlich¹⁷. Weit ausufernde Hochwässer waren während jener Zeit naturgemäß häufig und ihre Schwebstoffführung beträchtlich; denn die Bewaldung war noch lückenhaft und die Abtragung während der Schneeschmelze daher begünstigt. Die Sedimentation des jüngeren Hochflutlehms auf der jNT schritt zunächst noch rasch voran, klang dann aber während

¹⁷ Der Verlandungsbeginn der Gumme ließ sich bisher nicht ermitteln, da trotz eifriger Suche noch keine pollenführenden Sedimente gefunden wurden (PETERS, 1966). Noch im vorigen Jahrhundert waren Teile dieser Rinne von Sümpfen und Weihern eingenommen (PHILLIPSON, 1951).

des Boreals stark ab, ohne indes bis in die jüngste geologische Vergangenheit während außergewöhnlicher Hochfluten auf den tiefer gelegenen Teilen ganz aufzuhören. Derartige Hochwässer sind seit dem Beginn des 8. Jhdts. n. Chr. erschließbar und werden für die Niederrheinische Bucht in den folgenden Jahren angegeben: 711, 815, 869, 942, 987, 1086, 1146, 1152, 1246, 1260, 1374, 1431, 1500, 1552, 1571, 1582, 1595, 1651, 1658, 1695, 1716, 1729, 1739, 1740, 1784, 1845, 1850, 1882, 1920, 1926, 1948 (WEIKINN, 1958—1963). Während der unstreitig als Jahrtausend-Hochwasser zu bezeichnenden Flutkatastrophe von 1784 erreichte der Wasserstand am Pegel Koblenz eine Höhe von 10,20 m und überschritt damit den höchsten eisfreien Wasserstand (9,30 m im Januar 1926) noch um 90 cm (ESCHWEILER, 1951). In Bonn stand das Wasser in der Nacht vom 26. zum 27. Februar in der Giergasse und Rheingasse und erfüllte die Josefstraße bis zur Windmühlengasse (ENNEN, 1962), erreichte also eine Höhe von 56 bis 57 m ü. NN. Zwischen Wesseling und Köln stieß das Wasser bis 1 km über die Kölner Straße vor und erreichte Rondorf und Immendorf. Ruhrort, Büderich, Kalkar, Grieth, Emmerich und 83 Dörfer wurden völlig überschwemmt; die meisten – erst in den letzten hundert Jahren ausreichend aufgehöhnt – Banndeiche wurden überflutet und an zahlreichen Stellen durchbrochen (ESCHWEILER, a. a. O.).

Im Zuge des präborealen Einschneidens bildete der Rhein unterhalb der Siegmündung kurzzeitig einen sich rasch nach NW absenkenden Talboden heraus, der in Mondorf bzw. am Nordende von Grau-Rheindorf im Niveau der jNT beginnt und in Rheidt bzw. Hersel das Niveau des heutigen Hochflutbettes erreicht. Man wird die Entstehung dieser bislang nicht beachteten Sonderform im Zusammenhang mit der Einmündung der stark schotterführenden Sieg bringen müssen, die eine Zeitlang die rückschreitende Eintiefung des Rheines durch weitergehende Schotterakkumulation im Niveau der jNT aufhielt.

Auch in diesem frühholozän angelegten, heutigen Hochflutbett, das ebenfalls durch Altarme gegliedert ist, sedimentierte der Rhein vor der Eindeichung (s. u.); dieser jüngste Hochflutlehm wird bei jedem Hochwasser aufgekalkt. Der typische Boden des Überflutungsbereiches ist daher der „allochthone braune Kalkauenboden“ (A. braune Vega), wie ihn PAAS (1962) aus dem Raume Leverkusen beschrieben hat.

Die in historischer Zeit erfolgten Verlagerungen des Rheinlaufs innerhalb des heutigen Hochflutbettes sind am Niederrhein nördlich von Köln naturgemäß ungleich intensiver als in dem südlich anschließenden Laufteil; doch hat sich auch hier der Rhein mancherorts nicht wenig verändert, vor allem unter dem Einfluß der Sieg.

Wie verschiedene Darstellungen ihres Mündungsgebietes aus den Jahren 1620/22 zeigen, floß die Sieg damals an Bergheim vorbei und bei Mondorf in den Rhein (DIETZ, 1966/67). Wohl im 18. Jhd. wurde der von

WIEBEKING (1796) auf seiner „Hydrographischen Karte von dem Nieder Rhein“ als „Alte Sieg“ bezeichnete Lauf durch drei Kupierungen geschlossen, und der Hauptarm mündete rechtwinklig in den Rhein. Außerdem gab es drei weitere Mündungsarme, darunter die sogenannte Hartfurt. Vor der Hauptmündung erhob sich aus Sand- und Kiesbänken das aus mehreren Teilen bestehende Kemperwerth, auf der WIEBEKINGSchen Karte nach einer holländischen Schanze aus dem 30-jährigen Krieg als „Pfaffenmütze“ bezeichnet. Da die Kiesbänke infolge der starken Hochwasserfracht der Sieg rasch wuchsen, wurde der Rhein abgedrängt und versetzte das linke Ufer in Grau-Rheindorf in Abbruch. Die alte Mündung wurde daher 1851 durch zwei Kupierungen abgeschlossen und die Hartfurt zur Siegmündung gemacht, das Kemperwerth wurde damit zu einer Halbinsel. Um das Einfallen des Rheinhochwassers in den alten Mündungsbereich der Sieg und damit den Abbruch des rechten Siegufers oberhalb Mondorf zu verhindern, wurde vom (normalerweise) hochwasserfreien Ufer von Beuel bis zur Siegmündung ein Flügeldeich geschüttet (GELINSKY, 1951).

Unterhalb der Siegmündung war der Rhein in drei Arme gespalten, deren rechte das Rheidter Werth und deren linker das Herseler Werth umflossen. Seine stark nach links dängende Strömung beeinflusste das einbuchtende Ufer bei Hersel und Widdig stark. Die Römerstraße wurde im Mittelalter vom Rhein weggerissen und ebenso die alte Kölner Straße, doch auch in späterer Zeit kam es noch zu erheblichen Landverlusten (DIETZ, a. a. O.). So betrug im Jahre 1660 der „Abgang des Ufers“ bei Hersel $1\frac{1}{2}$ Meßbruten (5,6 m) auf 1000 Schritt Uferlänge. In Widdig fielen die Georgs-Kapelle und der daneben liegende Etbacher Hof dem mit starkem Eisgang verbundenen extremen Hochwasser des Jahres 1784 zum Opfer (MAASSEN, 1885); Steine von ihren Fundamenten kamen bei Niedrigwasser zum Vorschein. Im Verlaufe der letzten 100 Jahre wurde die Breite des Herseler Armes durch Bauten auf etwa 100 m festgelegt; ferner verlängerte man die obere und untere Inselfspitze durch zwei etwa 700 m lange Trennungswerke (GELINSKY, a. a. O.).

Das Rheidter Werth – ebenso wie das Kemperwerth heute eine Halbinsel – war nach Plänen von 1748 und 1763 durch die sogenannte „Laach“ vom rechten Ufer getrennt. Durch Bühnenbau wurde der Einlauf bald darauf zur Verlandung gebracht, und das Werth erscheint auf der Karte von WIEBEKING bereits als Halbinsel. Um das Abströmen des vom Herseler Werth abgelenkten Hochwassers durch den Rheidter Altarm zu verhindern, wurde 1901 auf dem rechten Ufer von km 661,3 bis 663,1 ein hochwasserfreier Flügeldeich geschüttet (GELINSKY, a. a. O.).

Quasinatürliche Oberflächenformung am Vorgebirge

Während es der 1851 gegründeten Strombauverwaltung in Fortführung sehr viel weiter zurückreichender Bemühungen gelang, den Lauf des Rheins und der Sieg nach ihren Maßstäben durch gesteuerte Erosion bzw. Akkumulation zu regulieren, führte die Tätigkeit des wirtschaftenden Menschen am Ville-Osthang weithin zu einer weniger auffälligen „quasinatürlichen“ Oberflächenformung (MORTENSEN, 1954/55).

Vergleichende Untersuchungen, wie sie HARD (1967) an Dellen südlich Duisdorf (Medinghoven) und Verf. in den meisten Teilen des Kartierungsgebietes durchführten, lassen erkennen, daß in der Regel vor dem Wald auf dem Hauptterrassenplateau die anthropogene Bodenerosion die natürliche Oberfläche erniedrigte; Waldhang und oberster Ackerhang sind durch eine mehr oder weniger scharf ausgeprägte Waldrandstufe getrennt, die vielfach mehr als 1 m hoch ist. An ihr beginnen flache Hangdellchen von wenigen Dekametern Breite, in deren Tiefenlinie die Stufe jeweils ihre maximale Sprunghöhe erreicht. Das Dellentiefste ist also gegenüber den Seitenhängen und den Geländerücken anthropogen kräftiger erodiert worden.

Der Waldrandstufe und dem Dellenquerprofil entsprechen ganz bestimmte pedologische Differenzierungen: Ist die Lößdecke des Hauptterrassenplateaus und des vorgelegten Hanges mehr als 1,20 m mächtig, so stockt der Wald auf Parabraunerde bzw. Pseudogley-Parabraunerde (FRÄNZLE, 1966), während die Stufe selbst und das Dellentiefste entsprechend der hohen Erosionsintensität nur Pararendzinen bis Braunerde-Pararendzinen tragen. Liegt die Lößmächtigkeit auf der Hauptterrasse unter dem Grenzwert von 1,20 m, so ist der vorherrschende Bodentyp der Pseudogley und im Extremfall der Stagnogley, während auf dem angrenzenden Hang jenseits der Waldrandstufe infolge der höheren Lößmächtigkeit die gleichen Pararendzinen wie oben mit allen Übergängen zu Braunerden vorliegen.

Schon FLIEGEL (1910) hat beobachtet, daß die Grenze zwischen „Löß“ (Pararendzina und Anschlußtypen) und „Grauerde“ (Pseudogley bzw. Stagnogley nach heutiger bodentypologischer Ansprache) „fast überall mit den jetzigen oder ehemaligen Waldgrenzen in der Weise zusammenfällt, daß das Waldgebiet aus Grauerde, das andere aus Löß besteht“. HARD (a. a. O.) analysierte die hier bestehenden Abhängigkeiten mit Hilfe pflanzensoziologischer Methoden und konnte so auch einen vertieften Einblick in die Erosionsvorgänge im Oberteil einer Delle gewinnen.

Es erweist sich, daß in dieser Delle bestimmte Leitlinien der Bodenbewegung existieren, welche sich „in der Anordnung der verlichteten bis öden Plätze“ ausdrücken, sowie in ausgehöhlten und verschütteten Furchen. Der Materialtransport geht also intermittierend über jeweils kurze Entfernungen vonstatten. Dabei wird in der Tiefenlinie der Delle zwar

erwartungsgemäß stärker als auf dem ostexponierten Hang erodiert; am intensivsten ist die Abspülung jedoch auf der westexponierten Dellenflanke.

Wie auch HARD in diesem Zusammenhang betont, liefern die Sprunghöhen der die Dellen querenden Stufenraine (Hochraine) ein recht gutes Indiz für die Intensität anthropogener Erosion und Akkumulation (vgl. auch KITTLER, 1963). Dünnen die Hochraine nach dem Dellentiefsten hin aus bzw. verschwinden sie hier völlig, so ist das ein Hinweis auf durchgehende Tiefenerosion. Wächst der Stufenrain jedoch bevorzugt im Dellentiefsten – ein bei verfüllten Tilken und Schluchten häufiger Fall –, so zeigt dies vorherrschende Akkumulation an.

Wohl alle auf der Karte als primär periglaziale Formen eingetragenen Dellen fungieren im Acker- und Gartenland als Transportleitbahnen erodierten Bodens und werden dann entsprechend den Verhältnissen von Bearbeitung und Bodenabtrag rezent überformt. Die verschiedentlich geäußerte Vermutung, daß auch weitgespannte Hangdellen am Villedang weitgehend oder rezent und anthropogen sein könnten, hat sich indes nicht bestätigen lassen. Wo immer Aufschlüsse in einer solchen Delle den Löß durchteuften – z. B. beim Bau der neuen Straßen der Siedlung Duisdorf-Medinghoven oder in Nettekoven – zeigte sich, daß die Hohlform bereits im Untergrund (Tertiär oder/und obere Mittelterrasse) angelegt und durch Löß unter Abschwächung der ursprünglichen Hangsteilheit teilweise ausgekleidet worden ist. Nur insofern eine solche Delle auch rezente Arbeitsform ist, kann sie den quasinatürlichen Oberflächenformen im Sinne MORTENSENS (1954/55) zugerechnet werden (vgl. hierzu auch die analogen Befunde von SEMMEL, 1961 und RICHTER & SPERLING, 1967).

Pararendzinen kommen als Indikator intensiver Abtragung außer am Rande der Hauptterrasse auch weiterhin auf den Riedeln der oberen Mittelterrasse vor und wurden beispielsweise im Rohrgrabenprofil Alfter aufgenommen. Die Mächtigkeit des A-Horizontes beträgt hier 30 cm. Als korrele Sedimente derartiger Abspülvorgänge finden sich Kolluvien aus schwach humosem, schluffigem Lehm von teilweise mehr als 2 m Mächtigkeit in Talböden und am Hangfuß des Vorgebirges, beispielsweise bei Dersdorf-Brenig (PAAS, 1962) sowie auf den unteren Teilen der Gehängerrücken zwischen Dellen, in denen erodiert wird. Besonders auffallend sind die Schwemmkegel aus humosem Lößlehm, welche die Villedänge in die Gumme vorgeschüttet haben.

Es ist eine reizvolle Aufgabe zukünftiger Forschung, derartige quasinatürliche Formungsvorgänge bilanzmäßig und in Abhängigkeit von der Wirtschaftsweise zu erfassen. Stärker noch als bisher müssen dazu physiogeographische, kulturgeographische und bodenkundliche Arbeitsmethoden verknüpft werden.

	Allgemein	NW-Deutschland	Mittelrhein	Fluviale Ablagerungen Niederrhein	Niederlande	
	Jung-Quartär	Holozän Subatlantikum Subboreal Atlantikum Boreal Präboreal			Jüngste Aueablagerungen (Lehme, Sande)	
				Jüngere Aueablagerungen (Lehme, Sande)		
Wärm-Glazial		Jüngere Dryaszeit Alleröd-Interstadial Ältere Dryaszeit		Untere Nieder-Terr.	Jüngere Nieder-Terr.	Zonen von Kreftenheye (Rhein) und Grubbenvorst (Maas)
		Bölling-Interstadial Stillfried B (Paudorf-Interstadial) Mittel-Würm	Jung-Würm Weichsel-Kaltzeit		Älterer Auelehm	
Brörup-Interstadial Amersfoort-Interstadial		Alt-Würm	Obere Nieder-Terrassen	Ältere Nieder-Terrassen		
Riß/Würm-Interglazial		Eem-Warmzeit		Weezer Schichten		
Riß-Glazial		Warthe-Stadium Gerdau-Interstadial Drenthe-Stadium	Saale- Kaltzeit		Krefelder Mittel-I.	Zone von Well (Rh.)
				Untere Mittel-Terrassen		Zone von Vianen (Rh.)
Mittel- Quartär		Mindel-Riß-Interglazial	Holstein-Warmzeit		Kempen-Krefelder Sch.	
		Mindel-Glazial	Elster-Kaltzeit (Elster I und II)	Mittlere Mittel-Terrassen		Zone von Urk (Rh.)
	Günz/Mindel-Interglazial	Cromer-Warmzeit	Obere Mittel-Terrassen		Zonen von Lingsfort und Sterksel (Rhein)	
	Günz-Glazial	Menap-Kaltzeit	Jüngere Haupt-Terrasse		Zone von Kedichem (Rhein)	
Donau/Günz-Interglazial	Waal-Warmzeit					
Alt-Quartär	Donau-Glazial	Eburon-Kaltzeit		Tegelen-Schichten	Zone von Tegelen	
	Biber/Donau-Interglazial	Tegelen-Warmzeit (Tiglium)	Ältere Haupt-Terrasse		Prätiglium	
	Biber-Glazial	Brüggen-Kaltzeit (Prätiglium)				
	Präbiber-Warm- und Kaltzeit(en)					
Pliozän	Piazzentin/Asti	Reuverium	Höhen-Terrassen		Reuverium	
	Pont	Rotton-Serie			Kieseloolith- Schichten	Brunssumium
		Hauptkies-Serie				Susterium

Literaturverzeichnis

- AHORNER, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. *Eiszeitalter und Gegenwart* 13, 1962, S. 24–105.
- AVERDIECK, F. R. und H. DÖBLING: Das Spätglazial am Niederrhein. In: *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.* 4, S. 341–362, Krefeld 1959.
- BIRKENHAUER, J.: Zur älteren Talentwicklung beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn. In: *Erdkunde* 19, 1965, S. 58–66.
- BIROT, P. et DRESCH, J.: Pédiments et glacis dans l'Ouest des Etats-Unis. In: *Annales de Géographie* 75, 1966. S. 514–552.
- BREDDIN, H.: Über die tiefsten Schichten der Aachener Kreide sowie eine senone Einebnungsfläche und Verwitterungsrinde am Nordabfall des Hohen Venn. In: *Cbl. f. Min. B.*, 1932, S. 593–613.
- BRELIE, G. VON DER: Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. In: *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.* 4. Krefeld 1959, S. 371–388.
- und REIN, U.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns am Niederrhein. In: *Geol. en Mijnb.*, N. S. 18, S. 423–425, s'Gravenhage 1956.
- BRONGER, A.: Pedimentbildung im warmtrockeren und im periglazialen Klima? In: *Erdkunde* 22, 1968, S. 324–326.
- BRUNNACKER, K.: Die regionale Stellung der niederrheinischen Lößprovinz. In: *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln* 13, 1967, S. 55–63.
- BÜDEL, J.: Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. In: *Naturwiss. Jg.* 1961, S. 313–318.
- Klimagenetische Geomorphologie. In: *Geogr. Rdsch.* 15, 1963, S. 269–286.
- CLOOS, H.: Hebung, Spaltung, Vulkanismus. In: *Geol. Rdsch.* 30, 1939, S. 401–527.
- DIETZ, J.: Die Veränderungen des Rheinlaufs zwischen der Ahrmündung und Köln in historischer Zeit. In: *Rhein. Vierteljahrsblätter* 31, 1966/67, S. 351–376.
- ENNEN, E.: Geschichte der Stadt Bonn. II. Teil. Bonn 1962.
- ESCHWEILER, W.: Hydrographie des Rheinstromes. In: *Der Rhein. Duisburg* 1951, S. 34–71.
- FINK, J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. In: *Eiszeitalter und Gegenwart*, 16, 1965, S. 264–275.
- FLIEGEL, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen . . . Lief. 144, Blatt Sechtem, Berlin 1910.
- Der Untergrund der Niederrheinischen Bucht. *Abh. preuß. geol. Landesanstalt*, N. F. 92, Berlin 1922, S. 1–155.

- FRÄNZLE, O.: Klimatische Schwellenwerte der Bodenbildung in Europa und den USA. In: Die Erde, 96, 1965, S. 86–104.
- Geology, Relief and Soils of the Ville Region. In: Geography as Human Ecology. S. 74–90. London 1966.
- FRECHEN, J.: Der Rheinische Bimsstein. Wittlich 1953.
- und VAN DEN BOOM, G.: Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. In: Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, Krefeld 1959, S. 89–125.
- GARLEFF, K.: Beitrag zur Deutung der Terrassen im unteren Werratal. In: Eiszeitalter und Gegenwart 17, 1966, S. 118–124.
- GELINSKY, P.: Ausbau des Rheines vom Main bis zur niederländischen Grenze. In: Der Rhein. Duisburg 1951. S. 147–206.
- GERBER: in HORMANN, K., 1965.
- GRAHMANN, K. R.: Zur Gliederung des Quartärs am Mittel- und Niederrhein. In: Zeitschr. d. Dt. Geol. Ges. 96, 1944, S. 149–155.
- GULLENTOPS, F. & BASTIN, B.: Loess Quarry Nelissen at Kesselt (Mimeogr.). Guide to Excursion NE Belgium. INQUA Sub-Commission on European Loess Stratigraphy. Leuven 1967.
- GURLITT, D.: Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. Forsch. z. deutsch. Landeskunde 46, Stuttgart 1949. S. 1–159.
- HAMMEN, T. VAN DER: A Contribution to the Palaeobotany of the Tiglian. In: Geol. en Mijnb. n. s., 13, S. 242–250. s'Gravenhage 1951 (1951 a).
- Late-Glacial Flora and Periglacial Phenomena in the Netherlands. In: Leidse Geol. Mededelingen 17, S. 71–183, Leiden 1951 (1951 b).
- The Age of the Usselo Culture. Geologie en Mijnbouw (Nw. Ser.), 19, S. 396–397, s'Gravenhage 1957.
- HARD, G.: Lössschleier, Waldrandstufe und Delle. In: Decheniana 118, (1965), 1967, S. 181–197.
- HEIDE, G.: Die bodenkundlichen Voraussetzungen für die landwirtschaftliche Rekulтивierung der Braunkohlentagebaue in der Ville. Unveröff. Diss. Bonn, 1954.
- HJULSTRÖM, F.: The Morphological Activity of Rivers. In: Bull. geol. Inst. Univ. Upsala S. 227–527, 1935.
- HORMANN, K.: Das Längsprofil der Flüsse. In: Z. f. Geomorph. N. F. 9, S. 437–456. 1965.
- JAHN, A.: Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen. In: Uniwersytet Wroclawski im. boleslawa bieruta zeszyty naukowe. Nauki przyr. Ser. B, Nr. 5, 1961, S. 1–55.
- JORRE, J.: Les effets du gel persistant du sol sur le relief. In: Rev. Géogr. alpine 24, 1936, S. 329–338.
- JUNGBLUTH, F. A.: Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. In: Verh. naturh. Ver. Rheinld. Westf. 73, (1916), 1918 S. 1–103.
- KAISER, E.: Die Ausbildung des Rheintals zwischen Neuwieder Becken und Bonn – Kölner Bucht. In: Verh. 14. Dt. Geogr.-Tag Köln, S. 206–215. Berlin 1903.

- KAISER, KH.: Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 1, 1956, S. 1–68.
- Die Höhenterrassen der Bergischen Randhöhen und die Eisrandbildungen an der Ruhr. *Ebenda* 2, 1957, S. 1–39.
 - Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. Ein Beitrag zur Rekonstruktion des Klimas der Glaziale des quartären Eiszeitalters. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 11, S. 121–141. 1960.
 - Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. In: *Köln und die Rheinlande. Festschr. 33. Dt. Geogr.-Tag Köln*, S. 236–278. Köln 1961.
- KAYSER, E.: Lehrbuch der Geologie. Bd. I. Stuttgart 1892.
- KEMPF, E. K.: Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 17, 1966, S. 5–60.
- KITTLER, G. A.: Bodenfluß – eine von der Agrarmorphologie vernachlässigte Erscheinung. *Forsch. Dt. Landeskunde* 143, 1963, S. 1–83.
- KNUTH, H.: Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. *Beitr. Landeskunde d. Rheinlande* 4, 1923, S. 1–112.
- KOPP, E.: Zur Genese der Böden aus Hochflutlehm auf der Niederterrasse im Raume Bonn–Köln–Krefeld. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 15, 1964, S. 81–91.
- und WOLDSTEDT, P.: Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stage in Norddeutschland. *Ebenda* 16, 1965, S. 37–46.
- KREMER, E.: Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel. *Arb. z. Rhein. Landeskunde* 6, 1954, S. 1–100.
- KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L.: *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco-London 1963^a.
- LOUIS, H.: Über die ältere Formentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. *Münchener Geogr. Hefte* 2, 1953.
- *Allgemeine Geomorphologie*. Berlin 1960.
- MAASSEN, G. H. C.: *Geschichte der Pfarreien des Dekanates Hersel*. Köln 1885.
- MARUSZCZAK, H.: Hauptmerkmale der klimatischen Hängeasymmetrie in den periglazialen und gemäßigten Zonen. In: *Ann. Univers. M. Curie-Sklod. B*, 11, 1956, S. 161–237.
- MENSCHING, H.: Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. In: *Erdkunde* 5, 1951, S. 60–70.
- MORDZIOL, C.: Die geologischen Grundlagen der jungtertiären und diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. In: *Geol. Rdsch.* 1, 1910, S. 313–327.
- Flußterrassen und Löß am Mittelrhein. In: *Festschr. z. 75-jähr. Jahrestage des Bestehens des Naturw. Vereins in Koblenz*, S. 23–56. Koblenz 1926.
 - Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. *Geologie des Mittelrheintales und der Eifel*. Wittlich 1951.

- MORTENSEN, H.: Die quasinatürliche Oberflächenformung als Forschungsproblem. In: *Wiss. Zeitschr. d. Univ. Greifswald*, Jg. 4, Math.-nat. Reihe, 1954/55, S. 625–628.
- NIETSCH, H.: Pollenanalytische Untersuchungen auf der Niederterrasse bei Köln. In: *Z. deutsch. geol. Ges.* 92, Berlin 1940, S. 350.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 12, 1962, S. 165–230.
- Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. In: *Decheniana* 121, 1968, S. 9–38.
- PAECKELMANN, W.: Die Rumpffläche des nordöstlichen Sauerlandes. In: *Jahrb. Pr. Geol. Land.-Anst.* 52, 1931, S. 472–519.
- PAEPE, R. & VANHOORNE, R.: The Stratigraphy and Palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *Mém. pour servir à l'explication des cartes géol. et minières de la Belgique*. *Mém.* 8, Bruxelles 1967, S. 1–96.
- PECSI, M.: Relationship between Slope Geomorphology and Quaternary Slope Sedimentation. In: *Acta Geol. Acad. Scientiarum Hungaricae* 11, 1967, S. 307–321.
- PETERS, I.: Verlandete Altwässer auf der Niederterrasse bei Köln? In: *Eiszeitalter u. Gegenw.* 17, 1966, S. 139–148.
- PHILIPPSON, A.: Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. In: *SB. d. Niederrh. Ges. f. Nat.- u. Heilkde. zu Bonn*, 1899 A. S. 48–50.
- Die Stadt Bonn. *Bonner Geogr. Abh.* 2^a, 1951, S. 1–44.
- POSER, H.: Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. In: *Z. f. Gletscherkde.* 24, 1936, S. 43–98.
- POSER, H. und MÜLLER, T.: Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl.* Nr. 1, 1951, S. 1–32.
- PRESNIAKOV, E.-A.: L'asymétrie des vallées en Sibérie. In: *Voprosy Geol. Asii* 2, S. 391–396.
- PRUSKOWSKI, P.: Findlingsblöcke im Deckgebirge der rheinischen Braunkohle. In: *Revier und Werk. Zeitschr. f. d. Betriebe des Rhein. Braunkohlenbergbaues*, 11, 1952.
- QUIRING, H.: Die Schrägstellung der westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Mit dem Versuch einer Terrassenchronologie des Rheins. In: *Jb. preuß. geol. Land.-Amtes* 47, Berlin 1926, S. 486–558.
- QUITZOW, H. W.: Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. In: *Geol. en Mijnb, N. S.*, 18, 1956, S. 357–373.
- Mittelrhein und Niederrhein. In: *Beiträge zur Rheinkunde* 14, 1962, S. 27–39.
- und VAHLENSIECK, O.: Über pleistozäne Gebirgsbildung und rezente Krustenbewegungen in der Niederrheinischen Bucht. *Geol. Rundsch.* 43, 1955, S. 25–36.
- REICHELDT, G.: Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. In: *Pet. Mitt.* 97, 1953, S. 245–261.

- REMY, H.: Zur Stratigraphie und Klimaentwicklung des jüngeren Pleistozäns in Mittel- und Westeuropa unter besonderer Berücksichtigung des Lösses. In: *Decheniana* 121, 1968, S. 121–145.
- RICHTER, M.: Stratigraphie und Tektonik des Tertiärs am Süden der niederrheinischen Bucht. *Cbl. f. Min. etc.* 1934, B, S. 455–471.
- RICHTER, G. und SPERLING, W.: Anthropogen bedingte Dellen und Schluchten in der Lößlandschaft. Untersuchungen im nördlichen Odenwald. In: *Mainzer Naturw. Archiv* 5/6, 1967, S. 136–176.
- RIEGEL, C.: Ausführliche und richtige Beschreibung des ganzen Rheinstroms ... Nürnberg 1686.
- ROHDENBURG, H.: Jungpleistozäne Hangformung in der Umgebung von Göttingen. In: *L'Evolution des Versants, Les Congrès et Coll. de l'Univ. de Liège* 40, 1967, S. 245–257.
- und MEYER, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. In: *Mitt. d. Dt. Bodenkdl. Ges.* 5, S. 1–137, 1966.
- RUHLAND, M.: Die Terrassen am Rande der Niederrheinischen Bucht zwischen Sieg und Wupper. In: *Decheniana*, 82, Bonn 1926, S. 396–451.
- SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. *Abh. Hess. Land.-Amt Bod.*, 13, Wiesbaden 1955, 92 S.
- SEMMEL, A.: Beobachtungen zur Genese von Dellen und Kerbtälchen im Löß. *Rhein-Main. Forsch.* 50, 1961, S. 135–140.
- Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. *Frankfurter Geogr. Hefte* 45, 1968, S. 1–133.
- STEEGER, A.: Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. *Beitrag I–VII.* In: *Ber. Vers. Niederrhein. geol. Ver.* (1923), 1925. S. 1–46.
- Das glaziale Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. *Beitrag VIII.* Ebenda (1925), 1926. S. 48–60.
- Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. In: *Geol. Rdsch.* 34, 1944, S. 520–538.
- STEINMANN, G.: Über das Diluvium am Rodderberge. In: *Verh. naturhist. Vereins preuß. Rheinlande u. Westf.* Bonn, 63, 1906, S. 1–13.
- STICKEL, R.: Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. *Beitr. Landeskunde Rheinl.* H. 5, Leipzig 1927.
- Die genetische Gliederung und geochronologische Einstufung der Niederterrassenaufschüttungen am Mittel- und Niederrhein. In: *Decheniana* 93, 1936, S. 351–368.
- THOME, K. N.: Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. In: *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 4, 1959, S. 197–246.
- TRICART, J.: *Principes et méthodes de la géomorphologie.* Paris 1965.
- *Le modelé des régions périglaciaires. Traité de Géomorphologie. Tome II.,* Paris 1967.

- TROLL, C.: Strukturboden, Solifluktion und Frost-Klimate der Erde. In: Geol. Rundsch. 34, 1944, S. 545–694.
- Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkunde 1, 1947, S. 162–175.
- Über Alter und Bildung von Talmäandern. Erdkunde, 8, 1954, S. 286–302.
- Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. In: Pet. Mitt. Erg. heft 262, 1957, S. 213–226.
- WEIKINN, C.: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850. Bd. I, 1–4, Berlin 1958–1963.
- WIEBEKING: Hydrographisch und militärische Karte von dem Nieder-Rhein von Lintz bis unter Arnheim in X Blatt. 1796.
- WILCKENS, O.: Geologie der Umgegend von Bonn. Berlin 1927.
- WINTER, K. P.: Die Untere Mittelterrasse im Südteil der Niederrheinischen Bucht. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 15, 1968, S. 1–138.
- WIRTHMANN, A.: Die Landformen der Egde-Insel in Südost-Spitzbergen. – Ergebnisse der Stauerland-Expedition 1959/60, 2, S. 1–53. Wiesbaden 1964.
- WOLDSTEDT, P.: Probleme der Terrassenbildung. Eiszeitalter und Gegenwart 2, 1952, S. 36–44.
- Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. Ebenda 13, 1962, S. 115–124.
- ZAGWIJN, W.: Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. In: Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 4, 1959, S. 5–26.
- ZEUNER, F.: The Pleistocene Period. London 1945.
- ZONNEVELD, J. I. S.: River Terraces and the Quaternary Chronology in the Netherlands. In: Geol. en Mijnb., N. S. 19, 1957, S. 277–285.

ARBEITEN ZUR RHEINISCHEN LANDESKUNDE

(Fortsetzung von 2. Umschlagseite)

-
- Heft 14: *Bohling, Günther*: Die Rindviehwirtschaft in den Agrarlandschaften des nördlichen Rheinlandes. 1959. 93 S., 2 Abb. und eine mehrfarbige Landnutzungskarte. DM 12,—
- Heft 15: *Panhuisen, Helene*: Die Entwicklung der Agrarlandschaft im Raume Straelen seit 1800 unter besonderer Berücksichtigung des Gemüse- und Blumenanbaus. 1961. 107 S., 13 Abb., 6 Diagr., 2 Kartenbeilagen. DM 11,20
- Heft 16: *Arnold, Paul*: Die Kalkindustrie am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. 1961. 112 S., 24 Abb., 10 Karten und 7 Tabellen. DM 9,60
- Heft 17: *Gildemeister, Reinhard*: Wald, Bauernland und Holzindustrie im östlichen und mittleren Hunsrück. 1962. 142 S., 11 Abb., 2 farb. Kartenbeilagen. DM 16,—
- Heft 18: *Wenzel, Irmund*: Üdlandentstehung und Wiederaufforstung in der Zentralfifel. 1962. 119 S., 2 Abb. DM 8,—
- Heft 19: *Bauer, Hermann Josef*: Landschaftsökologische Untersuchungen im ausgekohlten rheinischen Braunkohlenrevier auf der Ville. 1963. 101 S., 14 Fig., 19 Tab., 3 Kurven, 30 Abb. a. Kunstdrucktafeln. DM 9,50
- Heft 20: *Krause, Werner*: Eine Grünland-Vegetationskarte der südbadischen Rheinebene und ihre landschaftsökologische Aussage. 1963. 77 S., 18 Abb., 3 Karten als Beilage. DM 15,—
- Heft 21: *Galvão, Maria do Carmo Corrêa*: Das Ruwergelände. Landschaftswahl und Sozialstruktur. (Mit einem Kartenband.) 1964. 157 S., 10 Abb., 6 Diagr., 48 Tab., 2 Bilder, 8 Karten als Beilage. DM 21,—
- Heft 22: *Henning, Ingrid*: Das Laacher-See-Gebiet, eine Studie zur Hydrologie und Klimatologie. 1965. 135 S., 22 Tab. im Anhang, eine Karte und 24 Abbildungen als Beilage. DM 16,40
- Heft 23: *Domrös, Manfred*: Luftverunreinigung und Stadtklima im Rheinisch-Westfälischen Industriegebiet und ihre Auswirkungen auf den Flechtenbewuchs der Bäume. 1966. 132 S. Mit 17 Abb. und 13 Tab. im Text, 4 tab. Übersichten im Anhang, 2 Bildern auf Kunstdrucktafeln und 1 Karte als Beilage. DM 19,20
- Heft 24: *Leser, Hartmut*: Beobachtungen und Studien zur quartären Landschaftsentwicklung des Pfirrmgebietes (Südrheinessen). 1967. 442 S. Mit 56 Abb., 26 Diagrammen, 24 Tab. und 2 Karten als Beilage. DM 21,—
- Heft 25: *Frischen, Alfred*: Die Wandlungen in der Wirtschafts- und Sozialstruktur des Hohen Westerwaldes um die Mitte des 20. Jahrhunderts. 1968. 144 S. Mit 21 Abb., 18 Tab. im Text sowie 3 im Anhang, 16 Bildern, 4 Karten als Beilage. DM 23,—
- Heft 26: *Toepfer, Helmut*: Die Bonner Geschäftsstraßen. Räumliche Anordnung, Entwicklung und Typisierung der Geschäftskonzentrationen. 1968. 81 Seiten, 24 Tab., 12 Abb., 3 Karten. DM 19,50
- Heft 27: *Hajdu, Josef G.*: Königswinter, Typ einer Fremdenverkehrsstadt (im Druck).
- Heft 28: *Herzog, W. und Troll, C.*: Die Landnutzungskarte Nordrhein 1 : 100 000. Blatt 1: Köln-Bonn. 1968. DM 6,80

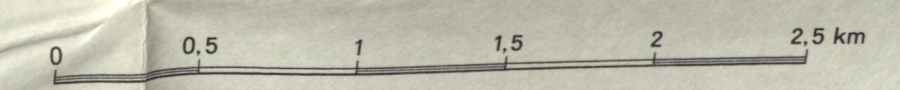


O. Fränze:
Geomorphologische Karte
der Umgebung von Bonn

Präquartär ^x	Günz	Mindel	Riß	Würm (Pre-Alterd)	Jüngere Dryas-Zeit	Holozän	Anthropogene Formveränderungen und Ablagerungen	
								Terrassenablagerungen
								Decksand (Auesand, Flugsand)
								Schluff (Auelehm)
								Ton
								Abspülung
								Solifluktion
								Verwerfung
								1-5 m
								5-10 m
								10-20 m
								über 20 m
								hoher Terrassenrand
								verwaschener Terrassenrand
								Muldental { symmetrisch asymmetrisch
								Kerbtal { symmetrisch asymmetrisch
								Kastental
								Hang { über 5° 1-5° (Glacis)
								Schwemmkegel
								kanalisierter Bachlauf
								Bahn-, Straßeneinschnitt
								Bahndamm
								Gelände, das infolge Bebauung die geomorphologische Situation nicht mehr erkennen läßt
								Müllkippe

^x Gebiete, in denen der präquartäre Untergrund ausstreicht oder nur von dünnen Deckschichten verhüllt ist

Löß Aueablagerungen der Jüngeren Dryas-Zeit und des Holozäns



Maßstab 1:25000

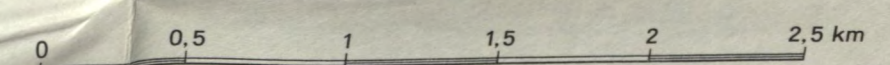
O. Fränkle:
Geomorphologische Karte
der Umgebung von Bonn



Präquartär ^x	Günz	Mindel	RIB	Würm (Prä-Alleröd)	Jüngere Dryas- Zeit	Holozän	Anthropogene Formen- Vorgänge und - Ablagerungen	
								Terrassenablagerungen
								Decksand (Auesand, Flugsand)
								Schluff (Auelehm)
								Ton
								Abspülung
								Solifluktion
								Verwerfung
								1-5 m
								5-10 m
								10-20 m
								über 20 m
								hoher Terrassenrand
								verwaschener Terrassenrand
								Muldental { symmetrisch asymmetrisch
								Kerbtal { symmetrisch asymmetrisch
								Kastental
								Hang { über 5° 1-5° (Glacis)
								Schwemmkegel
								kanalisierter Bachlauf
								Bahn-, Straßeneinschnitt
								Bahndamm
								Gelände, das infolge Bebauung die geomorphologische Situation nicht mehr erkennen läßt
								Müllkippe

^x Gebiete, in denen der präquartäre Untergrund ausstreicht
oder nur von dünnen Deckschichten verhüllt ist

Löß Aueablagerungen
der Jüngeren Dryas-Zeit
und des Holozäns



Maßstab 1:25000

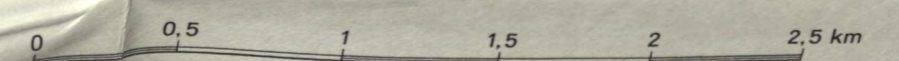


O. Fränze:
Geomorphologische Karte
der Umgebung von Bonn

Präquartär *	Günz	Mindel	Riß	Würm (Prä-Alleröd)	Jüngere Dryas-Zeit	Holozän	Anthropogene Formen- Vorgänge und - Ablagerungen	
								Terrassenablagerungen
								Decksand (Auesand, Flugsand)
								Schluff (Auelehm)
								Ton
								Abspülung
								Solifluktion
								Verwerfung
								1-5 m
								5-10 m
								10-20 m
								über 20 m
								hoher Terrassenrand
								verwaschener Terrassenrand
								Muldental { symmetrisch asymmetrisch
								Kerbtal { symmetrisch asymmetrisch
								Kastental
								Hang { über 5° 1-5° (Glacis)
								Schwemmkegel
								kanalisierter Bachlauf
								Bahn-, Straßeneinschnitt
								Bahndamm
								Gelände, das infolge Bebauung die geomorphologische Situation nicht mehr erkennen läßt
								Müllkippe

* Gebiete, in denen der präquartäre Untergrund ausstreicht oder nur von dünnen Deckschichten verhüllt ist

Löß Aueablagerungen der Jüngeren Dryas-Zeit und des Holozäns



Maßstab 1:25000