

**Morphologie
der Leinetallandschaft
im Raume
Elze - Kreiensen**

Von
JÜRGEN KÖRBER

Arbeit aus dem Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie
der Universität Hamburg

Mit 1 Karte

1955

SELBSTVERLAG DER BUNDESANSTALT FÜR LANDESKUNDE
REMAGEN/RH.

Zuschriften, die die Forschungen zur Deutschen Landeskunde betreffen,
sind zu richten an:

Prof. Dr. E. Meynen, Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen/Rh.

Alle Rechte vorbehalten

Printed in Germany

Druck: Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt a. M.

Inhalt

	Seite
I. Einleitung und allgemein einführender Teil	7
II. Die Leine im Hügelland	
Sarstedt — Brüggen	14
Die Saale	32
Marienburg — Oberg	37
Die Ausraumlandschaft zwischen Ith-Hilsmulde und westlichem Leinetalsattelflügel	42
Das Alfelder Leinetal und die Vorzone des Sackwaldes	47
Das Kreienser Becken	57
Gande- und Auetal	60
III. Zusammenfassende Charakteristik der Leinetallandschaft im Raume Elze — Kreiensen	63
Karten- und Schriftenverzeichnis	67
Hangprofile	73
Nachwort	76

II. Die Leine im Hügelland

Sarstedt-Brüggen

Die nördliche Grenze des Untersuchungsgebietes liegt in der Höhe der Innerstemündung. Flußabwärts ist die Leine ein reiner Flachlandfluß im aufgeschütteten Diluvium, aufwärts liegt sie in der Vorzone des Mittelgebirges, das gegen N in mehreren Ausläufern das Flußgebiet durchsetzt, während es im Süden bei Brüggen (Brü.), Banteln das Tal ganz in sich einschließt. Der Einsatz bei Sarstedt ermöglicht den nahtlosen Anschluß an die Arbeit Spreitzers über die Innerste, deren Ziele und Methoden den hier zu verfolgenden verwandt sind. Die erstjährige Begehung (Herbst 1949) wurde flußabwärts durchgeführt, um nicht durch den Ausgang von einem bekannten Punkt ins unbekannte Gelände der Gefahr eines Zirkelschlusses zu unterliegen. Die Aufnahme der reinen Beobachtungstatsachen ergab jedoch auch bei der Annäherung von S her einen recht zufriedenstellenden Anschluß, der dem Verfasser beim nachfolgenden Studium der Spreitzerschen Arbeit erst recht klar wurde. Die Darstellung aber soll hier aus Gründen der Anschaulichkeit im N beginnen. Auch wird es sich sehr bald zeigen, wie sehr wir in den nördlichen Abschnitten mit glazigener Überformung zu rechnen haben, die gegen S mehr und mehr abnimmt und im Bergland an Bedeutung verliert. So wird es sich empfehlen dort einzusetzen, wo die Wirkung diluvialer Formkräfte noch am reinsten zu beobachten ist.

Spreitzer entwickelt seine Erkenntnisse über das unterste Innerstetal an Beobachtungen aus der Umgebung von Sarstedt. Sein Bestreben ist es, die morphologisch hervortretenden Terrassenkörper mit den geologischen Vorkommen in Übereinstimmung zu bringen, sie auf diese Weise in den Vorgang des eiszeitlichen Ablaufs einzuordnen.

Das an der Innerstemündung 2 km breite Leinetal zeigt im W nahe dem Fluß über der Talaue eine 10 m hohe Terrasse, deren ausgeprägter Rand von der Marienburg an das Tal gegen N begleitet. Nach W steigt die Terrassenfläche sehr langsam bis zu 25 m ü. T. (über Talaue) an (N-Ausgang Schulenburg; 2 km westlich des Tales), um dann flächenhaft ins Deister-Vorland hineinzuziehen (Grupe 1925, 185). Die rechte Talseite weist zwei niedrigere Terrassen auf, deren Kanten in 7—8 m und in 3 m ü. T. zu finden sind und ebenfalls als Innenkanten (s. Anm.) größerer Flächen auftreten. Alle drei lassen sich nach N und S weiter verfolgen.

Die 3 m Terrasse ist nur sehr schwach ausgebildet, tritt gegenüber der meist 1000 m breiten Talaue jedoch schon gut hervor. Ihr Rand bezeichnet meist die

Anm.: Als Innenkanten werden in dieser Arbeit die dem Tal zugekehrten Terrassenkanten bezeichnet, wie sie auch in der Karte eingetragen sind.

Beackerungs- und Bebauungsgrenze. Ein schon von Spreitzer (S. 12) beschriebener Aufschluß nördlich Giften (Gi.) zeigt unter 1½ m Lehm 1½ m lehmigen Sand, unter dem noch bis zu 5 m mächtige grobsandige, feinkiesige Lagen gefunden werden. Auch westlich Rössing (Rös.) findet man im gleichen Niveau Kies-Sandlagen dieser Art aufgeschlossen. Der überlagernde Lehm wird von Spreitzer als ein geschichteter, d. h. im Wasser abgesetzter Löß bezeichnet (Grupe 1926, 195 ff.), eine Tatsache, die Mensching (1950, 9) mehrmals hervorgehoben hat. Auf weite Strecken hin trifft das für diese Terrasse ohne weiteres zu, jedoch werden auch tonige und sandige Bildungen angetroffen (Erltgn. zu Bl. Elze geol. S. 23).

Die Flußtaue ist von schwerem Auelehm bedeckt, der an der 3 m Terrassenkante scharf absetzt. Spreitzer konnte in der nördlichsten der Sandgruben SW des Gutes Bocksberg feststellen, daß sich „der orographisch klar hervortretende Terrassenrand unterirdisch als eine 60° gegen W geneigte Grenzlinie zwischen den horizontal gelagerten Sanden und den Auelehmen fortsetzt“ (S. 11). So weist sich das 3 m Niveau über der Talaue durch seinen Bestand deutlich aus. Am westlichen Ufer ist dieser Terrassenkörper bei Ruthe vollständig ausgeräumt worden. Man trifft sogleich auf die 10 m Terrasse, die nun sehr viel stärker hervortritt und auch eine anderer Zusammensetzung zeigt. Sie wurde schon von Grupe (1925, 191) aus Aufschlüssen bei Ruthe und Jeinsen sehr eingehend beschrieben. Die Kieslagen sind hier weit gröber, tauben- bis hühnereigröße herrschen vor, sind meist einheimischer Herkunft (Pläner, Keuper Muschelkalk, Bundsandstein) oder entstammen dem Harz (Kieselschiefer, hercynische Grauwacken). Diese 4—6 m mächtigen Kiesbänke sind bedeckt von Grundmoräne (dm) und Löß (dl), während sie von Geschiebemergel, Bänderton und Glazialsand unterlagert werden. Diese reiche Folge scheint sogleich gute Gliederungsmöglichkeiten an die Hand zu geben, wie sie Grupe (1925) auch genutzt hat. Wichtiger erscheint es aber, vergleichend festzustellen, wie weit dieses Profil für das 10 m Niveau typisch ist. Gewiß sind die Kiese ein leitendes Merkmal dieser Terrasse. Sie finden sich fast in jeder Gemarkung (z. B.: NO Giften [Gi.]; Jeinsen; Freienberg bei Sarstedt; Gronau; Banteln) aufgeschlossen und tragen fast immer eine dm und dl Decke. Nicht so häufig findet man das Profil ins Liegende der Kiese verlängert und damit ist schon die Problematik der Beweisführung angedeutet, die sich auf die Vorkommen unter den Kiesbänken stützt. Hier bleibt zunächst wichtig, daß die 10 m Terrasse einen von der 3 m Terrasse deutlich unterschiedenen Materialbestand zeigt. Wir beobachten also zwei verschiedene Phasen der Ablagerung, die materialmäßig und niveaumäßig streng geschieden, also durch eine Erosionsphase getrennt sind. Damit wird ein relativer Altersunterschied sichtbar, der sicherste und wichtigste zugleich im ganzen Terrassenverhältnis des Leinetales. Nicht nur die weithin vorkommenden horizontal geschichteten Lößlehme der 3 m Terrasse — wenn man sie wie heute allgemein angenommen wird, als primäre Ablagerung gelten läßt — charakterisieren sie als eiszeitliche Bildung, und zwar als die jüngste, sondern auch der Übergang ihres Niveaus in die Talsande des Allerurstromtales (Stoller 1909, 126 ff.) weisen sie als würmeiszeitlich aus

(Anm. 1). Die grobkörnigen Kiese als Hauptablagerungsbestandteil der 10 m Terrasse werden von dm unter- und überlagert. Das letzte Inlandeis ist nicht mehr bis ins niedersächsische Bergland vorgestoßen. Der dm kann also nur ein Relikt der nächst älteren Hauptvereisung sein, der Saaleeiszeit. Oberflächlich ist er vom 10 m Niveau an weit über die Talhänge verbreitet. Die Festlegung dieses dm auf die Saaleeiszeit wird uns noch des weiteren beschäftigen. Anhaltspunkte werden sich noch mehrere ergeben. Die Bestimmung des unterlagernden Geschiebemergels ist schon weit schwieriger. Die bisherigen Bearbeiter ließen sich von der Grupeschen (1925) Ansicht leiten, daß es sich um ein elstereiszeitliches Äquivalent handele. Jedoch stützt sich Grupes Beweis nur auf die Art der Lagerung, im wesentlichen aber auf seine Ansicht über die eiszeitliche Talauformung. Geologisch-stratigraphisch ist dieser Tatbestand bisher noch nicht erwiesen, muß also noch dahingestellt bleiben. Andeutende Zweifel äußerte bisher Barner (1944), der Schottervorkommen in 80 m und mehr ü. T., die durch Schotteranalysen Hesenmanns (im Besitz Herrn Barners) elstereiszeitlich zu sein scheinen, nicht mit Vorkommen von dm unter Talaue (Limmer) gleichsetzen zu können glaubt. Es ist auch daran zu denken, daß der Vorstoß des Saaleinlandeises keineswegs glatt und einheitlich vor sich gegangen ist. Die Rehburger Moräne Wolstedts (1928, 104) und der Clauener Sander Spreitzers (S. 16) weisen schon auf die Differenziertheit dieses Vorganges hin, für den wir im weiteren Fortgang noch geologische wie morphologische Anhaltspunkte gewinnen werden.

In Übereinstimmung mit den bisher bekannten Verhältnissen im Weser-Leine Bergland wird man diese 3 m Terrasse als *Niederterrasse* bezeichnen können und die 10 m Terrasse als *Mittelterrasse* (Anm. 2). Die weithin damit verbundene zeitliche Fixierung läßt sich auch im Leinegebiet vertreten, da die Mittelterrasse die glazigene Verknüpfung mit dem Saaleinlandeis zeigt (über die Niederterrasse s. Anm. 1).

Damit ist eine erste Gliederung der über dem rezenten Flußbett liegenden Talterrassen gegeben, wie sie aus den ersten Beobachtungen des eigenen Untersuchungsgebietes wie auch aus früheren Feststellungen sich ergibt. Es wird weiterhin zu zeigen sein, welche Differenzierungen und Abwandlungen dieses einfache klare Bild erfährt. Dieses soll jedoch nicht lediglich auf die Chronologie des Eiszeitalters abgestimmt werden, vielmehr liegt die Aufgabe darin, die diluvial bedingten Formkräfte innerhalb der gesamten Talandschaft zu sehen. Denn die Reichhaltigkeit und das dichte Vorkommen der glazialen Ablagerungen weisen zwingend darauf hin, den Zusammenhang mit den morphologischen Funden aufzusuchen. Sind einerseits die morphologischen Beobachtungen geeignet, die formenden Kräfte der Vergangenheit dort auch

Anm. 1: Das würmeiszeitliche Alter darf nicht direkt daraus entnommen werden (Mensching 1951, 62), da das Allerurstromtal von Woldstedt (1929) wartheiszeitlich eingestuft wird. Die Talsande sind jedoch erst eine Nachfolgebildung und so jedenfalls jünger als saaleeiszeitlich).

Anm. 2: Niederterrasse im Text = NT, Mittelterrasse = MT.

wieder zu erkennen, wo uns die notwendige Dichte der Ablagerung fehlt, sei es mangels Aufschlüssen und Bohrungen oder geringer Spuren, so kann andererseits die vergleichende Analyse der Ablagerungen als eine der untrüglichen Anhaltspunkte für den zu gliedernden Formenablauf als Bestimmung und Bestätigung nicht entbehrt werden. Die Herausarbeitung der morphologischen Gestalt gewährt erst die Erkenntnis des durchgehend wirkenden Gesetzes, wie es sich in der Landschaft ausprägt.

Wer heute in die Geschichte des Diluviums eindringen will, stellt im Hinarbeiten fest, daß sich die Vorgänge der Ablagerung und Aufschüttung der jeweiligen Oberfläche sehr fein anpassen, die Formengruppen der Erosion und Sedimentation ein Spiegelbild nicht nur der letztlich mehr bekannt gewordenen klimabedingten Formkräfte, sondern auch vielfach Auswirkungen bisher unbekannter tektonischer und geophysikalischer Kräfte sind.

Die diluvialen Ablagerungen sind am Formenablauf in unserer Landschaft beteiligt, stehen mit ihm in nicht zu trennendem Wirkungszusammenhang, so daß sie der morphologischen Betrachtung in einem Gebiet unbedingt gegenwärtig sein müssen, in dem mindestens eine — wenn nicht zwei — Inlandeisdecken überformend gewirkt haben.

Wie sieht nun die lokale Ausbildung der Terrassen im untersten Abschnitt unseres Gebietes aus?

Die NT ist in ihrer Lage durch die Orte Sarstedt, Giften und Barnten bezeichnet. Vor der Talseite der beiden letztgenannten Dörfer zieht ihre Kante als stark verwischter Rand entlang. Ihre Fläche ist sehr viel ausgeprägter und mit einer Breite bis zu 1000 m wesentlich am Aufbau der Landschaft beteiligt. Von Rössing (Rös.) bis Nordstemmen (No.) liegt sie als breites Band vor der MT. Im Landschaftsbild prägt sie sich mehr als Erweiterung der Talaue denn als unterstes Stück des Talterrassenhangs aus.

Eine Untergliederung der NT, wie sie Mensching in seinen Arbeiten aufzeigt ist nicht zu bemerken. Die von ihm als untere Niederterrasse bezeichnete Terrasse ist das MHW-Bett der Leine, nicht aber die jüngste bereits zerschnittene Terrasse. Der dieser Terrasse eigentümliche Schotterkörper war nur eine seinerseits aufgestellte Arbeitshypothese (1950, I, 17), die hernach wieder fallen gelassen werden mußte (E 1951, 65; s. a. H. Poser 1950, 112). In diesem letzten Beitrag zur Flußgeschichte Niedersachsens gibt er eine Beschreibung dieser uNT, die keine Trennung von der Gestalt und Struktur eines MHW-Bettes ermöglicht. Das Einschneiden des Flusses in diese vermeintliche uNT kann durch seine Angaben nicht wahrscheinlich gemacht werden. Der Fluß ist linienhaft in sein MHW-Bett eingeschnitten. Über dem Wasserspiegel steigt die Uferwand nahezu senkrecht zur breiten Fläche des MHW-Bettes empor. Der Fluß hat sich also nicht einmal ein weiteres MNW-Bett geschaffen. Sprechen wir im Falle des MHW-Bettes von einer Terrasse, verwirren wir nur die Begriffe. Dabei handelt es sich nicht nur um ein morphologisches Kriterium, sondern auch um ein stratigraphisches (S. 69). Es zeigt sich hier, daß die Bildungsgeschichte der niedersächsischen Flüsse nicht völlig einheitlich ist. Da es uns gerade auf die

feinmorphologischen Beobachtungen ankommt (s. a. H. Poser 1950, 109), dürfen wir sie nicht zugunsten einer durchgehenden Gesetzmäßigkeit unterdrücken.

Über der NT steigt beiderseits des Flusses die MT auf, nimmt sich aber links und rechts der Talaue recht verschieden aus.

Auf dem rechten Ufer findet sich die 10 m Terrasse um 2 — 3 m erniedrigt. Ihre Innenkante wird erst im langsamen Anstieg von der NT aus gewonnen, prägt sich dann aber vielfach deutlich aus, zumal sich ihr eine weite Terrassenfläche anschließt, die zunächst weder ansteigt noch von einer nächst höheren begrenzt wird.

Ganz anders links des Flusses, wo die MT-Kante bis 200 m an die Talaue herantritt und von der Marienburg bis Ruthe als relativ scharfe Steilkante das Tal begleitet. Vom Terrassenrand steigt die Fläche langsam weiter an, bis sie bei 22 — 25 m ü. T. schließlich verhält. Diese Änderung des Hangwinkels läßt sich an mehreren Stellen westlich und südwestlich Schulenburg verfolgen. Die Kante dieses Gehängeknicks ist nur schwer auszumachen. So würde es schwer fallen, von einer neuen Terrasse zu sprechen, wenn wir sie sehr bald im S nicht recht häufig, ja, zum Teil vorherrschend vorfinden würden. Sie hat dort den gleichen Materialbestand wie bei Ruthe und Giften, allein die Mächtigkeit der Kiesschüttung ist durchschnittlich größer. Die 10 m wie die 25 m Terrasse haben den gleichen Inhalt, zeigen die gleiche Verzahnung mit der dm, sind von ihr flächenhaft überlagert. So liegt der Gedanke nahe, daß sie genetisch verbunden sind. Wenn man die untere (10 m) als Erosionsterrasse in der oberen (25 m) bezeichnet, so wäre damit eine Gliederung der MT in sich angezeigt. Das westliche Ufer zwischen Marienburg und Jeinsen bestätigt diese Auffassung vollkommen. Die ausgedehnte Fläche erstreckt sich erst im Anschluß an die Terrassenkante in 25 m ü. T. Die 10 m Terrasse dagegen ist hier nicht so sehr durch ihre Fläche ausgezeichnet, als durch ihre Kante, die auf viele km hin den Talrand bildet. Bis Jeinsen noch liegen beide Kanten im Talhang übereinander, erst weiter nördlich gewinnt die 10 m Terrasse die gleiche flächenhafte Verbreitung wie die 25 m Terrasse.

Die Bestimmung der MT ist bisher nur dort geschehen, wo sie durch aufgeschlossene Schotterlagen nachzuweisen war. Da diese Aufschlüsse recht häufig sind, mochte diese Betrachtung zunächst genügen. Infolge der Grupe-schen Anschauung war es dabei kaum aufgefallen, daß sich MT-Kiese von 7 m — 25 m ü. T. finden. Im weiteren Raum von Sarstedt befinden sich diese Aufschlüsse vornehmlich in unserem 10 m Niveau, weiter im S jedoch tritt das obere Niveau mehr in den Vordergrund. Diese Erklärung ergab sich nach Grupe aus der angenommenen Tatsache, daß das Tal bis zu 25 m über dem heutigen Talniveau — und darunter — vollständig von MT-Kiesen ausgefüllt gewesen sei. Zum anderen konnte man annehmen, daß der Fluß mit dem Eintritt ins Flachland keine so tiefe Erosion mehr in das ursprüngliche MT-Niveau erreicht hat. Die durchgehende Verfolgung der Terrassen ergab aber erst in der Anlage dieser Untersuchung, daß es sich um zwei getrennte Niveaus handelt, die durch Erosion bereits von einander geschieden waren, ehe der Saalegletscher sie überdeckte. Die Untersuchungen Spreitzers an der unteren

Innerste sind zu demselben Ergebnis gekommen. Dieses ließ sich dort noch durch Einzelbeobachtungen belegen, wie etwa in der Kiesgrube von Emmerke, wo sich in den obersten Kieslagen der uMT eine mächtige Verwitterungsschicht fand (1,5 m), über der erst der Löß folgt (Aufn. gegenüber S. 16). Bei Barnten beobachtete schon K. Olbricht 1910 den dm über einer Ausräumungsfläche der mittelglazialen Kiese. Es scheint sich auch im Leinegebiet die Auswirkung einer Stillstandphase der Inlandeisentwicklung fortzusetzen, die Spreitzer versuchsweise mit dem Clauener Sander parallelisierte (S. 16). Die Erosionsterrasse in der MT ist an der gesamten Leine zu finden. Varianten ergeben sich allerdings insofern schon, als an der Innerste die uMT keinen dm trägt (Anm.). Die Frage der zeitlichen Einordnung ist damit schon schwerer und nur vermutungsweise zu beantworten (Spreitzer S. 91). An der Leine besteht die Schwierigkeit nicht. Wir können von einer oberen Mittelterasse (oMT) als Aufschüttungsterrasse sprechen und von einer darin vor dem Eisvorstoß gebildeten Erosionsterrasse als unterer Mittelterasse (uMT).

Im Winkel zwischen Leine und Innerste findet sich die oMT erst unterhalb der Giesener Berge. Das übrige Gebiet gehört ganz der uMT an, die allerdings nicht als geschlossene Fläche bis Emmerke, Himmelsthür ausgebildet ist, sondern in einzelne Flächenstücke aufgelöst ist. Sie ist zerstückt durch äußerst flache Talmulden, die heute nur von kleinen Entwässerungsgräben durchzogen sind, die den Bedürfnissen der intensiven Kulturlandschaft angepaßt sind, nicht aber ein selbständiges natürliches Gewässernetz bilden, dem die Ausbildung dieser breiten Flachtalformen zuzuschreiben wäre. Es ist vor allem ein Talzug, der durch seine Einheitlichkeit auffällt. Bei Nordstemmen macht er sich schon durch seinen breiten Eintritt ins Leinetal bemerkbar. Von hier zieht er gegen ONO nördlich an Heyersum (Hey.) vorbei, bis er über Emmerke, Himmelsthür den Paß der Giesener Berge (in 25 m ü. T.) erreicht, der seiner Höhenlage nach der oMT entsprechen würde. Spreitzer nahm daraufhin diese Talung als möglichen Abfluß für seinen Clauener Sander in Anspruch (S. 17), eine Auffassung, die sich morphologisch allenfalls annehmen läßt, da die Neigung auf Nordstemmen zu und die Füllung mit alluvialen Bildungen nicht auf ein jüngerer Alter deuten muß. Man sollte jedoch die recht schmale Ausbildung des Durchgangs im Paß der Giesener Berge beobachten, eine Breite von kaum 300 m, die auch nicht eben, sondern durchgehend flach eingedrückt ist. Für einen Schmelzwasserabfluß scheint er ein wenig schwächig und nicht recht charakteristisch. Gegen WSW ist der Zusammenhang sehr viel deutlicher, die Urstromtalung als durchgängige Form zu verfolgen. Als Entwässerungsader hat sie heute kaum Bedeutung, wenn auch hier und da einige Bäche rezent eingeschnitten sind, die sie als natürliche Tiefenlinie benutzen. Der Talcharakter ist dadurch kaum verändert worden, nur eben, daß vom Hauptfluß her das Talungsniveau angegriffen wird. Nach den Seiten zu ist der Talungsboden durch die uMT begrenzt. Auf seinem Grunde zeigt er vielfach

Anm.: Nach H. Spreitzer. G. Lüttich teilt mir jedoch aus seinen Felduntersuchungen freundlicherweise mit, daß westlich Derneburg die uMT von dm2 bedeckt sei.

stauende Nässe und anmoorige Böden, ein Zeichen dafür, daß diese Tiefenlinie ihre Bildung anders gearteten Entwässerungsvoraussetzungen verdankt. Der ganze Talungsscharakter weist noch auf ein breit und flach fließendes Gewässer. Die heutige Breite bis zu 600 m zeigt das noch an. Die Entwässerung entsprang jedoch einem zeitweiligen lokalen Bedürfnis, ist doch die Zerschneidung zur Saaleeiszeit so gering gewesen, daß in einer außer Funktion gesetzten Tiefenzone die rückgreifende Erosion vom Hauptfluß her es nicht vermocht hat, einen dauernd fließenden Bach auszubilden. Das Gefälle der Grundwässer im ausgedehnten MT-Feld ist so gering, daß der Wasseranfall nur für die Ausbildung weniger kleiner Entwässerungsgräben reicht.

Den südlichen Abschluß eines ersten Abschnittes am rechten Ufer bildet der von SO heranziehende Hildesheimer Wald. Er schließt mit den Giesener Bergen eine Ebene ein, die über der Leine und Innerste mit dem schwachen uMT-Rand beginnt, durch die Urstromtalung und mehrere flache Senken gegliedert wird und erst vor den Bergen zur Aufschüttungsfläche der oMT ansteigt, die sich ihrerseits an den Berghang anlehnt; im ganzen ein langgezogenes, schließlich stärker ansteigendes konkaves Profil. Die Berge bilden so mehr den Hintergrund, als daß sie die Ebene beherrschend überragen. Die Ebene wird ganz von der MT eingenommen, denn noch bei Emmerke finden wir ihre Kieslagen aufgeschlossen. Allerdings ist es die Ausräumungsfläche der MT, die gegenüber der von Ruthe (10 m) noch etwas erniedrigt wurde (7—8 m).

Das deutet schon hin auf die Überformung dieses Winkels zwischen den Vorbergen in der Folge der Aufschüttungsperiode der MT; wir finden einerseits in die Ausräumungsfläche die Schmelzwassersammelzone eingesenkt, die auch nach den Seiten an der Aufzehrung der uMT arbeitet, andererseits das Ansteigen zur Aufschüttungsfläche und deren Aufgleiten in den Berghang. Eiszeitliche Sedimentation, wie Erosion und Überglättung zeigen sich in diesem kleinen Landschaftsraum recht deutlich. Die Oberterrasse, die am Hang des Hildesheimer Waldes sicherlich bestanden hat, ist völlig unkenntlich geworden durch die starke eiszeitliche Umlagerungstätigkeit und glazigene Überformung, deren Wirkungsweise für die Oberterrasse hier im einzelnen nicht auszumachen ist.

Jenseits der breiten Talaue ist es auf dem linken Ufer der Sockel der Marienburg, der einen ersten Abschnitt gegen S bezeichnet. Die MT grenzte bisher in einem Steilufer an den Fluß, eine Unterwaschungskante, die die uMT angreift. Die oben angedeutete einfache Struktur und Großflächigkeit der uMT und oMT ist recht einprägsam, aber im einzelnen von keinem größeren Interesse für den Fortgang der Untersuchung.

Südlich der Marienburg mündet die Haller in die Leine, ein kleiner Bach, der das nördliche Vorland des Osterwaldes entwässert. Er liegt so flach in die MT eingesenkt, daß kaum ein Terrassenrand zu erkennen ist. Die oMT liegt schon recht weit ab vom Bach am oberen Hang und ist nicht mit völliger Sicherheit auszumachen. Klarer treten die uMT und eine darin auftretende Erosionsstufe hervor, die hier im Raume Nordstemmen-Elze recht häufig verbreitet ist. Sicher bestimmbar ist sie SW Nordstemmen, wo sie als Erosionsterrasse in der

uMT auftritt, wie die dortigen Kiesgruben unmittelbar südlich des Ortes zeigen. Zwischen Rössing und Sarstedt ist sie nicht sichtbar, wird aber von Spreitzer (S. 20) im unteren Innerstetal ebenfalls festgestellt. Auch Grupe bestätigt sie für den Abschnitt Sarstedt-Arnun-Ricklingen-Hannover (1925, 191/192).

Die tiefe Lage (4—7 m ü. T.) spricht nicht gegen den MT-Charakter dieser ihrer untersten Stufe. Auch an der Haller finden sich in ihrem Niveau MT-Kiese an der Hallerbrücke der Bundesstraße bei Adensen (Ad.), die zur Zeit ihres Aufschlusses als Liegendes eine dm aufwies (Erltgn. Bl. Elze geol.). Letztere Beobachtung läßt die Parallelität mit dem Profil von Ruthe erkennen, besitzt aber für sich wenig Aussagewert, da die restlos verfallene Grube ihren faciiellen Charakter wiederum im dunkeln läßt.

Die unterste MT (ustMT) ist noch bis zur Hallerburg bei Adensen zu finden, setzt da schon auf dem Talboden auf. Ihre Ausbildung scheint somit in den Mittellauf der Leine nur noch schwach hineingegriffen zu haben, verlieren sich ihre Spuren südlich Elze doch ganz. Im Gegensatz zur uMT hat sie keine dm-Überkleidung, so daß sie wahrscheinlich eine Terrasse ist, die nach dem Rückzug des Saaleeises ausgebildet wurde.

Stellt man an ihre Seite die NT mit 3 m ü. T., so bemerkt man die geringe Eintiefungstätigkeit des Flusses seit dem Ende der Saalevereisung. Sie hat hier im Mittelgebirgsvorland maximal 10 m betragen (Höhe uMT). Dieser Wert wird aber schon zu hoch gegriffen sein (Höhe uMT rechts der Leine von Giften bis Poppenburg 7—8 m), zumal wir ja die Schmelzwassersammelzone bereits in die uMT eingesenkt finden.

Die Niederterrasse ist denn auch bei Nordstemmen nur schwer auszumachen, da ihr Rand teilweise nur 2 m ü. T. liegt und bei der Breite der Talaue (bis 1200 m) kaum bemerkt werden kann. Ihre Fläche ist recht ausgedehnt, aber teilweise durchbrochen und aufgelöst in einzelne größere Flecken, zwischen denen man Eingang in die Talung von Emmerke findet.

Die saaleeiszeitliche Ausformung über dem westlichen Ufer und die Eintiefung seit dem Rückzug der zweitletzten Vereisung bilden hier den Grund der Landschaftsgestalt. Der Buntsandsteinsockel der Marienburg zeigt das besonders schön; sein talabgewandter Rücken wird von der unzerstörten MT umkleidet, seine Talseite ist hart unterschritten, sein mächtiges Aufragen aus der weiten Talzone läßt diese noch flacher erscheinen.

Geht man talaufwärts, so ist zwischen Burgstemmen (Bu.) und Elze eine gesteinsbedingte Einengung des Flusses zu bemerken. Er hat sich in den oberen Muschelkalk (mo₁) des östlichen Leinetalsattelflügels eingesnagt, so daß beiderseits der auf 250 m zusammengedrängten Flußtaue Steilufer den Fluß eingrenzen. Vor (südlich) dieser Enge hat der Fluß ein breites Becken ausgeräumt, das Nord-Thal. Das zeigt einmal sehr schön die Wirkung solcher Engtalstrecken auf die Flußarbeit. Vor dem Hindernis ist der Fluß zur Seitenerosion und Sedimentation gezwungen. Derartige Beispiele finden sich an der Leine sonst kaum, geben sie doch oft Anhaltspunkte für die jüngere Geschichte des Flusses und für die seit Beginn der Ausformung in feste Bahnen gelenkte

Tallinie. Die MT-Ränder treten sehr nahe an den Fluß, sind des öfteren im Steilhang unterdrückt und werden vor allem auf dem Westufer noch von mo₁-Kuppen überragt. Über dem Steilufer steigen die Talhänge nur langsam an, westlich Elze fällt das Gelände vor dem Osterwald wieder zur Schmelzwassertalung ab. Spuren der Flußtätigkeit finden sich im ganzen Raum zwischen Hildesheimer Wald und Limberg. Da sich aber in den Steilufnern, vor allem dem östlichen, mächtige diluviale Ablagerungen finden, wird man nicht leicht sagen können, seit wann der Fluß dieses Engtal ausgetieft hat. Im Haupttal ist die Ausräumungsfläche der MT fast ganz aufgearbeitet und nur südlich von Elze beiderseits des Flusses zu beobachten. Die Talung westlich Elze liegt dagegen noch ganz in ihrem Niveau. Der Talboden der uMT scheint also noch eine größere Ausschlagweite gegen W gehabt zu haben (vgl. Bohrg. 3 Erltgn. Bl. Elze geol.). Erst in der ustMT-Zeit finden wir auch ihn verlassen und den Fluß allein auf die Engtalstrecke beschränkt. Eine im Engtal eventuell vorhanden gewesene uMT ist natürlicherweise aufgezehrt, wie ja auch die MT-Bildung nur äußerst schwach sein kann und in dem ebenen, gegen die Steilufer hart absetzenden Talboden kaum in Erscheinung tritt.

Das rechte Ufer des Nord-Thales ist zwar weitgehend aus festem Gestein aufgebaut, was sich schon in dem steileren Aufsetzen der Talhänge auf den Talboden zeigt, jedoch bieten diese unteren bunten Mergel des Gipskeupers und die Rote Wand des Schilfsandsteins keinen so erheblichen Widerstand wie der Trochitenkalk. So sind sie zwar am unteren Talhang hier und da sichtbar, heben sich aber nicht aus ihm heraus. Diese Facies des Keupers erstreckt sich über das ganze Gebiet zwischen östlichem Steilufer und Hildesheimer Wald, bis sie östlich Nordstemmen ausläuft.

In diese Keuperregion greifen von SW wie von NW mehrere Bäche hinein, die nur das Gebiet östlich der Engtalstrecke unversehrt lassen, gleichsam als das Zentrum noch unberührt gelassen haben. Die vom Hochufer recht gleichsinnig zum Berghang hochziehenden Talhänge sind so in lauter Hangriedel aufgelöst, die zwischen den ziemlich geradlinig ziehenden Bächen als langgezogene Sporne langsam ansteigen.

Dieses allgemeine Bild differenziert sich aber sehr wesentlich, sobald man daran geht, Terrassenflächen aufzusuchen und die Bäche in ihrem Lauf zu verfolgen. In der leicht welligen Hügellandschaft über dem Hochufer sind Terrassenränder und Flächen nicht mehr so eindeutig auszumachen, wie an Talhängen, die aus dem Talboden relativ gleichsinnig gegen den Berghang hochziehen. Beträgt doch der Höhenunterschied zwischen Hochufer und Bergfuß über 4 km nur 65 m. Weiterhin ist die starke Verbreitung und recht erhebliche Mächtigkeit glazi-fluviatiler Aufschotterung auffällig. Die Hohlformen zeigen eine bemerkenswerte Mannigfaltigkeit, so daß sie vielleicht eine nähere Bestimmung der oMT und Oberterrasse (OT) ermöglichen.

Die Beschaffenheit und Lagerung der diluvialen Ablagerungen, die bis zu 65 m ü. T. zu finden sind, geben einen ersten Hinweis. Es sind meist nordische Sande, grobe wenig sortierte Schotter, dann wieder gemischte Sande- und Kieslagen (Material: Keuper, Sandstein- und Buntsandstein und vor allem

Muschelkalk). Gemeinsam ist ihnen, daß sie nach unten stets sandiger werden, schließlich in Ton übergehen, bis sie wieder von einer Grundmoräne unterlagert werden (Bohrg. VI Erltgn. Bl. Elze geol.; aufgeschlossen in der wieder aufgeschlossenen Kiesgrube an der Straße OSO Burgstemmen). Es handelt sich hier offenbar wieder um saaleiszeitliches Material, worauf auch die überlagernde dm hinweist. Jedoch liegt hier keine begrenzt mächtige gleichmäßige Terrassenaufschotterung vor, sondern eine Schüttung unter glazigenem Einfluß, finden wir sie doch bis ins untere Niveau der OT hinein. Die tiefreichende Mächtigkeit bis zu 40—50 m (Bohrg. VI) und der rasche Korngrößenwechsel auf kleinem Raum, ja, im selben Aufschluß läßt auf eine eisrandliche Bildung schließen. Die mächtige Bedeckung des Raumes zwischen dem mo₁, der Engtalstrecke und dem Berghang des Hildesheimer Waldes gibt für die weitere Ausformung des Talhanges natürlich ganz andere Voraussetzungen.

Auch das Übergreifen der Ablagerungen auf das OT-Niveau wird die Abgrenzung erschweren. So kommt es auch nicht nur auf eine solche Trennung des Niveaus an, sondern wesentlich scheint das heutige Formenbild dieses Ablagerungsraumes. Die oben erwähnten durchgreifenden Bäche haben ihre Ursprünge im Hildesheimer Wald, entspringen hier in wohl ausgebildeten Quellkesseln und Trichtern, schneiden sich dann in ihrem Lauf den Berghang hinab dem Talhang zu recht tief ein. Wirkungen rückgreifender Erosion machen sich in Talstufen und darein einschneidenden Kerbtalstrecken bemerkbar. Östlich Eddinghausen (Edd.) und 1½ km NO Betheln (Beth.) treten diese Bäche in den Aufschüttungsbereich ein und weisen hier eine andere Form auf. Sie gewinnen eine recht große Breite mit fast ebenem Talboden, in dem der Bach nur ein schmales Bett eingegraben hat. Die Talhänge begleiten das Tal in Form eines Kastentales, sind also im Profil eng begrenzt, vermitteln zwischen der Fläche, in die der Talboden eingesenkt ist durch einen etwas steiler geböschten Hang. Von der Seite her zustrebende Hohlformen sind meist als flach- oder auch steilmuldenförmige Geländenischen ausgeprägt, über denen die Terrassenfläche ebenmäßig weiterzieht. Sind hier bei Eddinghausen die Formen denen von Poser in Westspitzbergen (1956) beobachteten sehr ähnlich, so weist andererseits auch Büdel (E II, 59) auf sie hin und faßt sie als Bildungen der Frostschuttzone auf. Die Schneeschmelzhochfluten vermögen nach seiner Darstellung nicht nur das reichlich anfallende Schuttmaterial wegzuführen, sondern auch eine Seitenerosion zu entfalten, die die Hänge unterschneidet und so die Form des Kastentales erzeugt. Abtragung und Erosion halten sich dabei die Waage, da der reichliche Anfall an Frostschutt keine steilen Formen zulasse, die Talflanken bei mäßigem Gefälle des Baches also keine größeren Steilhänge erhalten können. So ist ein solches Tal mehr in die Fläche eingebettet als in sie eingeschnitten. Die seitlichen muldenförmigen Geländenischen sind die Zubringer des Schuttes und zeigen in ihrer Lage zwischen Terrassenfläche und Tal deutlich die Eintiefung von oben her, nicht die Formen rückgreifender Erosion (H. Lehmann 1950, 70). So ist man hier auf periglaziale Formung hingewiesen, die sich vor allem im Aufschüttungsgebiet bemerkbar macht. Die aus dem Berghang

kommenden Bäche setzen sich auch hier durch, nur erleiden sie gemäß den besonderen Bedingungen im durchlässigen kiesigen, sandigen Material nach dem Rückzug des Glazials eine für die Frostschuttzone charakteristische Verformung.

NO Betheln (Beth.) findet man entsprechend der etwas geringeren Größe dieser Tälchen auch eine andere Ausformung, die alle eben besprochenen Formen sehr viel verwaschener und milder zeigt. Der rezente Bach liegt mit einer ganz schmalen Wiesentalsohle in einem weit gespannten muldenförmigen Tal, das die im Kastental beobachteten Talflanken nur noch andeutungsweise aufweist. Die seitwärts zustrebenden Hohlformen sind ebenfalls mehr flach als steilmuldenförmige Geländennischen, die auch hier jeder entwässernden Funktion entbehren. Die Abtragungsvorgänge, die dem vorher besprochenen Gebiet ihre Form gaben, sind hier also nicht mehr so stark gewesen. Die Schneeschmelzhochfluten sind hier geringmächtiger, so daß man von einem Oberlaufcharakter sprechen könnte, wo die Flächenabtragung, die Frostschuttwanderung, der Transport der Solifluktionmassen gegenüber ihrer passiven Verfrachtung überwiegt. Büdel erwähnt in dem oben bezeichneten Aufsatz an der gleichen Stelle „flachmuldenförmige ‚schutterstiecke‘ Oberlaufstrecken, in denen sich offensichtlich tiefgründige Korrosionsströme mindestens zeitweilig gegenüber dem passiven Schutttransport durch Wasser durchsetzen konnten“ (S. 39). Nun besteht freilich die Schwierigkeit, daß in unserem Gebiet der so begründete Formungsvorgang abgelagerungsmäßig nicht durchgehend ausgewiesen werden konnte. Die rege Zerlösung der Aufschüttungsfläche durch die flach- und steilmuldenförmigen Tälchen mit ihren rezenten Bachrinnen ist jedoch so überzeugend und ähnelt den Poserschen und Büdelschen Beobachtungen so sehr, daß man mit genügender Sicherheit eine periglaziale Überformung behaupten kann. Auf die Wirkung dieses Abtragungsvorganges im durchlässigen Gestein der Kies- und Sandgebiete Norddeutschlands hat Gripp (1938, 255 ff.) mehrfach hingewiesen. Seine Begründung ist für unser Gebiet recht einleuchtend, sieht er doch als wichtigste Entstehungsursache das Bestehen eines Frostbodens an, der das oberflächliche Abfließen des Wassers zur Zeit des größten Wasseranfalls erfordert, nämlich in der Zeit vom Frühjahr zum Frühsommer. Das fließende Wasser über Dauerfrostboden hat die langen Trockentäler geschaffen, wie Gripp sie in den Harburger Bergen beobachtet hat. In unserem Gebiet liegt insofern eine Differenzierung vor, als sich der alte Bachlauf in der Richtung zum Haupttal durchsetzt, von der Formungstendenz über Frostboden erfaßt wird und schließlich alluvial weiter schwach durchflossen wird. Erst im Postglazial vermochte der Wasserhaushalt eine größere Ausgeglichenheit zu erlangen, der Grundwasserspiegel senkte sich, das Wasser konzentriert sich auf die durchgreifenden Bäche, die in ihrer linienhaften Erosion die periglaziale Formung nicht zerstören können.

Am Steilrand der Leine läßt sich nun noch eine Talform beobachten, die auch fast außer Funktion gesetzt ist. Kurz eingerissene Steilhangtäler zerschneiden den O Rand der Engtalstrecke, die bis zur Talsohle aus diluvialen Aufschüttungen besteht. Die Kiefern und Heiden dieses Abhanges bezeichnen

eindrucksvoll die lokale Durchlässigkeit des Gesteins, die tiefe Lage des Grundwasserhorizontes, der erst im Talniveau oder knapp darunter austritt. Gripp findet diese Täler als zweite und zwar als nächst jüngere Form in den Randteilen der Harburger Berge. Sie konnten entstehen, als der Auftauboden den Frostboden so weit zurückgedrängt hatte, daß ein Grundwasserhorizont entstehen konnte, der hier an den Steilrändern austrat und durch seine Wasseranlieferung die Ausbildung dieser Steilhangtäler ermöglichte.

Die breitere Beschäftigung mit dieser kleinen Landschaftseinheit erschien doch wichtig insofern, als es hier möglich ist, einmal die wechselnde Dominanz der Formelemente in der Landschaft aufzuzeigen. Die Terrassen der Talhänge lassen sich hier in direkter Beobachtung schwerlich erkennen, erst die Beachtung der Bedingtheit der nachfolgenden Überformung eröffnet ein Verständnis des Zusammenhangs. Es wäre jetzt noch einmal die Frage der Abgrenzung von oMT gegen OT zu stellen. Aus dem bisher Gesagten läßt sich folgern, daß die OT sich ungestört in größeren unzerstörten Flächen an den Berg anlehnt und nur von Bächen des Hildesheimer Waldes zertrennt wird. Dem Tal zu, in ihrem unteren Niveau ist sie bereits von der saaleeiszeitlichen Aufschüttung erfaßt und unterliegt hier den Formtendenzen, wie sie im weiteren Fortgang im Niveau der oMT vorherrschend werden, die Verformung von oben her, die Abtragung durch Frostschuttwanderung, die Einengung der Flächen durch die weiten flachmuldenförmigen Tälchen. So sind also im Bereich der OT noch eher Flächen zu erkennen als im oMT Niveau. Die Bachläufe sind deutlich vom fließenden Wasser eingearbeitet, die Hohlformen klar in die Vollformen eingeschnitten (im OT Bereich). Die Frage geht nun allerdings auf die erstaunliche Tatsache hin, wie denn die OT besser oder mindestens eben so gut zu erkennen sein soll, wie die oMT und zwar letztere gerade durch ihre größere Überformung. Diese schließt sich dem Gebiet der Ablagerung des saaleeiszeitlichen Fluvioglazials an. Es sind also die besonderen Bedingungen der Kies- und Sandpakete, die ihre starke Wirkung des Periglazials ermöglichten (Troll 1944, 630).

Betrachtet man gegenüber dieser Ausformung im einzelnen die Gestalt dieses Landschaftsabschnittes als Ganzes, so sieht man wie er wesentlich bestimmt wird durch seine beiderseitige Begrenzung; das Hochufer einerseits mit seinen unterschrittenen Rändern, die von Heiden- und Kiefernvegetation überzogen sind, andererseits die Muschelkalkbänke und die darüber aufsteigenden Buntsandsteinhänge des Hildesheimer Waldes. In diesen Rahmen fügt sich die offene Kulturlandschaft der Talhänge, die durch das Hochufer in der Physiognomie der Landschaft mehr als Bergfußfläche denn als Talterrassengang erscheint.

Nach S wird dieses Gebiet durch das Despetal begrenzt, das an der Grenze von Keuper zum Lias in OW-Richtung der Leine zufließt. Das Fließchen wird beiderseits von Gesteinsrippen begleitet, die aber nur bis zur oMT Höhe aufsteigen und sich noch nach N wie S gegen die Terrassenflächen kaum abheben. Das breite gradlinige Barfelde (Barf.)-Gronauer Despetal ist also kastentalartig zwischen schwachgeneigten Talterrassenhängen eingesenkt und wird hier unmittelbar von anstehenden Gesteinsbänken des Keuper und Lias eingefafßt.

Überblickt man das sich südlich ausdehnende Gebiet bis an den von der Unterkreide gebildeten Fuß der Sieben Berge, so fällt auf, daß es von der Talaue nur sehr schwach über die NT zur erniedrigten uMT schließlich zur großen oMT Fläche ansteigt, deren Ränder zwar alle aufzufinden sind, sich in der Landschaft aber nicht von allen Seiten her ausprägen. Die oMT verläuft meist nach O steigend in das Niveau der OT, ohne daß ein Rand erkennbar wäre. Das wirklich gestaltende Moment ist die breite Flächigkeit des über 4 km nach O ansteigenden Hanges, der lediglich durch sehr flach und seicht in der Fläche liegende Bäche oberflächlich gegliedert ist. Sie kommen vom Rand der OT Fläche und streben gleich der Despe geraden Wegs der Leine zu. Diese Merkmale zusammengenommen mit dem seichten Übergang des Hanges ins Tal, die flächige Ausbreitung unter der NNW Stirn der Sieben Berge ermöglichen wiederum die Abgrenzung einer kleinen Landschaftseinheit. Nach O verläßt man diesen Bereich mit Durchschreiten der Quellzone der westwärts strebenden Bäche dort, wo diese O-W Zerschneidung aufhört. Diese wird nun abgelöst durch eine einheitliche durchziehende, vom Fuß des Steilhangs der Sieben Berge gegen N fallende Abdachung. Unter der Pläner-Stellung wirkt die geschlossene Ganzheit des gleicherweise gegen NNW exponierten Talhanges sehr eindrucksvoll. Im Blick von weither, etwa vom Papendahl bei Elze, könnte man diese Strecke von Eberholzen (Ebh.) nach Eitzum (Eitz.) durchaus als eine Bergfußfläche bezeichnen. Begibt man sich jedoch an Ort und Stelle, so merkt man, daß die Zerschneidung hier nur eine andere Richtung genommen hat. Sie ist nicht mehr nach W direkt zum Hauptfluß gerichtet, sondern ist auf die Despe nach N orientiert. Der von Eitzum nach Eberholzen aufsteigende Hang enthält zugleich die westliche Talflanke des Hahmbaches, der westlichste Hang enthält zugleich die westliche Talflanke des Hahmbaches, der westlichste der gegen N strebenden Bäche. Hier liegt also die Scheide, der Riegel zwischen zwei Entwässerungssystemen, die sich deshalb so deutlich von einander trennen, weil sie verschiedenen Talniveaus angehören. Allein die Höhenzahlen lassen das schon erkennen; beginnt die zur Leine gerichtete Entwässerung bei 100 m, hat hier also bereits ihre obere Grenze, so steht man nordwestlich Eberholzen auf der Wasserscheide bei 180 m. Eine Annäherung ist jedoch insofern vorhanden, als der Wechsel der Abdachungsrichtung mit der unteren Grenze des OT Niveaus zusammenfällt. Besonders gut fällt das in die Augen, wenn man von Dötzum (Dö.) am nördlichen Ufer des Dötzumer Baches entlang geht, die oMT Fläche durchläuft, sie im Tälchen auflaufen sieht, einen Anstieg überwindet und dann westlich des Eberberges in ein neues Niveau und damit auch bereits den großen von Eberholzen herabziehenden Hang gewonnen hat, dessen trennende Höhe und beherrschende Stellung man hier erst wahrnimmt. Der gegen W gelegene Gehängeknick liegt bei 130 m, 50 m ü. T., gegen N zur Despe hin hebt er sich natürlich und ist besonders schön am Hahmbach aufwärts zu verfolgen, bis die OT Stufe im Ort Eberholzen ausläuft.

Nach O reihen sich nun die Täler, die diese weit höher gelegene Fläche zur Despe hin entwässern und so in N-S verlaufende Riedel auflösen. Diese Tälchen besitzen nun einen ganz anderen Charakter als in der oMT Fläche. Sie zeigen durchweg konvexe Hänge, sind in die Hänge eingeschnitten, nicht flach eingelegt und enthalten Spuren rückgreifender Erosion mit Wiesensohlen-

und Kerbtalstrecken. Der Hahmbach ist der größte dieser Bäche. Er hat einen mehrfach verzweigten Ursprung in den Sieben Bergen. Die weiter östlich gelegenen haben nicht mehr diese Erosionskraft. Im ganzen bieten die Tälchen nördlich und südlich der Despe ein wohl ausgeformtes Bild, sind nicht derart an der Oberfläche verkümmert wie die zur Leine ziehenden. Der nördliche Despetalhang zeigt die OT ebenso klar, wenn sie auch erheblich geringer zur Entwicklung kommt. Am Hildesheimer Waldhang sind die Bäche infolge des weit größeren Gefälles recht tief eingeschnitten und bilden im Berghang weit verzweigte Quellsessel aus.

Das Despetal liegt zwischen den Talhängen eingefangen, besonders die rechte Talflanke gewinnt vom Talboden einen schnellen Anstieg. Die OT Fläche grenzt das Tal deutlich ein, der untere Terrassenrand liegt also der Talaue sehr nahe, das Tal wird von seinen Flanken überragt, während die OT Fläche sehr viel sanfter gegen die Berghänge ansteigt. Das Tal ist also in die OT eingesenkt, gehört ganz und gar ihr an, während die oMT bereits bei Eitzum auf den Talboden ausläuft.

Nunmehr ist die OT die das Tal alleinbegleitende Kante, die oberhalb Betheln über der oMT noch undeutlich blieb. Talaufwärts von Hönze (Hön.) zeigt das Tal bereits Oberlaufcharakter, es ist weiter gespannt, eine in die OT Fläche eingelagerte Talmulde. Nördlich Sibbesse endet das Tal, die OT Kante läuft flach aus und bildet den Talschluß. Der Quellbach kommt zwar von N aus dem Hildesheimer Wald; morphologisch ist er hier als einer der vielen von N zustrebenden Nebenbäche aufzufassen. Geht man von Sibbesse gen O nach Petze (Pe.), erreicht man 10 m über der auslaufenden OT Kante bereits die Wasserscheide zum Innerstegebiet. Alme und Despe sind in der Ausraumlandschaft zwischen Hildesheimer Wald, Sieben Berge und Heber durch eine dem Talpaß angenäherte, in der OT Fläche liegende Form getrennt. Spreitzer konnte noch für die Zeit der OT Aufschotterung eine durchgehende O-W Verbindung durch zahlreiche Funde im Innerstegebiet nachweisen und sie der Elstervereisung zuordnen. Lamme-, Alme- und Riehetal waren erfüllt von diesen Schottern, die sich heute noch an zahlreichen Stellen unter Talaue bis hoch an den Hängen nachweisen lassen (S. 37). Sie setzen sich durch deutliche Discordanzflächen gegen die auflagernden MT Schotter ab. Macht das schon ihr höheres Alter wahrscheinlich, so wird die Vermutung noch gewisser durch Interglazialvorkommen, die Spreitzer zwischen beiden Schotterfacies gefunden hat. Diese Schotter finden sich auch bei Petze und zwar mit westlicher Einfallrichtung, die im Vergleich mit den übrigen Vorkommen des Innerstegebietes einen Strom von O wahrscheinlich macht. Diese Schotterrelikte enthalten auch einen der MT sonst fremden petrographischen Bestand. Hier ist es der bedeutende Anteil der Harzgerölle, der so auffällig ist, da alle Bäche des nordwestlichen Innerstegebietes keinerlei Zusammenhang mehr mit dem Harz aufweisen. Der morphologische Befund bei Sibbesse, der eine Verzahnung der OT mit der Wasserscheide zwischen Alme und Despe aufwies, läßt auch eine Gemeinsamkeit des Schotterbestandes vermuten. Östlich Eitzum finden sich denn auch diese Schotter in ausgedehnter Lagerung (Menzel 1914) im Verband der OT. Sie liegen direkt dem Felssockel (130 m; 10 m ü. T.) dieser

Terrasse auf. Die einzige noch vorhandene Grube (Abbau fast vollständig erschöpft) zeigte 1950 noch das eindrucksvolle Profil, das sich durch seine Zusammensetzung und den Ort seiner Lagerung im Talhang schon selbst erklärt. Das Hangende der 3—4 m mächtigen sandigen Kiese bestätigt ihre Einordnung noch einmal: lehmige Sande bilden den mittleren Abschnitt des Profils, nach oben gehen sie in Schuttmassen einheimischen Materials über, das in den obersten Lagen periglaziale Umlagerungserscheinungen, wie Taschenbildung und Materialsonderung zeigt. Würde man aus diesem Befund schon auf ein Interglazial und Frühglazial schließen dürfen, so wird das noch bestätigt durch die Beobachtungen Menzels (1914, 6—7). Er fand in den lehmigen Sanden einen Kalksinterstreifen, in den unteren Schuttschichten eine kälteliebende Conchylienfauna, die in den oberen Lagen ganz verschwindet. Diese schöne Folge gibt einen guten Begriff von der vorsaaleiszeitlichen Materialanlieferung, die sich zudem in das morphologische Bild gut einpaßt. Die Schuttfuhr mußte vom nahen Berghang besonders kräftig sein, ist aber als Vorgang im gesamten Despetal nachzuweisen, so etwa im Ort Möllensen (Mö.). Hier findet man unter dem von NNO kommenden Schutt eine anders geartete Schicht, die ihrer Einfallsrichtung und ihrem Materialbestand nach von SSW gekommen ist und am hangwärts gerichteten Dorfhang auskeilt (mdl. Mittlg. Herrn Gorths, Möllensen), also die Zeit vor Ausbildung der OT belegt. Denn diese braucht ja nicht auf ihre ganze Erstreckung hin Aufschüttungscharakter gehabt zu haben. Beide Schuttdecken sind durchaus als periglaziale Bildungen anzusprechen, da sie den typischen Vorgang des flächenhaften Frostschuttwanderns zeigen. Kryoturbate Strukturen sind kaum zu erkennen, vielmehr ist ein Gleichgewicht der Abtragungskräfte bemerkbar: der Vorgang der reinen Solifluktion wird durch sehr starke Wasserdurchtränkung in seiner ihm eigenen Aktivität fast unterbunden, in dem das Wasser derart die Reibung vermindert, daß ein passiver Transport des Schuttes durch sich bewegendes Wasser entsteht. Am nördlichen Paß von Sibbesse läßt sich jedoch in den Äkern beobachten, daß wir es nicht nur mit dem sich flächenhaft ausbreitenden Wasser durchtränkten Solifluktionsmaterial zu tun haben, sondern daß der Frostschutt auf bestimmte hangabwärts gerichtete Bahnen konzentriert ist, also eine Annäherung an die Streifenböden zeigt.

Die Einzelnachweise im Talabschnitt der Despe östlich Eberholzen-Eitzum zeigten im Gegensatz zum Bethelner Gebiet ein Formenbild, das vorsaaleiszeitlich ist. Die vorherrschende Stellung der OT führte schließlich zur Erkenntnis, daß die wesentliche Talausformung um die Zeit ihrer Ausbildung vor sich geht. Formenbild, Ablagerungsbefund und Struktur des Gewässernetzes bestätigen diese Anschauung innerhalb dieses kleinen Landschaftsraumes wie auch im Vergleich mit den benachbarten Abschnitten.

Dieses geschlossene Bild des Despeoberlaufes findet sein jüngeres Gegenstück in dem zur Leine gerichteten Entwässerungsnetz westlich Eberholzen-Eitzum. Seine Verwandtschaft mit dem Feld von Betheln war oben schon bezeichnet worden. Der wesentliche Unterschied liegt aber in den völlig ver-

schiedenen Entstehungsbedingungen. Die Materialanlieferung ist hier nicht glazifluvial, sondern periglazial. Riesige Plänerschuttdecken ziehen sich über das ganze Gebiet bis Gronau hin. Sie überdecken einerseits die Bergfußhänge der Sieben Berge wie die OT, wirken andererseits am Aufbau des Mittelterrassenkörpers mit. Erst im unmittelbaren Bereich der Flußerosion wird der Übergang des Schuttes in Schotter zu beobachten sein. Das Feld von Wallenstedt (Wall.)-Heinum (Hei.)-Dötzum (Dö.)-Gronau weist noch über die ganze MT die Schuttüberkleidung auf. Die MT ist hier nicht vom fließenden Wasser unmittelbar gebildet worden, ist vielmehr ein auf den Fluß eingestelltes Niveau, wodurch auch die schwache Abgrenzung der uMT gegen die oMT erklärlich wird. Die Weichheit der Formen wird erheblich begünstigt durch den liegenden Lias, dessen bereits erfolgte Ausräumung ja auch die erste Anlage bedingte. Als Schuttlieferant fungierte die Plänersteilstufe, ist doch die stückige Struktur der Oberkreidelagen für die physikalische Verwitterung und Frostschuttbildung besonders anfällig. Am N Abhang des Hörzen bemerkt man schon von weitem eine hoch hinaufreichende Zerrunsung, Bachrisse, die sich bei näherem Zusehen sogar als steilwandige Talkessel ausweisen und in einem gut ausgebildeten Talboden sammeln, der einen breiten Austritt auf den flächigen Bergfußhang hat. Ein morphologisch noch erkennbarer Schuttfächer erstreckt sich weiter hinab über die OT Fläche, wo er 800 m OSO Rheden (Rh.) aufgeschlossen liegt. Einheimischer Bestand (d. h. nur Plänerkalke) und Struktur sind ähnlich denen von Möllensen. Kryoturbate Struktur ist nur in mangelhaften Ansätzen vorhanden, vielmehr bemerkt man im ganzen eine horizontale Lagerung der wenig angewitterten kleinstückig kantigen Plänerplättchen. Eine Fortführung der Hohlformen des Bergsteilhanges ist nicht zu sehen. Die Entwässerung, die diese Hohlformen schuf, ist unterbrochen worden, denn sie war bedingt durch die am Bergfußhang liegenden wasserstauenden untercenomanen Mergel (co₁). Wie ist nun der Abbruch der Weiterentwicklung zu erklären?

Die letzte Tätigkeitsphase dieser Quellkessel war bereits nicht mehr auf Erosion fließenden Wassers, sondern auf Schuttanlieferung und zwar im OT Niveau eingestellt. Die Hohlformen am Bergfußhang und in der OT sind durch die Schuttmassen verschüttet. Die zunächst noch unter Mitwirkung fließenden Wassers transportierten Schuttmassen waren bei schwächer werdendem Hanggefälle bald zum Stillstand gekommen. Der vorhin gewonnene Vergleich mit dem oberen Despetal läßt erkennen, wie die weitere Ausbreitung durch die Frostschuttwanderung begünstigt wird, die durch das sich nähernde Glazial, d. h. hier lokal das Periglazial (s. Eitzum) begünstigt wird. Jetzt setzt die Verteilung über das ganze inzwischen ausgebildete MT Niveau ein. Dieses Material schafft für das abziehende Glazial die gleichen Bedingungen, wie wir sie im Feld von Betheln beobachten konnten. Langgestreckte seichte flachmuldenförmige Hohlformen bilden sich, die den Abtragsbedingungen des noch im Bodenfrost verharrenden Untergrundes und dem leicht beweglichen Material der Auftauzone entsprechen. Sie sind hier nun aber eine ganz ephemere Erscheinung, da sie sich nicht in vorgebildeten Talformen ausbilden, sondern primäre Erscheinungen sind, die mit dem Verschwinden ihrer Bil-

dungsbedingungen außer Funktion gesetzt sind. Erst die rückgreifende Erosion der Leine hat diese vorgebildeten Hohlformen benutzt und winzige Bäche darin ausgebildet, wie den Dötzumer Bach, die Kreipau und die Hei-numer Leine.

Auch die Entwässerung des Bergsteilhanges findet ihren Fortgang, jedoch hier nicht in unmittelbarem Anschluß, sondern in rückgreifender Erosion im MT Niveau. Wasserträger sind nicht mehr die co, Mergel, sondern die Schutt-schichten befördern dieses Wasser noch hangabwärts, so daß es erst am OT Rand austritt. Es liegt also auch hier ein Schnitt in der Entwässerung vor, der durch das Saaleglazial verursacht ist. Die Talhänge haben unter der dem Tal zugekehrten Plänerstufe von Rheden nach Alfeld zu nicht mehr die bis-her beobachtete weit gespannte Entfaltung. Die Stirn der Sieben Berge wie die Bergrippe des Kulf haben die Talentwicklung nun in einen festen Rahmen gespannt. Damit ist auch eine stärkere Wirkung der Erosion auf die be-gleitenden Berghänge verbunden, die vom Haupttal her wirkende Zerschnei-dung ist weit kräftiger. Die Sieben Berge sind ja ein Ausdruck für die vom Tal aus sich darbietende Physiognomie der in der Auflösung befindlichen Außenkante des sie überziehenden Plateaus. Die Zerschneidung wirkt in den mächtigen durchlässigen Plänerkalken im wahrsten Sinne des Wortes, sie zerkerbt die Stirn, greift mehr tiefurchend linienhaft in den Gebirgskörper ein, als daß sie die Mächtigkeit der Stirnhöhe und Versteilung wesentlich zu beeinträchtigen vermöchte. So kann man wohl von einem Phänomen des Stufenrandflusses sprechen, wenn man das beschreibend und auf die Wirkungs-weise bezogen nimmt, nicht aber als eine sonst zunächst wichtige Aussage über die Genetik.

Wir fanden diese Formungstendenz schon zwischen Hörzen und Sonnen-berg. Die dort im Anfangsstadium gefundene Talentwicklung ist hier völlig durchgebildet. Die Talhänge treten nicht mehr in breiten geschlossenen Kom-plexen auf, sondern sind wie die Plänerrandstufen zertrennt. Ganz allgemein setzt sich die Hohlform gegenüber der Vollform durch. Unter jedem der Sieben Berge sieht man einen Bergfußhang und Talhang angeschlossen, die ent-sprechend ihrem Streichen parallel zum Flußtal in ihren weniger wider-ständigen Schichten eine Trennung voneinander erfahren. Das wirkt sich vor allem im Bereich der Flammenmergel und des Cenomans aus, die unter der Plänerstufe herausstreichen. Ihr Einfallswinkel war in der Verlängerung der Muldenachse bei Heinum so schwach, der Schichtausbiß der Flammenmergel so breit, daß der Bergfußhang als Ort ihres Ausstreichens eine breite, aber wenig geformte Gestalt annahm. Im Gebiet von Brüggem verschwistert sich das breite Ausstreichen mit einem etwas gesteigerten Einfallswinkel, der bei Eimsen (Ei.) im Bereich der Muldenquerachse seinen größten Wert erhält. Südlich des Ziegenrückens sind die Flammenmergelschichten zwischen Berg-steilhang und Talhang charakteristisch profiliert, so daß man hier besser von einer Vorbergzone und nicht von einem Bergfußhang spricht. Einen in sich geschlossenen emporziehenden Hang bilden sie nämlich nicht, vielmehr be-sitzt der Flammenmergel (Cu 2) in sich eine Stufung, die von den Bächen aus-geht, die ihn vertikal zur Streichrichtung zerschneiden. Die weniger wider-

ständigen Lagen der cu 2, die auf dem geologischen Meßtischblatt faciel nicht ausgeschieden sind, verfallen einer Ausräumung, die widerständigen werden vom Haupttal aus gesehen als eigenständige Stufen herauspräpariert. Sucht man in der Flammenmergelzone und der sich ihr anschließenden Cenoman-zone von einem Tälchen ins andere zu gelangen, so überschreitet man im Hin-blick auf letztere einen hoch gelegenen Paß, im Blick auf die widerständigen Stufen hat man die zwischen ihnen gelegene Fläche erreicht. Zwischen 2 Bächen hat sich eine Stufenlandschaft in Kleinformat ausgebildet, die in der Profil-ansicht von Banteln, Gronau und Elze sehr schön deutlich wird. Die Stufung vom Talboden zur Berghöhe — wenn auch genetisch unterschiedlich — erfährt eine fortschreitende Steigerung mit zunehmender Höhe; der leicht getreppte Talterrassengang erreicht auf 800 m Erstreckung schon eine Höhe von 60 m ü. T., die Vorbergzone steigert dieses Maß noch nicht sehr wesentlich, zeigt aber durch ihre Kleinstufung das Element bereits an, welches die Hauptstufe in großartiger Steigerung allein prägt. Diese modellartige Ordnung des Auf-baues erstreckt sich über mehrere Kilometer und wird am ganzen Sackwald noch mit leichten Variationen wiedergefunden.

Wie sehen nun aber die Tälchen aus, die einen wesentlichen Anteil an der Ausformung haben müssen? Ihre gleichartige Form hat ihnen die Bezeichnung Schlei eingebracht. Das läßt auf eine lange schmal eingesenkte Gestalt schließen. Erst zum Tal hin öffnen sie sich und nehmen eine „Trogform“ an (s. Trog bei Brüggem). Ihre Wasserführung ist für gewöhnlich sehr spärlich und ist eng an die Hauptniederschlagszeiten geknüpft. Die auf sie gerichteten Hohlformen sind meist wannenförmig angelegt, verlaufen aber sehr bald in die Stufen-fläche hinauf. Die relativ fortgeschrittenste Zertrennung ist zwischen cu 2 und unterem Cenoman (co 1) erfolgt. Sie zeigen keinerlei Entwässerungsspuren und keine Anzeichen der Weiterbildung. Wie die Schleien sind sie zumeist mit Schutt ausgekleidet, also im ganzen als Vorzeitformen anzusprechen. Da-mit ist auch einer der wenigen Anhaltspunkte für die Bildung der kleinstruk-tuierten Stufenlandschaft bezeichnet, eben der zunächst negative Befund, daß sie heute nicht mehr wesentlich in der Weiterbildung begriffen ist. Ihre Bil-dung war zuletzt aktiv zur Zeit der Schuttanlieferung. Diese hatten wir ja schon bei Heinum-Wallenstedt gefunden. Hier verteilt sich der Plänerschutt nicht über die Fläche, sondern wandert in die schon tief ausgefurchten Hohl-formen und scheint hier nicht nur in die aktive Bewegung des Solifluktions-schuttes zu verfallen, sondern dem passiven Transport durch fließendes Wasser noch weitgehend unterlegen. Hier findet sich nun der oben bereits geschilderte charakteristische Übergang in die Schotterterrassen der MT. Morphologisch ist sichtbar, wie sich der die trogartige Form wesentlich veranlassende Schutt-körper in das MT Niveau hineinzieht. Die Aufschlüsse weisen den gleichen Befund auf. Die Schuttmassen werden vom fließenden Wasser des Haupt-flusses ergriffen und wieder in den Terrassen aufgeschottert, eine der wenigen Spuren diluvialer Talformung, die schon von den ersten Bearbeitern sofort aufgegriffen wurde (v. Koenen 1908, 99; 1910 52, 53, 56; Grupe 1909, 484; 1925, 182). Wie es mit der glazigenen Überformung im Gebiet Brüggem, Rheden aus-sieht, zeigen die ausgedehnten dm Decken an, die uMT, oMT und OT über-

ziehen. Morphologisch fällt die meist verschliffene Talinnenkante der OT und auch der oMT auf. Sie sind der hobelnden Wirkung des Gletschers weitgehend zum Opfer gefallen. Die Aufnahme eines Profiles auf diesen Hangriedeln gestaltet sich immer äußerst schwierig, da kaum eine Strecke festgelegt werden kann, die nicht von muldenförmigen Hohlformen, die auf die Schleien zustreben, gestört wäre. Hier wird doch deutlich, daß in den weniger widerständigen Schichten (Lias und co1 vor allem) die flächenhafte Abtragung noch in der Weiterbildung begriffen ist, wie das SSO Eimsen im co1 auch an langgestreckten seichten wellenartigen Wannen zu sehen ist.

Die eindrucksvollen Phänome sind hier solche, die im Zusammenhang mit dem gestuften Muldenrand auftreten. Ihre recht einheitliche Struktur, Verlaufskurve und Höhenlage zu schildern, galt der letzte Abschnitt.

Die Saale

Külf und Sieben Berge sind die letzten das Leinetal einfassenden Bergzüge. Bei Banteln, Brüggen und Rheden liegen sie schon 2—3 km von der Flußau entfernt. Besonders nach W wird das Tal offener, die Mittelterrassen gewinnen sehr schnell flächenhafte Ausdehnung, laufen fast ununterbrochen zum Osterwald hinüber, der noch einmal einen Riegel gegen N bildet, und so quer vor der nach N geöffneten Hilsmulde liegt. In diese Bergzüge ist das breite Saaletal eingefangen, das nun seinerseits recht wirkungsvoll klar werden läßt, welche innere Berechtigung vorliegt, von einer Tallandschaft im mittleren Leinebergland zu sprechen.

Die Saale entspringt dicht unter dem Hilskamm bei Fölziehausen (Fölz.), Kapellenhagen (Kap.), entwässert die nördliche Ith-Hilsmulde, wendet sich dann aus diesem nordwärts gerichteten Lauf vor dem Osterwald nach O und erreicht die Leine dort, wo wir das Tal eine größere Breite gewinnen sahen. Die dem Saaletal unterhalb seines Wendepunktes nach O bei Salzhemmendorf (Salzh.) zur Verfügung stehende Tiefenzone zwischen den Bergen gewinnt eine Breite von 4—5 km, eine Ausraumzone, deren Größe durch den hohen mächtigen, schnell zu 433 m aufsteigenden Kanstein sehr augenfällig wird. Er ist der Eckpfeiler dieser Landschaft und sein Name Thüster Berg deutet auf die früh empfundene und angesprochene Dominanz seiner Gestalt hin. Es ist nicht nur die ganze Folge von unterem Jura und Keuper, die nach NO bis zum Külf und Sonnenberg ausgeräumt ist, sondern auch der versenkte S Flügel und die gegen N abgesunkene Leinetalachse, die diese morphologische Ausformung zuerst bedingen. Jedoch kann bei der Betrachtung des winzigen Saaaleflüßchens, das schließlich eine Breite von 3 m erreicht, seine Wirkungskraft nicht glaubhaft werden. Unsere Untersuchung wird zu zeigen haben, welche andere Formungstendenzen als Mitbildner einer so weiten Tiefenzone aufgefunden werden können.

Wir werden wieder den Terrassen folgen, da sie uns eine Leitlinie für weitere Beobachtungen sein möchten.

Die Talflanken steigen beiderseits der unteren Saale nicht über 30 m an, so daß kaum eine höhere Terrasse auftreten wird. Dagegen beansprucht die oMT westlich Elze unsere ganze Aufmerksamkeit. Sie weicht weit nach N zurück und kommt erst östlich Mehle wieder an das Tal heran. Dazwischen zieht eine große flache Talung nach NO, die in sich eine reich differenzierte Formung aufweist, an Sorsum (So.) und Wülfigen (Wülf.) östlich vorbei das Leinetal erreicht und in ihrem ganzen Zug nur verschwindend kleine Bächlein enthält. Sie zertrennt den Sporn, der mit stumpfem Winkel im Saale-Leine-Dreieck liegt und mit seiner Spitze bei Elze den Muschelkalk des Papendahls als markanten Eckpunkt hat. Die Tiefenzone läuft nicht ganz gleichsinnig durch. Das Saaletal liegt an ihrem Ausgangspunkt bei 80 m. Sie steigt dann bis zu 87 m an, um mit 73,3 m das Alluvium der Leine zu erreichen. Auf 6 km ist das nur eine geringe Schwankung. Die Talung ist in der oMT eingebettet, die fast ohne erkennbare Kante im einzelnen, mit dem höheren Berghang verbundenen Flächenresten weiter gegen die Hohlform hinunter reicht (sdl., sö. und östlich des Limberges). Langgestreckte gradlinige Hohlformen greifen in verschiedenen Richtungen in sie hinauf. Unterhalb ihres Niveaus vermehren sie sich noch, verbreitern und vereinigen sich, indem sie der Tiefenlinie zutendieren. Sie sind fast ausnahmslos trocken, verlaufen flach in die Fläche und setzen sich seitlich mit den Flanken durch einen stumpfen Gefällswinkel gegen die Fläche ab. Nach S zu wie nach NNO haben sich in solchen Formen, vor allem aber in der Tiefenlinie, Bächlein ausgebildet, deren Talhangkante in die unterste MT der Saale bzw. der Leine übergeht.

Im ganzen ergibt sich das Bild einer äußerst flachen breiten Talung, deren Gefälle von SSW nach NNO geht. Sie besitzt keinen frisch ausgebildeten durchziehenden Talweg. Dieser ist vielmehr verlassen, besitzt seinen höchsten Punkt zwischen den beiden Flüssen, bildet einen Talpaß zwischen den beiden erneut sich von den Flüssen her zurückschneidenden Bächen. Die gesamte Talung ist vielfach verformt und gegen den Berghang erst durch die oMT erkennbar abgegrenzt. Eine oberflächlich wirkende Überformung hat das Gebiet betroffen, wie sie sich in vielen kleinen Einmüldungen und den sanften langgezogenen flachmuldenförmigen und auch kurzsteilmuldenförmigen Trockentälern ausprägt. Wie ein Geäder überziehen diese Formen das Gelände, bilden eine Hügelandschaft aus, die sich dem Talmuldentiefsten zuneigt.

Es findet sich nun ein gewisser Zusammenhang, der hier vorgefundenen Formen mit bisher angestellten Beobachtungen. Gewiß ordnen sie sich schwer einem formenden Gesetz unter, aber sie zeigen in ihrer Ausbildung immer wieder das gleiche weit gespannte Profil, das einer durchhängenden Schnur gleichen mag und auch ihre Längserstreckung ist ein durchlaufendes Kennzeichen. Dazu kommt die Unmöglichkeit, sie zu einem Gewässernetz zu verbinden, vielmehr scheint der Boden insgesamt einer Bewegung, einer ausgleichenden Fließbewegung unterlegen zu haben, die sich auf bevorzugte Bahnen konzentrierte. Die Gefällswinkel sind hier noch niedriger als im Feld von Betheln, die Exposition der Hänge vielgestaltiger als etwa bei Dötzum-Wallenstedt. So wird begreiflich, daß die Vorzeitformen hier nicht so sehr auf

des Gletschers zu erkennen, wie er sein Bett wannenartig nach den Seiten zu ausbildet, natürlich immer nur modifizierend auf dem vorgegebenen Untergrund arbeitend. Recht eindrucksvoll zeigt der Knübel, die nach N vorspringende Nase des Thüster Berges, die Überarbeitung des Eises. Er duckt sich förmlich vor dem sich heranschließenden Eis, das über ihn und durch die Scharte zwischen Dübel und Thüster Bergnase gebrandet ist. Gerade beiderseits dieses kleinen Höckers ist die dm Ablagerung besonders dicht.

So haben wir fünf Formkräfte im unteren Saaletal gefunden: die Aufschotterung der MT mit glazigener Einwirkung, deren Zerschneidung, die Glättung durch das hinübergleitende Eis, welches sämtliche etwa noch vorhandenen höheren Flächenreste den unteren ohne Übergang verbindet, die periglaziale flächenhaft wirkende Frostbodenbewegung, die eine Orientierung auf die bereits vorhandenen Tiefenlinien zeigt und schließlich die nachsaaleeiszeitliche Einschneidung der ustMT. Diese Einschneidung geht jedoch nicht sehr tief. Die ustMT hat an der Mündung 4 m ü. T. und wird bei Hemmendorf bereits von der uMT auf dem Talboden abgelöst. Auch das Nebental zeigt die geringe erosive Tätigkeit der Leine seit dem Abzug des Saaleglazials.

Im Tal oberhalb Salzhemmendorf (Salzh.) bietet sich nun ein gänzlich anderes Bild, die Talgestalt ändert sich vollkommen. Das Tal folgt jetzt der Richtung des Schichtstreichens. Es wird eingengt durch den Ith und Thüster Berg, die beide ihre flachen Hänge dem Tal zuwenden. Wir befinden uns also im Muldentiefsten. Einige Rippen des Portland (Eimbeckhäuser Plattenkalke und Serpulitkalke) streichen noch zu Tage aus und gliedern das Tal in seiner Längsrichtung in mehrere Tiefenlinien auf, deren eine von der Saale etwas übertieft benutzt wird. Die Hänge sind hier steiler, etwa wie an der Leine, Flächen der oMT finden sich jedoch noch reichlich. Zwischen ihren Rändern fließt der Bach recht eingekeilt mit schmaler Talsohle. Bei Ockensen (Ock.) weitet sich das Tal etwas mit dem Auseinandertreten der Muldenflügel. Südlich Wallensen (Walln.) setzt die oMT auf den Talboden auf, im gleichen Niveau, das die Basis des Tertiärs im Weezerbruch abgibt. Die glazigenen Spuren gehen bis Levedagsen (Lev.), sind weiter südlich nirgends mehr anzutreffen. Südlich Wallensen findet sich im Hilssandsteinschutt etwas Elstermaterial, das durch Aufzehrung und Umlagerung hier hinein gekommen ist, immerhin ein Lebenszeichen der vorsaaleeiszeitlichen Vorgänge.

Das Tal verschwindet nun fast ganz im Becken, das von einer hügeligen Waldlandschaft erfüllt ist. Die Saale umzieht sie westlich, die Thüster Beke östlich, sind doch Wealdentone starke Wasserträger, wenn sie auch nur noch eine schwache Reliefenergie im ganzen Weezer Forst haben. So finden sich zahlreiche Bäche und Naßgallen (z. B. Knippseeck, Kirchenseieck), deren Wasserzufuhr für die Saale recht bedeutend ist. Der Tallandschaft gehört dieses Becken kaum noch an, es ist vielmehr der tiefliegende Muldenkern der Ith-Hilsmulde und ist als solcher auch ihren direkten Wirkungen ausgesetzt, wie die verbreiteten Hilssandsteinschuttmassen zeigen. Die Einordnung und Datierbarkeit wird wesentlich durch das Tertiär von Wallensen geklärt werden, dessen Struktur in der Verzahnung mit dem Diluvium recht mannigfaltig ist, wenn es auch im wesentlichen dem Pliozän angehört (Kremp 1948, 497).

Marienburg - Oberg

Das W Ufer wurde bisher nur in kleinen Abschnitten zum Vergleich und zur Gegenüberstellung behandelt. Bis zur Marienburg reicht der geschlossene Zug der 10 m Terrasse. Folgt man der Bundesstraße von Adensen (Ad.) gegen Elze, so ist man sogleich in ein reicher geformtes Gelände versetzt.

Hart südlich unter dem steil über der Talaue aufragenden Buntsandsteinfelsens mündet der Hallerbach und von SW öffnet sich die bereits bekannte breit muldenförmige Talung. Im Hintergrund, 4 — 5 km westlich, erhebt sich der Osterwald, der nun geologisch gesehen keine Beziehung mehr zum engeren Bereich des Leinetals zeigt, wenn er auch als landschaftlicher Rahmen des sich ins Flachland öffnenden Leinetals zu nennen ist. Vor seinem O Abfall ragen südlich des Hallerbachs noch einige Teile des untergetauchten westlichen Leinetalsattelflügels aus dem Untergrund auf, die mit ihren Buntsandstein- und Muschelkalkkuppen eine bunte regellose Struktur hervorrufen, die auf ihrer mehrfachen Versetzung gegeneinander beruht. Ihr Gegenstück ist der Muschelkalk des Papendahl bei Elze. Dazwischen liegt die natürliche Ausraumzone des Röts (Dahlgrün 1921, 730), die von der Leine (uMT) und der Urstromtalung zeitweise durchflossen wurden. Sie übersteigen das Flußniveau meist nur um 50 — 60 m, so daß sich eine OT kaum erhalten hat. Sie läßt sich allenfalls an der Finie beobachten. Alle diese Hügelkuppen sind stark mit Löß überkleidet und durch glazigene Überformung noch weiter zugerundet.

Am Hallerbach einsetzend zieht sich nun flußaufwärts ein nach S schmaler werdendes MT Feld, das sich um die Ausläufer des K ülfs herumlegt und in den breiten Ausraum zwischen K ülf und Duinger Berg noch hineinreicht. An der Talseite des K ülfs ist die oMT sehr charakteristisch mit der OT verbunden, die sich ihrerseits unmittelbar an den Berghang anlehnt. Der Zug des K ülfs gliedert diesen Landschaftsraum, stößt von SSO einem Zeigefinger gleich in ihn hinein, bis dieser W Flügel des Leinetals im Untergrund versinkt und südlich der Saale nur in einigen Muschelkalkhügeln zwischen Esbeck (Esb.), Schelde (Se.) und Eime noch sichtbar wird.

Der K ülf ist eine schmale scharfe Bergrippe im Schichtstreichen, alle Horizonte des Muschelkalks fallen steil nach SW ein und liegen sehr eng nebeneinander. Die Schaumkalkzone bildet den Kamm, ist aber über ihre ganze Erstreckung hin in Kuppen aufgelöst, so daß die Kammscheitellinie dauernd steigt und fällt. Der K ülf stellt so mit seinem schmalen, steil fallenden Zug (8,2 km Länge) und seiner in Einzelkuppen (bis zu 260 m) aufgelösten Scheitellinie (mittl. Höhe 219 m) eine Abwandlung des sonst gleichmäßig hoch dahin ziehenden Schichtkammberges dar.

Die MT zeigt sich sehr klar zwischen Banteln, Eime und dem Nord-Thal (vgl. Grupe 1925, 182). Fast völlig eben erstreckt sie sich 15 m über dem Fluß, nach N ganz leicht über die Kante ins Nord-Thal verlaufend, nach O in ganzer Mächtigkeit ein Steilufer über der Leine bildend, während sie sich nach W allmählich in die Aufschüttungsterrasse hebt. Sie ist hier als fast tischebene

Platte ausgebildet und ist auch unter Löß (dl) und dm in ganzer Ausdehnung von MT Kies unterlagert, der in zahlreichen Gruben aufgeschlossen ist. Besonders eindrucksvoll ist die Lagerung des dm auf dem Ausräumungsniveau am Steilufer von Gronau zu sehen. Die mächtigen Bänke der MT Kiese sind schon 1903 (S. 345) von Menzel untersucht worden. Er fand bei einheitlichem petrographischem Bestand am Gronauer Steilufer einen raschen Wechsel des faunistischen Bestandes, in dem Süßwasserconchylien mit Landschnecken alternieren. Die wichtigsten Arten haben sie jedoch gemeinsam. Es sind nicht durchweg kälteliebende Arten, so daß man auf ein Übergangsstadium schließen kann zwischen einer ausgesprochenen normal temperierten und kalten Periode. Die Variationsbreite auch in der Aufschotterung der MT zeigt eine 1—3 m dicke Tonlinse, die im unteren Drittel der Kieslagen 1950/51 aufgeschlossen war. Der hangende dm ist gut und unverwittert (grau) aufgeschlossen. Er trägt noch eine 2,5 m dicke Lößdecke, die in gut ausgebildeten Lößkeilen in den liegenden dm hineingreift (s. Anm.). Nicht genug mit diesen reichen geologischen Beobachtungen, hat W. Barner in der heute aufgeschlossenen Lichtenbergischen Kiesgrube in den unteren Kieslagen einwandfrei erhaltene Altpaläolithen (Acheulléen) gefunden, wodurch eine selten mögliche Bestätigung der zeitlichen Einordnung der MT Aufschotterung gegeben ist. Eine noch feinere Zeitmarke hat sich für den Löß ergeben, indem sich in 1,60 m — 1,70 m Tiefe eine Aurignac-Station fand (Würm I—II), (Barner 1937). Die für die Terrassenuntersuchung so wichtige Erschließung der Auflagerungshöhe der Aufschotterung ist hier an mehreren Stellen möglich. Die Schotterterrasse ist meist 6—8 m mächtig über den liegenden unteren Liastonen. Den Übergang bilden oft reine Sande, die die erst mit feineren Korngrößen einsetzende Sedimentation anzeigen.

Einen völlig isoliert darstehenden Fund machte Menzel 1904 (S. 623) in der MT bei Eime. Bei Bohrungen im Gelände des Kaliwerkes Frisch-Glück Eime fand sich unter 4—5 m dm eine 16—18 m mächtige Schichtenfolge von humosen und sandigen Tönen mit eingelagerten Tonstreifen. Die typischen Schotterlagen der MT fehlen hier, so daß man kaum einen festen Anhaltspunkt gewinnt, wenn man noch bedenkt, daß sich die genannte Stelle in der Sattelachse zunächst dem empordringenden Zechsteinsalz befindet, lokale Störungen also leicht möglich sind, wie sie wohl auch für das in einer Nachbarbohrung erhaltene marine Oberoligozän verantwortlich sein mögen (v. Koenen 1907, 594/95).

Der Fluß bildet hier immer noch eine 1000 m breite Stromau. Die Steilkante zwischen Banteln und Gronau setzt so die beiden Ebenheiten gegeneinander ab, zwei Talniveaus, die lößüberdeckte MT Fläche mit ihrer intensiven Kulturlandschaft und die von alluvialen Tallehmen überdeckte Niederung. Auf der Gronauer Seite hatten wir die MT flach ins Tal verlaufen sehen und ein auf ihr Niveau beschränktes Tälchensystem gefunden. Hier in der soviel ausgedehnteren und geschlosseneren MT Platte finden sich diese Formen

Anm.: Barner konnte hier in den 20er Jahren ein ganzes Lößkeilnetz freilegen.

nicht in der Dichte und Kleinheit vor. Das fast völlig fehlende Gefälle erklärt diese Tatsache ganz natürlich. Es sind einige Niederungen, flachmuldenförmige lang und oft gradlinig laufende Talzüge, die auch die beiden spärlichen Bäche enthalten: Heinser Bach und Akebeke, die allein die Ebene zwischen den Bergen entwässern. Sie haben sich nur schmale Talsohlen in den Flachtalzügen ausgebildet. Von Dunsen (Du.) ab aufwärts streben sie strahlenförmig gegen den unteren Hang des Thüster- und Duinger Berges (Liastone!). Westlich des Kulf sind Terrassen nur in zwei Fällen noch einwandfrei auszumachen, denn die Tälchen haben nur noch breite in die Fläche verlaufende Flanken. Sie gliedern diese Fläche weniger, als daß sie wie ein Ornament ganz sacht eingedrückt wären. Die Ebene zwischen den Bergen ist weit gespannt, sie hat im Profil eine weite sanfte Muldenlinie mit konkav zum Berg ansteigenden Seitenhängen. Unter dem Thüster- und Duinger Berg sind diese Bergfuhänge alle durch Schutt des oberen Jura sehr ausgeglichen. Nach SSO steigt diese Ausraumlanschaft unmerklich auf 156,9 m an, das sind 82 m über der Leine, allein 100 m unter dem Kulf, ein Talpaß, der als solcher in der Landschaft von NW her kaum sichtbar ausgeprägt ist. Oberflächlich aufgeschlossene Ablagerungen finden sich ab Deilmissen (Deilm.) nicht mehr, jedoch einige deutliche morphologische Hinweise.

Am Hang des Kulf sieht man zahlreiche Talanfänge, die nach unten zu breit auf dem Hang des nach Lübbrechtsen (Lüb.) hinaufziehenden Tälchens verlaufen. Sie zeigen keine Wirkungen fließenden Wassers, sondern sind unterhalb ihrer teilweise gut ausgebildeten Ursprungskessel Eindellungen im Berghang, die keinen eindeutigen Zusammenhang mit dem unterhalb entlang ziehenden Tälchen aufweisen. Bevor sie dieses erreichen, verlaufen die Isohypsen schon wieder fast gestreckt (H. Lehmann E. II, 74); Abtragungsformen also, die auf ein höheres Niveau gerichtet und außer Funktion sind. Ihre Abtragungsbasis ist etwa die Unterkante der OT, die in ihrer Höhenlage aus der Nachbarschaft noch erschlossen werden kann. Die Form läßt sich mit der am Hörzen festgestellten vergleichen. Man würde hier gleichfalls annehmen können, daß eine Schuttanlieferung vom Berghang zur MT Aufschotterungszeit stattfand und die Weiterbildung seitdem mit den veränderten Bedingungen unterblieben sei. Die Lage der verlaufenden Hohlformen im mittleren Muschelkalk weist aber darauf hin, daß die mangelnde Durchlässigkeit, die ja rezent ebenso wirksam ist, erheblich mitwirkt. Auch hier zeigt sich, wie schon an mehreren vorhergehenden Beispielen, das Zusammenwirken vorzeitlicher wie rezenter Bildungsfaktoren in einer Form. Der dm von Banteln-Eime liegt auch zwischen Deinsen (Dei.) und Esbeck (Esb.) über MT Kies und weist so auf die Tätigkeit des Saalegletschers hin, der auch hier hineingestoßen ist. Er hat die vorgebildete Ausgeglichenheit der Formen verstärkt, besonders auf dieser nach S ansteigenden Fläche, die als Aufgleitfläche wirkte.

Die Akebeke zeigt eine Ähnlichkeit ihrer Bildungsbedingungen mit dem Tälchen der gegenüber liegenden MT SO Gronau. Das ihr angeschlossene Gewässernetz zwischen Duinger Berg, Thüster Berg und Kulf hingegen steht

dem von Betheln näher, wo wir die flachmuldenförmigen schutterstickten Oberlaufstrecken fanden, deren Bildungsbeginn im NO Hils bereits in die erste Zeit des Schuttwanderns im einsetzenden Saaleglazial zu setzen ist. Die liegenden Liastone begünstigen ebenfalls die Ausbildung eines weit verzweigten Talnetzes mit flachen Eintiefungsformen. Zwischen Marienhagen (Ma.), Deinsen (Dei.) und Lübbrechtsen (Lüb.) ist die rezente Wirksamkeit der liegenden Liastone an den zahlreichen oft nur 1 m ganz seicht eingedrückten Dellen gut zu beobachten.

Die Talseite des Kulf zeigt diese Schutzzufuhr viel deutlicher, da hier die Innenkante der OT einen sicheren Schluß erlaubt. Die NT steigt in schmalen zulaufenden Winkel zwischen Kulf und Leine gegen den Berg an und grenzt teilweise gut sichtbar an die OT Kante an.

Oberhalb der Unterkante OT finden sich senkrecht den Berg hinaufziehende flachwannenförmige Hohlformen, die mit Einsetzen der MT meist aussetzen und nur selten eine kurze schwache Fortführung im oberen MT Hang erfahren. Die Gesteinslagerung ist völlig homogen (mittl. Buntsandstein), so daß die Erklärung mit Hilfe der unterschiedlichen Durchlässigkeit hier ganz fortfällt.

Im Fortgang nach S legt sich vor den Kulf der mittlere Buntsandstein (sm) als Zwischenzone (Sattelscheitel), die diese Formen ebenfalls — wenn auch versteckter — aufweist. Der sm Streifen hebt sich charakteristisch mit seinen runden Buckeln und steil konvex geböschten Hängen gegen den Muschelkalk ab. Tälchen mit flachen Talböden sind an ihrem Fuße zu beobachten, die zwischen den Hängen enger werden und vor dem Berghang in einem breiteren Quellkessel ihren Ursprung haben. Erst am Grunde des Quellkessels setzt das Bächlein ein. Diesem Sammelpunkt streben mehrere eingedellte Flachformen zu, die nun zwar dem unteren OT Niveau entsprechen, aber nicht mehr auf die gleiche Genese festgelegt werden können wie bisher, da hier ja ganz offensichtlich der Grundwasserspiegel austritt. Recht auffallend sind nur die regelmäßige Wiederkehr und die gleichen Abstände dieser Einschnitte, eine Gleichförmigkeit, zu der der sm besonders neigt.

Beiderseits der Bundesstraße Banteln-Dehnsen (Deh.) setzt sich die MT — in ihrer Ausdehnung allerdings schon sehr geschmälert — noch fort und wird erst durch den markanten Pfeiler des Oberg (ob. Muschelkalk) nach S in ihrer flächigen Ausbreitung begrenzt. Er ragt als ein Stück des rechten Leinetalsattelflügels steil über der Flußau auf. Auf der Talseite sind ihm mächtige Kiesschüttungen angelagert, die in ihrer ganzen Struktur an eine Verfrachtung aus höherem lokalem Niveau hinweisen. Ihr Geschiebebestand unterscheidet sich von dem der MT, ihre nordischen Beimengungen weisen mehr auf die Elster hin, so daß man an eine Umlagerung, eine Seitentalschüttung während der Austiefung des MT Tales denken könnte, wodurch sich auch die Art und Mächtigkeit der Lagerung erklärte.

So steht der Oberg als Wächter am Talausgang, wie weiter nördlich wieder die Marienburg, und birgt in seinen schützenden Nischen Umlagerungsreste, die

sich niveaumäßig nicht einordnen lassen. Damit fällt die befriedigende Deutung schwer, handelt es sich doch um ein vereinzelt Vorkommen im Schutze eines recht widerständigen Talriegels.

Von seinem Hals, der ihn mit dem Kulf verbindet, hat man noch einmal den Blick nach NNO in die Weite der Tallandschaft von Gronau, Elze Banteln, deren vielfache Ausräume und Terrassenflächen wir betrachteten und die sich jetzt im zusammenfassenden Blick als eine *Vorkammer* am Talausgang, im Übergang vom Mittelgebirge in den Absenkungsbereich der Norddeutschen Tiefebene darstellt. Nach S zu liegt die Tallandschaft fest und eng in den Rahmen der Berge gebannt ohne Weite und Auslauf.

ringer rezenter Wasserführung (z. B. Wispe). Hier sehen wir allerdings auch den Keuper mit verantwortlich zeichnen für die breite Anlage, wie sich an dem Bohrloch „Tal“ der Gewerkschaft „Helene“ NO Eboldshausen (Eb.) zeigt (Klingner 1929). So könnte die entscheidende Frage nach dem Niveau des Durchgangs eines älteren Gewässernetzes gestellt werden. Spreitzer nahm bereits einen Durchgang von Ildehausen nach Ohlenrode (Ohl.), Düderode (Dü.) an, der aber nur kurze Zeit bestanden hat.

Bei unserer Arbeitsweise bietet sich die Verfolgung der Terrassen als vorherrschende Methode für den Ansatz einer Klärung am Rande unseres Arbeitsgebietes em ehesten an. Es ist bekannt, wie bisher noch die Bemühungen gescheitert sind, den Paß von Imbshausen (Imbsh.), die Absenkung des Denkershäuser Teiches, die Verstellung der schotterbestreuten Flächen nördlich Northeim zu klären, wie auch die tektonische Stellung des Tertiärbeckens von Oldenrode (Oldr.)-Willershausen.

Eine Zeitmarke in diesem Gebiet zu haben, muß vordringlichster Wunsch sein. Vom Leinetal her läßt sich kein höheres Niveau als das der OT verfolgen, das allerdings durchgehend ausgebildet ist. Die OT ist noch bei Willershausen in ungestörter Lage zu finden. Interessanter noch ist die Verfolgung nach Eboldshausen (Eb.) zu, wo sie bis auf das Niveau des Passes in Richtung Ahlshausen (Ahl.) einerseits und Edesheim (Ed.) (vgl. Grupe 1915, 381) andererseits aufläuft. Ein höheres Niveau läßt sich nicht ausmachen, wenn es auch im untersten Auetal zwischen Hajeshausen und Oppershausen mehrmals aufzutreten scheint. Für das Gebiet der schotterbestreuten Flächen von Imbshausen ist von der Leine her keine Klärung zu erreichen. Eine Lösung kann hier nur gefunden werden in Verbindung mit einer Berücksichtigung der Verhältnisse an der Ruhme, wie einer Weiterverfolgung der jung nachbewegten tektonischen Struktur (Anm.). Es ist allerdings zu berücksichtigen, daß der mangelnde Zusammenhang zwischen der OT, wie sie bei Eboldshausen durchläuft, mit den Schottern auf der Höhe von Imbshausen nicht allein auf eine tektonische Verstellung zurückgeführt werden muß. Führt doch schon Brinkmann (1932) eine Talstufe an, die über der OT mit den Schottern von Eichenberg (Übertritt der Werra ins Leinetal an der Wende Jungpliozän/Altdiluvium) korrespondiert. Meiner Erkenntnis nach wird man die Möglichkeit eines Vorkommens solcher höheren Talstufen über der OT fest im Auge behalten müssen.

Es bleibt uns die Erkenntnis des altglazial weiter durchgreifenden Talnetzes (Ildehausen-Ohlenrode; Denkershausen, Imbshausen; Eboldshausen, Hohnstedt), dessen Anlage weitgehend geändert wurde. Jedoch läßt die breite Anlage der Täler — deren Zonen schon vorher Tiefenzonen gewesen sein mögen — erkennen, wie sich hier die Dominanz tektonischer Leitlinien und Bruchlinien verliert, wie auch die Geschlossenheit der Gebirgskörper. Die ungezwungen verästelte Anlage beruht hier auf dem örtlich angetroffenen Untergrund und der Lage der wasserliefernden Horizonte, die hier recht mannigfaltig angeordnet sind gegenüber der lang hinziehenden Einförmigkeit im Leinetal.

Anm.: Vgl. jetzt die im Geol. Jb. 1954 (Bd. 68, S. 587—614) erschienene Spezialuntersuchung G. Lüttichs: Pleistozän-Tektonik nördlich Northeim.

III. Zusammenfassende Charakteristik der Leinetallandschaft im Raume Elze - Kreiensen

In den voraufgegangenen analytischen Teilen der Arbeit ist versucht worden, in der Mannigfaltigkeit des Formenschatzes eine Ordnung zu finden, einen Zusammenhang zu erkennen, bis schließlich die Landschaft als ein Gefüge von Formengruppen bezeichnet werden konnte. In der Vielfalt der bildenden Formelemente wurde eine Klarheit insofern erkennbar, sobald das vorherrschende Element und ihr typisches Zusammentreten gefunden waren. Es zeigte sich bei solchem Vorgehen, daß sich mehrere Abschnitte von einander trennen, deren Oberflächenformen in sich eine Gestalt ergaben, die gegen die benachbarte unterschieden war, weil der Schwerpunkt im Wirkungszusammenhang der Formen verschoben war. Im Gang der Untersuchung wurde ersichtlich, wie sich die Vollformen gegenüber den Kräften der Abtragung, Erosion und Sedimentation verhalten, oder die Hohlformen stärker zur Ausprägung kamen. Jedoch traten auch zahlreiche Gemeinsamkeiten des Formenbildes hervor, die in ihrer Gesamtheit Leitmerkmale der Tallandschaft im Leinebergland bilden. Als Zusammenfassung und Ergebnis der Arbeit sollen sie noch einmal mit einander verbunden aufgeführt werden.

Als eindrucksvoller fester Rahmen wurden immer wieder die beiden Kreidemulden berührt, zu deren Füßen sich der hier bearbeitete Formenkreis befindet. Die Sattelzone fanden wir tektonisch stark beansprucht und durch die Flußerosion weiter zerfurcht, so daß wir sie ganz in die Tallandschaft einbezogen und damit auf weite Strecken eine unmittelbare Anlehnung an die Steilkanten und Berghänge der beiden hohen Bergsockel vorfanden. Der Eindruck vom Stockwerkbau der Berglandschaft gegenüber der Tallandschaft ist hier zwischen den Längsstirnen der Mulden besonders stark und verliert sich nur langsam beim Gang ins Tiefland, wo die mittleren Terrassen eine immer weitere flächenhafte Verbreitung gewinnen. Die beiden südlichen Abschnitte führen dagegen bereits ins Berg- und Hügelland im Vorfeld des Harzes. Die tektonischen Leitlinien und Strukturen lenken nicht mehr in feste Bahnen, so daß eine weiträumigere Talentwicklung auftritt (vgl. Evers 1935, 680). Da diese zur Leine orientiert und ihr geöffnet ist, wurde sie noch mit einbezogen, soweit hier nicht schon Elemente der Nachbarlandschaften stärker hervortreten.

Die Talhänge werden nur selten in einer Breitenentwicklung angetroffen, die der Ausdehnung der Talaue und der Breite des Flusses entsprechen würde. Zwischen den Schichtkämmen und Gesteinsrippen der Sattelflügel und den Vorbergzonen der ragenden Muldenstirnen kommen sie nicht zu einer Entwicklung, die den Talcharakter fast ausschließlich bestimmen könnte. In den vielfach versteilten Talhängen sind Terrassen meist nicht sonderlich gut erhalten oder werden auch durch die rege Folge des Schichtausbisses steil einfallender Gesteinspakete verunklärt und unterdrückt. Dennoch sind in der Länge des Tales niveauständige Stufen deutlich auszumachen, deren eine mit 50 m ü. T.

als OT bezeichnet werden kann, während eine tiefere bei 25 m ü. T. liegt, die als Aufschüttungsterrasse nachweisbar ist (oMT). Die letztere ist schon mehr zu einem Terrassenverband erweitert, in dem in ihr zwei Erosionsterrassen gefunden werden (uMT und ustMT), deren erste (uMT) im gesamten Arbeitsgebiet angetroffen wurde, während die ustMT nur lokal und schwach ausgebildet bei Elze-Nordstemmen aufgefunden wurde. Eine NT wird nur im Vorland gefunden (als Aufschüttungsterrasse), oberhalb von Rheden morphologisch aber nicht mehr festgestellt. Die fehlende Ausbildung gegen den Oberlauf wird damit erklärt, daß die Eintiefung nach Rückzug des Saaleglazials nur noch sehr gering gewesen ist (max. 10 m) und kaum noch in die Nebentäler eingedrungen ist. Die festgestellten Terrassen und ihre Genese decken sich bis auf geringfügige Einzelheiten mit denen von Spreitzer im Innerstegebiet feststellten. Ein stark prägendes Element ist die breite ebene Talaue, die nie schmaler als 300 m ist und kaum bemerkenswerte, augenfällige gesetzliche Reliefierung aufweist. Sie ist mannigfach von Altwässern durchzogen, was nur anzeigt, wie der Fluß je nach Wasseranfall die ganze Breite der Aue in Anspruch nimmt und von Zeit zu Zeit die freien Talmäander über das ganze MHW Bett wandern. Die Herausbildung, die Eintiefung in den NT Talboden hat also noch nicht stattgefunden. Nur hin und wieder wird bei Niedrigwasser sichtbar, wie der Fluß nicht in den deckenden Auelehmschichten fließt, sondern die liegenden Kieslagen anschneidet. Bis an den Rand der meist sehr hart aufsetzenden Talhänge oder Eisenbahndämme gibt es keine vor Überschwemmung geschützten Niveaus. Die breite ebene Talaue hat im Zusammenspiel der so sehr ausgeprägten Formelemente (wie vor allem Talterrassengang, Vorbergzone und steile Berglehne) keine geringe Rolle. Von Rheden ab flußaufwärts bildet also die NT Fläche den Talboden, der in seiner ganzen Ausdehnung das MHW Bett ist. Die Schotterlagen der NT werden mit dem Pendeln des Flusses aufgezehrt und umgelagert. Eine klimamorphologische Erkenntnis aus der Materialstruktur und Stratigraphie der NT zu ziehen, mußte abgelehnt werden.

Die Untersuchung der Terrassen erbrachte Hinweise, daß eine glazigene Einwirkung und Überformung bis tief ins Bergland hinein stattgefunden hat. Es finden sich eine ganze Reihe von Formen und Ablagerungen, die in ihrer wesentlichen Verbreitung geklärt werden konnten, im ganzen aber als eine Überformung, nicht als eine weitgehende Veränderung des Reliefs begriffen werden, wenn auch der Schleier von Kiesen, Geschiebemergeln, Lößen, Periglazialschutt und die sie bergenden Terrassen eine recht zeitwüchtige und durchgängige Veränderung des Landschaftsausdrucks hervorrufen. Als nahezu sicher finden wir die Saaleiszeit während der MT Zeit im Vorstoß begriffen und sehen die uMT vom Gletscher überfahren bis nördlich Gr. Freden, wo eine Randlage erkennbar ist. Geschiebemergeldecken und Löß finden sich weit verbreitet, auf der MT von Kiesschichten unterlagert, unter denen sich hier und da ein bisher noch unbestimmbarer Geschiebemergel (s. a. Anm. 1 S. 50) zeigt. Elster-eiszeitliche Ablagerungen sind nur sicher in den östlichen Randgebieten (Despetal und Gandersheimer Becken) auszumachen, haben auch hier eine feste Verbindung mit der OT, die im übrigen Gebiet keinerlei charakteristische Ablagerungen aufzuweisen hat, vielmehr vom Saaleinlandeis überglättet wurde und

sich gegen die MT an vielen Stellen durch typische, wiederkehrende Kleinformen unterscheidet. Sie konnten im Zusammenhang mit der glazialen Einwirkung im Aufbau der MT erklärt werden und unterscheiden sich sehr deutlich gegen die verästelte oberflächliche Überformung der MT, einem System von Trockentälchen und Dellen, das heute außer Funktion gesetzt ist. Die Untersuchung der Kleinformen zeigte aber auch, wie sehr die Gefahr besteht, sie ausschließlich als periglazial bedingt anzusehen. Vorzeitliche wie rezente Bildungsbedingungen konnten wir vielfach in gleicher Richtung wirken sehen. Die örtlichen Verhältnisse wurden daher in jedem einzelnen Fall betrachtet, so daß es vielfach gelang, sie gegen rezente Bildungen recht ähnlichen Formcharakters auszuscheiden.

Südlich von Freden war eine eiszeitliche Überformung kaum zu bemerken. Erst im Gandersheimer Becken trifft man wieder auf das im Innerstegebiet so weit verbreitete Elsterglazial. Eine einwandfreie Bestimmung höherer Talböden (über der OT), gelang auch südlich des saaleeiszeitlichen Eisrandes nicht, zumal bisher keine Verknüpfung mit einer zeitlich bestimmbareren Einbnungsfläche möglich war, die auch für den Beginn des Eintiefungsvorganges des Flusses Anhaltspunkte ergeben würde. Die Schichtkammlandschaft befindet sich in einem sehr fortgeschrittenen Zustand der Ausformung und beginnenden Auflösung. Die Verwendung der unsicheren, äußerst spärlichen tertiären Reste erlaubt einen schwerwiegenden Schluß für die Altersdatierung in unserem Gebiet nicht, die nur in Bezug auf die Entwicklung des Flusses für uns wichtig sein kann und die einer morphologischen Untersuchung der Gebirgslandschaft vielleicht noch zugänglich werden wird. Für dessen Anlagen spielen aber tektonische Bewegungen jüngerer Datums keine Rolle, da deren letzte Ausläufer lediglich bis ins Jungpliozän reichen (Willershausen). Pliozäne Höhenschotter sind auch andeutungsweise noch nirgend gefunden worden (in Übereinstimmung mit dem Leinetalgrabengebiet, Brinkmann, S. 110).

Die Niveauständigkeit der Terrassen erweist die tektonische Ruhelage unseres Gebietes seit dem Elsterglazial. Im N, von Elze flußabwärts, bereits in der Vorkammer des Mittelgebirges finden sich großzügige früh angelegte Ausraumlanschaften, die größere Sedimentationsmächtigkeiten aufweisen. Das Diluvium, das hier stellenweise 25 m unter Talaue hinabreicht, erklärt sich hier wohl durch die größere Erosionskraft des Inlandeises im leicht ausräumbareren Tertiär. Der fast um 50 % gesteigerte Wert des Gefälles von Brüngen—Sarstedt entgegen dem von Northeim bis Brüngen festgestellten scheint auf den einsetzenden Absenkungsbereich des Norddeutschen Flachlandes hinzuweisen. Die erhebliche Ausbreitung der Diluvialablagerungen muß ebenfalls in diesem Sinne verstanden werden. Die fehlende Ausbildung der Niederterrasse oberhalb Rheden würde durch diese Gefällszunahme gegen N gut erklärt werden, wir also annehmen können, daß eine schwache, rückwärts schreitende Erosion am Werke ist.

Die Genese des Tales wurde nur für seine jüngere Ausbildungszeit seit der OT zeitlich fixiert, im übrigen aber der Formungsvorgang untersucht, dessen

geomorphologische Bedingtheit in Übereinstimmung mit dem begleitenden Bergland dabei in den Vordergrund rückte. Hierbei ergaben sich sehr eindrucksvolle Formengruppen, deren nahezu gesetzmäßige Anordnung des öfteren aufgewiesen werden konnte (z. B. S. 53/54).

Somit stehen wir am eingangs bezeichneten Ziel: den Formenschatz insgesamt zu untersuchen, die kleinräumige Differenzierung, die Gründe ihrer Wandlung zu erkennen und Gemeinsamkeiten in der Tallandschaft der mittleren Leine hervorzuheben.

Karten- und Schriftenverzeichnis

A. KARTEN

Geologische Meßtischblätter 1 : 25 000 mit Erläuterungen
Herausgegeben von der Preußischen Geologischen Landesanstalt

Blatt	aufgenommen bzw. erläutert durch	Jahr
Elze	A. Hoffmann	1923/1924
Gronau	A. v. Koenen, H. Menzel, J. Schlunck	1898/1907
Salzhemmendorf	A. v. Koenen, H. Menzel, J. Schlunck	1902/1907
Alfeld	A. v. Koenen, G. Müller, O. Grupe	1898/1903
Einbeck	A. v. Koenen	1892/1907
Gandersheim	A. v. Koenen	1883/1892
Lamspringe	O. Grupe, W. Haack, F. Schucht	1906/1913

Topographische Meßtischblätter 1 : 25 000, siehe Höhenschichtenkarte
Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000, Einheitsblatt 85
Geotektonischer Atlas von Niedersachsen, 1934/35, Großblatt 73

B. SCHRIFTEN

1. H. Arnold: Periglaziale Abtragung im Eulengebirge. — Diss. Breslau 1938 (zit. n. C. Troll 1948, S. 171).
2. E. Banse: Deutschland, Mensch, Landschaft, Kultur und Wirtschaft, Herausgegeben v. E. Banse, Leipzig 1938.
3. W. Barner: Die jungpaläolithische Besiedlung des Landes zwischen Hildesheimer Wald und Ith. — Nachr. aus Niedersachsens Urgeschichte, 1937.
4. W. Barner: Altpaläolithische Funde aus dem südlichen Hannover. Quartär 1941.
5. W. Barner: Ein Altpaläolith aus den Kiesen der Mittelterrasse bei Alfeld. — Die Kunde 1941, Heft 2.
6. W. Barner: Stand und Aufgaben der Eiszeitforschung im Leinebergland. — Blatt für Volkstum und Heimat im Reg.-Bezirk Hildesheim 1943, Heft 10/12.
7. W. Behrmann: Die diluvialen Bewegungen des mitteleuropäischen Bodens. — P. M. 1930, Erg. Heft 209, S. 110 — 135.

8. W. Behrmann: Morphologische Formengruppen der Erosion. — Zeitschr. d. Ges. f. E., Berlin 1932.
9. G. Braun: Deutschland. — 2. Aufl. 1936.
10. R. Brinkmann: Morphogenese und jüngste Tektonik im Leinetalgrabengebiet. — Abhdl. d. Preuß. Geol. L. — A. 1932, N. F. 139, S. 103 — 135.
11. R. Brinkmann: Landschaftsformung und junge Krustenbewegung im Leinegebiet. — Die Naturwiss. 1933, S. 7 — 11.
12. J. Büdel: Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. — E. II, S. 22 — 52.
13. F. Dahlgrün: Tektonische, insbesondere kimmerische Vorgänge im mittleren Leinegebiet. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1929, Heft 4.
14. F. Dewers: Das Känozoikum in Niedersachsen. — Geol. und Lagerstätten Niedersachsens Bd. 3.
15. K. Diwald: Die Schräge der Talsohle. — P. M. 1925, S. 153 — 158.
16. H. Dörries: Rezension: K. Brüning, Reliefenergie des Harzes, P. M. 1928, S. 360.
17. W. Evers: Zur Oberflächengestaltung des Niedersächsischen Berg- und Hügellandes. — Hann. 1934.
18. W. Evers: Zum Problem der Kammberge, Geogr. Wochenschrift 2. Jg., 1934, S. 786.
19. W. Evers: Grundzüge der Hydrographie des Niedersächsischen Berglandes. — Geogr. Wochenschrift 1935, 3, S. 680.
20. G. Göttinger: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. — Pencks geogr. Abhdl. IX, 1, Leipzig 1907.
21. K. Gripp: Endmoränen, Comptes Rendues du Congrès intern. de Géogr., Amsterdam 1938, Tome II, S. 255 ff.
22. O. Grupe: Zur Frage der Terrassenbildungen im mittleren Flußgebiet der Weser und Leine und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. — Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1909.
23. O. Grupe: Über diluviale Gebirgsstörungen im Hannoverschen Berglande und zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1915, S. 374 — 397.
24. O. Grupe: Zur Kenntnis des einheimischen und nordischen Diluviums in der weiteren Umgebung von Hannover. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1925.
25. O. Grupe: Tal- und Terrassenbildung im Gebiet der Werra, Fulda, Weser und Soergels Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — Geol. Rdsch. 1926, S. 161 — 196.

26. H. Guthe: Die Lande Braunschweig und Hannover. — 2. Aufl. Hann. 1888.
27. E. Haarmann: Über den geologischen Bau NW Deutschlands. — Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1914, Monatsber. 354 ff.
28. H.-L. Heck: Beiträge zur Talgeschichte der oberen Leine. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1928, S. 427 — 453.
29. R. Hermann: Das Eozän und das marine Oligozän in der Ith-Hilsmulde. — Jb. d. Niedersächsischen Geol. Vereins 26, 1934/35, S. 197 — 216.
30. R. Hermann: Die Formenentwicklung in der Schichtkammlandschaft des Leineberglandes. — Ztschr. f. E. 4. Jg. 1936, S. 673 - 677.
31. A. Hettner: Alter und Form der Täler. — G. Z. 18, 1912.
32. A. Hettner: Die Oberflächenformen des Festlandes, 2. Aufl. Berlin 1928.
33. J. Hövermann: Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. — P. M. 1950.
34. H. Keller: Weser und Ems, ihre Stromgebiete und ihre wichtigsten Nebenflüsse. — 4 Bände und 1 Tabl. Bd. Berlin 1901.
35. F.-E. Klingner: Tektonische Untersuchungen im Leinetalgrabengebiet nördlich der Ahlsburgachse. — Gött. Beitr. z. saxonischen Tektonik, Abhdl. d. Preuß. Geol. L. — A. N. F. 116 Berlin 1929.
36. A. v. Koenen: Über Dislocationen westlich und südwestlich des Harzes. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1884.
37. A. v. Koenen: Über Abhangschutt und Diluvium. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1896.
38. A. v. Koenen: Über Diluvialbildungen bei Northeim und Gronau. — Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1907, M. B., S. 225 ff.
39. A. v. Koenen: Über vorglaziale Bildungen im Gebiet der Sackberge und des Hils nebst Ith und Selter. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1908, S. 98 — 101.
40. A. v. Koenen: Über frühglaziale Bildungen auf Blatt Gronau. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1908, S. 610 — 611.
41. A. v. Koenen: Über altdiluviale Bildungen im Gebiet der Sackberge, des Hils und des Hildesheimer Waldes. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1910, 2. T., S. 51 — 65.
42. A. v. Koenen: Über die Plänerschotter und das Diluvium des Leinetales. — Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1910, M. B., S. 170 — 171.

43. A. v. Koenen: Nochmals die Plänerschotter. — Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1910, M. B., S. 395 — 396.
44. G. Kremp: Pollenanalytische Braunkohlenuntersuchungen im südlichen Teil Niedersachsens, insbesondere im Solling. — Geol. Jb. f. d. Jahre 1943/48, Hann. 1950.
45. E. Kurtz: Die Weser im Vereisungsgebiet während der ersten und zweiten Eiszeit. — Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1927, Abhdl. S. 457 — 514.
46. E. Kurtz: Die Leitgesteine des Wesermaterials im NW deutschen Glazialdiluvium. — Ztschr. f. Geschiebeforschung, Berlin 1926.
47. H. Lehmann: Periglaziale Züge im Formenschatz der Veluwe. — E. II, S. 69 — 79.
48. F. Lotze: Die orogenen Kräfte der saxonischen Gebirgsbildung. — Erdöl und Tektonik in NW Deutschland. Herausgegeben v. A. Bentz, 1949.
49. H. Mensching: Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland. — Gött. Geogr. Beitr., H. 4, 1950.
50. H. Mensching: Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißeiszeit. — E 1951. 1.
51. H. Menzel: Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildung im südlichen Hannover. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1903, S. 252 — 290; 1905 S. 1 — 14; 1908 S. 604.
52. H. Menzel: Über die Gliederung und Ausbildung der jungtertiären und quartären Bildungen im südlichen Hannover und Braunschweig. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1904, S. 621 — 637.
53. H. Menzel: Spuren des Diluvialmenschen in der Gegend von Hildesheim. — Mittlgn. a. d. Römer Museum, Hildesheim 1941.
54. H. Mortensen: Scheinbare Wiederbelebung der Erosion. — P. M., 1930.
55. H. Mortensen: Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. — P. M., Erg. H. 209, 1930.
56. H. Mortensen: Das Umlaufthal von Bodenfelde. — Nachr. d. Akad. d. Wiss. z. Gött. 1941, Math.-Phys. Kl.
57. H. Mortensen: Zur Theorie der Flußerosion. — Nachr. d. Akad. d. Wiss. z. Gött. 1942, Math.-Phys. Kl.
58. G. Müller: Glaziale Ablagerungen im südlichen Hannover. — Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 1896, S. 431.

59. W. Nedderich: Wirtschaftsgeographische Verhältnisse, Ansiedlungen u. Bevölkerungsverteilung im ostfälischen Hügel- und Tieflande. — Forschgn. z. Dt. Landes- u. Volkskunde 14, 1902.
60. K. Olbricht: Das Diluvium in der Umgebung von Hannover. — Globus XCVIII, 1910.
61. K. Olbricht: Neue Beobachtungen im Diluvium der Umgebung von Hannover. — Zentralbl. f. Mineralogie 1913.
62. E. Otremba: Grundsätze der naturräumlichen Gliederung Deutschlands. — E. 1948.
63. W. Penck: Wesen und Grundlage der morphologischen Analyse. — Stuttgart 1924.
64. A. Penck: Das Deutsche Reich. — Wien, Prag und Leipzig 1887.
65. H. Poser: Talstudien in W Spitzbergen und O Grönland. — Ztschr. f. Gletscherkunde 24, 1936.
66. H. Poser: Die Niederterrassen im Okertal als Klimazeugen. — Abhdlgn. d. Braunsch. Wiss. Ges. 1950, II.
67. H. Quiring: Eine Quartärisobasenkarte W Deutschlands. — P. M., 1928.
68. O. Renner: Salzlager und Gebirgsbau im mittleren Leinetal. — Archiv für Lagerstättenforschung, H. 13, 1914; Herausgegeben v. d. Preuß. Geol. L. — A. 1914.
69. O. Richter: Das rheinische Element im Bilde W Europas. — Nachr. d. Ges. der Wiss. z. Gött., Math.-Phys. Kl. 1941.
70. A. Rink: Ith-Hilsmulde, Kulturgeographie einer niedersächsischen Landschaft. — Hannov. Geogr. Abhdlgn. Herausgegeben v. C. Wunderlich. Veröff. d. Geogr. Inst. d. T. H. Hannover, H. 1, 1942.
71. H. Schrepfer: Der Nordwesten, Landeskunde von Deutschland. — Herausgegeben v. N. Krebs, Bd. 1, Leipzig u. Berlin 1935.
72. E. Ch. Schwermer: Studien zur Morphologie des Hilsgebietes. — Diss. Gött. 1924.
73. J. Sölch: Eine Frage der Talbildung. — Festband A. Penck, Stuttgart 1918.
74. W. Soergel: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. — Berlin 1921.
75. W. Soergel: Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. — Fortschr. d. Geol. und Paläont., H. 13, Berlin 1925.
76. W. Soergel: Das diluviale System I: Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters. — Fortsch. d. Geol. und Paläont., Bd. 12, H. 39, 1939.

77. H. Spreitzer: Zur Talgeschichte und Oberflächengestaltung im Flußgebiet der Innerste. — Jb. d. Geogr. Ges. Hannover 1931.
78. H. Stille: Die saxonische Faltung. — Ztschr. d. Dt. Geol. Ges. 65, 1913.
79. H. Stille: Die saxonischen Brüche. — Abhdlgn. d. Preuß. Geol. L. — A. N. F. 95, 1923 — 25.
80. J. Stoller: Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide. — Jb. d. Nds. Geol. Ver. 1909.
81. A. Supan u. E. Obst: Grundzüge der physischen Erdkunde. — 7. Aufl. II. Bd. Teil 1: Das Land (Allg. Geomorphologie). Von E. Obst u. K. Brüning. Berlin und Leipzig 1930.
82. C. Troll: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde — Geol. Rdsch. 34, 1944, S. 545 — 694 (Diluvialgeologie u. Klima).
83. C. Troll: Die Formen der Solifluktion und der periglazialen Bodenabtragung. — E I, 1 — 4, Bonn 1947.
84. C. Troll: Schmelzung und Verdunstung von Eis und Schnee in ihrem Verhältnis zur geographischen Verbreitung der Ablationsformen. — E 1948.
85. W. Ule: Das Deutsche Reich, eine geographische Landeskunde, Leipzig 1915.
86. H. Wagner: Orometrie des ostfälischen Hügellandes links der Leine. — Forschgn. z. Dt. Landes- und Volkskunde 15, Heft 4, 1904.
87. H. Wermbter: Der Gebirgsbau des Leinetales zwischen Greene und Banteln. — Diss. Gött. 1890.
88. P. Woldstedt: Über einen wichtigen Endmoränenzug in NW Deutschland. — 21. Jb. d. Nds. Geol. Ver. 1928.
89. P. Woldstedt: Das Eiszeitalter, Grundzüge einer Geologie des Diluviums. — Stuttgart 1929.
90. P. Woldstedt: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — 1950.
91. H. Wortmann: Die Terrassen der Diemel zwischen Sauerland u. Weser. — Jb. d. Preuß. Geol. L. — A. 1936.

Hangprofile

Längenmaßstab 1 : 5000

Höhenmaßstab 1 : 2000

Die örtlichen Aufnahmen wurden im August/September 1950 mit dem Handgefällmesser Nr. 10 539 der Firma Möller, Wedel, durchgeführt unter Verwendung von Kettenstäben mit Zielscheiben und 20 m Meßdraht.

LEGENDE

uMT	Untere Mittelterrasse
oMT	Obere Mittelterrasse
OT	Oberterrasse
OT II ?	möglicherweise ältere Terrasse
cu 2y2	Flammenmergel
uc 2 ß	Hilssandstein
cu 1 p	Purbeck
jo, jwo	Oberer Jura
jw 5 ß	Serpulit
jw 4 a	Unteres Portland
jw 3 ß	Mittleres Kimmeridge
jbo	Oberer Dogger
jbm	Mittlerer Dogger
jbu	Unterer Dogger
jlo	Oberer Lias
jlm	Mittlerer Lias
km	Mittlerer Keuper
mo 1	Trochitenkalk
mm	Mittlerer Muschelkalk
mu 2	Oberer Wellenkalk
mu 1	Unterer Wellenkalk
so	Röt
sm	Mittlerer Buntsandstein
su	Unterer Buntsandstein

Örtliche Aufnahmen und Zeichnung: J. Körber