

ZERTALUNG UND HANGBILDUNG IM BEREICH DER SÜD-VILLE

Mit 2 Abbildungen und 1 Karte (Beilage I)

OTTO FRÄNZLE

Summary: Valley evolution and slope formation in the southern Ville

Within the framework of studies on erosion and valley evolution in the Rhine Massif and its borderlands the area NW of Bonn was mapped geomorphologically at 1:10 000. The 1:25 000 reduction of the field map is published here, the explanatory text being strictly limited to the above-mentioned landforms and processes. The map is essentially morphographic (and morphometric), morphogenetic, and morphochronological, morphogeny being expressed by symbols and chronology by colour. A comprehensive description of the details of this map is under preparation.

The Ville parallels the Rhine on its western side as a finger-like ridge, extending from the massif of the Eifel between Meckenheim and Bad Godesberg some sixty kilometers north-north-westwards until it fades out in the undulating country north of the River Erft. Especially in its southern part it shows a marked asymmetry of its flanks. The western slope has preserved much of its original fault plane morphology whereas the eastern one constitutes a series of wide and largely dissected embayments. The main phases of dissection were the Mindel and Riss glacials cutting valleys more than 80 metres deep, whose cross profiles are in parts highly asymmetrical with the steeper slopes facing W to NW. The analysis of the correlative sediment cover of the slopes of lowest angle led to the conclusion that they were formed by both solifluction and periglacial slope wash, the latter becoming predominant in the final stages of evolution.

By means of lithostratigraphic correlation a quite precise chronologic equivalency between the erosion of individual Ville streams and the sedimentation phases of the Rhenish Lower Middle Terrace (Drenthe) could be established; each stream proved to have had a morphodynamic activity of its own. The reasons are discussed and the general conclusions drawn further corroborated by comparison with the results of pedostratigraphic studies in European loess areas.

Periglacial slope wash during the Riss and the Mindel glacials also formed systems of glacis which are a characteristic morphologic feature of the Ville. During the Würm period a certain re-modelling of the landforms took place. Apart from local exceptions the processes involved varied in intensity according to the following general scheme: slope wash → solifluction → deposition of loess. In historic time human activity became the morphogenetic factor of prime importance.

I

Die rheinische Terrassenlandschaft, die seit über 130 Jahren das Interesse von Geologen und Geographen auf sich zieht, entstand aus der raum-zeitlich wechselnden Interferenz tektonischer und klimagesteuerter Erosion und Akkumulation. Kompliziert gebaut und deshalb von besonderem Reiz ist der Übergangsbe-

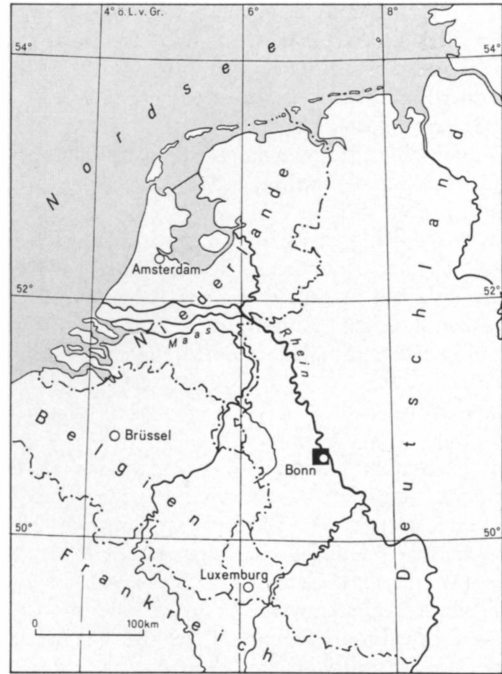


Abb. 1: ■ Lage des Untersuchungsgebietes

reich zwischen Schiefergebirge und Niederrheinischer Bucht; denn hier durchdringen sich die Auswirkungen sehr verschiedener morphogenetischer Vorgänge, denen beide Landschaften ihre je eigene Prägung verdanken.

Bei der Vielzahl der hier wirksamen Prozesse und der sie steuernden Faktoren ist es für die landschaftsgenetische Forschung – auch wenn sie allein unter geomorphologischem Aspekt betrieben wird – wichtiger, möglichst viele morphogenetische 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 Erkenntnis dieser Faktorengruppen und ihrer Wirkungen zu kommen, bietet sich die großmaßstäbliche geomorphologische Karte an, die zugleich morphographisch, morphogenetisch und morphochronologisch ist. Die Morphographie – mit der Morphometrie als ergänzender, quan-

tifizierender 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. Auch das durch Granulometrie und Rundung der größeren Fraktionen gekennzeichnete Gestein geht als Substrat der Formen in die morphographische Aussage ein.

Die Morphogenese, d. h. die Tätigkeit 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.

II

Das Kartenblatt Bonn NW – entworfen als erstes einer Serie von vieren – zeigt eine ausgeprägte Viergliederung in die den Westen einnehmende Hauptterrassenfläche (Günz), die weiten Niederterrassenfelder (Würm) im Osten und die zwischen beiden vermittelnden, aber nur im Raume Duisdorf – Endenich – Dransdorf flächenhaft erhaltenen Mittelterrassen (Mindel und Riß) sowie den Osthang der Ville, das sog. Vorgebirge.

Dieser Hang ist eine sehr komplexe Formengemeinschaft und soll wegen der Fülle seiner Einzelstrukturen, deren Analyse Aussagen von allgemeinerer Bedeutung ermöglicht, hier gesondert behandelt werden; eine ausführliche Erläuterung des gesamten Karteninhaltes erscheint an anderer Stelle.

Im Vergleich zum Westrand der Ville, der in Form leicht geschwungener Bruchstufen zum Swist-Bach absinkt, ist dieser Ostrand 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 rund 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 ausgeprägte 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 Quellhorizont mit den zugehörigen Phänomenen der Quellerosion weitgehend ab.

Die tektonischen Bewegungen des Mittelpleistozäns (Maximum und Ende der Mindelzeit und Holstein-I.), die im Swist-Sprung-System die Oberfläche der Hauptterrasse um 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 W–E-streichender Brüche eine kräftige antithetische Einkippung erfuhren. Diese Störungen wurden für die Morphogenese der Ville-Landschaft in doppelter Hinsicht wichtig: einmal durch die Schrägstellung der Hauptterrassenoberfläche (JHT), welche die Abspülung und Entwicklung asymmetrischer Täler begünstigte, zum anderen als Leitlinien der fluviatilen 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, nämlich 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 periglaziale 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

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

²⁾ Mancherorts, z. B. 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: Hardt-Bach, Alter Bach, Dransdorfer Bach, Rheindorfer Bach.

einem solchen Vorgang entstehenden Formen genau analysiert und unterscheidet von oben nach unten: Mäandertal, Trompetental und Schwemmkegel. Letzter grenzt mit einem bogenförmigen Erosionsrand, einem „fluvioglazialen bzw. periglazialen Talrandbogen“ gegen das randlich höhere Gelände. In Übertragung dieser vor allem im Alpenvorland gewonnenen Erkenntnisse auf die niederrheinische Terrassenlandschaft schied TROLL im NW von Bonn eine Serie von drei rißzeitlichen Talrandbögen aus, die von Bonn über Duisdorf und Alfter bis Bornheim, von Bornheim bis Hermülheim und von dort über Frechen gegen Königsdorf verlaufen. Der durch die Kartierung erbrachte Nachweis, daß die Erosionsreste der mindelzeitlichen oMT sich schon diesen Bögen einschmiegen, 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 Form ⁴⁾ und durch Verschmelzung zweier Mäanderprallhänge entstanden.

Diese Terrasse – 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 rund 120 (im Norden) bis 125 m (im Süden) Meereshöhe.

Geomorphologisch sind die Vorkommen dieser Terrassenstufe von besonderem Interesse, welche sich in den großen Tälern des Hardt-Baches 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.

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

Besonders instruktiv ist in dieser Hinsicht das Tal des Breniger Baches. Oberhalb des durch die Prallhangerosion angeschnittenen Tertiärs (Braunkohlentone) steht einem ungedielerten 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 untere Mittelterrasse späterer Erosion zum Opfer gefallen, und der Übergang zum würmzeitlichen Talboden vollzieht sich allmählich. Da die oMT hier 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 entsprechende Steigerung erfuhr.

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 Breite ⁵⁾. Der fast überall sehr markant ausgebildete Rand gegen die Niederterrasse ist durch die Prallhangerosion des würmzeitlichen Rheins geschaffen worden und verläuft in zwei Bögen von Bonn über Dransdorf nach Roisdorf und von dort nach Keldenich. Ihm steht ein ganz allmählicher, hunderte Meter breiter rückwärtiger Übergang der Terrassenfläche in den steiler geböschten Villehang gegenüber. Nur in der Umgebung Roisdorfs, 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 Bohrungen, die bei der Aufnahme der entsprechenden geologischen Meßtischblätter angesetzt wurden, in den Bereichen allmählichen Übergangs nicht der Fall; hier ist die Würmlößauflage überall \pm gleichmächtig und der flachgeböschte Hangfuß daher eine primäre rißzeitliche Form (die noch im Alt- und Mittelwürm gleichartig weitergeformt wurde).

Daraus folgt, daß am Fuße des Vorgebirges während der vorletzten Eiszeit flächenhafte Abtragung mit Glacis-Bildung ⁶⁾ 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

⁵⁾ Ein guter Überblick bietet sich von der 500 m östlich Meßdorf gelegenen Brücke über die Bundesbahnlinie Bonn-Duisdorf(-Euskirchen).

⁶⁾ 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).

durch die stark schotterbeladenen größeren Nebenbäche (v. a. Lengsdorfer Bach, Hardt-Bach).

Tagesaufschlüsse, die im Sommer 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 zeigt, wird gebildet von einer Lößlehmschicht (Parabraunerde), deren Dicke bis zur Straße Duisdorf-Lengsdorf mit etwa 2 m gleichbleibt. Darunter folgt der zum erheblichen Teil aus umgelagerten Hauptterrassensedimenten aufgebaute Schotterkegel des Lengsdorfer Baches, der sich im Norden ebensohlig mit der uMT verzahnt und sich nach S allmählich – unter gleichzeitiger Mächtigkeitszunahme auf mehr als 3 m – über deren Niveau (75 m ü. NN) heraushebt. Der Untergrund wird von sandig-schluffigem bis tonigem Tertiär gebildet, dessen im Anschnitt recht ebene Oberfläche gleichfalls nach N absinkt.

III

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 (i. w. S.) der Rißeiszeit erfuhren.

Auffallend ist beim Lengsdorfer Bach, Hardt-Bach und Breniger Bach sowie einigen kleineren Nebentälern die Asymmetrie des Querprofils mit S- bis W-Exposition des Steilhanges (Sekundär-Asymmetrie im Sinne POSERS & MÜLLERS, 1951). Der Asymmetriegrad, definiert als Quotient aus der Neigung von Steil- und Flachhang, nimmt vom Talursprung abwärts bis zu einem Maximalwert zu und sinkt dann wieder ab. Über die Einzelheiten der Querschnittsgestaltung mag das nachfolgende Diagramm unterrichten, in dem der Asymmetriegrad als Funktion der relativen Tallänge – gemessen jeweils bis zum Austritt des Tals auf die uMT – abgetragen ist.

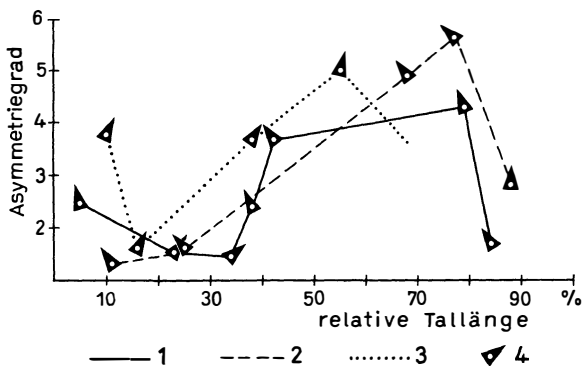


Abb. 2: Der Asymmetriegrad dreier Villetäler in Abhängigkeit von der Tallänge
1 Lengsdorfer Bach; 2 Hardt-Bach; 3 Breniger Bach;
4 Pfeilstellung zeigt Talrichtung im Meßpunkt an

Auffallend ist die Breite des lößbedeckten Flachhanges, die beim Hardtbach-Tal mehr als 1,5 km erreicht. Bei einer Hangneigung, die weithin um 2° liegt, haben diese flachkonkaven 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 der Glacis aus. Vereinen sich zwei Dellen, 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 Ville-Teilschollen begünstigt wurde (s. S. 2), so verdanken diese Täler doch zum ganz überwiegenden Teil ihre spezielle Formung dem Periglazialklima der Mindel- und Rißeiszeit⁷⁾. 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 Ville-Gesteine (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 fröhsommerlichen 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° bis 15°C); die Schneedeckendauer schwankt zwischen 220 und 280 Tagen (PRESNIAKOV, 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 sol-

⁷⁾ 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).

chen Fällen die geringe Größe des Einzugsgebietes sein, das nicht genügend Schmelzwasser liefern konnte.

Die Sekundärasymmetrie der Villetäler mit S- bis W-Exposition des 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-Hanges zurück. Entscheidend bei diesem Zusammenspiel verschiedener Vorgänge war wohl die Anhäufung großer Schneemassen im Lee des Villehangs in der Konkaven oberhalb der bandartig angeordneten Reste der oberen Mittelterrasse. Infolge seiner Mächtigkeit und des expositionsbedingten Ablationsschutzes bleibt 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 unterschneidet den nicht lößbedeckten rasch abtrocknenden 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 2° 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 Verf. in Europa weit verbreitet und viele Flachhänge, deren solifluidale Entstehung einfach angenommen wird, erweisen sich bei einer genaueren Untersuchung als von Schwemmsedimenten überkleidet.

Sekundär-asymmetrische Täler 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° bis 20° C; Januar – 15° bis – 40° C) und eine Schneedeckendauer von 140 bis 220 Tagen gekennzeichnet.

Die Formung der asymmetrischen Ville-Täler erfolgte während der Phasen besonders energischer Tiefenerosion, die insgesamt mehr als 80 m erreichte; denn soweit ist die Terrassen-Oberfläche der uMT von der JHT entfernt. Aus den erhaltenen Formen, vor allem dem allmählichem 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 herangeführte Material durch die frühsommerlichen 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, 1961) steigerte, läßt sich mangels Aufschlüssen leider nicht angeben. Extrapoliert man jedoch von den gut erschlossenen Schottermächtigkeiten des Schwemmkegels des Lengsdorfer Baches (s. S. 4) auf die Verhältnisse in den Tälern, so sind auch hier nur relativ geringmächtige Schottersohlen zu erwarten; auch die Talsohlen tragen also zum ganz überwiegenden Teil den Charakter von Erosionsformen.

Ihr Alter ergibt sich aus der Verzahnung ihrer Schwemmkegel mit der drenthezeitlichen 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 verständlich, 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 Periglazial-Gebieten und an größeren Flüssen gewonnenen Forschungsergebnisse, denen zufolge Aufschotterung und Seitenerosion im Früh- und beginnenden Hochglazial erfolgten, während Tal-eintiefungen 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 lößstratigraphischen Untersuchungen, die BRUNNACKER (1967), FINK (1965), GULLENTOPS & BASTIN (1967), PAAS (1962), PAEPE & VANHOORNE (1967), PÉCSI (1967), RHODENBURG (1967), SEMMEL (1968) und Verf. 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 löß-

freie 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 periglaziale 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).

IV

Im Vergleich zu der intensiven Zertalung und Abtragung des Ville-Osthanges während der Mindel- und vor allem der Rißeiszeit war die morphodynamische Aktivität der Würmeiszeit weitaus geringer. Eingestellt auf das Erosionsniveau der Niederterrasse schufen die großen Ville-Bäche mehrere Meter tiefe und im Maximum wenig über 100 m breite Kastentäler im braunlehmartig verwitterten Schotterkörper der uMT und den Sohlen der Villetäler.

Dies hat einmal tektonische Gründe: die im Mindel-Glazial 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 Ausschnitte am Villehang, daß im Alt- und Mittelwürm (i. S. WOLDSTEDTS, 1962) noch einmal flächenhafte Formungsvorgänge vorkamen. Als Beispiel sei hier auf die Kiesgrube Alfter verwiesen, deren Bodensequenz zuerst von PAAS (1962 a) aufgenommen wurde. Fluviale Feinsande überlagern die Schotter der uMT, wie dies Verf. auch in anderen Aufschlüssen fand, z. B. in der Kiesgrube von Bornheim. Auf diesen Hochflutabsätzen ist noch der Basaltteil einer fossilen Parabraunerde (fB₁-Horizont) erhalten, kenntlich an Tonanreicherungsbandern sowie einer starken basalen Kalkanreicherung. Darüber folgt eine stark verlehnte Schotterlage, die aufgrund ihrer Färbung und Schwermineralführung als umgelagertes Bodenmaterial der oberen Mittelterrasse oder jüngeren Hauptterrasse anzusprechen ist; sie wird überlagert von braunem Schwemmlern, auf den eine Lage krypturbat gestörter, geschichteter Kiese und Sande folgt. Die Deckschicht bildet Löß, der im oberen Teil zu einer Parabraunerde verwitterte.

Die Bodensedimente und Schotter 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 – weithin 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 unge-

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

Letzteiszeitliche Spülvorgänge der oben geschilderten Art überprägten auch die Glacis des Villehorstes, und Schwemmlöss mit Kieslinsen als korrelierte Sedimente leiten daher weithin die würmzeitlichen Schichtfolgen ein. Darüber folgt äolisch sedimentierter Löß, an dessen Basis der durchhaltende Boden des Paudorfer Interstadials i. w. S. den wichtigsten pedostratigraphischen Leithorizont des Untersuchungsgebietes bildet. Häufig hat er sich aus Solifluktionlöß gebildet, der sich zwischen den basalen Schwemmlöß und den äolischen Decklöß einschleibt, und nicht selten ist auch der Paudorfer Boden zu Beginn des Jungwürms solifluidal umgelagert worden. Die entsprechenden Einzelprofile – z. B. das Dellenprofil Römerstraße (Nettekoven) – werden an anderer Stelle im Detail veröffentlicht. Besonders schön zeigen Aufschlüsse am Osthang des Heppertsberges westlich Nettekoven diese Abfolge. In benachbarten Dellenprofilen ist nicht selten auch der interglazial zu Parabraunerde verwitterte Rißlöß teilweise erhalten geblieben.

Entsprechend dem oben ausführlich geschilderten Bildungsmechanismus stellen diese Glacis Grenzfälle der Hangformung dar; sie gehen daher – sieht man von den Glacis der großen asymmetrischen Villetäler ab – nach oben in steiler geböschte Hänge über. Deren Neigung schwankt zwischen 5 und 20°; sie sind um so stärker zerdelt, je steiler geböschte sie sind.

Baugruben und ein über 200 m langer Rohrgraben boten am Villehang in Alfter Gelegenheit, einen genaueren Einblick in die würmzeitlichen Hangprozesse zu gewinnen, durch welche vor allem im Oberhang ausgeprägt schuppig texturierte Solifluktionsdecken entstanden. Bei ihnen wechsellagert verwitterter und unverwitterter Löß mit Tertiärton und verwitterten Hauptterrassenschottern, und vielfach schließen an die Solifluktionsschuppen hangabwärts Schwemmsedimente (Schotter bis Tone) an. Verfolgt man diesen Schuppenbau hangabwärts im Bereich geringerer Hangneigung, so stellt man eine Zunahme der Schuppenlänge fest, während die Schuppenzahl im Vertikalschnitt abnimmt und wenig verlagertes Löß immer stärker in Erscheinung tritt. Je jünger eine Solifluktionsschuppe also ist, desto höher am Hang setzt sie an und desto weniger reicht sie in der Regel hangabwärts. Man sieht also förmlich beim Abgehen eines ausreichend langen, falllinienparallelen Aufschlusses, wie die Lösssedimentation von unten nach oben fort-

schreitend den Sieg über die solifluidale Abtragung und Abspülung davontrug.

Interessanterweise läßt sich bei den Fließberden des Villehangs analytisch die Beobachtung ROHDENBURGS (1967) 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 Hangprozessen für die würmzeitliche Morphogenese bestimmend war (RHODENBURG & MEYER, 1966; RHODENBURG, 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 Altwürmpprofilen 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.

V

Morphologische Wirkungen, die in ihrer Intensität den würmzeitlichen vergleichbar sind, treten am Ville-Osthang erst wieder in historischer Zeit durch die Tätigkeit des wirtschaftenden Menschen auf.

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 Hangdellen 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 vorgelagerten 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 erwies 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 über-

formt. Aber die verschiedentlich geäußerte Vermutung, daß auch weitgespannte Hangdellen am Vilehang weitgehend oder ganz 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 Hohlformen 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 von MORTENSEN (1954/1955) 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 weithin auf den Riedeln der oberen Mittelterrasse vor und wurden beispielsweise im Rohrgrabenprofil Alf-ter aufgenommen. Die Mächtigkeit des A-Horizontes beträgt hier 30 cm. Als korrelate 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 b). Weit verbreitet sind Kolluvien aus A-Horizontmaterial von Parabraunerden auf den unteren Teilen der Gehängerücken zwischen Dellen, in denen erodiert wird.

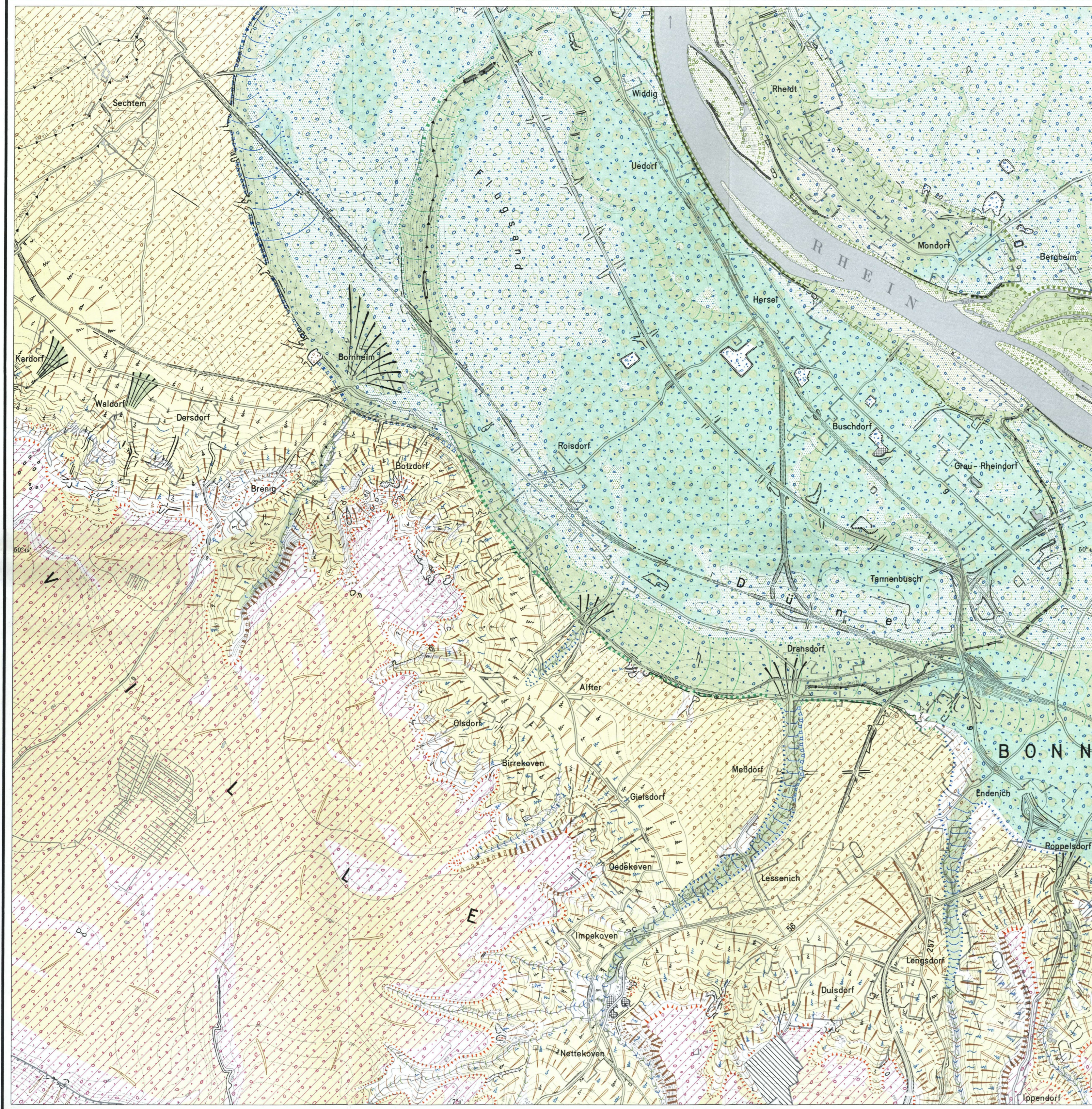
Es ist eine reizvolle Aufgabe zukünftiger Forschung, derartige quasinatürliche Formungsvorgänge bilanzmäßig und in Abhängigkeit von der Wirtschaftsweise zu erfassen. Stärker noch als bisher müssen dazu physiogeographische, kulturgeographische und bodenkundliche Arbeitsmethoden verknüpft werden.

Literatur

- AHORNER, L.: Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. Eiszeitalter und Gegenwart 13, 1962, S. 24–105.
- BIROT, P., et DRESCH, J.: Pédiments et glacis dans l'Ouest des Etats-Unis. Annales de Géographie 75, 1966, S. 514–552.
- BRUNNACKER, K.: Die regionale Stellung der niederrheinischen Lößprovinz. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 13, 1967, S. 55–63.
- BÜDEL, J.: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet. Mitt. Erg.heft 229, 1937, S. 1–71.
- : Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch. 34, 1944, S. 482–519.
- : Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkunde 7, 1953, S. 249–266.
- : Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. Erdkunde 13, 1959, S. 297–314.

- : Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. *Naturwiss. Jg.* 1961, S. 313–318.
- : Klimagenetische Geomorphologie. *Geogr. Rdsch.* 15, 1963, S. 269–286.
- FINK, J.: Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung. *Eiszeitalter und Gegenwart* 16, 1965, S. 264–275.
- FLIEGEL, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen . . . Lief. 144, Blatt Sechtem. Berlin 1910.
- FRÄNZLE, O.: Geology, Relief and Soils of the Ville Region. In: *Geography as Human Ecology*. S. 74–90. London 1966.
- GERBER: in HORMANN, K., 1965.
- GULLENTOPS, F., & BASTIN, B.: Loess quarry Nelissen at Kesselt (Mimeogr.). Guide to Excursion NE Belgium. INQUA Sub-Commission on European Loess Stratigraphy. Leuven 1967.
- HARD, G.: Lößschleier, Waldrandstufe und Delle. *Decheniana* 118, (1965), 1967, S. 181–197.
- HORMANN, K.: Das Längsprofil der Flüsse. *Z. f. Geomorph. N. F.* 9, 1965, S. 437–456.
- JORRE, J.: Les effets du gel persistant du sol sur le relief. *Rev. Géogr. alpine* 24, 1936, S. 329–338.
- 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.
- 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., und WOLDSTEDT, P.: Über den Charakter der Wärmezeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadial in Norddeutschland. *Eiszeitalter und Gegenwart* 16, 1965, S. 37–46.
- KREMER, E.: Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel. *Arb. z. Rhein. Landeskunde* 6, 1954, S. 1–100.
- LOUIS, H.: Über Weiterentwicklungen in den Grundvorstellungen der Geomorphologie. *Z. f. Geomorph. N. F.* 5, 1961.
- MARUSZCZAK, H.: Hauptmerkmale der klimatischen Hängesymmetrie in den periglazialen und gemäßigten Zonen. *Ann. Univ. M. Curie-Sklod. B.* 11, 1956, S. 161–237.
- MENSCHING, H.: Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. *Erdkunde* 5, 1951, S. 60–70.
- MORTENSEN, H.: Die quasinatürliche Oberflächenformung als Forschungsproblem. *Wiss. Zeitschr. d. Univ. Greifswald*, Jg. 4 Math.-nat. Reihe, 1954/55, S. 625–628.
- PAAS, W.: Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. *Eiszeitalter und Gegenwart* 12, 1962, S. 165–230 (1962a).
- : Bodenkarte Dersdorf-Brenig 1 : 5000. Unveröff. Manuskriptkarte i. Arch. Geol. Landesamt NW (1962b).
- 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.
- PÉCSI, M.: Relationship between Slope Geomorphology and Quaternary Slope Sedimentation. *Acta Geol. Acad. Scientiarum Hungaricae* 11, 1967, S. 307–321.
- POSER, H.: Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. *Z. f. Gletscherkunde* 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. *Voprosy Geol. Asii* 2, 1955, S. 391–396.
- ROHDENBURG, H.: Jungpleistozäne Hangformung in der Umgebung von Göttingen. In: *L'Evolution des Versants*, S. 245–257. *Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège* 40. Liège 1967.
- und MEYER, B.: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. *Mitt. d. Dt. Bodenkdl. Ges.* 5, 1966, S. 1–137.
- RICHTER, G., und SPERLING, W.: Anthropogen bedingte Dellen und Schluchten in der Lößlandschaft. *Untersuchungen im nördlichen Odenwald. Mainzer Naturwiss. Arch.* 5/6, 1967, S. 136–176.
- SEMMELE, 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.
- TRICART, J.: Le modèle des régions périglaciaires. *Traité de Géomorphologie Tome II.* 512 S., Paris 1967.
- TROLL, C.: 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. *Pet. Mitt. Erg. heft* 262, 1957, S. 213–226.
- 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 Stauferland-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.

O. Fränze:
Geomorphologische Karte
der Umgebung von Bonn



Präquartär *	Günz	Mindel	Riß	Würm (Pre-Alterd)	Jüngere Dryas-Zeit	Holozän	Anthropogene Formen, Vorgänge und Ablagerungen	
[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]	[Pattern]		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

[Pattern] Löß [Pattern] Aueablagerungen der Jüngeren Dryas-Zeit und des Holozäns



Maßstab 1:25000