

BONNER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Bonn

durch C. Troll, H. Hahn, W. Kuls und W. Lauer

Schriftleitung: W. E r i k s e n

Heft 42

Klaus Heine

Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg

Eine geomorphologische Studie

1970

In Kommission bei
Ferdinand Dümmlers Verlag - Bonn

Klaus Heine / Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg

Bonner Geographische Abhandlungen
Herausgegeben vom Geographischen Institut
der Universität Bonn
durch C. Troll, H. Hahn, W. Kuls und W. Lauer
Schriftleitung: W. Eriksen

Heft 42

Klaus Heine

**Fluß- und Talgeschichte
im Raum Marburg**
Eine geomorphologische Studie



1970

In Kommission bei
Ferd. Dümmlers Verlag · Bonn

Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg

Eine geomorphologische Studie

von
Klaus Heine

Mit 49 Abbildungen, davon 1 Beilage und 3 Tabellen im Anhang



In Kommission bei
Ferd. Dummlers Verlag, Bonn

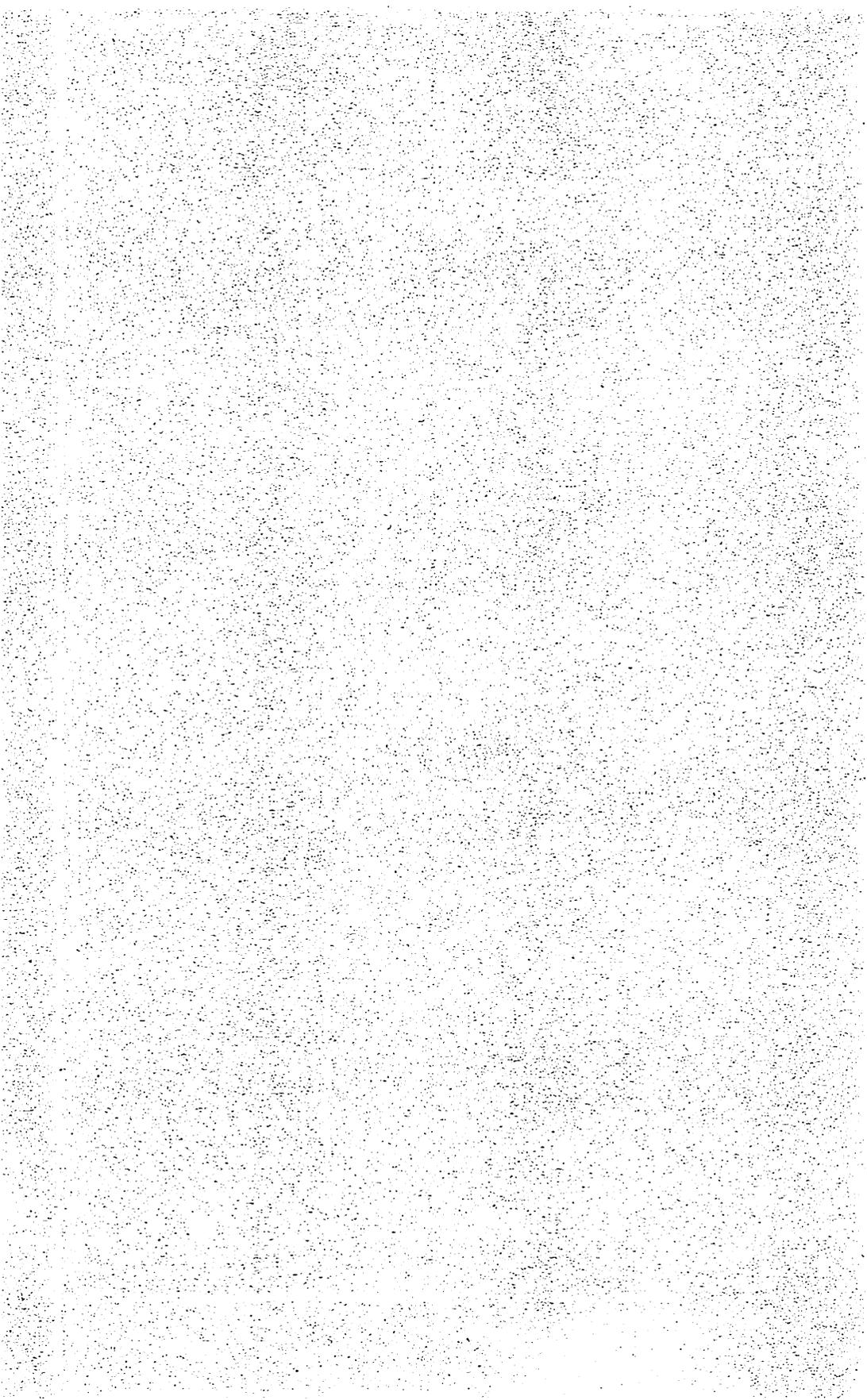
 *Simmlerbuch 7542*

Alle Rechte vorbehalten

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Volkswagenwerk

Druck: Dr. Friedrich Middelhaue, Opladen

Meiner Frau



VORWORT

Der Raum um Marburg an der Lahn hat in der jüngsten Zeit keine morphologische Bearbeitung erfahren. Mit der vorliegenden Untersuchung wird beabsichtigt, eine genaue Rekonstruktion der Fluß- und Talgeschichte – räumlich wie zeitlich – zu geben. Darüber hinaus wird gezeigt, daß eine kombinierte geomorphologisch-geologisch-pedologische Betrachtungsweise viele bisher ungelöste Probleme klären kann.

Die eigene, geomorphologische Fragestellung dieser Arbeit ergab sich aus theoretischen Überlegungen und bei der Durchsicht der bisher erschienenen einschlägigen Literatur; die Ausführungen früherer Autoren zur Fluß- und Talgeschichte stimmen nicht immer mit den geomorphologischen Gegebenheiten und der hydrographischen Situation dieses Landschaftsraumes überein.

Die Anregung zu dieser Untersuchung gab mein Lehrer, Herr Professor Dr. *Wilhelm Lauer*, dem ich dafür und für die unermüdliche Förderung der Arbeit durch zahlreiche Diskussionen und gemeinsame Geländebegehungen zu größtem Dank verpflichtet bin. Auch die Veröffentlichung meiner Arbeit in der Reihe „Bonner Geographische Abhandlungen“ verdanke ich in erster Linie Herrn Prof. Dr. *W. Lauer*.

Darüber hinaus sei allen denen gedankt, die mir im Gelände, im Labor und in Diskussionen zahlreiche Anregungen und Ratschläge gaben, insbesondere den Herren Prof. Dr. *R. Huckriede* (Geol. Inst. Marburg), Dr. *Birke* (Mineral. Inst. Marburg), Prof. Dr. *O. Fränze* (Geogr. Inst. Aachen), Prof. Dr. Dr. *E. Mückenhausen* (Bodenkundl. Inst. Bonn), Dr. *H. Gewehr* (Bodenkundl. Inst. Bonn), Dr. *H. Beckmann* (Bodenkundl. Inst. Bonn), den Herren des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung in Wiesbaden, dem Wasserverband Mittelhessische Wasserwerke in Gießen. Ebenso gilt mein Dank Frau Dr. *H. Heide* (Mineral. Inst. Bonn) und Herrn *H.-M. Hamm* (Mineral. Inst. Bonn), die Dünnschliff- und Schwermineraluntersuchungen für mich ausführten.

Großen Dank schulde ich meinen Eltern, die mir mein Studium und damit auch die Anfertigung dieser Arbeit ermöglicht haben.

Das Manuskript war im Dezember 1967 abgeschlossen.

Bonn am Rhein, im Juni 1968.

Klaus Heine

Inhaltsverzeichnis

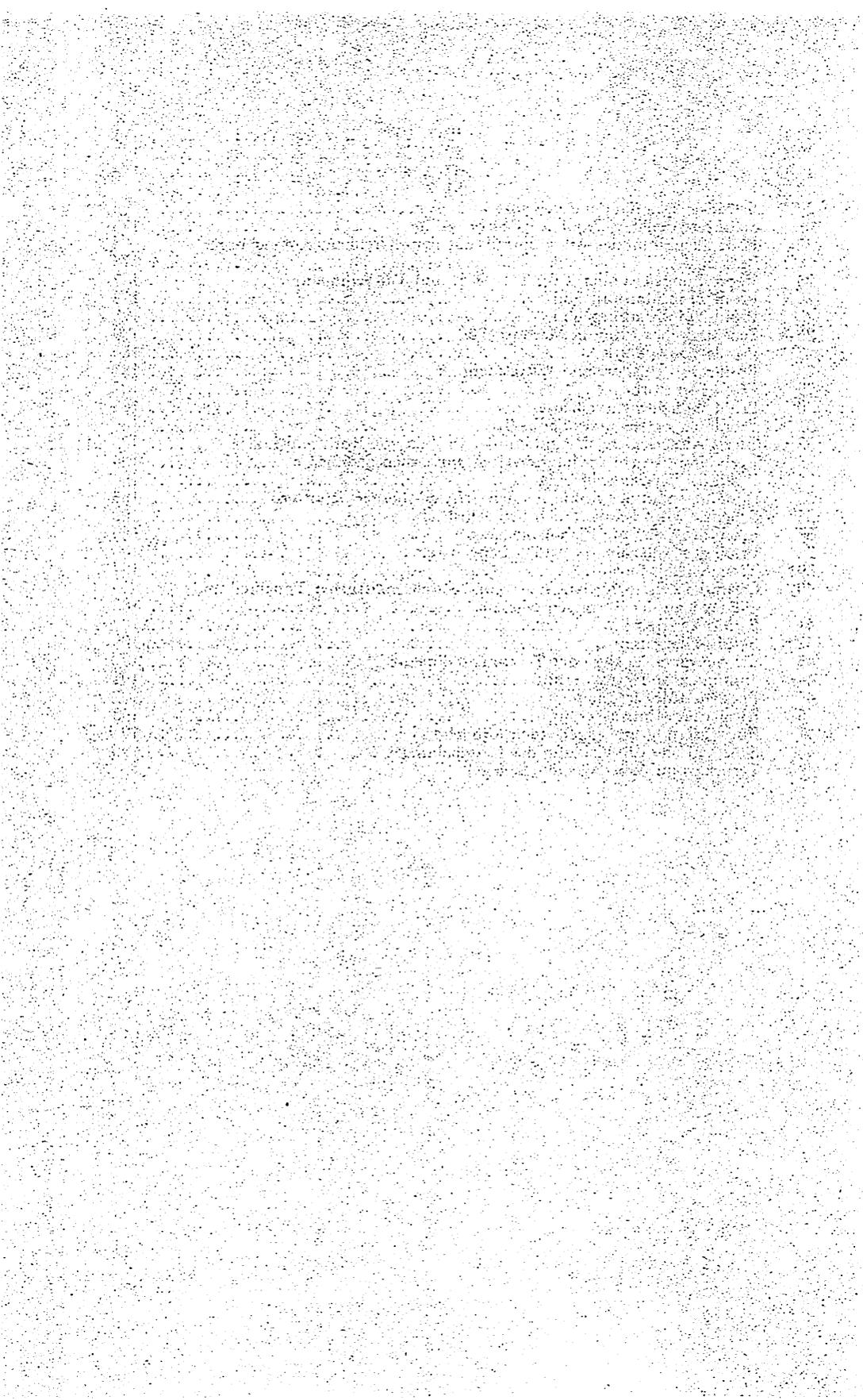
Vorwort	7
Inhaltsverzeichnis	8
1. Problemstellung und Zielsetzung	13
2. Das Arbeitsgebiet	17
3. Methodische Überlegungen zur Durchführung und Auswertung der Untersuchungen	18
3.1. Im Gelände	18
3.1.1. Begehung und Kartierung	18
3.1.2. Aufschlüsse	18
3.1.3. Probeentnahme	19
3.2. Im Labor	19
3.2.1. Probenvorbehandlung	19
3.2.2. Die mechanische Analyse	20
3.2.3. Die petrographische Analyse	21
3.2.4. Die Schwermineralanalyse	24
3.2.5. CaCO ₃ -Gehalt und pH-Wert	25
3.2.6. Die Tonfraktion und Verfahren für die Ermittlung des Mineralbestandes	25
3.2.7. Zusammenfassung	27
4. Spezielle Betrachtungen und Untersuchungen zur Fluß- und Talanlage	28
4.1. Orographie, Geologie, Petrographie	28
4.2. Tektonik und Strukturlinien (Lineamente)	29
4.3. Wasserscheiden und Einzugsgebiete	34
4.4. Längs- und Querprofile der Täler	36
4.4.1. Das Längsprofil	36
4.4.2. Das Querprofil	38
4.5. Die Abflußverhältnisse	40
5. Die Terrassen, ihre Sedimente und andere Flußablagerungen	41
5.1. Die Talfüllung (T 1)	41
Der Auelehm	41
Die Schotterfüllung der Täler	46
5.2. Die 2- 4 m-Terrasse (T 2)	49
5.3. Die 8-12 m-Terrasse (T 3)	50
5.4. Die 20-28 m-Terrasse (T 4)	58
5.5. Die 40-60 m-Terrasse oder Hauptterrasse (T 5)	66
5.6. Die 70-80 m-Terrasse (T 6)	73
5.7. Die Trogterrasse (P 1)	76

5.8. Alttertiäre Formen und Sedimente (Oligo-miozän)	84
5.9. Zusammenfassende Betrachtung der fluviatilen Sedimente	85
5.9.1. Die horizontale und vertikale Verbreitung	85
5.9.2. Die Untersuchungen im Labor	86
6. Die Entwicklung der Fluß- und Talanlage im Marburger Raum (Versuch einer morphogenetischen Ausdeutung der Untersuchungen)	90
6.1. Die Entwicklung im Tertiär	90
6.1.1. Die Entwicklung bis zum Miozän	90
6.1.2. Die Entwicklung im Pliozän	95
6.2. Die Entwicklung im Alt-Quartär	100
6.3. Die Entwicklung im Mittel-Quartär	104
6.4. Die Entwicklung im Jung-Quartär	109
7. Zusammenfassung Die Entwicklung der Fluß- und Talanlage im Marburger Raum als Ergebnis von Geologie, Tektonik und klimamorphologischen Prozessen	111
Nachtrag	113
8. Literaturverzeichnis	114
Geologische und bodenkundliche Karten	128
9. Anhang	129
Bohrungen	129
Tabellen	135
10. Bildanhang	140

Verzeichnis der Abbildungen im Anhang

1	Geologische Übersichtskarte	141
2	Rekonstruktion der Lahnläufe nach verschiedenen Autoren	142
3	Orte der Probeentnahme	143
4	Zusammensetzung klastischer Sedimente und der Anwendungsbereich meiner Untersuchungsmethoden	144
5	Tektonische Übersicht	145
6	Talrichtungen	146
7	Richtungsbild mitteleuropäischer Lineamente	147
8	Richtungsrosen der Talungen im Raum Marburg	147
9	Wasserscheiden und Entwässerungsgebiete	148
10	Tallängsprofile	149
11	Höhenlage der Lahnterrassen über der Talsohle (verschiedene Autoren) ...	150
12	Verbreitungskarte der T 1- und T 2-Sedimente	151
13	Mächtigkeiten der Schotter und Auelehme der Lahn	152
14 A	Häufigkeitspolygone: Probe 1-12	153
14 B	13-23	154
14 C	24-36	155
14 D	37-42	156
14 E	43-50	157
14 F	51-57	158
15	Kornsummenkurve und die aus ihr abgeleiteten Parameter	159
15 A	Summenkurven: Probe 1-9 (Auelehme)	159
15 B	10-18 (T 1, T 2, Deckschichten)	159
15 C	19-26 (T 3)	160
15 D	28-36 (T 4)	160
15 E	37-42 (T 5)	160
15 F	43-50 (T 5)	161
15 G	51-57 (Tertiär)	161
16 A	Md-, S ₀ - und S _k -Werte: Probe 1-9 (Auelehme)	162
16 B	19-26 (T 3)	162
16 C	28-36 (T 4)	162
16 D	37-50 (T 5)	163
16 E	51-57 (Tertiär)	163
17 A	Petrographische Analyse: Probe 11-27 (T 1, T 2, T 3)	164
17 B	28-50 (T 4, T 5)	165
17 C	51-57 (Tertiär)	164
18 A	Röntgen-Diagramme: Probe 1-9 (Auelehme)	166
18 B	19-20 (T 3)	166
18 C	21-31 (T 3, T 4)	167
18 D	32-36 (T 4)	167
18 E	37-38 (T 5)	168
18 F	39-44 (T 5)	168
18 G	48-51 (T 5, Tertiär)	169
18 H	52-57 (Tertiär)	169
19 A	Elektronenmikroskopische Aufnahmen: Probe 1-2, 6	170

19 B	19-3, 21	171
19 C	29-1, 33a	172
19 D	37-7, 44-3	173
19 E	51-2	174
20	So/Md-Diagramm der Auelehme	175
21	Schotter-Auelehm-Profil von Marburg-Süd	175
22	Pollendiagramm des Allerödprofils aus dem Kirchhain-Amöneburger Becken	176
23	Verbreitungskarte der T 3-, T 4-, T 5- und T 6-Sedimente	177
24	Profil 19 in Marburg-Süd	178
25	Profil 20 in Marburg-Süd	178
26	Schematisches Profil in Marburg-Süd	179
27	Profile von Wehrda	180
28	Profile von Ebsdorf und Wittelsberg	181
29	Profil von Roth	182
30	Profil südlich Sichertshausen	183
31	Profil des Aufschlusses bei Lollar	183
32	Quarz/Kieselschiefer-Diagramm der Proben von Roth und Lollar	183
33	Verbreitungskarte der jungtertiären, fluviatilen Sedimente	184
34	Profil östlich Schweinsberg	184
35	Rundungsgrad der Sande aus den Schweinsberger Schottern	185
36	Schematisches Profil östlich Schweinsberg	185
37	Profil der Wüstung Bichmannshausen	186
38	Profil des Aufschlusses östlich Langenstein	186
39	Terrassenlängsprofil	187
40	Quarz/Kieselschiefer-Koeffizient und durchschnittlicher Tonanteil und Quarzgehalt der Terrassensedimente	188
41	So/Md-Diagramm	189
42	Sk/Md-Diagramm	189
43	Schwermineralanalyse der Terrassensedimente	190
44	Jungmiozäne Entwässerung	191
45	Pliozäne Entwässerung	192
46	Altquartäre Entwässerung	193
47	Entwässerung im ausgehenden Mindelglazial	194
48	Schematische Entwicklung des Mittellahntales	195
49	Terrassen im Arbeitsgebiet (Beilage)	



1. PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG

Der Lauf der Lahn steht im Raum um Marburg in scheinbarem Widerspruch zu den geologisch-geomorphologischen Verhältnissen. Nicht die Michelbach-Einhäuser Tiefenzone im Bereich des Zechsteins und auch nicht das Senkungsgebiet des Amöneburger Beckens benutzt der Fluß für seinen südwärts gerichteten Lauf, sondern er schneidet sich seinen Weg durch die morphologisch recht widerständigen Buntsandsteinberge¹. Nicht genug damit, bei Cölbe stößt die Ohm auf die Lahn; kurz vor der Mündung mußte sich die Ohm durch die Sandsteintafel zwischen Burgwald im N und Lahnberge nagen. Sie bildet zusammen mit dem Lahnknie und der von N kommenden Wetschaft den hydrographischen Knotenpunkt dieses Landschaftsraumes². Ein weiteres Mündungskreuz bilden Ohm Wohra und Klein bei Kirchhain am N' Rand des Amöneburger Beckens. Darüber hinaus tritt der Ebsdorfer Grund als eine auffallend weite Talung im Landschaftsbild hervor; in W' Richtung verbindet er das Amöneburger Becken mit dem Lahntal bei Bellnhausen.

Der Anlage und der *Erklärung* des mittleren Lahntalabschnittes haben sich verschiedene Forscher gewidmet. In seiner grundlegenden Arbeit über die fluviatilen Ablagerungen der Lahn behandelt *Ahlburg* (1916) das mittlere Lahntal nicht mehr. Der Geologe *Kayser*, der die geologische Karte 1 : 25 000 Blatt Marburg und zusammen mit *Paeckelmann* Blatt Niederwalgern bearbeitete, äußert die Ansicht, daß die Lahn noch während der älteren Diluvialzeit einen Lauf nach E ins Amöneburger Becken besaß³. Erst später muß der Fluß aus der E' in die heutige S-Richtung abgelenkt worden sein; Anlaß dazu können sehr junge diluviale Verwerfungen und Spalten gegeben haben; entlang dieser konnte rückschreitende Erosion die Lahn oberhalb Marburgs anzapfen und umleiten⁴. *Mauß* (1919) nimmt einen tertiären Lahnlaufl durch die Gladenbacher Senke an und macht wie *Kayser* tektonische Ursachen für die Ausbildung der Lahnschleife bei Göttingen – Cölbe und die Bildung des mittleren Talabschnittes verantwortlich. *Mauß*'s tertiärer Lahnlaufl wird später durch die Bearbeitung des Blattes Buchenau der geologischen Karte 1 : 25 000 von *Correns* (1934) widerlegt. *Hummel* (1929) ist zunächst der Ansicht, die Lahn sei bereits in der Pliozänzeit auf einer Rumpffläche von Cölbe aus nach S geflossen, denn die Umbiegung der Lahn N' Marburg sei älter als die Einsenkung des Amöneburger Beckens. Er hält die Anzapfung, die seinen Überlegungen nach nur durch den Ebsdorfer Grund oder die Einhäuser Senke hätte vor sich gehen können, von einem von S sich einschneidenden Fluß für ausgeschlossen.

¹ Vgl. Abb. 1

² *Scharlau* 1935

³ Abb. 2

⁴ *Kayser* 1915a

Für die Deutung der Flußgeschichte der mittleren Lahn wurden für lange Zeit die Untersuchungen von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) wegweisend. Sie unterscheiden aufgrund qualitativer Schotterstudien verschiedene tertiäre Lahnläufe über die heutige Wasserscheide Rhein/Weser, den Neustädter Sattel, hinweg und durch das Amöneburger Becken (vgl. Abb. 2). Die Wende Tertiär/Diluvium brachte einen Aufstieg der Lahnberge, der die Ablenkung der Lahn bei Cölbe nach S gegen Gießen wenn nicht verursachte, so doch wahrscheinlich unterstützte. Diese Bewegungen waren mit Verwerfungen verbunden, entlang denen die mittlere Lahn – damals als Nebenfluß – sich rückwärts einschneidend die obere Lahn bei Cölbe anzapfen konnte; während des Diluviums grub sie sich in Stufen ein neues Erosionstal⁵. 1939 unterscheidet *Blanckenhorn* eine unterpliozäne Lahn mit Entwässerung nach NE und eine oberpliozäne Lahn durch das Amöneburger Becken. Kurz darauf gibt *Hummel* (1940) seine bisherige Auffassung über die Flußgeschichte der Lahn auf und schließt sich den Erkenntnissen *Blanckenhorn & Kurtz*' (1930) und *Blanckenhorns* (1939) an, wobei er annimmt, „daß die Lahn durch klaffende tektonische Spalten bei Kölbe südwärts in ihr heutiges Bett abgelenkt wurde“⁶.

Die Anschauungen *Blanckenhorn & Kurtz*' (1930) übernimmt *Blume* (1949) in seiner Untersuchung über die Gestalt und morphologische Entwicklung der Marburger Landschaft. Für seine Fragestellung bleibt es außerdem ohne Belang, „ob durch Rückwärtserosion oder durch das Benutzen tektonischer Spalten die Lahn ihr heutiges Tal zwischen Kölbe und Niederweimar erhielt“⁷. Die Umbiegung der Lahn aus der NE-Richtung, in der sie über den Neustädter Sattel ins N' Niederhessen hinein floß, in die S-Richtung, wodurch überhaupt erst ein Vorläufer der Lahn entstand, erscheint *Blume* (1949,177) „in ihrer Bedeutung ungleich wichtiger für die Entwicklung der Lahn als die postpliozän-prädiluviale Störungsphase, die lediglich eine Verlegung des Lahnlaufs aus dem Amöneburger Becken und Ebsdorfer Grund ins Buntsandsteingebiet zur Folge hatte. Änderte sich für den Fluß, im großen betrachtet, doch nicht viel, wenn auch dadurch das heutige Lahnstück Kölbe–Bellnhausen erst entstehen konnte“⁸.

1955 unternimmt *Lang* den ersten Versuch, alle fluviatilen Ablagerungen der Mittellahn systematisch zu erfassen und stratigraphisch einzuordnen. Dem Problemkreis der Um- oder Ablenkung der Lahn bei Cölbe wird in dieser Untersuchung kaum Aufmerksamkeit geschenkt; zwar hält *Lang* einen pliozänen Lahnlauf durch das Amöneburger Becken für wahrscheinlich, doch einen Lahnlauf durch den Ebsdorfer Grund kann *Lang* nicht nachweisen. Der Einbruch des Amöneburger Beckens und die daraus resultierende Veränderung des pliozänen Entwässerungssystems, das auf den Ebsdorfer Grund hin ausgerichtet war, bewirkte, daß die Wohra von Kirchhain ab nach W floß; ebenso zog das neue Senkungsfeld die Ohm an sich und bildete die Wasserscheide bei Wittelsberg aus, die die Ohm von der Zwester Ohm trennt⁹. Das Verdienst der Untersuchungen *Langs* besteht in einer kritischen Betrachtung und Überprüfung der Ansichten von *Blanckenhorn & Kurtz*. *Lang* zeigt auf, daß die tertiären Flußläufe in E' Richtung über den Neustädter Sattel nicht existierten, daß

⁵ *Blanckenhorn & Kurtz* 1930,45

⁶ 1940, 25 zit. nach *Blume* 1949,168

⁷ 1949,168

⁸ 1949,177

⁹ 1955,123

beide Autoren viele Schotterfunde falsch angesprochen hatten und daß Ohm, Wohra und Klein für die Sedimentausfüllung des Amöneburger Beckens verantwortlich sind. Auf die Ergebnisse *Langs* fußend, sehen *Hölting & Stengel-Rutkowski* (1964,23) die Anlage des mittleren Lahntales zwischen Cölbe und Bellnhausen in Zusammenhang mit einer sehr jungen Senkung, der das Lahntal folgte, mit einer Hebung der Lahnberge und der Depression des Ohmtales in dem Amöneburger Becken.

Dem Stand der Forschung nach zu urteilen, mußte bei der Erklärung des mittleren Lahntales die „Erosionstheorie“ *Kaysers* (1915), *Maulls* (1919), *Blanckenhorn & Kurtz'* (1930) und *Hummels* (1940) der „Epirogenetischen Theorie“ *Langs* (1955) und *Hölting & Stengel-Rutkowskis* (1964) weichen. Den Vorgang der rückschreitenden Erosion und Anzapfung bzw. Kappung oder Umlenkung der Lahn bei Cölbe – verursacht durch das Auftreten mehrerer Verwerfungs- und Störungslinien – möchte ich mit dem Begriff „Erosionstheorie“ in Zusammenhang bringen, während ich unter der „Epirogenetischen Theorie“ die Hebung der Lahnberge, die zu einer Umlenkung der Lahn führte, verstanden wissen will.

Bei der näheren Betrachtung der beiden Theorien tauchen Probleme auf, die bisher von keinem der Autoren in Rechnung gestellt worden sind. Die Lahn, die Hauptentwässerungsader der Marburger Landschaft, wird herausgegriffen und bei den Deutungsversuchen nicht mehr im Zusammenhang mit den anderen Flüssen gesehen. Dadurch wird die Problematik vereinfacht und gleichzeitig ein falsches Bild der Flußgeschichte gezeichnet. Aufklärung über die Entwicklung der Flußläufe und Täler kann man nur erhoffen, wenn neben der Lahn auch deren Nebenflüsse Wetschaft, Ohm mit Rotem Wasser, Wohra und Klein und Zwester Ohm in die Untersuchungen einbezogen werden. Damit erhebt sich sofort die Frage, wie es zur Anlage des hydrographischen Knotenpunktes bei Cölbe kommt. Weder die Erosionstheorie noch die Epirogenetische Theorie können dafür eine plausible Erklärung geben. Bei einer Anzapfung der Lahn oberhalb Marburgs infolge rückschreitender Erosion würde die Lahn selbst zwar umgelenkt werden, ihre Nebenflüsse Rotes Wasser, Wohra, Klein und Ohm aber nähmen ihren Weg, nun dem abgeschnittenen Lahntal folgend, durch das Amöneburger Becken und den Ebsdorfer Grund, um sich bei Bellnhausen mit der Lahn zu vereinigen. Keine Beweise lassen sich anführen, welche die Umkehrung der Abflußverhältnisse im Amöneburger Becken bekräftigen könnten. Eine Absenkung des Amöneburger Beckens wäre mit einer Zuschotterung desselben verbunden und nicht – wie *Lang* (1955,123) annimmt – mit einer Verlegung der Abflußrichtung nach N und Ausbildung einer Wasserscheide bei Wittelsberg, vielmehr würde die Wasserscheide zwischen Lahnbergen und Burgwald deutlicher herausmodelliert werden. Dieselben Wirkungen erzielte auch eine Hebung der Lahnberge, von *Blanckenhorn & Kurtz* u. a., von *Lang* und von *Hölting & Stengel-Rutkowski* postuliert, die zur Umleitung der Lahn beigetragen haben soll. Eine Emporhebung der Lahnberge hätte nämlich gerade dort eine Wasserscheide ausgebildet, wo heute die Ohm in die Lahn mündet – zwischen Burgwald und Lahnbergen. Für das Gebiet E' der Lahnberge wäre der Ebsdorfer Grund weiterhin eine tektonisch¹⁰ vorgezeichnete, ideale Entwässerungslinie. Die Anlage des hydro-

¹⁰ *Hölting & Stengel-Rutkowski* (1964) haben in Tafel 1 hier die Ebsdorfer Grundlinie eingetragen.

graphischen Knotenpunktes bei Cölbe wäre nicht erfolgt, wenn die Erosions- oder die Epirogenetische Theorie oder eine Kombination beider die Lösung für die Fluß- und Talgeschichte in sich birgt. Diese Diskrepanz zwischen den Erklärungsversuchen und den hydrographischen Gegebenheiten blieb allen Bearbeitern dieses Landschaftsraumes bisher verborgen.

Aufgrund der oben angeführten theoretischen Überlegungen wurde eine erneute Untersuchung der fluviatilen Ablagerungen des Tertiärs und Pleistozäns im Marburger Raum erforderlich. Zwar geben *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) ausführliche Beschreibungen der Schottervorkommen, doch kann *Lang* (1955) mit Hilfe quantitativer Schotteranalysen in Verbindung mit Schwermineraluntersuchungen nachweisen, daß die von *Blanckenhorn & Kurtz* ausgeführten qualitativen Schotteranalysen Fehlinterpretationen erlauben. Der Arbeit *Langs* wiederum liegt keine morphologische, sondern vielmehr eine stratigraphische Fragestellung zugrunde; entsprechend sind von ihm die Schottervorkommen gedeutet und die Analysendaten ausgewertet worden. Für eine geomorphologische Studie über die Fluß- und Talgeschichte der mittleren Lahn sind die Ergebnisse *Langs* von großer Bedeutung, doch sie vermögen auf eine Fülle von Fragen keine Antworten zu geben. Auch das Kernproblem der vorliegenden Arbeit, welche Faktoren die Anlage des heutigen Gewässernetzes bewirkten und zu welchem Zeitpunkt das geschah, ist nach eingehender Sichtung der einschlägigen, bisher erschienenen Untersuchungen nicht zu beantworten, da weder das Alter der Terrassen noch die Ursachen ihrer Bildung bekannt sind.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, neue Kriterien beizubringen, mit denen die verschiedenen Schotterreste genauer unterschieden werden können hinsichtlich der petrographischen Beschaffenheit, der Einzugsbereiche, des Verwitterungsgrades und der Altersstellung. So werden sowohl die in dem letzten Jahrzehnt gewonnenen klimageomorphologischen Erfahrungen in die Untersuchungen einbezogen, als auch eine erneute geologisch-geomorphologisch-pedologische Betrachtung und Analyse der Flußablagerungen im Gelände und im Labor vorgenommen. Darüber hinaus wurde dem geomorphologischen Forrnenschatz des Arbeitsgebietes größte Aufmerksamkeit geschenkt. Die dabei erzielten Ergebnisse lassen eine genaue Rekonstruktion der Fluß- und Talgeschichte im Marburger Gebiet räumlich wie zeitlich zu. Hierdurch und durch die spezielle geomorphologische Fragestellung der Arbeit erscheint es hinreichend gerechtfertigt, trotz der Bearbeitung der fluviatilen Ablagerungen durch *Lang* (1955) diese Studie vorzulegen.

2. DAS ARBEITSGEBIET

In der Landschaftsphysiognomie tritt der morphologische Rand des Rheinischen Schiefergebirges als eine deutliche Grenze zwischen dem bewegten, kuppigen Relief des Grundgebirges und den in der Vertikalen kaum gegliederten Sandsteintafeln hervor¹. Durch ihn wird das Arbeitsgebiet im W begrenzt. Im N schließt sich die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Lahnnebenflüsse Wetschaft und Wohra und dem der Eder an, im E trennt die Wasserscheide, die vom Kellerwald über den Neustädter Sattel zum Vogelsberg führt, das Gebiet meiner Untersuchungen von dem Einzugsgebiet der Weser. Im S sind es die Basaltdecken des NW' Vogelberges, die bei Lollar bis an das Lahntal heranreichen. Im Verlauf der folgenden Untersuchungen ist es bisweilen erforderlich, über die Grenzen der so umrissenen Landschaften hinauszugreifen; andererseits wiederum zeichnet sich ein Kernraum der Untersuchungen ab durch die Tatsache, daß die für die Erklärung der Flußgeschichte entnommenen Proben nur im Mittellahntal und im Bereich des Amöneburger Beckens zu finden sind².

¹ Vgl. *Scharlau* (o.J.), Beschreibung zur *Beckerschen Karte* von Marburg 1 : 25 000; *Blume* 1949

² Vgl. Abb. 3

3. METHODISCHE ÜBERLEGUNGEN ZUR DURCHFÜHRUNG UND AUSWERTUNG DER UNTERSUCHUNGEN

3.1. Im Gelände

3.1.1. Begehung und Kartierung

„Der Weg naturwissenschaftlicher Forschung tritt hervor durch: 1. Anschauung in der Natur, 2. messende Analyse, 3. kausale Interpretation“¹.

„In the natural sciences observed phenomena cannot be separated from their geographical environment“².

Diese beiden Zitate mögen genügen, um auf die besondere Bedeutung einer intensiven Geländearbeit hinzuweisen. Nur im Zusammenhang mit dem Studium der Landschaft an Ort und Stelle, mit einer gründlichen Kenntnis der morphologischen Gegebenheiten, die mit einer Kartierung der Groß- und Kleinformen einhergehen sollte, werden Laboruntersuchungen sinnvoll und erlauben die dort gewonnenen Ergebnisse weitreichende Interpretationen. Für die vorliegende Arbeit wurden daher nicht nur Begehungen des Marburger Raumes durchgeführt, sondern der Besuch ferner gelegener Gebiete im Schiefergebirge, im Kellerwald, im Vogelsberg und entlang des Lahnlaufs bis zur Einmündung in den Rhein ergänzt die im Arbeitsgebiet gewonnenen Beobachtungen. Eine Kartierung der morphologischen Formen im mittleren Lahntal wurde ebenfalls vorgenommen.

3.1.2. Aufschlüsse

Besondere Beachtung wurde allen Aufschlüssen geschenkt, die tertiäre und pleistozäne Ablagerungen zeigen. Mannigfaltig ist das Bild dieser zur Rekonstruktion früherer Landschaftszustände und formschaffenden Vorgänge immer wieder ausgewerteten, bis heute erhalten gebliebenen Dauerspuren. Neben den bereits von den verschiedenen Autoren beschriebenen Aufschlüssen wurde eine Anzahl weiterer untersucht, die entweder von früheren Bearbeitern nicht beachtet worden waren oder aber durch Bauvorhaben verschiedener Art für längere oder kürzere Zeit zugänglich wurden. Allein die eigene und neue Fragestellung machte eine gründlichere Bearbeitung aller vorhandener Schotterfunde im mittleren Lahntal erforderlich, außerdem sollten die bereits bekannten Lokalitäten hinsichtlich der Deckschichten, der Frostbodenformen, der Bodenbildung und verschiedener anderer Kriterien untersucht werden. Die Tatsache, daß weder *Blanckenhorn & Kurtz* noch *Lang* diese Phänomene in Rechnung gestellt hatten, ließ hoffen, allein durch eine Neubearbeitung der in ihren Arbeiten beschriebenen Schottervorkommen detailliertere Aussagen machen zu können.

¹ Troll 1963,176

² Maignien 1966,16

3.1.3. Probeentnahme

Abb. 3 zeigt die Orte der Probeentnahmen. Deutlich tritt die Häufung der Fundpunkte im Lahntal und im Amöneburger Becken hervor, während in den höher gelegenen Buntsandstein- und Schiefergebirgsgebieten keine für meine Problemstellung relevanten Proben gefunden werden konnten. Aber auch in den tiefer gelegenen Teilen der Marburger Landschaft sind die fluviatilen Ablagerungen der Gewässer nicht gleichmäßig verteilt. So finden sich in der Michelbach-Einhäuser Tiefenzone überhaupt keine Schottervorkommen, die zur Klärung der morphologischen Fragen beitragen könnten. Die Wetschaftniederung und das Wohratal sind durch ähnliche Verhältnisse charakterisiert. Dort, wo sich der hydrographische Knotenpunkt des Marburger Raumes befindet, treten die Buntsandsteinberge so dicht an die Flußläufe heran, daß es nicht zur Akkumulation irgendwelcher Sedimente kam. Wohlgeschichtete fluviatile Ablagerungen, die in ihrer vertikalen Abfolge die ursprünglichen Sedimentationsprozesse erkennen lassen, sind nur in seltenen Fällen erhalten geblieben. Allzuoft sind die spärlichen Reste der Flußsedimente durch Abtragungs- und Solifluktionsvorgänge entweder fast restlos entfernt oder aber stark durchmischt und umgelagert worden. Für die Probeentnahme ergeben sich damit besondere Schwierigkeiten, da eine repräsentative Entnahme des Probengutes wichtigste Voraussetzung für alle an sie anschließenden sedimentologischen Untersuchungen ist; auch durch „exakteste Laboratoriumsmethoden ist eine falsche oder schlechte Probenahme nicht zu korrigieren“³.

Für meine Untersuchungen erfolgte die Probenahme entweder bankweise oder nach größeren, selbständigen Sedimentkomplexen. In der Praxis ergeben sich allerdings Schwierigkeiten beim Auffinden dieser einzelnen „Phasen“⁴, die „natürlichen Einheiten“⁵ oder „Horizonten“⁶ gleichzusetzen sind, denn graduelle Übergänge lassen eine deutliche Abgrenzung der Einzellagen oft nicht zu. Mischproben⁷ entsprechen in etwa den Proben, die aus schon stark durchmischem Material entnommen wurden. Lagen keine günstigen Aufschlußverhältnisse vor, so wurden die Proben unter Zuhilfenahme eines Handbohrstockes bis zu einer Tiefe von maximal 2 m entnommen; dabei fielen nur geringe Probenmengen an, die zudem in ihrer Schichtenfolge oft gestört waren.

Die Bestimmung der Bodenfarbe erfolgte mit Hilfe der *Munsellschen* Farbtafeln.

3.2. Im Labor

3.2.1. Probenvorbereitung

Da die im Gelände entnommenen Proben ausschließlich aus Lockersedimenten bestanden, konnte sich die Probenvorbereitung im Labor auf das Trocknen und

³ G. Müller 1964,25

⁴ Apfel 1938

⁵ Walger 1961

⁶ Köster 1960

⁷ Mischproben = Gemenge von Einzelproben. Vgl. dazu Walger 1961; Köster 1960; G. Müller 1964

Teilen beschränken. Das Material wurde im Trockenschrank bei 55° C mindestens 72 Stunden getrocknet. Anschließend wurden große Probenmassen durch wiederholte Viertelung auf die gewünschte Menge reduziert.

3.2.2. Die mechanische Analyse

Zur Erfassung der verschiedenen Korngrößenbereiche wurden drei Methoden angewandt: Messen, Sieben und Schlämmen⁸. Die Komponenten > 63 mm wurden direkt gemessen; bis zur Korngröße von 6.3 mm erfolgte die auf nassem Wege vorgenommene Klassierung mit Rundlochsieben, bis zur Korngröße von 0.063 mm fanden Drahtgeweb-Siebe Verwendung. Die Korngrößen < 63 μ wurden nach der Pipett-Methode nach Köhn ermittelt; als Dispergierungsmittel wurde eine 0.4 n Lösung von Na₂P₂O₇ · 10 H₂O verwandt, in der die Proben eine Stunde geschüttelt wurden⁹.

In der vorliegenden Arbeit werden Häufigkeitspolygone und Kornsummenkurven zur Darstellung und Auswertung der granulometrischen Analyse herangezogen. Bei den Häufigkeitspolygonen gelangen nur die Fraktionen kleiner 2 mm zur Darstellung. Die Polygone¹⁰ werden in drei Abschnitte geteilt: Sand – Silt – Ton. So lassen sich rein visuell eine ganze Reihe wichtiger Eigenschaften erkennen und ablesen; gleichzeitig wird ein Vergleich mit anderen Korngrößenverteilungen ermöglicht.

Neben die Häufigkeitspolygone tritt als zweite graphische Darstellung der Korngrößenverteilung die Kornsummenkurve. Sie umfaßt alle Korngrößenbereiche der jeweiligen Probe. Daher lassen sich aus ihr nahezu alle wichtigen Parameter zur Kennzeichnung eines Korngemisches ableiten. Die wichtigste Rolle spielen hierbei die Quartilmaße¹¹, d. h. diejenigen Punkte auf der Kornsummenkurve, bei denen ein, zwei oder drei Viertel des Kornhaufwerks kleiner als die durch diese Punkte gekennzeichneten Korngrößen sind. Sie werden als Q₁, Q₂ = Md (Median) und Q₃ bezeichnet. Nach Trask (1932) ergeben sich aus der gegenseitigen Verknüpfung dieser Maße folgende statistische Parameter:

Median (Md)

$$\text{Sortierungskoeffizient } S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$$

$$\text{Schiefekoeffizient } S_k = \frac{Q_1 - Q_3}{(Md)^2}$$

Der Medianwert ist mit der mittleren Korngröße identisch. Der Sortierungskoeffizient ist ein Maß für die Streubreite, d. h. für die Zahl der am Aufbau einer Probe beteiligten Fraktionen. Der Schiefekoeffizient erfaßt zahlenmäßig Abweichungen von der Symmetrie der Kornsummenkurve, die durch einen größeren Fraktionsanteil im gröberen oder im feinkörnigeren Bereich bedingt sind. Md und

⁸ Abb. 4

⁹ Weitere Einzelheiten s. *Methodenbuch; Schlichting & Blume 1966; Köster 1960; Köster & Leser 1967; G. Müller 1964.*

¹⁰ Zur Konstruktion vgl. u. a. *Shepard & Einsele 1962, Fig. 7, S. 95-99*

¹¹ Vgl. *G. Müller 1964 u. a.*

S_0 charakterisieren die Ablagerungsverhältnisse; M_d und S_0 sind miteinander verknüpft; ebenso besteht eine Beziehung zwischen S_k und den Sedimentationsbedingungen und zwischen M_d und S_k . Daher erscheint es mir hinreichend gerechtfertigt, aus den Korngrößenverteilungen und den daraus abgeleiteten Parametern Rückschlüsse auf die Entstehungsbedingungen der entsprechenden Sedimente zu ziehen.

3.2.3. Die petrographische Analyse

Die tertiären Sedimente der Marburger Landschaft wurden von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) untersucht. Die beiden Autoren beschränken sich auf eine qualitative Beschreibung der einzelnen Schottervorkommen. Eine systematische, auf der quantitativen Schotteranalyse aufbauende Gliederung der holozänen, pleistozänen und tertiären Flußablagerungen der mittleren Lahn nahm zuerst *Lang* (1955) vor. Seine Untersuchungen fußen größtenteils auf der von *Zeuner* (1933) angegebenen Methode. In der vorliegenden Arbeit werden die schotteranalytischen Untersuchungen in Anlehnung an die von *Lang* (1955) beschriebenen Methoden ausgeführt, um einen Vergleich der Ergebnisse zu ermöglichen. Mindestens 200 Komponenten der Fraktion 2.0 – 6.3 mm gelangten zur Auszählung. Die Fraktion 2.0 – 6.3 mm wurde gewählt, um die oft nur noch in diesem Korngrößenbereich auftretenden Basalt- und Lateritreste zu erfassen^{1 2}.

Die Angabe der verschiedenen Gesteinsanteile erfolgt in Zahlenprozenten.

Folgende Faktoren wurden bei der Auswertung der Schotteranalyse berücksichtigt:

- a) Der petrographische Aufbau des Herkunftsgebietes,
 - b) das Verhalten der Gerölle beim Transport,
 - c) die Verwitterung der Schotter nach deren Ablagerung.
- a) Bei einer schotteranalytischen Bearbeitung des Flußgebietes der Mittellahn und ihrer Nebenflüsse ist eine umfassende Einzelgerölluntersuchung nach lokaler *Herkunft* und exakter petrographischer Beschaffenheit ausgeschlossen. Um Fehlbestimmungen zu eliminieren, wurden die Gesteine zu Gruppen sowohl geologisch-petrographisch als auch nach ihrem mechanischen Verhalten zusammengefaßt.

Quarzgruppe

Milchquarze entstammen entweder direkt aus dem Rheinischen Schiefergebirge, oder sie wurden von zweiter oder dritter Lagerstätte vom Fluß aufgenommen, so aus Sandsteinen und Konglomeraten des Perms und des Buntsandsteins und aus tertiären und pleistozänen Sanden und Schottern. Gangquarze sind ebenfalls milchig weiß bis wasserhell; sie lassen sich nicht immer von den Milchquarzen unterscheiden, wohl aber, wenn sie lange den tertiären und pleistozänen Verwitterungseinflüssen ausgesetzt waren; dann zeigen sie eine löchrige Oberfläche infolge der herausgewitterten Gesteinsteile. In meinem Arbeitsgebiet sind diese narbigen und unregelmäßigen Quarzgerölle besonders häufig in den Zechstein- und Buntsand-

^{1 2} Bei einem Vergleich der Ergebnisse mit *Lang* muß berücksichtigt werden, daß *Lang* nur die Gerölle > 8 mm für seine Analysen heranzog. Dadurch erhält er in der Regel einen wesentlich höheren Kieselschieferanteil, da sich die Kieselschiefer in den gröberen Fraktionen relativ anreichern.

steinkonglomeraten anzutreffen. Aber nicht nur von hier werden den Flüssen mitunter recht unterschiedliche Quarzanteile zugeführt, sondern die Reste tertiärer Sedimente tun ein übriges dazu, den Quarzgehalt zu beeinflussen. Durch örtlich gebundene Schwankungen ist daher der Quarzanteil allein kein geeignetes Kriterium für eine Gliederung der Sedimente.

Kieselschiefergruppe

Kieselschiefer entstammen – wie die Quarze – ursprünglich dem paläozoischen Schiefergebirge, doch auch sie befinden sich nur selten an primärer Ablagerungsstelle. Neben dem Quarz sind sie das gegen Verwitterung widerstandsfähigste Gestein. Die Farbe wechselt: schwarz, braun, rot, violett, gelb, grau, gebändert und oft mit einer ± dicken Verwitterungsrinde versehen. Radiolarite wurden ausgegliedert, wenn die Radiolarienfauna mit dem bloßen Auge zu erkennen war.

Gruppe der paläozoischen Sandsteine

Grauwacken und paläozoische Sandsteine haben ihr Herkunftsgebiet im Schiefergebirge. Fein- bis mittelkörnige, graubraune bis rötliche Gesteine herrschen vor. Umlaufen Bruchflächen die Einzelkörner nicht mehr, so wurden sie zu den *paläozoischen Quarziten* gestellt. Ein nur in wenigen Proben angetroffener, gebleichter, sehr *glimmerhaltiger mittelkörniger Sandstein* wurde gesondert berücksichtigt.

Gruppe der Tonschiefer

Rote und graue, meist oberdevonische Tonschiefer wurden lediglich in relativ jungen, unverwitterten Sedimenten und nicht weit vom Schiefergebirge entfernt vorgefunden.

Gruppe der Eruptiva

Diabase des Unterkarbons treten an der Oberlahn häufig auf. Schon im Anstehenden sind sie oft recht mürbe und lassen sich zwischen den Fingern zerreiben. Die Olivine sind immer stark oder restlos verwittert. In der Regel sind die Diabase grobkristalliner ausgebildet als die Vogelsbergbasalte. In genetischem Zusammenhang mit dem Diabasvulkanismus stehen die Roteisensteine. Die *Basalte* des Vogelsberges und der verschiedenen Basaltdurchbrüche zeigen eine feinkörnigere Struktur als die Diabase. Außerdem ist bei ihnen oft die Intersertalstruktur zu erkennen, während die Diabase ein ± geregeltes Gefügebild und größere Minerale zeigen. Obgleich bei den vorliegenden Schotteranalysen eine Unterscheidung Diabas – Basalt vorgenommen wurde, läßt sich ein wissenschaftlich fundierter Unterschied nur mit Hilfe von Dünnschliffuntersuchungen feststellen; darauf wurde verzichtet, da die in den Sedimenten vorgefundenen Eruptivgerölle durchweg sehr stark verwittert waren und den ursprünglichen Mineralbestand nicht mehr erkennen ließen. Eine Unterscheidung kann also – wenn überhaupt – nur nach den Strukturmerkmalen und der Mineralgröße vorgenommen werden. Außerdem ist zu bedenken, daß die Diabase wegen der intensiven Verwitterung und Alterung nicht so weit transportiert worden sind wie die Basalte.

Gruppe der Sandsteine des Deckgebirges

Hier sind die Sandsteine des Zechsteins und Buntsandsteins zusammengefaßt. Es sind meist rotviolette bis rotbraune, z. T. auch gebleichte fein- bis mittelkörnige Sandsteine, die unterhalb 2 mm ϕ instabil werden. Eine ausführliche Beschreibung der Zechstein-Sandsteine bringt *Sauer* (1964), die Ablagerungen des Buntsandsteins behandelt *Lenz* (1966,98-101).

Tertiärquarzite

Hellgelbe bis hellgraue *oligozäne Quarzite* sind linsen-, seltener bankweise den oligozänen Sanden eingelagert, so bei Homberg/Ohm, um Niederklein, bei Schweinsberg; eine Restbestreuung bilden sie auf den Lahnbergen von den Hansenhäusern nach E. Hier sind die Quarzite grobkörnig und arm an Bindemitteln. Rötliche bis hellgraue Quarzite, die oft sehr dicht und fein sind und keine Spuren einer fluviatilen Bearbeitung erkennen lassen, treten an verschiedenen Orten im Amöneburger Becken und im Bereich der Rhein-Weser-Wasserscheide auf; diese Quarzite sehe ich als *miozäne Bildungen* an im Gegensatz zu den oligozänen, denn Anzeichen von Trockenperioden liegt nicht nur im Oligozän vor, sondern ebenso im Miozän, und zwar Ende Aquitan, im Barton und Ober-Sarmat. In diesen Zeiten kam es zur Ausbildung von Quarziten, die sich durch ihre oolithische Struktur von den Oligozänquarziten unterscheiden¹³. Sie wurden in einem Trockenklima gebildet bei einer Bodentemperatur von etwa 40 – 50° C. Welcher Trockenphase des Miozäns sie angehören, ist nicht sicher zu sagen, da sie oft an sekundärer oder tertiärer Lagerstätte aufgefunden werden.

Gruppe der Eisenkonkretionen, Laterite und Bauxite

Verhärtete, rostbraune bis schwarze Eisen- und Eisen-Mangankrusten und -schwarten treten in Schotterablagerungen häufig auf. Laterite befinden sich als Reste tertiärer roter Böden im Gebiet des Vogelberges. Sind sie besonders Al-reich, so spricht man von Bauxiten.

b) Bei der Auswertung petrographischer Analysen ist das *Verhalten* der einzelnen Gerölle während des *Transportes* zu berücksichtigen. Flußabwärts verringert sich die Zahl der „weichen“ Gerölle durch Abrieb im Vergleich zu den „harten“, die sich umgekehrt anreichern. Für die Beständigkeit eines Gesteins während des Transportes ist seine petrographische Beschaffenheit (Mineralbestand, Struktur etc.) von besonderer Bedeutung; diese wiederum reagiert unterschiedlich auf die verschiedenen mechanischen und chemischen Einflüsse, die durch Relief und Klima bedingt sind; eine seitliche Geröllzufuhr durch Nebenflüsse und/oder von den Hängen kompliziert das Bild. All diese Faktoren müssen berücksichtigt werden¹⁴; bei fossilen Ablagerungen des Marburger Raumes sind sie zumeist unbekannt, ja sie sollen sogar umgekehrt erst aus ihnen erschlossen werden; daher führt der Einsatz der quantitativen Schotteranalyse oft zu keinem befriedigenden Ergebnis¹⁵. Die Beständigkeitsreihe der Lahngerölle lautet etwa: Quarz – Kieselschiefer – Tertiärquarzit – paläozoischer Quarzit – quarzitischer Buntsandstein – Grauwacke und paläoz. Sandstein – Buntsandstein und Zechstein – Basalt – Diabas – Tonschiefer¹⁶.

c) In allen aufgefundenen Sedimenten ist eine Anreicherung des beständigen Materials in direkter Abhängigkeit vom Alter festzustellen, denn die *Verwitterungseinflüsse*, denen die Schotter nach ihrer Ablagerung ausgesetzt sind, bewirken eine chemische Seigerung. Diese Gesetzmäßigkeit kann einerseits durch eine Überdeckung der Schotter und andererseits durch die Erosion der bereits verwitterten

¹³ frdl. mdl. Mitt. von Herrn Prof. Bakker am 13. 8. 1966

¹⁴ Vgl. dazu: Cailleux 1965; Zeuner 1933; Vinken 1959; Kaiser 1961; Kremer 1954; Paas 1961; Lang 1955; Frechen & Boom 1959 u. a.

¹⁵ Vgl. Monreal 1959

¹⁶ Vgl. Lang 1955

obersten Horizonte, beide Faktoren begünstigen die Erhaltung instabiler Bestandteile, stark abgeschwächt oder sogar aufgehoben werden¹⁷. Helle, zuweilen weiße Verwitterungsrinden an Kieselschiefern lassen sich ebenfalls als Alterskriterien verwenden¹⁸. *Gramann* (1960) stellt fest, daß derart gebleichte Kieselschiefergerölle in der Älteren Sand- und Tonserie (Unteroligozän) oft einen großen Prozentsatz der Kieseinlagerungen ausmachen. In den Ablagerungen des Amöneburger Beckens sind sie daher häufig zu finden.

Da sich die sedimentologischen Untersuchungen der vorliegenden Arbeit nicht allein auf die quantitative Schotteranalyse beschränken, ist es ratsam, einer Überinterpretation der Ergebnisse und eventuell damit einhergehenden Fehlschlüssen vorzubeugen, indem lediglich das Quarz/Kieselschieferverhältnis als statistischer Wert herangezogen wird.

3.2.4. Die Schwermineralanalyse

Im Marburger Raum hat zuerst *van Andel* (1951) eine Probe aus der rezenten Lahn bei Marburg auf ihren Schwermineralgehalt hin untersucht. Er findet folgende Assoziation vor:

76 % Augit, z.T. titanitisch
7 % Hypersthen
4 % Titanit
2 % Turmalin
1 % Zirkon
1 % Granat
1 % Staurolith
2 % Verschiedene.

Die ersten das gesamte Gebiet umfassenden Untersuchungen dieser Art stammen von *Lang* (1955). Während *van Andel* (1951) die Hypersthene als typische Schwerminerale für die Lahn bezeichnet, werden diese bei *Lang* nicht ausgegliedert, sondern mit allen anderen Augiten zusammengefaßt. Ebenso wenig unterscheidet *Lang* basaltische und grüne Hornblende.

Die Problemstellung der vorliegenden Arbeit erfordert in erster Linie eine Unterscheidung der Sedimente aus dem Vogelsberg und Amöneburger Becken von denen aus dem Gebiet der oberen Lahn. Inwieweit *Langs* Schwermineralanalysen dabei ausgewertet werden dürfen, ist weiter unten zu zeigen. Eigene Analysen, die den Einfluß des basaltischen Vogelsberges in den sandigen Ablagerungen der Lahnterrassen nachweisen sollen, wurden von Frau Dr. *H. Heide* im Bonner Mineralogischen Institut durchgeführt¹⁹. Für die Untersuchungen wurden Dünnschliff- und Streupräparate angefertigt; daneben wurden Gesteinsproben aus dem N' Vogelsberg und den Diabasvorkommen an der Oberlahn auf ihren Mineralbestand hin ausgewertet. Es zeigt sich, daß sämtliche Diabase im Vergleich zu den Basalten stark angewittert sind. Da in den Vergleichsproben der Terrassensedimente der Mittellahn keine vulkanischen Komponenten gefunden werden konnten, wird angenommen, daß diese bei der Verwitterung und Aufbereitung der Gesteine am Abtragungsort

¹⁷ Vgl. *Lang* 1955; *Kremer* 1954; *Kaiser* 1961; *Zeuner* 1933; *Cailleux* 1965; *Ahlburg* 1916 u. a.

¹⁸ *Lang* 1955, 23–26

¹⁹ Frau Dr. *Heide* sei an dieser Stelle nochmals für ihre Bemühungen herzlich gedankt.

oder auf dem Transport oder nach der Ablagerung durch mechanische und chemische Seigerung beseitigt worden sind. Daher versprochen systematische Schwermineralanalysen für die dieser Arbeit zugrunde liegende Fragestellung keine Ergebnisse, die ausgedehnte Untersuchungen gerechtfertigt hätten. Dennoch sei vermerkt, daß die Auszählungen stark von den Analysendaten *Langs* abweichen. Ohne den *Langs*chen Ergebnissen allzu großes Gewicht beizumessen, wird hin und wieder auf seine Daten verwiesen, da sie in ihrer Gesamtheit gewisse Entwicklungstendenzen erkennen lassen, die die eigenen Ergebnisse ergänzen²⁰.

3.2.5. CaCO₃-Gehalt und pH-Wert

Calciumcarbonat wurde weder in Schotter- noch in Auelehm- oder anderen fluviatilen Ablagerungen angetroffen. Für die genetische Deutung der Deckschichten, die aus Löß oder lößartigem Material bestehen, ist der CaCO₃-Gehalt von Wichtigkeit. Der Carbonatgehalt wurde gasvolumetrisch mit dem *Scheibler-Passon*-Gerät ermittelt²¹.

Die pH-Werte wurden elektrometrisch mit einer Glaselektrode geprüft, dabei wurde das Probengut < 2 mm mit destilliertem Wasser versetzt, mehrfach aufgerührt und nach etwa sechs Stunden gemessen²².

3.2.6. Die Tonfraktion und Verfahren für die Ermittlung des Mineralbestandes

Im Rahmen meiner Arbeit wurde den Analysen der Tonsubstanz (< 2 μ) besonderes Interesse gewidmet. Will man die Tonmineralzusammensetzung eines Sedimentes genetisch auswerten, so muß eine genaue Unterscheidung getroffen werden zwischen den Tonmineralen, die keine Umwandlung durchgemacht haben, sondern die allein durch Abtragungsvorgänge herangeführt wurden, und denen, die nachträglich durch Verwitterungseinflüsse entstanden sind. Die zuletzt aufgeführten, neu gebildeten Minerale sind abermals zu unterteilen in solche, die vor ihrem Transport im Verlauf einer Bodenentwicklung aus den anstehenden Gesteinen hervorgingen, und den Tonmineralen, deren Bildung erst nach der Sedimentation stattfand²³. Nur wenn es gelingt, diese Unterscheidung vorzunehmen, können aus den Analysendaten sichere Schlüsse gefolgert werden. Der petrographische Aufbau meines Arbeitsgebietes²⁴ und die spezielle Fragestellung dieser Untersuchung machen den Einsatz verschiedener Methoden zur Bestimmung der Tonmineralgarnitur erst sinnvoll. Der Einfluß des basaltischen Vogelsberges müßte sich durch das Auftreten ganz bestimmter Tonminerale in den Flußsedimenten genau verfolgen lassen, auch dann noch – oder gerade dann – wenn die Basaltgerölle und die basaltischen Minerale der Sand- und Siltfraktion bereits vollends der Verwitterung zum Opfer gefallen sind.

²⁰ Vgl. Abb. 43 und die Analysendaten der Tabelle III im Anhang

²¹ Vgl. *Methodenbuch* 1955; *Schlichting & Blume* 1966; *Scheffer & Schachtschabel* 1966; *Paas* 1961; *Kallenbach* 1966; *Fränzle* 1965 u. a.

²² Vgl. *Methodenbuch* 1955; *Schlichting & Blume* 1966; *Fränzle* 1965; *G. Müller* 1964 u. a.

²³ Vgl. *Engelhardt* 1961, 470

²⁴ Vgl. Abb. 1

So verwittern vulkanische Lockerprodukte häufig zu Montmorillonit²⁵; aber auch in Böden aus Basalten werden montmorillonitreiche Tone beschrieben²⁶. Halloysit ist ebenfalls typisch für die Verwitterung eines vulkanischen Materials. Ein großer Halloysitanteil wurde in den vulkanischen Böden Japans und Chiles gefunden²⁷; in dem Verwitterungsmaterial tertiärer Basalte in Washington und Idaho/USA entdeckt *Hostermann* (1960, 287 ff.) in der Tonfraktion hauptsächlich Halloysit mit geringen Beimengungen von Kaolinit. *Allen* (1948)²⁸ erwähnt Halloysit als Bestandteil basaltischer Verwitterungsprodukte in Oregon/USA. *Segalen* (1956)²⁸ berichtet über Halloysitfunde in vulkanischen Böden auf Madagaskar.

Aus dem relativen Anteil an Montmorillonit und dem Auftreten von Halloysit in den Sedimenten des Marburger Raumes müßte sich daher leicht der Einfluß des basaltischen Vogelsberges erkennen lassen.

Weiterhin können einzelne Minerale, ihr Kristallisationszustand und ihr relativer Anteil an der Tonfraktion eine Rekonstruktion der Klimaverhältnisse zur Zeit der Mineralausbildung gestatten. Das Illit/Kaolinitverhältnis z. B. verschiebt sich in den Sedimenten mit zunehmendem Alter (= zunehmender Verwitterungsintensität) zugunsten des Kaolinit; die miozänen Ablagerungen haben eine deutliche Kaolinitdominanz gegenüber einer Illitdominanz wärmzeitlicher Lösses beispielsweise.

Die *Identifizierung* der Tonminerale wurde an Texturpräparaten mit Glycerinbehandlung röntgenographisch und mit dem Elektronenmikroskop vorgenommen²⁹. Die *röntgenographische* Identifizierung der silikatischen Tonminerale wird sehr erschwert, da viele Minerale ähnlich aufgebaut sind, ein großer Teil von ihnen schlecht kristallisiert ist und häufig verschiedene Schichtsilikate unregelmäßige Wechsellagerungsstrukturen bilden. Auch treten immer mehrere Tonminerale in einem Sediment nebeneinander auf. So lassen sich Kaolinit und Halloysit röntgenographisch nicht unterscheiden³⁰.

Um den Tonmineralbestand der Sedimente, soweit er für meine Problemstellung von Bedeutung ist, zu klären, wurde neben dem Röntgengerät das *Elektronenmikroskop* herangezogen, denn die Aufnahmen geben nicht nur Aufschluß über kristallisierte und amorphe Substanzen, sondern auch über die Art der Kristallisation; Kaolinite (sechseckige Plättchen) unterscheiden sich nun von Halloysiten (Röhrchen), Modifikationen nach Größe und Gestalt werden sichtbar³¹.

²⁵ *Engelhardt* 1961, 472

²⁶ *Mückenhausen* 1966; *Scheffer & Schachtschabel* 1966; *H. Beckmann* (mdl. Mitt. vom 15. 7. 1967) meint, daß generell nicht zu sagen ist, wann Montmorillonit und wann Kaolinit bzw. Halloysit entsteht. Gesichert sei nur, daß bei reichlichem Vorhandensein von 2-wertigen Ionen Montmorillonit, bei 3-, 4-, 5- etc.-wertigen Ionen Kaolinit und Halloysit gebildet wird.

²⁷ *Mückenhausen* 1966

²⁸ Zit. nach *Maignien* 1966, 85; vgl. auch: *Beutelspacher & van der Marel* 1962; *Millot* 1964; *Engelhardt* 1961, 471; *Millot, Lucas & Paquet* 1966; *Bakker* 1965, 1966a+b; *Bakker & Levelt* 1963; *Jasmund* 1955; *Schwertmann* 1961; *Scheffer & Schachtschabel* 1966 u. a.

²⁹ Herrn Prof. Dr. Dr. E. Mückenhausen sei an dieser Stelle nochmals gedankt, daß er mir die Geräte seines Institutes zur Verfügung stellte. Die elektronenmikroskopischen Aufnahmen besorgte Frl. *Bödewadt* im Institut für Bodenkunde.

³⁰ Vgl. zum Aufbau und zur Identifizierung besonders *Beutelspacher & van der Marel* 1962 und 1968; *Scheffer & Schachtschabel* 1966; *G. Müller* 1964

³¹ Vgl. *Beutelspacher & van der Marel* 1968

3.2.7. Zusammenfassung

Abb. 4 zeigt die Zusammensetzung klastischer Sedimente und den Anwendungsbereich meiner Untersuchungsmethoden.

Nach einer möglichst repräsentativen Probenahme im Gelände erfolgte die Auswertung im Labor nach folgenden Gesichtspunkten: Die dynamischen Vorgänge während des Transportes und vor und nach der Ablagerung eines Sedimentes versucht die Korngrößenanalyse (Messen – Sieben – Schlämmen) mit den daraus abgeleiteten Parametern (M_d , S_o , S_k) zu ermitteln. Die quantitative Schotteranalyse und das aus ihr ermittelte Quarz/Kieselschiefer-Verhältnis geben Auskunft über das Verhalten der Gerölle beim Transport und lassen erste Aussagen über das Herkunftsgebiet und die Verwitterung nach der Ablagerung zu. Die Schwermineralanalyse soll die bereits gewonnenen Erkenntnisse erhärten und differenzieren. Die Bestimmung des $CaCO_3$ -Gehaltes und des pH-Wertes sind im Zusammenhang mit den Tonuntersuchungen zu sehen. Die Anwendung der Röntgenanalyse und der Elektronenmikroskopie zur Identifizierung der Tonminerale verspricht eine endgültige Klärung der klimagenetischen morphologischen Fragen.

Jede Methode hat ihren spezifischen Anwendungsbereich, aber auch ihre Grenzen. Nur die Verknüpfung verschiedener Verfahren, die – jede für sich – auf verschiedene physikalische und chemische Gesetzmäßigkeiten und Entwicklungsprozesse aufbauen und sich daher auch in ihren logischen bzw. methodischen Ansätzen unterscheiden, kann die komplexen Vorgänge, die zur Ausbildung der Fluß- und Talanlage im Marburger Raum führten, analysieren.

Daß die Laboruntersuchungen mit der Feldbeobachtung in Einklang stehen müssen, versteht sich von selbst, weniger allerdings, daß die Untersuchungsmethoden nicht zum Selbstzweck werden dürfen. Daher wurde bewußt darauf verzichtet, die Analysendaten der einen oder anderen Methode überzubewerten. Methoden, die nicht unmittelbar zur Aufhellung der aufgeworfenen Fragen beitragen können, wurden nicht angewandt. Darunter fällt auch die morphometrische Schotteranalyse.

4. SPEZIELLE BETRACHTUNGEN UND UNTERSUCHUNGEN ZUR FLUSS- UND TALANLAGE

4.1. Orographie, Geologie, Petrographie

Das Rheinische Schiefergebirge, das sich im W an den Kernraum meiner Untersuchungen anschließt, ist weniger durch seine Morphologie als vielmehr durch seinen geologisch-petrographischen Aufbau von Interesse, stammt doch der größte Teil der Sedimente der Lahn aus diesem Gebiet. Einem geomorphologisch geschulten Auge fällt es leicht, dieses recht unübersichtliche, hügelig-bergige Gelände nach übergeordneten Gesichtspunkten zu gliedern. Von W nach E nimmt die Höhe der Berge bedeutend ab; diese z. T. recht gleichförmige Abdachung überragen einige markante Gipfel (Sackpfeife 674 m, Rimberg 498 m). Die Flußläufe haben das Gebiet weitgehend zerstückelt; widerständige Gesteine verschiedensten Alters bilden die Bergrücken¹.

Über den geologischen Aufbau gibt Abb. 1 Auskunft². Eine petrographische Beschreibung der aus dem Rheinischen Schiefergebirge stammenden Gerölle wurde im Zusammenhang mit der quantitativen Schotteranalyse vorgenommen.

Das Arbeitsgebiet i.e.S. gehört – geologisch – der Hessischen Senke an, die aus ± horizontal gelagerten Zechstein- und Triassedimenten aufgebaut und an ihren tiefsten Stellen von tertiären Sedimenten und Vulkaniten ausgefüllt ist³. Diskordant auf das paläozoische Grundgebirge lagern die teils stark geröllhaltigen, teils sandigen und tonigen Sedimente des Zechsteins⁴. Sie bilden den Grenzsaum zwischen Grund- und Deckgebirge und umschließen im NE, N und W mein Untersuchungsgebiet. Da sie dem Angriff der Atmosphärien infolge ihrer petrographischen Ausbildung nur geringen Widerstand entgegenzubringen vermochten, wurden sie vielerorts stark abgetragen.

Den weit größten Teil meines Arbeitsgebietes bedecken die bis zu 400 m mächtigen Ablagerungen des Buntsandsteins. Die geologische Gliederung der Schichtenfolge wird durch die petrographische Ausbildung der Sedimente bestimmt. *Lenz* (1966,98-104)⁵ gibt eine kurze Darstellung der unterschiedlichen Gesteine, der Stratigraphie und der morphologischen Wertigkeit der einzelnen Stufen; daher möchte ich auf diese Arbeit verweisen. Die gesamte Frankenberger Triasbucht, das Gebiet zwischen Wetschaftniederung, Eder und Kellerwald, nehmen flach lagernde Buntsandsteintafeln ein. Die dadurch gebildete Fläche hat ein Niveau

¹ Vgl. *Blume* 1949: Hier finden sich weitere Ausführungen zu den Reliefverhältnissen; ebenso bei *Lenz* und *Lenz & Born* im Exkursionsführer „Marburg und Umgebung“; *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands*; *Lang* 1955,39–43; *Scharlau* o. J. auf der *Becker-*schen Karte

² Ausführliche Einzelheiten bringt *Kockel* 1958; vgl. auch die geologischen Karten 1:25 000, die geologische Übersichtskarte von *Lippert* 1958 und die von *Rösing* 1960 (1:300 000)

³ *Kockel* 1958

⁴ *Sauer* 1964

⁵ Vgl. auch die dort angegebene Literatur

von etwa 350 m NN, nur zum Kellerwald hin und in den erosionsfernen Gebieten steigen die Höhen bis auf 400 m an. Dieses geschlossene Sandsteingebiet findet nach S im Marburger Rücken und den Lahnbergen seine geologische Fortsetzung; die einförmigen, langgezogenen Plateaus erreichen auch hier wieder Höhen um 350 m, tauchen dann aber nach S unter die tertiären Sedimente des NW' Vogelsberges. Das mächtige Schichtpaket des Buntsandsteins wird durch zwei Flüsse, die Lahn und die Ohm, in verschiedene naturräumliche Einheiten geteilt: in Burgwald, Marburger Rücken und Lahnberge. Im W begrenzt eine steile Stufe die weitgedehnten Plateaus. Eine Unterbrechung erfahren die Hochflächen durch tief eingeschnittene, enge Täler mit steilen und gestuften Hängen (Mittellahn, Rotes Wasser, Wohra, Klein). Über die Rhein/Weser-Wasserscheide bei Neustadt (um 300 m) finden die Sandsteintafeln Anschluß an die hessisch-thüringischen Buntsandsteinplateaus.

Neben der Ausraumzone des Zechsteins und dem Tal der Mittellahn tritt als dritte, ebenfalls N-S ausgerichtete Niederung das Amöneburger Becken im Landschaftsbild hervor. Innerhalb des Beckens sind die Oberflächenformen ausgeglichen. Von Schweinsberg im SW bis Anzefahr im NE senkt sich die Ohmaue in rund 200 m Höhe, überragt von dem Basaltkegel der Amöneburg (362 m). Im W und N bilden steile Stufen die Beckenumrandung, nach E steigt das Gelände sanft zur Oberrheinischen Schwelle an. Durch den Ebsdorfer Grund besteht eine Verbindung zum Lahntal. Die Basaltdecken des NW' Vogelsberges begrenzen das Becken im S. Das Becken selbst wird von Tertiär-, Pleistozän- und Holozänsedimenten ausgefüllt⁶. Auskunft über die geologischen Verhältnisse vermitteln die Profile in Abb. 5.

Der SE-Teil meines Arbeitsgebietes wird von den basaltischen Decken des Vorderen Vogelsberges eingenommen. Bei Lollar erhebt sich die Basaltkuppe des Hangelsteins (304 m) unmittelbar aus dem Lahntal. Nach E und SE steigen die wenig gegliederten Flächen (um 350 m) nur langsam zum zentralen Vogelsberg an⁷. Da der Vogelsberg sich durch seine Basalte und die daraus entstandenen Verwitterungsprodukte sowohl petrographisch als auch bodenkundlich (= mineralogisch) von allen anderen Teilbereichen des Untersuchungsgebietes abhebt, nimmt er bzw. die von hier stammenden Sedimente bei der Erklärung der Landschaftsentwicklung eine zentrale Stellung ein.

4.2. Tektonik und Strukturlinien (Lineamente)

Bei der Betrachtung einer geologischen Karte des Marburger Raumes fällt zweierlei auf: Die Gliederung des E' Rheinischen Schiefergebirges – geologisch wie tektonisch – zeigt eine deutlich ausgeprägte Komponente in variskischer, d. h. SW-NE-Richtung. Beinahe senkrecht dazu verlaufen viele kleine Störungen und Verwerfungen. Gradlinig sind auch die Grenzen der Frankenger Triasbucht gegen

⁶ Zur Morphologie vgl. *Maull* 1919,94f.; *Blume* 1949; *Handbuch* der naturräumlichen Gliederung Deutschlands; Exkursionsführer „Marburg und Umgebung“, bes. *Scharlau* 1966, 185-189; zur Geologie: *Maull* 1919,30ff.; *Lang* 1954b; *Kockel* 1958,140ff.; *Gramann* 1960; *Hölting & Stengel-Rutkowski* 1964; *Huckriede* 1965; *Udluft* 1951; Geologische Karte 1:25 000

⁷ Vgl. *Schulze* 1959, hier auch weitere Literaturangaben; *Schenk* 1961, 1964 und 1965; *Brinkmann* 1967

das Paläozoikum. Außerdem bemerkt man, daß die einzelnen Teilabschnitte der Flußläufe sich diesen Strukturlinien angepaßt haben⁸. Drei Richtungen treten hervor: die variskische, die herzynische und die rheinische; letztgenannte findet man nur außerhalb des paläozoischen Grundgebirges; sie ist gleichzeitig wegweisend für den Verlauf der Mittellahn. An der tektonischen Ursache dieser Strukturlinien kann kein Zweifel sein, denn selbst durch die mächtigen Basaltdecken des Vogelsberges schimmern sie durch⁹.

Für die Entwicklung des Mittellahntales zwischen Cölbe und Bellnhausen sind die tektonischen Vorgänge von großer Bedeutung. Die Vermutung, eine präpleistozäne „Urlahn“ durch das Amöneburger Becken sei durch rückschreitende Erosion entlang junger tektonischer Spalten und Verwerfungen von S bei Cölbe angezapft worden¹⁰, ist sorgfältig zu prüfen.

Die Tektonik der Marburger Landschaft wird nur in einem weiter gefaßten Rahmen verständlich.

Das Richtungsbild mitteleuropäischer Lineamente¹¹ zeigt, daß mein Arbeitsgebiet im Bereich derselben Schwächezone liegt, welcher Oberrheintalgraben und Hessische Senke folgen; es ist das Rheinische Lineament, das sich in der Marburger Landschaft im Tal der mittleren Lahn abzeichnet. Dieses und das herzynisch gerichtete Struktursystem durchdringen und durchkreuzen den gesamten Schichtverband der mesozoischen und tertiären Sedimente. Untergeordnet paust sich in den Buntsandsteingebieten auch die variskische Komponente durch. Als geradlinige Reliefelemente sind die Lineamente oft über Berg und Tal auf Zehner von Kilometern zu verfolgen¹².

Obleich eine unmittelbare Beziehung zwischen den Lineamenten bzw. Strukturlinien und den als Brüche, Verwerfungen, Abschiebungen etc. bekannten tektonischen Störungen besteht, zeigt die Betrachtung einer Übersichtskarte¹³, daß sich die tektonische Situation der Marburger Landschaft in ein großes rheinisch-eggisches Bruchsystem einfügt und nur an wenigen Orten mit den Strukturlinien zusammenfällt¹⁴. Die Diskrepanz zwischen den Großstrukturen und dem oft viel mannigfaltiger ausgebildeten tektonischen Kleinformenschatz eines Raumes ist nicht auf das Marburger Gebiet beschränkt¹⁵. Hinsichtlich der Problemstellung der vorliegenden Untersuchung erheben sich nun die Fragen, ob die Lineamente oder die vielen tektonischen Störungen auf die Entwicklung der Fluß- und Talanlage einen stärkeren Einfluß ausüben konnten und inwieweit jeder dieser Faktoren maßgeblich für die Ausgestaltung einer Flußlaufstrecke ist.

⁸ Abb. 6

⁹ Auf den Zusammenhang zwischen Tektonik und Talrichtungsverlauf haben bereits viele Autoren hingewiesen. Es seien hier nur einige aufgeführt: *Hettner* 1913,153; *Deecke* 1926; *Krebs* 1937; *Dienemann* 1915; *Flohn* 1944; *Blume* 1949; *Nöring* 1951; *Timmermann* 1959; *Löhnert* (zit. nach *Kaiser* 1965); *Frey* 1965; *Kalterherberg & Kühn-Velten* 1967; *Ergenzinger* o. J.

¹⁰ Vgl. Kapitel 1; *Kayser* 1915; *Mauil* 1919; *Blanckenhorn & Kurtz* 1930; *Hummel* 1940

¹¹ Abb. 7

¹² *Nöring* 1951

¹³ Abb. 5

¹⁴ Abb. 5 und 6

¹⁵ Vgl. *Schwan* 1967,7ff.

Eine detaillierte Beschreibung der Tektonik des NW' Vorlandes des basaltischen Vogelsberges geben *Hölting & Stengel-Rutkowski* (1964). Sie versuchen, aus der Fülle tektonischer Einzelheiten einen Zusammenhang herzustellen. Aus ihren Ausführungen geht hervor, daß die Marburger Landschaft aus verschiedenen tektonischen Elementen aufgebaut ist: Marburger Rücken und Lahnberge sowie der Neustädter Sattel i. w. S. und der Rauschenberger Horst sind herausgehoben worden; der Burgwald ist in zahlreiche Schollen zerstückelt; das Amöneburger Becken liegt im Schnittpunkt bedeutender Störungen und bildet keineswegs eine Einheit. Besonders wichtig für die Landschaftsgenese erscheint mir jedoch die Feststellung, daß ein überwiegender Teil der Schollen antithetisch zum Rheinischen Schiefergebirge verstellt ist. Die antithetische Anordnung der Schollen läßt den Einfluß des rheinischen Lineamentes unmittelbar in Erscheinung treten. Es ist das Lineament des „scheinbar einfachen Störungstyps“¹⁶, der durch antithetische Verkipfung der aneinander grenzenden Einheiten einen Ausgleich für eine Flächenänderung schafft.

Für die Fluß- und Talgeschichte in der Marburger Landschaft sind die tektonischen Hebungen und Senkungen von besonderer Bedeutung. Das Aufsteigen des Rheinischen Schiefergebirges und die deutliche Ausprägung der Kellerwald-Vogelsberg-Schwelle bestimmen die hydrographische Ausbildung des Gewässernetzes. Seit dem älteren Tertiär sind dadurch die Wasserscheiden festgelegt. Nur im Mitteloligozän (Rupel) bildete sich infolge starker Senkung der Hessischen Senke ein teilweise 40 km breiter Meeresarm als Verbindung zwischen dem Nordseebecken und dem Oberrheinalgraben¹⁷. Spätestens zu Beginn der Miozänzeit war die Wasserscheide im Gebiet der Oberhessischen Schwelle ausgebildet, zumal der Vulkanismus des Vogelsberges an vorbasaltisch geprägte Beulungszentren gebunden zu sein scheint¹⁸. Das Einzugsgebiet der Mittellahn dürfte seit dem Miozän in etwa dem rezenten gleichen.

Zunächst soll der Problembereich erörtert werden, der sich mit den Einflüssen von Lineamenten (Leitstrukturen) und tektonischen Störungen (Brüche, Verwerfungen etc.) auf die Lage und Richtung verschiedener Talabschnitte befaßt¹⁹.

Abb. 6 bringt die Abhängigkeit der einzelnen Talabschnitte von den vorherrschenden Strukturrichtungen klar zum Ausdruck. Mit Recht darf man sagen, daß das Strukturgitter einen direkten Einfluß auf die Talanlage ausgeübt hat.

Eine Darstellung der Talungen durch Richtungsrosen²⁰ ist geeignet, über diese allgemeine Feststellung hinaus weitere Aussagen zu machen. Die Richtungsrosen wurden ermittelt, indem parallel zur allgemeinen Hangrichtung im Niveau der Talauen gerade Linien gezeichnet wurden, die die Talrichtungen anzeigen. Bei einer Richtungsänderung eines Tales ergeben sich Schnittpunkte dieser Geraden. Die Entfernungen von Schnittpunkt zu Schnittpunkt wurden ausgemessen. In den Richtungsrosen sind die Längen der Talabschnitte in % an der Gesamtlänge wiedergegeben, wobei eine Einteilung in variskische, herzynische, rheinische und eggische Richtung vorgenommen wurde. Talabschnitte, die sich nicht diesen Richtungen zuordnen ließen, wurden gesondert berücksichtigt. Zur Darstellung kamen: das

¹⁶ *Knetsch* 1965, 531

¹⁷ Vgl. *Ritzkowski* 1965a; *Murawski* 1960; *Illies* 1967

¹⁸ *Hölting & Stengel-Rutkowski* 1964, 18; vgl. auch *B. Schröder* 1966

¹⁹ Abb. 6

²⁰ Abb. 8

Lahntal von Biedenkopf bis Goßfelden, das Lahntal von Goßfelden bis Odenhausen, das Tal der Wetschaft, des Roten Wassers, der Wohra außerhalb des Kellerwaldes und das der Zwester Ohm.

Alle Richtungsrosen zeigen die Bevorzugung ganz bestimmter Richtungen. Innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges sind die Talabschnitte variskisch und herzynisch gerichtet. Im Buntsandsteingebiet des Burgwaldes fehlt die variskische Komponente; deutlich ist die rheinische Richtung bei Wetschaft, Rotem Wasser und Wohra ausgeprägt. Das mittlere Lahntal zwischen Goßfelden und Odenhausen zeigt neben der rheinischen die eggische Richtung, die bei den Burgwaldtälern nur untergeordnet auftritt und im Schiefergebirge ganz fehlt; aber auch die variskische Komponente ist bei der Mittellahn beteiligt. Die Talabschnitte der Zwester Ohm werden durch variskische und herzynische Richtung bestimmt. Die Ursache für diese bevorzugte Anlage der Talungen in der variskischen, herzynischen, rheinischen und eggischen Richtung sind in den Lineamenten, den Strukturlinien und tektonischen Störungen zu suchen. Die Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges – einerseits variskisch orientierte Sättel und Mulden, Überschiebungen und Verwerfungen, die sich bis ins Deckgebirge fortsetzen können (z. B. die Weidbacher Überschiebung), andererseits herzynisch gerichtete Verwerfungen – spiegelt sich im Lahntal zwischen Biedenkopf und Goßfelden wider. Das Mittellahntal dagegen, vornehmlich im Deckgebirge angelegt, wird im Gesamtverlauf und in vielen Einzelteilen von der rheinischen Richtung geprägt, doch im Gegensatz zu den Tälern von Rotem Wasser, Wohra und Wetschaft übt die variskische Komponente hier noch einen Einfluß aus, wofür die unmittelbare Nähe des paläozoischen Gebirges verantwortlich zu sein scheint. Die eggische Richtung, die sich am deutlichsten im Mittellahntal zeigt, ist zusammen mit der rheinischen für die tektonische Situation der \pm flach gegen das Schiefergebirge einfallenden mesozoischen Sandsteinschollen charakteristisch. Daß diese eggische Komponente neben der rheinischen gerade im mittleren Lahntal anzutreffen ist, beruht auf der Zerstückelung und tektonischen Aufgliederung der Buntsandsteintafeln in diesem Gebiet. Da die eggische Richtung weniger durch Strukturlinien als vielmehr durch tektonische Störungen²¹ in Erscheinung tritt, ist die Vermutung berechtigt, daß die Anlage des Mittellahntales zumindest für bestimmte Abschnitte direkt von Verwerfungen abhängig ist. Ob es sich dabei um einen „schmalen, grabenartigen Einbruch“²² handelt oder lediglich um Verwerfungen und Spalten²³ oder „klaffende tektonische Spalten“²⁴, kann an dieser Stelle nicht entschieden werden. Die oft beobachteten, weit aufgerissenen Klüfte zu beiden Seiten des Lahntales zwischen Wehrda und Gisselberg streichen meist in N' Richtung²⁵; ebenfalls eggisch verläuft die Randverwerfung der Lahnberge zum Amöneburger Becken von Bauerbach bis Reddehausen²⁶ und eine Schar paralleler Störungen, die den Marburger Rücken W' Marburg in eine Kuppenlandschaft aufgelöst hat. Die Anlage des Lahntales zwischen dem Weißen Stein und Weidenhausen und wahrscheinlich auch von Ockershausen bis über Gisselberg

²¹ Vgl. Abb. 5

²² Hölting & Stengel-Rutkowski 1964,9

²³ Kayser 1915

²⁴ Hummel 1940,25

²⁵ Hölting & Stengel-Rutkowski 1964,9

²⁶ Abb. 5

hinaus ist von eggisch streichenden Verwerfungen abhängig. Im Bereich der Lahn-schleife zwischen Cölbe und Göttingen muß mit einer weiteren Verwerfung gerechnet werden. Vermutlich keine tektonischen Störungen, sondern Strukturlinien haben zur Anlage anderer Talabschnitte geführt. Auffällig ist die parallele NE-SW-Anordnung dreier Linien: N' Begrenzung des Lahntales am Haideberg, Teufelsgraben – Kupferschmiede – Lahntal bei Cölbe und Untere Knutzbach, die zusammen mit den Verwerfungen zur Ausbildung des Lahnkniees bei Cölbe beitragen.

Während das Mittellahntal dem rheinischen Lineament folgt, in sich aber in viele an Verwerfungen und Strukturlinien gebundene Teilstücke gegliedert ist, ist die Anordnung der Burgwaldtäler wesentlich unkomplizierter. Die Wohratalung setzt sich aus drei rheinisch gerichteten Abschnitten zusammen, die staffelartig gegeneinander verrückt und durch kürzere, eggisch streichende Talstücke verbunden sind. Das Tal des Roten Wassers ist in gleicher Weise aufgebaut. Im Wetschafttal zeichnet sich von Todenhausen bis Göttingen deutlich eine Fortsetzung der Strukturlinie der Ohmtaldepression ab. In gleicher Weise lehnt sich das Tal der Zwester Ohm an eine variskisch streichende Strukturlinie an.

Die Abhängigkeit der Talrichtungen von den Strukturlinien und den tektonischen Störungen findet sich nicht nur bei den erwähnten Tälern, doch die Beispiele sollen genügen, um zu veranschaulichen, daß 1. Strukturlinien und Verwerfungen die Talrichtungen bestimmen, 2. die Strukturlinien die allgemeinen Richtungen bedingen, 3. die Verwerfungen diese modifizieren können, 4. im Grundgebirge andere Richtungssysteme auftreten als im Deckgebirge und 5. das rheinische Lineament nur außerhalb des Schiefergebirges – dafür um so stärker – „richtungsweisend“ wird.

Weitere Ergebnisse lassen sich aus den tektonischen Betrachtungen gewinnen. Nicht die Brüche mit großen Verwerfungsbeträgen (Sprunghöhen), wie z. B. der Abbruch der Lahnberge zum Amöneburger Becken oder die Schweinsberger Depression, beeinflußten die hydrographischen Verhältnisse entscheidend, sondern die Leitstrukturen. Wie erklärte sich andernfalls die Anlage des Lahntales Cölbe-Bellhausen entlang kleinerer Störungen mit nur unwesentlichen Sprunghöhen, wo doch schon drei Kilometer weiter E' parallel zum rezenten Lahntal eine Verwerfung von Reddehausen im N bis zum Ebsdorfer Grund im S das gesamte Gebiet durchzieht. Zusammen mit den ebenfalls meridional angeordneten Vorstaffeln wird diese Verwerfung morphologisch landschaftsbestimmend. Eine Erklärung hierfür wäre die Ansicht *Hummels* (1929), daß seit der Pliozänzeit die Mittellahn ihren Lauf nicht änderte und daß die Absenkung des Amöneburger Beckens relativ jung – jünger als das Lahntal – ist. Andererseits beginnt die Auflösung der Sandsteintafeln zu antithetischen Schollen bereits vor dem Pliozän²⁷. Auch die Einmündung der Ohm in die Lahn bei Cölbe findet keine Erklärung, da die Morphologie des Ebsdorfer Grundes und die Schotter bei Ebsdorf auf eine Entwässerung durch diese breite Talung noch während des Pleistozäns hindeuten. Ein scheinbarer Widerspruch tut sich auf, den das Marburger Lahntal, der Ohmzufluß bei Cölbe und die Schotter im und am Rande des Amöneburger Beckens hervorrufen. Besondere Schwierigkeiten bei der Genese der Täler bereitet die Ohmmündung bei Cölbe, zumal das enge Tal

²⁷ Vgl. *Gramann* 1960; *Höiting & Stengel-Rutkowski* 1964; *Ritzkowski* 1965a u. a.

der Ohm zwischen Bürgeln und Cölbe nicht durch eine Verwerfung vorgezeichnet ist.

Aufgrund der o. a. Überlegungen zum Problem der Beziehungen zwischen Tektonik i. w. S. und Talanlage muß das Marburger Lahntal älter, mindestens aber genauso alt sein wie die Absenkung des Amöneburger Beckens, denn sonst hätte das Amöneburger Becken die Lahn an sich gerissen. Weiterhin muß das Tal zwischen Cölbe und Bürgeln, das heute von der Ohm benutzt wird, zusammen mit dem Lahntal eingetieft worden sein, denn andernfalls hätte sich hier eine Wasserscheide ausbilden müssen. Da der Ebsdorfer Grund zu dieser Zeit noch Entwässerungslinie für das Amöneburger Becken war, wie die Schotter bei Ebsdorf zeigen, muß eine Wasserscheide zwischen der Mittellahn und dem Amöneburger Becken bestanden haben, die in NE' Richtung von den Lahnbergen zum Rauschenberger Horst verlief. Das Rote Wasser ist dann für die Ausbildung der Talstrecke Bürgeln-Cölbe verantwortlich. Der weitere Gang der Untersuchung muß klären, ob diese Hypothese zutrifft.

4.3. Wasserscheiden und Einzugsgebiete

Eine fast symmetrische Form hat das Einzugsgebiet der Lahn. Doch diese Gestalt ist nur äußerlich; für das Flußnetz selbst trifft sie nicht zu. Im Rheinischen Schiefergebirge folgt die obere Lahn sowie die Allna und Salzböde der Abdachungsrichtung nach SE. Nach Verlassen des Schiefergebirges nimmt sie die Wetschaft von N und kurz darauf die Ohm auf. Die Ohm entwässert mit ihren Nebenflüssen Wohra und Klein das gesamte Gebiet zwischen dem Vogelsberg und dem Kellerwald. Von Cölbe aus folgt die Lahn dem rheinischen Lineament in SSW' Richtung. Allna und Salzböde erreichen von W, Zwester Ohm, Lumda und Wieseck von E den Mittellahnlauf²⁸. Infolge der Abdachungsrichtung des Schiefergebirges tritt die Wasserscheide zwischen Oberlahn und Eder sehr nahe an die Eder heran. Die allgemeine Entwässerung der Frankenberger Bucht ist nach S ausgerichtet. Die Oberhessische Schwelle begrenzt im E das Gewässernetz der Lahnnebenflüsse. Die ursprünglich radiale Entwässerung des Vogelsberges wird durch die Ohm S' Nieder Gemünden gestört. Lumda und Wieseck haben daher nur Anteil am Vorderen Vogelsberg.

Wichtiger als die Hauptwasserscheiden sind die Nebenwasserscheiden für die vorliegende Untersuchung. Auf der Flußstrecke der Lahn zwischen Friedensdorf und Göttingen strömen dieser nur Flüsse 1. und 2. Ordnung von N und S zu, da hier die Wasserscheiden zwischen oberer und mittlerer Lahn einerseits und Wetschaft andererseits in unmittelbarer Nähe der oberen Lahn parallel hinziehen. Mit dem Engelbach reicht das Einzugsgebiet der Wetschaft weit in das Rheinische Schiefergebirge hinein. Von SE dringen Allna und Ohe bis dicht gegen die Oberlahn vor²⁹. Ebenfalls bis auf wenige Kilometer treten die Wasserscheiden zwischen Cölbe und Niederweimar bzw. Bellnhausen im Bereich der Buntsandsteinberge zu beiden Seiten des Marburger Lahntales an dieses heran. Wieder sind es Flüsse 1. und 2. Ordnung, die die Entwässerung in unmittelbarer Lahntalnähe vornehmen.

²⁸ Eine ausführliche Beschreibung des gesamten Lahnflußsystems gibt Tichy 1951.

²⁹ Vgl. Blume 1949, 111f.

Nach der *Hortonschen* hierarchischen Gliederung der Flüsse³⁰ wurde Abb. 9 konstruiert. Es wurde unterteilt zwischen Gebieten, die direkt in die Lahn entwässern, ohne einen Nebenfluß zu speisen, Gebieten, die durch Nebenflüsse 1. und 2. Ordnung in die Lahn entwässern, und Arealen, die das Niederschlagswasser durch Flüsse 3. und höherer Ordnung der Lahn zuführen. Abb. 9 zeigt deutlich den unregelmäßigen Aufbau des Gewässernetzes. Die relativ großen Anteile der Gebiete, die, ohne einen Nebenfluß zu bilden, sofort in die Lahn entwässern, sind petrographisch bedingt. Sie sind an den Bereich des Buntsandsteins gebunden³¹.

Im Schiefergebirge dagegen fließt aus jedem Tälchen ein Bach zur Lahn. Das Areal der Flüsse 2. Ordnung ist im Abschnitt Friedensdorf-Göttingen zu beiden Seiten der Lahn ohne Unterbrechung vertreten. Im N ist der morphologische Rand des Schiefergebirges, der durch den Quarzithärtling des Wollenberges besonders weit nach E vordringt und dadurch eine Entwässerung von NW verhindert, die Ursache hierfür. Allerdings ist der Warzenbach schon bei dem gleichnamigen Ort in das Flußsystem der Wetschaft von der Lahn aus eingedrungen. Im S dürfte die nach SE gerichtete Abdachung des Gebirges Schuld daran sein, daß die Lahn von hier keine Nebenflüsse 3. und höherer Ordnung erhält. Nicht die Abdachungskomponente und auch nicht die petrographische Ausbildung, sondern die tektonischen Verhältnisse hielten größere Nebenflüsse im Buntsandsteingebiet vom Mittellahnlauf fern. Im gesamten Arbeitsgebiet erhält die Lahn keinen Nebenfluß 3. Ordnung von N und E. Die Wetschaft besorgt die Entwässerung zwischen der Eder und Lahn; im E ist es die Ohm. Abb. 9 läßt erkennen, wie sich von N und E nur drei größere Flüsse, die zuvor alle anderen Nebenflüsse in sich aufgenommen haben, einen Weg zur Lahn bahnen konnten: Es sind Wetschaft, Ohm und Zwester Ohm. Im W der Mittellahn dagegen ist die Entwässerung regelmäßig ausgebildet – wenn man die unmittelbare Umgebung der Lahnschleife bei Cölbe außer acht läßt.

Geht man von der Tatsache aus, daß allgemein Flüsse von bestimmter Ordnung in Flüsse mit nächst höherer Ordnung entwässern, dann kann eine Abweichung davon ein Maß für die Unregelmäßigkeit darstellen. Danach wäre das Mündungskreuz Lahn-Wetschaft-Ohm das Gebiet mit der größten Unregelmäßigkeit im betrachteten Flußgebiet der Lahn³²

³⁰ *Leopold, Wolman & Miller* 1964, 134ff. Die *Hortonsche* Einteilung der Flüsse erfolgt nach dem Prinzip, daß ein Fluß 1. Ordnung keine Nebenflüsse hat; ein Fluß 2. Ordnung hat nur Nebenflüsse der Klasse 1; 3. Ordnung sind Flüsse, die mindestens einen Fluß 2. Ordnung aufnehmen; Flüsse 4. Ordnung haben mindestens einen Nebenfluß 3. Ordnung usw.

³¹ Vgl. *Tichy* 1951, 101ff.; *Blume* 1949, 28 und 113f.; *Eriksen* 1966, 92; *Keller* 1961, 257ff.; *Blume* 1949, 29 hat für die Flußdichte im Sandsteingebiet bei Marburg einen Durchschnittswert von 0,27 (= Quotient aus Länge der Wasserläufe eines Flußgebietes durch dessen Areal), für den Burgwald 0,35 und für das Hessische Hinterland, d. h. das Schiefergebirge, einen Wert von 0,86 ermittelt.

³² Auf weitere Ausführungen zum Gewässernetz der Lahn und ihrer Nebenflüsse soll an dieser Stelle verzichtet werden. In diesem Zusammenhang möchte ich auf den Aufsatz „Zur Hydrographie der Landschaften um Marburg“ von *Eriksen* 1966 verweisen. Eine ausführliche und gründliche Hydrographie des gesamten Lahngbietes gibt *Tichy* 1951.

4.4. Längs- und Querprofile der Täler

4.4.1. Das Längsprofil

Jeder Fluß leistet geomorphologische Arbeit, indem er zugeführte Denudationsmassen abtransportiert, sein Bett durch Korrasion tiefer legt und anderswo Aufschüttungen hervorruft³³. Dies aber läuft auf die Frage nach der Entwicklung des Längsprofils des Flusses hinaus³⁴.

Die steilsten Laufstrecken der größeren Flüsse, wie der Lahn, Wetschaft, Ohm und Wohra, liegen jeweils in den Quellgebieten. Das Gefälle der Lahn nimmt von über 22 ‰ im obersten Lauf stetig ab; ein deutlicher Gefällsknick ist bei Sarnau ausgebildet³⁵, der mit dem Austritt der Lahn aus dem Schiefergebirge zusammenfällt. Die Lage des Gefällsknicks an der petrographischen Grenze, die hier wahrscheinlich mit einer Verwerfung einhergeht, und die geringe Neigung des Längsprofils der Mittellahn zwischen Cölbe und Wetzlar (geringster Wert 0,4 ‰) deuten auf eine geologisch-tektonische Ursache. Im Durchbruchstal der unteren Lahn steigt das Gefälle wieder an und erreicht kurz vor der Mündung in den Rhein sogar 1,18 ‰³⁶. Das von der Quelle ab konkave Gefällprofil erhält im Unterlauf eine konvexe Krümmung. Diese Erscheinung zeigen alle größeren Nebenflüsse des Mittelrheins³⁷; bei den kleineren tritt dieser Knick oft wenige Meter vor der Mündung auf. Ein scharfer Gefällsknick vor der Mündung ist auch bei vielen Nebenflüssen der Lahn ausgebildet; so bei der Lumda, der Allna, der Salzböde, besonders deutlich bei der Dill, der Bieber und der Zwester Ohm.

Die Längsprofile der Schiefergebirgsflüsse unterscheiden sich kaum von dem der oberen Lahn; die Gefällskurven der kleineren Bäche bilden ebenfalls konkave Linien, die im obersten Abschnitt noch steiler sein können. Ihre Längsprofile sind allerdings weniger gut ausgeglichen. Stufen zeichnen sich ab, die petrographische oder tektonische Ursachen haben. Von den Profilen der Schiefergebirgsflüsse weicht das der Aar ab. Mit stets gleichbleibendem Gefälle strebt der Bach von E auf die Dill bei Burg (Herborn) zu. Das Profil ist Ausdruck der geringen Reliefenergie in diesem Gebiet.

Im Buntsandsteingebiet zeigen die Flußlängsprofile andere Gefällsverhältnisse als im Schiefergebirge. Die Kurve der Wohra läßt sich in drei Abschnitte einteilen; der Oberlauf hat Anteil am Kellerwald und ist entsprechend steil ausgebildet; zwischen Haina und Gemünden quert die Wohra die Randverwerfungen des Kellerwaldes; hier sind verschiedene Stufen zu erkennen. Im weiteren Verlauf werden Unregelmäßig-

³³ Louis 1961a,75

³⁴ Eine Auswertung der Tallängsprofile setzt eine Beschäftigung mit dem Energiehaushalt der Flüsse voraus. Eine ausführliche theoretische Erörterung der damit verknüpften Probleme gibt Louis 1961. Ohne diesen Fragenkreis weiter zu diskutieren, möchte ich daher auf diesen Autor verweisen. Allerdings darf in diesem Zusammenhang *Hormann* 1965 nicht unerwähnt bleiben, der in einer weitgehenden Analyse das Längsprofil der Flüsse abhandelt.

³⁵ Abb. 10

³⁶ Tichy 1951,96

³⁷ Gurlitt 1949,57

keiten des Längsprofils durch Faziesänderungen hervorgerufen³⁸. Die Längsschnitte von Wetschaft und Rotem Wasser sind in ihrer Gesamtanlage weniger steil; selbst im Oberlauf nimmt das Gefälle kaum zu. Die drei Buckel in der Kurve des Roten Wassers sind drei Entwicklungsstadien zuzuordnen. Infolge rückschreitender Erosion hat nämlich das Rote Wasser zuerst das Gebiet bei Bracht, dann die „Franzosenwiesen“ angezapft.

Sehr aufschlußreich sind die Gewässer aus dem Vogelsberg. Der konvexe steile Verlauf der Zwester Ohm im Vogelsberg findet seine Erklärung in der relativ jungen Anlage dieses Talstückes und der Geologie dieses Gebietes. Der Profilknick oberhalb Heskem bringt zum Ausdruck, daß die Zwester Ohm von hier ab eine weite, von einem früheren Entwässerungssystem geschaffene Talung benutzt. Das drückt sich auch in dem zweiten konvexen Abschnitt des Profils aus, denn die Zwester Ohm war nicht imstande, die junge Hebung der S' Lahnberge auszugleichen³⁹.

Auf eine junge Anlage des Ohmgewässernetzes weist das Tallängsprofil hin. Steil konkav ist der Oberlauf ausgebildet. Eine konvexe Flußstrecke kündigt die Richtungsänderung nach N an. Dieser kräftige Gefällsabbruch oberhalb Kirschgarten ist gleichzeitig Abschluß für die weite wannenartige Talanlage zwischen Ober-Ohmen und Kirschgarten, die sich über die von Seebach und Ohm gebildete N-S-gerichtete Talung weiter nach W verfolgen läßt. Es fällt nicht schwer, die ehemalige radiale Entwässerung des Vogelsberges in diesem Gebiet zu rekonstruieren, die von N her durch eine entlang einer Strukturlinie vordringende, bis dahin selbständige untere Ohm infolge Anzapfung unterbrochen wurde⁴⁰. Der Gefällsknick der Ohm bei Kirschgarten, der am benachbarten meridional verlaufenden Seebach fehlt, wird durch die Anzapfung erklärt. Ein zweiter Gefällsknick oberhalb Burg-Gemünden liegt an der Stelle, wo Basalt gegen sedimentäres Tertiär grenzt. Diese Stufe zeigen alle Profile der Vogelsbergflüsse⁴¹. Das geringe Gefälle des unteren Ohmlaufs steht in direktem Zusammenhang mit der jungen Absenkung der Schweinsberger und Ohmtal-Depression⁴².

Auf die Längsprofile einiger kleiner Tälchen in der näheren Umgebung Marburgs soll an dieser Stelle ebenfalls eingegangen werden. Die Stufen der Täler werden durch petrographische Unterschiede in den flach lagernden Sandsteinen erklärt⁴³. Auffällig ist der Knick – oft nach einer konvexen Talstrecke –, mit dem die Tälchen in die Lahnaue überleiten. Das deutet auf intensive Erosion gerade im untersten Talabschnitt. Weiter oberhalb dagegen ist zuweilen in einer schwach konkaven Linienführung zu erahnen, daß die Tälchen hier an einem Ausgleich des

³⁸ Vgl. dagegen *Bremer* 1959: Aus dem Vergleich des Belastungsverhältnisses mit dem Niedrigwassergefälle ergibt sich, daß an der Weser Steilstrecken einem hohen, Flachstrecken einem geringen Belastungsgleichgewicht entsprechen; sie sind also nicht lithologisch oder tektonisch bedingt. Doch: Gesteinsänderungen bewirken durch Geröllzufuhr unterschiedlicher Art letztlich auch Änderungen des Belastungsverhältnisses.

³⁹ Vgl. *Lang* 1955, 48f.; *Höltling & Stengel-Rutkowski* 1946

⁴⁰ Vgl. *Schulze* 1959, 120

⁴¹ Vgl. die Längsprofile von Lumda, Wieseck, Klein, Antrift

⁴² Vgl. *Höltling & Stengel-Rutkowski* 1964

⁴³ Zuletzt von *Lenz* 1966, 103; *Lenz & Born* 1966, 136; *Blume* 1949, 124ff. schreibt, daß auch die Flüsse im Schiefergebirge Stufen im Längsprofil zeigen, und zwar oft bei ca. 20 und 40 m über der Einmündung in die Lahn. Er folgert daraus, daß die Tallängsprofile in der Nähe der Lahn dort, wo deren Erosionsimpulse wirksam sind, sich über die Gesteinsverhältnisse hinwegzusetzen vermögen.

Längsprofilen arbeiteten. Es scheint, als liefen die kleinen Seitentäler auf eine Geländestufe oder einer Terrasse einige Meter über der Lahnaue aus, in die sie in jüngster Zeit erst eine schmale Kerbe eintiefen konnten. Die Beobachtungen im Gelände bestätigen diesen Befund. *Blume* (1949,126) erwähnt, „wie ganz kleine Tälchen hängend in ein größeres einmünden“. *Hölting & Stengel-Rutkowski* (1964) schließen aus dem Auftreten von „Hängetälern“ an den Rändern des Amöneburger Beckens auf eine junge Senkung. *Kaysers* (1915a+b) beschreibt kleine Täler, die auf der Untersten Terrasse auslaufen; er bemerkt, daß sich die Terrassen in den Seitentälchen noch ein Stück aufwärts fortsetzen, daß der Terrassenrest aber oft von einer jungen Erosionsrinne zerschnitten ist. Die Ursache für diese Erscheinung sieht *Blume* (1949,126) darin, daß die Erosion noch kein völliges Gleichgewicht der Flußarbeit erreicht hat. Mit *Hölting & Stengel-Rutkowski* (1964) kann man für das Amöneburger Becken junge tektonische Absenkungen annehmen, die zur Bildung der Hängetälchen führten. Doch da dieses Phänomen weit verbreitet ist, bedarf es für andere Gebiete einer weiteren Erklärung. Läuft ein Tal auf einer Terrasse aus, so wurde seine Aus- bzw. Weiterbildung bis zur Zeit der Terrassenbildung besorgt; die kleine Erosionskerbe in der Terrasse zeigt, daß danach keine wesentliche Ausgestaltung des Tales mehr stattfand. Da aber fast alle Flußlängsprofile vor der Einmündung in einen größeren Fluß ein konkaves Talstück besitzen, muß für das gesamte Arbeitsgebiet eine Zeit intensiver Talbildung angenommen werden, die mit der Entstehung der Untersten Terrasse im Sinne *Kaysers* (1915) zusammenfällt⁴⁴.

4.4.2. Das Querprofil

Im Talquerprofil kommt der Gesamtmechanismus der Abtragung, nämlich die Zusammenarbeit von Hangdenudation und Flußerosion, zum Ausdruck⁴⁵. Diese Faktoren haben sich in Raum und Zeit mannigfach geändert. „Die Folge davon ist, daß überall auf der Erde eine ganze Generationenfolge von Vorzeitformen vorhanden ist, die früheren, längst vergangenen Klimaperioden ihr Dasein verdanken und heute als fossile Relikte in allen möglichen Zuständen besserer oder schlechterer Erhaltung in die Gegenwart hineinragen“⁴⁶. In den folgenden Abschnitten gilt es, die Relikte dieser Vorzeitformen aufzufinden und nach ihnen die Reliefgenerationen der Marburger Landschaft zu rekonstruieren. Daher sollen an dieser Stelle nur die allgemeinen Züge der Talquerschnitte besprochen werden.

Die Entwicklung einer Talung wird entscheidend durch die „Epirovarianz“ und die „Petrovarianz“⁴⁷ mitbestimmt. Beide Ursachengruppen modifizieren nicht nur das Querprofil eines Tales, sondern sie spiegeln sich ebenso in den Längsprofilen wider⁴⁸. In den gehobenen Gebieten befinden sich daher stark eingetiefte Täler, in den Senken der Ohmtal- und Schweinsberger Depression „Aufschüttungsbeiriche“⁴⁹, denen der Ausdruck „Tal“ nicht mehr zusteht. Weit größer als der Einfluß der tektonischen Bewegungen auf die Querschnittsgestaltung der Täler ist

⁴⁴ Vgl. Kapitel 5.3.: Die 8-12m-Terrasse.

⁴⁵ *Büdel* 1960,77

⁴⁶ *Büdel* 1961,316, vgl. *Büdel* 1963 und 1967

⁴⁷ *Büdel* 1961,314f.

⁴⁸ Vgl. Kapitel 4.4.1.

⁴⁹ *Louis* 1961,70

die unterschiedliche Beschaffenheit des Baumaterials. Die Formen der Hänge und die Breite der Talböden entsprechen den Gesteinen, aus denen sie herausmodelliert wurden. So sind die Talbreiten der Lahn und Ohm außer von der abfließenden Wassermenge und den tektonischen Vorgängen durch die Widerständigkeit der Gesteine gegeben⁵⁰.

Wie fast alle mittleren und größeren Täler Mitteleuropas von Terrassen begleitet werden, so sind auch im Lahntal Terrassenreste zu sehen, die allerdings nicht immer in lückenloser Folge entwickelt sind. Als ± ausgeprägte Verflachungen der Hänge treten sie morphologisch in Erscheinung. Das muß jedoch nicht der Fall sein; bei Cappel z. B. ist der Übergang von der Günz-Terrasse bis zur Talsohle kontinuierlich, während bei Roth/Wolfshausen die einzelnen Terrassen stufenförmig angelegt sind.

Die Tatsache, daß viele Terrassen im Lahntal als Felsterrassen, häufig nur als schmale Talleisten entwickelt sind, die gar keine oder nur eine sehr dünne Schotterbestreuung zeigen, hat zur Folge, daß sie auf den geologischen Karten 1 : 25 000 nur selten erfaßt und als selbständige Elemente ausgeschieden worden sind.

Die ersten Untersuchungen der Terrassenschotter erfolgten im Zusammenhang mit der geologischen Aufnahme der Meßtischblätter Allendorf/Lumda (5318), Niederwalgern (5218), Marburg (5118), Buchenau (5117), Biedenkopf (5017) und Laasphe (5016). Die Autoren nehmen dabei eine Gruppierung der verschiedenen Terrassenreste in einzelne Systeme vor⁵¹. Einen zusammenfassenden Überblick gibt *Blume* (1949); hier werden auch die Felsterrassen erwähnt. Aufgrund von Schotteruntersuchungen gliedert *Lang* (1955) die Terrassenreste in vier Gruppen mit etlichen Untergruppen. Da von den einzelnen Autoren die verschiedenen Terrassen-niveaus unterschiedlich benannt worden sind, habe ich – um Verwechslungen und Unklarheiten zu vermeiden – den in der vorliegenden Untersuchung ausgeschiedenen Terrassengruppen Arbeitstitel zugeordnet⁵¹: T1 umfaßt die Talfüllung, T2 die 2-4m-Terrasse, T3 die 8-12m-Terrasse, T4 die 20-28m-Terrasse, T5 die 40-60m-Terrasse, T6 die 70-80m-Terrasse, P1 die Trogterrasse.

Es soll darüber hinaus an dieser Stelle betont werden, daß sich die Höhenlage der Terrassenhorizonte über der Talsohle ändert, sobald die Terrassen aus dem Buntsandsteingebiet hinaus ins Schiefergebirge oder vom Lahntal in die Nebenflußtäler verfolgt werden. Die unter den Arbeitstiteln angegebene relative Höhe der Terrassen bezieht sich nur auf den Mittellahnlauf; wie sich ein Terrassenniveau an anderer Stelle verhält, wird im einzelnen beschrieben.

Die Gruppierung der Terrassen erfolgt nach geomorphologischen Merkmalen, wie Höhenlage, Gefällskurve und relativem und absolutem Abstand der zu vergleichenden Flächen. Basis und Oberfläche dienen als Bezugselemente. Sowohl die Terrassenbasis als auch die Terrassenoberfläche zeigen in ihren Querprofilen generell keinen waagerechten Verlauf, sondern oft einen konvex oder konkav gekrümmten. Die erhaltenen Terrassenreste haben im allgemeinen eine verschiedene Lage hinsichtlich ihrer Basis und ihrer Oberfläche zum ursprünglichen Terrassen- bzw. Schotterkomplex. Es muß berücksichtigt werden, daß die Basis als ehemalige Talsohle in der Regel ein von „zahlreichen flacheren und tieferen, teils isolierten, teils korrespondierenden Rinnen zerfurchtes Gebilde“⁵² war; die Terrassenober-

⁵⁰ Weitere Einzelheiten bei *Tichy* 1951,101

⁵¹ Abb. 11

⁵² *Eissmann* 1964,7

fläche dagegen war mannigfaltigen Umlagerungs- und Abtragungsprozessen ausgesetzt. Daher darf es nicht verwundern, daß innerhalb der verschiedenen Terrassengruppen die Basis wie auch die Oberfläche der einzelnen Terrassen Schwankungen von mehreren Metern unterworfen sind. Die verschiedene Lage der Aufschlüsse trägt noch dazu bei, divergierende Werte zu liefern.

4.5. Die Abflußverhältnisse

Neben den Gefällsverhältnissen (Längsprofil) und den Talbreiten (Querprofil) bestimmen eine Anzahl weiterer Faktoren die Wasserführung: der unterschiedliche Gesteinsaufbau, die Böden, die Vegetation und als wichtigster die Niederschläge.

Die jährliche Verteilung der Niederschläge ist eine Folge der orographischen Verhältnisse⁵³. Die Verteilung der Niederschläge macht sich in der Wasserführung bemerkbar. Da die morphologische Arbeit der Flüsse fast ausschließlich während der Hochwasser geleistet wird, sollen sie hier kurz erwähnt werden. Hochwasser sind im Gebiet der mittleren Lahn nicht selten⁵³. Der weitaus größte Teil von ihnen fällt in das Winterhalbjahr. Aus der Anordnung des Gewässernetzes im Raum Marburg⁵⁴ ergibt sich ein komplizierter Ablauf der Hochwasserwellen. So vermögen zufließende Wellen der Nebenbäche je nach der Größe ihrer Wassermengen und ihrem zeitlichen Eintreffen der Hauptwelle ihre Eigenart aufzuprägen. Da die Ohm einem ganz anderen Gebiet entstammt als die Lahn und da sie auch andere Gefällsverhältnisse zeigt, lagert die Hochwasserwelle der Ohm nur selten der Lahnwelle direkt auf, sondern der längere Weg und vor allen Dingen das weite Ausuferen im Amöneburger Becken lassen die Ohmwelle nacheilen. Die Ausführungen über die Wasserführung sind im Hinblick auf die folgenden sedimentpetrographischen Untersuchungen erforderlich, denn die Hochfluten und deren zeitliche Aufeinanderfolge beeinflussen die qualitative und quantitative Zusammensetzung der Ablagerungen. So können beispielsweise im Mittellahntal Sedimente zum Absatz kommen, die eine deutliche Vorherrschaft der Ohmkomponenten aufweisen, dann nämlich, wenn die Hochwasserwelle der Ohm gegenüber der Lahnwelle verspätet eintrifft.

⁵³ Näheres bei *Tichy* 1951 und *Eriksen* 1966, 79ff.

⁵⁴ Die Lahn kommt aus dem E' Schiefergebirge, die Wohra aus dem Kellerwald, die Ohm aus dem Vogelsberg.

5. DIE TERRASSEN, IHRE SEDIMENTE UND ANDERE FLUSSABLAGERUNGEN

5.1. Die Talfüllung (T1)

Die Flußsedimente der ebenen Talböden bestehen aus Lehmen und Schottern.

Der Auelehm

Als jüngste Sedimente erfüllen die Auelehme die Täler der Lahn und ihrer Nebenflüsse. Aus verschiedenen Bohrungen erhält man über die Mächtigkeit der Auelehmablagerungen Aufschluß¹. Im Lahntal ist eine deutliche Abnahme der Auelehmmächtigkeit flußaufwärts festzustellen. Die Grenze Grundgebirge/Deckgebirge bei Goßfelden tritt auffallend in Erscheinung; im Schiefergebirge ist der Auelehm geringmächtiger ausgebildet als im „Marburger Graben“². Die größten Mächtigkeiten weist das Amöneburger Becken auf. *Lang* (1955,71) erwähnt 4,5 bis 5,0 m für die Ohmniederung nahe Kirchhain. Aus Bohrunterlagen, die ich freundlicherweise beim Wasserverband „Mittelhessische Wasserwerke“ in Gießen, Nordanlage 37, einsehen durfte, ergeben sich zwischen der Battenhäuser Mühle und Kirchhain für die Wohramündung Werte zwischen 5,2 und 2,5 m; SE' Langenstein sind über 3,5 m Auelehm abgelagert worden, bei Plausdorf über 3,0 m, NE' Mardorf um 4,0 m, und im Tal der Klein schwanken die Beträge zwischen 4,5 und 1,9 m. W' Anzefahr erreicht die Ohm das Gebiet des mittleren Buntsandsteins; hier begrenzt eine antithetisch gekippte Buntsandsteinscholle wahrscheinlich die Ohmtal-Depression³. Die mit einem Handgerät im Engtal zwischen Dingel- und Nebelsberg durchgeführten Bohrungen erreichten bei 2 m Teufe noch nicht die Untergrenze des Auelehms. Kurz vor dem zweiten Durchbruchstal zwischen Bürgeln und Cölbe wurden vom Wasserwirtschaftsamt Dillenburg zwei Bohrungen niedergebracht, die eine Auelehmmächtigkeit von etwa 3,2 bzw. 4,2 m erkennen lassen. Im Lahntal bei Cölbe dagegen werden die Schotter nur von einer 1,8 m starken Auelehmdecke überlagert.

Die Mächtigkeiten der Auelehme spiegeln die jungen tektonischen Bewegungen wider. Mit den größten Absenkungsbeträgen muß man im Amöneburger Becken rechnen, wobei der Auelehm sowohl im Bereich der Schweinsberger Depression⁴ als auch in dem der Ohmtal-Depression durch unterschiedliche Sedimentation die Absenkungen auszugleichen versuchte. Interessant ist aber auch die mächtige Auelehmsedimentation bis über 4 m in dem kleinen „Becken“ von Bürgeln, das – so

¹ Abb. 13; vgl. Anhang: Bohrungen

² *Höltling & Stengel-Rutkowski* 1964; vgl. *Lang* 1955

³ Vgl. Abb. 5

⁴ Um den kleinen Basaltkegel von Schweinsberg dehnen sich Moor- und Torfbildungen außerordentlich weit aus. Als größte Tiefe des Torfs wurde durch Bohrungen 8 m festgestellt (*Blanckenhorn* 1930,61). Vgl. dazu auch: *Lang* 1954 und 1955; *Höltling & Stengel-Rutkowski* 1964

wurde weiter oben vermutet – tektonisch bedingt sei, da es zwischen zwei antithetisch gekippten Schollen liegt. Im Lahntal zeigt die plötzliche Zunahme der Auelehmlagerungen im Buntsandsteingebiet an, daß hier ebenfalls tektonische Vorgänge bei der Talanlage eine Rolle gespielt haben.

Über die sedimentpetrographische Beschaffenheit einiger Auelehmproben geben die Analysen Auskunft⁵. Bereits *Lang* (1955,71) stellte einen deutlichen Unterschied in der Ausbildung der Auelehme zwischen dem W-Teil des Amöneburger Beckens und der Gegend um Marburg fest. Bei den Proben der Lahn (Profil 1), die 2 km N' Cölbe entnommen wurden, ist die unterschiedliche Auelehmbildung vom Liegenden zum Hangenden stark ausgeprägt. Während die Probe 1-4 schon zu den liegenden Schottern überleitet (Md = 0,320), zeigt 1-3 zwei Maxima, von denen das eine, stärker hervortretende noch im Grobsandbereich liegt⁶; das andere Maximum fällt in die Fraktion 0,120-0,060 mm, was für den Auelehm der mittleren Lahn bezeichnend ist. Das Profil 2 zwischen Wehrda und Marburg zeigt den Übergang von der Grobsand- zur Feinsand/Silt-Sedimentation in abgewandelter Form. Bei Sterzhäusen an der Oberlahn ist dem Auelehm nicht nur in den Übergangsschichten zu den liegenden Schottern hin ein gewisser Grobsandanteil beigegeben, sondern dem gesamten Auelehmprofil. Die Probe 3 aus 0,2 m Tiefe veranschaulicht, daß hier die Sedimentation des Auelehms in einer wesentlich turbulenteren Strömung stattfand als im Gebiet der Mittellahn⁷. Der Auelehm der Zwester Ohm (Probe 4 bei Hassenhausen) ist etwas feinkörniger ausgebildet als der der Lahn; doch erst die Häufigkeitspolygone für das Gebiet der Ohm bei Bürgeln (Profil 5) und Kirchhain (6) haben ihre Gipfel in den Fraktionen 0,06-0,02 mm; sie haben damit eine auffallende Übereinstimmung mit den Kornverteilungen von Lössen⁸. Wenn man *Mensching* (1951) folgt, der den Auelehm im eigentlichen Sinne, d. h. mit einem Korngrößenmaximum im Siltbereich, nur den Flüssen zusprechen will, in deren Einzugsbereich Löß, Geschiebelehm oder ein bei der Verwitterung schluffiges Material lieferndes Gestein ansteht, so hat man für die Korngrößenausbildung der Auelehme im Amöneburger Becken zweifellos den Löß verantwortlich zu machen. Dabei darf allerdings nicht übersehen werden, daß die Gefällsverhältnisse die Sedimentation eines feinkörnigeren Materials als im Lahntal unterstützen.

Die Probe 7 der Wohra, bei der Hardt-Mühle aus ca. 1 m Tiefe entnommen, hat einen außerordentlich hohen Tonanteil von über 35 %, ein Wert, der sich nicht ohne weiteres aus den tonreichen Lagen des oberen Buntsandsteins und den tonigen Verwitterungsprodukten der Kellerwaldgesteine und dem geringen Gefälle der unteren Wohra erklären läßt. Als Ergänzung sind zwei Kurven von Auelehmen des Lumdatales bei Daubringen angeführt. Probe 8 ist zweigipfelig ausgebildet, wobei das Maximum im Feinsandbereich mit den Kurven der Lahnauelehme zusammenfällt, doch der hohe Tonanteil wird durch die S' Daubringen anstehenden oligozänen Tone bestimmt. Die Kurve von 9 hat einen Gipfel in der Fraktion 0,02-0,011 mm, der vermutlich einen starken Basalteinfluß kennzeichnet⁹.

⁵ Abb. 14 A, 15 A, 16 A, 18 A, 19 A

⁶ Abb. 14 A; vgl. auch Abb. 15 A

⁷ Vgl. Abb. 16 A

⁸ Vgl. Tabelle I im Anhang

⁹ Vgl. Probe 33a in Abb. 14 C

Eine Zusammenstellung der aus der Korngrößenanalyse für die Auelehme gewonnenen Parameter M_d , S_o und S_k und ein S_o/M_d -Diagramm¹⁰ ermöglichen einen Vergleich der unterschiedlichen Bedingungen des jeweiligen Ablagerungsraumes. In Abb. 20 hebt sich das Lahngebiet deutlich vom Amöneburger Becken ab. 1-4 fügt sich nicht ein, da es sich bei dieser Probe nicht mehr um einen Auelehm, sondern um ein sandiges Sediment aus der Grenzschicht zwischen dem Auelehm und den liegenden Schottern handelt. In den Proben 7, 8 und 9 spiegeln sich lokale Einflüsse wider, wobei an dieser Stelle nicht entschieden werden soll, ob der Auelehm des unteren Wohratales in seiner Gesamtheit feinkörniger ist als der des Amöneburger Beckens; die Lage von 7 im S_o/M_d -Diagramm und eine zunehmende Mächtigkeit des Auelehms vom Amöneburger Becken in das untere Wohratal hinein sprechen jedoch für eine Ablagerung eines sehr feinen Sedimentes.

Die Auelehme verschiedener Täler und damit verschiedener Einzugsbereiche unterscheiden sich nicht nur granulometrisch. Die Farbe der bodenfeuchten Proben reicht von dunkelgrau (6) über braunrot (5-2), rotbraun (7) bis braun und grau-braun (1-3). Die vornehmlich aus dem basaltischen Vogelsberg stammenden Sedimente bei Kirchhain sind dunkelgrau gefärbt; weiter flußabwärts zeigen die Ohmauelehme eine braunrote Färbung, die besonders im Gebiet des Buntsandsteins stark ausgeprägt ist. Rotbraun sind die Auelehme der Wohra und auch der Lahn S' Cölbe, während sie oberhalb des Wetschaftzuflusses graubraun und im Schiefergebirge grau gefärbt sind.

Die dunkelgraue Farbe des Auelehms bei Kirchhain ist auf eine semiterrestrische Bodenbildung zurückzuführen, denn der mittlere Grundwasserspiegel liegt in diesem Boden über 100 cm. In dem Aufschluß, in dem die Probe 6 genommen wurde, konnte jedoch der rostfleckige Go-(Oxydations-)Horizont nicht gefunden werden, obgleich die fahlgraue Farbe auf einen Gleyboden deutete. Ähnliche Bodenverhältnisse finden sich auch in der Schweinsberger Depression; hier scheint die Absenkung noch stärker gewesen zu sein, so daß die Auelehmsedimentation die Senkungsbeträge nicht eliminieren konnte und sich neben den grundwasserbedingten Gleyböden Moore bildeten. Ist hier die Färbung in erster Linie eine Folge der Bodenentwicklung, so zeigen die Auelehme in anderen Gebieten eine deutliche Abhängigkeit von den Gesteinen im näheren und weiteren Einzugsgebiet. Dabei haben die Prozesse, die bei der Bildung der Auenböden auf die feinen Sedimente der Flußniederungen einwirkten, kaum einen Einfluß. Charakteristisch für die Böden aus Auelehm ist ein Braunerde-Gley mit einem meist recht mächtigen Gor-Horizont, wie es ein Aufschluß bei der Lahnverlegung in Marburg-Süd zeigt:

0 – 30 cm	Ah-Horizont: grauer, mäßig humoser, sandiger Lehm von Krümelgefüge
30 – 50 cm	Bv-Horizont: graubrauner, sandiger Lehm von Kohärentgefüge
50 – 65 cm	Go-Horizont: rostfleckiger, sandiger Schluff bis Lehm von Prismengefüge
65 – 120 cm	Gor-Horizont: grauer, rostfleckiger sandiger Schluff bis Lehm von Prismengefüge; bei 115 cm Laacher Bims (Trachyttuff)
über 120 cm	Schotter, braunrot

¹⁰ Abb. 20

Fossile Bodenbildungen, wie sie von *Rohdenburg* (1965,65) aus der Tal-
 aue der Leine im Gebiet Göttingen-Northeim beschrieben werden, wurden weder
 im Auelehm der Lahn noch in dem der Nebenflüsse gefunden¹¹. Eine Abhängigkeit
 von den Einzugsgebieten zeigt neben der granulometrischen Analyse die mineralo-
 gische Zusammensetzung der *Tonfraktion* der Auelehme¹². Allerdings kommen die
 erwarteten Unterschiede in der Tonmineralgarnitur nicht immer in aller Schärfe
 heraus. Im Lahntal sind Illit und untergeordnet Kaolinit regelmäßig vertreten. Dazu
 sind – besonders im Bereich des Schiefergebirges – die 14 Å-Mineralen (Muskovit-
 Chlorit-Vermiculit) als dritte Gruppe typisch. Das Röntgendiagramm der Wohra-
 Probe (7) zeigt analoge Verhältnisse; daraus ist zu schließen, daß sich der sehr
 feinkörnige Auelehm der Wohra aus Verwitterungsmaterial des Kellerwaldes zu-
 sammensetzt. Die Röt-Tone, die an verschiedenen Stellen im Burgwald anstehen,
 üben nur einen geringen Einfluß auf den Tonmineralgehalt der Wohra-Auelehme
 aus, denn die oft recht hohen Anteile an Kaolinit und Montmorillonit dieser
 Tone¹³ wirken sich nicht weiter aus. Während sich bei der Lumda (9) und der
 Zwester Ohm (4) der nahe Vogelsberg durch ein erstes Auftreten von Mont-
 morillonit und wahrscheinlich auch Halloysit bemerkbar macht, ist dieser basal-
 tische Einfluß bei der Probe 6 des Amöneburger Beckens nicht zu übersehen. Bei
 Lumda und Zwester Ohm sind es die mesozoischen und tertiären nichtvulkanischen
 Sedimente, die das Bild bestimmen, doch die Sedimentation in das Amöneburger
 Becken scheint hauptsächlich vom Vogelsberg her zu erfolgen. Neben Mont-
 morillonit tritt Halloysit auf. Beide Tonminerale sind typisch für den Vogelsberg.
 Da der Halloysit sich röntgenographisch nicht vom Kaolinit unterscheiden läßt,
 wurden elektronenmikroskopische Aufnahmen sowohl von Ohm- (6) als auch von
 Lahnsedimenten (1-2) angefertigt. Es stellte sich heraus, daß der Halloysit nur dem
 Ohmmaterial beigegeben ist¹⁴. Das Röntgendiagramm der Ohmprobe hat eine auf-
 fallende Ähnlichkeit mit dem Diagramm, das zu Vergleichszwecken aus stark
 verwittertem Basaltgeröllmaterial (33 a) angefertigt wurde.

Diese Ergebnisse stimmen mit den Beobachtungen in anderen Gebieten überein.
 Eine deutlich ausgebildete Halloysitdominanz erkennt *Hostermann* (1960,287ff.) in
 Tonen, die aus tertiären Basalten des Columbia-Flusses hervorgegangen sind. Für die
 Bildung des Halloysit nimmt er eine Zeit an, in der das Relief des Gebietes relativ
 flach und ausgeglichen und das Klima warm und feucht waren. *Beutelspacher & van
 der Marel* (1962,24) zeigen anhand sehr umfangreicher Untersuchungen an
 tropischen Böden, daß „sich z. B. in Java, Sumatra und Celebes dort Halloysit
 bildet, wo die jährliche Niederschlagsmenge 2 000 bis 3 000 mm beträgt. In diesen
 Gebieten werden die Regenfälle nur von kurzen Trockenperioden unterbrochen“.
 Nach *Mückenhausen* (1966) sind Halloysit und Metahalloysit für vulkanische
 Gesteine charakteristisch; so konnten in lateritischen, z. T. umgelagerten Böden des
 Vogelsberges Halloysit-Nädelchen elektronenmikroskopisch nachgewiesen werden.
 Auch tritt Halloysit in den Auelehmen des Rheins unterhalb des Neuwieder
 Beckens auf; *Mückenhausen* (1966) schließt daraus, daß hier Tuffe ein- und um-
 gelagert worden sind. Für das Neuwieder Becken kann *Mückenhausen* aufzeigen,

¹¹ Vgl. *Schönhals* 1954

¹² Abb. 18 A und 19 A

¹³ Vgl. *Scheffer & Schachtschabel* 1966

¹⁴ Die Lahnprobe 1-2 wurde oberhalb der Ohmmündung entnommen.

daß unter gleichen Bedingungen sowohl klimatisch als auch zeitlich aus Trachyttuff eine Halloysitdominanz hervorgeht, während auf Löß vorwiegend Illit gebildet wird. Ganz allgemein jedoch dürfte die Halloysitbildung an vulkanisches Ausgangsmaterial und an ein warmes und feuchtes Klima gebunden sein, denn für ein gemäßigt humides Klima ist in einem basischen Milieu, d. h. bei reichlichem Vorhandensein von Mg- und Ca-Ionen, die Montmorillonitbildung bevorzugt. So zeigen denn auch die rezenten Böden aus Basalten kaum Halloysit, sondern als charakteristisches Tonmineral Montmorillonit¹⁵. Es wird deutlich, daß das Klima einen großen Einfluß auf die Halloysit- bzw. Montmorillonitbildung ausübt. Findet sich Halloysit in meinen Proben, so muß daher damit gerechnet werden, daß 1. das Material aus dem basaltischen Vogelsberg stammt und 2. daß es sich um ein fossiles, wahrscheinlich altpleistozänes oder tertiäres Verwitterungsprodukt handelt. Aus diesem Grunde ist es verständlich, daß die Probe 6 nur wenig Halloysit, aber vergleichsweise viel Montmorillonit aufweist – natürlich in Gesellschaft anderer Tonminerale. Der Auelehm der Ohm enthält demnach einen geringen Anteil mehrmals umgelagerter altpleistozäner bzw. tertiärer Verwitterungsprodukte, denn in jüngerer Zeit bildete sich als charakteristisches Tonmineral Montmorillonit.

Als nächstes soll die Frage der *Altersstellung* der Auelehme beantwortet werden. *Reichert* (1953) spricht von einer atlantischen, meist sogar frühmittelalterlichen Ausbildung der Auelehme nord- und mitteleuropäischer Flüsse aufgrund der in den Auelehmen eingelagerten Torfe, Trachyttuffe und vor- und frühgeschichtlichen Funde.

Auch in meinem Arbeitsgebiet sind die Auelehme mit Trachyttuffen und Torfen verknüpft. *Schäffer* (Diss. Gießen 1851, zit. nach *Lang* 1955,73) erwähnt, daß beim Eisenbahnbau Marburg-Gießen eine Reihe von Tuffvorkommen im Auelehm angetroffen wurden. Die Tiefenangabe der Tuffe im Auelehm ist nicht genau; sie bewegt sich zwischen 0,5 und 1,8 m. Aufgrund von Analogieschlüssen nimmt *Lang* (1955,73) an, daß unterhalb der Trachyttuffe noch gut 1 m Auelehm ansteht. Bei der Lahnverlegung in Marburg-Süd war der Auelehm an mehreren Stellen gut aufgeschlossen. Dicht über den Schottern waren in den untersten Auelehmhorizonten zuweilen Trachyttuffe eingelagert. Während *Rohdenburg* (1965,65) im Auelehm der Leine bei Edesheim ein Tuffband findet, das „auf mehreren hundert Metern Aufschlußlänge mit annähernd gleicher Mächtigkeit durchzieht, was nur bei relativ kurz auf die Ablagerung folgender Fossilierung durch den Auelehm erklärt werden kann“, deuten die Verhältnisse bei Marburg auf einen umgelagerten, zumindest aber teilweise abgetragenen Tuff hin. Die Datierung des Laacher-See-Tuffes ins mittlere Alleröd ist durch zahlreiche Pollendiagramme und C¹⁴-Bestimmungen gesichert¹⁶; somit darf man den Beginn der Auelehmsedimentation im Mittellahntal ins Alleröd stellen. Eine Auelehmlagerung „schon erheblich vor der Allerödzeit“¹⁷ oder „vielleicht schon im jüngsten Pleistozän“¹⁸ ist nicht zu beweisen, da sich diese Altersstellungen auf die von *Schäffer* (1851) nur ungenau angegebenen Tuffvorkommen im Marburg-Gießener Lahntal stützen.

N^o Marburg fehlt der Tuff in den Sedimenten. Zahlreiche Handbohrungen im

¹⁵ Vgl. *Scheffer & Schachtschabel* 1966; *Mückenhausen* 1962 und 1966

¹⁶ *Frechen* 1953 und 1959b; *Frechen & Boom* 1959 u. a.

¹⁷ *Lang* 1955,73

¹⁸ *Kockel* 1958,166 aufgrund der *Langs*chen Ergebnisse

Auelehm zwischen Cölbe und Göttingen, bei denen die liegenden Schotter stets erreicht wurden, brachten keinen Tuff hervor. *Correns* (1934,28) macht darauf aufmerksam, daß bei Buchenau in den hier recht beträchtlichen Hochflutlehmablagerungen der Lahn viele kleine Hufeisen, wie sie auch bei der Burgruine Hohenfels ausgegraben wurden, gefunden wurden; danach wäre der Auelehm im oberen Lahntal in historischer Zeit entstanden¹⁹. Diese Angaben sowie die Korngrößenanalysen²⁰ zeigen, daß mit einem Wandern des Umschwunges von der Schotter-sedimentation zur Auelehmablagerung lahnaufwärts gerechnet werden muß. Im Mittellahntal erfolgte die Auelehmbildung seit dem Alleröd; hier – wie im Leinetal²¹ – dürften tektonische Vorgänge eine nicht unwesentliche Rolle gespielt haben. Im Oberlahntal dagegen dauerte die Schotterakkumulation bis in historische Zeit fort²². Für den Beginn der Auelehmsedimentation bei Kirchhain im Amöneburger Becken ermittelte *Lang* (1954 und 1955) die Wende Ältere Dryas-/Allerödzeit, denn Tuffe stehen hier in Verbindung mit Torfen an, die – pollenanalytisch ausgewertet²³ – die stratigraphische Einordnung des Umschwunges von der Schotter- zur Auelehmablagerung aufzeigen.

Die angeführten Befunde bekräftigen die Tatsache, daß im mittleren Lahntal und auch im Amöneburger Becken die Auelehmbildung und besonders die stellenweise recht große Mächtigkeit der Ablagerungen von tektonischen Vorgängen stark beeinflußt wurde. Die Absenkungen müssen in jüngster Zeit recht hohe Beträge erreicht haben und dauern heute noch an. Die pollenanalytischen Untersuchungen zeigen, daß die Auelehmsedimentation in den Senkungsgebieten auch schon vor der Zeit der „Inbesitznahme des Landes durch den Menschen“²⁴ hohe Werte erzielte.

Die Schotterfüllung der Täler

Über die Mächtigkeit der von den Auelehmen stets bedeckten Flußschotter gibt Abb. 13 Auskunft. Die unterschiedliche Ausbildung hat zumeist tektonische Ursachen. Im Mittellahntal und im Amöneburger Becken haben die Flüsse durch verschieden starke Aufschotterung die Schollenbewegungen auszugleichen versucht; die gesamte Talfüllung erreicht folgende Werte:

Sterzhausen 9.5 und 12.0 m,
 Goßfelden 10.3 m,
 Wasserwerk Cölbe über 13.0 m,
 bei der Ohmmündung 10.7, 10.3 und 11.2 m ,
 Wehrda 5.5, 6.0 und 7.2 m,
 Marburg-Nord 10.4 und 10.7 m, Marburg-Süd über 14.0 m,
 Cappel/Steinmühle 10.7 und 11.8 m.

Im Amöneburger Becken sind u. a. folgende T1-Mächtigkeiten bekannt:

Mardorf 16.0 und 18.0 m,	Schönbach 11.9 und 13.9 m,
Kirchhain über 16.0 m,	Bürgeln bis 13.0 m ²⁵ .
Wohratalmündung bis zu 16.5 m,	

¹⁹ *Correns* 1934,29; vgl. *Lang* 1955,74.

²⁰ Abb. 14 A und 15 A. besonders Probe 3

²¹ *Rohdenburg* 1965,65f.

²² Vgl. auch die Arbeiten von *Bremer* 1959; *Strautz* 1962 (zit. nach *Rohdenburg* 1965,66); *Lüttig* 1960; *Klimaszewski* 1959,57; *Kessler* 1962; *Rohdenburg* 1965.

²³ Abb. 22

²⁴ *Rohdenburg* 1965,67

²⁵ Vgl. *Lang* 1955,88f.; *Höltling & Stengel-Rutkowski* 1964,18f.: Anhang Bohrungen

Da die Schotter sedimentation an der Wende Ältere Dryas-/Allerödzeit in eine Auelehmsedimentation im Mittellahntal sowie im Amöneburger Becken überleitete, hat man es hier mit einem älteren Sediment zu tun, dessen sedimentpetrographische Beschaffenheit zunächst erläutert werden soll.

Drei Proben wurden der Schotterfüllung des Lahntales entnommen²⁶: 10 bei Sterzhausen an der Oberlahn, 11 bei Cappel (Kläranlage) und 12 bei Bellnhausen. Die Korngrößenzusammensetzung ist aus den Abbildungen 14 A und 15 B ersichtlich. Während die Schotter der oberen Lahn gröber ($M_d=26\ 000$) und besser sortiert ($S_0=2,24$) sind, zeigen die Sedimente der Mittellahn M_d - und S_0 -Werte, die mit denjenigen der Terrassensedimente in etwa vergleichbar sind²⁷. Daraus ergeben sich für die Bedingungen zur Zeit der Ablagerung an der oberen Lahn eine starke Strömungsgeschwindigkeit ohne große Schwankungen, für den Mittellahnlauf eine geringere Strömung, jedoch mit turbulenterer Wasserführung. Die petrographische Zusammensetzung der Schotter²⁸ spiegelt das Einzugsgebiet und die mechanische und chemische Seigerung während des Transportes wider. Die Ergebnisse decken sich mit den von *Lang* (1955) beschriebenen Schotteranalysen der von der Lahn „heute noch transportierten Gerölle“²⁹. *Lang* (1955) macht in seiner Arbeit keinen Unterschied zwischen den rezenten Schottern der Flüsse und der Schotterfüllung der Talungen, die von den Auelehmen überdeckt werden. Auch wird nicht angegeben, wo und wie die Proben genommen wurden, so daß sich nicht erkennen läßt, ob es sich nicht bei *Langs* „rezenten“ Schottern vielleicht um Gerölle der Talfüllung handelt.

In den erbohrten Schottern im N' Amöneburger Becken erkennt *Lang* (1955,85) „eine Mischung aus den Sedimenten von Ohm, Wohra und Klein“. Für die Schweinsberger Depression wird ein weitaus größerer Basaltanteil an den Sedimenten vermutet. Nicht nur die rezente Geröllführung der Ohm weist darauf hin, sondern auch die Auswertung von zwei Bohrungen bei Mardorf durch *Höltling*³⁰. Es wird ausdrücklich vermerkt, daß die 16 bzw. 18 m mächtigen holozänen und pleistozänen Sedimente Basaltkomponenten enthalten³¹.

Viele Kriterien sprechen für eine *würmzeitliche* Schotterakkumulation der Talfüllung in meinem Arbeitsgebiet³². Die post-allerödzeitlichen hangenden Auelehme, in die die Schotter sedimentation überleitet, zeugen für ein mindestens würmzeitliches Alter. *Ahlburg* (1916,351f.) konnte zeigen, daß der Älteren von Laacher-See-Tuffen bedeckten Niederterrasse des Rheins morphologisch der breite, flache Talboden der Lahn entspricht, d. h. mit dem Schotterkörper der rheinischen äNT kann die Schotterfüllung des Mittellahntales parallelisiert werden. Absolute Zeitmarken, wie Fossilien und Artefakte, sind aus den T1-Schottern der Lahn nicht bekannt.

²⁶ Abb. 14 A, 15 B, 17 A

²⁷ Vgl. Tabelle I im Anhang

²⁸ Abb. 17 A

²⁹ *Lang* 1955,52

³⁰ *Höltling & Stengel-Rutkowski* 1964

³¹ Aus dem Bereich des Amöneburger Beckens wurden mir leider keine Sedimentproben zugänglich. Das Wasserwirtschaftsamt Biedenkopf überließ zwar *Lang* etliche Proben zur Untersuchung, dessen Ergebnisse ich oben erwähnte. Ich bekam jedoch auf wiederholte Anfragen keine Antwort. – *Lang* gibt zwar über die petrographische Beschaffenheit der Proben Auskunft, doch er sagt nichts über deren Altersstellung.

³² Vgl. auch *Lang* 1955,177

Morphologische Kriterien jedoch deuten darauf hin, daß es sich um eine kaltzeitliche Ablagerung handelt. Im Zusammenhang mit den Universitätsneubauten am Krumbogen in Marburg und der Lahnverlegung nahe dem Marburger Südbahnhof waren die T1-Schotter gut aufgeschlossen. Am Krumbogen konnte eine Verzahnung eines Solifluktionshorizontes mit den Schottern nachgewiesen werden. Beim Südbahnhof zeigte ein Aufschluß eine konkordante Schichtenfolge von den Schottern bis zum Auelehm³³. Eine Schichtlücke oder eine fossile Bodenbildung, wie sie eine Unterbrechung der Sedimentation an der Grenze T1-Schotter/Auelehm ausgebildet hätte, war nicht zu erkennen³⁴. Ein zweites Profil, das dem rechten Lahnufer näher gelegen ist und auch bei der Lahnumlegung aufgeschlossen war, deutet auf eine Unterbrechung der Akkumulation hin. Die liegenden Schotter sind infolge einer fossilen Bodenbildung braunrot gefärbt diskordant lagern die Auelehme auf. Das Nachlassen der fluviatilen Aktivität, wie es das Profil in Abb. 21 in einem langsamen, jedoch rhythmischen Übergang von groben zu feinen Sedimenten ausdrückt, ist in dem vorliegenden Profil abrupt. Diese Beobachtungen widersprechen sich keineswegs; vielmehr muß angenommen werden, daß neben dem Bereich der „Schotteraue“ auch größere, über längere Abschnitte stabile Bereiche, in denen sich ausgeprägte Böden entwickeln konnten, bestanden haben³⁵. Die unterschiedliche Schotterakkumulation wird auch von *Lang* (1956) belegt. In der Baugrube des Marburger Physikalisch-chemischen Institutes an der Biegenstraße findet *Lang* (1956) die Anzeichen einer Bölling-Wärmezeit; darüber lagern Torfe der Älteren Tundrenzeit und des Alleröd-Interstadials.

Ein spätglazialer Einschnitt, wie er an vielen Mittelgebirgsflüssen ausgebildet ist, fehlt an der mittleren Lahn. Da er auch im Amöneburger Becken nicht zu finden ist, dürften die jungen tektonischen Bewegungen Ursache dafür sein³⁶.

Aus all dem Gesagten ergeben sich nur wenig Anhaltspunkte für eine Rekonstruktion der spätwürmzeitlichen Schotteraue der Lahn und der Ohm. Aber sicherlich wurde die Schotterakkumulation durch die besondere tektonische Situation auf engstem Raum von Sand-, Auelehm- und Torfbildungen abgelöst. Ob zu dieser Zeit bereits eine Sedimentation von Geröllen im oberen Lahntal stattfand, ist ungewiß. Von den Nebentälern wurden Schuttfächer und Schwemmkegel in das Mittellahntal vorgeschoben; Solifluktionsmaterial gelangte von den steilen Hängen ins Tal. Nur ein periglazialer Fluß konnte die anfallenden Schottermassen auf der ganzen Talbreite talabwärts bewegen. Aufgrund der Deckschichten muß man für die Bildung der T1-Schotter die Würmzeit heranziehen, doch ist nicht klar, wann der Höhepunkt der Aufschotterung war. Vermutlich ist er klimatisch bedingt, obgleich die großen Mächtigkeiten der Talfüllungen im Mittellahntal und im Amöneburger Becken nur im Zusammenhang mit einer tektonischen Absenkung zu verstehen sind.

³³ Abb.21

³⁴ Vgl. Profil 1, das ebenfalls einen Übergang von der Schotter- zur Auelehmfazies anzeigt.

³⁵ Vgl. *Willerding* 1960 (zit. nach *Rohdenburg* 1965,65). – Da keine Proben entnommen werden konnten, sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß nicht gesichert ist, ob die Verbraunung durch Fe-Freisetzung, also durch einen echten Verwitterungsprozeß, oder durch eine Anhäufung braun gefärbter organischer Substanzen erfolgte. Andererseits kann die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, daß es sich hier nicht um einen T1-, sondern um einen T2-Schotter handelt.

³⁶ Analoge Verhältnisse beschreibt *Rohdenburg* 1965,64 aus dem Leinetalgraben bei Göttingen.

5.2. Die 2-4m-Terrasse (T2)

Abb. 12 zeigt die Verbreitung der 2-4m-Terrassen im Arbeitsgebiet. Am besten ist sie am Marburger Südbahnhof ausgebildet; bei Goßfelden, Roth, Lollar und Bürgeln (Ohm) tritt sie morphologisch wie geologisch weniger in Erscheinung.

Aus dem T2-Schotterkörper am Marburger Südbahnhof wurden die Proben 13 und 14 aus ca. 1,5 m Tiefe entnommen. Die petrographische Zusammensetzung der Proben³⁷ zeigt keine Unterschiede gegenüber den T1-Schottern.

Ungleich wichtiger als die sedimentpetrographischen Untersuchungen für eine Unterscheidung der T1- von den T2-Ablagerungen ist die Auswertung der Deckschichten. Es zeigt sich nämlich, daß die 2-4m-Terrasse beim Marburger Südbahnhof von einem sandig-schluffigen, lößähnlichen Material überdeckt wird. Kleine, wenig zugerundete Buntsandsteingerölle sind oft eingelagert. Die Kornsummenkurven und die Häufigkeitspolygone lassen nähere Aussagen über die Herkunft der Deckschichten zu³⁸. Es handelt sich um ein „zweiphasiges Sediment“, das neben einem recht beträchtlichen Lößanteil Verwitterungsmaterial des Buntsandsteins enthält. Nach der Zusammensetzung ist es ein Material, das vorwiegend den Buntsandsteinhängen entstammt, dem aber auch ein großer Anteil Löß beigemischt ist und das wohl durch Hangabspülung, weniger durch solifluidale Vorgänge transportiert worden ist. Auf derartige, unter kaltklimatischen Verhältnissen ablaufende Prozesse haben schon *Mortensen* (1930b) und *Poser* (1932, 1936) hingewiesen³⁹.

Die Deckschichten auf den T2-Schottern unterlagen einer Bodenbildung; manchmal greift der Bv-Horizont dieser Braunerden in den T2-Schotter über.

Die morphologische Ausbildung der T2-Schotter als deutlich angelegte 2-4m-Terrasse und die Deckschichten⁴⁰ weisen auf einen Wechsel der Gestaltungsphasen bei der Anlage der T2- und T1-Ablagerungen hin. Beide Schotterkörper sind aufgrund der sedimentpetrographischen Ergebnisse ins Würmglazial zu stellen. Der umgelagerte Löß widerspricht dieser zeitlichen Zuordnung nicht⁴¹.

Eine Gliederung pleistozäner Schuttdecken gibt *Semmel* (1964 und 1966); die solifluktiven Ablagerungen lassen sich nach ihm im wesentlichen in drei verschiedene Schuttdecken mit typischen Eigenschaften unterteilen. Am weitesten verbreitet ist der „Deckschutt“, der eine relativ geringe äolische Komponente sowie eine annähernd gleichbleibende Mächtigkeit besitzt. Darunter folgt meist ein lößfreier Schutt, der „Basisschutt“, der oft gut geschichtet ist. Zwischen beiden liegt zuweilen ein Schutt mit starkem Löß- und Lößlehmgehalt („Mittelschutt“). Die Bildung des Basisschuttes fand kurz vor, besonders aber nach dem Paudorf-Interstadial statt. Der Mittelschutt entstand während oder nach kräftiger Lößakkumulation, während der Deckschutt in die Jüngere Tundrenzeit gestellt wird⁴².

³⁷ Abb. 17 A. Vgl. auch die Korngrößenanalysen

³⁸ Abb. 14 B und 15 B

³⁹ Auf dem 36. Deutschen Geographentag 1967 betonte *Büdel* ausdrücklich, daß im periglazialen Gebiet Spitzbergens die fluviatile Abtragung die solifluidale bei weitem übertrifft. Das nämlich zeigten die Beobachtungen und Messungen zur Hangabtragung in dem relativ feuchten Sommer 1967.

⁴⁰ Alle Proben entstammen dem Bv-Horizont.

⁴¹ Vgl. besonders *Rohdenburg* 1965, 48 u. 64.

⁴² *Schönhals* (1951, 1954, 1959a) weist auf eine spätwürmzeitliche äolische Deckschicht in den hessischen Mittelgebirgen hin, die der Jüngeren Tundrenzeit angehört; aus diesen Deckschichten ist in der Regel eine Braunerde hervorgegangen.

Während *Rohdenburg* (1965) einen autochthonen Löß auf der Leine-NT beobachtet, bestehen die Deckschichten der T2-Terrasse von Marburg-Süd eher aus einem „Mittelschutt“ im Sinne *Semmels* (1966), obgleich ich keinen solifluidalen Transport für diese Sedimente annehmen möchte. Daraus ergibt sich ein jungwürmzeitliches Alter der Deckschichten; die T2-Terrasse ist demnach im Mittel- (bzw. Alt-)Würm gebildet worden. Die T1-Schotterakkumulation fand im Jungwürm statt, die Auelehmsedimentation im ausgehenden Jungwürm und Holozän.

5.3. Die 8-12m-Terrasse (T3)

In Abb. 23 sind die Reste der T3-Terrassen eingetragen. In der Landschaft treten sie als morphologische Formen ± deutlich in Erscheinung. An der Mündung des Michelbacher Baches ist eine scharf ausgeprägte, mit einer ca. 7 m hohen Wand ins Lahntal abfallende Terrasse vorhanden, die sich noch ein Stück in das Seitental hinein verfolgen läßt und in die der Michelbacher Bach eine junge Erosionskerbe eingeschnitten hat. Von Göttingen bis zum Sportplatz Unterrospe ist dieses Niveau ebenfalls zu verfolgen. Am Cölber Sporn scheint eine T3-Felsterrasse ausgebildet zu sein. Eine unterschiedliche Höhenlage zeigt die Oberkante der Terrasse in Marburg von der Alten Kasseler Straße (beim Güterbahnhof) bis zu dem Tälchen, das von der Abdeckerei kommt. Auch hier setzt sich die Terrasse als ein älterer, sich allmählich immer höher erhebender Talboden in das Tälchen fort. Zwischen Marburg und Marburg-Ockershausen deutet eine Geländekante das T3-Niveau an. Die beste Ausbildung der 8-12m-Terrasse, jedoch weniger morphologisch sondern vielmehr geologisch, befindet sich zwischen Marburg-Süd und Cappel. Hier wird die Terrasse, wie auch bei Wolfshausen, wo sie mit einer ca. 8 m hohen Stufe zur 2-4m-Terrasse abfällt, durch mehrere kleine Tälchen zerschnitten. N' Gisselberg münden zwei kleine Täler im T3-Niveau ins Lahntal. Weitere Reste dieser Terrasse sind zu beiden Seiten der Zwester Ohm-Mündung in die Lahn, zwischen Staufenberg und Odenshausen auf der linken Talseite, bei Ruttershausen und bei Wißmar ausgebildet⁴³.

Im folgenden sollen einige Aufschlüsse der T3-Terrasse aus dem Gebiet zwischen Marburg und Cappel dargestellt werden. Das Profil 19 in Abb. 24 entstammt der Baugrube der Raiffeisenkasse in der Frauenbergstraße beim Marburger Südbahnhof. Da erst 7 m unter der Oberfläche Sandsteine des su anstehen, darüber aber toniges Material lagert, mußten die Fundamente unvorhergesehen einige Meter tiefer gelegt werden, wodurch der Schotterkörper bis in über 6 m Tiefe aufgeschlossen wurde. Die Basis des Schotterkörpers kommt damit etwa in der Höhe der rezenten Talaue (177,5 m NN) zu liegen. Die Abfolge der Sedimentation war nicht einheitlich. An der Ostflanke des Aufschlusses, d. h. zum Hang des Richts-Berges hin, befindet sich der Rest eines älteren Schotterkörpers⁴⁴. Die Gerölle zeigen eine fluviatile Schichtung, die von zwei Eisen-Mangan-Krusten ± horizontal durchsetzt werden, was auf eine Schwartenbildung infolge des Grundwassereinflusses hindeutet. Die Verlehmung der Schotter (19-4) ist gering⁴⁵, jedoch mit 2 % Tonsubstanz in der Gesamtprobe ist sie höher als bei den Schottern von T1 und T2. Es darf ange-

⁴³ Vgl. hierfür und für die folgenden Ausführungen auch Abb. 49 (Beilage)

⁴⁴ Nach mdl. Mitt. des Bauleiters unterlagern „helle, tonige Kiese“ (0,5 m) die T3-Schotter.

⁴⁵ Abb. 14 B, 15 C

nommen werden, daß – wenn überhaupt eine Bodenbildung diese Ablagerungen überprägte – diese nachträglich wieder vollkommen erodiert worden ist. Von der uMT des Rheins berichtet Paas (1961,194), daß von den fossilen Böden meist nur noch die unteren Bodenhorizonte erhalten sind. An der unteren Werra beobachtet Garleff (1966), daß Phasen chemischer Verwitterung von Phasen starker Hangabspülung und solifluidaler Bewegung abgelöst werden, in denen die fossilen Bodenbildungen zum großen Teil wieder ausgeräumt wurden. Rohdenburg (1965,53f.) spricht von einer „Tabula rasa“ im Zusammenhang mit dem Fehlen interglazialer Böden.

Nach der Erosionsphase erfolgte die Sedimentation des tonigen Schluffs der Probe 19-3. Dieses Material entspricht aufgrund der Kornverteilung weniger den post-allerödzeitlichen Auelehmen als vielmehr der Kornzusammensetzung von umgelagerten Lössen. Das Röntgendiagramm und die elektronenmikroskopische Aufnahme von 19-3 ähneln den Auelehmproben der Lahn⁴⁶. Illite und Hydroglimmer herrschen vor, daneben treten nur einige Kaolinite auf. Halloysit wurde nicht gefunden. Es darf daher angenommen werden, daß es sich bei diesen Ablagerungen um einen rißzeitlichen, umgelagerten Löß handelt, der aus Lahnschottern ausgeweht und hier später abgesetzt wurde. Die Sedimentation fand wahrscheinlich in einem abgeschnürten Flußarm statt, denn an der Böschung zum Marburger Südbahnhof, an der die T3-Terrasse angeschnitten wird, konnte nur – wie auch an der E' Aufschlußwand – ein etwa 10 cm mächtiger Horizont von gleichem Material erbohrt werden (Probe 23-1).

Über dem tonigen Schluff lagert ein ca. 2,5 m dickes Schotterpaket, das eine erneute Akkumulationsphase verkörpert. Die Grenze zum liegenden Feinmaterial ist als rhythmisch gewellte Fläche ausgebildet, ein Phänomen, das sich durch eine Schotterbewegung in Form einer wandernden Grundwalze⁴⁷ erklärt. Für eine sehr turbulente Strömung bei der Ablagerung von 19-2 und 19-1 sprechen auch die S_o -Werte dieser Proben⁴⁸. Im Hangenden werden die Schotter von einer schwach geneigten, mit größeren Sandsteinbrocken versehenen Fließerde gekappt. Aus der Korngrößenanalyse von 19-2 und 19-1 wird eine deutliche Zunahme der Tonsubstanz, d. h. der Verlehmung bzw. Bodenbildung, von den liegenden zu den hangenden Schottern ersichtlich. Ein vollständiges fossiles Bodenprofil ist nicht mehr vorhanden, jedoch läßt die typologische Ausprägung (u. a. Entwicklungstiefe) und die stratigraphische Stellung innerhalb des Aufschlußprofils eine interglaziale Braunerde erkennen⁴⁹. Das Alter der Schotter ist somit mindestens riß-, die Bodenbildung eemzeitlich. Eine Erosionsphase, die in der darauffolgenden Würmzeit anzunehmen ist, hat die oberen Teile des fossilen Bodens durch frost-dynamische Prozesse verschiedenster Art weitgehend zerstört und beseitigt. Es ist eine bekannte Tatsache, daß das Ausmaß solifluidaler Vorgänge neben der Bodenfeuchtigkeit, Hangneigung, Vegetationsdecke etc. weitgehend von der Bodenart beeinflußt wird⁵⁰. Tonreiche Terrassensedimente müssen von der Solifluktion

⁴⁶ Abb. 18 B, 19 B

⁴⁷ Mortensen & Hövermann 1957

⁴⁸ Abb. 16 B

⁴⁹ Vgl. Brunnacker 1957, 1964, 1965; Mückenhausen 1954, 1958; Mückenhausen, Gerkhäusen & Kerpen 1959; Paas 1961; Fränzle 1965 u. a.

⁵⁰ Vgl. Büdel 1959; Rohdenburg 1965,53f.; Fränzle 1965,407 und 453; Jahn, zit. nach Ehlers 1967 u. a.

stärker beansprucht werden; *Büdel* (1959) sieht sogar den größten Unterschied zwischen der polaren und der pleistozänen mitteleuropäischen Solifluktion in der „Tonzufuhr“, die von den Interglazialböden bereitgestellt wird. Das Profil 19 zeigt aber nur einen sehr geringmächtigen Fließerdehorizont. Es ist zu vermuten, daß eine oberflächennahe Abspülung bei der Bodenverlagerung mehr Anteil hatte als die Solifluktion. Das steht mit der Feststellung *Rohdenburgs* (1965,54) in Einklang, daß nämlich „bei Ausräumung des Altwürm-Materials. . . Abspülung sehr wichtig war“. *Büdel* (1967b) räumt den Abspülungsprozessen auch in den polaren Gebieten bei der Hangabtragung größere Bedeutung ein als den solifluidalen Vorgängen, seitdem er einen regenreichen Sommer in Spitzbergen erlebt hat. Die Vorstellung von einem feucht-kalten Frühglazial mit Solifluktion und einem trocken-kalten Hochglazial mit Löß⁵¹ will *Rohdenburg* (1965,55) modifizieren: Eine stratigraphische Auswertung des „Umkippens“ von Solifluktion zu Lößakkumulation ist nur im Sinne einer Feinstratigraphie, nicht aber im großen stratigraphisch verwertbar. Auf das Profil 19 bezogen bedeutet diese Überlegung, daß die Ausbildung des Abspülungs-/Solifluktionshorizontes mit überlagerndem Schwemmlöß keine Aussagen über die Altersstellung der liegenden Schotter erlauben; erst in Verbindung mit der fossilen Bodenbildung ergibt sich ein rißzeitliches Alter der Schotterakkumulation, während im – wahrscheinlich feuchteren – Alt- (und Mittel-)Würm Die Abspülung und im Jungwürm die Akkumulation bestimmend waren.

Analoge Verhältnisse zeigte ein Aufschluß etwa 100 m weiter N⁵². Das Profil 20 befindet sich am Ausgang des Tales zwischen Richts-Berg und Glaskopf. Der tiefgründig verwitterte Sandstein des su wird von hellen, ± stark verlehnten Schottern überlagert; diese führen feine, außerordentlich glimmerhaltige Sandsteine des Paläozoikums, die völlig mürbe und bröckelig sind und denen die Feinsandfraktion einen hohen Glimmergehalt verdankt. Von diesen Schottern zieht eine langsam ausdünnende Zone ebenfalls heller, verwitterter Gerölle durch das gesamte Profil; zum Lahntal hin fällt sie ein. Eine Serie wohlgeschichteter Schwemmsande setzt den Profilaufbau zum Hangenden fort. Darüber stehen etwa 2 m Schotter- und Geröllmassen an, die von groben Buntsandsteinen durchsetzt sind, deren ϕ besonders in den tieferen Lagen mehrere Dezimeter betragen kann. Den Abschluß bildet ein Schwemmlöß, wie er aus Profil 19 bekannt ist.

Nach den Analysendaten ergeben sich ebenfalls auffällige Unterschiede der einzelnen Horizonte⁵³. Nur die Proben 20-6 und 20-4 gehören einem typischen Lahnschotter an; die Korngrößenverteilung zeigt ein Bild, das durch ein Maximum in der Fraktion 0,12 – 0,06 mm charakterisiert wird. Verursacht wird diese Spitze durch die Verwitterung der glimmerhaltigen Sandsteine, die nicht den Buntsandsteinschichten entstammen. Mit 8 bzw. 8,5 % Tongehalt an der Gesamtprobe sind sie mit der Probe 19-1 aus dem Bv-Horizont des Riß/Würm-Interglazialbodens vergleichbar. Merkwürdig ist die intensive Fe-, Mn- und Al-Verlagerung, die eine vollkommene Bleichung der Schotter zur Folge hat. Es ist nicht mit Sicherheit zu bestimmen, ob es sich hier um den Rest eines Pseudogleys handelt, obgleich die topographische Lage am Rande eines Tälchens und die verwitterten Sandsteine als

⁵¹ *Büdel* 1959,308; *Fränzele* 1959,296

⁵² Abb. 25. Siehe Lageplan auf Abb. 24.

⁵³ Abb. 14 B, 15 C, 16 B, 17 A, 18 B

Unterlage günstige Bedingungen für einen häufig wiederkehrenden Wechsel von Staunässe und Austrocknung schaffen. Auch spricht der hohe, röntgenographisch nachgewiesene Kaolinitgehalt des Materials für eine Verwitterung bei niedrigem pH. Der ermittelte relativ hohe pH-Wert von 6,0 bzw. 6,7 ist rezent und kann durchaus infolge der Bebauung und Bewirtschaftung des Gebietes angestiegen sein. Einer *älteren* Pseudovergleyung widerspricht er daher nicht. Die weiteren Analysendaten ergeben für diesen Schotter eine schlechte Sortierung ($S_0 = 17,7$ bzw. 19,2), dazu in der petrographischen Zusammensetzung ein abweichendes Bild: Der Kieselchieferanteil ist hoch, die Buntsandsteine treten zurück. Werden die Werte mit den T4-Sedimenten verglichen, so ergeben sich große Ähnlichkeiten hinsichtlich der Korngrößenverteilung, der quantitativen Schotteranalyse und der Röntgen-diagramme. Daher wird vermutet, daß es sich hier um solifluidal verlagertes Material handelt, daß einem älteren Schotter (T4) angehört. Die Fließerdezunge (25-5) lahnwärts bestätigt diese Annahme. Petrographisch unterscheidet sich 20-5 jedoch von 20-6 und 20-4; es sind vorwiegend Buntsandsteine, die aus dem Einzugsbereich des Tales stammen, von der Pseudovergleyung erfaßt und später solifluidal verlagert wurden.

Der Schwemmsand (20-3), der granulometrisch ein Aufbereitungsprodukt der su-Sandsteine mit einer gewissen Lößbeimengung darstellt, ist vermutlich eine Bildung des Rißglazials. Er ist geschichtet und wurde als Schwemmfächer am Ende des Tales ausgebreitet. Sein Einzugsbereich ist auf die unteren Hangpartien beschränkt, denn die Korngrößenanalyse stimmt mit der su-Probe 20-7 nahezu überein. Die Abtragungsverhältnisse waren zu seiner Ablagerungszeit wenig intensiv. Darauf folgte eine Zeit starker Materialaufbereitung und -verlagerung, wie die Schotter von 20-2 und 20-1 erkennen lassen. Über zwei Meter Sandsteingerölle mit Schiefergebirgskomponenten lagerten hier die sich in dem Tal sammelnden Wassermassen ab. Während des Riß/Würm-Interglazials erfolgte eine starke Verwitterung der Schotter. Ein 1 m mächtiger, letztglazialer Schwemmlöß schließt auch hier das Profil ab.

In Abb. 26 sind die Ergebnisse zusammengestellt. Zuerst wanderten infolge der Solifluktion die stark pseudovergleyten älteren Schotter (T4) hangabwärts. Die Pseudovergleyung ist ins Prä-Riß zu datieren, denn rißzeitliche Schotter akkumulierten darüber. Im Bereich des Talendes werden durch eine ausgeprägte Buntsandsteindominanz lokale Einflüsse sichtbar. Im Eem-Interglazial entwickelte sich auf den Schottern eine Braunerde, die in der nachfolgenden Kaltzeit (Würm) größtenteils wieder abgetragen wurde. Im Jungwürm entstand die Schwemmlößdecke, die sowohl die T3-Terrassenreste als auch die T2-Terrasse überzieht. Die sedimentpetrographischen Ergebnisse fügen sich ein: Die Korngrößenanalysen unterscheiden sich in ihrem Tongehalt (= Verlehmung) von den T2- und T1-Schottern. Auch petrographisch macht sich eine Veränderung bemerkbar⁵⁴. Quarz- und Kieselchieferanteile nehmen zu. Ebenfalls größer ist der Anteil der Buntsandsteine. Tertiärquarzite und Eisenkonkretionen sind häufig. Basaltkomponenten lassen den Ohm- und damit Vogelsbergeinfluß erkennen. Eine schöne Ergänzung der o. a. Beobachtungen brachte ein Aufschluß (21) an der Kreuzung Frauenbergstraße/Friedrich-Ebert-Straße in ca. 188 m NN, d. h. 12 m über der Lahntalau. Grobe Sandstein-

⁵⁴ Repräsentativ für die T3-Schotter sind 19-1, 19-2 und 19-4.

schotter zeigen, daß das Tälchen, das vom Langen Grund und von der Badestube kommt und die Terrassenfläche ein wenig zerschneidet, bereits in der Rißzeit bestanden und hier Buntsandsteingerölle aus dem nahen Einzugsbereich abgelagert haben muß. Ein Solifluktionshorizont mit eckigen Sandsteinblöcken von bis zu 40 cm ϕ begrenzt diese Ablagerungen gegen die hangenden Schotter. Letztgenannte werden von einem ca. 0,5 m mächtigen Schwemmlöß bedeckt. Das Material der Probe 21 wurde aus 1 m Tiefe entnommen. Korngrößenverteilung und petrographische Analyse sind denen von 20-6 und 20-4 sehr ähnlich. Auffallend jedoch ist der hohe Tongehalt von 21,5 % der Gesamtprobe, der niedrige pH-Wert von 4,1 und die Intensitäten der Zweischicht-Tonminerale des Röntgendiagramms. Die Elektronenmikroskop-Aufnahme erbrachte neben viel Illit und Hydroglimmer auch Kaolinit und Halloysit⁵⁵. Aus all dem spricht, daß hier Schotter sedimentiert wurden, die nicht dem lokalen Einfluß der Buntsandsteinberge unterworfen sind. Das Auftreten von Basalt und Halloysit dokumentiert den Vogelsbergeinfluß. Die starke Verlehmung, die Fe-Mn-Verkrustung der Mineralkörner und der pH-Wert zusammen mit der Tonmineralgarnitur weisen auf eine intensive Verwitterung; den Kriterien nach handelt es sich um einen kaum erodierten interglazialen braunlehmartigen Boden, wie er verschiedentlich auf Löß, Geschiebelehm und Terrassenmaterial während warmer Interglazialzeiten entstanden ist und von verschiedenen Autoren beschrieben wird. *Mückenhausen* (1954)⁵⁶ bezeichnet derartige Bodenbildungen mit Vorbehalt als sandigen Braunlehm im Sinne *Kubienas* (1953)⁵⁷. Da keine gefügekundlichen und die Dispersität und den Ionenaustausch betreffenden Untersuchungen von 21 vorgenommen wurden, soll an dieser Stelle auf die typologische Ansprache des Bodens verzichtet werden. Die Beobachtungen bekräftigen jedoch die Ansicht eines wärmeren Klimas während der Bodenbildung gegenüber den heutigen Temperaturverhältnissen, auch bei Berücksichtigung der topographisch äußerst temperaturbegünstigten Lage an einem SE-Hang⁵⁸.

Wie bei 20-6 und 20-4 schließt eine Betrachtung der Analysendaten die Zuordnung von 21 zu den T3-Schottern aus. Der S_o -Wert von 43,6 weist auf eine solifluidale Umlagerung hin⁵⁹; die quantitative Schotteranalyse und die intensive Bodenbildung machen ein Präriß-Alter wahrscheinlich.

Ca. 100 m SE' von 21 wurde die Probe 22 aus einer Baugrube gewonnen (186 m NN). Die Untersuchungen im Labor ergaben einen Tongehalt von 8,5 % und eine petrographische Zusammensetzung, die die Ergebnisse anderer Analysen ergänzt.

Aus dem T3-Niveau bei Roth stammen die Proben der Profile 24 und 25. Paläozoische Sandsteine, Grauwacken und paläozoische Quarzite sind neben Kiesel-schiefer und Quarz sehr reichlich vertreten. Die petrographische Analyse hebt sich

⁵⁵ Abb. 19 B

⁵⁶ Nach *Mückenhausen* (1954,82) ist der Braunlehm „gekennzeichnet durch ockerbraune bis rotbraune oder ockergelbe, leuchtende Farben, Humusarmut, Basenarmut, stark bewegliche kieselsäurereiche Tonsubstanz mit peptisiertem, leicht beweglichem Eisenhydroxyd, dichtes Gefüge, geringe Wasserdurchlässigkeit, Plastizität im feuchten Zustand, große Kohärenz bei Trockenheit, sehr kleine, irreversible Konkretionen von Eisenhydroxyd, scharfkantige, oft plattige Strukturelemente und intensive Verwitterung“.

⁵⁷ Nach *Paas* (1961) könnte man von einem „braunlehmartigen gelblichroten Interglazialboden“ sprechen.

⁵⁸ Vgl. *Dickel* 1966

⁵⁹ Eine starke Verlehmung infolge Bodenbildung erhöht ebenfalls den S_o -Wert.

deutlich von allen anderen Proben ab. Daß es sich hierbei um umgelagerte Zechsteinschotter handelt, die an den Hängen ringsum anstehen, macht ein Vergleich mit den Zechsteinkonglomeraten deutlich. Vielleicht weist auch der höhere Montmorillonitgehalt der Tonfraktion⁶⁰, wie er bei Zechsteinablagerungen häufig zu finden ist⁶¹, auf das Herkunftsgebiet hin. Die weniger widerständigen Komponenten Tonschiefer und Diabas wurden nicht gefunden; sie scheinen der Verwitterung zum Opfer gefallen zu sein.

Bei der Betrachtung der Ergebnisse fällt auf, daß zwei weitere Proben im großen und ganzen nicht mit den zwischen Marburg-Süd und Cappel sedimentierten Schottern übereinstimmen. Die Probe 26 entstammt einem Schotter beim Bahnhof Kaldern etwa 7 m über der Lahnaue. Korngrößen- sowie petrographische Analyse werden durch den Einfluß des Schiefergebirges bestimmt. Ein ähnliches Bild zeigt 27 hinsichtlich der quantitativen Schotteranalyse, doch für die Kornverteilung ist der Ort der Probenahme von Bedeutung. Während die Sandfraktion 0,25-0,06 mm bei 26 völlig zurücktritt⁶², ist bei den Häufigkeitspolygonen von 27 gerade hier ein Maximum ausgeprägt, obgleich die Probe der T3-Terrasse bei Ruttershausen entnommen wurde und damit aus einem Gebiet paläozoischer Gesteine stammt. Doch die Lahn hat zuvor das Gebiet der Zechstein- und Buntsandsteinsedimente gequert, was sich in der Kornverteilung des Materials < 2 mm unverkennbar, bei der petrographischen Zusammensetzung jedoch weniger bemerkbar macht.

Erste Anzeichen für die Intensität der Abtragungsprozesse während der Rißeiszeit gestatten die o. a. Profildarstellungen. Einen wesentlich höheren Prozentsatz an Buntsandsteingeröllen weisen die Schotter der T3-Terrassen gegenüber den jüngeren würmzeitlichen Ablagerungen auf. Im Profil 21 bilden Sandsteinschotter das Liegende, bei Roth sind Zechsteingerölle im T3-Niveau sedimentiert worden (24, 25). Beobachtungen in anderen T3-Aufschlüssen ergänzen das Bild. Am S' Ortsausgang von Simtshausen läuft ein Trockental auf einer Fläche aus, die etwa 6-7 m über der Wetschaftalau liegt. Bei Kanalisationsarbeiten wurden 1,6 m mächtige, aus dem Einzugsgebiet des Trockentales stammende Buntsandsteinschotter aufgeschlossen; ein umgelagerter Löß bildete die Deckschicht. Buntsandsteinschotter aus dem Einzugsgebiet eines Trockentales kamen auch beim Sportplatz Unterrospe zur Ablagerung, und zwar in einem Niveau, das sich von hier bis nach Göttingen an der Lahn verfolgen läßt und mit dem T3-Terrassenniveau zu parallelisieren ist. In Wehrda war am Ausgang des Teufelsgrabens in etwa 11 m über der Talaue folgendes Profil sichtbar:

- | | |
|--------------------------|--|
| 0 – 50 cm | Schwemmlöß mit einzelnen Buntsandsteingeröllen |
| 50 – 100 cm | Solifluktionsschutt aus Buntsandsteinblöcken |
| 100 – 350 cm
und mehr | Schotter aus dem Teufelsgraben stammend. Im Hangenden sandig-kiesig, im Liegenden gröber werdend. Im untersten Profilabschnitt sind z. T. recht mächtige, kantige Sandsteinblöcke (bis 60 cm ϕ) eingelagert. |

Der Verlehmungsgrad der liegenden Schotter ist recht hoch. Der Teufelsgraben ist auf das Niveau dieser Sedimente eingestellt.

Am Ausgang der Knutzbach, ebenfalls einem Trockentälchen in Marburg-Nord, boten sich bei Ausschachtungsarbeiten dieselben Verhältnisse: Mehrere Meter Bunt-

⁶⁰ Abb. 18 C

⁶¹ Mdl. Mitt. von Herrn Dr. H. Beckmann, Bonn

⁶² Das ist für die Schotter der Oberlahn typisch. Vgl. die Proben 48-1 und 48-2.

sandsteinschotter werden von einem Solifluktionshorizont und einem lößartigen Sediment bedeckt. Im unteren Marbachtal sind zwischen Schloß- und Grassenberg ebenfalls mehrere Meter Sandsteinschotter sedimentiert worden, und zwar in ca. 8 m über der Lahnaue. Von Violas Ruhe führt ein Tälchen durch das Gefälle und läuft auf der Terrasse beim Marburger Hauptbahnhof aus. Der hier gebildete Schwemmfächer enthält Gerölle des Buntsandsteins. N' Gisselberg führen zwei kleine Tälchen aus dem Marburger Stadtwald zum Lahntal; Schotter und Schutt aus den Tälchen sind etwa 4 m aufgeschlossen. Sie sind intensiv verwittert. Ein Lößpaket von 4 m bildet die Deckschicht. Bei Wolfshausen ist die T3-Terrasse prächtig ausgebildet. In verschiedenen Aufschlüssen zeigte sich der Aufbau des T3-Körpers. Mehrere Meter mächtige Schotter aus Buntsandsteinmaterial bauen die Terrasse auf. Ein schematisches Profil gleicht den Verhältnissen bei Wehrda: An der Basis befinden sich die größten Gerölle, hier allerdings immer abgerundet; im Hangenden wird das Material feiner und schließlich von einer Solifluktionsschicht mit überlagernder Schwemmlößdecke abgeschlossen. Allein aus der Höhenlage der Terrasse, nämlich 10-12 m über der Lahnaue, ergibt sich ein rißzeitliches Alter. Schließlich soll auch noch die sich rund 8 m über die Talsohle erhebende Terrasse S' Sichertshausen erwähnt werden. Über paläozoischen Grauwacken lagern Schotter lokaler Herkunft. Darüber befindet sich ein gut 1 m mächtiger, von typischen Lahngeröllen durchsetzter Schwemmlöß.

All diese Beobachtungen müssen dahingehend gedeutet werden, daß zur Zeit der Rißvereisung die Abtragungsprozesse besonders wirksam gewesen waren. Bei der Behandlung der Tallängsprofile wurde darauf aufmerksam gemacht⁶³, daß bei vielen kleinen Seitentälchen, andeutungsweise auch bei einigen größeren, kurz vor der Einmündung in das Haupttal eine Stufe im Längsprofil angelegt ist. Diese Stufe tritt besonders bei den Talungen hervor, in deren Mündungsbereich die T3-Terrasse auch heute noch anzutreffen ist, so beim Michelbacher Bach, dem Tal zwischen Orten- und Kornberg (Gefälle), dem Tälchen bei Ronhausen u. a. m⁶⁴.

Es darf angenommen werden, daß die Ausgestaltung vieler kleiner Täler ihren Höhepunkt während der Rißeiszeit erreichte, denn die rißzeitlichen Terrassen werden von den Bachläufen nur in schmalen Erosionsrinnen zerschnitten⁶⁵.

Die beschriebenen Aufschlüsse gewähren Einblicke in den Aufbau der T3-Terrassen der Mittellahn. Sie sind im allgemeinen als Akkumulationsterrassen ausgebildet, wobei die Sedimentauflage unterschiedliche Mächtigkeiten zeigt. Die Ursache dafür ist in dem unterschiedlich reliefierten prärißzeitlichen Talboden zu suchen. Nimmt man an, daß die Aufschotterung zuerst in den am tiefsten gelegenen Talbereichen erfolgte, um mit dem Anwachsen des Schotterkörpers auch auf höher gelegene Talhänge überzugreifen, so erklärt sich daraus zwanglos eine divergierende Höhenlage der T3-Basis. Eine relativ hoch über der rezenten Talaua gelegene Unterkante der T3-Schotter findet man dort, wo Seitentäler größere Schuttmassen dem Haupttal zuführten. Es besteht Grund zu der Annahme, daß die Lahn in der

⁶³ Kapitel 4.4.1.

⁶⁴ Abb. 10

⁶⁵ Im Sommer 1967 konnte ich im Rahmen einer geomorphologischen Kartierung der Ville bei Bonn auch dort die Feststellung machen, daß viele Täler auf der rißzeitlichen uMT des Rheins auslaufen, d. h. während der vorletzten Eiszeit waren die talbildenden Abtragungsvorgänge besonders intensiv.

Erosionsphase vor der T3-Akkumulation von den Nebenflüssen an den gegenüberliegenden Talhang gedrängt wurde; dann muß die Basis der T3-Schotter nicht in jedem Fall als alter Talboden der Lahn gedeutet werden, sondern möglicherweise auch als alter Talboden eines Nebenflusses oder gar als Talhang. Es verwundert daher nicht, daß ausgesprochene Felsterrassen im T3-Niveau im Mittellahntal äußerst selten sind. Nur am Cölber Sporn kann eine Felsterrasse vermutet werden.

Eine morphologische Betrachtung der Nebentäler Wetschaft, Allna und Zwester Ohm zeigt, daß hier Felsterrassen häufiger anzutreffen sind, wenn man die schmalen Talleisten an den Talhängen als solche bezeichnen will⁶⁶.

In scheinbarem Widerspruch dazu stehen die morphologischen Befunde aus dem Gebiet des Amöneburger Beckens und des unteren Wohratales. Weder Schotter noch Felsterrassen begleiten hier im T3-Niveau die Talhänge⁶⁷. Die Hängetäler in der Umrandung des Amöneburger Beckens führen *Höltig & Stengel-Rutkowski* (1964,18) auf heute noch anhaltende tektonische Absenkungen zurück. Da Hängetäler aber auch im Mittellahntal zu finden sind – hier laufen sie auf der T3-Terrasse aus –, ist nicht auszuschließen, daß auch im Amöneburger Becken neben der jungen Tektonik die rißzeitlichen Abtragungsprozesse für die Ausbildung derselben mitverantwortlich zu machen sind, obgleich es nicht zur Akkumulation eines T3-Schotterkörpers gekommen ist. Auch im unteren Wohratal fehlt die T3-Terrasse; lokale Buntsandsteinschotter, wie sie aus dem Mittellahntal beschrieben wurden, befinden sich am E' Ortsausgang von Rauschenberg unter einem rund 4 m mächtigen Lößpaket. Aufgrund der Höhenlage über dem Wohratal, des Verlehmungsgrades und der Decksedimente werden die Schotter in die Rißeiszeit gestellt. Weitere Beobachtungen ließen sich anführen, die zwar eine intensive rißzeitliche Ausgestaltung der kleineren Täler dokumentieren, jedoch keinerlei Anhaltspunkte für eine Akkumulation während der T3-Zeit geben. Auf die Ursachen dieses unterschiedlichen Verhaltens der Ohm im Amöneburger Becken und der unteren Wohra gegenüber der Mittellahn, Wetschaft, Allna und Zwester Ohm in der T3-Zeit, nämlich hier Akkumulation bzw. Erosion und dort (Amöneburger Becken) keine Akkumulation der T3-Terrassen, ist weiter unten einzugehen⁶⁸.

Zum besseren Verständnis sollen die neu gewonnenen Ergebnisse kurz zusammengefaßt werden:

1. Im T3-Niveau kamen fluviatile Bildungen zur Ablagerung, die a) den Einzugsbereich des Flußsystems oberhalb des jeweiligen Sedimentationsortes widerspiegeln oder b) einem lokalen Einfluß unterworfen sind, d. h. ein Seitental schaffte die Schotter heran, oder c) als Schotter der T4-Terrasse solifluidal dem T3-Niveau zugeführt wurden.

2. Eine letztinterglaziale Bodenbildung erfaßte die Ablagerungen der T3-Terrassen (Braunerde).

3. In der darauffolgenden Würmkaltzeit wurde der Boden des Eem-Interglazials praktisch überall abgetragen oder zumindest auf die unteren Horizonte reduziert. Anschließend erfolgte eine unterschiedlich starke Überdeckung mit Solifluktionsschutt und/oder Schwemmlöß oder Löß.

⁶⁶ Vgl. *Blume* 1949,163ff.

⁶⁷ Vgl. *Blanckenhorn* 1930a+b

⁶⁸ Vgl. Kapitel 6.4.

4. Als Kriterien der Altersstellung werden weniger die würmzeitlichen Deckschichten als vielmehr die Reste der fossilen Böden herangezogen, für die die große Entwicklungstiefe besonders charakteristisch ist.

5. Aufgrund der bedeutenden Schutzzufuhr aus den Seitentälchen in der Rißzeit wird eine intensive Talbildungsphase in der vorletzten Eiszeit angenommen.

5.4. Die 20-28m-Terrasse (T4)

Bei der Betrachtung einer Verbreitungskarte der T4-Terrassen⁶⁹ fällt auf, daß diese, im Gegensatz zu den bisher besprochenen Terrassen, auch an verschiedenen Orten im Amöneburger Becken und dem Ebsdorfer Grund auftreten. Als Akkumulationsform ist dieses Niveau besonders markant bei Wehrda ausgeprägt. Zwischen Marburg-Süd und Cappel sind keine morphologischen Unterschiede der einzelnen Terrassen ausgebildet, ein gleitender Übergang der Terrassen befindet sich auch bei Bellnhausen an der Einmündung der Zwester Ohm in die Lahn. Als Felsterrasse erscheint das T4-Niveau zwischen Lahn und Ohm bei Cölbe⁷⁰, beim Marburger Studentendorf, bei der Reithalle und schließlich bei Gisselberg und S' Wolfshausen. Im Tal der Zwester Ohm findet man es verschiedentlich als Felsterrasse; bei Ebsdorf und Wittelsberg wurden auch Schotter sedimentiert. Im Amöneburger Becken sind T4-Ablagerungen bei Kirchhain auf weiten Flächen zu beobachten; eine Terrasse im morphologischen Sinne besteht jedoch nicht.

Im Mittellahntal waren die T4-Schotter nur selten und schlecht aufgeschlossen, es soll daher versucht werden, die aus vielen vereinzelt kleineren Aufschlüssen und etlichen Handbohrungen gewonnenen Ergebnisse zusammenzufassen und gemeinsam darzustellen. Dabei zeigt sich, daß die Schotterbedeckung der T4-Terrasse von Wehrda relativ geringmächtig (um 1 m) ist. Die Basis wurde in unterschiedlicher Höhe vorgefunden⁷¹: beim Wehrdaer Friedhof in 208 m NN, d. h. 25 m über der Talsohle, und unterhalb der Wehrdaer Klinik 6,5 m bzw. 8 m über der Talau. Die geringe Höhenlage der Basis der Sedimente bei der Wehrdaer Klinik bewirkte eine solifluidale Umlagerung der Schotter hangabwärts; die Einregelung der Gerölle, die steil zur Lahn einfallende Basis der Schotter, die Lößbeimengung in den Proben 28 und 29-3 und der hohe Sortierungskoeffizient (= schlechte Sortierung) von 29-3 belegen fließerartige Bewegungen⁷². Hier – wie auch auf der Fläche beim Wehrdaer Friedhof –, werden die T4-Schotter von einem Solifluktionsschutt aus kantigen Buntsandsteinkomponenten und einem umgelagerten Löß bedeckt. Die Ausbildung der Deckschichten zeigt wieder eine Abfolge von Solifluktion zu Lößablagerung während eines Abschnittes der Würmkaltzeit.

Bereits die beiden Profile lassen erkennen, daß der größte Teil des T4-Schotterkörpers durch Abtragungsprozesse beseitigt wurde. Der geringe Tongehalt der Proben zwischen 5,5 und 7,5 % bestätigt diese Annahme. Dennoch zeigen die

⁶⁹ Abb. 23 und 49

⁷⁰ Auf der geologischen Karte 1:25 000 sind hier Kiese und Schotter (ds 3) eingezeichnet. Blume 1949, 151f. und Lang 1955 weisen darauf hin, daß ein bei Bauarbeiten am ganzen Hang geschaffenes Profil nirgends eine Schotterdecke ergab.

⁷¹ Abb. 27

⁷² Abb. 14 C, 15 D, 16 C

Röntgendiagramme⁷³ ein Kaolinit/Illit-Verhältnis, das gegenüber den Sedimenten der T3-Terrassen etwas zugunsten des Kaolinitis verschoben ist. Möglicherweise wird hierdurch eine Verwitterung dokumentiert, die länger und unter wärmeren Temperaturen auf die Sedimente einwirken konnte. Auch die petrographische Zusammensetzung⁷⁴ der Proben 28, 29-3 und 29-1 ist gegenüber den T3-Terrassen verändert: Die Zunahme des Kieselschiefer- und Tertiärquarzitanteils und das Zurücktreten der Buntsandsteinkomponenten ist besonders deutlich ausgeprägt. Obgleich die Beteiligung von Eruptivgeröllen am Aufbau der Schotter mit 2-4 % recht hoch ist, konnte aufgrund der intensiven Verwitterung dieser Komponenten nicht ermittelt werden, ob sich Basalte des Vogelsberges darunter befinden. Eine elektronenmikroskopische Aufnahme von 29-1 enthält keinen Halloysit⁷⁵, d. h. der Einfluß der Ohm ist nicht nachzuweisen.

Ein Vergleich der Proben der Wehrdaer Terrasse mit den Sedimenten des T3-Niveaus bezeugt die vermutete Zugehörigkeit von 20-4, 20-6 und 21 zu den T4-Schottern. Auffallend sind die Ähnlichkeiten in der petrographischen Zusammensetzung und der röntgenographisch nachgewiesenen Tonmineralgarnitur. Nur bei der Auswertung der elektronenmikroskopischen Aufnahmen ergibt sich ein Unterschied: Während die Probe 29-1 der Wehrdaer T4-Terrasse keinen Halloysit führt, ist dieses auf den Einfluß des basaltischen Vogelsberges zurückzuführende Tonmineral in Spuren der Tonsubstanz der bei Marburg-Süd aufgefundenen Schotter beigegeben.

Die typologischen Merkmale eines „braunlehmartigen gelblichroten Interglazialbodens“⁷⁶, nämlich Plastizität, Intensität der Verlehmung, Färbung und Dichte, wurden sowohl in den Resten der T4-Schotter von Wehrda wie auch bei den – im Niveau der T3-Terrassen von Marburg-Süd angetroffenen – umgelagerten T4-Schotter beobachtet. An eine paläoklimatische Auswertung dieser spärlichen fossilen Bodenreste muß mit größter Vorsicht herangegangen werden, denn die Zeit, zu der sich die Paläoböden bildeten, wurde von einem Klima bestimmt, das genau das Gegenteil des Klimas der solifluidalen Bodenverlagerung darstellt. Kriterien die zur Ansprache des Bodens herangezogen werden, können daher durch mehrere geologische Perioden voneinander getrennt und unter Umständen auf verschiedene Bildungsbedingungen zurückzuführen sein⁷⁷. So muß für die vorliegenden Proben angenommen werden, daß der ursprünglich recht hohe Tongehalt nicht allein durch die Abtragung der obersten Bodenhorizonte entfernt wurde; eine „Drainage-Spülung“⁷⁸ zur Zeit der periglazialen Fließerdebewegungen kann dazu eine Fortführung der Feinsubstanz bewirkt haben. Nimmt man an, daß am Beginn einer Eiszeit „die Bedingungen, die aus einem frischen Gestein einen Tundrenboden zu erzeugen in der Lage sind, kaum einen warmklimatisch intensiv verwitterten Boden so zu überprägen vermögen, daß dies auch wirklich zu erkennen ist“⁷⁹, so kann

⁷³ Abb. 18 C

⁷⁴ Abb. 17 B

⁷⁵ Abb. 19 C

⁷⁶ Paas 1961,99

⁷⁷ Vgl. Erhart 1965

⁷⁸ Büdel 1962

⁷⁹ Brunnacker 1965,420

man aus den fossilen Bodensedimenten⁸⁰ auf ein relativ warmes und feuchtes Klima während der Bodenbildung schließen. Damit hebt sich die Bodenbildung der T4-Schotter eindrucksvoll von der braunerdeartigen Verwitterung der T3-Sedimente ab. Ein gleiches Alter der T4- und T3-Sedimente ist damit ausgeschlossen. War das Eem-Interglazial bezeichnend für eine *braunerdeartige* Bodenbildung auf den Terrassenschottern, so kommt für die Ausbildung eines *braunlehmartigen* Bodens nur eine wärmere und/oder längere, d. h. ältere Interglazialzeit in Frage⁸¹. Ich möchte daher die Bodenbildung in das Holstein-Interglazial und die Schotterakkumulation in die vorausgegangene Eiszeit, nämlich das Mindel-Glazial, stellen.

Diese Beobachtungen werden durch die Analysenwerte anderer Proben ergänzt. Die Probe 30 stammt aus einer Baugrube etwa 20 m über der Talsohle bei der Landesheilanstalt in Marburg-Süd. Der hohe Tongehalt von 16,5 %, seine Plastizität und Dichte, sowie die petrographische Zusammensetzung der Gerölle veranschaulichen die Zugehörigkeit dieses Sedimentes, das ebenfalls solifluidalen Einflüssen unterworfen war⁸², zu der T4-Terrassenakkumulation. Aus der gleichen Höhenlage über der Lahnaue wurden bei Bellnhausen die Proben 31 und 32 gewonnen. In 31 spiegelt sich in dem höheren Anteil der mehr widerständigen Geröllkomponenten eine Auslese während des Transportes wider; vielleicht sind auch aufbereitete Schotter aus dem hier flächenhaft ausgebildeten T5-Niveau beigegeben. In der Probe 32, die ca. 300 m weiter SE', und damit dem Zwester Ohmtal näher gelegen ist, macht sich der Einfluß der Zwester Ohm durchaus bemerkbar. Eruptiva, die in 31 nicht mehr vertreten sind, tauchen in 32 wieder auf; zwei Laterite verweisen darüber hinaus auf den nahen Vogelsberg. Der erhöhte Gehalt an Buntsandsteinen steht in enger Beziehung zu den petrographischen Verhältnissen des Zwester Ohmtales zwischen Ebsdorf und Bellnhausen. In der Tonsubstanz ist Montmorillonit stärker angereichert als bei 31.

Im Tal der Zwester Ohm sind in der Ebsdorfer Ziegeleigrube über oligozänen Sanden fluviatile Schotter aufgeschlossen, die von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) einer pliozänen Mittellahn zugeordnet werden. *Lang* (1955,122) erscheint es „nach dem Schotterbefund weit mehr gerechtfertigt, in diesen Ablagerungen die Relikte eines Vorgängers der Ohm zu sehen, denn das Vogelsberg- und Vogelsberggrandmaterial dominiert unter diesen Schottern“. Bemerkenswert ist auch nach *Lang* (1955,122), daß keinerlei Anklänge an die gelb-grauen bis gelb-braunen lederartigen Kieselschiefergerölle der „Ur-Wohra“ auftreten.

Beide Autoren haben zwar die petrographische Zusammensetzung der Gerölle eingehend untersucht, jedoch dem Aufschluß im Gelände⁸³ zu wenig Beachtung geschenkt.

Das Profil 33 zeigt vom Liegenden zum Hangenden folgende Sedimentabfolge: Über oligozänen, feinsandigen weißen Sanden (33-6) kamen Flußschotter zur

⁸⁰ Nach *Brunnacker* 1965,417f. spricht man von „Bodensediment“, wenn Paläoböden erodiert und als Bodensedimente wieder zur Ablagerung gelangen; jedoch muß der Charakter des ehemaligen Bodens noch erschließbar sein, d. h. keine allzu große Veränderung durch Transport und Diagenese erfolgt sein. Ein „Fossiler Boden“ ist unter jüngeren Gesteinen begraben, ein „Reliktboden“ ist ein an eine Landoberfläche gebundener Boden, der unter vorzeitlichen Bedingungen entstanden ist.

⁸¹ Vgl. *Paas* 1961; *Brunnacker* 1957, 1964b, 1965 u. a.

⁸² S₀-Wert = 18,7

⁸³ Abb. 28

Ablagerung, die in der Mitte des Profils eine Delle oder ein kleines Tälchen zuschütteten und deshalb hier eine Mächtigkeit von ca. 2 m besitzen. Größere und feinere Sedimentlagen wechseln einander ab. Die Schotter sind mäßig stark verwittert. Deutlich sichtbar durchdringt ein syngenetischer Eiskeil die Schichten und setzt sich bis in die alttertiären Sande fort. An der E-Wand des Aufschlusses wird eine zweite flache Mulde von tonigen Schluffen (33-2) erfüllt, die sich nach W hin mit sandigen Lagen verzahnen. Dieser Horizont, der sich ungestört über den Eiskeil hinwegsetzt, ist an mehreren Stellen schwach pseudovergleyt. Darauf erfolgte eine erneute Schotterakkumulation nur in der Mitte des Profils (33-1). Ein von einer Parabraunerde-Bildung überprägter umgelagerter Löß bildet die Deckschicht.

In Abb. 14 bis 19⁸⁴ sind die Laboruntersuchungen des Profils 33 zusammengestellt. Außerdem wurde das Material verwitterter Basalte der Probe 33-5 zu Vergleichszwecken korngößenanalytisch und tonmineralogisch bestimmt (33a). Das Häufigkeitspolygon verwitterter Basalte weist drei Maxima auf: In den Fraktionen 0.5-0.25, 0.02-0.011 und – weniger ausgeprägt – 0.0035-0.002 mm. Diese Maxima beeinflussen die Polygone der anderen Proben ± deutlich, so daß untergeordnete Gipfel in diesen Fraktionen leicht eine Erklärung finden. Im großen und ganzen jedoch ist aus der Korngrößenverteilung zu entnehmen, was auch schon im Aufschluß zu erkennen war: Grobes, schlecht sortiertes Material wird von feineren Sedimenten im Hangenden abgelöst. Der Tongehalt nimmt von 3,0 auf 17,6 % zu, d. h. die liegenden Schotter sind nur einer schwachen Bodenbildung unterlegen gewesen, während die hangenden Partien durch den höheren Verlehmungsgrad eine intensivere Verwitterung dokumentieren. Es ist selbstverständlich, daß die Probe 33-2 – ein fossiler Auehalm – mit 31,2 % den größten Tongehalt besitzt. Das Nebeneinander von Schotter-, Sand- und Auehalmakkumulation, vor allem aber der syngenetisch in den Sedimenten angelegte Eiskeil sind Beweise einer periglazialen Ablagerung. Damit wird bereits die pliozäne Altersstellung dieser Schotter von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) hinfällig.

Die petrographische Analyse erbrachte einen hohen Prozentsatz an Quarzen und Basaltgeröllen. Kieselschiefer, paläozoischer Quarzit und Sandstein, Grauwacke und Buntsandstein fallen gegenüber den bisher betrachteten Proben zurück. In 33-5 sind zudem Tertiärquarzit und Laterit enthalten. Die petrographischen Untersuchungsergebnisse *Langs* (1955) werden damit nur teilweise bestätigt: Quarze, die sehr gut abgerollt sind, und gebleichte Kieselschiefer entstammen den tertiären Feinkieslagen der Älteren und Jüngeren Sand- und Tonserie⁸⁵. Basalt- und Lateritkomponenten sind Abtragungsprodukte des Vogelsberges; in einem Teil der Quarze und Kieselschiefer, den paläozoischen Quarziten und Grauwacken zeigt sich der Einfluß des Schiefergebirges bzw. Kellerwaldes; Tertiärquarzite kommen unter den größeren Geröllen (6.3-63 mm) häufiger vor; ihr Herkunftsgebiet kann nicht weit entfernt sein. Besonders an den Rändern des Amöneburger Beckens und auf den Höhenzügen ringsum findet man Reste der Tertiärquarzite. Die sich in diesen knappen Angaben ausdrückende recht starke Verschiedenheit der Geröllkomponenten ist eine Folge des Einzugsgebietes, das hydrographisch sowohl den Vorderen Vogelsberg als auch das gesamte Amöneburger Becken, den Burgwald und Teile des

⁸⁴ Abb. 14 C, 15 D, 16 C, 17 B, 18 D, 19 C

⁸⁵ Vgl. *Gramann* 1960; *Kockel* 1958, 144f.; *Weyl* 1967

Kellerwaldes umfaßte. Weiter oben wurde die Auffassung *Langs* angeführt, der diese Schotter vornehmlich einem Flußlauf zuschreiben möchte, der sein Einzugsgebiet im Vogelsberg hatte und entlang der Ebsdorfer Grundlinie die Vorläufer von Ohm und Zvester Ohm der Lahn bei Bellnhausen zuführte, wohingegen eine „Ur-Wohra“ von ihm bei Ebsdorf nicht nachgewiesen werden konnte. Tatsächlich nun sind es aber gerade diese Sedimente, die zusammen mit der morphologisch-stratigraphischen Gesamtsituation die Beteiligung einer Ur-Wohra an der Schotterakkumulation sowie an der morphologischen Ausgestaltung der Talung Ebsdorf-Bellnhausen nahelegen. Die Annahme *Blanckenhorn & Kurtz'* (1930), es handle sich hier um pliozäne *Lahngerölle*, findet keine Bestätigung.

Die Schotter liegen heute etwa in einem 20m-Niveau über der Talau der Zvester Ohm. Dieses Niveau läßt sich im Zvester Ohmtal bis nach Bellnhausen verfolgen, wo es sich mit den T4-Terrassen der Lahn vereinigt. Allein aus diesem Grund lassen sich die Ebsdorfer Schotter den T4-Lahnterrassen zeitlich zuordnen. Dafür sprechen auch die pedologischen Kriterien, denn der Schotterkörper von Ebsdorf zeigt keine Verwitterungserscheinungen, die Anhaltspunkte für ein höheres Alter liefern. Allein der Anteil an Basalt, auch wenn dieser schon sehr mürbe ist und mit dem Spaten an der Aufschlußwand zerschnitten werden kann, spricht für ein relativ junges Alter⁸⁶. In der Sandfraktion 0.2-0.12 mm sind unter den Schwermineralen außerordentlich viele Augite, Hornblenden und auch Olivine enthalten. Gerade die Olivine sind nach *Sindowski* (1940), *Weyl* (1950) und *Scheffer & Schachtschabel* (1966) gegenüber allen Verwitterungseinflüssen die am wenigsten stabilen Schwerminerale⁸⁷. *Van Andel* (1950) und *Lang* (1955) finden in den Lahn- bzw. Ohmschottern überhaupt keinen Olivin; auch in den Terrassenablagerungen ist dieses Mineral nicht nachzuweisen⁸⁸. Zweifellos begünstigt der Zerfall der Basalte der Ebsdorfer Schotter unter dem Einfluß einer kräftigen mechanischen Verwitterung das Auftreten von Olivinen. So zeigte sich denn auch, daß diese nur in den Proben 33-5 und 33-4 anzutreffen waren, in den Proben nämlich, in denen die Verlehmung recht gering ist. Die oberen Horizonte des Profils 33 sind olivinfrei. Sie zeigen durch ihren Tongehalt und die röntgenographisch ermittelten Tonmineralvergesellschaftungen⁸⁹ eine intensivere chemische Verwitterung. Wie zu erwarten war, weisen die Diagramme einen recht hohen Montmorillonitgehalt auf, der im gemäßigt-humiden Klimabereich charakteristisch für Böden auf Ca- und Mg-reichen Magmatiten (Basalt) ist⁹⁰. In rezenten Böden aus Basalt ist Montmorillonit sogar im Feinschluff zu finden. Die elektronenmikroskopische Aufnahme von dem Material verwitterter Basalte (33a) gibt weitere Auskunft. Neben dem Montmorillonit sind viele Hydroglimmer zu erkennen, die – wie im Röntgendiagramm zu sehen ist – in dem Kristallgitter bereits erste Veränderungen als Ergebnis der Verwitterungsprozesse erkennen lassen. Von den Zweischicht-Tonmineralen ist der Kaolinit nicht gut kristallisiert, seine pseudohexagonale Umgrenzung ist schlecht zu identifizieren;

⁸⁶ Nach *Lang* (1955) dagegen altpleistozän (oder pliozän?)

⁸⁷ *Scheffer & Schachtschabel* 1966,23: „Nach steigender Stabilität im Boden kann man die wichtigsten Minerale etwa folgendermaßen einordnen: Olivine < Granat < Pyroxene < Amphibole < Biotit < Plagioklase < Orthoklas < Muskovit < Quarz < Titanminerale.“

⁸⁸ Frau Dr. *H. Heide*, Bonn

⁸⁹ Abb. 18 D

⁹⁰ Vgl. *Scheffer & Schachtschabel* 1966,66; *Mückenhausen* 1966; mdl. Mitt. von Herrn Dr. *H. Beckmann*

röntgenographisch tritt er daher wenig hervor. Typisch jedoch ist der Halloysitanteil. Werden aus diesen Befunden Rückschlüsse auf die Verhältnisse zur Zeit der Bodenbildung abgeleitet, so ergeben sich klimatische Bedingungen, die humid und gemäßigt warm waren, denn der Montmorillonit ist für eine tertiäre Pedogenese untypisch⁹¹. Die Entwicklungstiefe des Bodens, dessen obere Horizonte erodiert wurden und der die typologischen Merkmale einer Braunerde aufweist, die jedoch infolge des verhältnismäßig geringen Quarzanteiles sehr schwer ist, ist mächtiger als die rezenter Braunerden; der Gehalt an Kaolinit und Halloysit wiederum deutet wärmere Temperaturen an⁹², dennoch ist der Einfluß einer tertiären Verwitterung auszuschließen, da diese auf Basalt primär zur Kaolinitbildung führte. Die Möglichkeit, daß eine tertiäre Bodenbildung von einer quartären überprägt wurde, ist nicht anzunehmen, da die Montmorillonite einen geringeren Verwitterungsgrad kennzeichnen als die Zweischichtminerale Kaolinit und Halloysit. Außerdem sprechen die o. a. morphologischen Befunde⁹³ dagegen. Aus all dem ergibt sich eine zeitliche Stellung dieser Bodenbildung in das Mindel/Riß-Interglazial, denn die Verwitterung der günzeitlichen T5-Schotter unterlag, wie weiter unten ausgeführt wird, einer intensiveren Bodenbildung. Deshalb darf man in den Schottern selbst eine Akkumulation der Mindeleiszeit sehen.

In Abb. 28 kommt auch das Profil 34 zur Darstellung, das in der *Peilschen* Sandgrube E' Wittelsberg aufgeschlossen ist. Die Sedimente liegen in 240 m NN auf der heutigen Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der Ohm und der Zwesten Ohm. Nach *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) bezeugen sie einen pliozänen Lahnlauf. *Blanckenhorn* (1930b,57) beschreibt sie wie folgt: „Die Schotter sind da z. T. verfestigt zu einem Konglomerat und von eisenschüssigen festen Lagen durchzogen. Hier fallen zunächst die zahlreichen großen Basaltgerölle auf, dann flache schiefrige Lahngeschiebe, Kieselschiefer in allen Farben, schwarz, rot, gelb, grau- und weißgeleichte, darunter solche mit feinen dunklen Adern und solche mit Radiolarien.“ *Lang* (1955,121 ff.) nennt die Schotter im Zusammenhang mit denen der Ebsdorfer Ziegelei und sieht in ihnen die Ablagerungen eines altpleistozänen Ohm-Vorläufers.

Das wiedergegebene Profil 34 zeigt über oligozänen braunen Sanden eine dunkle Schwartenbildung aus Fe- und Mn-Verbindungen. Darüber lagern im N' Teil des Aufschlusses stark verwitterte Schotter, die noch schwach eine ± horizontale Schichtung erkennen lassen. An der S' Wand dagegen werden die fluviatilen Sedimente von einem Basaltschutt abgelöst, dem nicht mehr die charakteristischen Flußgerölle beigegeben sind. Die Basalte sind auch hier stark verwittert, doch haben die mitunter sehr dicken kantigen Blöcke im Kern eine dunkelgraue Färbung, wenn sie mit einer Hacke zertrümmert werden. Der ϕ einzelner Basalte kann weit über 0,5 m betragen; damit kommt für sie kaum noch ein fluviatiler Transport in Frage. Schotter und Basaltschutt werden von einem verlehnten Löß bedeckt, dem eine Steinsohle eingelagert ist.

Die sedimentologischen Kriterien⁹⁴ lassen die Folgerung zu, daß hier ebenfalls

⁹¹ *Mückenhausen* 1966

⁹² So auch die beobachteten Oxyde und Hydroxyde von peptisiertem Eisen als Ein- und Anlagerung bei verschiedenen Mineralen. Vgl. *Kubierna* 1967,63f.

⁹³ Z. B. syngenetischer Eiskeil

⁹⁴ Abb. 14 C, 15 D, 16 C, 17 B, 18 D

keine pliozänen⁹⁵ oder altpleistozänen⁹⁶ Ablagerungen sedimentiert wurden. Im S' Teil des Aufschlusses müssen die groben Basaltblöcke als Reste eines unter kaltzeitlichen Verhältnissen bewegten Schuttstromes angesehen werden. Derartige Basaltblockanhäufungen sind aus dem Umkreis aller noch heute erhaltenen Basaltvorkommen bekannt und u. a. auch von *Blanckenhorn* (1930b,60) beschrieben worden.

Ohne deutliche Grenze geht der Basaltschutt in die fluviatilen Schotter über; für beide darf man eine Gleichzeitigkeit der Entstehung annehmen. Bei einem Vergleich der Analysendaten mit denen der Ebsdorfer Schotter fällt auf, daß das Material infolge der seitlich zugeführten Basaltblöcke einen höheren Md-Wert, eine schlechtere Sortierung und in der petrographischen Zusammensetzung einen größeren Basaltgehalt hat, sieht man einmal von den Eisenkonkretionen ab, die überall in dünnen Lagen die Schotter durchsetzen. Eine bevorzugte Ausfällung von Fe- und Mn-Lösungen ist im Kontaktbereich zwischen dem Schotterkörper und den oligozänen Sanden zu beobachten. Der Vorgang der Schwartenbildung erfolgte erst nach der Sedimentation im Zusammenhang mit der Verwitterung. Die Verlehmung der Sedimente ist in den hangenden Lagen besonders intensiv. Eine Röntgenanalyse der Tonsubstanz der Probe 34-1 aus einer mehr schluffigen Linse deutet auf eine Bodenbildung während einer längeren und wärmeren Interglazialzeit. Die obersten Horizonte dieses fossilen Bodens wurden abgetragen, denn die Grenze zu dem überlagernden Löß ist vielfach unterbrochen, worin sich periglaziale Bodenbewegungen andeuten mögen. Interessant sind aber auch die Deckschichten. Der Löß ist außerordentlich stark verlehmt, in seinem unteren Bereich konnte sich unter dem Einfluß von Staunässe ein schwacher Pseudogley entwickeln. Im Röntgendiagramm tritt der Kaolinit neben dem Illit als untergeordnetes Gemengteil auf, doch erreicht er noch einen relativ hohen Prozentsatz. Hieraus und aus dem Tongehalt von nahezu 35 %, aus der Entwicklungstiefe und der Zweiteilung des Lößkomplexes durch die Steinsohle ergibt sich für den „Basislöß“ ein rißzeitliches Alter mit anschließender Eem-Verwitterung. Man darf annehmen, daß eine Parabraunerde ausgebildet war, deren Ah-, Al- und Teile des Bt-Horizontes erodiert wurden; wärmzeitlich ist die Ausbildung der Steinsohle und der dünnen Lößsedimentation darüber. Während aufgrund der Paläoböden des Profils 34 ein Mindel-Mindestalter für die Schotter der *Peilschen* Sandgrube bei Wittelsberg angenommen werden muß, ist eine genaue Altersdatierung nach oben hin jedoch nicht möglich. Vieles spricht dafür, daß diese Sedimente mit den Ebsdorfer Schottern parallelisiert werden können.

Als Ergänzung bemerkenswert ist die quantitative Schotteranalyse von 35, einer Probe, die den obersten Horizonten alttertiärer Sande W' Wittelsberg entnommen wurde. Es handelt sich um Reste umgelagerter Schotter, die in ihrer Zusammensetzung den Ebsdorfer und Wittelsberger Sedimenten sehr ähneln, nur daß ihnen keine Basaltgerölle beigegeben sind; dafür sind andererseits Eisen-Mangan-Konkretionen sehr häufig. Diese Tatsache wird erklärt, wenn man an die Verlagerung eines bereits stark verwitterten Schotters denkt, denn dann werden die mürben Basalte eliminiert und – kommt ein von Fe- und Mn-Schwarten durchsetztes

⁹⁵ *Blanckenhorn & Kurtz* 1930

⁹⁶ *Lang* 1955

Sediment zur Abtragung – so treten Reste dieser Krusten hinzu. Im vorliegenden Fall wird eine rißzeitliche Umlagerung der zuvor beschriebenen Wittelsberger Schotter vermutet, nicht zuletzt bieten die topographischen Verhältnisse günstige Voraussetzungen dafür.

Am Nordrand des Amöneburger Beckens wird E' Kirchhain ein weiteres Areal mit einer pleistozänen Schotterbedeckung auf der geologischen Karte ausgegliedert⁹⁷. Bei dem Bau einer neuen Hochleitung ergab sich aus den Aufschlüssen eine nur geringmächtige Schotterbedeckung über den meist tonigen Lagen des so. Von der Talsohle der Ohm (200 m NN) steigt die Sedimentdecke an flachen Hängen bis auf 225 m NN an. Zwei Proben (36-1 und 36-2) entstammen den Schottern. Die Korngrößenverteilung ergibt einen hohen Verlehmungsgrad; eine Lößbeimengung ist nicht festzustellen. Der S_o -Wert (36.2 bzw. 21.6) ist bei beiden Proben nicht nur eine Funktion der Verwitterung, sondern ebenso ein Indiz einer solifluidalen Umlagerung. Die petrographische Beschaffenheit der Gerölle spiegelt das Einzugsgebiet wider. Unter den stabilen Komponenten zeigt sich eine unverkennbare Ähnlichkeit mit den Sedimenten von Ebsdorf und Wittelsberg. Verhältnismäßig groß ist der Anteil der Buntsandsteine im Vergleich mit den Profilen 33 und 34. Besonders auffällig sind die unregelmäßig ausgebildeten, knollenhaften Tertiärquarzite, die sich in den gröberen Fraktionen (6.3->63 mm) relativ anreichern. Hauptsächlich sind sie in Form oolithischer, gräulicher bis gelblich-brauner Quarzite anzutreffen. Diese Quarzite und die Reste ehemaliger Fe-Mn-Krusten sind mit 65 bzw. 55 % in den Geröllen enthalten. Es konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ob sich Reste verwitterter Basalte in den Schottern befinden. Der Montmorillonitgehalt in der Tonsubstanz darf als Anzeichen eines Basalteinflusses gewertet werden. Über die Herkunft dieser Sedimente besteht kein Zweifel. Die großen, fluviatil kaum abgerundeten tertiären Quarzite und die Fe-Mn-Krusten bezeugen die Umlagerung eines bereits verwitterten Materials; wahrscheinlich miozäner Bildung sind die Quarzite, die auf den Höhen um Langenstein und Emsdorf häufig beobachtet wurden. Die Eisen-Mangan-Verkittungen haben kein derart hohes Alter, vielleicht entstanden sie nach der Ablagerung der Schotter im Zusammenhang mit einer Bodenbildung. Spätere solifluidale Bewegungen haben die Fe-Mn-Ausscheidungen zerkleinert und im Sediment verteilt. Zu den Quarziten und Fe-Mn-Krusten gesellen sich Gerölle der Wohra. Vermutlich haben auch die Klein- und die Ohm diesem Schotter Gerölle zugeführt.

Eine exakte stratigraphische Einordnung dieses Schotterkörpers bereitet Schwierigkeiten, da in dem tektonisch sehr unruhigen Gebiet allein aus der Höhenlage über der Talsohle keine Rückschlüsse gezogen werden dürfen. Die fossile braunlehmartige Bodenbildung weist die gleichen typologischen Merkmale auf, wie sie von den Wehrdaer und Cappeler T4-Schottern beschrieben wurden. Die Akkumulationsphase der Schotter ist demnach also prä-Holstein-interglazial.

Bei einer zusammenfassenden Betrachtung der T4-Schotter können folgende eigenen Ergebnisse herausgestellt werden:

1. Im Mittellahntal sind die mindelzeitlichen T4-Schotter nur in spärlichen Resten aufzufinden. Weiter verbreitet sind sie im S' und N' Amöneburger Becken.

2. Die petrographische Zusammensetzung der Gerölle zeigt gegenüber den rißzeitlichen T3-Sedimenten eine Anreicherung der widerständigen Komponenten.

⁹⁷ Auf der Karte 1:300 000 von *Rösing* als Mittelterrasse dargestellt

3. Eine ins Holstein-Interglazial gestellte braunlehmartige Bodenbildung erfaßte die Schotter, Verlehmungsgrad, Plastizität, Farbe und Tonmineralgarnitur lassen einen „braunlehmartigen gelblich-roten Interglazialboden“ erkennen.

4. Nur die Sedimente bei Ebsdorf und Wittelsberg befinden sich heute noch am ursprünglichen Ablagerungsort. Die topographische Lage verhinderte eine Abtragung dieser von *Lang* (1955) mit Vorbehalt ins Plio-Pleistozän gestellten Schotter.

5. Alle anderen T4-Sedimente wurden an sekundärer Lagerstelle aufgefunden, denn während des Rißglazials fand eine besonders kräftige fluviatile und solifluidale Abtragung und Umlagerung statt.

6. Die Ebsdorfer Schotter belegen eine auf den Ebsdorfer Grund ausgerichtete Entwässerung von Wohra, Klein und Ohm während der Mindeleiszeit.

7. Im Widerspruch dazu steht vorläufig der bei Cappel (Probe 21) nachgewiesene Einfluß des basaltischen Vogelsberges, d. h. eine Einmündung der Ohm bei Cölbe in die Lahn. In der Mideleiszeit ist daher mit einer Flußumkehr im Amöneburger Becken zu rechnen.

5.5. Die 40-60m-Terrasse oder Hauptterrasse (T5)

In meinem Arbeitsgebiet lassen sich im Flußabschnitt der Lahn die T5-Terrassen in einer Höhe von durchweg 40 bis 60 m über der Talsohle verfolgen⁹⁸. Die Ausbildung dieses Niveaus ist unterschiedlich. Im Schiefergebirge sind meist nur T5-Reste in geringer Breite vorhanden⁹⁹; am besten sind sie in Talweitungen und an Flußeinmündungen erhalten. Auf der rechten Talseite der Lahn tritt die T5-Terrasse zwischen Sterzhäusen und Sarnau flächenhaft auf; mit einer steilen Stufe grenzt sie gegen das Lahntal. In dem verhältnismäßig engen Tal im Gebiet des Buntsandsteins sind Spuren des T5-Niveaus nur andeutungsweise zu erkennen. Die Verebnungen beim Cölber Friedhof und beim Bismarckturm in Marburg können als geringfügige Reste der Hauptterrassen gedeutet werden. Erst nachdem die Lahn aus dem Buntsandstein austritt, setzt sich die T5-Terrasse fort. Zwischen Oberweimar und Fronhausen ist sie auf der rechten Talseite als Felsterrasse ausgebildet und von vielen kleinen Tälern zerschnitten. Auf der linken Talseite läßt sie sich von Roth bis nach Gießen und weiter flußabwärts verfolgen. Im Mündungsdreieck von Lahn und Zwerster Ohm kamen mehrere Meter T5-Schotter auf einer ausgedehnten, von S sanft ansteigenden Fläche zur Ablagerung. Während die Aufschlußverhältnisse in den mächtigen Schotterablagerungen zwischen Roth und Bellnhausen und zwischen Staufenberg und Lollar äußerst günstig waren, zeigte die ausgedehnte Terrasse zwischen Sterzhäusen und Sarnau überhaupt keine Schotterakkumulation.

Viele Nebentäler werden von Verebnungsflächen begleitet, die allein aufgrund der Höhenlage über der Talsohle und wegen ihrer flächenhaften Ausbildung dem T5-Niveau zugeschrieben werden können; andere Beweise für ihre T5-Zugehörigkeit ließen sich jedoch nicht auffinden¹⁰⁰.

⁹⁸ Abb. 23 und 49

⁹⁹ Vgl. *Blume* 1949, 148ff.; *Correns* 1934, 26ff.; *Kayser* 1915, 56ff.

¹⁰⁰ Vgl. *Blume* 1949; *Ahlburg* 1916; *Sandner* 1956; *Schulze* 1959; *Schenk* 1964; *Krekeler* 1929; *Hummel* 1940; *Correns* 1934; *Kayser* 1915b; *Kayser & Paeckelmann* 1915; *Blanckenhorn* 1930a+b; *Blanckenhorn & Kurtz* 1930; *Lang* 1955

Über den Aufbau der T5-Terrassenschotter und die Bodenbildung auf diesen Sedimenten geben verschiedene Profile Aufschluß. Zuerst soll der Schotterkörper zwischen Roth und Bellnhausen betrachtet werden, der im Zuge der B 3-Begradigung im Frühjahr 1966 in seinem N' Teil besonders gut aufgeschlossen war¹⁰¹.

Im Untergrund der bis über 6 m mächtigen Schotter steht Zechstein an. Im N' Teil des Aufschlusses ist seine Fazies sandig; rotviolette quarzitische Sandsteinbänke lösen sich zum Hangenden hin auf; an der Grenze zu den Terrassenschottern sind sie gelblich-braun verwittert. Anders ist die fazielle Ausbildung des Zechsteins an der S' Aufschlußwand; hier bilden von kleineren Geröllen durchsetzte Feinsande die wohl als Schuttfächer sedimentierten Zechsteinablagerungen. Zwei Zechsteinschollen sind von einer Verwerfung gegeneinander verstellt worden, worauf auch die unterschiedliche Schotterbedeckung hinweist. Ein kleines Tälchen war vor der Terrassenakkumulation im Bereich der Verwerfung angelegt; nicht nur die mächtigen Sandsteinblöcke im Liegenden der Schotter, sondern auch der Grundwasseraustritt an dieser Stelle sind dafür Zeugen. Auch ist die Verwerfung in einem rezenten SW' gerichteten Tal bis zur Lahn zu verfolgen. Im S sind die geröllhaltigen tonigen Lagen durch eine intensive Verwitterung weiß-grau gefärbt worden. Der Schotterkörper, dem die eigentliche Aufmerksamkeit gilt, ist mehrfach gegliedert: Verschiedentlich wurden mit sandigem Material gefüllte Eiskeile und Frostspaltenhorizonte vorgefunden. Sie belegen zumindest drei Akkumulations- bzw. Erosionsphasen, dennoch ist der gesamte Schotterkomplex von einer einheitlichen Bodenbildung erfaßt worden, so daß ein zeitlich größerer Hiatus bei der Ablagerung der Gerölle nicht besteht. Den obersten Horizonten scheint ein geringer Lößanteil beigemischt zu sein; auf ihnen entwickelte sich ein geringmächtiger Braunerde-Ranker.

Weitere Einblicke in die Genese des Schotterkörpers gestatten die im Labor gewonnenen Untersuchungsergebnisse¹⁰². Aus den liegenden, intensiv verwitterten, weißlich-grauen Zechsteinablagerungen stammen die Proben 37-11 und 37-10. Das Material besteht aus einem tonigen Feinsand. Im Aufschluß zeigt das Gefüge großprismatische Elemente. Wahrscheinlich unter dem Einfluß eines häufig wiederkehrenden Wechsels von Staunässe und Austrocknung entstand ein mächtiger Pseudogley (oder Stagnogley?), denn alle Eisenverbindungen sind in tiefere Horizonte abgewandert und haben sich dort als Konkretionen, mehr aber als rostig-braune bis gelblich-rote Flecken und Beläge auf den Gefügeelementen wieder abgesetzt¹⁰³. Aufgrund der Entwicklungstiefe von weit über 4 m wird vermutet, daß sich der Pseudogley auf einem älteren fossilen Boden entwickelte.

Die bodentypologischen Merkmale im Gelände wie auch die Laborbefunde machen es wahrscheinlich, daß die Proben 37-11 und 37-10 zu einem Pseudogley gehören, der einen im Altpleistozän oder gar Tertiär gebildeten plastosolartigen Boden überprägte. Die Pseudovergleyung erfolgte vor der Akkumulation der T5-Schotter. *Brunnacker* (1964a+b, 1965) hat wiederholt derartige altquartäre Paläoböden beschrieben, die sich durch eine große Entwicklungstiefe und einen extremen Ausprägungsgrad auszeichnen. *Brunnacker* nennt sie Riesenböden des

¹⁰¹ Abb. 29; Profile 37 und 38

¹⁰² Abb. 14 D, 15 E, 16 D, 17 B, 18 E, 19 D

¹⁰³ Vgl. *Paas* 1961, 181; *Scheffer & Schachtschabel* 1966; *Mückenhausen* 1953, 1954, 1958, 1962; *Fränzle* 1965 u. a.

älteren Quartärs und vergleicht sie paläoklimatisch mit den jüngeren Interglazialböden. Dabei zeigt sich für die Riesenböden eine große Neigung zur extremen Pseudovergleyung, was nicht allein durch das Substrat bedingt ist, sondern durch ein feuchteres Klima. Ohne das Problem der Zeitdauer der Bildung dieser Riesenböden zu erörtern, scheint die Feststellung interessant, daß *Brunnacker* (1965, 420 ff.) den „Komplex der Riesenböden“ prä-günzzeitlich datiert. Wenn auch an der altquartären Pseudovergleyung des Zechsteins kaum Zweifel besteht, so ist doch unsicher, ob im vorliegenden Fall eine tertiäre oder altquartäre Bodenbildung vorausging. Viele Kriterien sprechen für eine graulehmartige Verwitterung im Sinne *Mückenhausens* (1953, 1958, 1962) und *Mückenhausen, Gerkhäusen & Kerpens* (1959). Die Beobachtung, daß es sich nicht um ein Bodensediment, sondern um einen fossilen Boden handelt, steht dagegen, denn die von *Mückenhausen* beschriebenen Graulehme der Eifel sind alle \pm umgelagert und haben dadurch eine Seigerung hinsichtlich der Korngrößenverteilung erfahren¹⁰⁴. Daher ist bei der fossilen Bodenbildung bei Roth-Bellnhausen eher an eine altquartäre (evtl. pliozäne) Verwitterung zu denken, obgleich eine Erhaltung eines tertiären Graulehms in situ infolge einer tektonischen Absenkung bzw. Einmuldung entlang der Ebsdorfer Grundlinie vorerst auch nicht widerlegt werden kann. Eine Analyse der Abfolge verschiedener Prozesse der Bodenentwicklung ließe sich sicherlich unter Zuhilfenahme des Phasenkontrast- und Polarisationsmikroskops bei der Auswertung von Dünnschliffen gewinnen¹⁰⁵.

Die Erhaltung dieses altquartären Bodens ist nur im Zusammenhang mit der tektonischen Situation zu verstehen: Die oben erwähnte Verwerfung¹⁰⁶ senkte die S' Zechsteinscholle ab, wodurch der Paläoboden der Abtragung entzogen wurde; nur seine obersten Horizonte wurden erodiert. Obgleich die Basis der Schotter im S' Teil des Aufschlusses um rund 3,5 m tiefer zu liegen kommt als im N', ergeben sich dennoch keine eindeutigen Anhaltspunkte für eine tektonische Absenkung während der Schotterakkumulation; es besteht durchaus die Möglichkeit, daß der der Abtragung weniger Widerstand bietende Pseudogley teilweise erodiert wurde, bevor die Ablagerung der T5-Schotter einsetzte. Nicht zuletzt sind es die mächtigen mürben Zechsteinblöcke (38-4) im Grunde des ehemaligen Tälchens, die der zweiten Deutung den Vorzug geben. Gleichzeitig belegen sie, daß der hier aufgeschlossene T5-Terrassenrest eine randliche Lage zum prä-T5-zeitlichen Lahntal hat, denn das Tal an der Schotterbasis fällt nach SW ein.

Es wurde bereits darauf aufmerksam gemacht, daß mehrere Phasen der Aufschotterung im T5-Körper zu erkennen sind. Die quantitative Schotteranalyse des Profils 37 erbrachte in der vertikalen Zusammensetzung keine Unterschiede. Im Vergleich mit den T4-Sedimenten ergibt sich eine Anreicherung der gegen Verwitterung stabilen Komponenten, wie Quarz, Kieselschiefer und paläozoischer Quarzit. Eruptivgerölle fehlen ganz; Sandsteine und Grauwacken sind kaum noch vertreten. Tertiärquarzite beteiligen sich regelmäßig an der Zusammensetzung, und in zwei Proben wurden Laterite gefunden. Besonders gekennzeichnet jedoch ist der Habitus der T5-Schotter durch eine intensive Verlehmung gegenüber den bisher betrachteten Sedimenten. Auffällig sind die kräftige gelblichrote Farbe (7.5YR

¹⁰⁴ In sandige und in tonige Sedimente

¹⁰⁵ *Altemüller* 1967; *Kubiena* 1967

¹⁰⁶ Vgl. Abb. 29

6/6-8)¹⁰⁷ und der hohe Tongehalt. Mit 16,5 % ist der Tonanteil selbst in den untersten Schotterlagen (37-9) beträchtlich. Für die oberen Horizonte ist eine Zunahme der Tonsubstanz nachgewiesen. Dabei fällt auf, daß besonders die Proben, die von Eisspaltenhorizonten entnommen wurden, reich an Feinmaterial sind. Die Vermutung, daß ein lößartiges Material als Spaltenfüllung dient, das wahrscheinlich durch frostbedingten Wasserstau intensiv gebleicht wurde¹⁰⁸, bestätigte sich nicht. Vielmehr ist aufgrund der Korngrößenverteilung die Annahme berechtigt, daß Reste fossiler ältestquartärer und/oder tertiärer Böden hier eingelagert wurden. Der hohe Feinsand- und Tongehalt der Proben 37-5 und 37-4 ist nicht allein das Produkt einer starken Verwitterung, sondern primäre Ursache ist die Sedimentation umgelagerten Bodenmaterials. Bezeichnenderweise sind die beiden Proben schwach pseudovergleyt. Die röntgenographische Identifizierung der Tonminerale ergänzt die Beobachtungen. Proben, deren Tongehalt überdurchschnittlich hoch ist, haben eine bessere Kristallisation der Minerale und eine stärkere Intensität im Bereich der Zweischichttonminerale, was darauf deutet, daß ein großer Teil der Kaolinite nicht an Ort und Stelle gebildet wurde, sondern daß es sich um Umlagerungsprodukte handelt. Hohe Kaolinitgehalte sind aber aus tertiären Bodensedimenten und Böden bekannt¹⁰⁹. Somit darf man die tonigen Einlagerungen in den T5-Schottern als Zeugen dafür ansehen, daß im Altpleistozän noch Relikte tertiärer Böden vielerorts erhalten waren¹¹⁰.

Bleiben die Horizonte der T5-Terrasse unberücksichtigt, in denen nachweislich toniges Material sedimentiert wurde, so zeigen aber auch die Schotterlagen relativ hohe Kaolinitanteile, bei denen der Tongehalt allein auf die Verwitterung nach der Akkumulation zurückzuführen ist. Diese Tatsache, die Entwicklungstiefe, die starke Verlehmung, Plastizität, Dichte und intensive gelblichrote Farbe können nur das Ergebnis einer Bodenbildung während einer verhältnismäßig warmen und langandauernden Interglazialzeit sein. Dieselben charakteristischen Merkmale findet Paas (1961,203) in einem fossilen Boden auf der jüngeren Hauptterrasse des Rheins¹¹¹. Dieser in die Bodenklasse der „bolusartigen Silikatböden (Plastosol)“ im Sinne Kubienas (1953) zu stellende Boden wird von Paas als „braunlehmartiger gelblichroter Interglazialboden“ bezeichnet, der mitunter ein ausgeprägt marmoriertes Profil infolge Staunässe aufweist, während Pseudovergleyung ein sekundäres Merkmal dieses Bodens ist. Viele Kriterien sprechen dafür, daß die Bodenbildung der T5-Terrasse damit in die Nähe des amerikanischen „Red Yellow-Podsolic Soil“ rückt¹¹² bzw. eines Ferralitischen Bodens. Da eine elektronenmikroskopische Aufnahme viel Illit und Hydroglimmer, aber nur wenig Kaolinit erbrachte, muß von einer Parallelisierung dieses Bodens mit einem rezenten Red Yellow-Podsolic Soil abgesehen werden. Mikromorphologische Untersuchungen an den Paläoböden der JHT des Rheins veranlaßten Paas (1961), diese nicht den Red Yellow-Podsolics gleichzusetzen, sondern als „braunlehmartige gelblichrote Interglazialböden“ auszugliedern. Diese bodentypologische Bezeichnung kann man auf den Paläoböden

¹⁰⁷ nach Munsell

¹⁰⁸ Vgl. Fränzele 1965,383 und 427

¹⁰⁹ Mückenhausen 1966

¹¹⁰ Mückenhausen 1962,20

¹¹¹ Vgl. Mückenhausen 1954

¹¹² Vgl. Fränzele 1965,350; Paas 1961,194

der T5-Terrasse übertragen, da er als analoge Bildung zu den von *Paas* beschriebenen fossilen Böden der jHT des Rheins zu betrachten ist.

Das gesamte Schotterpaket wird von dieser Bodenbildung erfaßt; sogar die obersten Partien des Zechsteins (Profil 38) sind sandig verwittert und zeigen die durch wasserarme Eisenoxydhydrate bedingten gelblichroten Farbtöne. Als Zeit der Bodenbildung bietet sich das Cromer-Interglazial an¹¹³, war doch das Holstein-Interglazial für die Ausbildung der Paläoböden auf den mindelzeitlichen Sedimenten verantwortlich. Im übrigen mag die Summation zweier Interglaziale zu einer verstärkten Ausprägung führen.

Zuwenig Beachtung wurde bisher den Eiskeilen und Frostspalten geschenkt. Zwar konnten sie im Profil nicht durchlaufend verfolgt werden, doch bezeugen sie eine Aufschotterung, die sich phasenhaft und unter periglazialen Bedingungen vollzogen haben muß. Ca. 1-2 m unter der Oberfläche wurden zwei Eiskeile beobachtet (37-2 und 38-1). Beide sind mit feinsandigem Material gefüllt, das sich korngößenanalytisch von den Zechsteinproben (38-3, 38-5, 38-4) abhebt und wahrscheinlich dem su entstammt. Die Eiskeile greifen von den hangenden Schotterlagen durch den Frostspaltenhorizont hindurch. Die Anordnung der Eiskeile sowie der Frostspalten 1,5 bzw. 3 m unter der Oberfläche, d. h. im T5-Schotterkörper, belegt eine glazialklimatische Akkumulation¹¹⁴.

Wichtig im Zusammenhang mit der Fragestellung und Zielsetzung dieser Arbeit ist der Nachweis, ob Sedimente aus dem Einzugsgebiet von Wohra und Ohm am Aufbau der T5-Schotter bei Roth beteiligt sind. Einregelungsmessungen der T5-Gerölle zeigen, daß die Schotter von einem aus N' Richtung kommenden Fluß sedimentiert worden sind. Da aber bereits vor der T5-Terrassenbildung eine Entwässerung des Amöneburger Beckens durch den Ebsdorfer Grund bestand, muß sich diese durch das Fehlen der Wohra- und Ohmkomponenten bemerkbar machen. Die Laboruntersuchungen bestätigen diese Überlegungen, denn den Schottern fehlen Basalte und auch die für den Vogelsberg so typischen Halloysite.

In einem Hohlweg SE' Sichertshausen war das Profil 42 aufgeschlossen¹¹⁵. An einem nach NW abfallenden Hang überlagern T5-Sedimente einen fossilen Pseudogley (42-3). Infolge solifluidaler Bewegungen wurden die Schotter hangabwärts transportiert, wobei solifluidale Abtragung bzw. Umlagerung der T5-Schotter durch das weiß-graue, sehr tonreiche Material des Pseudogleys in idealer Weise unterstützt wurde¹¹⁶.

Die Analysendaten vermitteln ein Bild, das weitgehend Ähnlichkeit mit den Verhältnissen aus Abb. 29 hat. Auch hier findet sich unter den T5-Schottern ein fossiler Pseudogley. Der Tongehalt der Terrassensedimente ist infolge der Auswaschung während der fließerdeartigen Bewegungen allerdings geringer. Ein auf-

¹¹³ Vgl. *Paas* 1961

¹¹⁴ Die Röntgendiagramme von 38-3 (verwitterter Zechstein) und 37-9 – undeutlich auch bei 37-1 – zeigen die Beteiligung von dem Eisenoxyd Lepidokrokit an der Zusammensetzung der Tonmineralgarnitur. Der Lepidokrokit stammt aus den Zechsteinsandsteinen; in den Proben 37-9 und 37-1 muß daher aufgearbeitetes Zechsteinmaterial sein. Bestätigt wird dieser Schluß durch die Korngößenverteilung der betreffenden Proben; in Abb. 14 D fallen 37-9 und 37-1 durch ihren Gipfel in der „Zechstein“-Sandfraktion auf und unterscheiden sich dadurch von allen anderen Proben des Profils.

¹¹⁵ Abb. 30

¹¹⁶ Vgl. die S_0 -Werte von 42-1 und 42-2. Vgl. auch *Büdel* 1960; *Fränzele* 1965; *Jahn* 1967 u. a.

fälliger Unterschied gegenüber den Ablagerungen bei Roth geht auf die Einmündung der Ebsdorfer Grundtalung oberhalb dieser Schotterakkumulation zurück. Bei der petrographischen Analyse fällt der hohe Anteil der gebleichten Kieselschiefer auf. Diese von einer weißen Verwitterungsrinde umgebenen Kieselschiefergerölle waren in den Terrassenschottern bei Roth kaum vertreten. Es wurde wiederholt erwähnt, daß gebleichte Kieselschiefer neben gut gerundeten Quarzen geröllhaltigen Sedimenten des Alttertiärs entstammen. Man darf annehmen, daß die Häufung der gebleichten Kieselschiefer – meist sind es über 50 % aller Kieselschiefergerölle – den Einfluß eines Entwässerungssystems widerspiegelt, das sich zumindest bis ins Amöneburger Becken erstreckte. Damit ist auch am Ausgang des Ebsdorfer Grundes zum Lahntal ein Flußlauf belegt, der einen weiter ausgreifenden Einzugsbereich als die rezente Zwester Ohm hatte und bereits zur Mindelzeit die Schotter bei Ebsdorf sedimentierte.

Der Anlaß, das T5-Niveau weiter nach S zu verfolgen, war die Untersuchung *Ahlburgs* (1916), der die Hauptterrasse der unteren Lahn vom Rhein bis nach Gießen zusammenhängend darstellt und den Nachweis erbringt, daß die HT der Lahn, die dem T5-Niveau entspricht, mit der des Rheins und der Mosel in einem „zeitlichen und ursächlichen Zusammenhang“ steht. Außerdem galt es zu prüfen, ob den Hauptterrassenschottern bei Lollar nicht ein mindelzeitliches Alter zukommt, wie es *Schenk* (1964,226) annimmt. Aber auch der Einfluß des basaltischen Vogelsberges auf die petrographische Zusammensetzung der Schotter sollte näher betrachtet werden, um daraus Rückschlüsse auf weiter N' gelegene Schotterakkumulationen zu schließen.

Zuerst soll der Aufschluß nahe der „Klopffmaschine“ etwa 1 km E' Lollar beschrieben werden¹¹⁷. In einer Kiesgrube sind hier die Schotter des T5-Niveaus in einer rund 13 m hohen Wand aufgeschlossen. Das anstehende Paläozoikum im Liegenden wird nicht mehr erreicht. Im gesamten Profil 44 zeigen die Schotter die für die T5-Terrasse so typische gelblichrote bis rote Farbe. Die Schotterablagerung war nicht gleichmäßig; tonige, schluffige, sandige und kiesige Lagen wechseln einander ab. In den Abb. 14E, 15F, 16D, 17B, 18F und 19D sind die Laborergebnisse zusammengestellt. Der Unterschied zu den bisher betrachteten T5-Sedimenten ist auf den ersten Blick gering. Der Verlehmungsgrad nimmt von den liegenden zu den hangenden Schichten zu; der geringe Tongehalt von 1,8 % bei 44-1 ist auf eine Auswaschung der obersten Horizonte zurückzuführen, die sich auch in der abrupten Änderung der Bodenfarbe von graubraun zu rot bemerkbar macht. Doch bereits die quantitative Schotteranalyse zeigt erste Veränderungen: Der Anteil der Quarze ist durchschnittlich von 35 % bei Roth auf 45 % bei Lollar angestiegen, der Kieselschieferanteil dagegen hat abgenommen¹¹⁸. In verschiedenen Proben treten Laterite auf. Wiederholt wurden Gerölle gefunden, an denen leuchtend rote, ockerfarbige oder gelbe Krusten haften, die durch den fluviatilen Transport nicht entfernt worden waren. Lateritreste, lateritisch verbackene Quarzkörner sowie Gerölle mit lateritischen Konkretionen stammen aus dem Vogelsberggebiet. Im Einzugsgebiet der oberen Lumda werden sie von *Schenk* (1964) beschrieben, aus anderen Gebieten von *Schenk* (1965), *Friedrich-Lautz* (1963),

¹¹⁷ Abb. 31: Profil 44

¹¹⁸ Abb. 32

Harrassowitz (1930), Schönhalz (1954) u. a. Da die lateritreichen Proben einen höheren Anteil an Tertiärquarziten und gebleichten Kieselschiefern haben, muß man in ihnen den unmittelbaren Einfluß der Lumda, d. h. der sedimentären und vulkanischen Tertiärsedimente des Vorderen Vogelsberges, sehen. Dennoch sind Basaltgerölle in diesen Proben äußerst selten. Unter den Komponenten >2 mm befand sich nur in 44-9 ein Basalt. In der Fraktion 2-1 mm konnten völlig von der Verwitterung zersetzte Basalte in vereinzelt Fällen beobachtet werden, so in 44-5 und 44-4. Diese Proben entstammen einem schluffig-tonigen Horizont mit grobem Polyedergefüge, auf dessen Gefügeelementen sich Fe-Verbindungen als brauner Belag abgesetzt haben. Ebenfalls entlang der unregelmäßigen, die Aggregate begrenzenden Flächen ordneten sich die wahrscheinlich eingeschwemmten Quarzkörner und kleineren Gerölle an. Bei einem Vergleich dieser schluffig-tonigen Linsen und Bänke, die eine schwache Pseudovergleyung aufweisen, mit einem ähnlich ausgebildeten Material (37-4) aus der Terrasse von Roth hinsichtlich der Korngrößenverteilung und der Tonmineralgarnitur zeigt sich, daß auch hier gewisse Unterschiede bestehen: Während die Probe 37-4 in den Sand- und Tonfraktionen Maxima besitzt, haben die Häufigkeitspolygone von 44-8, 44-5 und 44-4 ihre Gipfel im Silt- und im Tonbereich. Die Röntgendiagramme sind bei allen Proben nahezu übereinstimmend; Kaolinit und Illit ist reichlich vertreten, dazu kommt Halloysit¹¹⁹ und eine Spur Montmorillonit bei den Sedimenten von Lollar. Im Material von 37-4 wurde ein umgelagertes tertiäres oder altquartäres Verwitterungsprodukt vermutet, das trifft auch für 44-8, 44-5 und 44-4 zu, doch dürfte bei ihnen ein anderes Herkunftsgebiet, nämlich der Vogelsberg, Hauptlieferant des Materials sein.

Aus diesen knappen Ausführungen wird deutlich, daß die Schotter von Lollar der günzeitlichen T5-Terrasse angehören, daß sich auf ihnen ein braunlehmartiger gelblichroter Interglazialboden bildete, daß der Einfluß des Vogelsberges sediment-petrographisch nachzuweisen ist und daß sich trotz des nahen Vogelsberges Basaltgerölle äußerst selten an der Zusammensetzung der Sedimente beteiligen.

Bestätigt werden die Befunde durch ein Profil der T5-Terrasse zwischen Lollar und Wieseck. Etwa 1 km W' des Hangelsteins lagern über miozänen Sanden ca. 2,5 m T5-Schotter. Obgleich im N und E des Ablagerungsortes die Basaltdecken des Vogelsberges bis auf 500 m heranrücken, sind die Basaltgerölle an den Ablagerungen selbst nur unwesentlich beteiligt¹²⁰.

Außer den beschriebenen T5-Sedimenten sind im Bereich meines Arbeitsgebietes nur noch vereinzelte Schottervorkommen in diesem Niveau bekannt geworden. Die Probe 40 stammt aus ca. 210 m NN vom Nikolaus-Berg W' Wenkbach. Die petrographische Analyse wird von den Schiefergebirgskomponenten bestimmt. Dasselbe Bild zeigt ein Schotter vom Glaskopf in Marburg-Süd (39) aus rund 50 m über der Talsohle.

Bis weit in das Schiefergebirge hinein läßt sich die T5-Terrasse verfolgen. Nur zu Vergleichszwecken wurden die Proben 48-1 und 48-2 entnommen: Der Tongehalt ist recht hoch, auch fallen die Maxima im Sandbereich vieler Proben, die durch infolge

¹¹⁹ Der Halloysit konnte relativ häufig beobachtet werden. Bei Roth fehlt Halloysit ganz. Vgl. Abb. 19 D

¹²⁰ Profil 43. Auch die vereinzelt genommenen Proben 41, 45, 46 und 47 fügen sich in das gezeichnete Bild ein.

Verwitterung aus den Sandsteinen frei werdende Quarzkörner bedingt sind, fort¹²¹.

Die Laborergebnisse und die Geländebeobachtungen der T5-Terrassenschotter haben neue Erkenntnisse hinsichtlich der Ablagerungsverhältnisse und der Altersstellung erbringen können.

1. Es konnten Kriterien für eine kaltzeitliche T5-Sedimentation gefunden werden. Eine günzzeitliche Akkumulation ist bewiesen durch die Parallelisierung dieses Terrassenniveaus mit der rheinischen HT¹²², durch den gelblichroten braunlehmartigen Interglazialboden¹²³ und durch altquartäre Rieseböden im Liegenden der Sedimente.

2. Damit ist sowohl die Vermutung von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930), daß „die Terrassen im Bereich der Mündung der Zwerster Ohm zwischen 212 und 223 m vielleicht dem Pliozän angehören können“, widerlegt als auch die von *Schenk* (1964) vorgenommene Datierung der Lahn-Lumda-HT bei Staufenberg in das Mindelglazial. *Lang* (1955) gibt keine Altersstellung der T5-Schotter an.

3. In unmittelbarer Nähe und im direkten Einzugsgebiet des Vogelsberges sind Basaltgerölle nur äußerst selten in den T5-Schottern anzutreffen. Diese Beobachtung deckt sich mit der Beschreibung der Hauptterrassenschotter zwischen Wieseck und Gießen durch *Krekeler* (1929,461).

4. Die sedimentpetrographischen Untersuchungen erbrachten, daß die geringen Basaltanteile in den Schottern nicht allein auf eine chemische Seigerung durch die Verwitterung nach der Sedimentation zurückzuführen sind. Der petrographische Vergleich der korrelierten Bildungen (T5-Schotter) mit dem Ausgangsgestein erlaubt morphogenetische Folgerungen, die weiter unten besprochen werden.

5.6. Die 70-80m-Terrasse (T6)

Über den günzzeitlichen Hauptterrassen befinden sich höhere und damit vermutlich ältere Terrassenreste, die im allgemeinen nicht mehr so gut zu erkennen sind wie die bisher besprochenen. Sedimentologisch ausdeutbare Schotterakkumulationen befinden sich nur am Wetter-Berg¹²⁴. Dennoch deuten verschiedene Terrassenreste in rund 70-80 m über der heutigen Talsohle eine Talgeneration an, deren altersmäßige Einordnung nur aufgrund der Höhenlage zwischen der T5-Terrasse und einer pliozänen Trogterrasse vorgenommen werden kann.

Bedingt durch die Untersuchungen von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) und *Blanckenhorn* (1939), die in dem T6-Niveau teils Spuren einer unterpliozänen, teils

¹²¹ Ohne in die Diskussion über die Eder-Terrassen der Frankenberger Bucht eingreifen zu wollen (*Wenzel* 1931; *Blume* 1949; *Sandner* 1956; *Sobotha* 1959), sollen hier die Laborbefunde einiger Proben (50) von der Terrasse bei der Frankenberger Friedhofkapelle angeführt werden. Bei einem Vergleich der Proben mit denen der Lahn zeigt sich, daß die Gerölle wahrscheinlich den T5-Schottern der Lahn gleichzustellen sind. In den „grelorange bis weißen Tonen mit hellgrünen Linsen“ (*Sobotha* 1959,284) vermute ich umgelagertes tertiäres Bodenmaterial. Danach wäre die 50–60 m-Terrasse bei Frankenberg – wie die T5-Terrasse der Lahn – eine günzzeitliche Bildung.

¹²² *Ahiburg* 1916

¹²³ Vgl. *Paas* 1961

¹²⁴ Abb. 23 und 49

einer oberpliozänen Urlahn sahen¹²⁵, wurden von anderen Autoren im Lahntal zwischen Cölbe und Bellnhausen weder Terrassenreste in diesem Niveau vermutet noch gesucht. Als einziger erwähnt *Maull* (1919,95) einmal: „Noch tiefere diluviale Terrassen zeigt das Lahntal (270-280 m)“, d. h. 70-80 m über der Talsohle.

In den Verebnungen am Wetter-Berg in rund 70-80 m über der Talaue vermute ich einen altpleistozänen, präglünzeitlichen T6-Talbodenrest¹²⁶. *Blanckenhorn* (1939) verbindet diese Verebnung mit einem unterpliozänen Terrassenrest. *Kayser* (1915b) stellt die Schotter des Wetter-Berges ins älteste Pleistozän, und *Lang* (1955,109) bemerkt, daß die Schotter allein wegen ihrer Höhenlage nicht einer pliozänen Lahn angehören können. Aus einer Untersuchung der morphologischen Verhältnisse im Lahntal zwischen Cölbe und Roth ergibt sich, daß auch in diesem Talabschnitt Verebnungen in ca. 70-80 m relativer Höhe zu erkennen sind¹²⁷. Außerdem fällt auf, daß eine Verbindung in diesem Niveau vom oberen Lahntal zum Amöneburger Becken fehlt. Doch allein aus diesen spärlichen Resten eines Terrassenniveaus, daß sich von Göttingen flußaufwärts wesentlich klarer abzeichnet, auf einen altquartären Lahnlauf zwischen Cölbe und Bellnhausen zu schließen, ist nicht zulässig.

Aus dem Amöneburger Becken dagegen sind verschiedene Schottervorkommen beschrieben worden¹²⁸, in denen einzelne Autoren einen früheren Lahnlauf sehen. Schotter in der Gegend von Kleinseelheim zeigen, so meint *Kayser* (1915a), daß die Lahn noch in der älteren Diluvialzeit einen Lauf nach E ins Amöneburger Becken besaß. Interessant sind die Beobachtungen von *Maull* (1919,21), die ihn zu der Fragestellung veranlassen, „ob in den benachbarten Terrassen (gemeint sind die Schotter bei Klein- und Großseelheim – Verf.) diluviale Ohmterrassen zu sehen sind – diluviale Lahnterrassen können es nicht sein, da die der Höhenlage entsprechenden Horizonte im Lahntal unterhalb Cölbe entwickelt sind, – oder ob es sich um ein abgesunkenes Stück eines pliozänen Tals handelt“. Diese von *Kayser* und *Maull* erwähnten Terrassenreste NW' Kleinseelheim werden von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) und *Blanckenhorn* (1939,55) als Ablagerungen einer spätpliozänen Lahn gedeutet, da sie aus dem „typischen Geröll der Oberlahn“ bestehen. Auch die Schotter am SE-Fuß des Stempels bei Moischt gehören nach den beiden Autoren zu einer pliozänen Lahn. *Lang* (1955,112) nimmt sich ebenfalls dieser Sedimente an: „Im Amöneburger Becken. . . treten an den verschiedenen Stellen grobe Schotter auf, allerdings nur als Leseschotter und nirgends anstehend, die in ihrem Aussehen, in ihrer Zusammensetzung und auch der maximalen Größe ihrer Gerölle sehr starke Unterschiede gegenüber den bisher besprochenen Schottern (Lahnschotter) zeigen, Unterschiede, die bisher nicht genügend beachtet wurden.“ Die eigenen Beobachtungen bestätigen *Langs* Angaben: Die Schotter bei Klein- und Großseelheim und Moischt, sowie am Sportplatz Schröck und an der Tonkaute zwischen Ebsdorf und Beltershausen wurden nur als Leseschotter vorgefunden. Auffallend ist bei allen Sedimenten die Färbung der Kieselschiefer, die oft eine graugelbe bis bräunliche Farbe zeigen und sich dadurch von den Lahnschottern recht deutlich abheben. Kieselschiefer dieser Färbung stehen in den Schiffelborner Schichten im S' Keller-

¹²⁵ Vgl. Abb. 2

¹²⁶ Profil 49

¹²⁷ Vgl. Abb. 49

¹²⁸ *Kayser* 1915a; *Blanckenhorn & Kurtz* 1930; *Lang* 1955

wald in der Nähe der Oberförsterei Densberg an¹²⁹. Auch das Auftreten dunkelroter Eisenkiesel und der sehr geringe Anteil an paläozoischen Sandgesteinen ist weniger für die Lahnschotter als vielmehr für die der Wohra kennzeichnend¹²⁹. In den Schottern der Tonkaute bei Ebsdorf befinden sich viele sehr gut abgerollte Quarzkomponenten, Eisenkonkretionen und neben den bräunlichgelben auch etliche gebleichte Kieselschiefer. *Lang* (1955,117f.) vermutet zu Recht, daß der vorliegende Schotter ein Mischschotter ist, in dem neben den Wohrageröllen auch solche aus tertiären Sedimenten und wahrscheinlich pliozänen Flußschottern, die im Amöneburger Becken zur Ablagerung kamen, aufgearbeitet sind. Im Ebsdorfer Grund sind Leseschotter zwischen Hachborn und Ilshausen bekannt, die von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) einer pliozänen Lahn zugeordnet werden. *Lang* (1955,118f.) macht auf die Möglichkeit aufmerksam, diese Schotter mit den oben beschriebenen zu parallelisieren, obgleich ausreichende Beweise dafür nicht vorliegen. Aufgrund seiner Untersuchungen kommt *Lang* zu dem Ergebnis, daß diese Schotter nicht dem hypothetischen pliozänen Lahnlauf von *Blanckenhorn & Kurtz* zukommen, sondern einem Fluß mit einem Einzugsbereich im S' Kellerwald, d. h. einem Vorläufer der Wohra, dem sich N' Ebsdorf ein von E kommender Fluß zugesellt, in dem *Lang* einen Ohmvorläufer sieht. *Lang* (1955,117) spricht von einem relativ hohen Alter dieser Schotter, nämlich einem „pliozänen Alter, aber auf keinen Fall älter“, ohne weitere Beweise für diese stratigraphische Zuordnung zu geben.

Die Frage nach einer exakten Altersstellung der Schotter ist kaum zu beantworten, da die Sedimente nicht in situ angetroffen werden, sondern nur als dünne Schotterbestreuung an sekundärer und tertiärer Lagerstätte. Auch die Höhenlage über NN ist aufgrund junger tektonischer Bewegungen nicht aussagefähig. Jedoch erbrachten die Geländearbeiten, daß die Schotter der Wüstung Bichmannshausen N' Kirchhain, die von *Lang* mit den oben erwähnten Geröllen gleichgesetzt werden, wesentlich älter sind, allein schon wegen ihrer Lage auf einer deutlichen Verebnungsfläche. Diese Sedimente werden daher weiter unten in anderem Zusammenhang besprochen, ebenso die Schweinsberger Schotter, in denen auch *Lang* die Sedimente eines älteren Flusses sieht.

Damit ergibt sich für die Gerölle im Amöneburger Becken zumindest eine relative Altersstellung. Ich bin geneigt, die Schotter als Ablagerungen eines altquartären Wohra- bzw. Ohmlaufes anzusehen und sie dem beschriebenen 70-80m-Niveau der Lahn gleichzusetzen, und zwar aus folgenden Gründen: Die Schotter im Amöneburger Becken enthalten keine Lahnkomponenten, d. h. die Lahn muß zu dieser Zeit bereits den Talabschnitt Cölbe-Bellnhausen benutzt haben. Andererseits sind die Schotter jünger als die Ablagerungen des Jungtertiärs bei Schweinsberg und N' Kirchhain, aber älter als die mir bekannten günzeitlichen T5-Sedimente. Dadurch wird die im Mittellahntal undeutlich ausgebildete prägünzeitliche, altquartäre Talgeneration in 70-80 m über der rezenten Talaua indirekt nachgewiesen.

Das T6-Niveau ist auch im Buntsandsteingebiet des unteren Wohratales zwischen Rauschenberg und Kirchhain durch verschiedene Verebnungen in ca. 80-90 m über der Wohratalsohle, und damit etwa 10 m höher als an der Lahn, zu verfolgen.

¹²⁹ *Lang* 1955,116

5.7. Die Trogterrasse (P1)

Weitmuldige Talformen, die als unmittelbare Vorläufer des heutigen Gewässernetzes angesehen werden dürfen, begleiten die größeren Flußläufe im Marburger Raum auf weiten Strecken. Von der Lahn werden sie durch *Blume* (1949,154ff.) beschrieben. An die Untersuchungen von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) und *Blanckenhorn* (1939) anknüpfend werden bei *Blume* zwei Stufen unterschieden: ein oberpliozäner Talboden in rund 50-80 m über der Talsohle und ein unterpliozäner Talboden in 65-140 m relativer Höhe. Beide Niveaus sind nach *Blume* nur im Bereich des Schiefergebirges an der Oberlahn entwickelt. Im Amöneburger Becken, Ebsdorfer Grund und Mittellahntal bringt *Blume* Flächenreste mit den von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) beschriebenen pliozänen Schottervorkommen in Verbindung. *Blumes* Zweiteilung der Trogterrasse in einen unter- und oberpliozänen Talboden kann nicht mehr zugestimmt werden, da die vorliegenden Untersuchungen gezeigt haben, daß die pliozänen Schotter *Blanckenhorn & Kurtz'* teilweise dem T5-Niveau und auch einem älteren quartären Flußsystem angehören. Allerdings entspricht der unterpliozäne Talboden *Blumes* im Bereich der Oberlahn meiner P1-Terrasse ¹³⁰.

In meinem Arbeitsgebiet ist das P1-Niveau am schönsten bei Cölbe ausgebildet. Hier liegt es in etwa 300 m NN genau 100 m über dem heutigen Talboden. In der Cölber P1-Terrasse sieht *Maull* (1919,22) „die einzige morphologisch scharf ausgeprägte und durch die Schotterfunde geologisch gestützte ältere, wahrscheinlich pliozäne, breite, selbst aus weiter Entfernung . . . gut erkennbare Talterrasse“. Dieses 300m-Niveau ist an vielen Stellen sichtbar. Im Schiefergebirge wird die Oberlahn von Verebnungen in rund 100 m relativer Höhe begleitet, die bei *Blume* (1949,159ff.) ausführlich dargestellt werden. Das Niveau setzt sich vom Cölber Sporn aus zum N' Amöneburger Becken hin fort. Entlang der Wetschaft und der Wohra läßt es sich – nach N ansteigend – verfolgen. Im Bereich des Amöneburger Beckens sind die Spuren der P1-Verebnungen verwischt, doch im Ebsdorfer Grund treten sie wieder auf: N' Hachborn in ca. 270 m NN, zwischen Hassenhausen und Ilschhausen in 270 m NN, nach der Einmündung in das Lahntal SE' Sichertshausen in 265 m NN, auf der anderen Talseite N' Salzböden in 258,5 m NN, N' Mainzlar in 260 m NN und entlang der Lumda bei Allendorf in 265 m NN. Aber auch im Bereich des Lahntales zwischen Cölbe und Bellnhausen ist das P1-Niveau entwickelt, so an der Weinstraße zwischen Goßfelden und Wehrda (300 m NN), im Gedankenspiel N' Wehrda (293 m NN), am Hohen Stein zwischen Knutzbach und Kupferschmiede (280 m NN), am Richtsberg in Marburg-Süd (293,3 m NN), im Marburger Stadtwald SE' der Kaserne Tannenbusch (280 m NN), zwischen Cappel und Bortshausen (275-280 m NN), NW' und SE' Oberweimar, W' Holzhausen und W' Fronhausen in rund 270-260 m NN ¹³¹.

¹³⁰ Trogförmige Terrassen sind aus dem E' Rheinischen Schiefergebirge von *Stickel* (1930) beschrieben worden. *Harrassowitz* (1922), *Panzer* (1923), *Gellert* (1928) und *Andres* (mdl. Mitt.) beschäftigten sich u. a. mit den Trogterrassen an der unteren Lahn (vgl. auch *Ahlburg* 1916). Für den Vogelsberg sind *Klüpfel* (1926, 1930), *Hummel* (1922, 1940), *Schenk* (1964) und *Schulze* (1959, hier weitere Literatur) in Zusammenhang mit den Trogterrassen zu nennen, für die Eder *Wenzel* (1931), *Blume* (1949), *Sandner* (1956) und *Sobotha* (1959).

¹³¹ Vgl. Abb. 49

Es fällt auf, daß das P1-Niveau sowohl vom Rheinischen Schiefergebirge als auch von N (Wetschaft, Wohra) und E (Lumda) entlang der Täler absinkt, wobei für den Marburger Raum das Gießener Becken als lokale Erosionsbasis anzusehen ist. Die Fortsetzung zeichnet sich am unteren Lahntal ab und wurde im Limburger Becken von *Andres* (mdl. Mitteilung) nachgewiesen.

In Abb. 33 ist die Verbreitung der präpleistozänen Flußschotter dargestellt. Die Tatsache, daß weder im Ober- und Mittellahnggebiet noch im Ebsdorfer Grund, im Wetschaft- und Wohratal Sedimente angetroffen werden, die sich schon aus ihrer Höhenlage möglicherweise mit dem P1-Niveau parallelisieren lassen, macht von vornherein den Versuch zweifelhaft, anhand der auf den E' und NE' Randhöhen des Amöneburger Beckens aufgefundenen Schotter Aussagen über das Alter und die Genese der Trogterrassen vorzunehmen.

Sämtliche Schottervorkommen sind nach *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) und *Blanckenhorn* (1930a+b, 1931, 1939) Ablagerungen tertiärer Lahnvorläufer¹³². Besonders die auf dem Juxplatz bei Neustadt auftretenden Schotter sind für die beiden Autoren beweiskräftige Zeugnisse einer jungtertiären Entwässerung aus dem Oberlahnggebiet und dem Weilburg-Gießener Raum nach NE zum Ziegenhainer Becken. Erste Kritik an diesem hypothetischen Lahnvorläufer übte *Lang* (1955, 130ff.). Es stellte sich heraus, daß in den Schottern bei Neustadt Gerölle aus der näheren Umgebung sedimentiert worden waren.

Über die Mächtigkeiten der Schotterablagerungen E' des Amöneburger Beckens geben verschiedene Bohrungen Aufschluß, die durch *Höltling* geologisch ausgewertet wurden¹³³. Es wird deutlich, daß die pliozänen Ablagerungen nicht so häufig sind, wie von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) und *Lang* (1955) angenommen wurde. Nur die Bohrungen zwischen Niederklein und Allendorf erbrachten Pliozänsedimente von 4 bis ca. 10 m, während im Bereich der Wasserscheide Rhein/Weser zwischen Allendorf und Neustadt Sande und Tone des Miozäns gefunden wurden. Auf der Emsdorfer Höhe N' Stadt-Allendorf wurden 5,15 m Quartärsedimente angetroffen und bei der Försterei Schafgarten E' Schweinsberg unter 3,0 m pleistozänem Lehm jungtertiärer Melanienton.

Durch die eigenen Untersuchungen soll versucht werden, die anhand der Bohrungen gewonnenen Erkenntnisse zu ergänzen und in bezug auf die Landschaftsentwicklung morphogenetisch zu deuten.

E' der Försterei Schafgarten waren im Frühsommer 1966 zwei Aufschlüsse vorhanden, die eine verhältnismäßig geringmächtige Sedimentauflage über den miozänen Tonen bei der Försterei und den oligozänen(?) Sanden am SW' Hang des Rabennestes zeigten¹³⁴. Schotter überziehen den gesamten Hang beiderseits der Straße zwischen Schweinsberg und Niederklein in einer Höhenlage von 205 bis 260 m NN; dadurch kommen sie im E direkt auf Buntsandstein, im W auf tertiären Schichten zu liegen. In Abb. 34 ist das Profil 51 aufgenommen, das über den gelben tertiären Sanden (51-5) in diskordanter Lagerung fluviatile Sedimente zeigt, und zwar zuerst etwa 40 cm Grobsand (51-4), darüber konkordant 15 cm Feinkies

¹³² Vgl. Abb. 2

¹³³ Vgl. Anhang Bohrungen und die bei *Höltling & Stengel-Rutkowski* (1964) aufgeführten Bohrprofile

¹³⁴ Profil 51 und 52

(51-3), der mit einer tonreichen Lage (51-2) gegen einen gröberen Schotter (51-1) grenzt; letztgenannter ist in seinen obersten Horizonten von einer rezenten braunerdeartigen Verwitterung erfaßt.

Die Laboruntersuchungen¹³⁵ erlauben weitere Einblicke in die Sedimentations- und Verwitterungsprozesse. Die Proben 51-4 und 51-3 sind äußerst gut sortiert; der Verlehmungsgrad ist relativ gering; im Profil ist eine ± horizontale Schichtung deutlich ausgeprägt. In der petrographischen Zusammensetzung tritt der Quarzanteil mit 68 und 84 % hervor; paläozoische und Tertiärquarzite, Kieselschiefer und Eisenkonkretionen bilden den Rest. Auf den Röntgendiagrammen ist die Kaolinitinterferenz gegenüber der des Illits besonders stark ausgebildet. All diese Kriterien deuten auf ein präpleistozänes Sediment, denn der hohe Quarzgehalt erklärt sich nicht aus einer Seigerung nach der Ablagerung infolge Verwitterung – dazu ist der Verlehmungsgrad zu gering und die Schichtlagerung zu ungestört –, sondern die Quarze müssen bereits bei der Gesteinsaufbereitung und auf dem Transport angereichert worden sein. Der röntgenographisch nachgewiesene Kaolinitgehalt übertrifft alle bisher betrachteten Proben, obgleich er einem kaum verwitterten Sediment angehört. Bei der elektronenmikroskopischen Aufnahme erscheinen die gut kristallisierten Kaolinite als scharf umgrenzte Plättchen. Eine gute Kristallisation zeigen auch viele Kaolinite von 37-7 aus der T5-Terrasse bei Roth¹³⁶. Obgleich der Ordnungsgrad des Kristallgitters von örtlichen Verwitterungsbedingungen¹³⁷ abhängt, hat es den Anschein, daß mit der absoluten Zunahme der Kaolinite in den Sedimenten auch deren Kristallisation besser wird; m. a. W. je intensiver die Bodenbildung, desto höher ist der Kaolinitanteil und desto vollkommener ist die pseudo-hexagonale Umgrenzung ausgebildet. In Zusammenhang mit den Ergebnissen der quantitativen Schotteranalyse darf aus diesen Beobachtungen gefolgert werden, daß es sich hier nicht mehr um ein quartäres, sondern um ein tertiäres Sediment handelt, das aufgrund der petrographischen Analyse den Kieseloolithschottern des Mittelrheins¹³⁸ gleichzusetzen ist; die Kaolinitdominanz der Tonsubstanz wird durch eine intensive Verwitterung unter verhältnismäßig warmen Temperaturen erklärt¹³⁹.

Zu diesen Sedimenten gehört auch die Probe 51-2. Doch diesem Horizont ist ein anderes Material beigegeben¹⁴⁰. Lateritreste und stark verwitterte Basaltkomponenten kommen – wenn auch selten – vor. Der Anteil der Illite und Hydroglimmer ist größer. Vereinzelt sind größere Gerölle aus den hangenden Schichten in diesen Horizont eingedrungen. Das Material von 51-2 charakterisiert den Übergang von den besprochenen Proben zu einem rund 0,5 m mächtigen Schotterkomplex, in dem eine allgemeine Zunahme der Geröllgröße von unten nach oben festzustellen ist und der keine fluviatile Schichtung mehr erkennen läßt (51-1). Nicht nur die Kornverteilung und die Zurundung der Quarze¹⁴¹ unterscheiden sich von den liegenden Sedimenten, sondern ebenso die petrographische Zusammensetzung, in der der

¹³⁵ Abb. 14 F, 15 G, 16 E, 17 C, 18 G + H, 19 E

¹³⁶ Abb. 19 D

¹³⁷ Wie z. B. Verwitterungsagenzien, Konzentration der Begleitstoffe etc. Vgl. *Beutelspacher & van der Marel* 1962, 24

¹³⁸ Vgl. *Kaiser* 1961

¹³⁹ *Bakker* 1966a+b

¹⁴⁰ Vgl. Md-, S₀- und S_k-Wert

¹⁴¹ Abb. 35

Quarzanteil auf 9 % abgesunken ist; interessant ist das Auftreten von Sandsteinen und der große Gehalt an Eisenkrusten. Die Untersuchung des Materials <2 mm erbrachte nicht selten Laterit- und Basaltreste. Sieht man einmal von den basaltischen Komponenten der feineren Fraktionen ab, so wird klar, daß die Schotter von 51-1 den Sedimenten entsprechen, die *Lang* (1955,105ff.) einer pliozänen Lahn zuordnen will. Diese Schotter aber, die *Lang* E' Schweinsberg auffindet, sind für ihn die einzigsten Beweise eines pliozänen Lahnlaufs im Gebiet des Amöneburger Beckens. Daher kommt diesem Schottervorkommen ganz besondere Bedeutung zu. Typische Gerölle aus dem Oberlahngebiet müßten sich hier wiederfinden lassen. Viele Oberlahngerölle unterscheiden sich nicht von denen aus dem Kellerwald und sind daher für einen petrographischen Vergleich der Schweinsberger Schotter mit dem Ausgangsgestein verschiedener Herkunftsgebiete untauglich. Für *Lang* sind nur die Kieselschiefergerölle aussagefähig, denn im Lahnggebiet treten hauptsächlich hell- und dunkelgraue Kieselschiefer auf, während die Wohraschotter meistens gelbbraune bis braune Kieselschiefer führen. In den Kieselschiefergeröllen der Schweinsberger Schotter erkennt *Lang* (1955,106f.) deutlich zwei verschiedene Gruppen: Einmal sind es graufarbene, *mäßig* gebleichte, oberflächlich schwach glänzende, nur kantengerundete Gerölle, zum anderen *stark* gebleichte, weißlich-graue, gut gerundete Gerölle. Von den ersten nimmt *Lang* an, daß sie erst nach der Ablagerung gebleicht wurden, während die zweiten schon eine Bleichung im Abtragungsgebiet erfahren haben. Ohne weitere Erklärung scheint *Lang* vorauszusetzen, daß die Kieselschiefer dem Oberlahngebiet entstammen. Obgleich ich dieselben Beobachtungen machen konnte, möchte ich mich dennoch dieser Interpretation nicht sofort anschließen, da ich in den kleineren, besser gerundeten, stark gebleichten Kieselschiefergeröllen aufgearbeitetes Material älterer tertiärer Sedimente vermute. Der andere Teil der Kieselschiefer mag aus dem Rheinischen Schiefergebirge von einem Vorläufer der Lahn herantransportiert worden sein; die Laterit- und Basaltreste, der große Anteil an Fe-Konkretionen und die rötlich-grauen, scherbigen Tertiärquarzite beweisen, daß hier Sedimente verschiedener Herkunft und unterschiedlicher Verwitterung vermischt worden sind.

Diese zuletzt genannten „pliozänen“ Schotter *Langs* bedecken den ganzen Südhang des Rabennestes. Gerade diese Schotter aber möchte ich als jungmiozäne, später solifluidal verlagerte Gerölle ansehen¹⁴². *Plioziän* sind meiner Ansicht nach nur die Schotter der Proben 51-2 bis 51-4¹⁴³. Eindeutige Beweise dafür lassen sich nicht mehr erbringen; auch bleibt unklar, ob Lahngerölle an ihrem Aufbau beteiligt sind. In Profil 52 ist die Grenzschicht zwischen den pliozänen Sedimenten und den umgelagerten hangenden Schottern durch eine Tonlinse (52-2) vertreten, in der das Material eines fossilen Graulehms zu erkennen ist. Weiter hangaufwärts¹⁴⁴ sind die pliozänen Sedimente nicht mehr ausgebildet; hier lagern die Schotter (53-1) über weiß-rot gebänderten Tonen (53-3), deren stratigraphische Stellung nicht einwandfrei zu bestimmen ist. Zusammenfassend lassen sich anhand der Abb. 36 folgende Sedimentationsphasen ablesen:

¹⁴² Aufgrund der miozänen, oolithischen, nicht fluviatil bearbeiteten Quarzitknollen. Vgl. die Ausführungen weiter unten.

¹⁴³ Vgl. Abb. 36

¹⁴⁴ Profil 53

1. Über tertiären Quarzsanden sedimentierten während des Pliozäns fluviatile Schotter. Diese sind nur noch im Bereich des rezenten Hangfußes ausgebildet. Der geringe Verlehmungsgrad, in dem jedoch tertiäre Klimaverhältnisse zur Zeit der Verwitterung zum Ausdruck kommen, deutet auf eine Erosionsphase, in der große Teile der Sedimente abgetragen wurden. Vermutlich wurden die Abtragungsprozesse zeitweilig von Sedimentationsphasen unterbrochen, in denen die umgelagerten Graulehne sedimentiert wurden. Es läßt sich nicht nachweisen, ob man in diesen Ablagerungen korrele Bildungen von Erosionsvorgängen im Oberlahngebiet sehen darf.

2. Die pliozänen Sedimente werden von einem solifluidal herangeführten Schotter überdeckt, dessen Material verschiedene Einzugsgebiete widerspiegelt. Die Wahrscheinlichkeit ist groß, daß Komponenten aus dem Bereich der oberen Lahn an der Zusammensetzung der Gerölle beteiligt sind. Basalt- und Lateritreste bezeugen den Einfluß des Vogelsberges. Scherbige miozäne Quarzite, denen eine fluviatile Bearbeitung nicht anzusehen ist, treten vereinzelt auf. Die Verlehmung dieser Schotter ist gering, die Bodenteilchen scheinen meist zu Mikroaggregaten vereinigt zu sein, so daß ein erdiges Gefüge entsteht. Es ist daher nicht ausgeschlossen, daß hier ein latosolartiger¹⁴⁵ Boden umgelagert wurde. Wann die Fließerdebewegungen stattgefunden haben, läßt sich nicht exakt ermitteln; die tektonische Absenkung der Schweinsberger Depression bot im Pleistozän die Voraussetzung dafür.

Anstehende Pliozänschotter wurden an anderen Stellen nicht gefunden¹⁴⁶. Doch ist eine Beobachtung interessant, auf die mich Prof. R. Huckriede vom Marburger Geologischen Institut aufmerksam machte. An verschiedenen Stellen im Amöneburger Becken, so auch auf der Warte bei Roßdorf, fand Huckriede Gerölle, die von schwarzen, lackartig glänzenden Rinden überzogen waren. Besonders Kiesel-schiefer waren von dieser Rindenbildung betroffen, die mehrere mm stark sein konnte, während der Gesteinskern eine graue oder bräunliche Färbung zeigte. Die Rinden wurden als SiO₂-Krusten identifiziert¹⁴⁷, die ein relativ trockenes Klima anzeigen und als typische pliozäne Verkieselungen angesehen werden können.

Die Schweinsberger Schotter führen in den hangenden, solifluidal umgelagerten Schichten Komponenten aus dem Oberlahngebiet. Diese Ablagerungen sind aufgrund der Gelände- und Laborbefunde aus einem jungtertiären Sediment hervorgegangen, das möglicherweise mit den wannenartigen Talformen in ursächlichem Zusammenhang steht. Es muß daher die Aufgabe weiterer Untersuchungen sein, die durch Fließerdeprozesse und tektonische Absenkung beeinflussten Sedimente an anderer Stelle in situ wiederzufinden. Die Geländearbeiten ergaben, daß fluviatile Sedimente mit den gleichen sedimentpetrographischen Eigenschaften in ungestörter Lagerung in der Marburger Landschaft nicht mehr vorhanden sind. Wohl aber wurden auf den ausgedehnten Verebnungsflächen in rund 300 m NN NE' Kirchhain und Langenstein ähnliche Ablagerungen angetroffen, die von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) und *Blanckenhorn* (1939) „als zwingender Beweis für das Erscheinen echter Lahngerölle des Unterpliozäns hoch über dem Ohmtal“ und von *Lang* (1955, 112ff.) als Schotter einer Ur-Wohra angesehen werden.

¹⁴⁵ Latosol nach *Kubiena* 1953

¹⁴⁶ Bei Cölbe treten sie als Leseschotter auf.

¹⁴⁷ *Huckriede, Fränze*, beides mdl. Mitt.

Das Profil 56 wurde 1,5 km N' Langenstein in 300 m NN aufgenommen. Aus Abb. 37 ist zu ersehen, daß die Sedimentauflage sehr gering ist. Das Liegende der Schotter bilden weiß-grau-rot marmorierte Tone (56-3), aufgrund der Korngrößenverteilung wohl ein Verwitterungsprodukt des Buntsandsteins. Als Deckschicht wurde ein sandiger Löß (56-1), auf dem sich eine Braunerde entwickelte, vorgefunden. Die Schotter selbst sind stark verlehmt (Ton Gehalt ca. 30 %) und haben eine rötlich-gelbe Farbe. Der hohe S_o -Wert von 18,7 besagt nicht nur, daß die Sedimente stark verwittert sind, sondern auch, daß sie eine Umlagerung erfahren haben. Der Schiefekoeffizient deutet auf ein Überwiegen gröberer Komponenten hin, was bei intensiv verwitterten Sedimenten erstaunt. Bei der Betrachtung der einzelnen Gerölle fällt jedoch sofort auf, daß die bei weitem größten Gesteine aus scherbigen Quarzitknollen bestehen, die bereits aus den Sedimenten 36-1, 36-2, 51-1, 52-1 etc. bekannt sind. Diese Tertiärquarzite treten reichlich auf und sind überhaupt nicht abgerollt; ihre Struktur ist oft sehr dicht und fein, ihre Farbe mitunter rötlich. Wichtig ist die Feststellung, daß sie keine Anzeichen einer Abrollung zeigen¹⁴⁸. Diese Quarzitbildungen sind nur nach der Schotter sedimentation denkbar. Nach *Bakker* (1966a) und anderen Autoren¹⁴⁹ ist eine oolithische Quarzitbildung für verschiedene Trockenphasen des Miozäns nachgewiesen, d. h. die Schotter müssen mindestens miozänen Alters sein. Diese stratigraphische Stellung läßt sich zwar mit der intensiven Verwitterung, für die die ausgesprochene Kaolinitdominanz bei gleichzeitigem Fehlen von Illit im Röntgendiagramm¹⁵⁰ bededtes Zeugnis ablegt, vereinbaren, jedoch nur schwer mit den Ergebnissen der petrographischen Analyse. Obgleich die Kieselschiefer z. T. recht stark gebleicht sind und auch die miozänen Quarzite oft eine weißliche Verwitterungsrinde zeigen, befinden sich in den Schottern äußerst mürbe Basaltreste und Bruchstücke von Lateritkrusten, allerdings nur in der Fraktion <2 mm. Auch fallen die vielen kleinen schwarz-rot gefärbten Körner auf, die idiomorphe Quarze enthalten und auf eine ferrallitische Verwitterung hindeuten. All diese Komponenten sind Relikte einer tertiären Roterde- bzw. Lateritverwitterung, einer Bodenbildung, die aus basaltischem Material hervorgegangen ist. Bauxite, Bohnerze und Verkieselungen sind auch für die Schotter bei Neustadt typisch und von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) beschrieben worden, weshalb die Schotter bei Neustadt von den beiden Autoren an die Grenze Miozän/Pliozän und von *Blanckenhorn* (1939) ins untere Pliozän gestellt wurden. Nach den Untersuchungen von *Tatge* (Dipl.-Arbeit Marburg, unveröffentlicht) ist es wahrscheinlich, daß die Bildung der Bauxite und Bohnerze im Pliozän erfolgte. Es ist nur möglich, anhand der lateritischen Bildungen stratigraphische Aussagen zu machen, wenn das Alter der Laterite bestimmt werden kann.

Harte und daher widerstandsfähige Laterite wurden auf basaltischen Gesteinen und Tuffen des Vogelsberges gebildet. Aus Konkretionshorizonten innerhalb der Lateritböden stammen die von Sesquioxid-Filmen umgebenen und dadurch verbackenen Quarzkörner, die ebenfalls in den Sedimenten angetroffen werden. *Maignien* (1966,45) berichtet von „false concretions, consisting of altered rock debris impregnated by ferruginous solutions“; vielleicht sind die in den Schottern

¹⁴⁸ Vgl. *Lang* 1955,114

¹⁴⁹ Vgl. Kapitel 3.2.3.: Der petrographische Aufbau des Herkunftsgebietes

¹⁵⁰ Probe 56-2 in Abb. 18 H

auftretenden Basaltreste als derartige Bildungen eines Konkretionshorizontes abgetragen und umgelagert worden.

Besteht an dem Vorkommen von Lateriten und Bauxiten im Vogelsberg kaum ein Zweifel¹⁵¹, so ist man sich doch über die Zeit der Bildung nicht einig. Die rezente Lateritisierung ist an ein Fe- und Al-reiches Ausgangsgestein und warm-humides Klima mit Trockenzeiten gebunden; der periodische Wechsel von Zeiten mit hoher und mit relativ niedriger Bodenfeuchte wird von allen Autoren für die Lateritbildung gefordert¹⁵². Weitere Voraussetzungen sind ein flachwelliges Relief oder weite Senken. Während *Friedrich-Lautz* (1963) derartige klimatische und topographische Verhältnisse noch in pliozäner Zeit im Vogelsberg vermutet, ist *Kockel* (1958) der Meinung, daß das Pliozänklima nicht mehr warm genug war. *Schenk* (1965,295) glaubt, der Laterit sei nur aus Tuffschichten vor einer Basalt-intrusion hervorgegangen und durch Verwitterung unter subtropischem bzw. gemäßigt warmem Klima entstanden. Dagegen stehen die Ansichten von *Stegemann* (1964) und *Weyl* (1967), die eine Basaltförderung des Vogelsberges vom Aquitan mit stellenweise längeren Ruhepausen bis ins Torton/Sarmat annehmen. Eine miozäne Lateritisierung nicht nur der Tuffe, sondern auch der Basalte ist nach den zuletzt genannten Autoren ebenfalls möglich. Dürfte die Altersstellung der Laterite nur ins Miozän fallen, so bleibt dennoch für viele roterdeartige Bildungen, worunter sich sicherlich auch Produkte befinden, die als Laterite und Roterden angesprochen wurden, eine Altersstellung problematisch, wenn man bedenkt, „daß basaltisches und verwandtes Material eine gewisse Vorzugstendenz zur Bildung roter Böden zu geben scheint“¹⁵³.

Nach diesen Ausführungen will ich mich wieder den Schottern N' Langenstein zuwenden, die nachweislich abgetragenes Material des Vogelsberges enthalten. Das Nebeneinander dieser Komponenten und der oolithischen Quarzite deutet auf Ablagerungs- und Bodensequenzen. Ich möchte den Versuch machen, die Sedimente genetisch zu deuten:

1. Die basaltischen Ablagerungen unterlagen einer Roterdebildung mit Lateritcharakter während des Miozäns.

2. Noch bevor die Basalteruptionen erloschen waren, wurde ein Teil dieser Böden abgetragen und im Bereich des Neustädter Sattels wieder sedimentiert; gleichzeitig wurden fluviatile Gerölle aus dem Kellerwald, dem Burgwald und dem Rheinischen Schiefergebirge herangeführt.

3. Ein Klimaumschwung vor allem hygrischer Art war die Ursache einer Ablösung der Latosolbildung auf den Sedimenten durch eine Verkieselung, für die die Schotter genügend Quarze bereitstellten und die den Wechsel zu größerer Aridität andeutet.

4. Ein Teil des Feinmaterials wurde erodiert, so daß es zu einer relativen Anreicherung der Quarzitknollen und Gerölle kam; außerdem muß mit einer

¹⁵¹ Vgl. *Schönhals* 1954; *Schenk* 1964, 1965; *Friedrich-Lautz* 1963; *Kockel* 1958; *Harrassowitz* 1930; *Wirtz* 1965 u. a.

¹⁵² *Scheffer & Schachtschabel* 1966; *Valeton* 1962, 1967; *Tessier* 1965; *Jessup* 1961; *de Swart* 1964; *Trendall* 1962; *Marbutt* 1965; *Ganssen* 1957; *Vageler* 1938; *Mohr & van Baren* 1954; *Kubiena* 1957; *Maignien* 1966; *Finck* 1963; *Segalen* 1962 u. a.

¹⁵³ *Brunnacker* 1964,227. Im Westerwald sind sogenannte „Laterite“ oder „Roterden“ oft hydrothermale Bildungen, also kein Ergebnis einer Lateritisierung oder Latosolbildung; mdl. Mitt. von Dr. *Jaritz*, Inst. f. Bodenkd., Bonn.

wiederholten Umlagerung des gesamten Schottermaterials gerechnet werden (pleistozäne Solifluktion).

Danach hat die primäre Geröllakkumulation der Schiefergebirgskomponenten im Gebiet des Neustädter Sattels ein miozänes Alter. Nur wenn es gelingt, die Bildung der oolithischen Quarzite ins Pliozän zu datieren, kann sich auch für die Schotterakkumulation ein pliozänes Alter ergeben. An der genetischen Ausdeutung ändert sich dann jedoch nichts.

Bis 4 m mächtige umgelagerte Schotter mit großen, scherbigen, angewitterten Quarziten überlagern in einem Aufschluß¹⁵⁴ E' Langenstein oligozäne Quarzsande, die in den hangenden Schichten eine Einschlämmung roter Tone erfahren haben. Hier lassen sich die oben ausgeführten Beobachtungen ergänzen und modifizieren. Deutlich ist zu erkennen, wie aus dem Hangenden die roten Tone in die alttertiären Sande eingedrungen sind. Es besteht kein Zweifel, daß diese Tone aus einem ehemals auflagernden, heute abgetragenen Roterdeboden ausgewaschen worden sind. Die Analysendaten bestätigen diese Vermutung. In 57-1 repräsentiert sich wieder der umgelagerte Schotter mit gerundeten fluviatilen Geröllen, Quarzitknollen und verschiedenen Fe-Konkretionen. Die genetische Deutung des Profils 57 unterscheidet sich nicht von derjenigen des Profils 56. Doch wird klar, daß nach der Akkumulation der Sedimente dieselben von einer intensiven latosolartigen Verwitterung erfaßt wurden; erst danach kam es nach einem Klimawechsel zur Bildung der Quarzite.

Diese Schotter (57-1) und die zuvor besprochenen (56-2) sind nach *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) die Zeugen einer miopliozänen Lahn, nach *Lang* (1955) die einer Ur-Wohra während des jüngeren Pliozäns. Aufgrund der eigenen Beobachtungen und Ergebnisse möchte ich für diese Sedimente ein miozänes (Sarmat?) Alter annehmen. Allein die sehr gut ausgebildeten Verwitterungsrinden an den Quarziten weisen auf eine intensive Verwitterung hin, wie sie für das Pliozän kaum mehr angenommen werden kann. Gleichzeitig schließen die Verwitterungsrinden einen Transport aus, gleichgültig, ob im Pliozän oder Pleistozän, abgesehen von einer geringen solifluidalen Verlagerung. Damit sind diese Schotter Relikte einer tertiären Landoberfläche. Zu diesen Sedimenten gehören sicherlich auch die Lese-schotter *Langs* (1955) bei Großseelheim, da unter den Geröllen ein großer Anteil an nicht abgerollten Quarziten ist. Von den Schweinsberger Schottern (Profile 51 bis 53) müssen die hangenden Schichten hierzu gezählt werden. Sie sind am weitesten hangabwärts verlagert. Auch die o. a. Neustädter Abiagerungen sind nach ihren Merkmalen diesen miozänen Sedimenten gleichzustellen.

Nachdem die jungtertiären fluviatilen Schotter der Marburger Landschaft als korrelierte Sedimente verschiedener Herkunftsgebiete¹⁵⁵ gedeutet worden sind, muß im folgenden erörtert werden, welche Verknüpfungen sich zwischen den *Schottern* und den *Trogterrassen* ergeben. Das einzige, vermutlich pliozäne Schottervorkommen E' Schweinsberg liegt heute infolge tektonischer Absenkung in ca. 212 m NN; eine Zuordnung dieser Flußgerölle zu einer Trogterrasse kann nicht nachgewiesen, wohl aber vermutet werden, denn eine Trogterrasse ist vom oberen Lauf der Lahn über die Cölber P1-Fläche in das Amöneburger Becken hinein und im

¹⁵⁴ Abb. 38, Profil 57

¹⁵⁵ Schiefergebirge, Burgwald, Kellerwald, Vogelsberg, Momberger Graben

Ebsdorfer Grund wieder hinaus zu verfolgen. Diese Vermutung wird außerdem durch die Beobachtungen früherer Autoren gestützt¹⁵⁶. Die morphologischen Befunde bestätigen demnach ebenfalls einen jungtertiären Lahnlauf durch das Amöneburger Becken.

Weitaus beweiskräftiger als die pliozänen Schweinsberger Schotter und die Trogterrassen für einen jungtertiären Lahnlauf durch das Amöneburger Becken sind die ins Miozän datierten Schotter bei Schweinsberg und auf den ausgedehnten Vererbnungsflächen im NE von Kirchhain und Langenstein bis nach Neustadt. Diese Ablagerungen sind an keinerlei Talanlagen gebunden; dennoch nehme ich an, daß auch sie mit den Trogterrassen in Zusammenhang stehen. Einerseits belegen sie eine heftige Abtragung besonders der höher gelegenen Gebiete, wie Schiefergebirge und Vogelsberg, andererseits zeigen sie, daß ein durchlaufendes Flußsystem über den Neustädter Sattel nicht existierte.

Zusammenfassend lassen sich folgende jungtertiären Entwicklungsphasen erkennen:

1. Jungmiozäne Abtragung herrscht in den höher gelegenen Gebieten. Schotter der Oberlahn, der Wohra und aus den N' Basaltgebieten werden zwischen Kirchhain und Neustadt sedimentiert. Damit einher geht die erste Taleintiefung an der Oberlahn, während der Raum der mesozoischen und tertiären Sedimentgesteine Akkumulationsgebiet ist (Verschüttungsphase?).

2. Die Trogterrassenbildung greift während des nachfolgenden Pliozäns auf den Marburger Raum i. e. S. über. Das 300m-Niveau bei Cölbe und die Ebsdorfer Grundtalung werden angelegt. Im Amöneburger Becken deuten die Pliozän(?) Schotter bei Schweinsberg und der Warte bei Roßdorf auf Sedimentationsprozesse. Ob Lahnkomponenten während des Pliozäns ins Amöneburger Becken gelangten, bleibt umstritten.

3. Zur Trogterrassenzeit sind bereits die Hauptwasserscheiden im N wie im E ausgebildet.

5.8. Alttertiäre Formen und Sedimente (Oligo-miozän)

Für das jüngere Miozän und das Pliozän konnte eine Zweiteilung der fluviatilen Bildungen und ihr gegenseitiges Verhältnis in bezug auf ihre Höhenlage erkannt werden. Als dazugehörige Talungen wurden wannenartige Talformen ermittelt. Sie sind die Urform der heutigen Tallandschaft und wurden im Schiefergebirge bereits im Jungmiozän, im mesozoischen und tertiären Schiefergebirgsvorland erst im Pliozän angelegt. Es gilt im folgenden, ältere, d. h. präjungmiozäne Talgenerationen zu finden.

Angeregt durch die Vorstellung einer tertiären Verschüttung und Telepigenese im Rheinischen Schiefergebirge¹⁵⁷ versuchten viele Autoren, die Entwicklung und Anlage der Flußläufe bis ins Alttertiär zu verfolgen¹⁵⁸. Die fluviatilen Ablage-

¹⁵⁶ Vgl. *Maull* 1919,22; *Blanckenhorn & Kurtz* 1930; *Blanckenhorn* 1939; *Hummel* 1940; *Blume* 1949

¹⁵⁷ *Louis* 1951, 1953

¹⁵⁸ U. a. bei *Kremer* 1954; *Birkenhauer* 1965; *Gebhardt* 1963; *E. Schröder* 1965; *Nagel* 1965; *Solle* 1959; *Körber* 1962

rungen des älteren Tertiärs befinden sich nur ausnahmsweise in direkter Beziehung zum rezenten Flußnetz. Inwieweit sie daher noch für die Genese der Morphologie eines Raumes relevant sein können, mag dahingestellt sein. Im Marburger Raum können die alttertiären Flußablagerungen keine weiteren Ergebnisse zur Klärung der Talentwicklung liefern. Daher soll in der vorliegenden Arbeit nicht auf sie eingegangen werden.

5.9. Zusammenfassende Betrachtung der fluviatilen Sedimente

5.9.1. Die horizontale und vertikale Verbreitung

Die Verbreitung der Schotter- sowie der Felsterrassen der Marburger Landschaft ist der morphologischen Karte Abb. 49 zu entnehmen. Über die vertikale Anordnung der Zeugen älterer Talgenerationen gibt Abb. 39 Auskunft. Die Talfüllung (T1) der größeren Täler besteht aus Kiesen, Sanden und Auelehmen. Im Mittellahntal und in den Depressionen des Amöneburger Beckens kann sie Mächtigkeiten bis zu 15 m erreichen. Hier wurden die Schotter und Sande während des Würmglazials akkumuliert, während im Oberlahntal auch noch in postglazialer Zeit Kiese sedimentiert wurden. Die Ablagerung des Auelehms setzte im Mittellahntal und im Amöneburger Becken im Alleröd ein und dauert bis zur Gegenwart fort. Ebenfalls würmzeitlich sind die 2-4m-Terrassen (T2). Sie sind nur spärlich vertreten; oberhalb Goßfelden sind sie nicht mehr ausgebildet.

Das 8-12m-Niveau (T3) begleitet vielerorts den hier betrachteten Talabschnitt der Lahn. Akkumulationsformen sind häufig. Im Amöneburger Becken fehlt das T3-Niveau. Die Ablagerungen werden in die Rißkaltzeit gestellt.

Als nächsthöheres Niveau sind die 20-28m-Terrassen (T4) ausgebildet. Sie lassen sich auch im Amöneburger Becken und im Ebsdorfer Grund verfolgen. Im Mittellahntal sind die Schotter dieser Terrassengruppe überall solifluidal verlagert. Die Sedimentation dieser Terrassen fällt in die Mindelzeit.

In 40-60 m relativer Höhe befinden sich die Hauptterrassenreste (T5). Im Bereich des Buntsandsteins bilden sie nur schmale Felsleisten an den Hängen, doch bei Goßfelden erscheinen sie in flächenhafter Ausbildung. Mit einer mehrere Meter mächtigen Schotterauflage sind sie als ausgedehnte Verebnungen beiderseits der Zwerster Ohmmündung und weiter bis nach Gießen deutlich ausgeprägt. Die Schotter wurden während des Günzglazials akkumuliert.

Eine prägünzeitliche Talgeneration (T6) wird durch Terrassenreste in rund 70-80 m relativer Höhe im Mittellahntal angedeutet. Dieses Niveau wird im Amöneburger Becken durch Leseschotter belegt, die einer altpleistozänen, zum Ebsdorfer Grund entwässernden Ur-Wohra angehören.

Die Zeugen pliozäner Flußläufe sind wannenartige Talformen (P1). Die pliozänen Trogterrassen der Lahn führen aus dem Schiefergebirge in das Amöneburger Becken und von hier durch den Ebsdorfer Grund zum Gießener Becken. Terrassenreste befinden sich im allgemeinen 100 m über der heutigen Talsohle. Nur bei Schweinsberg sind wahrscheinlich infolge tektonischer Absenkung pliozäne Flußsedimente erhalten. Verschiedene Verebnungen im Lahntalabschnitt Cölbe-Bellnhausen gehören ebenfalls einem P1-Niveau an.

Stratigraphisch nicht eindeutig gesichert ist das obermiozäne Alter verschiedener Schottervorkommen im NE des Amöneburger Beckens. Die erste Talanlage der Trogterrassen im Schiefergebirge wird mit diesen Sedimenten in Zusammenhang gebracht.

Ältere Talgenerationen sind in der Marburger Landschaft nicht nachzuweisen.

Anhand der Längsprofile der Terrassenniveaus¹⁵⁹ sind Rückschlüsse auf die quartäre Tektonik möglich. An dieser Stelle soll lediglich darauf hingewiesen werden, daß die Terrassen das rezente Lahntal in nahezu gleicher relativer Höhe begleiten. Es ist allgemein bekannt, daß die Höhe der Terrassen in den Flußtälern talaufwärts allmählich abnimmt; diese Erscheinung tritt erst an der Grenze Grundgebirge/Deckgebirge bei Goßfelden ein. Geht man davon aus, daß sich die Zahl der Terrassen gegen das Quellgebiet hin vermindert, „weil die älteren Terrassen in den durch Regression nachträglich ausgemeißelten oberen Talabschnitten fehlen“¹⁶⁰, so wird das Aussetzen des T2-Niveaus im Oberlahntal erklärt. Die verschiedene Höhenlage der Terrassen S' Sichertshausen hat ihre Ursache in tektonischen Bewegungen: Die rechte Talseite (Schiefergebirge) ist gegenüber der linken relativ emporgehoben worden. Auffällig ist der Gefällsprung der Trogterrasse im Talabschnitt Cölbe-Bellnhausen. Wird jedoch die Trogterrassenschleife durch das Amöneburger Becken berücksichtigt, so ergibt sich ein wesentlich geringeres Gefälle des pliozänen Lahnlaufes.

5.9.2. Die Untersuchungen im Labor

Von der Talfüllung (T1) bis zu den tertiären Sedimenten ist eine Zunahme der Verwitterungsintensität festzustellen¹⁶¹. Der Tongehalt nimmt von den am tiefsten gelegenen (= jüngsten) zu den höchsten (= ältesten) Ablagerungen zu. Mit einem durchschnittlichen Tongehalt von 1,3 % sind die T1- und T2-Schotter kaum verlehmt. Die in den Schottern linsenartig eingeschlossenen feineren Sedimente sind ebenfalls wenig verwittert, doch macht sich hier bereits eine geringe Zunahme der Tonsubstanz in der T2-Terrasse bemerkbar. Sie ist vermutlich weniger auf eine längere zeitliche Einwirkung der Verwitterung zurückzuführen, als vielmehr auf eine unterschiedliche Beschaffenheit des akkumulierten Materials; man darf annehmen, daß das schluffige Feinmaterial aus erosiv und denudativ abgetragenem und innerhalb des Schotterkörpers sedimentiertem Löß besteht. Die schluffreichen Ablagerungen der älteren wärmzeitlichen T2-Terrasse sind demnach korrelate Bildungen zu den im Eem-Interglazial verwitterten Rißlössen, während die Feinmateriallinsen der jüngeren T1-Schotter korrelate Ablagerungen zu den tiefen, nicht mehr von der Eem-Bodenbildung erfaßten Riß-Lößhorizonten darstellen, vielleicht auch schon mit einer gewissen Beimengung von Würm-Löß. Deutlich ausgeprägt ist die Zunahme der Verlehmung zwischen der T2- und der T3-Terrasse. Der Tongehalt der Schotter schwankt zwischen 1,5 und 9,0 %, denn durch \pm starke Erosion liegen heute verschiedene Bodenprofilmächtigkeiten vor. Eine weitere Zunahme des Tongehalts – und damit eine intensivere Verwitterung – zeigen die Sedimente der T4-Terrassen; die Werte liegen durchschnittlich um 10 %, können aber in Einzel-

¹⁵⁹ Abb. 39

¹⁶⁰ Kadar 1956,382

¹⁶¹ Abb. 40

fällen über 20 % erreichen. Der statistisch ermittelte Durchschnittstongehalt für die T4-Schotter ist damit geringer als der der Hauptterrassensedimente (T5). Die Tatsache, daß das T4-Niveau nur schmale Leisten an den Hängen des Mittellahntales bildet, die von der Erosion stark überprägt wurden, mag dafür verantwortlich sein. Die gleichen Beobachtungen macht *Paas* (1961,215) an der rheinischen oMT, die mit der T4-Terrasse der Lahn zu parallelisieren ist; beide sind mindelzeitliche Bildungen. Ebenfalls auf die ungleichen Erosionsverhältnisse sind die Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung der T5-Schotter zurückzuführen. Unverwitterte Kiese und Sande der tieferen Horizonte sind fast tonfrei; in dem stark verwitterten, plastischen Bodenmaterial ist oft ein Tongehalt zwischen 10,0 und 25,0 % enthalten, aber auch Werte über 30,0 % kommen vor. Dadurch ist der errechnete Durchschnittswert von 14,5 % wenig aussagefähig.

Die pliozänen (?) Ablagerungen bei Schweinsberg sind nur schwach verlehmt. Verschiedene Ursachen lassen sich dafür anführen. Schon während des Transportes wurde das von der Verwitterung bereitgestellte Material einer starken Sortierung unterworfen, so daß es als „mehrfasiges“ Sediment¹⁶² zur Ablagerung gelangte. Außerdem war die chemische Seigerung des Materials vor der Sedimentation größer als bei den unter periglazialen Verhältnissen aufgeschotterten Terrassen. Somit war der Gehalt an leicht verwitterbaren Komponenten gering. Darüber hinaus muß angenommen werden, daß die obersten Horizonte der pliozänen Sedimente durch Abtragungsprozesse entfernt worden sind. Für die miozänen Sedimente ist der durchschnittliche Tongehalt von 13,0 % wenig typisch. Die erst nach der Sedimentation gebildeten miozänen Quarzite¹⁶³ und die verschiedenen Abtragungs- und Umlagerungsprozesse verfälschen das Bild. Der ursprüngliche Tongehalt der tertiären latosolartigen Verwitterung war sicherlich recht hoch.

Die aus der Summenkurve der Kornverteilungen ausgewählter Proben ermittelten Parameter Md (Median), S_o (Sortierungskoeffizient) und S_k (Schiefekoeffizient) sind in Abb. 41 und 42 dargestellt. Die Md-Werte (= durchschnittliche Korngröße) sind in drei verschiedenen Kornbereichen besonders konzentriert: Löss und Auelehme sind in der Feinsand- und Siltfraktion anzutreffen; in der Sandfraktion häufen sich die Werte der mürben, verwitterten Sandsteine; im Grobsandbereich befinden sich die durchschnittlichen Korngrößen der T1-, T2-, T3- und T4-Schotter, während die Sedimente der Hauptterrasse ihre Md-Werte in der Feinkiesfraktion haben. Die Werte der tertiären Ablagerungen zeigen eine breite Streuung. Werden die Summenkurven und die Häufigkeitspolygone bei der genetischen Auswertung der Md-Werte mit herangezogen, so lassen sich die Ursachen für die Häufung der Md-Werte in bestimmten Fraktionen leicht erklären. Daß die Löss- als äolische Sedimente der Kornfraktion 20-60 μ vornehmlich angehören, bedarf keiner Erläuterung; ebenso bezeugen die Md-Werte der verwitterten Sandsteine eine Ablagerung unter verhältnismäßig konstanten Bedingungen¹⁶⁴. Auffallend dagegen ist die Konzentration der T1- bis T4-Md-Werte im Grobsandbereich. Hier spiegelt sich der Einfluß des Ausgangsgesteins wider: Bei der Primäraufbereitung des Zechstein- und Buntsandsteinmaterials, bei der mechanischen Zertrümmerung der Sandsteingerölle

¹⁶² Vgl. *Bakker* 1957b u. a.

¹⁶³ Vgl. die hohen S_k - (= Schiefekoeffizient)Werte

¹⁶⁴ „Epikontinentale Schelf-Ablagerungen“ nach *Wurster* 1965

auf dem Transport und infolge der Verwitterungseinflüsse nach der Akkumulation werden große Mengen von Quarzsanden frei, die einen hohen Prozentsatz vom Gesamtschottermaterial ausmachen können. Dadurch kommt der Md-Wert vieler Proben im Bereich des Grobsandes zu liegen, obgleich das wirkliche Maximum der Kornverteilung einer feineren Fraktion angehört. Aus dem Gesagten ergibt sich aufgrund der Md-Werte für die T5-Schotter ein äußerst geringer Einfluß des Buntsandsteingebietes¹⁶⁵.

Weitere Aussagen ermöglichen das S_O /Md- und das S_K /Md-Diagramm¹⁶⁶. Im S_O /Md-Diagramm werden die Turbulenz zur Zeit der Sedimentation, die Verwitterungsintensität und eventuelle, nachfolgende solifluidale Umlagerungsprozesse erfaßt. Die pliozänen Sedimente zeigen eine Ablagerung unter gleichbleibenden Verhältnissen, einen geringen Verlehmungsgrad und keine solifluidale Verlagerung. Die T5-Schotter sind intensiv verwittert und in turbulenter Strömung sedimentiert worden. Bodenbildung und Fließerdebewegungen bewirken die hohen S_O -Werte der T4-Schotter; für die T1- und T2-Sedimente werden die größten Schwankungen der Strömungsgeschwindigkeit während der Akkumulation festgestellt, während die S_O -Werte der T3-Sedimente eine ähnlich turbulente Wasserführung, dazu aber einen höheren Verlehmungsgrad dokumentieren.

Dem S_K /Md-Diagramm ist im wesentlichen dasselbe zu entnehmen: Die T5-Sedimente konzentrieren sich auf kleinem Raum infolge ihrer intensiven Verwitterung¹⁶⁷. Die T1- bis T3-Schotter besitzen einen hohen S_K -Wert weniger wegen der geringen Verlehmung, als vielmehr wegen der Beimengung von verwittertem Sandsteinmaterial. Die Werte der T4-Schotter vermitteln zwischen beiden Extremen¹⁶⁸.

Aus der Korngrößenanalyse ergibt sich für die Terrassenschotter:

1. Eine Abnahme der Verwitterungsintensität von der T5-Terrasse bis zur Tal-füllung.

2. In der T5-Zeit war die Abtragung im Buntsandstein gering; während sie sich in der T4-Zeit bereits bemerkbar macht, erreicht sie ihren Höhepunkt zur T3-Zeit; doch auch die jüngsten Terrassen zeugen von einer intensiven Abtragung im Buntsandsteingebiet.

3. Die Turbulenz der Strömungsgeschwindigkeit scheint zu den jüngsten Ablagerungen hin zuzunehmen.

Die petrographischen Analysen der Proben fügen sich ein. Der durchschnittliche Anteil der Quarzgerölle nimmt von 7 % in den T1-Schottern auf 75 % in den pliozänen Ablagerungen zu; der Quarz/Kieselschiefer-Koeffizient steigt von 0,30

¹⁶⁵ Vgl. auch die Häufigkeitspolygone

¹⁶⁶ Abb. 41 und 42. Löss, Auelehme und verwitterte Sandsteine bleiben bei den folgenden Ausführungen unberücksichtigt.

¹⁶⁷ Niedriger S_K -Wert = Übergewicht der feineren Kornklassen

¹⁶⁸ Proben, die ausschließlich oder zum größten Teil aus Feinmaterial (z. B. umgelagertem Graulehm) bestehen, wurden nicht berücksichtigt, denn Sedimente mit Medianwerten unter 40–50 μ enthalten beträchtliche Anteile an Korngrößen unter 5 μ . So feine Teilchen werden aber oft nicht mehr als Einzelkörner transportiert und schon gar nicht sedimentiert, sondern koaguliert zu Flocken, „über deren Äquivalentdurchmesser wir noch so gut wie nichts wissen, geschweige denn über deren Häufigkeitsverteilung“ (Walger 1961, 498). Die Methoden zur Korngrößenanalyse setzen nämlich bestmögliche Dispersion voraus.

(=T1) auf 15,1 (=Pliozän). Bei der Schwermineralanalyse zeigt sich eine Zunahme der stabilen Komponenten in den höheren Terrassensedimenten¹⁶⁹.

Die Untersuchungen der Tonsubstanz ergaben ein Kaolinit/Illit-Verhältnis, das sich von den jüngsten Ablagerungen zu den ältesten zugunsten des Kaolinitis verschiebt. In den jungmiozänen Schottern treten Illite und Hydroglimmer fast völlig zurück. Zusammen mit anderen bodentypologischen Merkmalen konnten daraus für die einzelnen Terrassen folgende fossile Bodenbildungen rekonstruiert werden:

T1, T2, = geringe *Verbraunung* der Schotter; Braunerde-Gley auf den Deckschichten (Auelehm).

T3 = *Braunerde*.

T4 = *braunlehmartige* Verwitterung (braunlehmartiger gelblichroter Interglazialboden).

T5 = *braunlehmartiger gelblichroter Interglazialboden*.

T6 = keine fossilen Böden mehr vorhanden.

P1 = pliozän – fossile Böden fehlen; miozän – *roterde-* bis *rotlehmartige* Verwitterung.

Wie in der Vertikalen, so machen sich auch in der Horizontalen Unterschiede in der petrographischen und tonmineralogischen Zusammensetzung der Sedimente bemerkbar¹⁷⁰. Eine Anreicherung der widerständigen Komponenten ist direkt abhängig von der Länge des Transportweges. Im allgemeinen ist der Anteil des beständigen Materials um so größer, je feiner das Sediment ist. Ungemein bedeutungsvoll für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit jedoch ist weniger das Verhalten der Gerölle auf dem Transport als vielmehr der Nachweis von Einflüssen seitens der Nebenbäche. Die Untersuchungen erzielten folgende Ergebnisse: Im Mittellahntal zeigen die Terrassenschotter von T1, T2, T3 und teilweise auch T4 sowohl Basaltkomponenten als auch das für den Vogelsberg typische Tonmineral Halloysit. Damit wird der *Ohmzufluß* bei Cölbe bis zur T4-Zeit belegt. Auf der anderen Seite konnte bis zur T4-Zeit eine Entwässerung von Wohra und Ohm durch den Ebsdorfer Grund nachgewiesen werden. Daher muß während der T4-Zeit (Mindel) mit der *Flußumkehr* im Amöneburger Becken gerechnet werden. Welche Faktoren dazu Anlaß gaben und wie die Vorgänge abliefen, ist weiter unten beschrieben.

¹⁶⁹ Abb. 43. Nach *Lang* (1955) zusammengestellt.

¹⁷⁰ Vgl. Abb. 39

6. DIE ENTWICKLUNG DER FLUSS- UND TALANLAGE IM MARBURGER RAUM (Versuch einer morphogenetischen Ausdeutung der Untersuchungen)

6.1. Die Entwicklung im Tertiär

6.1.1. Die Entwicklung bis zum Miozän

Das Rheinische Schiefergebirge war in alttertiärer Zeit eine relativ einförmige Ebene. In Senkungsgebieten dieser Penepplain wurden vorwiegend fluviatile Ablagerungen sedimentiert. Aus dem Oligozän sind kaolinitreiche Tone und feinkörnige Quarzsande bekannt. Eine paläogeographische und paläoklimatologische Ausdeutung der Sedimente läßt sich im Vergleich mit analogen, rezenten Ablagerungen vornehmen¹.

Die sedimentpetrographischen Untersuchungen alttertiärer Sedimente im mitteleuropäischen Raum² erlauben Rückschlüsse hinsichtlich des Klimas und der Topographie zu dieser Zeit. Es stellt sich heraus, daß das gesamte Rheinische Schiefergebirge infolge tektonischer Ruhe und unter dem Einfluß eines tropischen und/oder subtropischen Klimas während der Kreide und des Alttertiärs von einer mächtigen Verwitterungsdecke überzogen wurde. *Mückenhausen* (1962, 18f.) denkt dabei an eine Graulehmdecke, „die sich über Störungen im Untergrund hinwegsetzte und die Flächen gleichmäßig bedeckte“. Ein ausgesprochen tropisches Klima wurde auch durch korrelierte Höhlenablagerungen des Eozäns bei Warschau nachgewiesen³. Aus den Neubildungen von Tonmineralen aus verschiedenen Sedimentationsräumen Frankreichs schließen *Sittler & Millot* (1965) auf ein feuchtwarmes Paläogen-Klima mit ± ausgeprägt tropischem Charakter; gleichzeitig stellen sie fest, daß sich die Klimaverhältnisse verschieden auswirken können, je nachdem es sich um einen tektonisch unruhigen oder einen ruhigen Zeitabschnitt handelt, denn während letzterem halten die chemischen Vorbedingungen für die Ton-Neubildung länger an. Auch von klimatologischer Seite⁴ wird für die Abschnitte Jura bis Alttertiär ein warmes, überwiegend humides oder semiarides Klima belegt. Bis ins Eozän reicht der Fossilgehalt verschiedener Gesteinsklüfte, Dolinen und Karstschlotten der Frankenalb zurück; aus vielen wurden die Spuren einer ungeheuer reichen, randtropischen Tierwelt aus dem Oligozän geborgen⁵.

Im Oligozän begann die Umlagerung und Abtragung der Verwitterungsdecke durch eine verstärkte Flußstätigkeit⁶. Eine intensive Ausgestaltung der Talformen

¹ Vgl. *Bakker* 1957a+b; *Bakker & Müller* 1957; *Beutelspacher & van der Marel* 1962; *Millot* 1964 u. a.

² Vgl. *Mückenhausen* 1953, 1954, 1958, 1962, 1966; *Bakker* 1966a+b; *Millot* 1964; *Sittler & Millot* 1965 u. a.

³ *Bakker* 1966a

⁴ *Flohn* 1965, 511

⁵ *Büdel* 1961, 317; *Dehm* 1961

⁶ *Mückenhausen* 1962; *Gramann* 1960

mußte damit einhergehen. Eine oligozäne Taleintiefung bis zu 200 m und eine darauffolgende oligo-miozäne Talverschüttung glaubt *Louis* (1951, 1953)⁷ im Rheinischen Schiefergebirge nachweisen zu können. Im E' Rheinischen Schiefergebirge liegen für eine derartige Taleintiefung keine Beweise vor. Ich neige vielmehr dazu, im oligozänen Relief des E' Schiefergebirges eine flachwellige Rumpfflächenlandschaft zu sehen. Inmitten dieser in der Vertikalen wenig gegliederten Landschaft strömten die oligozänen Flußläufe der Abdachungsrichtung folgend den tektonisch angelegten Sedimentationsräumen zu. Für mein Arbeitsgebiet darf eine Entwässerung zur Hessischen Senke angenommen werden; dabei kamen im Marburger Raum oligozäne Kiese, Sande und Tone zur Ablagerung⁸. Das rheinische Lineament macht sich in einer verstärkten Absenkung der Mittelhessischen Senke bemerkbar. In diesem Zusammenhang erfolgte möglicherweise eine erste Anlage der „antithetischen Schollentreppe vom starren Rahmen des Schiefergebirges zu der den Vogelsberg umspannenden Senke“⁹. Es ist bisher nicht gelungen, anhand der alttertiären Sedimente im Marburger Raum verschiedene Flußgebiete auszugliedern¹⁰. In den Ablagerungen der Älteren Sand- und Tonserie befinden sich stark gebleichte Kieselschiefer aus dem Rheinischen Schiefergebirge. In der Jüngeren Sand- und Tonserie dagegen sind Sande und Kiese des mesozoischen Abtragungsbereiches enthalten. Die tonigen Sedimente wurden bisher nicht als korrelierte Ablagerungen bestimmten Gebieten zugeordnet; dennoch versucht *Gramann* (1960), die verschiedenen oligozänen Faziesbildungen paläogeographisch zu deuten. Für die Fluß- und Talgeschichte der Marburger Landschaft können daraus keine weiteren Ergebnisse gewonnen werden.

Unmittelbar auf die Jüngere Sand- und Tonserie folgt basaltisches Tertiär¹¹. Auf den Tuffen und Laven bildete sich eine rote Verwitterungsdecke, die heute weitgehend abgetragen ist, während zwischenbasaltische autochthone Roterden auf Tuffen und Basalten reliefbedingt zutage treten.

Mit dem Einsetzen des Vulkanismus erfolgt eine Belebung der Tektonik. Viele Beweise liegen vor, die auf eine allgemeine Heraushebung des Schiefergebirges seit dem jüngeren Tertiär deuten. Nach *Quitrow* (1959, 390) führte die an vielen Stellen nachweisbare savische Gebirgsbildung an der Wende Oligozän/Miozän auch im Mittelrheingebiet zu bedeutenden Bruchverschiebungen und einer Heraushebung des Schiefergebirges, die während der Miozänzeit kontinuierlich ihren Fortgang nahmen und auf diese Weise weitgehend Ausbildung und Mächtigkeit der in der Niederrheinischen Bucht abgelagerten Schichtglieder bestimmten. Miozäne Flußsedimente größerer Mächtigkeit sind in meinem Arbeitsgebiet nicht vorhanden. Die stratigraphische Stellung der Schotter im NE des Amöneburger Beckens ins jüngere Miozän ist nicht eindeutig gesichert.

Doch die zusammenfassende Deutung einer morphologischen Untersuchung hat nicht die Aufgabe, „die Entstehung der Formen in die Zeitskala einzuordnen, also

⁷ Vgl. *Birkenhauer* 1965; *Kremer* 1954; dagegen: *Solle* 1959; *Gebhardt* 1963

⁸ *Gramann* 1960; *Ritzkowski* 1965a

⁹ *Hölting & Stengel-Rutkowski* 1964, 23

¹⁰ *Blanckenhorn & Kurtz* 1930; *Lang* 1955; *Gramann* 1960

¹¹ Die präbasaltische miozäne Landoberfläche zeigt eine eggisch gerichtete Schwelle im NE' Vogelsberg und eine weitere W-E-verlaufende im zentralen Vogelsberg (*Brinkmann* 1967, 156ff.).

lediglich eine Chronologie der das heutige Bild bestimmenden Formen oder gar längst zerstörter Formen zu geben, zu datieren. Sie hat nicht nach dem Wann und Seit Wann der Formbildung zu fragen, sondern nach dem Wie und Warum gerade dieses Formenschatzes, dieser Grund- und Aufbaugestaltung des Reliefs¹². Wird dieser Gedanke den folgenden Ausführungen zugrunde gelegt, dann tritt die exakte zeitliche Ansprache der Schotter in den Hintergrund, während die für die Fluß- und Talgeschichte wichtigen morphologischen Prozesse an Bedeutung gewinnen.

Das *jungmiozäne* Gewässernetz¹³ der Marburger Landschaft wird hinsichtlich seines Einzugsbereiches durch die geologisch-tektonischen Verhältnisse bestimmt. Die Heraushebung des Schiefergebirges bewirkt hier eine nach E gerichtete Entwässerung. Die Kellerwald-Vogelsberg-Schwelle verhindert ein Übergreifen der jungmiozänen Flüsse zur Niederhessischen Senke. Die miozänen Tuff- und Basaltdecken des Vogelsberges machen einen Abfluß nach S unmöglich. Die aus dem Schiefergebirge austretende miozäne Lahn mußte sich daher im Bereich des mesozoisch-tertiären Vorlandes diesen Gegebenheiten anpassen. Sie tat es, indem sie ihren Lauf nach SW lenkte und zwischen Vogelsberg und Schiefergebirge einen Abfluß suchte; wahrscheinlich epigenetisch und durch eine variskisch streichende Einmuldung im Schiefergebirge vorgezeichnet ist der weitere Verlauf und die Anlage des Lahntales zwischen Gießen und dem Rhein.

In miozäner Zeit vollzog sich die Großformung der Marburger Landschaft. Die bis zum Alttertiär gebildete einheitliche Rumpffläche, die auch über die Frankfurter Bucht und den Kellerwald hinweggriff, wurde seit dem Miozän im Bereich des Schiefergebirges emporgehoben. Dadurch entstanden „zwei Abtragungsflächen, getrennt durch ein Stufenintervall von 300-400 m, einer Zone jugendlicher Formen zwischen greisenhaften Flächen, nebeneinander“¹⁴. Die Höhendifferenz zwischen den beiden Stufen verringert sich von ca. 400 m bei der Waldecker Hochfläche auf ca. 50-80 m im Gladbachener Raum, was sich durch eine unterschiedliche Heraushebung erklären läßt. Für das Kellerwaldgebiet kann *Sandner* (1956,164) nachweisen, daß auf die Entstehung der heutigen 500m-Fläche die Heraushebung des Kellerwaldes folgte und eine vorwiegend auf die Randgebiete beschränkte Bildung einer neuen Verebnung auf den Resten der abgesunkenen älteren. Auch für den Vogelsberg muß eine postbasaltische weitgehende Abtragung und Einebnung der Landschaft angenommen werden¹⁵. Nach der Entstehung dieser Fläche erfolgte eine Emporwölbung des Gebirges, die im Bereich des Oberwaldes besonders intensiv und mit der Fixierung der Wasseradern verbunden war. Während die höher gelegenen Verebnungen des Schiefergebirges und des Kellerwaldes als Reste der alttertiären Rumpffläche zu deuten sind, sind die Flächen des Vorderen Vogelsberges, die Burgwaldhochfläche und die Waldeck-Korbacher-Fläche „postbasaltisch und prädiluvialer“¹⁶ Entstehung, d. h. ihre letzte große flächige Überformung erhielten sie während dieses Zeitraumes. Der Niveauunterschied zwischen einer höheren Fläche im Schiefergebirge und im Kellerwald und einer tiefer gelegenen Verebnung ist deutlich ausgebildet. Vielerorts ist die Stufe zwischen beiden Rumpf-

¹² *Sandner* 1956,163

¹³ Abb. 44

¹⁴ *Mauil* 1919,59

¹⁵ *Schulze* 1959,161

¹⁶ *Sandner* 1956,149

flächen als Rumpftreppe angedeutet. Dennoch sollte man den gestuften Übergang von der tieferen zur höheren Fläche nicht in Zusammenhang mit einer phasenhaften tektonischen Heraushebung des Grundgebirges bringen, sondern die gesamte Stufenbildung als das Ergebnis einer kontinuierlichen Hebung betrachten. Es ist nämlich zu vermuten und an anderer Stelle ausführlich darzulegen, daß weniger ein feucht-tropisches Klima mit seinen spezifischen Abtragungsprozessen die Anlage dieser Großformen beeinflusste als vielmehr die während des Miozäns zwischen-geschalteten, wiederholten \pm ariden Klimaperioden¹⁷ mit den für sie landschaftsbestimmenden Abtragungsvorgängen¹⁸. Waren die Reliefunterschiede erst einmal geschaffen, so konnten von dem tieferen Niveau die erosive Flußtätigkeit und die allgemeinen Abtragungsvorgänge in das höhere eingreifen und besonders im Bereich der Stufe formbildend werden, wodurch die „Übergangszone“ von der tieferen zur höheren Rumpffläche in ein „Rückenrelief“ und ein „Gebirgsrelief“¹⁹ durch die Zertalung aufgelöst wurde. Diese Vorgänge sind bereits im Jungmiozän anzusetzen; die recht groben Schotter zwischen Kirchhain und Neustadt sind Ablagerungen aus dieser Zeit. Sie belegen eindeutig die beginnende Zertalung im E' Schiefergebirge und im Kellerwald, die aufgrund der Geröllgröße nur während einer relativ trockenen Klimaperiode vor sich gegangen sein kann. Vom Vogelsberg wurden kleinere Basaltgerölle und Laterit- und Bauxitreste herangeführt, die zeigen, daß die Reliefverhältnisse in diesem Gebiet sehr ausgeglichen waren.

Jungmiozäne Talformen lassen sich im Schiefergebirgsvorland nicht nachweisen. Vermutlich war das Gewässernetz hier an keine festen Talungen gebunden, sondern suchte sich irgendwo zwischen dem Burgwald und dem Vorderen Vogelsberg seinen Weg, wobei zu verschiedenen Zeiten und an verschiedenen Orten Schotter, Sande und Tone sedimentiert und/oder abgetragen wurden. Reste einer Schotterakkumulation sind nur in den erosionsfernen Gebieten, nämlich im Bereich der Rhein/Weser-Wasserscheide, erhalten. Hier ist auch noch oft eine tiefgründige Verwitterung der anstehenden Sandsteine, die bis ins Alttertiär zurückreichen mag, an vielen Stellen zu beobachten. Im Burgwald und den sich nach S anschließenden Buntsandsteingebieten um Marburg sind die tertiären Bodenbildungen restlos entfernt worden.

Einem infolge Verwitterung erosionsschwachen miozänen Lahnlauf im Marburger Raum steht eine jungtertiäre Schiefergebirgslahn gegenüber, die sich bereits ein Tal angelegt hat, das durch seine zellenartige Gliederung mit Sula-Sektoren²⁰ einer Talbildung in den Tropen und Subtropen ähnelt. Eine differentielle Tiefenverwitterung in der Längsrichtung des Lahnvorläufers ist zu erkennen²¹. Neben Talweitungen im Bereich von Dautphe und Perf haben engere Talabschnitte bestanden, die oft von harten Gesteinsriegeln verursacht wurden. Ob es möglich sein wird, verschiedene Talformen und Talgenerationen im Schiefergebirge nachzuweisen, die einem warmen wechselfeuchten Klima einerseits und

¹⁷ Vgl. Bakker 1966a; van den Hammen 1965

¹⁸ Vgl. Schmidt-Eisenlohr 1967; Valetton 1967; Trendall 1962; Jungerius 1964, 1965; Louis 1964; dagegen: Büdel, zuletzt 1965

¹⁹ I. S. Büdels 1965,91

²⁰ Bakker 1966a

²¹ Vgl. Jessen 1936, 1938: starke Verwitterung am Inselbergfuß; Büdel 1958: doppelte Einebnungsfläche mit Rand-Spülpediment ohne starke Tiefenverwitterung.

einem warmen ariden Klima andererseits zuzuordnen sind, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

Im Miozän vermochte die selektive Verwitterung und Abtragung nur im Schiefergebirge einen sehr geringen Einfluß auf die Reliefgestaltung auszuüben. Im Vorland dagegen wurden petrographische Unterschiede nicht herauspräpariert. Vielleicht liegt die Ursache in einer unterschiedlichen Abtragsintensität, die zuerst die alttertiären, unter einem feucht-tropischen Klima gebildeten kaolinitreichen Böden des Schiefergebirges aufarbeitete, während diese Verwitterungsbildungen im Vorland durch eine wesentlich langsamere Abtragung im Zusammenhang mit einer flächenhaften Tieferlegung entfernt wurden. Es erstaunt daher nicht, daß die Tektonik im miozänen Landschaftsbild eine untergeordnete Rolle spielte. Lediglich das rheinische Lineament trat als Fortsetzung des Oberrheintalgrabens in Erscheinung; mit dem NW-gerichteten herzynischen Lineament bildet es das „saxonische Komplementär-System“²². Ihm fügt sich der Verlauf der Stufen am Ostrand des Schiefergebirges und am SW-Rand des Kellerwaldes an. Die Verstaltungen und Zerstückelungen der Trias- und Tertiärsedimente zu einzelnen Schollen bleiben vorerst für die Reliefgestaltung ohne Bedeutung, was als eindeutiges Kriterium vorwiegend flächenhafter, denudativer Abtragsprozesse im Marburger Raum gewertet werden darf.

Werden diese Betrachtungen im Zusammenhang mit den miozänen fluviatilen Schottern²³ gesehen, so ergibt sich folgende *miozäne Landschaftsentwicklung*:

1. Durch die Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges und des Kellerwaldes erfolgt die Zweiteilung der alttertiären Rumpffläche in ein höher und ein tiefer gelegenes Niveau.

2. Vermutlich in Trockenperioden war die Abtragung in den höheren Gebieten besonders stark. Die Schotter E' Kirchhain sind Sedimente eines ± ariden Klimas. Sie wurden von einer jungmiozänen Lahn, die im Schiefergebirge bereits als Flachmuldenal in Erscheinung trat, einem Ohm-Vorläufer und von verschiedenen kleineren Gerinnen (Flächenspülung) aus dem Vogelsberg- und Kellerwald- bzw. dem Homberger Graben-Gebiet herangeführt.

3. Ob eine jungmiozäne Verschüttungsphase vorlag, die zu einer nachfolgenden (pliozänen) epigenetischen Talanlage im Marburger Raum führte, kann vermutet werden, doch fehlen eindeutige Beweise hierfür.

4. Eine intensive Verwitterung und Abtragung bzw. Umlagerung wirkt flächenbildend, so daß die starke Bruchschollentektonik die Landschaftsgestaltung nicht beeinflussen kann.

5. Auf verschiedene Klimaschwankungen deuten die miozänen Flußablagerungen hin: eine aride Phase während der Sedimentation; eine warme wechselfeuchte Periode spricht aus der nachfolgenden latosolartigen Bodenbildung auf den Schottern; die scherbige Ausbildung der oolithischen Quarzite schließlich ist wieder eine Bildung unter ariden Klimabedingungen.

6. Prämiozäne Fluß- und Talanlagen sind nicht mehr zu erkennen.

7. Die von mir ins Jungmiozän datierten Schotter widerlegen einen Abfluß über den Neustädter Sattel. Damit ist auch der nach *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) und

²² *Knetsch* 1965, 538

²³ Profil 51 bis 57

Blanckenhorn (1939) konstruierte hypothetische unterpliozäne Lahnlauf mit einem NE' Abfluß nicht erwiesen, worauf *Lang* (1955) nachdrücklich aufmerksam gemacht hat. Die von den zuvor genannten Autoren ins Pliozän datierten Flußsedimente haben wahrscheinlich ein jungmiozänes Alter.

6.1.2. Die Entwicklung im Pliozän

Im *Pliozän* setzen sich die Hebung im Gebirge und die Senkung in den Tiefengebieten weiter fort; vermutlich ist eine Beschleunigung der Bewegungen eingetreten²⁴. Die pliozänen Sedimente der Niederrheinischen Bucht werden nach oben hin ständig gröber, teilweise erinnern sie bereits an pleistozäne Flußschotter, erstmalig enthalten sie Komponenten unzersetzter Sandsteine und Schiefer; all das deutet auf eine Zunahme der Reliefenergie und/oder eine bedeutende Klimaänderung hin. In dieser Zeit wurde der von *Philippson* (1899) zuerst beschriebene sog. „rheinische Trog“ gebildet, der nach *Stickel* (1927) in zwei Stufen untergliedert wird²⁵. Diese Trogterrassen begleiten den Mittelrhein, die Mosel²⁶ und die untere Lahn²⁷. Während sich eine dem mittelrheinischen „Trogtal“ entsprechende Zweigliederung im unteren Lahntal deutlich abzeichnet, ist in der Marburger Landschaft die pliozäne Talanlage nur schwach entwickelt.

Ausgehend von der Vorstellung *Grupes* (1926) nahmen *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) und *Blanckenhorn* (1939) eine Zweigliederung der fluviatilen Ablagerungen im Marburger Raum in Unter- und Oberpliozän vor. Die Höhenlage der unterpliozänen Sedimente über der nächsten Talauflage beträgt nach *Blanckenhorn* (1939) im Durchschnitt 60 bis 100, seltener 100 bis 120 m, die der oberpliozänen Ablagerungen ist im Verhältnis zur heutigen Talsohle verschieden. *Blume* (1949, 154-163) versuchte, die von *Blanckenhorn & Kurtz* (1930) und *Blanckenhorn* (1939) stratigraphisch gegliederten pliozänen Flußsedimente mit verschiedenen Niveaus und Flächen in Verbindung zu bringen. Seine Rekonstruktion der pliozänen Flachmuldentäler basiert altersmäßig wie morphologisch auf den Erkenntnissen der beiden erwähnten Geologen. Die Untersuchungen der verschiedenen Schotter haben jedoch gezeigt, daß die zeitliche Stellung vieler „pliozäner“ Ablagerungen einer kritischen Überprüfung nicht standhält. So wurden zahlreiche Schottervorkommen bereits von *Lang* (1955) ins älteste Pleistozän gestellt, wie z. B. die Sedimente in 270 m NN am Wollenberg und die in ca. 220 m NN bei Roth-Bellnhausen. Im Amöneburger Becken und zwischen Schweinsberg und Neustadt zeigte *Lang* in den Sedimenten die Einflüsse verschiedener Herkunftsgebiete auf. Die eigenen Untersuchungen ergaben weitere Modifikationen. Es stellte sich nämlich heraus, daß Pliozänschotter gar nicht so häufig angetroffen werden, wie es vielleicht aufgrund der bisherigen Autoren angenommen werden könnte. Die flächenhafte Verbreitung der Schotter E' und NE' des Amöneburger Beckens wurde als jungmiozäne Schotterablagerung identifiziert, ebenso die vermeintlichen „pliozänen“ Lahn-schotter bei Schweinsberg; die „jungpliozänen“ Gerölle einer Ur-Wohra und eines

²⁴ *Quitow* 1959, 390

²⁵ Vgl. auch *Mordziol* 1951

²⁶ *Kremer* 1954

²⁷ *Panzer* 1923; *Andres* mdl. Mitt.

Ohmvorläufers im Amöneburger Becken²⁸ wurden von mir in das Pleistozän gestellt. Abgesehen von einer nicht aussagefähigen Schotterbestreuung auf der Cölber 300m-Terrasse, die als Reste einer pliozänen Lahn gedeutet werden, sind weder von *Lang* (1955) noch von mir im Ober- und Mittellahntal jungtertiäre Flußsedimente gefunden worden. Damit ergeben sich erhebliche Schwierigkeiten bei der Rekonstruktion des pliozänen Gewässernetzes und der pliozänen Talanlage, denn letztlich ist eine exakte Altersbestimmung der Talformen nur in Verknüpfung mit eindeutig datierbaren Sedimenten möglich. Dabei sind auch die bei Schweinsberg vorgefundenen, vermutlich pliozänen Sedimente wenig dienlich, da sie 1. nicht eindeutig datierbar und 2. infolge tektonischer Verstellungen nicht unmittelbar mit dem P1-Niveau zu parallelisieren sind. Ebenso dürfen die pliozänen Verkieselungen der Warte bei Roßdorf nur bedingt bei der morphogenetischen Deutung der Landschaft herangezogen werden, denn auch hier muß mit tektonischen Bewegungen gerechnet werden, ganz abgesehen davon, daß aus der Verkieselung der Kiesel-schiefergerölle nicht unbedingt ein gleiches, nämlich pliozänes Alter der Akkumulation der Schotter gefolgert werden kann. Die stratigraphischen Schwierigkeiten können aber umgangen werden, wenn bei der Deutung der Trogterrassen das Aktualitätsgesetz hinzugezogen wird, m. a. W.: Lassen sich in der Marburger Landschaft analoge Verhältnisse zu anderen, besser erforschten Gebieten finden, so dürfen die dort erzielten Erkenntnisse auf den Marburger Raum übertragen werden.

Die einzigen, bis auf den heutigen Tag erhalten gebliebenen Zeugen der pliozänen Talungen in meinem Arbeitsgebiet sind verschiedenè Terrassenreste, die – miteinander verknüpft – äußerst breite und flache Talrinnen in der Richtung der heutigen Flußläufe darstellen. Es zeigt sich jedoch, daß das P1-Niveau an der Mittellahn zwischen Cölbe und Bellnhausen recht schlecht entwickelt ist; gut dagegen läßt sich die pliozäne Talung an der Oberlahn und im Ebsdorfer Grund verfolgen²⁹, ebenso entlang der Nebenflüsse Wetschaft, Wohra, Salzböde und Lumda. Im Frankenberger Gebiet findet *Sandner* (1956,129) an der Eder „ein Niveau trogförmiger Verflachungen, dessen oberer Rand durch Steilhänge und Stufen markiert wird, deren Basis am N-Hang in rel. 70-90 m Höhe liegt, also annähernd gleichhoch wie die flächige Wasserscheide im S gegen die Wetschaft“. Aus dem Vorderen Vogelsberg beschreibt *Schulze* (1959,157) eine „prädiluviale Trogterrasse“, die eine Verbindung von der oberen Ohm zur Lumdataung herstellt. *Mauil* (1919,58f.) sieht im Marburger Raum ein Flachkuppenniveau in einer mittleren Höhenlage von etwa 300-350 m, in das „Talverebnungsflächen“ eingesenkt sind, worin „die heutigen Entwässerungslinien schon zum guten Teil vorgezeichnet sind“.

Ein Bild der *pliozänen* Entwässerung ist in Abb. 45 entworfen worden. Wie es zur weitgehenden Zerstörung der bis ins Miozän gebildeten Rumpffläche kam, ist im folgenden abzuhandeln.

Es gibt nur wenige Kriterien, die eine Rekonstruktion des pliozänen Klimas im Marburger Raum erlauben³⁰. Auf die schwarzen, lackartigen Verkieselungen

²⁸ *Lang* 1955

²⁹ Vgl. Abb. 45

³⁰ Zum Problem Pliozänklima vgl. besonders: *Bakker* 1965, 1966a+b; *Bakker & Levelt* 1964; *Kilpper* 1959; *Zagwijn* 1959; *Brelie* 1959a+b; *Kaiser* 1961; *Fink* 1966; *van den Hammen* 1965; *Brunnacker* 1966; *Woldstedt* 1954; *Schwarzbach* 1961; *Jessen* 1938.

mancher Gerölle der Warte bei Roßdorf, die einen Wechsel zu größerer Aridität andeuten, wurde schon hingewiesen. Auf einen pliozänen Lateritisierungsprozeß schließt *Friedrich-Lautz* (1963) aus der Anreicherung von Hämatit und Nadeleisenerz an den jeweiligen Oberflächen der Basaltströme und der Tuffzonen des Vogelsberges bei Merlau/Oberhessen. Ob jedoch die lateritische Entstehung der Brauneisenerzlagerstätte in das Pliozän zu stellen ist, wie es die Autorin annimmt, ist nicht gesichert, da es sich auch um ältere Bildungen handeln kann. Weitere fossile Bodenbildungen oder Reliktböden sind in der Marburger Landschaft nicht anzutreffen, dennoch darf wohl eine recht intensive und tiefgründige pliozäne Verwitterung angenommen werden; gleichzeitig aber zeigen die morphologischen Verhältnisse, daß das Gleichgewicht zwischen Verwitterung und Abtragung anderen chemischen und physikalischen Gesetzmäßigkeiten unterlag als während der Miozänzeit.

Die Reliefgestaltung der Marburger Landschaft wurde zu einem wesentlichen Teil durch die erfolgten Klimaänderungen ohne unmittelbare, insbesondere ohne synchrone Beeinflussung durch Krustenbewegungen verursacht, denn die sich seit dem Pliozän abzeichnende Zertalung wurde nicht von der Emporhebung ausgelöst, sondern von den veränderten Klimabedingungen³¹.

Von der Erosionsbasis des Rheins ausgehend wird das P1-Niveau als pliozäne Talmulde in die tertiäre Rumpffläche eingesenkt. Die Anlage der Trogterrassen schreitet talaufwärts fort und ist in den von der Erosionsbasis am weitesten entfernten Gebieten am schwächsten entwickelt. Es verwundert daher nicht, daß sich in der Marburger Landschaft nur ein einziges P1-Niveau ausgliedern läßt, während im Limburger Becken zwei³² und am Mittelrhein drei pliozäne Trogterrassengenerationen³³ unterschieden werden. Im Marburger Raum ist die Anlage der Trogterrassen einer selektiven Verwitterung zumindest andeutungsweise unterworfen. Im Burgwald zwischen Wohra und Eder sind verschiedene Schichtstufen erst nach der Zerschneidung der bis zum Miozän gebildeten Fläche entstanden³⁴.

Besonders stark ist die Abtragung im Bereich der wenig widerständigen Zechstein-Konglomerate, wodurch die Schichtstufen des Burgwaldes und bei Wehrshausen herauspräpariert werden. Die Anlage der wannenartigen Täler ist kein Vorgang unter einem warmen, semihumiden bis semiariden Klima und darf daher genetisch nicht mit einem „Flachmuldenrelief“³⁵ bzw. „Spülmuldenrelief“³⁶ in Verbindung gebracht werden, sondern es handelt sich hierbei vielmehr um geomorphologische Formen des semiariden Klimabereichs mit gemäßigt warmen Temperaturen. Glacis und Pedimente sind in Spanien und Nordafrika weit verbreitet und von *Mensching* (1958) und *Mensching & Raynal* (1954) als einige der typischen Formen des semiariden Klimabereichs beschrieben worden. Ihre Formung erfolgt rein durch oberflächlich abfließendes Wasser. Bereits 1958 wirft *Mensching* (1958) die Frage auf, ob die pliozänen Verebnungen der mitteleuropäischen humiden Breiten nicht eher Fußflächen eines semiariden Klimas sind als Verebnungen eines

³¹ Das Pliozänklima dürfte dem Mediterranklima sehr ähnlich gewesen sein (*Bakker* 1966a+b).

³² *Panzer* 1923; *Andres* mdl. Mitt.

³³ *Mordziol* 1951; *Kaiser* 1961

³⁴ Vgl. *Sandner* 1956,165

³⁵ *Louis* 1964

³⁶ *Büdel* 1958

tropisch wechselfeuchten Savannenklimas. Zu gleichen Ergebnissen gelangt *Bigarella* (1966) bei der Interpretation der Morphologie SE- und S-Brasiens. Im Untersuchungsgebiet finden sich durchgehend von der Küste bis zum Gebirge drei quartäre Erosionsniveaus, die überwiegend zyklischen Klimawechseln zugeschrieben werden. Für die Entwicklung des Reliefs spielen Hebungen nur eine zweitrangige Rolle innerhalb der Klimaschwankungen. Die Formung schwach geneigter, verbener Oberflächen wird semiariden Pedimentationsprozessen zugeordnet; die Einschneidungsphasen stimmen mit humiden Klimaten überein.

Im Marburger Raum sind flächenhafte Verebnungen, die ich als Fußflächen deuten möchte³⁷, besonders schön im Gebiet der Wetschaft, der Wohra und der Gladenbacher Senke entwickelt. Wahrscheinlich wurden sie – wenigstens teilweise – auch noch in postpliozäner Zeit flächenhaft tiefergelegt³⁸. Diese unter recht trockenen, den mediterranen Klimaverhältnissen sehr ähnlichen Bedingungen gebildeten Fußflächen sind deutlich auf lokale Erosionsbasen eingestellt: In der Wetschaftniederung ist die Höhenlage der Fußflächen vor der Burgwaldschichtstufe und vor der Stufe des Schiefergebirges auf eine pliozäne Talung ausgerichtet, die ihre Erosionsbasis in der Cölber 300m-Terrasse des pliozänen Lahntales findet; die Fußflächen der pliozänen Wohra reichen im Bereich der Franzosenwiese, der Bentreff, des Holzbaches und der Schweinfe bis weit in den Burgwald hinein, wo sie mit einer oft deutlich ausgeprägten Stufe gegen die zuletzt im Miozän weitergebildeten Verebnungen grenzen. Auch die ausgedehnten Verflachungen der Betziesdorfer Höhe und bei Sindersfeld sind Fußflächenbildungen, die auf das 300m-Niveau von Cölbe-Reddehausen einspielen. Im Gladenbacher Bereich greift die Fußfläche in das paläozoische Grundgebirge hinein. Die Michelbach-Elnhäuser-Tiefenzone, und damit die Schichtstufe im W des Marburger Rückens, wird durch eine von S und von N zwischen den Marburger Rücken und das Schiefergebirge flächenhafte Abtragung gebildet.

Die genetische Deutung dieser Verebnungen als Fußflächen, die unter einem semiariden Pliozänklima angelegt wurden, weicht damit von den Anschauungen früherer Autoren z. T. erheblich ab³⁹.

Im ausgehenden Pliozän ist das Gewässernetz in der Marburger Landschaft durch die trogartige Taleintiefung weitgehend fixiert. In dieser Zeit muß mit einem Lahnlauf von Cölbe über Marburg nach Bellnhausen gerechnet werden, denn im Talabschnitt Cölbe-Bellnhausen ist das P1-Niveau – wenn auch wenig ausgreifend – durchgehend zu verfolgen. Außerdem ist in postpliozäner Zeit eine rasche, fast linienhafte Eintiefung der Lahn in diesem Gebiet festzustellen. All das spricht gegen eine pleistozäne Anzapfung einer nach E gerichteten Lahn bei Cölbe von S. Es gibt zwei Möglichkeiten, die die *Umlegung* der Lahn vom Amöneburger Becken in das Buntsandsteingebiet bei Marburg erklären können: eine epigenetische vor der Pedimentflächenbildung und eine „antezedente“ im Zusammenhang mit der Pedimentflächenbildung.

Auffällig ist die Tatsache, daß im Amöneburger Becken keine fluviatilen Sedimente zur Ablagerung kamen, die einen pliozänen, weit nach E ausschwingenden Lahnlauf eindeutig belegen. Die pliozänen Schweinsberger Schotter

³⁷ Vgl. auch *Nagel* 1965

³⁸ Vgl. *Rohdenburg* 1965,62

³⁹ Vgl. *Mauil* 1919; *Blume* 1949

(Profil 51 und 52) und die pliozänen verkieselten Gerölle bei Roßdorf bezeugen eine Entwässerung zu dieser Zeit durch das Amöneburger Becken und den Ebsdorfer Grund, doch können sie auch einer Ur-Wohra angehören. Daher ist es nicht ausgeschlossen, daß bereits während der Akkumulation dieser Sedimente die Lahn ihrem heutigen Tal folgte. Im Mio-Plioziän und sicherlich auch noch später durchströmte die Lahn auf der miozänen⁴⁰ Landoberfläche die Marburger Landschaft als ein Fluß, der unter warmen, semihumiden bzw. semiariden Klimaverhältnissen eine unterschiedliche Wasserführung hatte. Zumindest regional, d. h. im Gebiet des Amöneburger Beckens, mag der Fluß in viele größere und kleinere Wasserläufe aufgelöst gewesen sein, die sich gegenseitig anzapften, den Abfluß verbauten, seitlich ausbrachen und Trockenrinnen zurückließen. Eine selektive Spülmuldendenudation kann zu einer Reliefumkehr geführt haben, da sich die Wasserscheiden mit den sandig verwitterten, quarzreichen Böden infolge der Abtragung schneller senkten als die geröllhaltigen Flußterrassen⁴¹. So kann nach und nach eine Verlagerung des Lahnlaufs vom Amöneburger Becken nach W erfolgt sein. Tektonische Bewegungen und Verstellungen, wie z. B. ein Aufsteigen von Lahnbergen und Marburger Rücken, wodurch die Lahn vom Amöneburger Becken abgesperrt würde, sind zur Erklärung einer jungtertiären Lahnverlegung nicht nötig⁴². Eine jungmiozäne bzw. mio-pliozäne phasenhafte Talverschüttung⁴³ kann durchaus mit einer ständig nachfolgenden epigenetischen Talanlage eine Lahnverlegung aus dem Gebiet des Amöneburger Beckens in das Buntsandsteingebiet bei Marburg zur Folge gehabt haben. Damit wären die Vorgänge, die zur Umlegung der Lahn führten, vor der pliozänen Pedimentbildung erfolgt. Die Reste der Trogterrassen, die sich vom E' Schiefergebirge über Cölbe ins Amöneburger Becken und entlang des Ebsdorfer Grundes wieder aus dem Amöneburger Becken verfolgen lassen, sprechen allerdings gegen diese Erklärungsmöglichkeit.

Die zweite Möglichkeit besteht in einer Anzapfung der Lahn bei Cölbe infolge rückschreitender „Erosion“ zur Zeit der Pedimentbildung, d. h. im Plioziän. Die Anlage der ausgedehnten Fußflächen beweist eine starke flächenhafte Abtragung im gesamten betrachteten Raum. Gleichzeitig wird auch der Einfluß der Strukturlinien und der Tektonik an vielen Stellen sichtbar: Die Wohratal- und Ebsdorfer Grundlinie sind stark ausgeprägt; herzynisch gerichtete Strukturlinien bestimmen die Anlage der Fußflächen im Burgwald; die Randverwerfungen der Frankenger Bucht finden in der Edertalung ihren ersten morphologischen Ausdruck. Es läßt sich nicht ermitteln, inwieweit die einzelnen Verwerfungen im engsten Marburger Raum morphologisch hervortreten, doch es wird vermutet, daß der Abbruch der Lahnberge sich bereits in der Landschaft abzeichnet. Ebenso kann entlang tektonischer Störungen eine denudative Abtragung die Marburger Buntsandsteintafel in Marburger Rücken und Lahnberge trennen. Die Ausbildung des Mittellahntales wäre damit vollzogen.

Von den beiden Erklärungsmöglichkeiten ist der letztgenannten der Vorzug zu geben, denn eine epigenetische jungmiozäne Anlage im Anschluß an eine jung-

⁴⁰ „miozän“ bedeutet in diesem Zusammenhang: Die Rumpfflächen bildenden Prozesse dauerten bis ins Miozän an.

⁴¹ Vgl. Jungerius 1965

⁴² Vgl. Lang 1955; Hölting & Stengel-Rutkowski 1964

⁴³ Die Schotter im NE und E des Amöneburger Beckens mögen darauf hindeuten.

tertiäre Aufschotterung im gesamten Gebiet zwischen Marburg und dem Neustädter Sattel ist nicht anzunehmen, da die morphologischen Verhältnisse des Arbeitsgebietes⁴⁴ diesen Auffassungen entgegenstehen.

Da die Umlegung der Lahn als Ergebnis flächenhafter Denudation entlang tektonisch vorgezeichneter Linien gesehen wird, unterscheidet sich diese Deutung von den Erklärungsversuchen früherer Autoren, die eine kräftige linienhafte Tiefenerosion – z. T. verbunden mit der Emporwölbung der Lahnberge –⁴⁵ oder aber das Aufsteigen der Lahnberge mit nachfolgender Ablenkung des Flusses in S' Richtung bei Cölbe⁴⁶ für die Lahnverlegung verantwortlich machen wollen.

Insgesamt läßt sich für das Pliozän folgende Entwicklungsgeschichte geben:

1. Die Hebung des Schiefergebirges dauert weiter an.

2. Unter dem Einfluß eines semiariden Klimas (Mediterran-Typ) werden weitmündige Talungen mit Fußflächen von den Erosionsbasen ausgehend in die miozäne Rumpffläche eingesenkt. Diese Abtragungsvorgänge sind nur im Zusammenspiel: gleichzeitige Hebung – klimatische Differenzierung der Denudations- und Erosionsprozesse möglich.

3. Die erste Anlage des Mittellahntales erfolgt im ausgehenden Pliozän, wahrscheinlich infolge selektiver Denudation entlang bestimmter vorgezeichneter Struktur- und Verwerfungslinien.

4. Vertikale Schollenbewegungen haben noch keinen Einfluß auf die Landschaftsgestaltung.

6.2. Die Entwicklung im Alt-Quartär

Im folgenden werden die morphologischen Vorgänge des Zeitraumes zwischen dem ausgehenden Pliozän und der Günz-Eiszeit behandelt. Der Zeitraum ist dem „Alt-Quartär“ *Woldstedts* (1966,155) gleichzusetzen⁴⁷. Während der hier betrachtete Zeitraum somit nach oben durch die beginnende Günz-Kaltzeit abgesteckt wird, bereitet eine Festlegung der Plio-Pleistozängrenze immer noch große Schwierigkeiten⁴⁸.

Eine paläontologische Gliederung bzw. Abgrenzung des Alt-Quartärs ist im Marburger Raum nicht möglich, da die entsprechenden fossilführenden Sedimente fehlen. Wohl aber kann das Alt-Quartär grob ausgegliedert und gegen das Pliozän abgegrenzt werden als eine klimatisch-morphogenetische Periode anhand der ihr eigenen Formen. Verschiedene Terrassenreste befinden sich in rund 70-80 m über der rezenten Talauflage der Mittellahn; im unteren Wohrratal begleiten terrassenartige

⁴⁴ Trogterrassen, Pedimente

⁴⁵ *Kayser* 1915a+b; *Kayser & Paeckelmann* 1915; *Mauß* 1919; *Hummel* 1929; *Blanckenhorn & Kurtz* 1930; *Blume* 1949

⁴⁶ *Lang* 1955; *Höfing & Stengel-Rutkowski* 1964

⁴⁷ „Das Alt-Quartär enthält zwei Eiszeiten und zwei Interglazialzeiten, das Prätiglium (Biber), das Tiglium, die Donau-Eiszeit und die Waal-Interglazialzeit. Davor liegt mindestens eine Schwankung, die aus einer Pluvial- oder Interpluvialzeit besteht“ (*Woldstedt* 1966,155). „Quartär“ ist als Synonym für „Pleistozän“ anzusehen. Vgl. dagegen: *Kaiser* 1965; *Barsch* 1965; *Gross* 1958; *Neef* 1961; *Richter* 1958 u. a.

⁴⁸ Vgl. *Wirtz & Illies* 1951; *Kaiser* 1961, 1965; *Richter* 1958; *Neef* 1961; *Barsch* 1965; *Brelie* 1959a+b; *Zagwijn* 1959 u. a.

Verebnungen die Hänge in etwa 80-90 m relativer Höhe. Dieses Niveau charakterisiert eine altpleistozäne Talgeneration und ist vermutlich mit den Höhenterrassen und der äHT des Mittelrheintales zu parallelisieren⁴⁹. Diese Talgeneration ist im Marburger Raum deutlich in die wannenartigen pliozänen Talungen eingeschnitten⁵⁰. Die bis zum ausgehenden Pliozän vorwiegend denudativ wirkenden Abtragungsprozesse haben sich grundlegend geändert: Die schmalen Täler des Alt-Quartärs sind das Ergebnis erosiver Flußtätigkeit. Doch nicht nur in den Tälern macht sich diese einseitige Bevorzugung der Abtragung durch Erosion bemerkbar, sondern auch an den Rändern der Fußflächen gegen höher gelegene Gebiete; es gibt keine Anhaltspunkte für eine postpliozäne Erweiterung der Fußflächen oder eine weitere Zurückverlegung der Stufen in breiter Front.

Die Anlage der altquartären Täler ist durch das Zusammenwirken vieler Faktoren bedingt. Dabei haben Tektonik und Klima den größten Einfluß; vom Klima wiederum ist die Art und Wirkung der morphologischen Abtragungsvorgänge weitgehend beeinflußt; aber auch die chemische Zusammensetzung und die physikalische Struktur der verschiedenen Gesteine, die auf die äußeren Einwirkungen unterschiedlich reagieren, tritt im Alt-Quartär weit mehr hervor als im Pliozän⁵¹.

Beweise für ein beträchtliches Ausmaß quartärer Krustenbewegungen sind für viele Autoren die pleistozänen Eintiefungen der Mittelgebirgsflüsse; aus den vertikalen Terrassenabständen wird direkt auf ein unterschiedliches Ausmaß der Hebung geschlossen⁵². Es wird nicht angezweifelt, daß die tektonische Heraushebung des Schiefergebirges im Pleistozän hohe Beträge erreichte und daß die Anlage der Terrassen nur in Verbindung mit dieser Hebung zu erklären ist. Gleichzeitig müssen aber auch die wiederholten Klimaschwankungen und der allgemeine Klimawechsel von einem tertiären, warmen humiden bis semiariden Klima zu einem semiariden im Pliozän und einem mäßig warmen, feuchteren im Alt-Quartär in Rechnung gestellt werden. Dann zeigt sich nämlich, wie die morphologischen Formen unmittelbare Zeugen der klimatischen Bedingungen sind: Unter warmen wechselfeuchten Verhältnissen mit ariden Phasen wurden im Miozän die alttertiären Rumpfflächen weitergebildet; die trogartigen Talungen mit den Fußflächen sind Ausdruck des semiariden Pliozänklimas; die altpleistozänen Täler charakterisieren ein feuchtes, warm gemäßigtes Klima. Eine unterschiedliche – rhythmische oder phasenhafte – Hebung würde die morphologischen Formengenerationen nur wenig beeinflussen. Daher bin ich geneigt, seit dem Miozän ein \pm gleichmäßiges, in der Hebungsgeschwindigkeit vielleicht zunehmendes Aufsteigen des Schiefergebirges anzunehmen.

Im Altpleistozän zeigt die Talanlage bereits eine große Abhängigkeit von den Strukturlinien und Verwerfungen. Die eigenartige Lahnschleife bei Cölbe ist ausgebildet, doch der Sporn der Kupferschmiede ist noch nicht herauspräpariert. Im Vorderen Vogelsberg konnte die Ohm vom Amöneburger Becken aus entlang einer rheinisch gerichteten Strukturlinie, die sich durch die Basaltdecken durchpaust und

⁴⁹ *Kaiser* (1961) stellt die obere, mittlere und untere Höhenterrasse des Rheins in das Pliozän und nur die äHT in das prägünzeitliche Pleistozän, während *Woldstedt* (1966) zwei nicht näher bezeichnete Höhenterrassen einschließlich der äHT seinem Alt-Quartär zuordnet.

⁵⁰ Abb. 46 und 48

⁵¹ Vgl. *Hempel* 1954/55, 307; *Murawski* 1958 u. a.

⁵² Vgl. u. a. *Gurlitt* 1949; *Quitow* 1959

bis zum Maintal zu verfolgen ist, infolge rückschreitender Erosion weit nach S vordringen und die ursprüngliche radiale Entwässerung unterbinden; dadurch verlieren Lumda und Wieseck ihre Oberläufe. Im Schiefergebirge folgt das Lahntal abwechselnd der variskischen und der herzynischen Richtung⁵³; das Tal der Mittellahn und der Wohra wird von der rheinischen Richtung bestimmt. Die auffallende Anlehnung der Tiefenerosion an Störungen, Gesteinsgrenzen und Strukturlinien mag auf eine vielleicht tertiäre Verwitterung entlang dieser Schwächezonen zurückzuführen sein, da eine unterschiedliche Verwitterung zur Tiefe hin typisch für tropische und subtropische Gebiete ist⁵⁴.

Mit der Belebung der selektiven Erosion werden zum erstenmal die vertikalen Schollenbewegungen im Landschaftsbild sichtbar. Darüber hinaus wird die Wasserscheide zwischen Lahn und Wohra, die schon während des Pliozäns angelegt wurde, endgültig festgelegt: Sie verläuft von den Lahnbergen in etwa über Bauerbach, Anzefahr zum Rauschenberger Forst. Das gesamte Gebiet der Wohra, Ohm und des Amöneburger Beckens wird durch den Ebsdorfer Grund entwässert. An verschiedenen Stellen weisen noch heute Leseschotter auf den alt-quartären Wohra-Vorläufer durch das Amöneburger Becken hin. Das Niveau der altpleistozänen Terrassen ist N' Kirchhain an der Wohra ca. 10 m höher als an der Lahn bei Cölbe gelegen, was durch den längeren Weg der Wohra, aber auch durch die geringere Wasserführung derselben erklärt werden kann. Das tektonisch bedingte Amöneburger Becken ist damals noch keine morphologische Senke, denn andernfalls hätte dadurch die Erosion im unteren Wohratal besonders ausgeprägt sein müssen. Wichtig für die jüngere Fluß- und Talgeschichte ist die seit dem Pliozän entwickelte Entwässerung des Roten Wassers und seiner Nebenflüsse zur Lahn; darauf deutet nicht nur die 80m-Terrasse zu beiden Seiten der rezenten Ohmmündung bei Cölbe, sondern in gleicher Weise verschiedene Tälchen zwischen Schönstadt und Sindersfeld, die erst in viel späterer Zeit von der Ohm her angezapft worden sind⁵⁵.

Für das N' Amöneburger Becken ergibt sich aus der Rekonstruktion der alt-quartären Wohra eine tektonische Absenkung von nahezu 60 m nach der Anlage dieser Talgeneration⁵⁶, denn die Höhendifferenz zwischen den Terrassenresten im unteren Wohratal und den Leseschottern bei Klein- und Großseelheim beträgt rund 60 m.

Nach der Ausbildung der 70-80m-Terrasse ist ein verstärktes Einschneiden der Flüsse in allen Tälern festzustellen. Die Taleintiefung der Mittellahn in der Prägungszeit reicht bis 40 m über die heutige Talsohle, d. h. im Alt-Quartär allein nagte sich der Fluß gut 60 m in das pliozäne Tal ein. Die Zerschneidung im Bereich der größeren Nebenflüsse erzielt ähnlich hohe Werte. Die so geschaffenen Täler werden in der nachfolgenden Günzeiszeit bis zu maximal 15 m wieder aufgeschottert; sie sind analoge Bildungen zu den flächenhaften Verebnungen des Mittelrheintales, die die HT-Sedimente tragen. Bei einem Vergleich mit dem Rhein fallen die recht engen und tief erodierten Täler im Marburger Raum auf. Geht man von der Tatsache aus, daß eine verstärkte Hebung ein besonders rasches und tiefes

⁵³ Abb. 46

⁵⁴ Vgl. Bakker 1966a; Schmidt-Eisenlohr 1967, 19 u. a.

⁵⁵ Teufelsgraben, Wöhlgraben

⁵⁶ Vgl. Lang 1955

Einschneiden der Täler zur Folge hat⁵⁷, so müßten im Alt-Quartär die tektonischen Bewegungen in der Marburger Landschaft außerordentlich stark gewesen sein, während ähnlich starke Hebungen am Mittelrhein, an der unteren Lahn und der mittleren und unteren Mosel erst in postgünzglazialer Zeit auftraten. Da jedoch die Marburger Landschaft an der Peripherie des Rheinischen Schiefergebirges liegt, ist es kaum wahrscheinlich, daß hier im Altpleistozän eine verstärkte Hebung stattfand und im zentralen Schiefergebirge erst wesentlich später. Es wird deutlich, daß andere Ursachen als die unmittelbare Hebung für die absoluten Erosionsbeträge zu bestimmten Zeiten verantwortlich sind. Folgende Überlegungen helfen weiter: Während des jüngeren Tertiärs waren die Abdachungsverhältnisse des Lahngbietes infolge der anderen klimatischen Verhältnisse auch anderen Gesetzmäßigkeiten unterworfen. Merkliche Unterschiede herrschen in der Längsgefällentwicklung der Täler in den wechselfeuchten Tropen und Subtropen im Gegensatz zu den humiden, gemäßigten Mittelbreiten. In den erstgenannten Gebieten weisen selbst größere Flüsse ein wesentlich höheres Gefälle auf als in den letztgenannten⁵⁸. Um die Unterschiede deutlich machen zu können, entwickelte *Louis* (1957a) den Begriff des Reliefsockels und seiner verschiedenen Höhenlage unter einem Skulpturrelief⁵⁹.

Nimmt man für das Schiefergebirge die pliozänen Talböden an, so erhält man Werte für Reliefsockel und Skulpturrelief, die denen der Niederguineaschwelle sehr ähneln⁶⁰. Da im Pliozän das Schiefergebirge bereits merklich in Hebung begriffen war, die Flüsse sich aber nicht wesentlich eintieften, konnte die Zerschneidung im folgenden Alt-Quartär um so schneller und wirkungsvoller einsetzen. Während das pliozäne Mittelreintal rund 100 m in die Unterstufe der Rumpffläche eingesenkt ist, das alt-quartäre weitere 80 m⁶¹, sind die Beträge der Lahn im Marburger Raum Beweise einer ähnlichen, jedoch differenzierten Entwicklung. Das pliozäne Mittellahntal ist nur etwa 40-50 m in die tertiäre Rumpffläche eingelassen, da die Erosionsbasis des Rheins fern liegt und die Abtragungsprozesse unter semiariden Verhältnissen nicht imstande waren, den durch die tiefliegende pliozäne Rheintalung entstandenen Gefällsunterschied auszugleichen; möglicherweise fehlte auch ganz einfach die Zeit dazu. Mit dem Umschwung von Denudation zu Erosion an der Plio-Pleistozängrenze wird der Lahn ermöglicht, diese seit dem Pliozän (Miozän?) bestehende Gefällsdifferenz rasch auszugleichen. Daher ist die pliozäne Talung der Mittellahn wenig, die alt-quartäre verhältnismäßig stark eingetieft.

Nicht ganz eindeutig ist die Stellung der beiderseits der Zwerster Ohmmündung beobachteten extremen Pseudogleye, denen die günzzeitlichen Hauptterrassenschotter auflagern. Wenn es sich, wie vermutet wird, um Bodenbildungen in situ handelt, so ist nach der altpleistozänen Taleintiefung im Marburger Raum mit einer anschließenden, intensiven Verwitterung zu rechnen.

Aufgrund der Ausführungen und Überlegungen zeichnet sich folgende *alt-quartäre* Fluß- und Talentwicklung ab:

1. Die tektonische Hebung des Schiefergebirges insbesondere, aber auch die Hebung des gesamten deutschen Mittelgebirgsraumes setzt sich kontinuierlich fort.

⁵⁷ *Gurlitt* 1949; *Quitow* 1959 u. a.

⁵⁸ Vgl. *Louis* 1961, 1964; *Büdel* 1965; *Bakker* 1966a; *Bakker & Müller* 1957; *Jessen* 1936 u. a.

⁵⁹ Vgl. auch *Louis* 1961b

⁶⁰ *Louis* 1957a, 70

⁶¹ *Quitow* 1959

2. Die Plio-Pleistozängrenze drückt sich morphologisch in der Anlage von Erosionstätern aus, was eine Folge des klimatisch bedingten Umschwunges (feuchteres Klima) von denudativer zu erosiver Abtragung ist.

3. Eine durchgehende Wasserscheide verläuft von den S' Lahnbergen über den Rauschenberger Stadtwald und den Burgwald bis zur Lahn-Eder-Wasserscheide. Die Ohm ist vom Amöneburger Becken durch rückschreitende Erosion weit in den Vogelsberg vorgedrungen.

4. Ein Terrassenniveau in rund 70-80 m relativer Höhe charakterisiert eine Talgeneration, die vermutlich mit den Höhenterrassen und der äHT des Mittelrheintales parallelisiert werden kann.

5. Eine zweite Erosionsphase schließt sich an, die eine Taleintiefung bis in 40 m relativer Höhe zur Folge hat.

6. Vermutlich folgt dieser intensiven Zerschneidung eine Zeit mit tiefgreifender Verwitterung (Pseudogleye). Darauf setzt die Akkumulation der Hauptterrassenschotter (Günz) ein.

6.3. Die Entwicklung im Mittel-Quartär

Das Mittel-Quartär beginnt mit der Günzeiszeit und enthält Günzeiszeit, Cromer-Interglazialzeit, die beiden Mindeleiszeiten samt dem dazwischen liegenden Interstadial und die Holstein-Interglazialzeit⁶².

In das Günzglazial fällt die Aufschotterung der T5-Sedimente. Die Basis der Schotter entspricht der Talsohle zu Beginn der Günzeiszeit, wenn vorausgesetzt wird, daß die Akkumulation eine Folge der nachlassenden Transportkraft der Flüsse am Anfang der Kaltzeit ist⁶³.

Eine glazial-klimatische Deutung ergab sich für die T5-Sedimente der Mittel-lahn⁶⁴. Die sedimentologische Untersuchung läßt einige Rückschlüsse auf die morphologisch wirksamen Abtragungsprozesse und die Landschaftsgestaltung zu.

Aus dem Rheinischen Schiefergebirge, wo seit dem Pliozän eine bedeutende Reliefenergie festzustellen ist, wird der größte Anteil der T5-Sedimente herantransportiert; hier muß man während des Günzglazials mit einer verstärkten Abtragung rechnen, von der auch die tertiären Graulehmreste beseitigt werden. Im mesozoisch-tertiären Schiefergebirgsvorland ist die Abtragung weit geringer, denn die T5-Schotter enthalten auffallend wenig Komponenten aus diesem Gebiet. Die Ursachen hierfür sind die unterschiedlichen tektonisch-petrographischen Verhältnisse, die „die morphologischen Wirkungen des Kaltzeitklimas im gletscherfreien Gebiet“⁶⁵, die Zusammenarbeit von Hangdenudation und Flußerosion, modifizieren. In der Frostschuttzone erlischt bei Neigungen knapp unter 2° alle Solifluktion, so daß Flächen unter diesem Böschungsgrenzwert allein der Kryoturbation ausgesetzt und somit von oberflächlicher Abtragung und Hangabspülung nahezu unberührt bleiben⁶⁶. Sie werden randlich durch rückgreifende Dellen und Spül-

⁶² Woldstedt 1966,155

⁶³ Büdel 1961, 317

⁶⁴ Kapitel 5.5.

⁶⁵ Büdel 1937, 1944, 1948, 1951

⁶⁶ Büdel 1960,46; auch: 1959, 1962, 1967b

rinnen langsam aufgezehrt. Der Unterschied der periglazialen Abtragung zwischen einem Höhenrelief und den Talhängen wird von *Wirthmann* (1964) wiederholt betont. Es darf daher angenommen werden, daß die \pm horizontal lagernden und im Jungtertiär nur flächenhaft tiefergelegten Sandsteintafeln bei Marburg den kaltzeitlichen Denudations- und Erosionsvorgängen wenig Angriffspunkte für eine intensive Abtragung boten. Nur so ist es auch zu verstehen, daß in Lahnbergen und Marburger Rücken trotz der tiefen Zertalung tertiäre Reliktflächen erhalten blieben. Ähnliche Vorgänge spielten sich im Vorderen Vogelsberg ab, obgleich auch hier die alt-quartäre Taleintiefung beachtliche Reliefunterschiede schuf⁶⁷. Das Zurücktreten der Basaltgerölle in den Schottern in unmittelbarer Nähe des Vogelsberges hat eine zweite Ursache in der mächtigen tertiären und altpleistozänen Verwitterungsdecke, die zuerst abgetragen werden mußte, bevor der anstehende Basalt von der Abtragung erfaßt werden konnte.

Nach der Akkumulation der T5-Schotter, die im Marburger Raum im wesentlichen nur im Lahntal nach dem Austritt des Flusses aus dem Buntsandsteingebiet Mächtigkeiten von mehreren Metern bis maximal 15 m bei Lollar erreicht, erfolgte eine erneute Erosionsphase. Diese scheint bereits eingesetzt zu haben, bevor die Sedimentation geschlossen lahnaufrwärts wandern konnte, denn weder im Amöneburger Becken noch auf den ausgedehnten Terrassenverebnungen bei Goßfelden sind größere Schotterkörper ausgebildet. Ob die Schotterablagerung im Talabschnitt S' Niederweimar durch die tektonische Hebung des Schiefergebirges unterstützt wurde, ist nicht eindeutig zu entscheiden, doch sprechen viele Kriterien dafür, daß die Aufwölbung die Transportkraft der günzzeitlichen Lahn geschwächt hat. So steigt die HT-Basisfläche heute von Gießen (195-200 m NN) über Wetzlar (205 m) bis Weilburg (210 m) stetig gegen das ursprüngliche Gefälle an⁶⁸, und auch im Mittellahntal sind die Terrassenreste der rechten Talseite durch tektonische Bewegungen gegenüber denen der linken Talseite um mehrere Meter verstellt⁶⁹. Indizien für eine zeitliche Einordnung der Ablösung der Schotterablagerung durch die nachfolgende Erosion sind nicht vorhanden. Eine verstärkte Erosion ist aber nur möglich, wenn die Höhendifferenz zwischen Unter- und Oberlauf entsprechend groß ist und ausreichende Wassermassen zur Verfügung stehen; letztere sind während der Kaltzeiten im allgemeinen gebunden, und in den Interglazialzeiten fehlen sie größtenteils. Nur am Ende der Kaltzeiten verfügen die Flüsse über genügend Geröll- und Wassermengen, um kräftig in die Tiefe erodieren zu können. Daher hat sich die Anschauung durchgesetzt, daß die Taleintiefungen charakteristisch für das Ende des Hochglazial und für Spätglazialperioden sind, während Lateralerosion und Schotterakkumulation in das Früh- und beginnende Hochglazial gestellt werden⁷⁰. Beobachtungen aus rezenten Periglazialgebieten bestätigen diese Überlegungen⁷¹. Aus Gründen der Analogie möchte ich daher die post-günzterrassezeitliche Erosionsphase der Lahn und der Nebenflüsse in das Ende des Hoch- und in das Spätglazial datieren; möglicherweise reichte die Taleintiefung auch

⁶⁷ Vgl. *Schenk* 1964,226

⁶⁸ *Weyl* 1967,52

⁶⁹ Abb. 39

⁷⁰ Vgl. u. a. *Büdel* 1961,317; *Wirthmann* 1964; *Troll* 1947; *Mensching* 1951; *Kremer* 1954; *Woldstedt* 1952

⁷¹ *Poser* 1936; *Wirthmann* 1964; *Büdel* 1963, 1967 u. a.

noch in das folgende Interglazial. Damit kommt die Talsohle im Cromer-Interglazial in rund 20 m relativer Höhe zu liegen, d. h. rund 25 m unter der Oberfläche des T5-Akkumulationskörpers.

Eine tiefgreifende Verwitterung kennzeichnet den Zeitraum zwischen der Günz- und der Mindeleiszeit. Ein braunlehmartiger, gelblichroter Interglazialboden entwickelte sich auf den Terrassenschottern; das fast ausschließliche Auftreten von Illit und Kaolinit zeigt – wie die im schwach sauren Milieu vorkommende stark peptisierende, wasserhaltige, kolloidale Kieselsäure, die Färbung, Verlehmung und Plastizität – eine recht intensive und lange Verwitterung unter einem Klima an, das wärmer und feuchter war als das rezente, jedoch merklich kühler als das pliozäne. Dadurch kann aufgrund der Bodenbildung die Parallelität der Marburger Hauptterrasse mit der rheinischen, die *Ahlburg* (1916) bereits morphologisch festgestellt hat, als erwiesen gelten.

Mit dem Herannahen der Mindeleiszeit erfahren die Abtragungsprozesse eine Wiederbelebung. Das Mindelglazial bringt bedeutende Veränderungen hinsichtlich der hydrographischen Verhältnisse in der Marburger Landschaft. Die Entwässerung des Einzugsgebietes von Wohra und Ohm erfolgt bis in die Mindeleiszeit durch die tektonisch vorgezeichnete Ebsdorfer Grundtalung; die mindelzeitlichen Schotter der Ebsdorfer Ziegelei (Profil 33) sind beredtes Zeugnis dafür. Gleichzeitig aber ist eine Beimengung basaltischen Verwitterungsmaterials in den mindelzeitlichen Sedimenten bei Cappel (21) nachgewiesen, was auf eine Entwässerung der Ohm durch das Amöneburger Becken zur Lahn bei Cölbe hinweist. Die Zeugen einer Entwässerung des Amöneburger Beckens durch den Ebsdorfer Grund einerseits, wie sie Abb. 46 zeigt, und einer Abflußrichtung über Bürgeln-Cölbe andererseits (Abb. 47), die beide anhand der Sedimente des Mindelglazials belegt sind, deuten auf verstärkte tektonische wie morphologische Vorgänge zu dieser Zeit. Eine *Verlegung* von Wohra und Ohm, die durch den Einbruch des Amöneburger Beckens veranlaßt wird, vermutet *Lang* (1955,123) im Altpleistozän, doch macht er keine weiteren Ausführungen zu diesem Problem. *Mauil* (1919,26) ist der Ansicht, daß die Zwester Ohm rückschreitend erodiert hat und bei Heskem einen nach N fließenden Bach angezapft hat⁷². Bei allen anderen Autoren, die den Marburger Raum geologisch wie morphologisch bearbeiteten, finden sich keine Aussagen über eine Flußumkehr im Amöneburger Becken, vielmehr vertreten sie die Ansicht, daß seit dem ältesten Pleistozän die Ohm und Wohra bei Cölbe in die Lahn entwässerten. Bei der Rekonstruktion der Vorgänge, die zu dieser Flußumkehr geführt haben, müssen verschiedene Faktoren besonders berücksichtigt werden: 1. Die prämindelzeitliche Taleintiefung, 2. die mindelzeitliche Aufschotterung und 3. die tektonischen Verhältnisse.

Die prämindelzeitliche Taleintiefung hat zur Folge, daß im Gebiet zwischen der Lahn-Wohra-Wasserscheide und den Lahnbergen samt S' Burgwaldausläufer bei Reddehausen/Bernsdorf von dem Roten Wasser eine Talung angelegt wird, die bei Cölbe in das Lahntal mündet. Dadurch ist die enge Pforte des heutigen Ohmtales zwischen Cölbe und Bürgeln bereits durch das Rote Wasser ausgebildet, bevor die Ohm und die Wohra hier ihren Abfluß aus dem Amöneburger Becken haben. Dank

⁷² „Anzapfungsknie“ nach *Mauil* 1919,26

der relativ nahe gelegenen Erosionsbasis der Lahn vermag das Rote Wasser den Buntsandsteinriegel Lahnberge-Burgwald im Zuge des Einschneidens zu durchnagen.

Die Aufschotterung der T4-Sedimente ist an die Mindeleiszeit gebunden⁷³. Es fällt auf, daß die Schotter im Amöneburger Becken und im Ebsdorfer Grund weit verbreitet sind. Das ist auf eine tektonische Absenkung zurückzuführen, die schon vor der Mindeleiszeit eingesetzt haben kann, sich doch erst durch die spezifischen periglazial-klimatischen Verhältnisse in Form einer Schotterakkumulation verstärkt bemerkbar macht. Schließlich werden nur in Verbindung mit einer tektonischen Absenkung des Amöneburger Beckens, aber auch seiner Randstufen die Voraussetzungen für eine Flußumkehr geschaffen. Die antithetisch gegen das Schieferengebirge gekippte Buntsandsteinscholle zwischen Bauernbach und Schönstadt⁷⁴, über deren SE' Rand die Lahn-Wohra-Wasserscheide verläuft, ist tief eingesunken, wodurch die Wasserscheide zwischen den beiden Flußsystemen stark erniedrigt wird. Eine geringe Aufschotterung im N' Amöneburger Becken kann bereits eine Flußumkehr nach sich ziehen, wenn man berücksichtigt, daß unter periglazialen Verhältnissen die Flüsse ein wildbachartiges Verhalten zeigen. Sind diese Vorgänge mit einer Lateralerosion verknüpft, wie sie vielfach in rezenten Periglazialgebieten beobachtet wird⁷⁵ und für das Früh- und beginnende Hochglazial der Mittelgebirgsflüsse typisch zu sein scheint⁷⁶, dann darf man in einer Aufschotterung mit einhergehender Lateralerosion die Ursache der Flußumkehr im Amöneburger Becken sehen. Wenn nämlich erst einmal ein Flußarm die nur einige Meter hohe Wasserscheide Lahn-Wohra überwunden hat, dann erhält er neue Erosionsimpulse durch den nun kürzeren Weg zur Erosionsbasis der Lahn. Schnell kann die neue Flußverbindung das gesamte Gewässernetz an sich reißen.

Daneben besteht eine zweite Erklärungsmöglichkeit: Von dem Roten Wasser kann durch rückschreitende Erosion eine Verbindung zu den im N' Amöneburger Becken aufschotternden Flußläufen hergestellt werden. Den günstigeren Gefällsverhältnissen entsprechend würde auch in diesem Fall die Entwässerung des Amöneburger Beckens den Abfluß zum Roten Wasser und damit zur Lahn dem weiten Weg durch den Ebsdorfer Grund vorziehen.

Welche der beiden Möglichkeiten für die Flußumkehr entscheidend war, läßt sich nicht sagen; interessant ist jedoch die Tatsache, daß das neu geschaffene Talstück zwischen Anzefahr und Bürgeln einer deutlich ausgeprägten, herzynisch gerichteten Strukturlinie folgt, an die auch die Ohmtal-Depression gebunden zu sein scheint. Die Vorgänge, die die Ausrichtung des Flußsystems im Amöneburger Becken nach NW bewirkten, spielten sich während der mindelzeitlichen Schotterakkumulation ab. Nach der Neuordnung des Gewässernetzes sind die Wasserscheiden im Marburger Raum, wie sie heute vorgefunden werden, in ihren wesentlichen Zügen festgelegt.

Nach Lang (1955,37) zeigen die Schwermineralanalysen der Terrassensedimente⁷⁷ eine Abnahme der instabilen Komponenten mit zunehmender Höhe über der Talsohle. Die Abnahme der instabilen Schwerminerale erfolgt aber, wie es

⁷³ Vgl. Kapitel 5.4.

⁷⁴ Vgl. Abb. 5

⁷⁵ Büdel 1961; Wirthmann 1964; von Wissmann 1951 u. a.

⁷⁶ Büdel 1961,317; Kremer 1954,86f. u. a.

⁷⁷ Abb. 43

ein Vergleich der Proben aus Marburg-Süd und von Bellnhausen zeigt, nicht gleichmäßig. So ist die Abnahme des Augites in den Proben von Marburg-Süd entschieden stärker als die in den Proben von Bellnhausen. Die Gründe dafür vermag *Lang* (1955,37) nicht anzugeben. Aufgrund der von mir skizzierten Entwicklung läßt sich folgende Erklärung für das Verhalten der Schwerminerale finden: Bei Bellnhausen ist der Einfluß des basaltischen Vogelsberges auch in den älteren Sedimenten zu erkennen, während die sprunghafte Zunahme der Augite bei Marburg-Süd angibt, seit wann die Ohm bei Cölbe in die Lahn mündet. Nach den Befunden von *Lang* ist das seit der Aufschotterung der 8-12m-Terrasse der Fall, doch vermute ich, daß die Probe aus 8 m relativer Höhe einem solifluidal verlagertem T4-Schotter entstammt⁷⁸, wodurch der Ohmzufluß fälschlicherweise erst seit dem Jung-Quartär in Erscheinung tritt.

Vermutlich wieder im ausgehenden Glazial und beginnenden Interglazial erfolgte eine Phase der Tieferlegung, die ca. 20-25 m erreichte. Dabei werden im Mittellahntal die T4-Terrassenkörper bis auf schmale Leisten an den Talhängen abgetragen; bei Ebsdorf hingegen und Wittelsberg (?) bleiben die Schotter teilweise erhalten, da sie durch die Flußverlegung in der Nähe der neu gebildeten Talwasserscheide liegen und den Abtragungsprozessen nur wenig ausgesetzt sind. Im N' Amöneburger Becken deutet die flächenhafte Verbreitung der Sedimente auf eine beträchtliche Aufschotterung hin.

Eine Zweigliederung der Mindelterrassen, entsprechend der oMT und mMT des Mittelrheins, ist im Marburger Gebiet nicht nachzuweisen. Da die Ausbildung der Terrassen mit der Entfernung vom Rhein immer lückenhafter wird, verwundert es nicht, daß eine analoge Bildung der am Rhein nur schlecht entwickelten und ohnehin wegen ihrer Eigenständigkeit umstrittenen mMT an der Mittellahn fehlt.

Die pedologischen Befunde weisen darauf hin, daß das Holstein-Interglazial durch ein ähnlich gemäßigt warmes und feuchtes Klima gekennzeichnet war wie das Cromer-Interglazial, denn auch auf den Terrassenschottern der Mindeleiszeit entwickelte sich ein braunlehmartiger, gelblichroter Interglazialboden, der jedoch nur in seltenen Fällen beobachtet werden kann, da er fast überall stark erodiert worden ist.

Zusammenfassend lassen sich für das Mittel-Quartär folgende Entwicklungsphasen feststellen:

1. Akkumulation der T5-Schotter, vermutlich im Früh- und Hochglazial der Günzeiszeit.
2. Erosionsphase im ausgehenden Günzglazial.
3. Cromerzeitliche Bodenbildung unter einem Klima, das wärmer und feuchter war als das heutige.
4. Mindelzeitliche Aufschotterung, durch die im Amöneburger Becken eine Flußumkehr von Wohra und Ohm hervorgerufen wurde. Beträchtliche tektonische Senkungsbewegungen schufen die Voraussetzungen dafür.
5. Unter einem dem Cromer-Interglazial ähnlichen Klima erfolgte die holsteinzeitliche Bodenbildung.

⁷⁸ Vgl. Abb. 25 und 26

6.4. Die Entwicklung im Jung-Quartär

Ich folge wiederum der Einteilung nach *Woldstedt* (1966,155): Das Jung-Quartär beginnt mit der Rißeiszeit; dazu gehört die Riß I- (= Drenthe-) und Riß II- (= Warthe-) Vereisung, die Eem-Interglazialzeit, die Würm-(Weichsel-)Eiszeit und die Postglazialzeit.

Die kaltzeitliche Aufschotterung der Rißeiszeit ist mit einer bedeutenden Schuttzufuhr von den Hängen und aus kleineren Seitentälchen verbunden. Daher wird eine intensive Ausgestaltung der kleinen Täler, besonders des Buntsandsteingebietes, angenommen. Gleichzeitig unterliegen die schmalen mindelzeitlichen Terrassenleisten einer starken Abtragung; dadurch können Mindelschotter solifluidal umgelagert im Niveau der Rißterrasse zu liegen kommen⁷⁹. Im Lahntal sind rißzeitliche Schotterkörper häufig, um so auffälliger ist daher das Fehlen der T3-Sedimente im Senkungsgebiet des Amöneburger Beckens. Die tektonischen Verhältnisse geben Anlaß zu der Vermutung, daß die abgelagerten Rißschotter im Gebiet der Ohmtal- und Schweinsberger Depression durch eine anhaltende Senkungstendenz möglicherweise heute im tiefsten Teil der Depression liegen, d. h. an der Basis der Schotterfüllung und damit im Liegenden der später sedimentierten Würmschotter. Dafür würde ebenfalls der große Anteil der Buntsandsteingerölle, der für die rißzeitlichen Mittellahnschotter so bezeichnend ist, sprechen. Der geringe Verwitterungsgrad der Sedimente erstaunt nicht, wenn man eine spätere Abtragung der oberen Horizonte annimmt. Andererseits ist die würmzeitliche Akkumulation der Schotter im Amöneburger Becken durch viele Kriterien belegt. Die Ursache für das Fehlen jeglicher Rißsedimente im Amöneburger Becken liegt meines Erachtens in den durch Flußumkehr bewirkten morphologischen Verhältnissen. Durch den neuen Abflußweg über Anzefahr-Bürgeln zur Lahn war die Gefällsentwicklung von Wohra und Ohm plötzlich sehr unausgeglichen. Die näher gelegene tiefere Erosionsbasis erforderte eine verhältnismäßig starke Tiefenerosion, die von der langsamen tektonischen Absenkung zwar begünstigt, jedoch nicht überflüssig wurde. Vermutlich war der Ausgleich der Gefällsverhältnisse zu Beginn des Rißglazials noch nicht abgeschlossen, so daß die Flüsse im Amöneburger Becken sich vielleicht noch eintiefen, auf keinen Fall aber sedimentieren konnten, während im Mittellahntal eine Aufschotterung stattfand.

An der Mittellahn ist die Rißeiszeit nur durch eine Terrassenbildung vertreten. Die Basis liegt in unterschiedlicher Höhenlage über der heutigen Talsohle; im allgemeinen steigt sie zu den Hängen schräg an, was auf eine überwiegende Tiefenerosion im Zeitraum zwischen der Akkumulation der T4- und T3-Schotter deutet⁸⁰. Der Eintiefungsbetrag erreicht bis zu 20 m während dieser Zeitspanne.

Das ausgehende Rißglazial wird durch eine erneute Erosionsphase charakterisiert. Welche Eintiefungsbeträge dabei erzielt wurden, ist nicht mit Sicherheit festzustellen, denn die würmzeitlichen Schotterablagerungen sind morphologisch zweigeteilt⁸¹, zudem entspricht die Basis derselben infolge tektonischer Bewegungen

⁷⁹ Abb. 25 und 26

⁸⁰ Vgl. *Troll* 1926; *Kremer* 1954 u. a.

⁸¹ Talfüllung und 2-4m-Terrasse

und Absenkungen einzelner Schollen nicht mehr der Prävürm-Talsohle⁸². Vieles deutet darauf hin – nicht zuletzt die Ergebnisse der Mittelrhein-Terrassenforschung –, daß in der letzten großen Erosionsphase nach der T3-Akkumulation das Mittellahntal bis weit unter die rezente Talsohle eingetieft wurde; darauf sedimentierten zu Beginn der Würmkaltzeit die T2-Schotter, die das Tal bis ca. 4 m relativer Höhe wieder zuschotterten; eine würmzeitliche Erosion vermag die obersten T2-Schotterhorizonte teilweise auszuräumen, kann sie aber nicht mehr durchschneiden, bevor die zweite Phase der Würm-Schotterakkumulation einsetzt, die seit dem Alleröd in eine Auelehmsedimentation überleitet.

Die Bodenbildungen auf jung-quartären Sedimenten zeigen keine wesentlichen Unterschiede zu den postglazialen, holozänen Böden. Das Eem-Interglazial ist durch eine Braunerdebodenbildung gekennzeichnet, die durch einen höheren Verlehmungsgrad und eine größere Entwicklungstiefe gegenüber den holozänen Braunerden eine längere Einwirkung der Verwitterung anzeigt, und zwar unter einem Klima, das dem rezenten äußerst ähnlich ist.

Die jung-quartäre Entwicklung wird durch folgende Vorgänge gekennzeichnet:

1. Rißschotter werden im Mittellahntal sedimentiert. Eine starke Abtragung und Talbildung läßt sich für das Buntsandsteingebiet nachweisen.
2. Eine Taleintiefung erfolgt bis zur Basis der heutigen Talfüllung.
3. Eine eemzeitliche Braunerdebildung erfaßt die Schotter und Schuttströme.
4. Die Aufschotterung im frühen Würmglazial erreicht etwa 4 m relativer Höhe. Eine teilweise Ausräumung dieser Schotter findet während der Würmeiszeit (Interstadial?) statt.
5. Eine erneute Schotterakkumulation schließt sich an, die gegen Ende der Würmglazialzeit in eine Auelehmsedimentation überleitet.
6. Eine Bodenbildung erfaßt den Auelehm im Holozän (Braunerde-Gley).
7. Starke tektonische Bewegungen sind durch die unterschiedliche Sedimentfüllung der Täler und des Amöneburger Beckens bewiesen. Das Mittellahntal sinkt an verschiedenen Stellen ein, ebenso die Ohmtal- und Schweinsberger Depression und das „Becken“ bei Bürgeln.

⁸² Vgl. Abb. 13

7. ZUSAMMENFASSUNG

Die Entwicklung der Fluß- und Talanlage im Marburger Raum als Ergebnis von Geologie, Tektonik und klimamorphologischen Prozessen

Der hydrographische Knotenpunkt der Marburger Landschaft, das Mündungskreuz der Flüsse Lahn, Wetschaft und Ohm bei Cölbe, fand in den bisher vorliegenden geologischen wie geomorphologischen Bearbeitungen keine hinreichende Erklärung. Eine erneute geologisch-geomorphologisch-pedologische Betrachtung und Analyse der Landschaft und der fluviatilen Sedimente konnten die Vorgänge rekonstruieren, die zur Ausbildung der Fluß- und Talanlage in der näheren Umgebung Marburgs führten. Dabei gelang es, verschiedene Terrassengenerationen auszugliedern und stratigraphisch einzuordnen. Neben den klimatisch bedingten Abtragungsprozessen kommt der Tektonik sowie dem geologisch-petrographischen Bau der Landschaft eine besondere Bedeutung bei der Ausgestaltung des Flußsystems und der Täler zu.

Mit der im Oligozän langsam einsetzenden Hebung des Rheinischen Schiefergebirges beginnt die Abtragung der mächtigen alttertiären Verwitterungsdecke. Doch erst nach den Basalt- und Tufferuptionen des Vogelsberggebietes deuten fluviatile Sedimente in der Nähe der Rhein/Weser-Wasserscheide auf einen jungmiozänen Lahnlauf, der in einer flachwelligen Rumpfflächenlandschaft Marburg in einem weiten Bogen im E umgeht. Unter einem pliozänen semiariden Klima wurden weite Verebnungen als Fußflächen im Niveau der Erosionsbasen angelegt, die ca. 40 m in die präpliozäne Fläche eingesenkt waren. In dieser Zeit wurde der weit ins Amöneburger Becken ausschwingende Lahnlauf vermutlich infolge rückwärtsschreitender, mehr denudativer als erosiver Abtragung bei Cölbe angezapft und umgelenkt. Der so gebildete Lahnabschnitt Cölbe-Bellhausen folgte deutlich vorgezeichneten Struktur- und Verwerfungslinien, aber auch im Bereich der Oberlahn und der Nebenflüsse wurde die Flußrichtung mehr und mehr dem geologisch-tektonischen Bau angepaßt. Nach der Lahnverlegung in das Marburger Buntsandsteingebiet erfolgte die Entwässerung des Burgwaldes und Amöneburger Beckens weiterhin durch den Ebsdorfer Grund.

Mit den altpleistozänen kühleren und feuchteren (Pluvial-?) Phasen trat der Übergang von vorwiegend denudativer zu vorwiegend erosiver Abtragung ein, was eine Zertalung der Sandsteintafeln bei Marburg um etwa 60 m zur Folge hat. Ein Terrassenniveau in ca. 70-80 m relativer Höhe, d. h. 20-30 m unterhalb der pliozänen Talung, charakterisiert wahrscheinlich eine alt-quartäre „Kaltzeit“. Das Mittel-Quartär begann mit der gүнzeitlichen Aufschotterung der Hauptterrasse (40-60 m), der sich eine Erosionsphase anschloß. Mindelglazial sind die Terrassenablagerungen in 20-28 m relativer Höhe. In dieser Zeit fanden im Amöneburger Becken bedeutende Flußverlegungen statt. Infolge einer tektonischen Absenkung schotterten die Flußläufe auf; gleichzeitig wurde die Wasserscheide zwischen der Lahn und dem Amöneburger Becken E' Bürgeln derart erniedrigt, daß die Ent-

wässerung der Wohra, Klein und Ohm in das Flußsystem des zur Lahn führenden Roten Wassers übergreifen konnte. Damit war das Gewässernetz der Marburger Landschaft in seinen heutigen Zügen festgelegt.

Die zweite mittel-quartäre Erosionsphase wurde von der jung-quartären Schotterakkumulation der 8-12m-Terrasse während der Rißeiszeit abgelöst. Mit ihr ging eine intensive Zertalung der Buntsandsteinberge einher. Der nachfolgende Zeitraum wurde durch eine Zerschneidung bis zur Basis der Schotterfüllung der Täler gekennzeichnet. Das Würmglazial ist durch zwei Terrassenbildungen vertreten, der älteren 2-4m-Terrasse und einer jüngeren Schottersedimentation, die im Alleröd im Mittelalhtal und Amöneburger Becken aufgrund der tektonischen Absenkung in eine Auelehmablagerung überleitete, die heute noch anhält.

Die allgemeinen Ursachen der Terrassenbildung sind glazialklimatische und tektonische Vorgänge.

Die Anlage des hydrographischen Knotenpunktes bei Cölbe einschließlich der Lahnschleife ist in erster Linie tektonisch bedingt, ebenso die Umkehr des Entwässerungssystems im Amöneburger Becken. Die glazialklimatischen Abtragungs- und Sedimentationsprozesse haben jedoch die Vorgänge unterstützt.

Die Lahnterrassen bei Marburg können aufgrund ihrer stratigraphischen Einordnung mit den Terrassen des Mittelrheintales parallelisiert werden:

Talfüllung und 2-4m-Terrasse	=	rheinische NT
8-12m-Terrasse	=	rheinische uMT
20-28m-Terrasse	=	rheinische oMT
40-60m-Terrasse	=	rheinische HT
70-80m-Terrasse	=	rheinische äHT und/oder Höhenterrassen
Trogterrasse	=	rheinische Kieseloolithterrasse

In Abb. 48 ist versucht worden, ein Schema der Entwicklung des Mittelalhtales zu geben. Dabei konnten der Würmeiszeit zwei Aufschotterungsphasen, der Riß-, Mindel- und Günzeiszeit je eine Akkumulationsperiode zugewiesen werden. Unklar bleibt die Stellung der T6-Terrassenreste im Ablauf des Alt-Quartärs. Die pliozäne Erosionsphase (= Einsenkung der trogartigen Verflachungen in die tertiäre Rumpffläche) kommt nicht mehr zur Darstellung. Nur hypothetischen Charakter hat die Kurve der zunehmenden Hebungsgeschwindigkeit des Rheinischen Schiefergebirges. Die lokalen tektonischen Ereignisse, wie die antithetischen Schollenkippen und die Absenkung des Amöneburger Beckens, bleiben dabei unberücksichtigt. Auch ist die Darstellung nicht maßstabsgerecht. „Sie mag etwa bis zum Cromer einigermaßen zutreffen. Vorher ist sie völlig willkürlich. Wahrscheinlich sind die Zeiträume, je älter sie werden, umso mehr verkürzt dargestellt. Das gilt besonders für den ältesten Abschnitt, vom Prätigium ab rückwärts“¹.

¹ Woldstedt 1966,154

Nachtrag

Nach der Fertigstellung des Manuskriptes für den Druck teilte mir Herr Professor Dr. R. *Huckriede* (Geol. Inst. Marburg) mit, daß er die fluviatilen Schotter des Marburger Exerzierplatzes auf den Lahnbergen in ca. 325–345 m Höhe wiedergefunden habe. Diese Schotter, die von *Blankenhorn & Kurtz* (1930,22) ins Miozän und von *Kayser & Paeckelmann* (1915,32f. u. 43f.) ins Pliozän gestellt wurden, konnten sowohl *Lang* (1955) als auch ich nicht mehr auffinden. Ich habe sie daher in der vorliegenden Arbeit nicht erwähnt. Herr Prof. *Huckriede* sieht in diesen Flußgeröllen die Zeugen einer pliozänen Lahn, die vom Schiefergebirge zum Amöneburger Becken und von dort durch den Ebsdorfer Grund zum rezenten Lahntal floß. Ich hingegen vermute aufgrund der Ähnlichkeit der Gerölle mit den von mir ins Jungmiozän gestellten Schottern und aufgrund der Höhenlage auf einem Rumpfflächenrest in ihnen die Ablagerungen jungmiozäner Abtragungsprozesse im östlichen Rheinischen Schiefergebirge.

Herr Prof. *Huckriede* wird die Probleme der Flußgeschichte im Zusammenhang mit diesen Schotterfunden in einem Aufsatz in der Marburger Schriftenreihe „*Geologica et Palaeontologica*“ erörtern. Ihm möchte ich auch hier für die Diskussionen und die Einsicht in sein Manuskript besonders danken.

8. LITERATURVERZEICHNIS

- Ahlburg, J.* (1916): Über das Tertiär und das Diluvium im Flußgebiet der Lahn. Jb. d. Kgl. Pr. Geol. L. A. Bd. 36, X, Berlin 1916, 296–373.
- Allen, J. R. L.* (1965): A Review of the Origin and Characteristics of Recent Alluvial Sediments. *Sedimentology*, Vol. V, No. 2, 89–191.
- Altemüller, H.-J.* (1967): Bodenmikromorphologie und Bodenmikroskopie. *Bodenkd. Colloquiumsvortrag in Bonn*, 11.1.1967.
- Andel, Tj. H. van* (1951): Provenance, Transport and Deposition of Rhine Sediments. Diss. Wageningen, 1951.
- Andreanszki, G.* (1963a): Das Trockenelement in der alttertiären Flora Mitteleuropas auf Grund paläobotanischer Forschungen in Ungarn. *Vegetatio. Acta Geobotanica*. 11,3, 95–111.
- Andreanszki, G.* (1963b): Das Trockenelement in der jungtertiären Flora Mitteleuropas. *Vegetatio. Acta Geobotanica*. 11,4, 115–172.
- Andres, W.* (1967): Gespräch über die Morphologie des Limburger Beckens am 22.6.1967.
- Apfel, E. T.* (1938): Phase sampling of sediments. *J. Sediment. Petrol.* 8, 67–68.
- Averdieck, F.-R. & Döbling, H.* (1959): Das Spätglazial am Niederrhein. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 4, Krefeld 1959, 341–362.
- Bakker, J. P.* (1954): Über den Einfluß von Klima, jüngerer Sedimentation und Bodenprofilentwicklung auf die Savannen Nord-Surinams. *Erdkde.* VIII, 89–112.
- Bakker, J. P.* (1957a): Zur Entstehung von Pingens, Oriçangas und Dellen in den feuchten Tropen (mit besonderer Berücksichtigung des Voltzberggebietes, Surinam). *Abh. Geogr. Inst. Freien Univ. Berlin, Sonderdruck aus Bd. 5: Geomorph. Abh.*, 1–20.
- Bakker, J. P.* (1957b): Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. *Z. Geomorph. N. F.*, Bd. 1, H. 1, 3–43.
- Bakker, J. P.* (1958): Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. *Würzburger Geographentag 1957*, 122–131.
- Bakker, J. P.* (1960): Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes. *Z. Geomorph. Suppl. Bd. 1*, 1960, 69–92.
- Bakker, J. P.* (1965): Paläogeographische Betrachtungen auf Grund von fossilen Verwitterungserscheinungen und Sedimenten in Wüsten und Steppen im Bereich des Mittelmeergebietes. *Nova Acta Leopoldina, N. F.*, Nr. 176, Bd. 31, Leipzig 1966, 45–66.
- Bakker, J. P.* (1966a): Tiefenverwitterung und Tabildung in den feuchten Tropen und Subtropen als Objekt der theoretischen und angewandten Geomorphologie. Vortrag auf dem Festcolloquium zum 65. Geburtstag von *H. Lehmann* am 25.1.1966 in Frankfurt/Main.
- Bakker, J. P.* (1966b): Typen der Granitverwitterung mit besonderer Berücksichtigung Europas. Vortrag auf der 13. Tagung der *Deuqua* am 10.8.1966 in Göttingen.
- Bakker, J. P. & Le Heux, J. W. N.* (1952): A remarkable new geomorphological law, I, II, III. *Proc. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*. LV, 4, 5, 399–410 und 554–571.
- Bakker, J. P., Kiel, H. & Müller, H. J.* (1953): Bauxite and Sedimentation Phases in the Northern Part of Surinam (Netherlands Guinea). *Geologie en Mijnbouw, Nw. serie* 15e, 215–226.
- Bakker, J. P. & Levelt, T. W. M.* (1964): An inquiry into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediment (Etchplains) in Europe during the senonian and tertiary period. Amsterdam. Publicatie Nr. 4 v. h. Fysisch-geografisch Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam, 1964.

- Bakker, J. P. & Müller, H. J.** (1957): Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. *Lautensachfestschrift. Stuttgarter Geogr. Studien*, 68, 1957, 365–397.
- Barsch, D.** (1965): Probleme der Quartärforschung in Europa (Ein Tagungsbericht). *Geogr. Helvetica*, XX, Nr. 2, 90–95.
- Baulig, H.** (1959): Morphométrie. *Ann. de Géogr.*, LXVIII, 385–408.
- Bentz, A.** (1961): Lehrbuch der angewandten Geologie, Bd. I. Allgemeine Methoden. Stuttgart.
- Beskow, G.** (1935): Tjälbildningen och Tjälryfningen. *Sveriges Geol. Undersökning* 26, Stockholm.
- Beutelspacher, H. & van der Marel, H. W.** (1962): Über Verbreitung und Bestimmung der Tonminerale der Kaolingruppe in Böden. *Mitt'bl. d. Forsch.-Anstalt f. Landwirtsch., Braunschweig-Völkenrode*, H. 1, 12. Jg., 14–24.
- Beutelspacher, H. & van der Marel, H. W.** (1968): Atlas of Electron Microscopy of Clay Minerals and their Admixtures. Amsterdam.
- Bigarella, J. J.** (1966): Slope development in southeastern and southern Brazil. *Z. Geomorph., N. F.*, Bd. 10, H. 2, 150–160.
- Birkenhauer, J.** (1965): Zur älteren Talentwicklung beiderseits des Rheins zwischen Andernach und Bonn. *Erdkde.*, XIX, 58–65.
- Birou, P.** (1955): *Les Méthodes de la Morphologie*. Paris.
- Birou, P.** (1958): *Morphologie structurale*. I. Structure statique/Formes structurales élémentaires. II. Types d'évolution du relief théories orogéniques. Tome second. Presses univ. de France, Paris.
- Birou, P., Macar, P. & Bakker, J. P.** (1956): Union géographie intern., premier rapport de la commission pour l'étude des versant, préparé pour le Congrès intern. de Gg., Rio de Janeiro. Amsterdam.
- Biuletyn Peryglacjalny**. *Łódź. Versch. Jg.*
- Blanck, E.** (1930): *Handbuch der Bodenlehre*, Bd. IV. Berlin
- Blanckenhorn, M.** (1930a): Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Kirchhain. Berlin.
- Blanckenhorn, M.** (1930b): Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Amöneburg-Homburg a. d. Ohm, Berlin.
- Blanckenhorn, M.** (1931): Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Neustadt. Berlin.
- Blanckenhorn, M.** (1939): Das Pliozän in den Flußgebieten der Streu, Fulda, Haune, Schwalm und mittleren Lahn. *Abh. Preuß. Geol. L.-Anstalt, N. F.*, H. 189, Berlin.
- Blanckenhorn, M. & Kurtz, E.** (1930): Die Flußläufe der Tertiärzeit in der Umgebung von Marburg a. d. Lahn. *Sitzungsber. Ges. Bef. gesamten Naturwiss., Marburg*, Bd. 64, Jg. 1929, 9–47.
- Blenk, M.** (1960): Morphologie des nordwestlichen Harzes und seines Vorlandes. *Göttinger Geogr. Abh.*, H. 24, Göttingen.
- Blume, H.** (1949): Die Marburger Landschaft. *Marburger Geogr. Schr.*, Bd. 1, Marburg.
- Blume, H.** (1950): Rumpfflächen im Schichtstufenland? *Erdkde.*, Bd. IV, 88–94.
- Bodenerosion** (1965): Bodenerosion – Schäden und gefährdete Gebiete. Gutachten im Auftrage des Bundesministeriums für Ernährung, Landw. u. Forsten, vorgelegt vom Institut für Landeskunde. Hauptbearbeiter *G. Richter*. Textteil und Kartenteil. Bad Godesberg.
- Bogsch, L.** (1965): Überblick der paläoklimatischen Forschungen in Ungarn. *Geol. Rdsch.*, Bd. 54, H. 1, 356–363.
- Born, M.** (1966): Die Randgebiete des Rheinischen Schiefergebirges im Bereich des Hinterlandes. – Der Burgwald. *Marburger Geogr. Schr.*, 30, 151–184.
- Braitsch, O. & Herrmann, A. G.** (1965): Konzentrations-, Dichte- und Temperaturverteilung in der unteroligozänen Salzlage des Oberrheins. *Geol. Rdsch.*, Bd. 54, H. 1, 344–354.
- Brelie, G. von der** (1959a): Zur pollenstratigraphischen Gliederung des Pliozäns in der Niederrheinischen Bucht. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 4, Krefeld, 27–54.
- Brelie, G. von der** (1959b): Probleme der stratigraphischen Gliederung des Pliozäns und Pleistozäns am Mittel- und Niederrhein. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 4, Krefeld, 371–388.
- Brelie, G. von der, Kilpper, K. & Teichmüller, R.** (1959): Das Pleistozänprofil von Frimmersdorf an der Erft. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 4, Krefeld, 179–196.
- Bremer, H.** (1959): Flußerosion an der oberen Weser. *Göttinger Geogr. Abh.*, 22, Göttingen.

- Brinkmann, R.* (1938): Schwerminerale und Paläogeographie. Geol. Rdsch., 348–356.
- Brinkmann, R.* (1967): Gefüge und Vulkanotektonik im Vogelsberg (Niederhessen). Geol. Rdsch., 57,1, 148–165.
- Bronger, A.* (1966): Verwitterungsbildungen auf Löß. Vortrag auf der 13. Tagung der *Deuqua* am 9.8.1966 in Göttingen.
- Brown, G.* (1961): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Miner. Soc. (Clay Miner. Group), London.
- Brüning, H.* (1959): Periglazialerscheinungen und Landschaftsgenese im Bereich des mittleren Elbetales bei Magdeburg. Göttinger Geogr. Abh., 23, Göttingen.
- Brüning, H.* (1966): Vorkommen und Entwicklungsrhythmus oberpleistozäner Periglazial-Erscheinungen und ihr Wert für die pleistozäne Hangformung. Forsch. dt. Landeskd., Bd. 156, Bad Godesberg.
- Brunnacker, K.* (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. Geol. Bavaria, 34.
- Brunnacker, K.* (1964a): Über den Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donautal bei Regensburg. E. u. G., 15, 72–80.
- Brunnacker, K.* (1964b): Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. E. u. G., 15, 224–228.
- Brunnacker, K.* (1965): Schätzungen über die Dauer des Quartärs, insbesondere auf der Grundlage seiner Paläoböden. Geol. Rdsch., Bd. 54, H. 1, 415–428.
- Brunnacker, K.* (1966): Der Villafranchium-Löß bei St. Vallier. Vortrag auf der 13. Tagung der *Deuqua* am 9.8.1966 in Göttingen.
- Büdel, J.* (1937): Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet. Mitt. Erg. H. 229.
- Büdel, J.* (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rdsch., 34, 482–519.
- Büdel, J.* (1948): Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer. Erdkde., II, 22–53.
- Büdel, J.* (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Die Naturwiss. 1950, H. 10.
- Büdel, J.* (1951): Die Klimazonen des Eiszeitalters. E. u. G., 1, 16–26.
- Büdel, J.* (1958): Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. Würzburger Geogr. Tag 1957, 89–121.
- Büdel, J.* (1959): Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. Erdkde., XIII, 297–314.
- Büdel, J.* (1960): Die Frostschuttlzone Südost-Spitzbergens. Colloquium Geogr., Bd. 6.
- Büdel, J.* (1961): Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. Die Naturwiss., H. 9, 313–318.
- Büdel, J.* (1962): Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barentsinsel. Verh. 33. Dt. Geogr.-Tag Köln, Wiesbaden, 337–375.
- Büdel, J.* (1963): Klimagenetische Geomorphologie. Geogr. Rdsch., 269–286.
- Büdel, J.* (1965): Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras. Coll. Geogr., Bd. 8.
- Büdel, J.* (1967a): Das Relief der Erde. Bild der Wiss., 3, Stuttgart, 180–191.
- Büdel, J.* (1967b): Exzessive Tal- und Flächenbildungszone. Vortrag auf dem 36. Dt. Geogr.-Tag in Bad Godesberg am 3.10.1967.
- Büdel, J. & Wirthmann, A.* (1965): Vorträge des Friedjof-Nansen-Symposiums über Spitzbergen in Nansens 100. Geburtsjahr (geb. 10.10.1861) vom 3. bis 11. April 1961 in Würzburg. Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60 nach Südost-Spitzbergen. H. 3, Wiesbaden.
- Cailleux, A.* (1951): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geol. Rdsch., 40, 11–19.
- Cailleux, A.* (1960): Du chaud tertiaire aux froids quaternaires: Les pourcentages des galets de quartz. Biul. Perygl., 9, Łódź, 41–46.
- Cailleux, A.* (1965): Petrographische Eigenschaften der Gerölle und Sandkörner als Klimatezeugen. Geol. Rdsch., 54, H. 1, 5–15.
- Clay and Clay Minerals* (1960): Proceedings of the „Seventh National Conference on Clays and Clay Minerals“, Washington. New York.
- Clay and Clay Minerals* (1966): Proceedings of the Fourteenth National Conference, Berkeley, California. Oxford.

- Cloos, H.* (1939): Hebung, Spaltung, Vulkanismus. Geol. Rdsch., 30, 401–527.
- Correns, C. W.* (1934): Erläuterungen der geol. Karte Blatt Buchenau. Berlin.
- Deecke, W.* (1926): Der Zusammenhang von Flußlauf und Tektonik. Forsch. Geol. Paläont., H. 16, Berlin.
- Dehm, R.* (1961): Über tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalkgebietes. Mitt. Bayer. Staatsslg. Pal. hist. Geol. 1, 27–56.
- Dickel, H.* (1966): Probleme phänologischer Methodik am Beispiel einer naturräumlichen Gliederung des Kreises Marburg/Lahn. Marburger Geogr. Schr., 31, Marburg.
- Dienemann, W.* (1915): Das oberhessische Buntsandsteingebiet. Jb. Kgl. Pr. Geol. L. A., Bd. 34, II, Berlin, 317–407.
- Doeglas, D. J.* (1962): The Structure of Sedimentary Deposits of Braided Rivers. Sedimentology, Vol. I, 167–190.
- Dongus, H. J.* (1962): Alte Landoberflächen der Ostalb. Forsch. dt. Landeskd., Bd. 134, Bad Godesberg.
- Dücker, A.* (1954): Die Periglazial-Erscheinungen im Holsteinischen Pleistozän. Göttinger Geogr. Abh., 16.
- Dücker, A.* (1961): Weichselzeitliche Bodenbildungen in Schleswig-Holstein und ihre Datierung durch C-14-Messungen, ein Beitrag zur Gliederung der Weichselvereisung. Inqua, VIth Congress, Poland, Łódź.
- Dücker, A. & Maarleveld, G. C.* (1958): Hoch- und Spätglaziale Sande in Nordwest-Deutschland und in den Niederlanden. Geol. Jb., 73, 215–234.
- Edelmann, C. H.* (1938): Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932–1937. Geol. Rdsch., 223–273.
- Ehlers, E.* (1967): Das „Symposium on ecology of subarctic regions“ in Otaniemi (Finnland). Erdkde., 68–70.
- Eismann, L.* (1964): Die alt- und frühpleistozänen Schotterterrassen der Leipziger Tieflandbucht und des angrenzenden Gebietes. Beiheft zur Z. Geologie, 46, Jg. 13, Berlin, 1–93.
- Engelhardt, W. von* (1961): Neuere Ergebnisse der Tonmineralforschung. Geol. Rdsch., 51, 457–477.
- Erzenginger, P.* (o. J.): Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). Berliner Geogr. Abh., 2, Berlin.
- Erhart, H.* (1965): Le témoignage paléoclimatique de quelques formations paléopédiques dans leur rapport avec la sédimentologie. Geol. Rdsch., 54, H. 1, 15–23.
- Eriksen, W.* (1966a): Klima und Witterung im Raume Marburg. Marburger Geogr. Schr., 30, Marburg, 79–90.
- Eriksen, W.* (1966b): Zur Hydrographie der Landschaften um Marburg. Marburger Geogr. Schr., 30, Marburg, 91–96.
- Fabry, R.* (1950): Bodenuntersuchung im Gelände. München.
- Finck, A.* (1963): Tropische Böden. Hamburg.
- Fink, J.* (1966): Paläopedologie und Lößstratigraphie. Vortrag auf der 13. Tagung der *Deuqua* am 9.8.1966 in Göttingen.
- Flohn, H.* (1944): Zur Morphogenese von Oesling und Gutland (Luxemburg). Pet. Mitt., 90, 243–245.
- Flohn, H.* (1965): Grundfragen der Paläoklimatologie im Lichte einer theoretischen Klimatologie. Geol. Rdsch., 54, H. 1, 504–515.
- Fränze, O.* (1959): Untersuchungen über Ablagerungen und Böden im eiszeitlichen Gletschergebiet Norditaliens. Erdkde. XIII, 289–297.
- Fränze, O.* (1965): Die pleistozäne Klima- und Landschaftsentwicklung der nördlichen Poebene im Lichte bodengeographischer Untersuchungen. Abh. math.-naturwiss. Kl., Mainz, Jg. 1965, Nr. 8, 330–470.
- Frechen, J.* (1952): Die Herkunft der spätglazialen Bimstoffe in mittel- und süddeutschen Mooren. Geol. Jb., 67, 209–230.
- Frechen, J.* (1959a): Die basaltischen „Ausbläser“ von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, Krefeld, 301–312.
- Frechen, J.* (1959b): Die Tuffe des Laacher Vulkangebotes als quartär-geologische Leitgesteine und Zeitmarken. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, Krefeld, 363–370.

- Frechen, J. & Boom, G. van den* (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, Krefeld, 89–125.
- Frechen, J. & Rosauer, E. A.* (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profiles von Kärlich im Neuwieder Becken. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, Krefeld, 267–282.
- Frechen, J. & Villwock, R.* (1959): Die älteren Quartärsedimente der Tongrube Kärlich im Neuwieder Becken. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, Krefeld, 83–88.
- Frey, C.* (1965): Morphometrische Untersuchungen der Vogesen. Erg. H. zu Regio Basiliensis, Geogr. Reihe H. 6, Basel.
- Friedrich-Lautz, I.* (1963): Zusammensetzung und Entstehung der Brauneisenerzlagerstätten in den Tagebauen der Gewerkschaft Louise bei Merlau/Oberhessen. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 91, Wiesbaden, 277–317.
- Gallwitz, H.* (1949): Eiskeile und glaziale Sedimentation. Geologica 2.
- Garleff, K.* (1966): Beitrag zur Deutung der Terrassen im unteren Werratal. E. u. G., 17, 118–124.
- Gebhardt, I.* (1963): Die Talbildung der Eifel im Ablauf der Klimate, des Vulkanismus und der periglazialen Bodenbildung im Quartär. Decheniana 115, Bonn, 143–214.
- Gellert, J.* (1928): Zur Großmorphologie des östlichen Rheinischen Schiefergebirges. Z. Geomorph., 3, 77–89.
- Gramann, F.* (1960): Das ältere Tertiär im nördlichen Vorland des Vogelsberges. Sitzungsber. Ges. Bef. ges. Naturw. zu Marburg, 82, H. 1, Jg. 1960.
- Gramann, F.* (1966): Das Oligozän der Hessischen Senke als Bindeglied zwischen Nordseebecken und Rheintalgraben. Z. dt. geol. Ges. 115, 497–514.
- Graul, H.* (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. Pet. Mitt., 253–271.
- Grim, R. E.* (1954): Clay mineralogy. New York.
- Gross, H.* (1958): Die bisherigen Ergebnisse von C^{14} -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. E. u. G., 9, 155–187.
- Grosser, G.* (1932): Die Verfahren zur Berechnung und graphischen Darstellung der chemischen Gesteinsverwitterung. I. Basalt des Wacheberges bei Taubenheim. Chemie d. Erde 7, Jena.
- Grube, O.* (1926): Tal- und Terrassenbildung im Gebiete der Werra – Fulda – Weser, und Soergels „Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters“. Geol. Rdsch., 17, 161–196.
- Gurlitt, D.* (1949): Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. Forsch. dt. Landeskde., Bd. 46, Stuttgart.
- Hammen, T. van der* (1965): Paläoklima, Stratigraphie und Evolution. Geol. Rdsch., 54, H. 1, 428–441.
- Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands* (1953–1962). Bad Godesberg.
- Harrassowitz, H.* (1922): Landschaftsbau am Ostrand der rheinischen Masse. Centralbl. Min. etc., Jg. 1922, Reihe B, Nr. 8, 233–242.
- Harrassowitz, H.* (1930): Fossile Verwitterungsdecken. Handbuch der Bodenlehre, 4, Berlin, 225–305.
- Harrassowitz, H.* (1930): Die Böden der Tropen und Subtropen. Handb. der Bodenlehre, 3, Berlin.
- Hasienrath, S.* (1960): Klimatische Voraussetzungen und großräumige Verteilung der Froststrukturböden. Z. Geomorph., N. F., Bd. 4, 69–73.
- Heezen, B. C.* (1960): Climatic record in sediments. McGrawhill Encyclopedia of Science and Technology.
- Heim, D.* (1966): Petrographische Beiträge zur Paläogeographie des Buntsandsteins. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 94, Wiesbaden, 235–258.
- Hempel, L.* (1955): Konvergenzen von Oberflächenformen unter dem Einfluß verschiedener klimatischer Kräfte. Dt. Geogr. Bl., Bd. 47, H. 3/4, Bremen, 188–200.
- Hettner, A.* (1913): Die Entstehung des Talnetzes. G. Z. 19, 153–161.
- Hieke, W.* (1966): Stratigraphie (Trias, Tertiär) und Tektonik am Remsfelder Grabenknoten (nördliches Hessen). Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 94, Wiesbaden, 201–234.

- Höhl, G.* (1959): Physisch-geographische Betrachtung des Obermaintales bei Kösten. Zotz, Kösten, Quartär-Bibl., Bd. 3, Bonn.
- Hölting, B. & Stengel-Rutkowski, W.* (1964): Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 47, Wiesbaden.
- Hövermann, J.* (1962): Über Verlauf und Gesetzmäßigkeit der Strukturbodengrenze. Biul. Perygl., Nr. 11, Łódź, 201–207.
- Hormann, K.* (1965): Das Längsprofil der Flüsse. Z. Geomorph., N. F., Bd. 9, 437–456.
- Horn, M. & Wendler, R.* (1965): Zur Anlage eines Fein-Nivellements-Netzes in Nordhessen im Raume westlich Kassel. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 93, Wiesbaden, 322–327.
- Hostermann, J. W.* (1960): Geology of the clay deposits in parts of Washington and Idaho. Clay and Clay Minerals. Proc. 7th Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals, Washington, D. C., New York, 285–294.
- Huckriede, R.* (1960): Die Ordoviz-Gerölle des hessischen Tertiärs und ihre Verwendung in einer pleistozänen Geröllkultur. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 111, Stuttgart, 234–256.
- Huckriede, R.* (1965): Eine frühholozäne *ruderatus*-Fauna im Amöneburger Becken (Mollusca, Hessen). Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 93, Wiesbaden, 196–206.
- Hummel, K.* (1929): Die tektonische Entwicklung eines Schollengebirgslandes (Vogelsberg und Rhön). Fortschr. Geol. Paläont., Bd. VIII, H. 24, Berlin.
- Hummel, K.* (1940): Landoberfläche und Täler des Vogelsberges in der Pliozänzeit. Geol. Rdsch., 31, 8–51.
- Illies, H.* (1952): Die morphogenetische Analyse fluviatiler und fluvioglazialer Aufschüttungslandschaften. N. Jb. Geol., Mh., 385–401.
- Illies, H.* (1965): Kontinentalverschiebungen und Polverschiebungen – Ursachen und Probleme. Geol. Rdsch., 54, 549–579.
- Illies, H.* (1967): Ein Grabenbruch im Herzen Europas. Erdgeschichte und Relief der Landschaft am Oberrhein. Geogr. Rdsch., Jg. 19, H. 8, 281–293.
- Jasmund, K.* (1955): Die silikatischen Tonminerale. Weinheim.
- Jessen, O.* (1936): Reisen und Forschungen in Angola. Berlin.
- Jessen, O.* (1938): Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. Z. Ges. Erdkde., 36–49.
- Jessup, R. W.* (1961): A Tertiary-Quaternary pedological chronology for the southeastern portion of the Australian arid zone. J. Soil Sci., 12/2, 199–213.
- Jovanovic, P. S.* (1940): Les profils fluviatiles en long, leurs formes et leurs genèse. Préf. par E. de Martonne, Paris.
- Jungerius, A.* (1964): Soil Micromorphology. Transactions of the 2nd Intern. Working-Meeting of Soil Micromorphology. Amsterdam.
- Jungerius, P. D.* (1964): The Upper Coal Measures cuesta in Eastern Nigeria. Z. Geomorph., Suppl. Bd. 5, 167–176.
- Jungerius, P. D.* (1965): Some aspects of the geomorphological significance of soil texture in Eastern Nigeria. Z. Geomorph., N. F., Bd. 9, H. 3, 332–345.
- Kadar, L.* (1955): Das Problem der Flußmäander. Abh. aus dem Geogr. Inst. der Kossuth-Univ. in Debrecen, Nr. 21, Debrecen.
- Kadar, L.* (1956): Die Abhängigkeit der Terrassen- und Lößbildung von quartären Klimaänderungen in Ungarn. Biul. Perygl. Nr. 4, Łódź, 371–404.
- Kaiser, KH.* (1956): Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht. Sonderveröff. Geol. Inst. Köln 1, Köln, 1–68.
- Kaiser, KH.* (1958): Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. E. u. G., 9, 110–129.
- Kaiser, KH.* (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. E. u. G., 11, 121–135.
- Kaiser, KH.* (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. Köln und die Rheinlande, Festschr. 33. Dt. Geogr.-Tag 1961 in Köln, 236–278.
- Kaiser, KH.* (1965): Eiszeitforschung in Deutschland. Bericht über die Tagung der *Deuqua* vom 8.–12.10.1964 in Lüneburg. Z. Geomorph., N. F., Bd. 9, H. 3, 356–383.

- Kaiser, KH. & Schütrumpf, R.* (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. E. u. G., 11, 166–185.
- Kallenbach, H.* (1966): Mineralbestand und Genese südbayerischer Löss. Geol. Rdsch., 55, H. 3, 582–607.
- Kalterherberg, J. & Kühn-Velten, H.* (1967): Klüfte und Talrichtungen im Turon des südöstlichen Münsterlandes. Geol. Rdsch., 56, H. 3, 726–748.
- Karrasch, H.* (1966): Klimabedingte Reliefsymmetrie. Vortrag auf der 13. Tagung der *Deuqua* am 9.8.1966 in Göttingen.
- Kayser, E.* (1915a): Über die Beziehungen zwischen Tektonik und Geländegestaltung, insbesondere Talbildung in der Umgebung von Marburg (Vortragsbericht). Geol. Rdsch., 5, 158–159.
- Kayser, E.* (1915b): Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Marburg. Berlin.
- Kayser, E. & PaECKELMANN, W.* (1915): Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Niederwalgern. Berlin.
- Keller, R.* (1961): Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Berlin.
- Kellersohn, H.* (1952): Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum. Kölner Geogr. Arb., 1, Köln.
- Kessler, A.* (1962): Studien zur jüngeren Talgeschichte am Main und an der Mümling und über jüngere Formenentwicklung im hinteren Buntsandsteinodenwald. Forsch. dt. Landeskd., Bd. 133.
- Kilpper, K.* (1959): Eine Pliozän-Flora aus den Kieseloolithschichten von Frimmersdorf (Kreis Grevenbroich). Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, Krefeld, 55–68.
- Klima-Atlas von Hessen* (1950). Bad Kissingen.
- Klimaszewski, M.* (1959): Bemerkungen und Gedanken zu Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa. Z. Geomorph., N. F., Bd. 3, 47–62.
- Klüpfel, W.* (1926): Über die Reliefmorphogenie und zyklische Landschaftsgenerationen. Geol. Rdsch., 17, 401–417.
- Klüpfel, W.* (1930): Zur Geologie des Vogelsberges. Gießen.
- Knetsch, G.* (1965): Über ein Strukturexperiment an einer Kugel und Beziehungen zwischen Groß-Lineamenten und Pol-Lagen in der Erdgeschichte. Geol. Rdsch., 54, 523–548.
- Kockel, C. W.* (1958): Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. Samml. Geol. Führer, Bd. 37, Berlin.
- Körber, H.* (1962): Die Entwicklung des Maintals. Würzburger Geogr. Arb., 10, Würzburg.
- Köster, E.* (1960): Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie. München.
- Köster, E.* (1964): Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. Stuttgart.
- Köster, E. & Leser, H.* (1967): Geomorphologie I, Bodenkundliche Methoden – Morphometrie und Granulometrie. Das Geogr. Seminar. Braunschweig.
- Krebs, N.* (1937): Talnetzstudien. Sitzungsber. Preuß. Akad. Wiss., Phys.-math. Kl., Berlin, 52–82.
- Krekeler, F.* (1929): Fossile Strukturböden aus der Umgebung von Gießen und Wiesbaden. Z. D. Geol. Ges. LXXXI, 458–476.
- Kremer, E.* (1954): Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel (als Beitrag zur Quartär-geschichte). Arb. zur rhein. Landeskd., H. 6, Bonn.
- Krumbein, W. C. & Pettijohn, F. J.* (1938): Manual of sedimentary petrography. New York.
- Ksandr, J.* (1962): Über die glaziale und periglaziale Problematik in der Tschechoslowakei. Biul. Perygl., 11, Łódź, 228–237.
- Kubienna, W.* (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart.
- Kubienna, W.* (1957): Neue Beiträge des planetarischen und hypsometrischen Formenwandels der Böden Afrikas. H. Lautensach-Festschr., Stuttgarter Geogr. Studien, 69, 50–64.
- Kubienna, W.* (1961): Paleosoils as Indicators of Paleoclimates. UNESCO/NS/AZ Symp. Rom, 207–209.
- Kubienna, W.* (1967): Die mikromorphologische Bodenanalyse. Stuttgart.
- Kuonen, P.* (1958): Some experiments on fluvial rounding. Nederl. Akad. Wetenschappen, Proc. Ser. B, LXI, No. 1, 44–53.

- Kulick, J.* (1966): Der Untere Buntsandstein am Südrande des Kellerwaldes. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 94, Wiesbaden, 182–200.
- Lang, H. D.* (1954a): Erläuterungen zur geol. Karte des Nordteils der Lahnberge. Dipl.-Arbeit Marburg, unveröffentlicht.
- Lang, H. D.* (1954b): Ein Alleröd-Profil mit eingelagertem Laacher-See-Tuff bei Marburg/Lahn. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., Nr. 8, 1954, 362–372.
- Lang, H. D.* (1955): Zur Flußgeschichte der Lahn. Ergebnis geröllanalytischer Untersuchungen in der Umgebung von Marburg/Lahn. Diss. Marburg, unveröffentlicht.
- Lang, H. D.* (1961): Jungpleistozäne Torfe im nördlichen Hessen. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 84, Wiesbaden, 245–251.
- Lemcke, K., Engelhardt, W. von & Füchtbauer, H.* (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Beih. z. Geol. Jb., 11, Hannover.
- Lenz, K.* (1966): Das naturlandschaftliche Gefüge des Marburger Raumes. Marburger Geogr. Schr. 30, Marburg, 97–110.
- Lenz, K. & Born, M.* (1966): Exkursionen durch die Marburger Landschaft. Marburger Geogr. Schr. 30, Marburg, 127–147.
- Leopold, L. B., Wolman & Miller* (1964): Fluvial Processes in Geomorphology. San Francisco 1964.
- Linck, G. & Jung, H.* (1960): Grundriß der Mineralogie und Petrographie. Jena.
- Louis, H.* (1951): Tertiäre Verschüttung und Talepigenese im Rheinischen Schiefergebirge. Verh. Dt. Geogr.-Tages, Frankfurt 1951, 199–204.
- Louis, H.* (1953): Zur älteren Formentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet. Münchener Geogr. H., 2, München.
- Louis, H.* (1957a): Der Reliefsockel als Gestaltungsmerkmal des Abtragungsreliefs. *H. Lautensach-Festschr.*, Stuttgarter Geogr. St., 69, Stuttgart, 65–70.
- Louis, H.* (1957b): Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimamorphologie. *Pet. Mitt. Erg. Bd. 262*, 9–26.
- Louis, H.* (1961a): Allgemeine Geomorphologie. Berlin.
- Louis, H.* (1961b): Über Weiterentwicklungen in den Grundvorstellungen der Geomorphologie. *Z. Geomorph.*, N. F. 5, 194–210.
- Louis, H.* (1964): Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen besonders nach Studien in Tanganyika. *Z. Geomorph.*, Sonderh. z. 70. Geburtstag von *H. Mortensen*, 43–70.
- Lüttig, G.* (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. *E. u. G.*, 11, 39–50.
- Lüttig, G.* (1964): Prinzipielles zur Quartärstratigraphie. *Geol. Jb.*, 82, 177–202.
- Maignien, R.* (1966): Review of research on laterites. *Natural resources research IV*, UNESCO, Paris.
- Marburg und Umgebung* (1966). Marburger Geogr. Schr., 30.
- Marbut, J. A.* (1965): The Weathered Land Surface in Central Australia. *Z. Geomorph.*, N. F., Bd. 9, 82–114.
- Maull, O.* (1919): Die Landschaft um Marburg in ihren morphologischen Beziehungen zur weiteren Umgebung. Jahresber. Frankfurter Ver. Geogr. Statistik XXI–XXIII, Jg. 1919, Frankfurt.
- Meischner, D. & Schneider, J.* (1967): Art und Alter des Deckdiabas-Vulkanismus im Kellerwald. *Geologie*, Jg. 16, H. 1, Berlin, 5–28.
- Mensching, H.* (1951): Akkumulation und Erosion niedersächsischer Flüsse seit der Rißzeit. *Erdkde.*, V, H. 1, 1951.
- Mensching, H.* (1953): Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Werratales. *Göttinger Geogr. Abh.*, 14, 79–128.
- Mensching, H.* (1957): Geomorphologie der Hohen Rhön und ihres südlichen Vorlandes. *Würzburger Geogr. Arb.*, 4/5, 47–88.
- Mensching, H.* (1958): Glacis – Fußfläche – Pediment. *Z. Geomorph.*, N. F., Bd 2, 165–186.
- Mensching, H. & Raynal, R.* (1954): Fußflächen in Ostmarokko. *Pet. Mitt.*, 171–176.
- Methodenbuch* (1955): Band I, die Untersuchung der Böden. Radebeul bei Berlin.
- Millot, G.* (1964): *Géologie des argiles*. Paris.

- Millot, G., Lucas, J. & Paquet, H.* (1966): Evolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère. *Geol. Rdsch.*, 55, 1–20.
- Milner, H. B.* (1962): *Sedimentary petrography*. Vol. 1: *Methods in sedimentary petrography*. London.
- Mohr, E. C. J. & van Baren, F. A.* (1954): *Tropical Soils*. The Hague and Bandung.
- Monreal, W.* (1959): Die sedimentpetrographische Gliederung der Terrassen im Venloer Graben und am Viersener Höhenzug (im Nordteil der Niederrheinischen Bucht). *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 4, Krefeld, 171–178.
- Mordziol, C.* (1951): Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. *Wittlich*.
- Mortensen, H.* (1930a): Scheinbare Wiederbelebung der Erosion. *Pet. Mitt.*, 76, 15–16.
- Mortensen, H.* (1930b): Einige Oberflächenformen in Chile und Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. *Pet. Mitt. Erg. H.* 209, 147–156.
- Mortensen, H.* (1943/44): Sechzig Jahre moderne Geographische Morphologie. *Jb. Akad. Wiss. zu Göttingen*, 33–37.
- Mortensen, H.* (1964): Eine einfache Methode der Messung der Hangabtragung unter Wald und einige bisher damit gewonnene Ergebnisse. *Z. Geomorph., N. F.*, 8, H. 2, 212–222.
- Mortensen, H. & Hövermann, J.* (1957): Filmaufnahmen der Schotterbewegungen im Wildbach. *Geomorph. Studien, F. Machatschek gewidmet, Pet. Mitt. Erg. H.* 262, Gotha.
- Mückenhausen, E.* (1953): Fossile Böden in der nördlichen Eifel. *Geol. Rdsch.*, 41, 253–268.
- Mückenhausen, E.* (1954): Fossile Böden im Rheinland. *Z. Pflanzenern., Düng., Bodenkde.*, 65 (110), 81–103.
- Mückenhausen, E.* (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 2, Krefeld, 495–502.
- Mückenhausen, E.* (1959): Die stratigraphische Gliederung des Löß-Komplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 4, Krefeld, 283–300.
- Mückenhausen, E.* (1962): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt.
- Mückenhausen, E.* (1966): Das Elektronenmikroskop als Hilfe in der bodengenetischen Forschung. *Colloquiumsvortrag im Bonner Mineral. Inst. am 21.11.1966*.
- Mückenhausen, E., Gerkhausen, W. & Kerpen, W.* (1959): Entstehung und Eigenschaften der Böden auf den fossilen Verwitterungsdecken der Eifel. *Z. Acker- u. Pflanzenbau*, 108, 1/2, Hamburg, 201–222.
- Müller, G.* (1964): *Methoden der Sedimentuntersuchung*. Stuttgart.
- Münlich, K. O.* (1960): Die C14-Methode. *Geol. Rdsch.*, 49, 237–244.
- Munsell* (1954): *Soil Color Charts*. 1954 Edition. *Munsell Color Comp., Inc., Baltimore 2, Maryland, USA*.
- Murawski, H.* (1958): Beispiele für die Wirkungsabhängigkeit mechanischer Kräfte von der Gesteinsbeschaffenheit. *Z. Geomorph., N. F.*, 2, 1–11.
- Murawski, H.* (1960): Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. Ein taphrogenetischer Vergleich zwischen Hessischer Senke und Oberrheintalgraben. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 88, Wiesbaden, 294–342.
- Nagel, G.* (1965): Beiträge zur Morphologie des Ronneburger Hügellandes. *Rhein-Main. Forsch.*, 57, Frankfurt.
- Neef, E.* (1961): Einige Bemerkungen zur Gliederung des Pleistozäns. *Z. Geomorph., N. F.*, 5, 138–140.
- Neumann, R.* (1963): Die Auswertung von Kornverteilungen durch Häufigkeitsanalysen. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, Jg. 1963, 492–501.
- Nöring, F.* (1951): Tektonische Auswertung einer Reliefdarstellung von Hessen. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, IV, Wiesbaden, 67–73.
- Paas, W.* (1961): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. *E. u. G.* 12, 165–230.
- Panzer, W.* (1923): Studien zur Oberflächengestalt des östlichen Taunus. *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg*, Bd. 33, 1–48.
- Papp, A.* (1959): *Tertiär*. 1. Teil: Grundzüge regionaler Stratigraphie. Stuttgart.
- Pécsi, M.* (1965): Ten Years of Physicogeographic Research in Hungary. *Publ. by the Geogr. Research Inst. of the Hungarian Acad. of Sci.*, No. 1, Akadémiai Kiadoi Budapest.
- Pettijohn, F. J.* (1957): *Sedimentary rocks*. New York.

- Philipsson, A.** (1899): Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Natur- u. Heildke. Bonn, Bonn, 48–50.
- Poser, H.** (1932): Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. Medd. om Grönland 94, Nr. 5, Kopenhagen.
- Poser, H.** (1936): Talstudien in Westspitzbergen und Ostgrönland. Z. Gletscherkde. 24, 43–98.
- Poser, H.** (1948): Boden und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit. Erdkde., II, 53–68.
- Poser, H.** (1950): Die Niederterrassen des Ockertales als Klimazeugen. Abh. Braunschweigischen Wiss. Ges. II, 109 ff.
- Poser, H.** (1954): Die Periglazialerscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes. Göttinger Geogr. Abh., 15, Göttingen, 125–180.
- Pouquet, J.** (1966): Réflexions relatives aux captures fluviales: Importance des facteurs tectoniques. Rev. Géogr. alpine, Tome LIV, 1966, 2, Grenoble.
- Pratje, O.** (1938): Die Ausdeutbarkeit der Sedimente. Geol. Rdsch., 29, 168–174.
- Quiring, H.** (1926): Die Schrägstellung der Westdeutschen Großscholle im Känozoikum in ihren tektonischen und vulkanischen Auswirkungen. Jb. Preuß. Geol. L.-Anst., 47, Berlin, 486–558.
- Quitow, H. W.** (1959): Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und Quartärs. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, Krefeld, 389–400.
- Reich, H.** (1934): Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Laasphe. Berlin.
- Reichert, G.** (1953): Über den Stand der Auelehmforschung in Deutschland. Pet. Mitt., 4, Jg. 97, 245–261.
- Remy, H.** (1963): Die Terrassen der vorletzten Vereisung am Rhein und an der Donau (ein morphologischer, pedologischer und stratigraphischer Vergleich). E. u. G., 14, 147–152.
- Richter, D.** (1962): Die Hochflächentreppe der Nordeifel und ihre Beziehung zum Tertiär und Quartär der Niederrheinischen Bucht. Geol. Rdsch., 52, 376–404.
- Richter, H.** (1957): Die Arbeit mit dem Bohrstock. Geogr. Ber., 2, Jg., 35–45.
- Richter, K.** (1952a): Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern. E. u. G., 2, 1952.
- Richter, K.** (1952b): Klimatische Gliederung von Terrassenschottern. Z. D. Geol. Ges. 104, 427–428.
- Richter, K.** (1958): Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens. Z. D. Geol. Ges. 110, 400–435.
- Ritzkowski, S.** (1965a): Das marine Oligozän im nördlichen Hessen. Stratigraphie und Paläogeographie. Diss. Marburg, unveröff.
- Ritzkowski, S.** (1965b): Der Schlierbacher Muschelkalkgraben und sein Buntsandsteinrahmen am Ostrande des Kellerwaldes. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 93, Wiesbaden, 147–175.
- Rohdenburg, H.** (1965): Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes. Gießener Geogr. Schr., 7, Gießen.
- Rohdenburg, H.** (1966): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. Sonderh. z. Tagung d. *Deuqua*. Aus: Mitt. dt. Bodenkdl. Ges., Bd. 5, Göttingen, 137–170.
- Rohdenburg, H. & Meyer, B.** (1963): Rezente Mikroformung in Kalkgebieten durch inneren Abtrag und die Rolle der periglazialen Gesteinsverwitterung. Z. Geomorph., N. F., 7, 120–146.
- Rohdenburg, H. & Meyer, B.** (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. Sonderh. z. Tagung d. *Deuqua*. Aus: Mitt. dt. Bodenkdl. Ges., Bd. 5, Göttingen, 1–135.
- Roth, W.** (1964): Die Geologie des Marburger Rückens. Dipl.-Arb. Marburg, unveröffentlicht.
- Rudberg, S.** (1964): Slow mass movement processes and slope development in the Norra Storfjäll area, southern Swedish Lappland. Z. Geomorph., Suppl. Bd. 5, 192–203.
- Rutte, E.** (1958): Die Fundstelle altpleistozäner Säugetiere von Randersacker bei Würzburg. Geol. Jb., 73, 737–754.
- Salger, M.** (1954): Verwitterung und Bodenbildung auf diluvialen Schotterterrassen. Heidelberger Beitr. z. Miner. Petrogr., Bd. 4, 288–318.
- Sandner, G.** (1956): Der Kellerwald und seine Umrahmung. Marburger Geogr. Schr. 4, Marburg.

- Sandner, G.* (1960): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 125 Marburg. Geogr. Landesaufnahme 1 : 200 000. Bad Godesberg.
- Sauer, E.* (1964): Das Perm am Schiefergebirgsrand zwischen Gilserberg und Lollar. Diss. Marburg, unveröffentlicht.
- Scharlau, K.* (1935): Die Marburger Landschaft. Hessenland Jg. 46, 33–37.
- Scharlau, K.* (1966): Landschaftliche Charakteristik des Amöneburger Beckens. Marburger Geogr. Schr. 30, 185–189.
- Scheffer, F. & Schachtschabel, P.* (1966): Lehrbuch der Bodenkunde. Stuttgart.
- Schenk, E.* (1961): Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen. I. Ergebnisse einer Bohrung in das ältere Tertiär und den Muschelkalk bei Wahlen und die Tektonik am Nordrand des Vogelsberges. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, Wiesbaden, 310–319.
- Schenk, E.* (1964): Basalt-Vulkanismus und Aquitan bei Allertshausen im Lumdatal nordöstlich von Gießen. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 92, Wiesbaden, 223–249.
- Schenk, E.* (1965): Tuffe, Basalt und Laterit am Oele-Berg bei Gießen-Buseck, Krs. Gießen. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 93, Wiesbaden, 292–302.
- Schlichting, E. & Blume, H.-P.* (1961a): Das typische Bodenprofil auf jungpleistozänen Geschiebemergel und seine grundsätzliche Deutung. Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk. 95, 193 ff.
- Schlichting, E. & Blume, H.-P.* (1961b): Art und Ausmaß der Veränderungen des Tonmineralbestandes typischer Böden aus jungpleistozänen Geschiebemergel und ihrer Horizonte. Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk. 95, 227–239.
- Schlichting, E. & Blume, H.-P.* (1966): Bodenkundliches Praktikum. Hamburg und Berlin.
- Schmidt-Eisenlohr, W. F.* (1967): Beziehungen zwischen Oberflächengestalt, Klima und Vegetation in Nord-Transvaal. Erdkde., XXI, H. 1, 12–25.
- Schmierer, T.* (1934): Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Biedenkopf, Berlin.
- Schneiderhöhn, P.* (1953): Untersuchungen zur Siebanalyse von Sanden und Darstellung ihrer Ergebnisse. N. Jb. Min. etc., Abh., Bd. 85, 141–202.
- Schönhals, E.* (1951): Über fossile Böden im nicht vereisten Gebiet. E. u. G., 1, 109–130.
- Schönhals, E.* (1954): Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 2, Wiesbaden.
- Schönhals, E.* (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. E. u. G., 8, 5–17.
- Schönhals, E.* (1959a): Klima, äolische Sedimentation und Bodenbild während der Eiszeit in Hessen. Z. D. G. G., 111, 251–253.
- Schönhals, E.* (1959b): Ein äolisches Sediment der Jüngerer Dryaszeit auf dem Laacher-See-Tuff. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, Krefeld, 337–340.
- Schönhals, E.* (1959c): Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials. Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, Krefeld, 313–322.
- Schottler, W.* (1913): Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Allendorf (a. d. Lumda). Darmstadt.
- Schröder, B.* (1966): Deckgebirgstektonik und vulkanische Förderzonen in Nordost-Bayern. Geol. Rdsch., 55, 530–541.
- Schröder, E.* (1965): Zur Talgeschichte der unteren Sieg. Decheniana, Bd. 118, H. 1, Bonn, 41 ff.
- Schulz, H.* (1956): Über neuere quantitative Forschungsmethoden in der Geomorphologie. Geogr. Ber., 1. Jg., 53–64.
- Schulze, W.* (1959): Die Oberflächenformen des Vogelsberges. Marburger Geogr. Schr. 13, Marburg.
- Schwan, W.* (1964): Begriff und Bedeutung der Leitstrukturen. Ein Beitrag zur tektonischen Forschungsmethodik. Geotekt. Forsch., 19, I–II, Stuttgart, 1–47.
- Schwarzbach, M.* (1961): Das Klima der Vorzeit. Stuttgart.
- Schwertmann, U.* (1961): Der Mineralbestand der Fraktion $< 2\mu$ einiger Böden aus Sedimenten und seine Eigenschaften. Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk., 95 (140), H. 3.
- Sedimentology*: Journal of the International Association of Sedimentology. Hrsg.: *A. Brouwer*, Amsterdam, Vol. I–V.
- Semmel, A.* (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 92, Wiesbaden, 275–285.
- Semmel, A.* (1966): Über die Gliederung pleistozäner Schuttdecken in Hessen. Vortrag auf der 13. Tagung d. *Deuqua* am 9.8.1966 in Göttingen.

- Shepard, F. P. & Einsele, G.* (1962): Sedimentation in San Diego Trough and Contributing Submarine Canyons. *Sedimentology, Journ. of the Int. Ass. of Sedimentology*, Vol. 1, No. 2, June 1962, Elsevier, 81–133.
- Sindowski, K.-H.* (1938): Sedimentpetrographische Methoden zur Untersuchung sandiger Sedimente. Fragestellungen und Vorschläge. *Geol. Rdsch.*, 196 ff.
- Sindowski, K.-H.* (1940): Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluvialen Rheinterrassen und Löss des Mittel- und Niederrheingebietes. *Z. D. G. G.*, 92, 477–499.
- Sindowski, K.-H.* (1958): Die synoptische Methode des Kornkurvenvergleichs zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. *Geol. Jb.*, 73, 235–275.
- Sindowski, K.-H.* (1961): Mineralogische, petrographische und geochemische Untersuchungen. In: *A. Bentz, Lehrbuch der angewandten Geologie*, Bd. 1, Stuttgart, 161–278.
- Sittler, C. & Millot, G.* (1965): Les climats du Paléogène français néoformées et les microflores. *Geol. Rdsch.*, 54, 333–343.
- Sobotha, E.* (1959): Neue Beobachtungen über Pliozän(?) und Pleistozän im Randbereich der Frankenberger Bucht. *Z. D. G. G.*, 111, Hannover, 248–251.
- Soergel, W.* (1921): Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. *Fortschr. Geol. Paläont.*, H. 5, Berlin.
- Soergel, W.* (1923): Diluviale Flußverlegungen und Krustenbewegungen. *Fortschr. Geol. Paläont.*, H. 5, Berlin.
- Soergel, W.* (1924): Die diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters. Jena.
- Soergel, W.* (1925): Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. *Fortschr. Geol.*, H. 13, 1925.
- Soergel, W.* (1938): Das Eiszeitalter. Jena.
- Soergel, W.* (1939): Das diluviale System. *Fortschr. Geol. Paläont.*, Bd. 12, H. 39. Berlin.
- Solle, G.* (1959): Oligozäne Zertalung und Aufschüttung im Moselgebiet. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 87, Wiesbaden, 398–407.
- Stegemann, W.* (1964): Paläontologie und Stratigraphie einiger Sedimentvorkommen im Vogelsberg. *Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkde. zu Gießen, N. F., Naturwiss. Abt.*, Bd. 33, H. 4, 251–279.
- Stickel, R.* (1927): Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. *Beitr. Landeskd. Rheinl.*, H. 5, Leipzig.
- Stickel, R.* (1930): Neuere Beobachtungen über die Hochflächen des Rheinischen Schiefergebirges. *Naturwiss. Mh. f. d. biol., chem., geogr. u. geol. Unterricht*, 10, 142–148.
- Stoppel, D.* (1961): Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 34.
- Swardt, A. M. J. de* (1964): Lateritisation and Landscape Development in Parts of Equatorial Africa. *Z. Geomorph.*, N. F., 8, 313–333.
- Tatge, U.* (1956): Der Momberger Graben und Conodonten aus dem Germanischen Muschelkalk. *Diss. Marburg*, unveröffentlicht.
- Termier, H. & Termier, G.* (1960): *Erosion et Sédimentation*. Paris.
- Tessier, F.* (1965): Les niveau latéritique du Sénégal. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 37, 221–237.
- Theisen, A.* (1966): Kristalline Bestandteile saurer tropischer Böden auf vulkanischem Ausgangsmaterial in Kenia. – Röntgenamorphe Bestandteile saurer tropischer Böden auf vulkanischem Ausgangsmaterial in Kenia. *Z. Pflanzenern., Düng., Bodenk.*, 115, H. 3, 173–192.
- Thun, R., Herrmann, R. & Knickmann, E.* (1955): Die Untersuchung von Böden (Methodenbuch Bd. 1). Radebeul und Berlin.
- Tichy, F.* (1951): Die Lahn. *Marburger Geogr. Schr.* 2.
- Tickell, F. G.* (1965): *The Techniques of Sedimentary Mineralogy – Developments in Sedimentology*. 4. Amsterdam.
- Timmermann, O.* (1959): Heterogene Flußläufe und asymmetrische Einzugsgebiete der Flüsse am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges als bedeutsame Merkmale für die Morphogenese. Das Flußnetz von Möhne-Ruhr und Lippe als Beispiele. *Z. Geomorph.*, N. F., 3, 63–84.
- Trask, P. D.* (1932): Origin and environment of source sediments of petroleum. *Houston Gulf Publ. Co.*, 67 ff.
- Trendall, A. F.* (1962): The formation of „Apparent Peneplains“ by a process of combined lateritisation and surface wash. *Z. Geomorph.*, N. F., 6, 183–199.

- Wunderlich, H. B.* (1965): Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. *Geol. Rdsch.*, 54, 861–882.
- Wurster, P.* (1965): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. *Geol. Rdsch.*, 54, 224–240.
- Wurster, P.* (1967): Epirogenese der Süddeutschen Großscholle. Colloquiumsvortrag im Bonner Geol. Inst. am 19.6.1967.
- Zagwijn, W.* (1959): Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung der pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 4, Krefeld, 5–26.
- Zeuner, F.* (1933): Die Schotteranalyse. *Geol. Rdsch.*, 24, 65–104.
- Zeuner, F.* (1958): *Dating the Past*. London.
- Zeuner, F.* (1959): *The Pleistocene Period. Its Climate, Chronology and Faunal Successions*. London.
- Ziercke, I.* (1960): Talentwicklung und Oberflächenformen im Einzugsgebiet der Werre zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. *Forsch. dt. Landeskd.*, 116, Bad Godesberg.

Geologische und bodenkundliche Karten

1. Geologische Karte von Preußen und benachbarten Ländern 1 : 25 000:

Bl. Laasphe	2917 (5016)	<i>H. Reich & Th. Schmierer</i>
Bl. Biedenkopf	2918 (5017)	<i>Th. Schmierer</i>
Bl. Frankenu	2955 (4919)	<i>A. Denckmann & O. v. Linstow</i>
Bl. Gemünden	2920 (5019)	<i>A. Denckmann</i>
Bl. Buchenau	2981 (5117)	<i>C. W. Correns</i>
Bl. Marburg	2982 (5118)	<i>E. Kayser & W. Paeckelmann</i>
Bl. Kirchhain	2983 (5119)	<i>M. Blanckenhorn</i>
Bl. Neustadt	2984 (5120)	<i>M. Blanckenhorn</i>
Bl. Gladenbach	3044 (5216)	<i>E. Kayser & W. Paeckelmann</i>
Bl. Amöneburg- Homberg	3046 (5219)	<i>M. Blanckenhorn</i>

2. Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000:

Bl. Allendorf		
a.d.Lumda	Nr. 8 (5318)	<i>W. Schottler</i>
Bl. Gießen	Nr. 15 (5418)	<i>W. Schottler</i>

3. Geologische Karte von Deutschland 1 : 200 000, hrsg. von der Preuß. Geol. Landesanstalt. Bl. Marburg/L. Nr. 125.

4. *Lippert, H. J.* (1958): Geologische Übersichtskarte der Dill-Mulde, der südöstlichen Lahn-Mulde und des Hörre-Zuges, hrsg. vom Hess. L.-Amt für Bodenforschung, Wiesbaden.

5. *Rösing F.* (1960): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1 : 300 000, hrsg. vom Hess. L.-Amt für Bodenforschung, Wiesbaden.

6. *Schönhals, E.* (1954): Bodenkundliche Übersichtskarte von Hessen 1 : 300 000 mit Beitrag von *R. Knapp*, Wiesbaden.

7. Planungsatlas von Hessen. Deutscher Planungsatlas Bd. IV, Land Hessen, Bremen-Horn.

9. ANHANG

Bohrungen

Von den in der vorliegenden Untersuchung ausgewerteten Bohrungen wurden folgende an anderer Stelle veröffentlicht:

1. Bohrung	Mardorf	<i>Blanckenhorn</i> 1930,82
2. Bohrung	Mardorf/Goldberg	<i>Gramann</i> 1960
	Bohrung Dannenrod	<i>Gramann</i> 1960
	Bohrung Molkerei Rausch-Holzhausen	<i>Gramann</i> 1960
3. Bohrung	Roßdorf	<i>Udluft</i> 1951,13
4. Bohrung	Schröck	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Emsdorfer Höhe	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Erksdorf	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Großseelheim	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Schweinsberg/Schafgarten	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Mardorf 1	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Mardorf 2	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Versuchsgut Rausch-Holzhausen	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Dreihausen	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Niederklein	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Nordeck	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964
	Bohrung Cappel	<i>Hölting & Stengel-Rutkowski</i> 1964

Die übrigen Bohrungen werden im folgenden erstmalig veröffentlicht. Für die Genehmigung zur Veröffentlichung wird den Auftraggebern hiermit freundlichst gedankt.

Die Bohrungen werden teilweise gekürzt wiedergegeben. Sie wurden, wenn nicht anders vermerkt, von *Dr. B. Hölting*, Wiesbaden geologisch ausgewertet.

I. Bohrungen im unteren Wohratal und im N' Amöneburger Becken bei Kirchheim

J7 Bartenhäuser Mühle

Lage: Bl. Kirchhain 5119, R. 34 94 88, H. 56 34 50, 203.09 m NN

Auftraggeber: Mittelhess. Wasserwerke Gießen

0.0– 11.5 m	Ton, Sand, Steine und Blöcke Sandsteineinlagerung, rot, hart, trocken	Quartär (Hangschutt)
–14.0 m	Sandstein, hart und klüftig, rot	Mittl. Buntsandstein

J8 Wohratal

Lage: Bl. Kirchhain 5119, R. 34 95 50, H. 56 35 38, 203.68 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 2.0 m	Ton, Sand, grau-rosa, fest gelagert, knetbar	Quartär (Hangschutt)
– 3.0 m	Ton, Sand, Kies u. Steine, mager, schwach wasserführend	
– 4.0 m	Ton, Sand, blau-grau, fest gelagert, knetbar	
– 6.5 m	Ton, Sand, rosa-rot, fest gelagert, mager	
<hr/>		
– 8.0 m	Verwitterter Sandstein, rot, mürbe, nicht kernfähig	Mittl. Buntsandstein
–13.0 m	Buntsandstein, rot, hart, schichtig	

6/30

Lage: Bl. Kirchhain 5119, R. 34 93 85, H. 56 33 75, 200 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 4.0 m	Lehm	Auelehm
–10.0 m	Mittelkies und Grobkies	

6/33

Lage: Bl. Kirchhain 5119, R. 34 94 38, H. 56 33 80, 200 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 2.4 m	Lehm	Auelehm
– 4.2 m	Ton, grau, schluffig	Auelehm
– 8.1 m	Mittelkies u. Grobkies	
– 9.5 m	Ton, grau, schluffig	
–12.1 m	Mittelkies	
–13.3 m	Rör	
–15.0 m	Sandstein	

6/39

Lage: Bl. Kirchhain 5119, R. 34 94 30, H. 56 33 40, 199 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 3.4 m	Lehm	Auelehm
–10.5 m	Mittelkies u. Grobkies	
–12.5 m	Ton, grau, gelblich	

6/41

Lage: Bl. Kirchhain 5119, R. 34 94 00, H. 56 33 00, 198 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 0.9 m	Lehm	Auelehm
– 2.5 m	Ton, grau, schluffig	Auelehm
– 3.3 m	Feinkies	
– 9.8 m	Grobkies	
–10.0 m	Ton, gelblich	

A6/215 Pegelbohrung bei Plausdorf

Lage: Bl. Kirchhain 5119, R. 34 97 15, H. 56 29 57, 202 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 0.2 m	schwarzer Boden
– 1.5 m	lehmiger Boden mit Quarzsteinen
– 2.5 m	toniger Sand mit Quarzsteinen
– 4.0 m	brauner Ton mit Quarzsteinen
– 5.8 m	gelber, sandiger Ton mit Quarzsteinen
– 8.0 m	gelber Ton
– 9.2 m	brauner Ton
–12.5 m	grauer Ton
–13.0 m	gelber Ton
–14.3 m	brauner Ton
–17.8 m	gelber Ton
–40.1 m	roter Sandstein, ab 24 m wasserführend

II. Bohrungen bei Bürgeln

Nr. 8 Südwestlich Bürgeln

Lage: R. 34 87 03, H. 56 35 33, 189.1 m NN

Auftraggeber: WaWiAmt Dillenburg

Bearbeiter: *Karschny*

0.0– 0.3 m	Auffüllung	
– 1.0 m	Ton, hellbraun, feinsandig, weich, schwach plastisch, erdfeucht	Holozän
– 1.7 m	wie vor, plastisch	Holozän
– 2.7 m	Feinsand, grau, tonig, schwarz	Holozän
– 3.2 m	Fein- u. Mittelsand, grau	Holozän
– 4.8 m	Mittelkies mit Grobkies und Sand, rotbraun, z. T. graubraun	Holozän
– 5.3 m	Ton, rotbraun, graugeflammt, steif, plastisch, mit gebleichten, verwitterten Sandsteinen, erdfeucht	Holozän

Nr. 14 Südlich Bernsdorf

Lage: Bl. Marburg 5118, R. 34 86 08, H. 56 35 87, 188.83 m NN

Auftraggeber: WaWiAmt Dillenburg

Bearbeiter: *Karschny*

0.0– 0.9 m	Ton, dunkelbraun, stark feinsandig, wenig plastisch, erdfeucht	Holozän
– 1.5 m	Feinsand, braun, stark tonig, weich plastisch, erdfeucht	Holozän
– 1.7 m	Feinsand, graubraun, stark schluffig- tonig, weich plastisch, feucht	Holozän
– 3.0 m	Ton, graubraun, stark schluffig-fein- sandig, weich, schmierend, feucht	Holozän
– 4.2 m	Mittel- u. Feinsand, grau, z. T. schwach tonig	Holozän
– 5.0 m	Mittelkies mit Sand, braun	Holozän

III. Bohrung bei Cölbe

Lage: Bl. Marburg 5118, R. 34 85, H. 56 35

Auftraggeber: Gemeinde Cölbe

Bearbeiter: *Udluft*

0.0– 1.8 m	Lehm	Alluvium
– 4.0 m	fester, grober Kies	und
–10.2 m	grober, fester, lehmiger Kies	Diluvium
–11.7 m	grobe, feste Steinschicht (noch kein Buntsandstein)	
	Buntsandstein	

IV. Bohrungen auf den E' Randhöhen des Amöneburger Beckens und im Tal der Klein

J2 Niederklein

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 00 75, H. 56 29 35, 210 m NN

Auftraggeber: Mittelhess. Wasserwerke Gießen

0.0– 1.0 m	ohne Proben	
– 3.25 m	Sand (0.3–1.0 mm), gelblich-grau, schwach tonig, glimmerfrei, kalkfrei	Mio-Pliozän
– 5.2 m	Sand (0.2–0.4 mm), gelblich-braun, tonig	
– 5.7 m	Schluff, rötlich, glimmerhaltig	
– 6.0 m	Sand (0.2–0.4 mm), grau-schwarz, tonfrei	
– 7.6 m	Sand, grau-schwarz, und Ton, rötlich- violett, mit Sandsteinbrocken	
– 9.9 m	Gerölllage (bis 5 cm), Gerölle gerundet, Sandsteinbrocken, mit Tonzwischenlagen	
–19.5 m	Sandstein, schwach verwittert	Mittl. Buntsandstein
–22.8 m	wie vor	(Bauerbach-Folge)
–35.0 m	Sandstein, rötlich-violett mit Wechselagen von Ton (Rötelzone?)	

M2 Niederklein

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 02 45, H. 56 29 75, 235 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 0.9 m	Probe fehlt	
– 3.2 m	Sand, gelblich-braun, tonig	Pliozän
– 4.0 m	Sand, grau, tonig, locker	
–10.9 m	Rötelzone, verwittert	Mittl. Buntsandstein
–12.3 m	Marburger Bausandstein, verwittert	
–33.0 m	Marburger Bausandstein	

A1 Wasserscheide Rhein/Weser

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 04 35, H. 56 33 28, 298 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 1.0 m	Probe fehlt	
– 2.75 m	Lößlehm, braun	Quartär

- 7.4 m	Ton, grau, schluffig, kalkhaltig	Miozän
- 8.8 m	Ton, rosa und grau bis weißlich, sandig, kalkfrei, schwach glimmerhaltig	
<hr/>		
-64.8 m	Marburger Bausandstein, verwittert	Mittl. Buntsandstein

A2 E' Stadt Allendorf

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 06 16, H. 56 32 96, 259 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 1.0 m	Probe fehlt	
- 7.5 m	Sand, weißlich-grau, kalkfrei, schluffig mit dünnen Ton-Zwischenlagen, schwärzlich-grau, kalkhaltig	Miozän
-13.0 m	Sand, rosa bis gelblich, tonig	
<hr/>		
-32.6 m	Marburger Bausandstein, verwittert	Mittl. Buntsandstein
-48.0 m	wie vor, schwach verwittert	
-64.8 m	wie vor, schwach verwittert	

A3

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 05 79, H. 56 30 52, 207 m NN

Auftraggeber: wie vor

0.0– 1.0 m	Probe fehlt	
- 4.0 m	Lößlehm, braun	Quartär
<hr/>		
- 8.8 m	Sand, grau, tonig	Miozän
<hr/>		
-32.0 m	Marburger Bausandstein, schwach verwittert	Mittl. Buntsandstein

Josklein — Rückhaltebecken

Auftraggeber sämtlicher Bohrungen: Mittelhess. Wasserwerke Gießen

Auswertung durch Dr. B. Hölting, Wiesbaden

B1

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 02 07, H. 56 30 16, 223 m NN

0.0– 2.0 m	Sand bis Lehm, gelb bis braun mit Wurzelresten	Quartär
- 4.0 m	wie vor mit Sandsteingeröll	
<hr/>		
-15.7 m	Bauerbacher Folge	Mittl. Buntsandstein
-27.0 m	Rötélzone	
-48.0 m	Marburger Bausandstein	

B3

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 01 96, H. 56 29 95, 230 m NN

0.0– 3.6 m	Violett-rotes und graues sandiges und toniges Material, mit Sandsteingeröll	Quartär
<hr/>		
-14.5 m	Bauerbacher Folge	Mittl. Buntsandstein

B4

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 01 98, H. 56 30 08, 224 m NN
 0.0– 4.3 m braunes, lehmiges Material, mit Sandsteingeröll

Quartär

–12.5 m Bauerbacher Folge Mittl. Buntsandstein

B5

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 02 71, H. 56 30 16, 228 m NN
 0.0– 1.0 m Mutterboden, schwach lehmig

Quartär

–10.5 m Ton, hellgrau, schwach grünlich, schwach sandig, kalkfrei, bei 1.8 m Kieslage, maximal eigroß (aus quarzitäischen Sandsteinen, Quarzen) Oligozän

–13.5 m Brauerbach-Folge Mittl. Buntsandstein

B6

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 02 94, H. 56 29 88, 230 m NN
 0.0– 4.0 m Rötlich-violettes, sehr toniges Material mit Gesteinsbrocken (Hangschutt)

Quartär

–13.4 m Rötelzone Mittl. Buntsandstein

B7

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 02 60, H. 56 30 03, 227 m NN
 0.0– 4.4 m braunes, lehmiges Material (Löblehm)

Quartär

–15.0 m Bauerfach-Folge Mittl. Buntsandstein

B8

Lage: Bl. Neustadt 5120, R. 35 02 71, H. 56 29 81, 230 m NN
 0.0– 5.5 m braunes, lehmiges Material, stärker sandig, mit Braunkohlenquarziten

Quartär

–13.5 m Rötelzone
 –15.0 m Marburger Folge Mittl. Buntsandstein

TABELLE I

Proben-Nr.	pH in H ₂ O	CaCO ₃ %	Korngröße in µ in %											in µ			S ₀	S _k	Bodenfarbe (MUNSELL)				
			>2000	>63 000	63 000 - 20 000	63 000 - 6300	63 000 - 2000	- 1000	- 500	- 250	- 120	- 60	- 20	- 6.3	- 2	< 2					Q ₁	Md	Q ₃
1-1	6.3	-	-	-	-	-	-	0.2	0.7	5.7	16.6	21.3	24.9	14.0	8.6	8.8	14	48	115	2.86	0.7	10YR 3/3	
1-2	6.0	-	-	-	-	-	-	0.1	1.3	12.6	16.1	18.6	24.2	11.7	8.8	6.6	16	57	145	3.0	0.59	5YR 4/4	
1-3	6.0	-	0.1	-	-	-	0.1	0.3	5.0	27.9	13.2	14.1	19.1	7.7	6.7	5.9	28	100	320	3.38	0.9	5YR 4/4	
1-4	5.7	-	2.3	-	-	0.3	2.0	0.7	16.3	38.4	9.2	8.7	11.7	4.3	4.3	4.1	60	320	445	2.73	0.25	7.5YR 4/4	
2-1	6.1	-	-	-	-	-	-	0.2	1.8	14.3	19.2	18.5	22.1	12.9	7.3	3.7	22	70	175	2.81	0.79	-	
2-2	6.2	-	0.4	-	-	-	0.4	0.2	0.6	18.8	29.1	22.9	13.9	5.3	2.7	6.1	50	120	220	2.1	0.76	7.5YR 5/4-6	
2-3	6.0	-	0.9	-	-	-	0.9	0.9	4.3	24.8	22.0	16.5	15.7	5.0	4.9	5.0	43	130	290	2.6	0.74	5YR 4/4	
3	5.8	-	-	-	-	-	-	0.9	7.0	17.5	10.9	16.2	20.4	14.0	6.9	5.5	18	67	260	3.8	1.02	10YR 3/3	
4	6.4	-	-	-	-	-	-	-	0.3	7.9	18.2	18.4	33.1	9.0	2.8	10.4	23	50	125	2.3	1.15	10YR 6/4-6	
5-1	5.9	-	-	-	-	-	-	0.1	0.4	4.3	6.9	9.6	43.0	16.4	6.8	12.5	11	31	51	2.15	0.58	-	
5-2	6.0	-	-	-	-	-	-	0.1	0.2	1.4	6.5	10.2	35.9	20.4	8.8	16.5	6	24	48	2.83	0.6	-	
6	6.4	-	-	-	-	-	-	-	-	1.0	2.0	8.0	37.0	16.9	8.7	16.4	6	25	42	2.64	0.4	10YR 6-5/3	
7	4.6	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	1.0	4.0	22.9	20.7	15.6	35.3	1	6	23	4.8	0.64	5YR 5/4	
8	5.4	-	12.0	-	5.0	3.5	3.5	1.0	1.0	4.5	17.5	19.0	10.5	6.0	4.5	24.0	1	55	125	11.2	0.04	10YR 7/6-8	
9	6.5	-	-	-	-	-	-	-	0.5	2.5	10.8	16.5	21.2	33.7	5.5	9.3	14	20	80	2.4	2.8	10YR 4/3	
10	6.8	-	86.0	11.0	48.0	20.5	6.5	3.5	5.0	4.0	0.8	0.3	-	-	-	-	9000	26 000	45 000	2.24	0.60	-	
11	6.0	-	53.0	-	21.5	25.5	6.0	1.0	4.0	13.0	14.5	7.5	4.5	1.0	-	1.5	210	5000	17 500	9.14	0.15	10YR 6/8	T1-Schotter
12	6.2	-	46.5	-	5.5	21.5	19.5	1.5	4.0	14.0	15.0	10.0	6.5	1.0	0.5	1.0	165	650	7000	6.5	2.74	10YR 7-8/8	
13	6.5	-	36.0	-	2.5	20.0	14.0	1.5	5.0	13.5	16.5	15.5	8.5	1.0	0.5	1.5	110	320	5500	7.1	5.9	10YR 6-7/8	T2-Schotter
14	6.3	-	29.0	-	1.0	13.0	15.0	6.5	9.5	17.0	19.5	10.0	7.0	0.5	-	0.5	155	400	3200	4.54	3.1	10YR 6/8	
15	5.9	-	7.0	-	1.5	2.0	3.5	1.5	3.5	13.0	11.5	11.5	27.5	9.5	5.0	10.0	21	57	250	3.45	1.71	7.5YR 3/2	
16	6.0	-	3.5	-	-	1.5	2.0	1.0	1.5	7.5	13.5	14.0	33.5	10.0	4.0	11.5	19	48	135	2.66	1.11	7.5YR 4/2	
17	6.1	-	1.7	-	-	1.0	0.7	0.9	3.5	15.7	15.1	13.1	23.6	6.6	3.8	17.0	15	60	220	3.83	0.92	10YR 5/3	
18-1	7.6	-	0.5	-	-	-	0.5	0.6	2.1	12.4	13.1	11.1	23.1	17.0	10.9	9.2	10	36	140	3.74	1.08	7.5YR 4/2-4	
18-2	5.8	-	17.3	-	-	9.7	7.6	0.7	3.0	15.0	17.0	13.0	15.5	6.0	3.5	9.0	36	140	400	3.33	0.74	7.5YR 5/4-6	
19-1	5.9	-	33.2	-	14.0	14.4	4.8	2.3	7.5	19.5	11.5	6.5	6.5	3.0	1.0	9.0	110	460	8700	8.9	4.53	7.5YR 6-7/8	
19-2	6.2	-	45.5	-	16.5	13.0	16.0	2.0	5.0	14.5	16.0	9.5	5.0	1.0	-	1.5	180	600	8500	6.87	4.25	7.5YR 5-6/6	
19-3	6.0	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	0.3	1.9	33.7	24.1	11.2	28.7	1	13	27	5.2	0.17	7.5YR 6/4	
19-4	6.2	-	45.0	-	22.0	18.0	5.0	2.5	6.9	17.6	11.0	6.0	6.0	2.5	0.5	2.0	220	700	17 000	8.79	7.63	7.5YR 6-7/8	
20-1	6.0	-	51.0	-	26.0	19.5	5.5	1.5	7.5	14.0	9.0	5.0	3.5	2.0	1.0	5.5	240	3000	21 000	2.96	0.56	7.5YR 6-7/8	
20-2	5.8	-	70.0	-	37.0	24.5	8.5	1.5	4.5	9.5	5.5	3.0	2.0	0.5	0.5	3.0	550	11 000	30 000	7.38	0.14	5YR 5-6/6	
20-3	5.6	-	-	-	-	-	-	-	0.2	5.8	27.9	18.6	21.1	9.1	4.2	13.1	18	65	150	2.89	0.64	7.5YR 6/8	
20-4	6.7	-	58.5	-	39.5	13.5	5.5	2.0	4.0	5.0	3.0	7.0	6.0	4.5	2.0	8.0	95	9000	35 000	19.2	0.04	10YR 8/6-8	
20-5	6.5	-	63.0	-	12.0	41.0	10.0	1.0	5.5	10.5	6.5	3.5	3.5	1.5	0.5	4.5	340	7000	15 000	6.64	2.14	2.5Y 8/2-4	
20-6	5.9	-	40.0	-	19.0	16.0	5.0	2.5	6.5	7.5	5.5	9.5	11.5	5.5	3.0	8.5	45	480	14 000	17.65	0.44	2.5Y 7-8/4	
20-7	5.9	-	-	-	-	-	-	0.2	0.8	3.3	42.6	34.4	-	-	-	-	70	90	125	1.34	1.08	-	
21	4.1	-	37.0	8.4	17.7	7.6	3.3	3.0	8.0	8.5	4.5	5.5	6.0	4.5	1.5	21.5	11	420	21 000	43.6	1.31	10YR 6/8	
22	5.7	-	16.0	-	18.5	5.0	2.5	1.5	8.5	22.5	17.5	9.0	8.5	6.0	2.0	8.5	60	240	520	2.94	0.54	10YR 6-7/8	
23-1	6.2	-	0.6	-	-	-	0.6	0.6	2.1	5.8	10.9	13.1	25.5	12.6	5.8	23.0	3	32	90	5.48	0.26	7.5YR 5/6	
23-2	6.4	-	27.3	-	-	16.8	10.5	4.7	8.0	14.0	11.0	8.5	10.5	4.0	2.5	9.5	55	300	2500	6.75	0.15	7.5YR 5/6	
24-1	5.0	-	27.0	-	11.0	10.0	6.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3000	-	-	-	
24-2	5.9	-	48.8	-	20.0	18.8	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1600	16 000	-	-	-	
25	5.3	-	33.0	-	13.0	11.0	9.0	2.0	4.5	21.0	17.0	8.5	5.5	1.5	1.0	6.0	140	340	6000	6.55	0.73	-	
26	6.5	-	74.0	-	52.0	16.0	6.0	3.5	1.5	2.5	1.0	1.0	2.5	3.5	2.5	9.0	1600	21 000	32 000	4.47	0.12	7.5YR 5-6/4	
27	5.2	-	27.0	-	6.0	14.0	7.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.5YR 5/4-6/2
28	5.8	-	32.0	-	-	24.5	10.5	4.5	11.5	16.0	8.0	6.0	8.0	3.5	2.0	5.5	120	550	6000	7.07	2.38	7.5YR 6/6-7/8	
29-1	5.9	-	50.0	-	19.0	21.5	9.5	2.5	13.5	16.0	2.0	2.0	3.0	4.0	1.5	5.5	400	2000	15 000	6.12	1.5	10YR 6/6-8	
29-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
29-3	4.1	-	39.5	-	12.5	20.0	7.0	2.5	9.0	14.0	5.5	5.5	8.0	6.0	2.5	7.5	65	520	10 000	12.4	2.4	10YR 7/8	
30	6.1	-	41.5	-	9.5	23.0	9.0	2.5	7.0	10.5	5.0	4.0	6.5	3.5	3.0	16.5	30	360	10 500	18.7	2.43	7.5YR 6/6	
31	6.0	-	22.0	-	7.0	10.0	5.0	3.0	4.5	16.5	17.0	12.5	8.5	4.0	1.0	11.0	60	250	1000	4.08	0.96	-	
32	6.4	-	8.0	-	-	3.5	4.5	2.0	5.0	20.0	23.5	14.0	8.5	5.0	2.0	13.0	40	165	340	2.92	0.5	5YR 5/4-6/6	
33-1	5.9	-	0.5	-	-	-	0.5	5.0	25.1	20.7	3.9	3.4	13.2	7.3	3.3	17.6	11	270	560	7.13	0.08	10YR 6/6	
33-2	5.7	-	-	-	-	-	-	-	-	4.9	8.8	14.5	27.9	5.7	7.0	31.2	-	27	70	-	-	-	
33-3	5.8	-	-	-	-	-	-	0.2	3.9	42.9	13.7	5.3	8.9	7.5	2.1	15.5	20	230	340	4.12	0.13	10YR 6/3-4	
33-4	5.9	-	49.0	-	5.0	19.5	24.5	12.5	14.0	8.5	2.5	1.5	5.0	3.0	1.0	3.0	500	1900	6300	3.55	0.87	10YR 5/4-6	
33-5	6.0	-	39.5	-	16.5	17.0	6.0	4.5	19.5	13.0	4.5	4.0	4.5	5.0	2.0	3.5	300	800	14 500	6.95	0.07	10YR 6/4-7/6	
33-6	6.6	-	-	-	-	-	-	-	-	7.6	29.8	54.6	-	-	-	-	75	100	150	1.41	1.12	-	
34-1	6.0	-	10.0	-	1.4	4.3	4.3	1.0	5.0	11.0	4.0	2.5	13.0	7.5	6.0	40.0	-	11	300	-	-	-	2.5Y 6/4
34-2	5.8	-	58.0	-	18.0	30.0	10.0	4.0	4.0	5.0	-	-	-	-	-	-	190	5000	16 000	9.17	0.12	10YR 5-6/6	
34-3	6.2	-	54.0	-	29.0	17.0	8.0	6.0	7.5	9.5	-	-	280	3800	23 000	9.06	0.32	-	-	-	-	-	
35	5.1	-	15.0	-	6.5	6.5	2.0	1.0	3.0	34.0	37.5	9.5	2.0	-	-	180	260	400	1.49	1.07	-		
36-1	5.6	-	12.5	-	6.0	4.5	2.0	2.5	8.0	24.0	8.0	5.0	6.0	3.5	3.5	27.0	1.1	200	470	21.6	0.01	5YR 4/6-5/8	
36-2	6.6	-	39.5	21.5	14.0	2.5	1.5	1.0	3.5														

TABELLE I (Fortsetzung)

Proben-Nr.	pH in H ₂ O	CaCO ₃ %	Korngröße in μ in %												in μ			S ₀	S _k	Bodenfarbe (MUNSELL)			
			>2000	>63 000	63 000	– 20 000	– 6300	– 2000	– 1000	– 500	– 250	– 120	– 60	– 20	– 6.3	– 2	< 2					Q ₁	Md
37-1	4.6	—	73.0	—	31.5	33.5	8.0	1.5	4.5	8.5	2.0	1.0	1.0	1.0	1.5	6.0	300	12 000	23 000	8.75	0.01	7.5Y 6/6	
37-2	4.9	—	—	—	—	—	—	0.8	4.5	34.5	35.6	12.8	—	—	—	120	220	330	1.66	0.82	—		
37-3	5.2	—	72.0	—	23.0	33.0	16.0	1.0	2.0	1.0	1.0	1.5	2.5	4.0	3.5	11.5	350	8000	19 000	7.37	0.1	10YR 6-7/6	
37-4	4.7	—	0.3	—	—	—	0.3	0.3	0.8	5.4	20.4	15.4	16.9	12.1	9.4	19.0	4	40	130	5.7	0.35	10YR 7/4	
37-5	4.5	—	6.1	—	—	4.1	2.0	0.4	2.5	12.0	14.0	12.5	13.5	9.0	5.0	25.0	2	50	210	10.25	0.17	7.5Y 7/8	
37-6	4.9	—	74.2	—	28.0	35.0	11.2	1.8	2.5	2.5	2.0	2.0	1.5	2.0	0.5	11.0	1100	10 500	22 000	4.47	0.22	7.5YR 6/6	
37-7	4.4	—	22.8	—	7.4	10.5	4.9	4.2	13.0	14.5	7.5	4.0	5.0	4.0	3.5	21.5	6.3	320	1250	14.4	0.77	7.5Y 6/8	
37-8	4.7	—	11.2	—	—	6.3	5.2	7.8	7.0	8.0	1.5	2.5	7.0	9.5	7.5	38.0	—	11	550	—	—	7.5Y 6/8	
37-9	5.3	—	27.5	—	4.5	14.0	9.0	2.5	4.0	26.5	10.5	4.0	4.5	1.5	3.5	16.5	60	320	3000	7.08	1.71	7.5Y 6/6-8	
37-10	5.2	—	—	—	—	—	—	—	0.1	2.9	10.5	30.3	22.3	8.5	4.0	21.4	6	50	90	3.87	0.22	5Y 7/1	
37-11	5.6	—	—	—	—	—	—	0.3	1.6	8.3	14.6	22.0	22.6	10.6	9.2	10.8	11	55	120	3.3	0.44	2.5Y 7/4	
38-1	5.9	—	0.7	—	—	—	0.7	1.4	1.6	17.2	34.8	24.1	9.2	1.3	0.6	9.1	70	135	175	1.58	0.71	7.5YR 6/6	
38-2	5.7	—	25.0	—	16.5	6.5	2.0	4.0	5.0	14.0	8.5	4.0	1.5	4.0	3.0	31.0	—	225	2000	—	—	7.5YR 6/6-8	
38-3	5.5	—	—	—	—	—	—	—	3.1	56.0	17.0	6.7	5.9	4.6	3.5	3.2	130	300	400	1.75	0.58	10YR 6/8	
38-4	6.0	—	—	—	—	—	—	—	6.0	59.3	14.9	5.3	5.7	4.3	2.2	2.3	175	310	360	1.43	0.65	10YR 7/6-8	
38-5	5.6	—	—	—	—	—	—	—	5.4	60.8	16.6	4.9	4.5	3.4	1.9	2.5	270	390	400	1.22	0.67	5YR 4/6	
39	4.9	—	75.0	6.0	30.5	30.0	8.5	2.5	4.0	7.0	2.0	2.5	2.5	1.5	0.9	2.1	2000	13 500	28 000	3.74	0.31	—	
40	5.6	—	52.0	17.0	11.0	16.0	8.0	5.0	4.0	4.5	3.5	6.0	7.5	4.5	4.5	8.5	60	2800	27 000	21.2	0.02	5YR 6-5/8	
41	4.5	—	56.0	—	18.0	25.0	13.0	2.5	5.5	12.0	7.5	4.5	2.0	0.5	1.0	8.5	270	4500	14 500	7.33	0.19	7.5YR 6/8	
42-1	6.3	—	40.0	—	14.0	19.0	7.0	2.0	2.0	6.0	9.5	7.0	9.5	—	—	24	250	11 000	21.4	4.23	7.5YR 5/8		
42-2	4.8	—	41.5	—	21.5	15.0	5.0	2.5	4.5	8.0	10.5	11.5	—	—	—	75	440	16 000	14.6	6.2	10YR 6-7/4		
42-3	4.6	—	—	—	—	—	—	0.2	1.3	5.2	14.5	22.4	23.6	8.0	4.0	21.8	6	48	115	4.38	0.3	10YR 7/3	T5-Schotter
43-1	4.7	—	60.0	—	17.0	24.0	9.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100	6500	21 000	14.5	0.05	7.5YR 6/6	
43-2	4.4	—	61.6	—	17.6	31.7	12.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	300	6000	16 500	7.4	0.14	10YR 6/4-6	
43-3	4.5	—	63.5	—	25.5	26.0	12.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	500	7000	20 000	6.33	0.21	10YR 5/4-6/3	
44-1	4.8	—	64.5	—	23.6	28.4	12.5	5.0	5.5	9.3	5.0	2.7	2.5	2.0	1.7	1.8	500	7000	20 000	6.33	0.21	7.5YR 6/6	
44-2	4.6	—	4.6	—	1.6	2.6	0.4	0.4	1.0	28.5	23.5	12.0	6.0	4.5	3.0	16.5	24	160	320	3.65	0.3	7.5YR 6/6-8	
44-3	4.7	—	65.0	—	15.0	38.0	12.0	1.5	3.0	7.0	6.5	4.0	2.5	2.5	1.0	7.0	300	7300	14 500	6.96	0.08	7.5YR 6-7/6	
44-4	4.8	—	13.6	—	2.3	6.8	6.5	4.4	9.0	8.0	3.0	7.0	9.0	14.5	9.5	22.5	3.5	30	580	13.8	2.25	10YR 7/4-6	
44-5	4.9	—	—	—	—	—	—	0.2	—	0.3	3.5	11.9	18.3	14.4	18.0	33.4	0.5	5.5	35	8.37	0.54	10YR 7/4	
44-6	5.0	—	8.2	—	—	0.7	7.3	11.0	42.5	21.0	2.5	1.3	1.7	1.5	—	10.5	380	600	850	1.5	0.9	7.5YR 5-6/6	
44-7	5.1	—	57.0	—	12.0	32.0	13.0	5.0	9.5	14.0	6.0	2.0	1.5	1.1	0.4	3.5	42	4500	13 000	17.6	0.24	7.5YR 7/6	
44-8	4.4	—	—	—	—	—	—	—	—	0.2	2.1	7.3	21.5	22.8	14.2	31.9	1	8	26	5.1	0.41	10YR 7-8/1	
44-9	4.6	—	4.8	—	—	1.3	3.5	1.2	6.5	65.0	12.3	1.5	2.3	1.5	2.2	3.3	260	340	400	1.24	0.91	7.5YR 6/6	
44-10	5.1	—	0.5	—	—	—	0.5	0.7	7.4	68.0	12.2	1.5	2.2	1.5	2.5	3.5	260	340	480	1.36	1.08	10YR 6/4-6	
45-1	4.7	—	37.0	—	—	24.0	13.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5500	—	—	10YR 6/6-7/8	
45-2	6.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.5YR 6/6	
46	4.4	—	—	—	3.5	26.5	14.0	5.0	6.0	7.5	11.0	8.0	6.0	5.5	4.0	3.0	110	900	8000	8.53	1.09	10YR 6/6	
47	4.4	—	—	—	31.0	27.3	9.0	2.7	7.0	—	—	—	5.0	5.5	4.0	3.0	550	10 000	23 000	6.47	0.13	2.5YR 5/8	
49	4.9	—	—	—	6.0	20.0	9.0	3.5	2.0	2.0	2.0	3.5	5.0	7.0	8.5	31.5	—	35	6500	—	—	10YR 6/3-7/4	
49	4.9	—	—	—	25.7	25.7	5.6	4.5	4.5	4.0	1.5	2.0	3.5	6.0	4.0	13.0	30	7500	21 000	8.36	0.01	7.5YR 6/4	
49	4.9	—	—	—	6.4	5.6	3.0	3.0	1.5	2.0	1.5	3.0	29.0	16.0	6.0	26.0	1.5	22	55	6.05	0.17	5YR 6-7/6	
—	—	—	—	—	4.1	3.3	3.2	1.1	1.9	2.6	6.3	6.3	20.5	12.5	7.9	35.8	—	14	58	—	—	2.5YR 5/4-6	
—	—	—	—	—	16.0	8.0	3.0	2.0	2.5	2.0	3.5	11.5	13.5	12.0	26.0	1.5	14	55	6.05	0.42	2.5YR 6/4-8		
—	—	—	—	—	2.5	1.5	1.3	1.0	1.8	4.4	10.8	19.5	12.8	4.7	39.7	—	14	60	—	—	—	10YR 7/6	
—	—	—	—	—	17.0	18.0	4.5	6.0	9.0	7.5	11.0	10.0	4.0	2.0	11.0	55	370	3200	7.63	1.28	7.5YR 5-6/6		
—	—	—	21.0	20.0	13.0	8.0	3.5	7.5	7.0	5.5	3.5	3.5	1.5	0.5	5.5	400	9500	52 000	11.4	0.23	10YR 6/6		
—	—	—	—	2.0	10.7	12.8	4.0	5.0	10.0	6.0	10.5	15.5	7.5	3.0	13.0	23	125	2300	10.0	2.94	2.5Y 7/4-6		
—	—	—	—	—	4.2	14.5	23.8	23.5	12.5	4.5	4.5	4.0	1.5	0.6	6.4	350	800	1700	2.2	0.93	10YR 6-7/6		
—	—	—	—	—	—	4.4	14.1	35.5	24.5	4.5	4.5	2.5	1.0	0.5	8.5	330	520	820	1.58	1.0	10YR 5/4		
—	—	—	—	—	—	—	0.4	1.2	4.2	14.2	74.6	—	—	—	—	75	87	110	1.21	1.09	—		
—	—	—	13.5	11.0	4.0	2.5	6.5	22.0	12.0	6.0	6.0	6.5	3.5	2.0	10.5	80	350	6000	8.66	3.93	10YR 6/4-6		
—	—	—	—	—	0.1	0.2	0.2	0.6	1.4	6.1	6.1	24.4	20.5	11.9	34.6	0.7	8	28	6.3	0.31	5Y 8/3		
—	—	—	—	—	5.5	2.0	1.5	6.5	30.0	19.0	9.5	7.5	3.5	2.2	12.8	60	220	400	2.58	0.5	10YR 6/4		
—	—	—	—	—	—	4.0	2.0	4.0	24.0	9.5	7.0	7.5	2.0	5.0	35.0	—	65	340	—	—	2.5Y 6/4		
—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	3.8	5.1	5.0	4.6	2.7	9.2	69.5	—	—	3.5	—	—	5Y 7/2		
—	—	—	—	—	5.5	9.0	15.5	8.6	13.0	14.9	7.7	3.1	7.4	6.1	2.1	18.4	15	115	275	4.28	0.31	10YR 7/6	
—	—	—	—	—	0.7	—	0.7	0.3	1.6	10.3	7.2	7.6	24.2	12.1	5.1	30.9	—	23	75	—	—	10YR 7/4-6	
—	—	—	—	—	0.9	4.7	3.6	3.8	4.0	14.0	9.0	8.0	8.5	8.5	5.5	29.5	1	50	350	18.7	1.40	5YR 6/6	
—	—	—	—	—	—	0.9	0.6	1.7	13.0	12.1	13.1	12.1	8.7	5.2	32.6	—	30	155	—	—	10YR 7/3		
—	—	—	17.0	8.5	10.0	4.0	3.5	4.0	3.5	11.0	8.5	8.5	11.5	7.4	3.5	6.4	40	400	6500	12.75	1.63	7.5YR 6/6-8	
—	—	—	—	—	—	—	0.1	8.8	34.6	25.3	14.3	5.8	1.2	0.4	9.5	95	240	370	1.97	0.61	5YR 5/8		
—	—	—	—	—	—	0.1	0.2	0.4	0.5	0.5	3												

TABELLE II

 Quantitative Schotteranalyse
 (Fraktion 2 – 6.3 mm) in %

Proben-Nr.	Quarz	Kieselschiefer	Radiolarit	Paläoz. Quarzit	Grauwacke u. pal. Sandstein	Tonschiefer	Buntsandstein u. Zechstein	Diabas	Basalt	Tertiärquarzit	Eisenkonkretionen	Laterit	Rest	Glimmerhaltiger paläoz. Sandstein	Quarz/Kieselschiefer-Verhältnis		
10	1	12	—	14.5	44.5	23	—	4	—	—	—	—	1	—	0.08	T1-Schotter	
11	5.5	30	—	9.5	39.5	5	3.5	7	—	—	—	0.5	—	0.18			
12	9	20.5	0.5	8	37	5.5	13	2.5	—	1	—	—	3	0.43			
13	6	23.5	0.5	12	45	3	6.5	4	—	0.5	—	—	—	0.26	T2-Schotter		
14	8.5	19.5	—	9	40	6	12	5	—	—	—	1	—	0.42			
19-1	15	14	2	7.5	12.5	1	33	1	1	10	—	1	1	1	0.94	T3-Schotter	
19-2	9	22.5	0.5	7	21	5.5	16.5	—	—	2	13	—	3	—	0.39		
19-4	5.5	14	1	3	10	0.5	60.5	1	1	1	—	—	1.5	1.5	0.35		
20-1	3	6	—	—	4.5	—	86.5	—	—	—	—	—	—	—	0.5		
20-2	7.5	15	—	3	12	—	62.5	—	—	—	—	—	0.5	—	0.5		
20-4	8	21.5	7.5	14	16	9.5	3	2	—	5	—	—	2	11.5	0.28		
20-5	11.5	7	—	1	—	—	76	—	—	3.5	1	—	0.5	—	1.6		
20-6	15	26	8	13.5	8.5	4	1.5	—	—	1.5	—	—	3	19	0.44		
21	17	26.5	4.5	9	24	0.5	7	—	3.5	3	—	—	1.5	2.5	0.55		
22	9	15	2	9	12	1	31.5	—	—	6.5	12	—	1	—	0.53		
23-2	6	16	—	5.5	23.5	9	15.5	5	3	—	10.5	—	—	6	0.38		
24-1	11	7	—	32.5	47.5	—	—	—	—	—	—	—	2	—	1.6		
24-2	7.5	7.5	—	31	50	1	—	—	—	—	4	—	—	—	1.0		
25	7	16	—	36.5	33	—	—	—	—	—	4.5	—	3	—	0.44		
26	2.5	2.5	—	5	21.5	56	—	—	—	—	1.5	—	1	10	1.0		
27	3.5	17	2	10.5	25.5	26	2	—	2	—	5.5	—	1.5	5	0.16		
28	6	17.5	3.5	5	19	—	16	—	3	11	1.5	—	5	12.5	0.29	T4-Schotter	
29-1	12	29	4	4	20.5	—	8	—	4	9	—	—	2	7.5	0.36		
29-3	7.5	32	5	6	26	2	11.5	—	2.5	4	—	—	—	3.5	0.19		
30	8	23	2	6.5	22.5	8	5	—	—	1	17.5	—	0.5	5	0.32		
31	17	10.5	1.5	9	19	—	26.5	—	1	14.5	—	1	1	—	1.4		
32	18	18.5	1.5	10	12	—	30.5	—	0.5	7	—	2	—	—	0.9		
33-4	34	9	1	7.5	4.5	—	3	—	23	1	16	—	1	—	3.4		
33-5	39.5	9	1	4.5	2.5	1	1	—	35	3	—	1	2	—	3.95		
34-1	15	3	2	2	—	—	—	—	20.5	8	—	48	1.5	—	3.0		
34-2	22.5	3	2	5	—	—	—	—	32	1	—	34	0.5	—	4.6		
34-3	22	2.5	1.5	2	1	—	1	—	22	4.5	—	43.5	—	—	5.5		
35	33.5	6	6	7.5	5	—	5	—	—	1	35.5	—	0.5	—	2.8		
36-1	20	3	—	7.5	—	—	13.5	—	—	25	30	—	1	—	6.7		
36-2	18.5	3	—	2	—	1	10	—	0.5	32	33	—	—	—	6.1		
37-1	32	38	4	10.5	7.5	—	1	—	—	7	—	—	—	—	0.76		
37-3	28	35.5	8.5	16	2	—	—	—	—	7.5	1.5	—	1	—	0.64		
37-5	34	31	4	10	11	—	1.5	—	—	5	2.5	—	1	—	0.97		
37-6	31.5	37	10	10	1.5	—	6.5	—	—	3	—	—	1	—	0.66		
37-7	28	30.5	7.5	15	7	—	4.5	—	—	5.5	—	—	2	—	0.74		
37-8	34	38	8	10	2	—	2	—	—	6	—	—	—	—	0.74		
37-9	35	28	9	10.5	6.5	—	3	—	—	5.5	—	—	2.5	—	0.95		
38-2	25.5	33	12	9.5	5	—	6	—	—	8	—	—	1.5	—	0.55		
39	24	21.5	2.5	6	28	2	7	0.5	—	—	3	—	3	2.5	1.0		

TABELLE II (Fortsetzung)

Proben-Nr.	Quarz	Kieselschiefer	Radiolarit	Paläoz. Quarzit	Grauwacke u. pal. Sandstein	Tonschiefer	Buntsandstein u. Zechstein	Diabas	Basalt	Tertiärquarzit	Eisenkonkretionen	Laterit	Rest	Glimmerhaltiger paläoz. Sandstein	Quarz/Kieselschiefer-Verhältnis	
40	21	24	1	10.5	29.5	—	4	—	—	4.5	1	—	4.5	—	0.84	T5-Schotter
41	31.5	27	7	9.5	2	—	5	—	—	12.5	—	—	5.5	—	0.91	
42-1	25	20	3	13.5	14	0.5	2	—	—	11	7	—	1	3	1.1	
42-2	34	35	8	9.5	2.5	—	—	—	—	6	5	—	—	—	0.79	
43-1	36	37	4	10.5	1.5	—	—	—	2	4.5	3.5	—	1	—	0.88	
43-2	51	28.5	6.5	6	1	1.5	—	—	1	1.5	2	—	1	—	1.5	
43-3	59.5	22	4	7.5	—	—	—	—	1	3	3	—	—	—	2.3	
44-1	43	21	8	10.5	8.5	—	1.5	—	—	7	—	—	8.5	—	1.5	
44-2	27	14	—	—	—	—	—	—	—	8.5	50.5	—	—	—	1.9	
44-3	42.5	32	7	8.5	1	1	1	—	—	5.5	—	1.5	—	—	1.1	
44-4	46	10.5	6.5	7	1	—	—	—	—	21	—	7	1	—	2.7	
44-6	43.5	13	4	4.5	—	—	—	—	—	16	—	17	2	—	2.6	
44-7	43	28	2	12.5	6.5	—	2	—	—	4	—	1	—	—	1.4	
44-9	52	13.5	4.5	7	—	—	—	—	1	13	—	9	—	—	2.9	
45-1	20	42.5	10.5	16	—	—	1	—	—	7	—	1	2	—	0.38	
46	53.5	27	7	8	1	—	1.5	—	—	2	—	1	0.5	—	1.6	
47	44.5	33	11.5	7	1.5	—	1	—	—	0.5	—	—	1	—	1.0	
49-1	11	12	—	7.5	5.5	—	—	—	—	3	60.5	—	0.5	—	0.92	
50-2	12	23	—	6	34	—	10.5	0.5	—	2	10	—	2	—	0.52	
50-3	8	17.5	2.5	17	35	—	13.5	—	—	—	4	—	1.5	—	0.38	
51-1	9	15	—	2.5	19.5	—	11	—	—	1	41	—	—	—	0.6	
51-2	74	9.5	0.5	8	—	—	—	—	1	1	3.5	2.5	—	—	7.4	
51-3	68.5	4	—	10	—	—	—	—	—	1	17	—	—	—	17.0	
51-4	84	4	—	4.5	—	—	—	—	—	1.5	6	—	—	—	21.0	
52-1	34	8.5	5.5	4	2.5	—	2	—	—	1	40.5	—	2	—	2.4	
53-1	28.5	6	16	8	6.5	—	17	—	—	—	14.5	—	3.5	—	1.3	
55	56	6.5	0.5	10	8.5	—	13	—	—	3.5	1	—	1	—	8.0	
56-2	55	13	2	14.5	9.5	—	—	—	1	4	—	—	1	—	3.7	
57-1	39	3	—	2.5	0.5	—	5	—	2	19.5	28.5	—	—	—	13.0	
61-3	24.5	—	—	—	—	—	63.5	—	—	4	8	—	—	—	—	Löß

TABELLE III

Schwermineralanalyse
(ausgeführt von Frau Dr. Heide, Bonn)

Proben-Nr.	19-4	21	29-1
Gewichts-Anteil	1 %	1 %	0.5 %
Streupräparat opak: trübe	72 : 28	95 : 5	91 : 9
Turmalin	49.1	38.4	45.6
Zirkon	47.6	23.1	22.6
Rutil	3.5	23.1	18.2
heller Glimmer	< 1	15.4	—
Hypersthen	9.1	—	—
Titanit	4.5	—	—
Dünnschliff (geschätzt) opak: trübe		90 : 10	90 : 10
Turmalin		30	20
Zirkon		60	40
Rutil		5	10
heller Glimmer		5	30

Unerklärlich bleiben die großen Abweichungen von den Ergebnissen *Langs* (1955); sie sind nicht nur auf eine unterschiedliche Probennahme aus unterschiedlichen Aufschlüssen und unterschiedlichen Horizonten zurückzuführen.

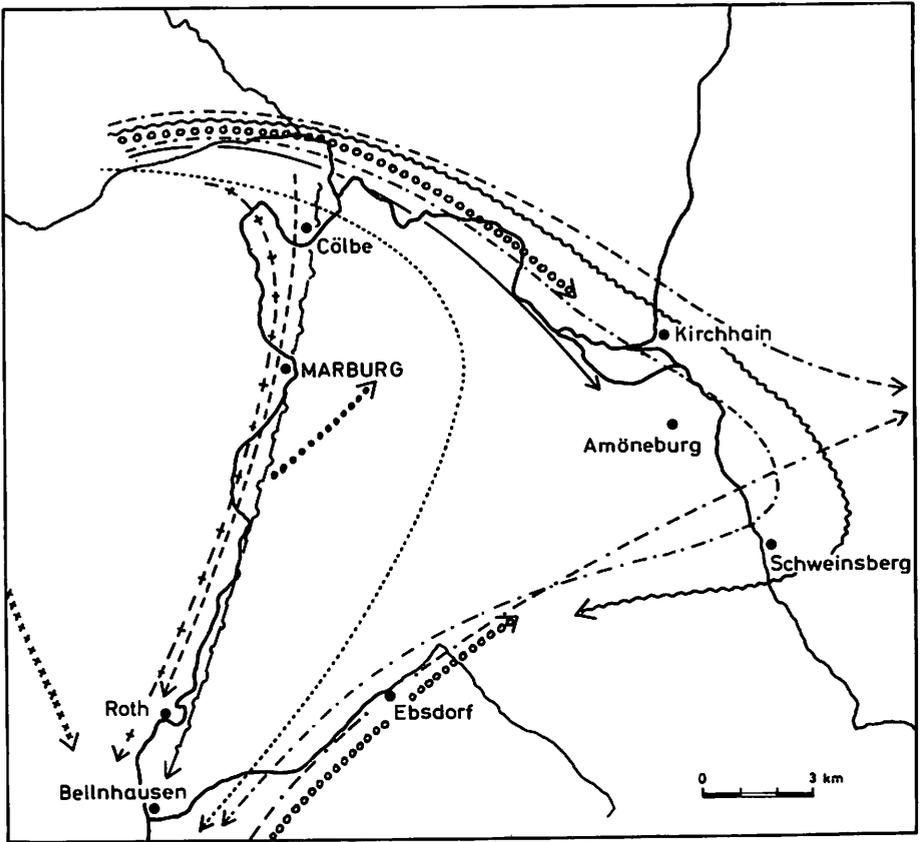
10. Bildanhang

Nr.	Beschreibung	Menge
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

...



Abb. 1: Geologische Übersichtskarte



- | | | |
|----------|---|--|
| ————— | altpleistozäne Lahn nach KAYSER u. PAECKELMANN (1915) | |
| xxxxxxx | tertiäre Lahn nach MAULL (1919) | |
| ----- | pliozäne Lahn nach HUMMEL (1929) | |
| oooooooo | oberoligozäne Lahn | } nach BLANCKENHORN u. KURTZ (1930) und
BLANCKENHORN (1939), auch: HUMMEL (1940),
BLUME (1949), SCHARLAU (o. J.) |
| | mio-pliozäne Lahn | |
| ----- | pliozäne Lahn (Unterpliozän) | |
| ----- | " " I | |
| ----- | " " II | |
| + - + - | pleistozäne Lahn | } nach LANG (1955), auch: KOCKEL (1958),
HÖLTING u. STENGEL-RUTKOWSKI (1964) |
| ~~~~~ | pliozäne Lahn | |
| ~~~~~ | pleistozäne Lahn | |

Abb. 2: Rekonstruktion der Lahnläufe nach verschiedenen Autoren

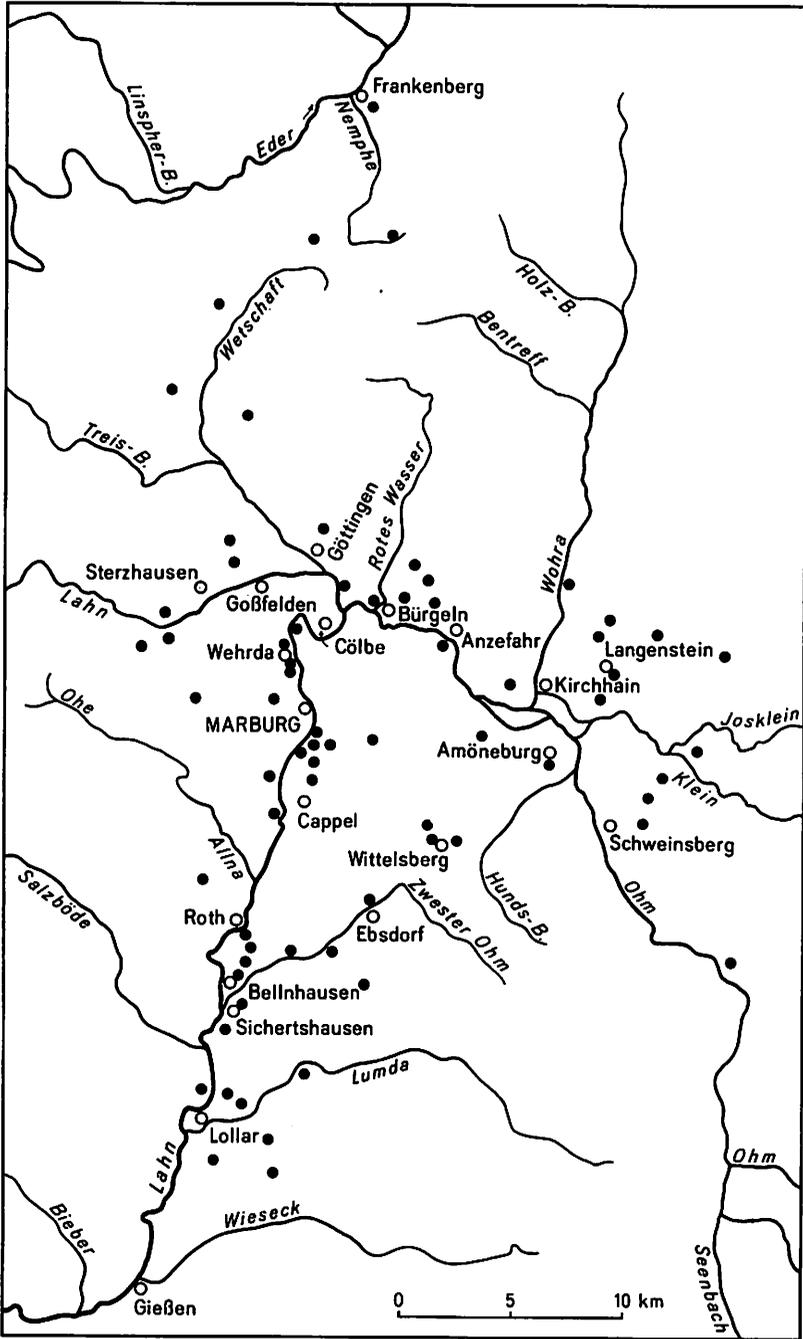
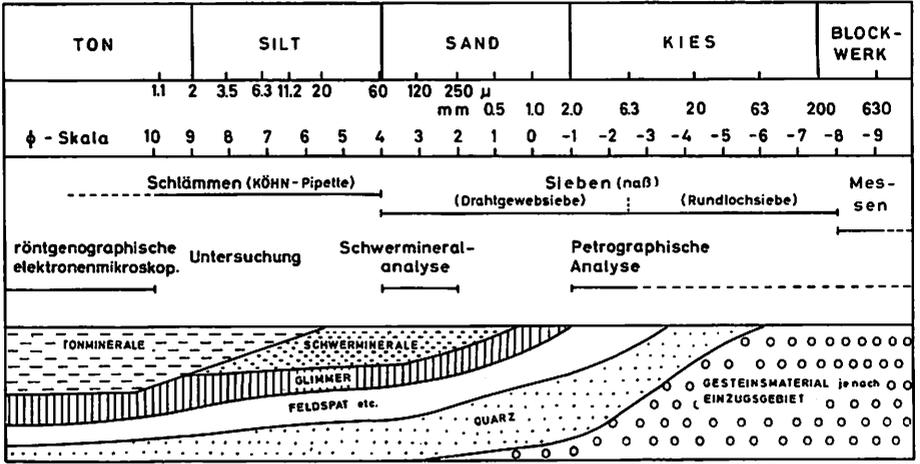
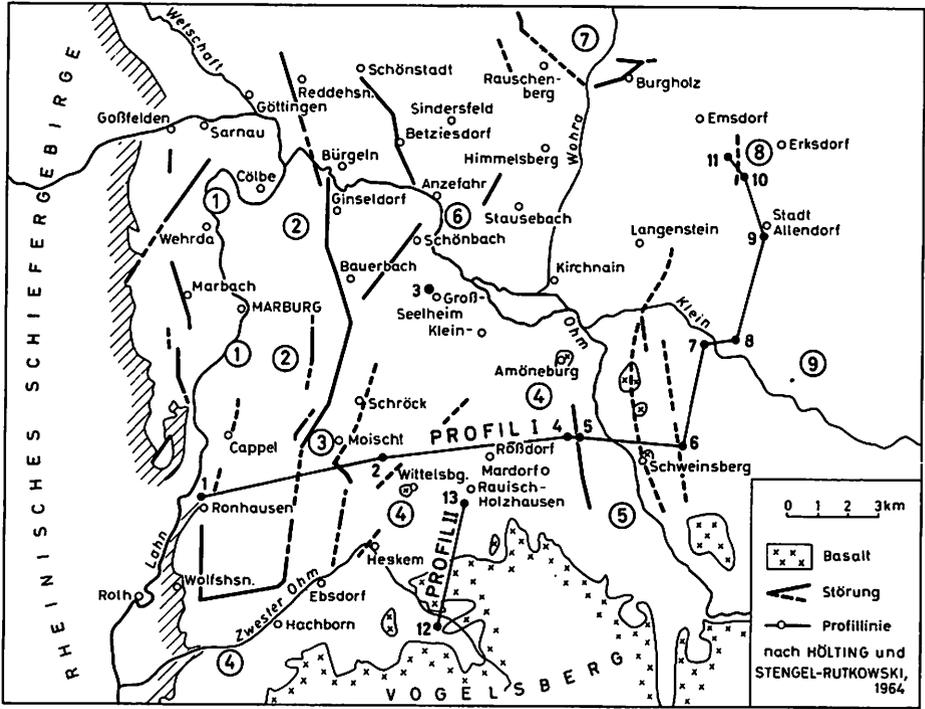


Abb. 3: Orte der Probeentnahme

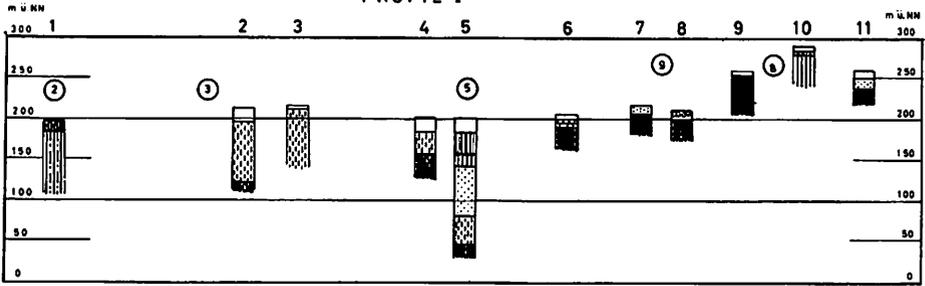


z.T. nach WUNDERLICH, 1952

Abb. 4: Zusammensetzung klastischer Sedimente und der Anwendungsbereich meiner Untersuchungsmethoden



PROFIL I



PROFIL II
12 13

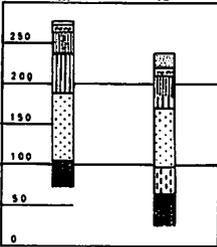


Abb. 5: Tektonische Übersicht

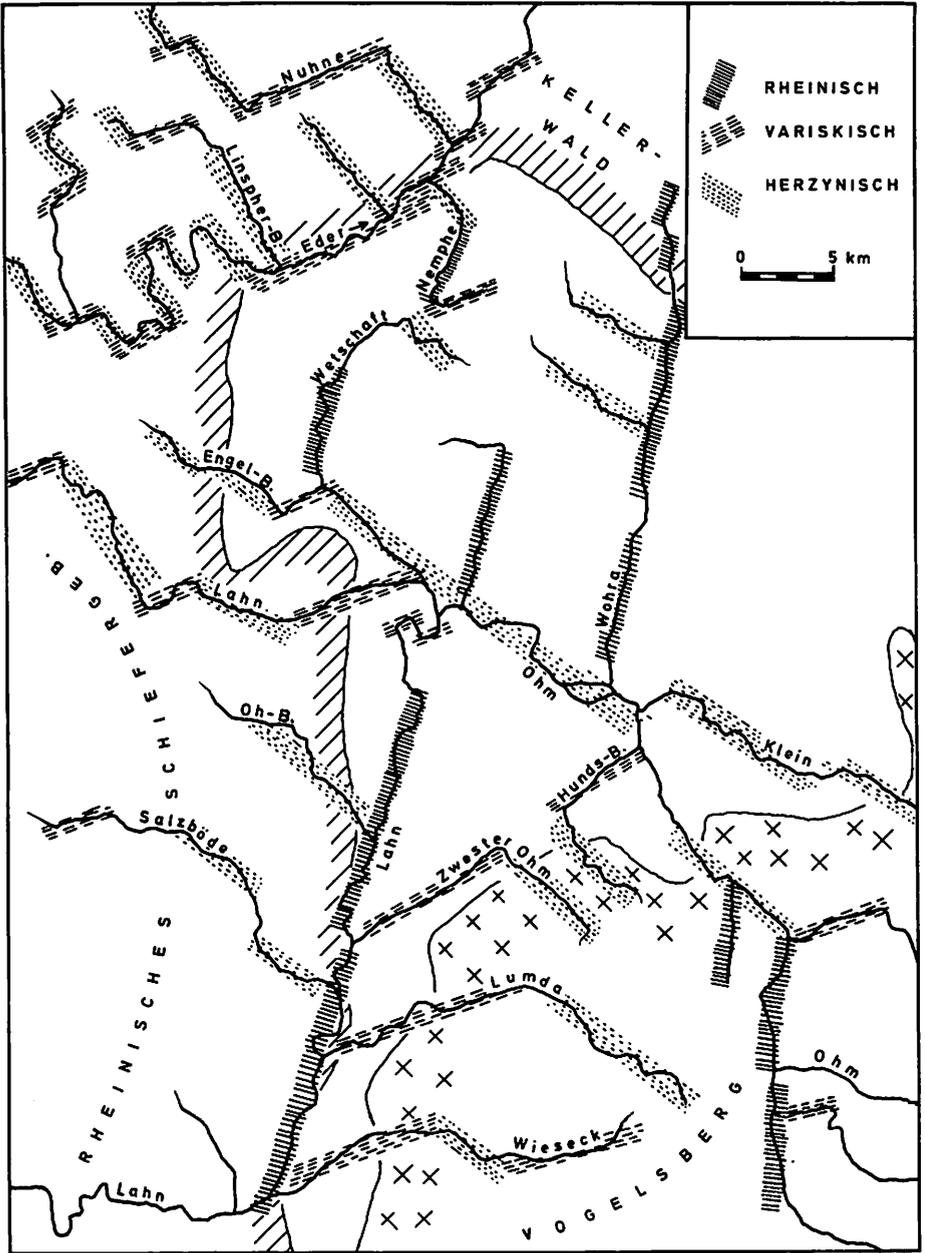


Abb. 6: Talrichtungen

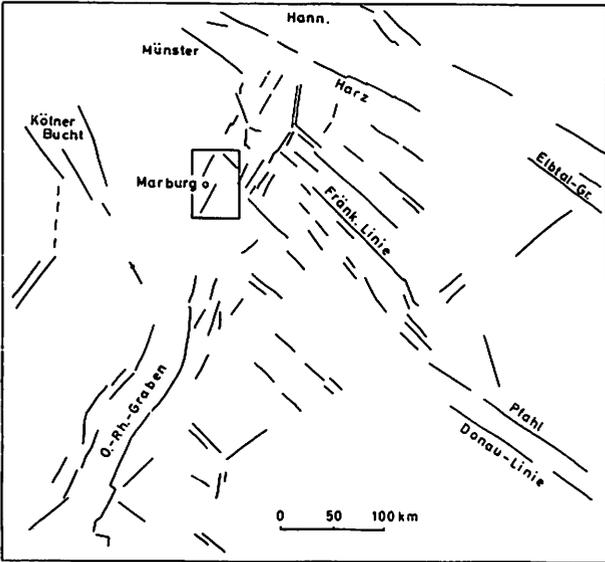


Abb. 7: Richtungsbild mitteleuropäischer Lineamente (nach G. Knetsch, 1965,537)

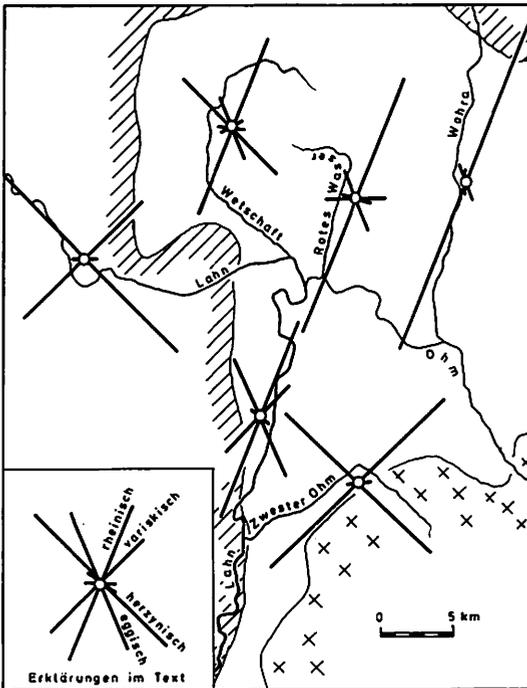
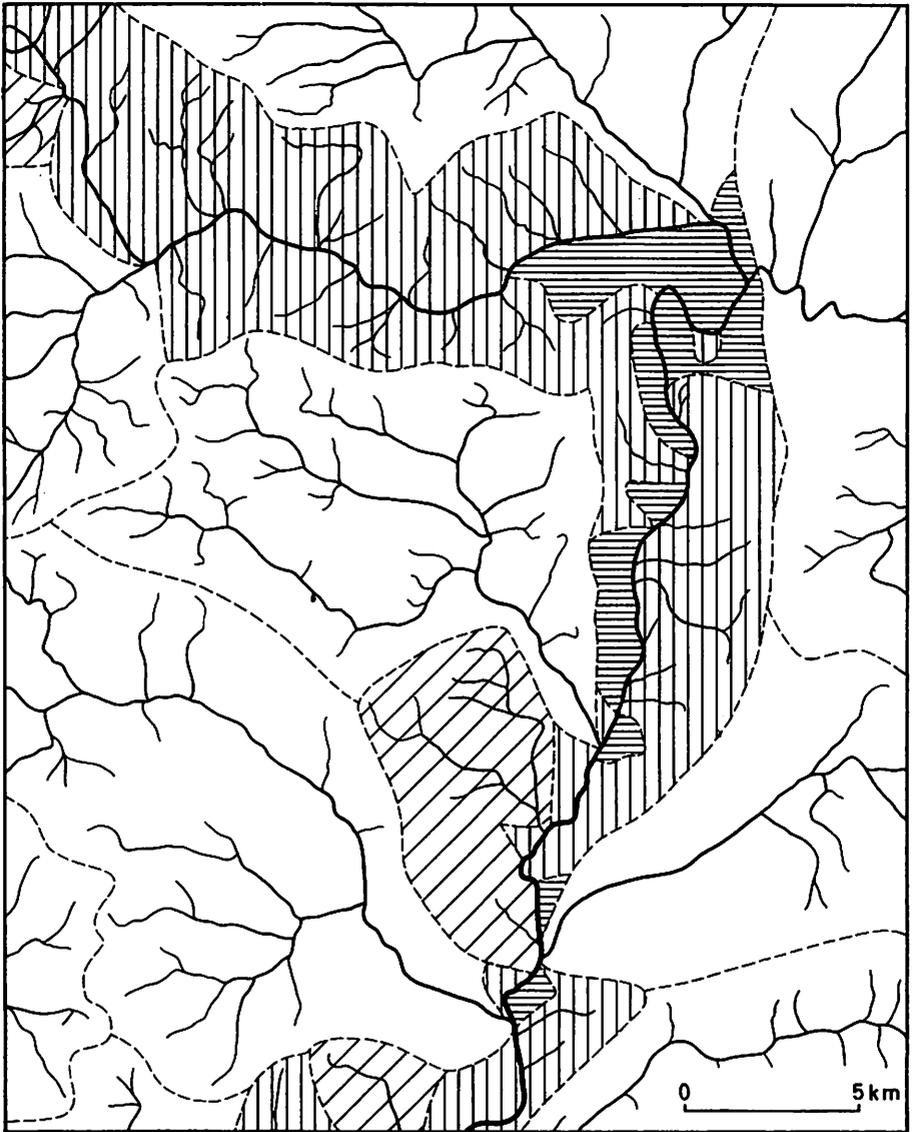


Abb. 8: Richtungsrosen der Talungen im Raum Marburg



- ==== Gebiete mit direkter Entwässerung in die Lahn
- ||||| Gebiete mit Entwässerung durch Flüsse 1. und 2. Ordnung
- //// " " " " " 3. "
- " " " " " 4. u. höherer "
- Wasserscheide

Abb. 9: Wasserscheiden und Entwässerungsgebiete

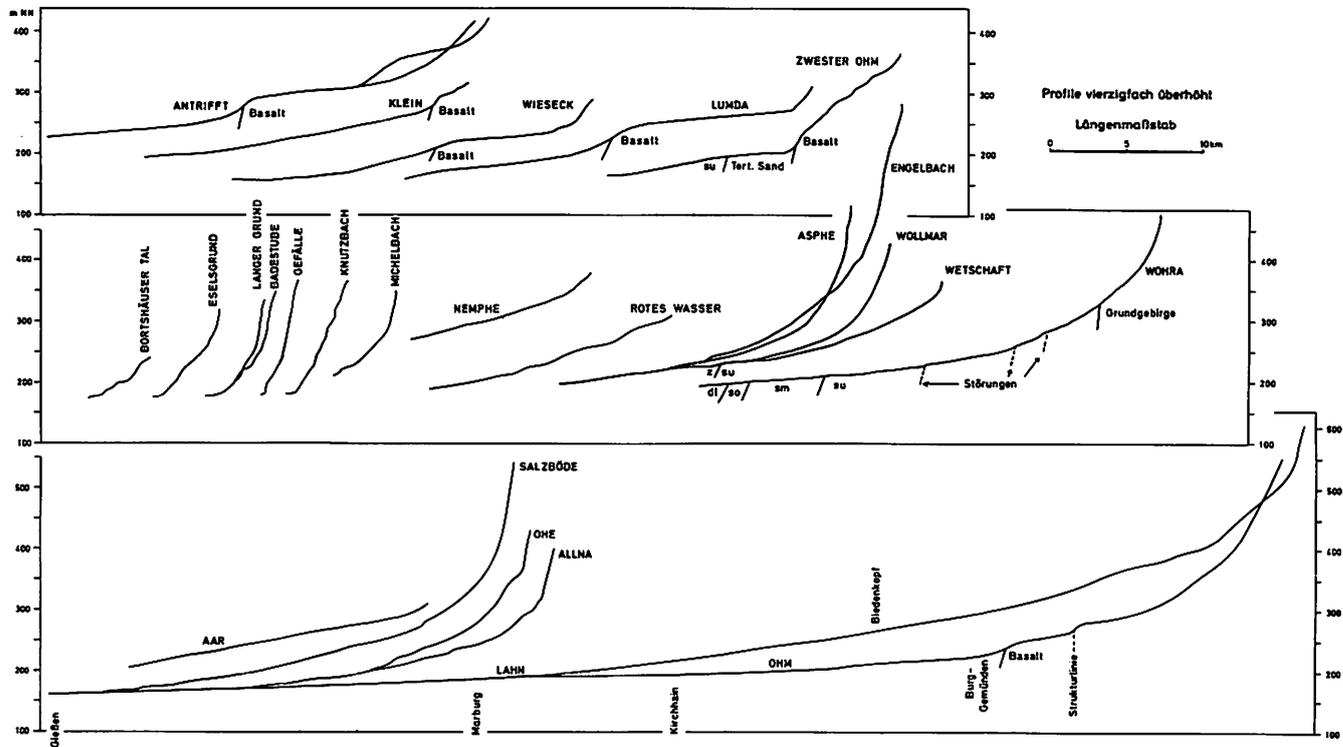


Abb. 10: Tallängsprofile

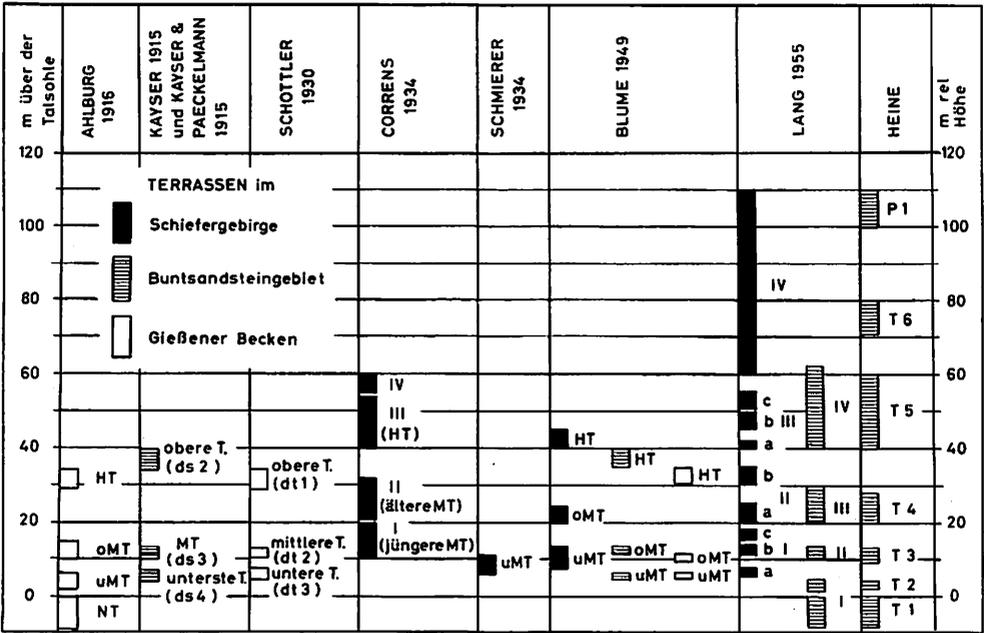


Abb. 11: Höhenlage der Lahnterrassen über der Talsohle (verschiedene Autoren)

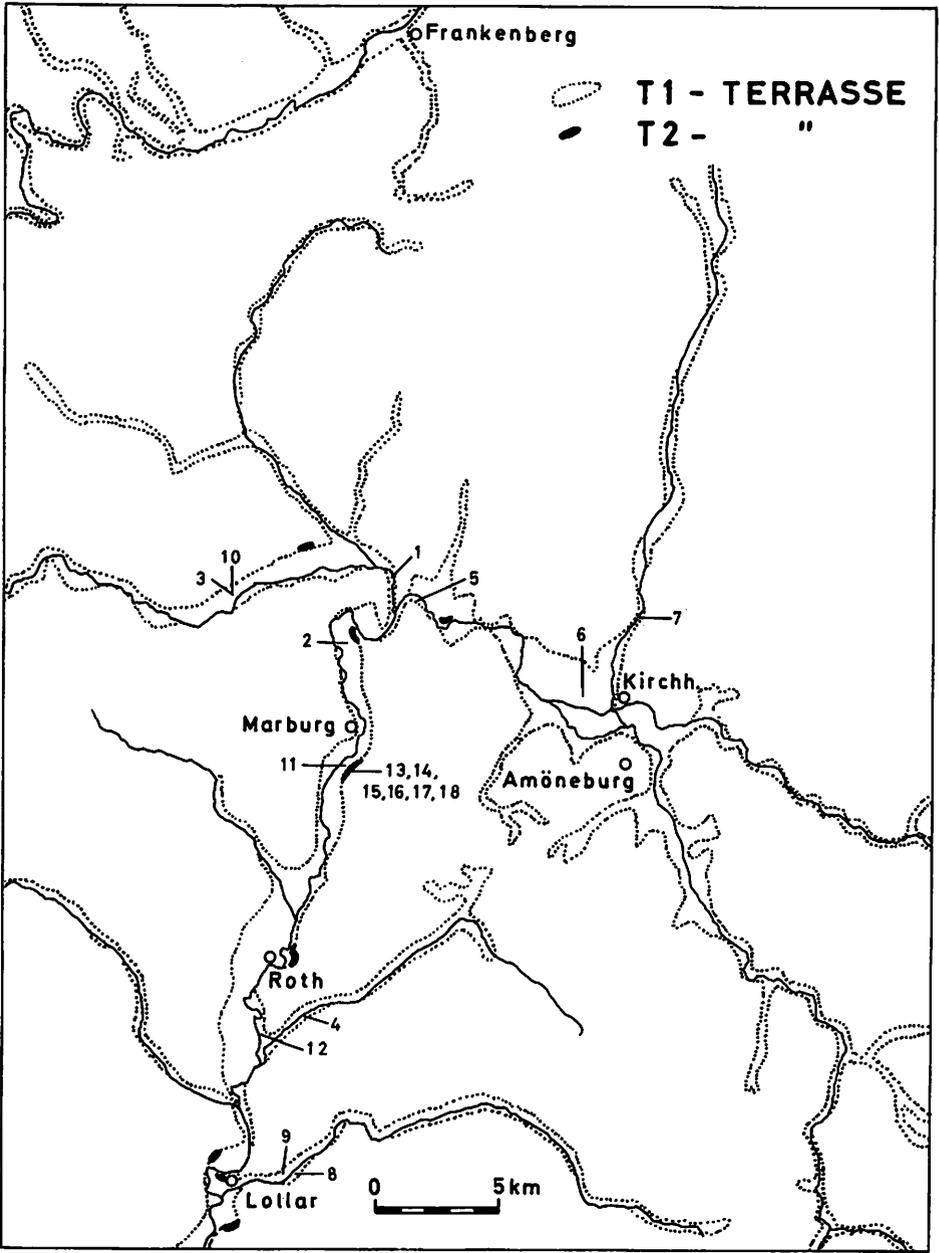
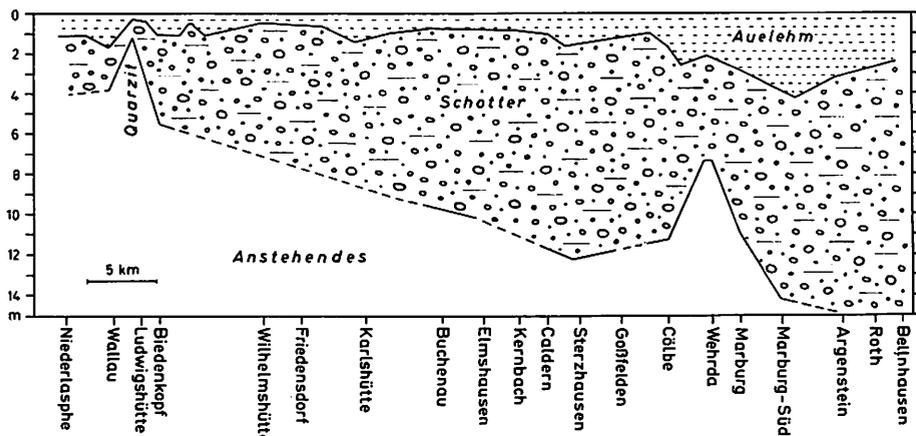


Abb. 12: Verbreitungskarte der T1- und T2-Sedimente



zusammengestellt nach Bohrprofilen und LANG, 1955

Abb. 13: Mächtigkeiten der Schotter und Auelehme der Lahn

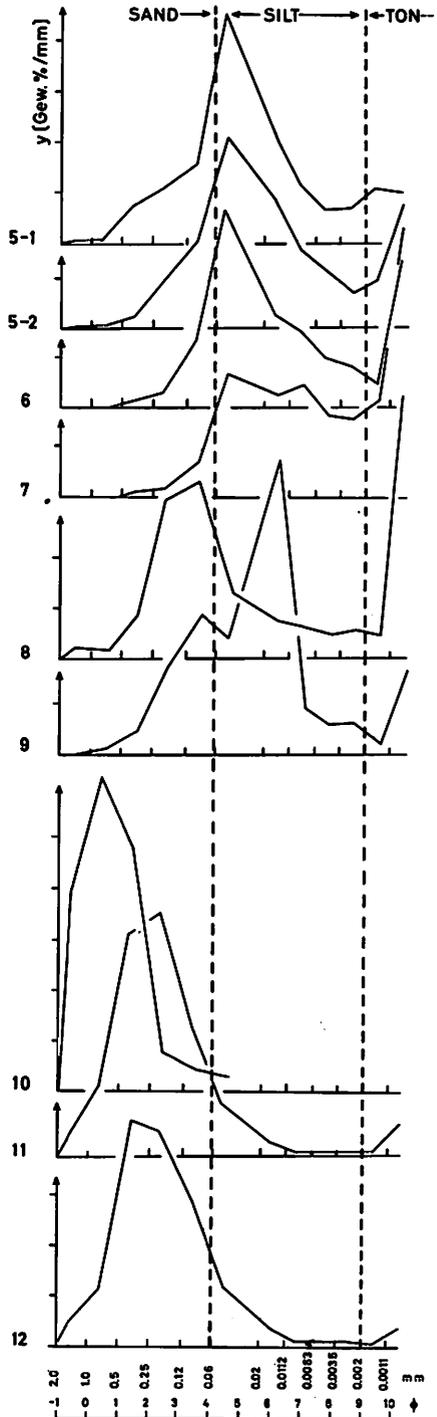
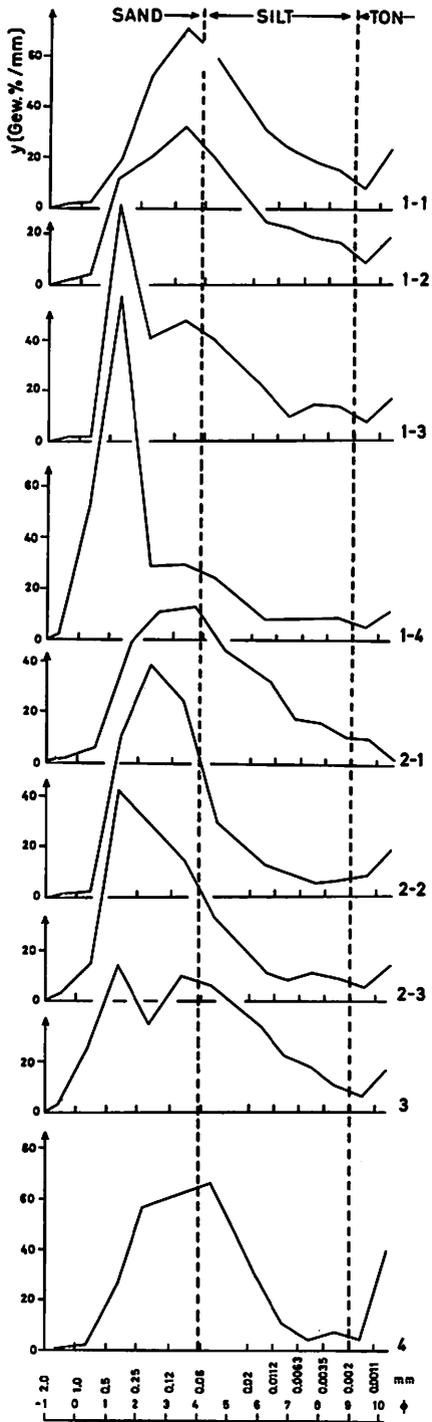


Abb. 14A: Häufigkeitspolygone: Probe 1-12

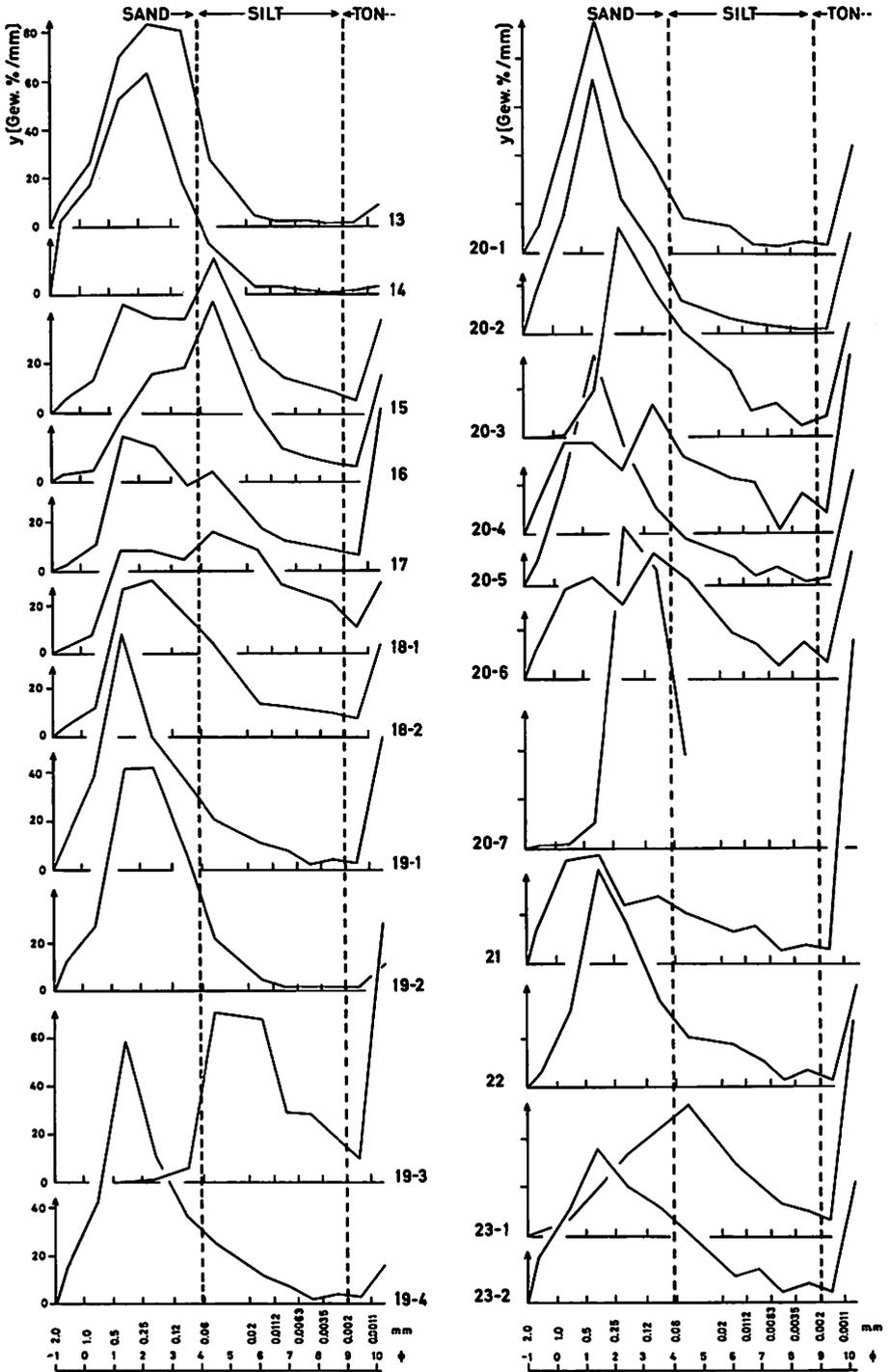


Abb. 14B: Häufigkeitspolygone: Probe 13-23

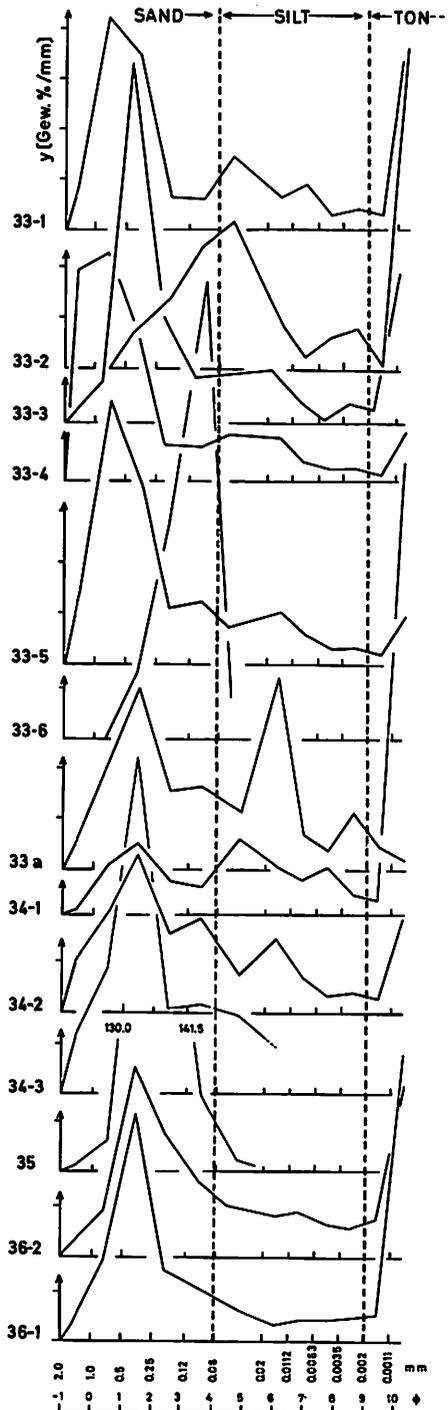
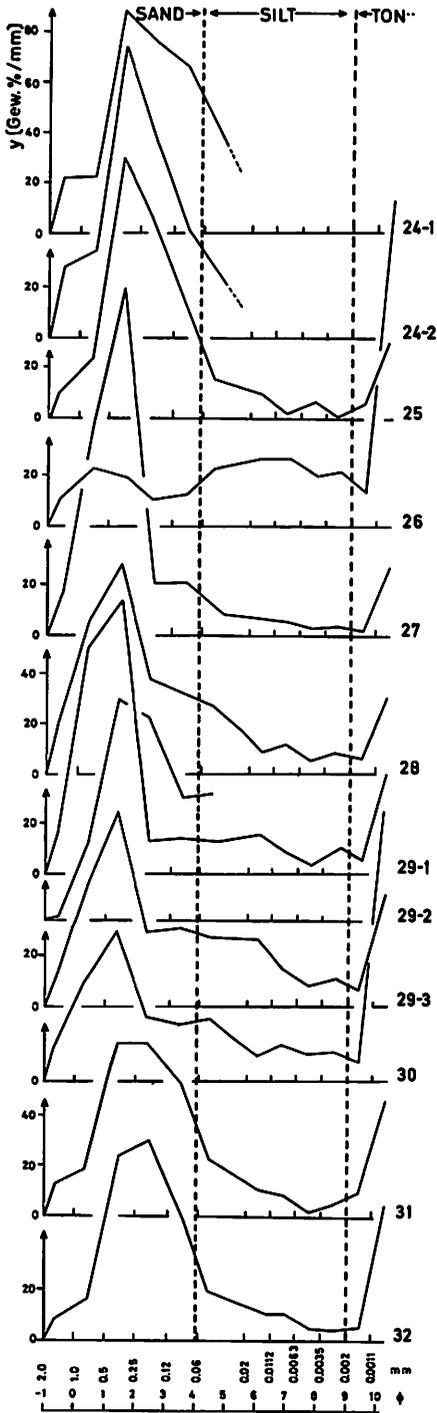


Abb. 14C: Häufigkeitspolygone: Probe 24–36

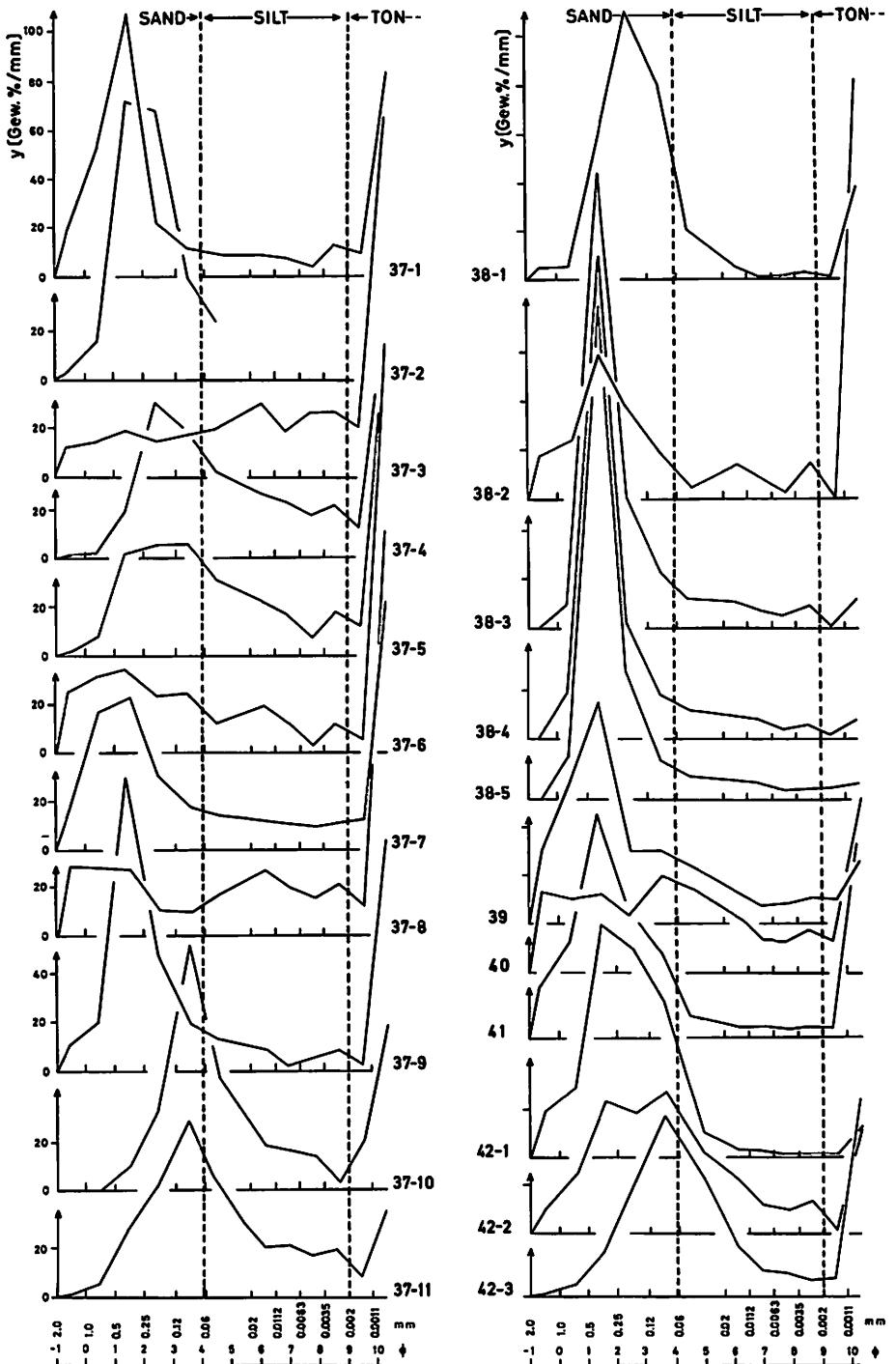


Abb. 14D: Häufigkeitspolygone: Probe 37-42

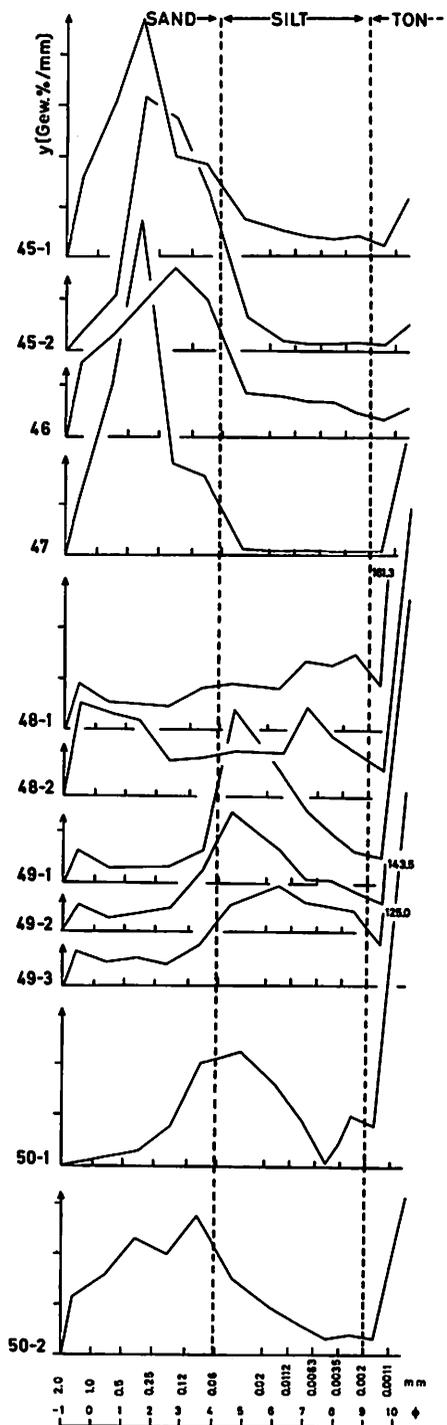
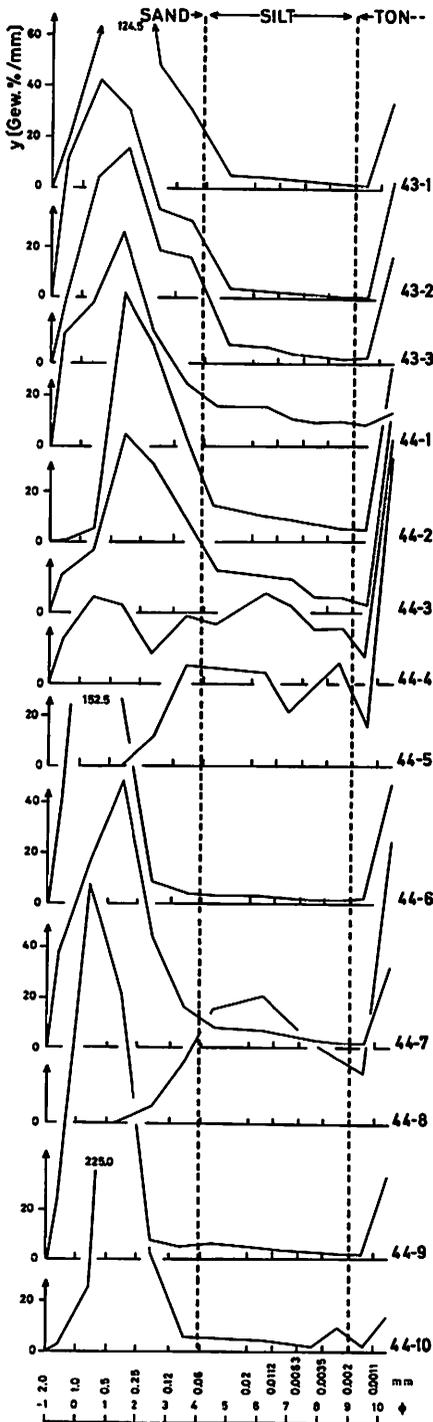


Abb. 14E: Häufigkeitspolygone: Probe 43-50

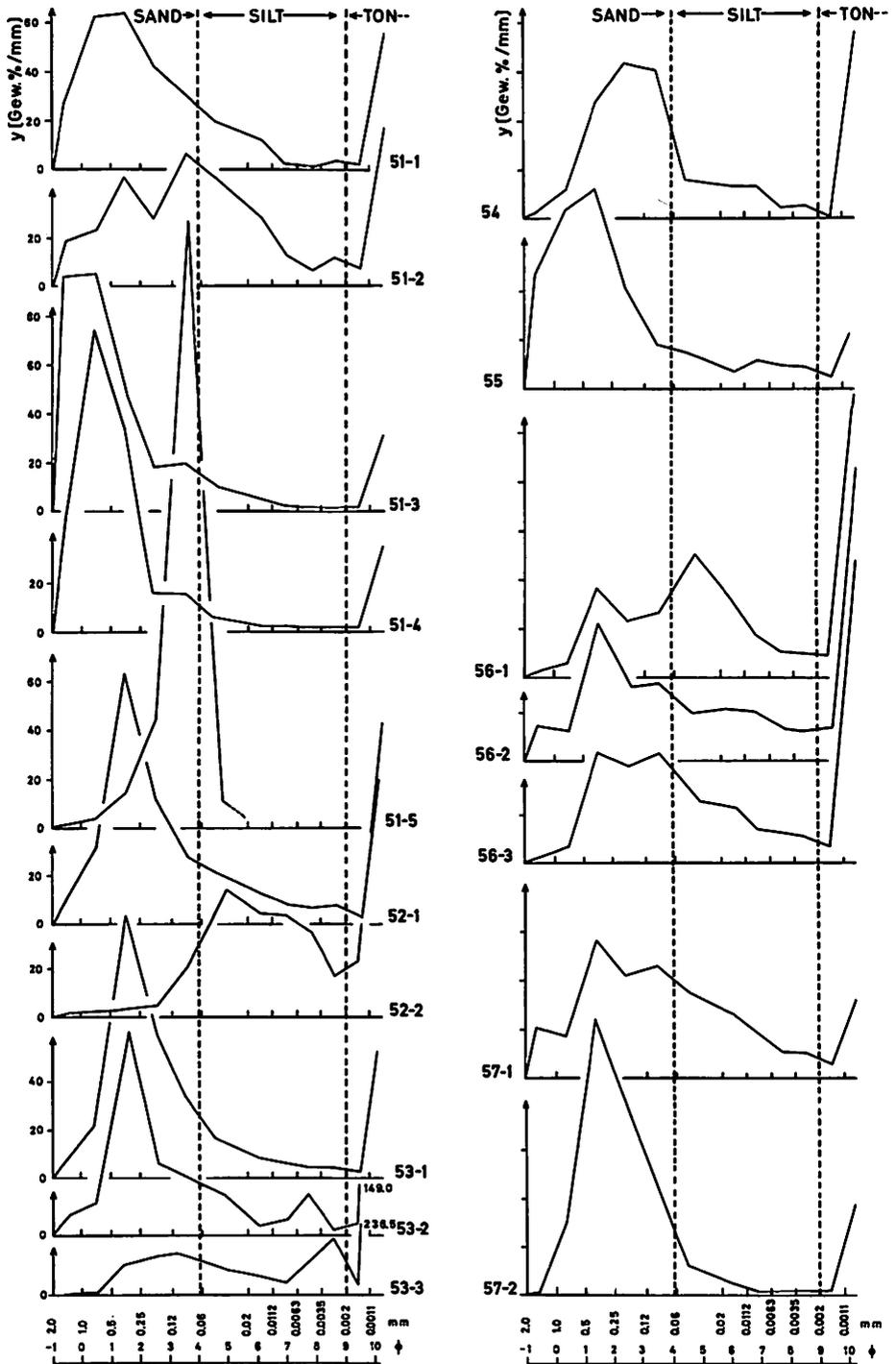


Abb. 14F: Häufigkeitspolygone: Probe 51–57

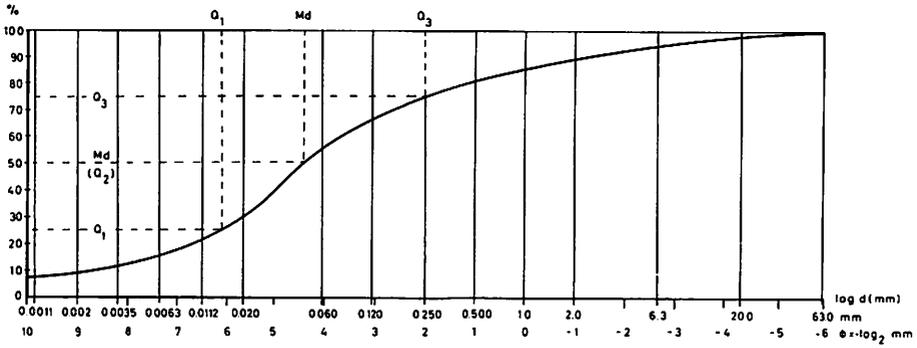


Abb. 15: Kornsummenkurve und die aus ihr abgeleiteten Parameter

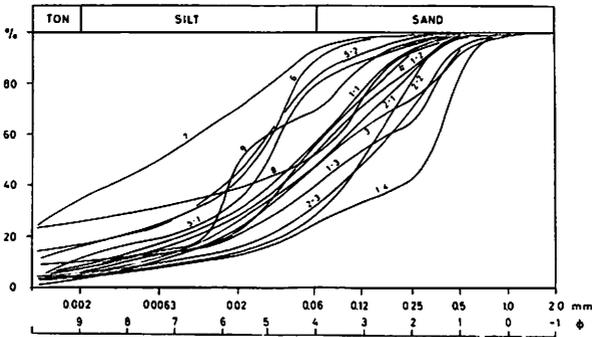


Abb. 15A: Summenkurven: Probe 1–9 (Auelehme)

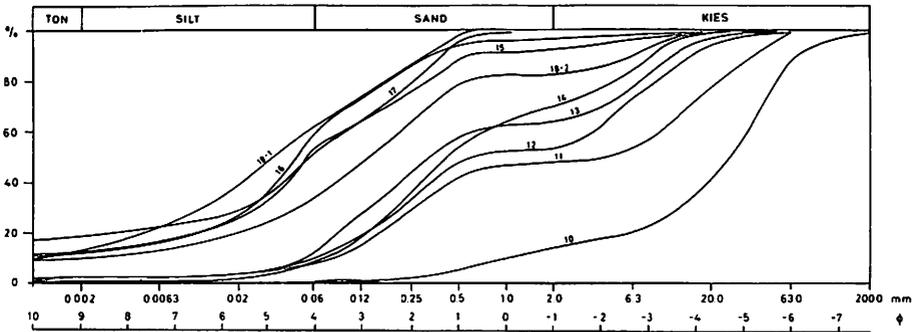


Abb. 15B: Summenkurven: Probe 10–18 (T1, T2, Deckschichten)

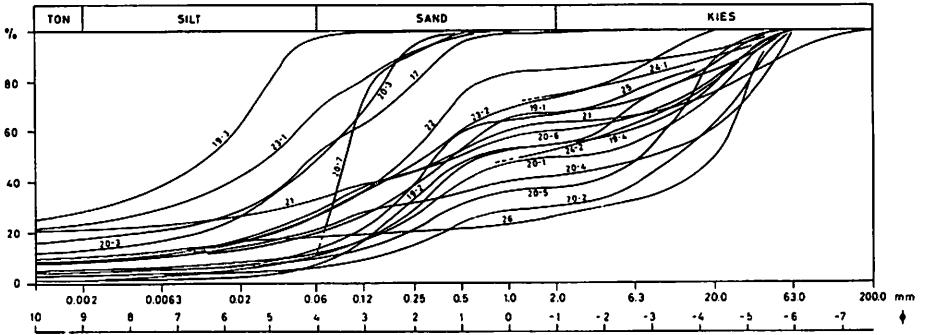


Abb. 15C: Summenkurven: Probe 19–26 (T3)

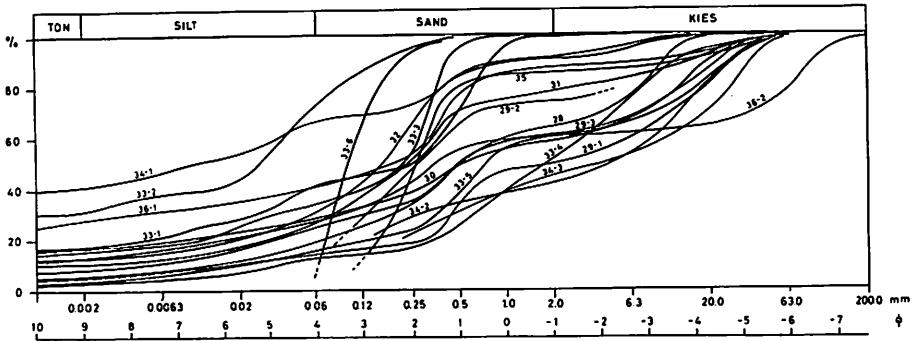


Abb. 15D: Summenkurven: Probe 28–36 (T4)

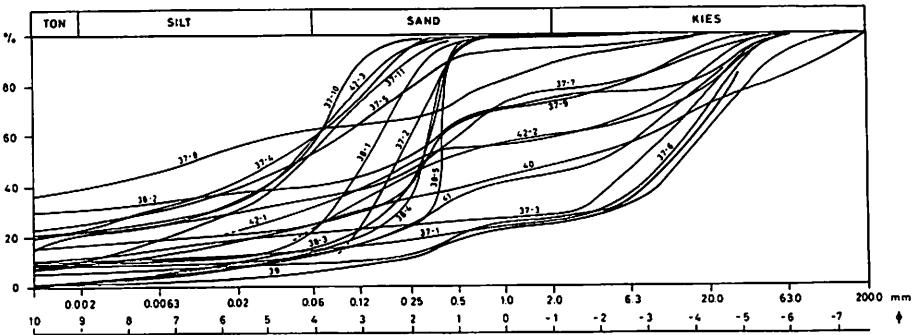


Abb. 15E: Summenkurven: Probe 37–42 (T5)

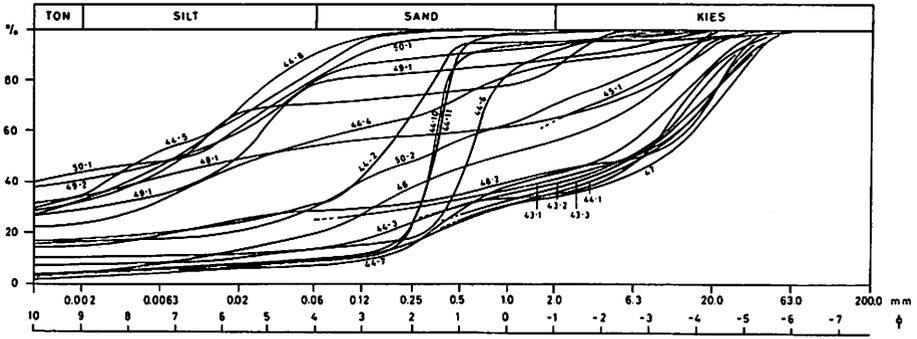


Abb. 15F: Summenkurven: Probe 43–50 (T5)

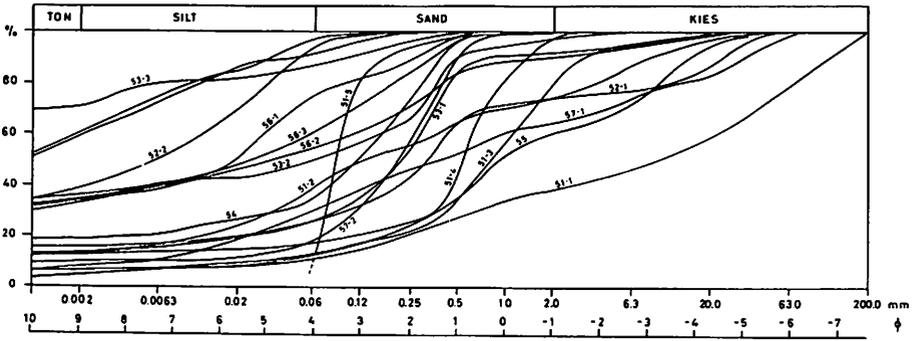


Abb. 15G: Summenkurven: Probe 51–57 (Tertiär)

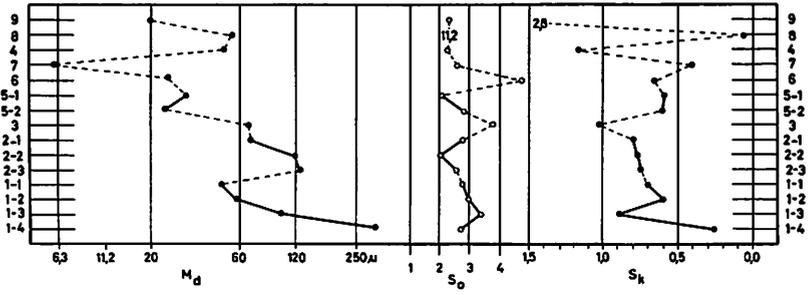


Abb. 16A: Md-, S_o - und S_k -Werte: Probe 1-9 (Auelehme)

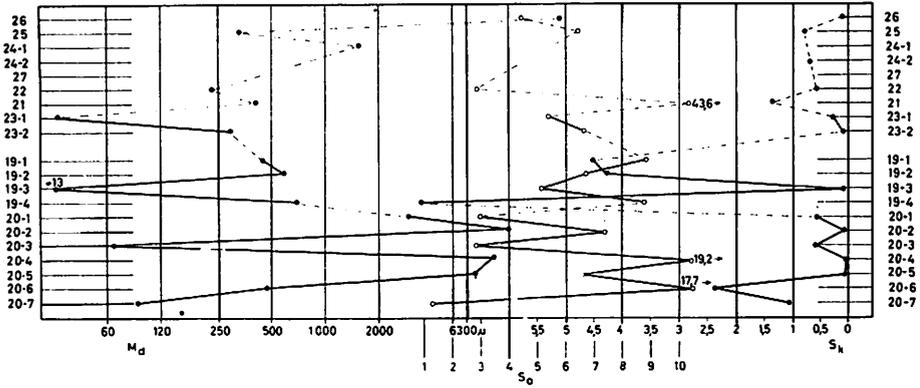


Abb. 16B: Md-, S_o - und S_k -Werte: Probe 19-26 (T3)

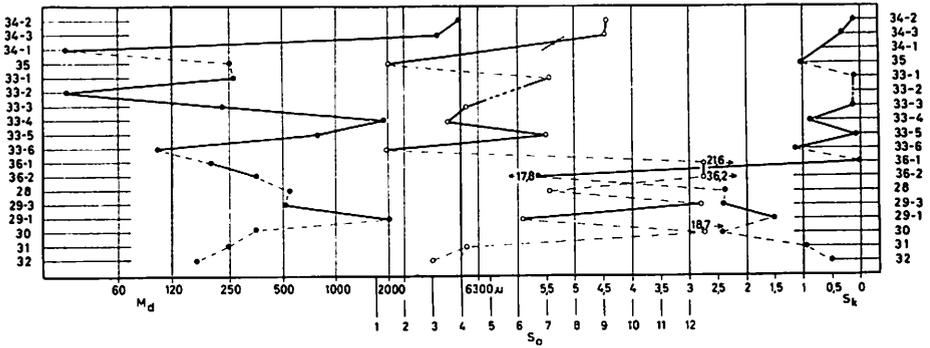


Abb. 16C: Md-, S_o - und S_k -Werte: Probe 28-36 (T4)

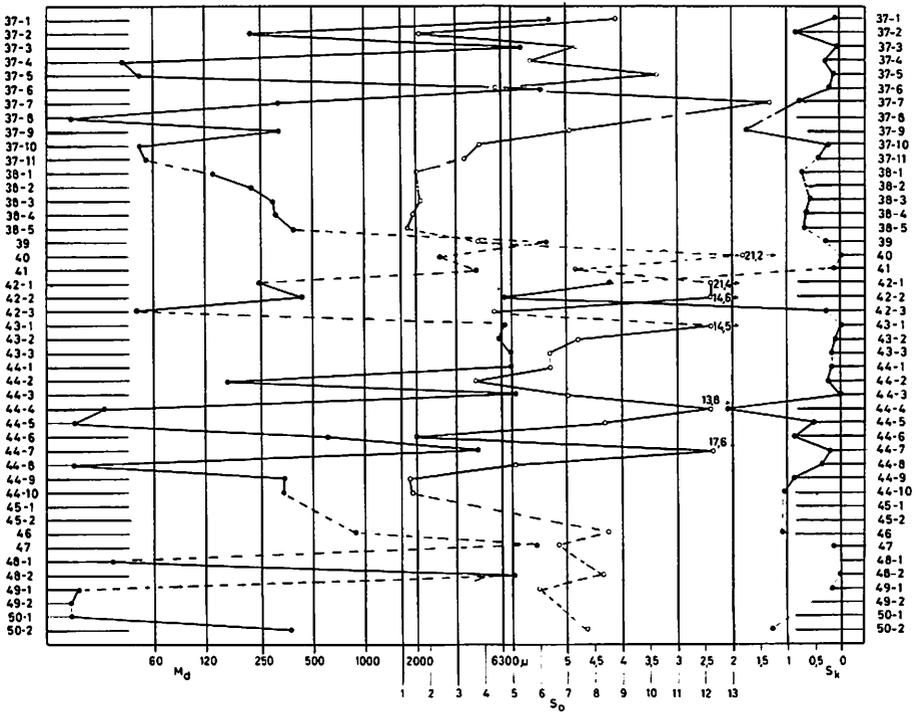


Abb. 16D: M_d , S_O und S_K -Werte: Probe 37–50 (T5)

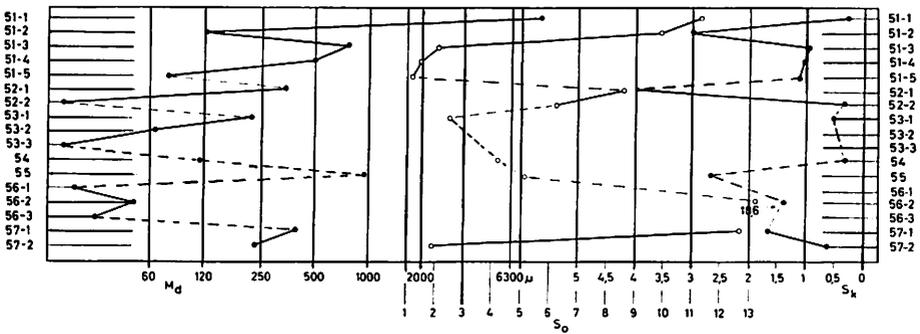


Abb. 16E: M_d , S_O und S_K -Werte: Probe 51–57 (Tertiär)

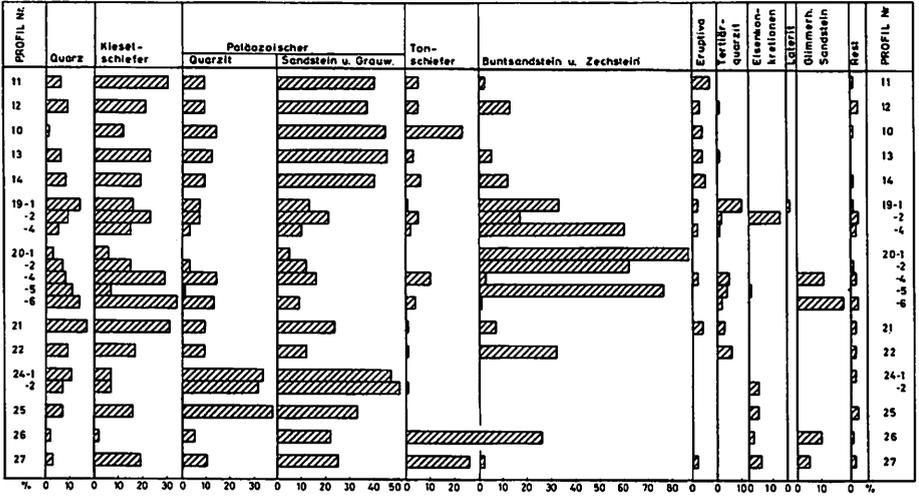


Abb. 17A: Petrographische Analyse: Probe 11–27 (T1, T2, T3)
 Abb. 17B: Folgende Seite

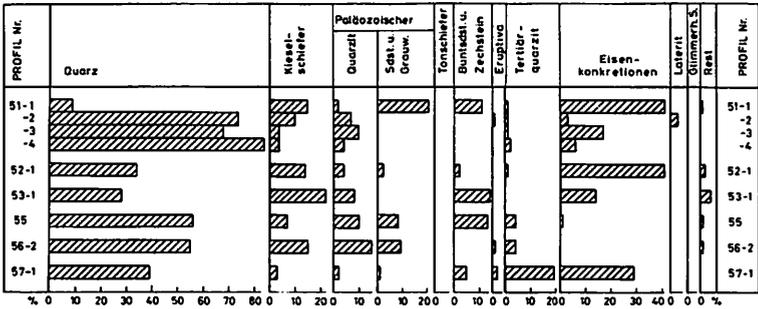


Abb. 17C: Petrographische Analyse: Probe 51–57 (Tertiär)

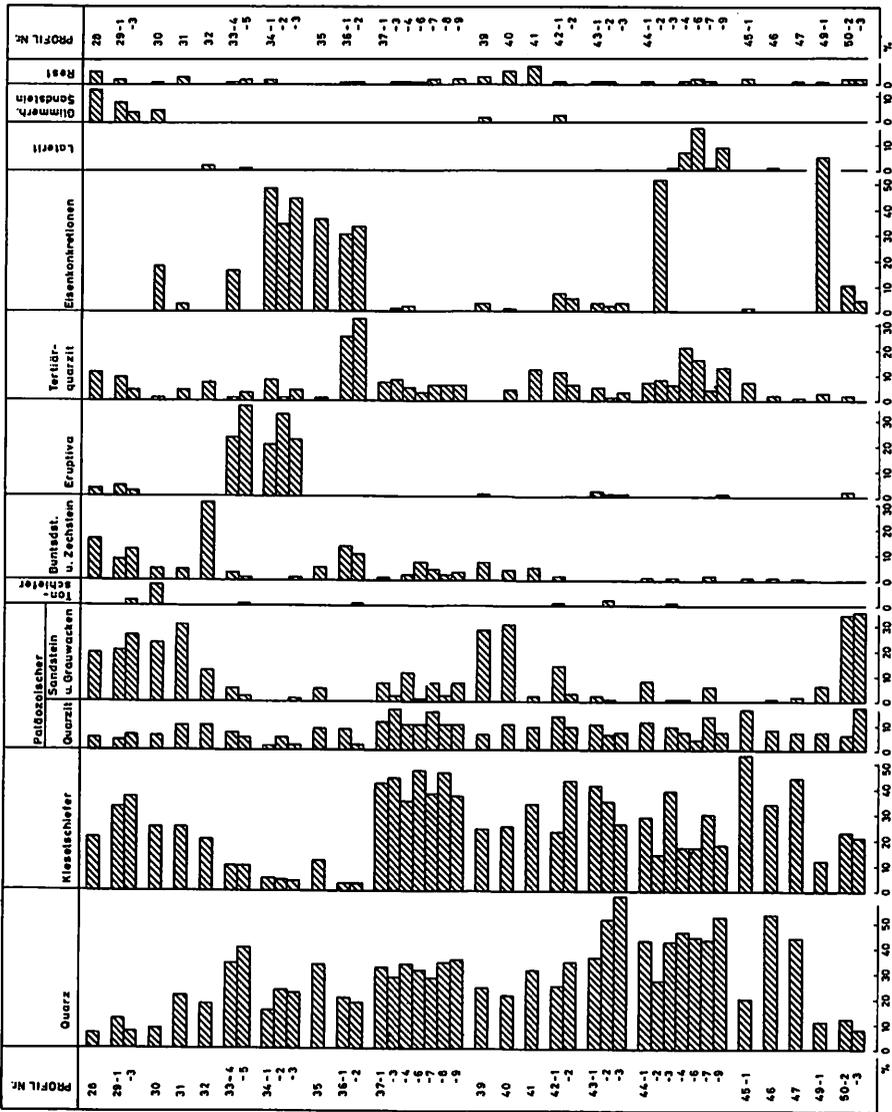


Abb. 17B: Petrographische Analyse: Probe 28–50 (T4, T5)

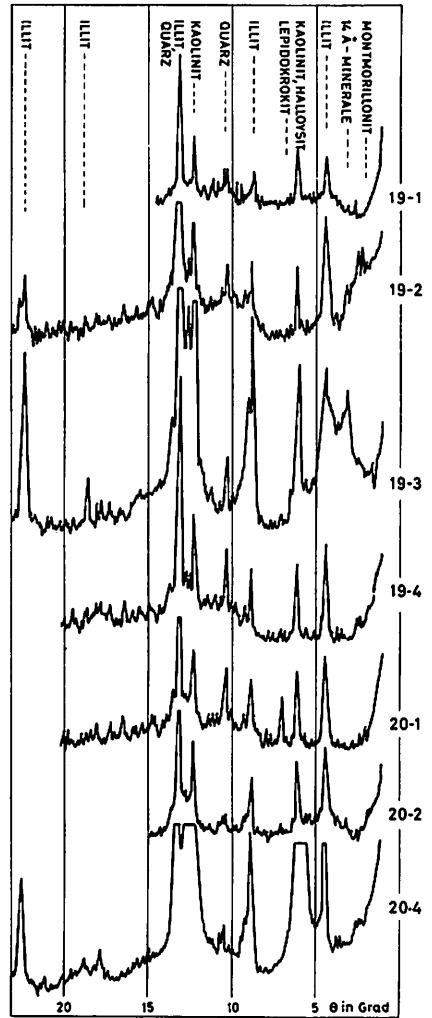
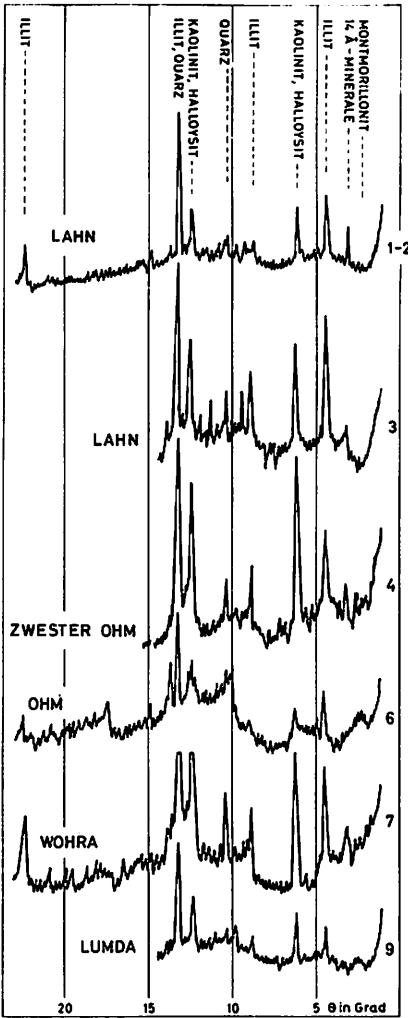


Abb. 18A und 18B: Röntgen-Diagramme: Probe 1-9 (Auelehme) und Probe 19-20 (T3)

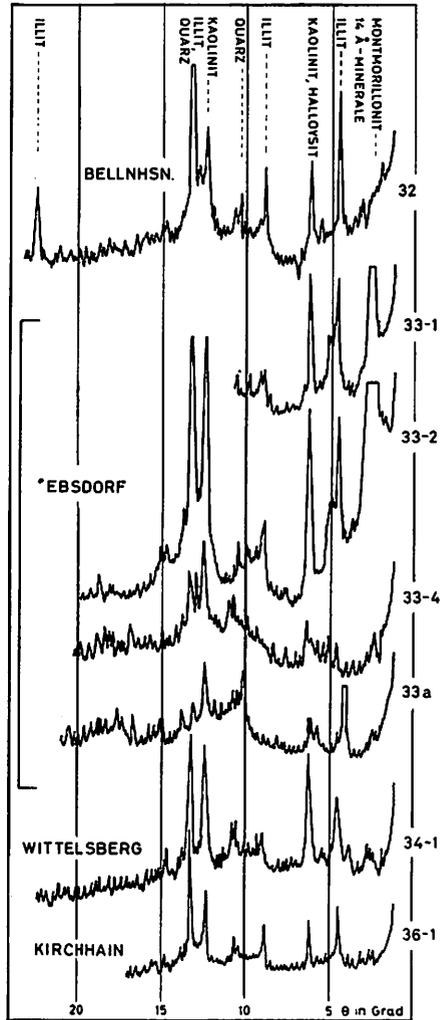
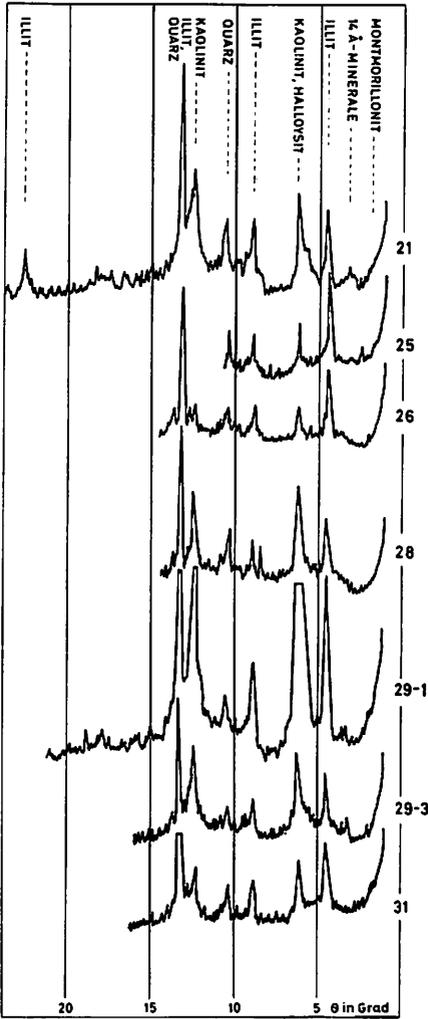


Abb. 18C und 18D: Röntgen-Diagramme: Probe 21–31 (T3, T4) und Probe 32–36 (T4)

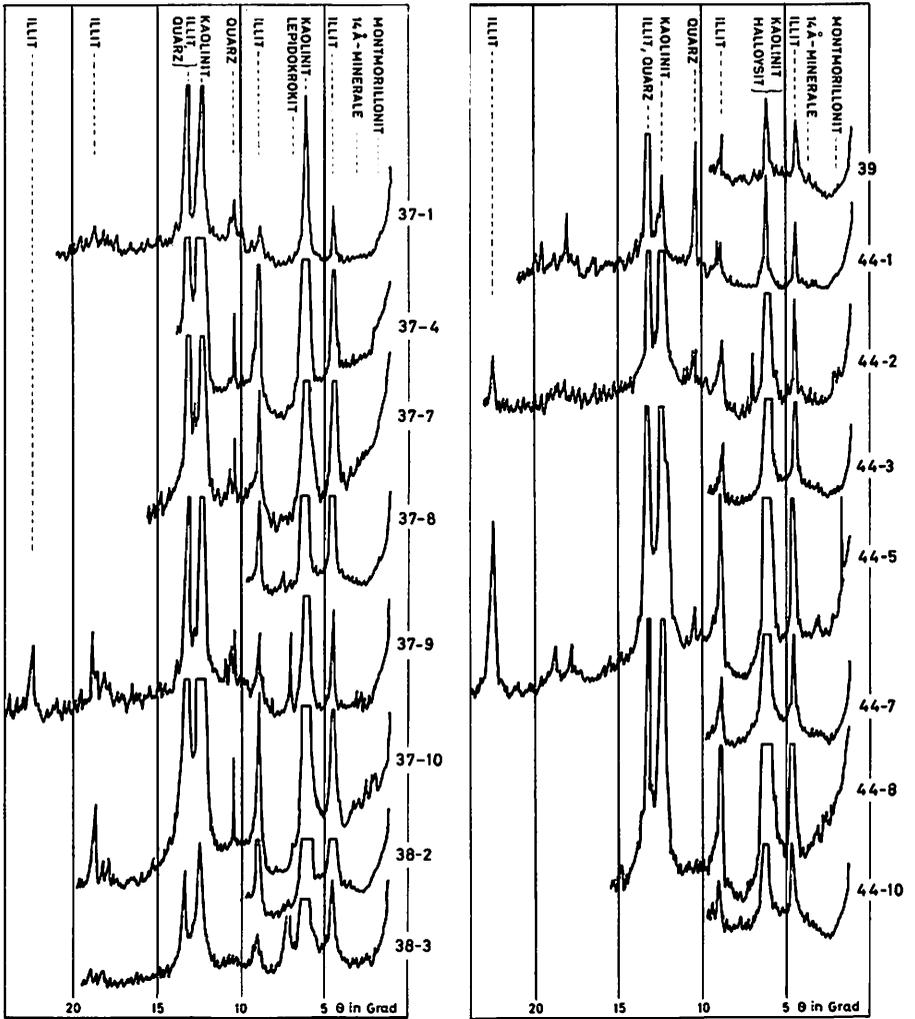


Abb. 18E und 18F: Röntgen-Diagramme: Probe 37-38 (T5) und Probe 39-44 (T5)

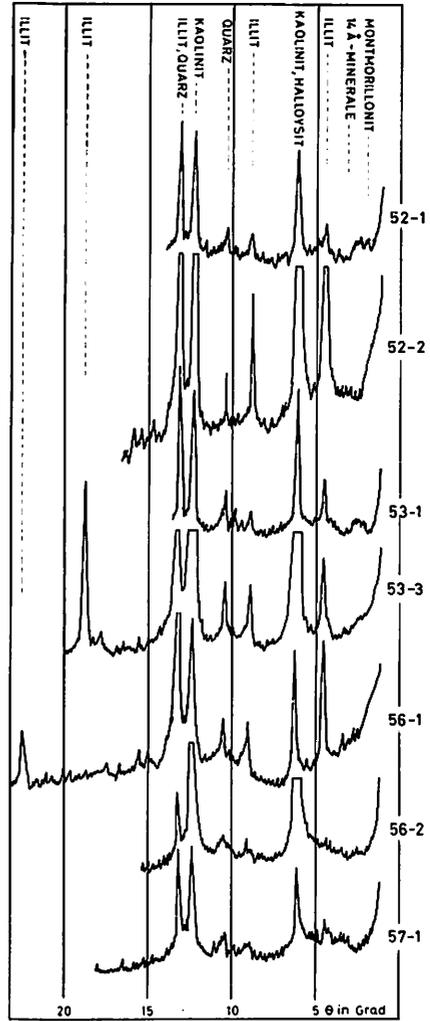
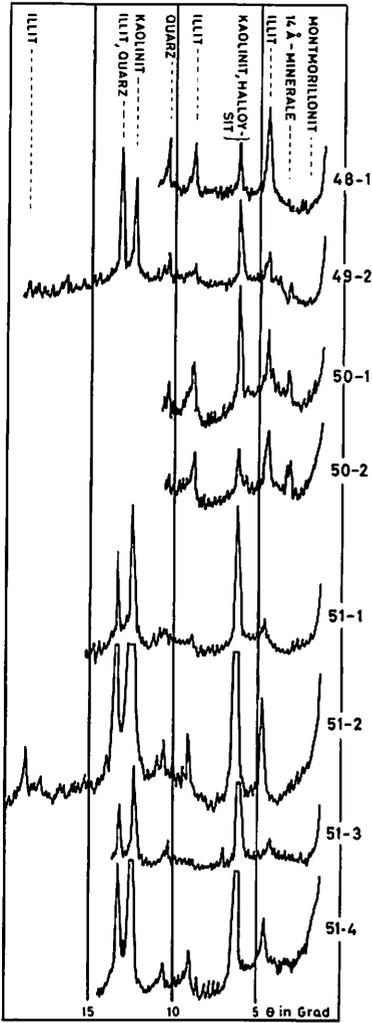


Abb. 18G und 18H: Röntgen-Diagramme: Probe 48-51 (T5, Tertiär) und Probe 52-57 (Tertiär)

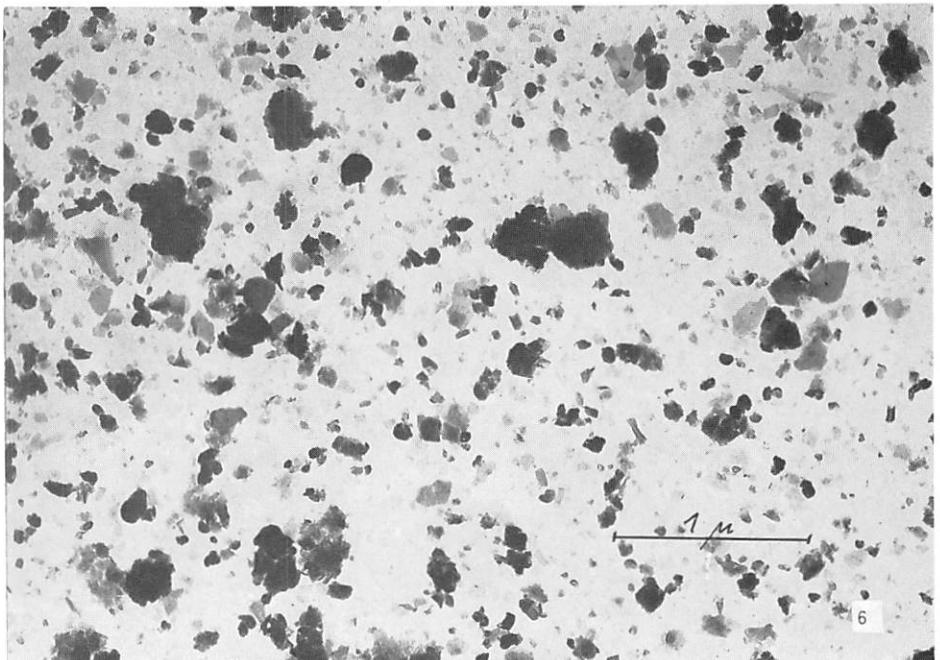
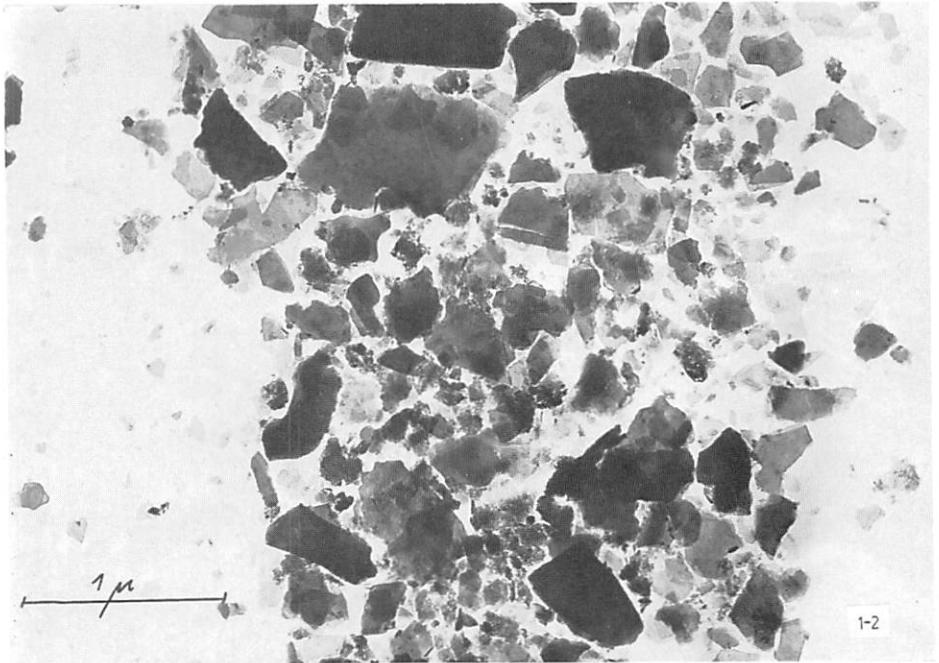


Abb. 19A: Elektronenmikroskopische Aufnahmen: Probe 1-2 und 6
 Kaolinit = pseudo-hexagonale Umgrenzung
 Halloysit = Röhrrchen
 Illit = unregelmäßig begrenzte Blättchen
 Montmorillonit = unregelmäßig begrenzte Blättchen von wolkenartigem Aussehen

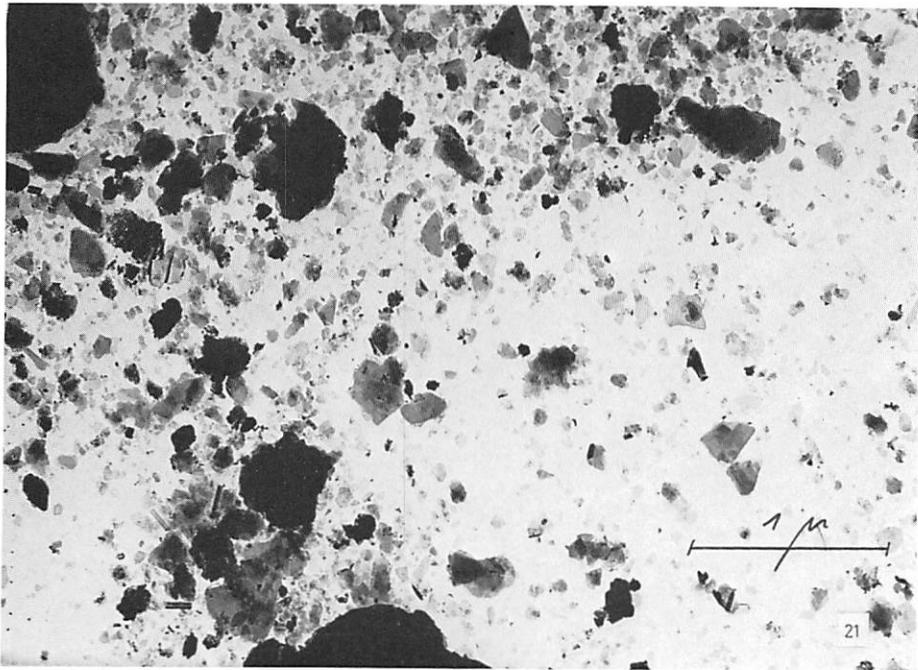
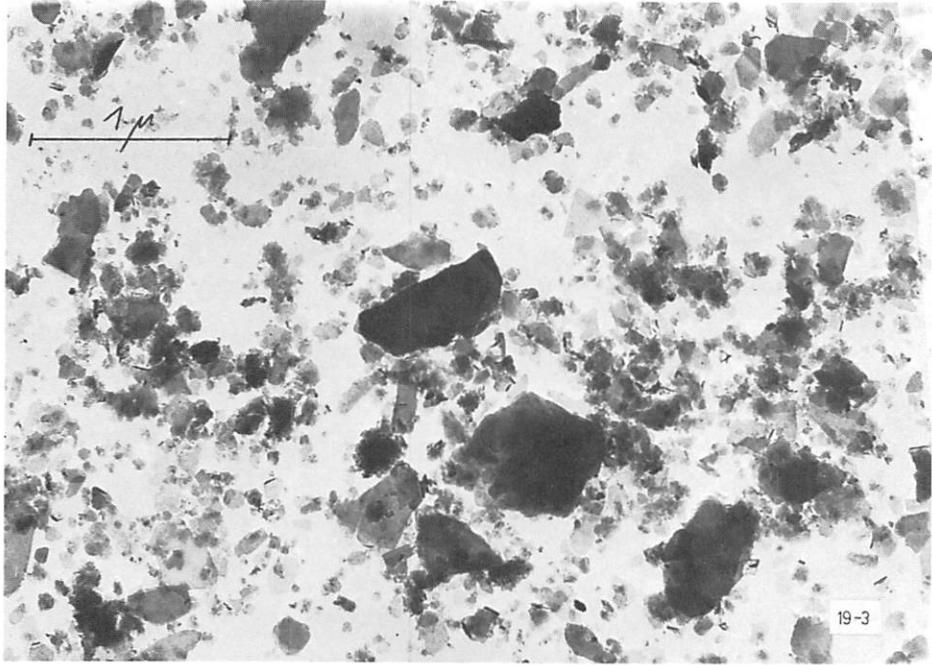


Abb. 19B: Elektronenmikroskopische Aufnahmen: Probe 19-3 und 21

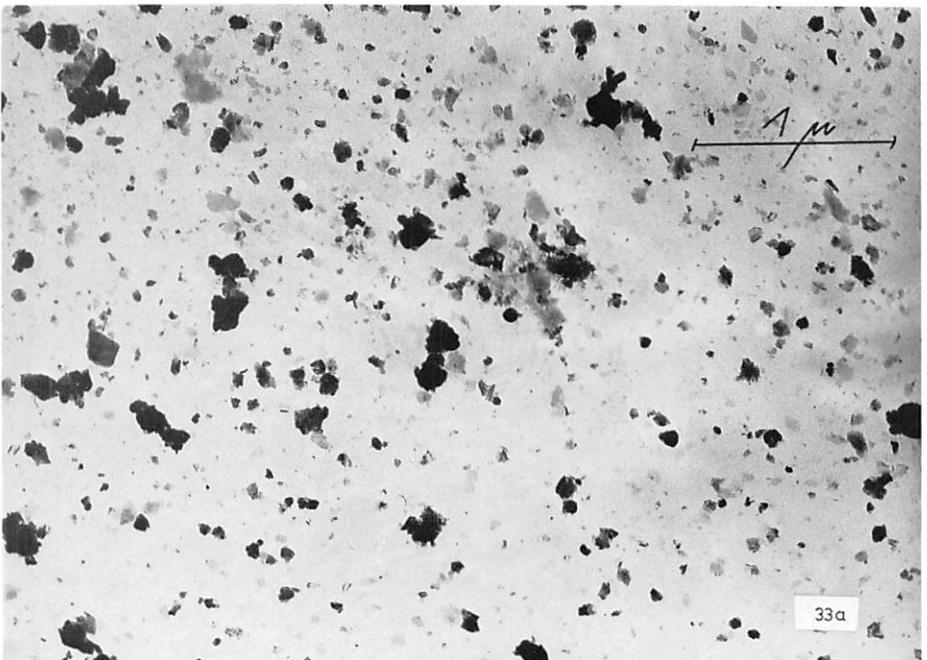
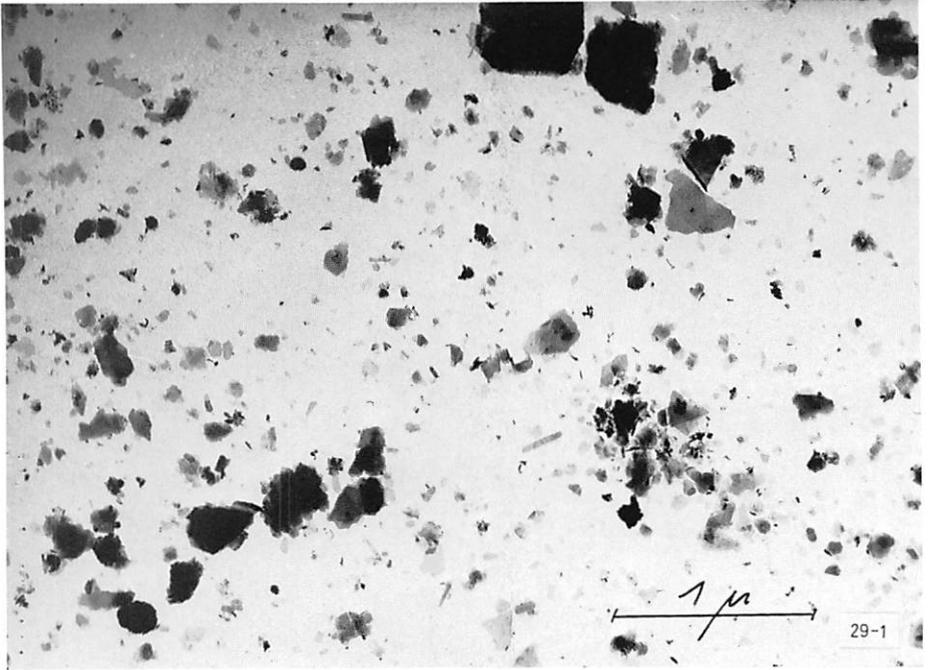


Abb. 19C: Elektronenmikroskopische Aufnahmen: Probe 29-1 und 33a

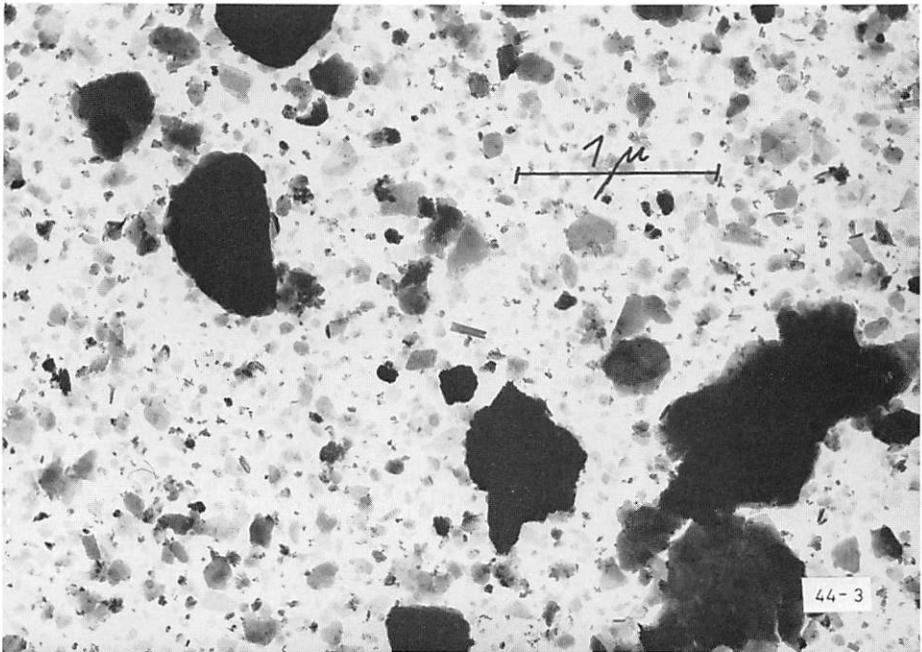
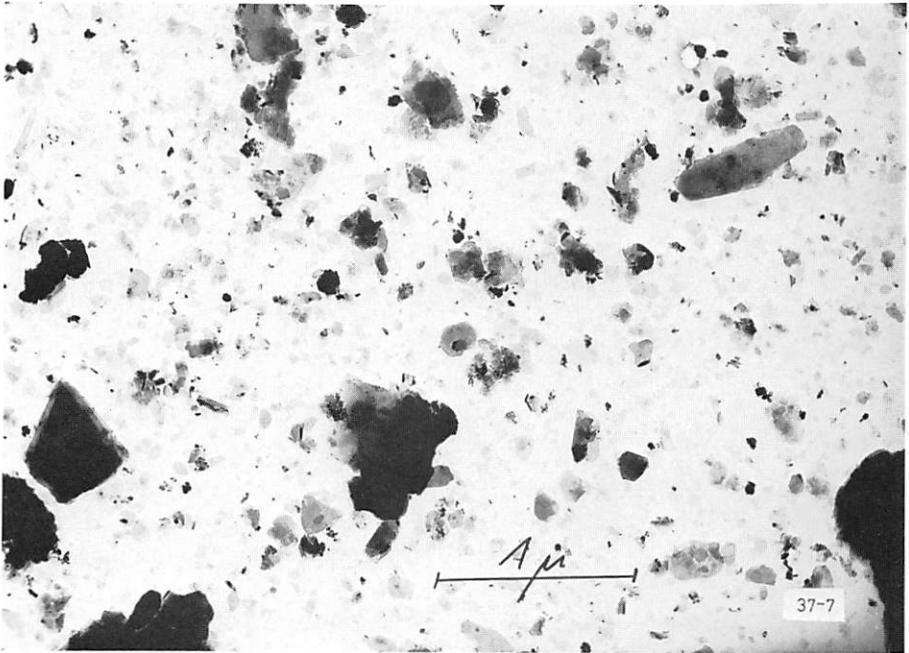


Abb. 19D: Elektronenmikroskopische Aufnahmen: Probe 37-7 und 44-3

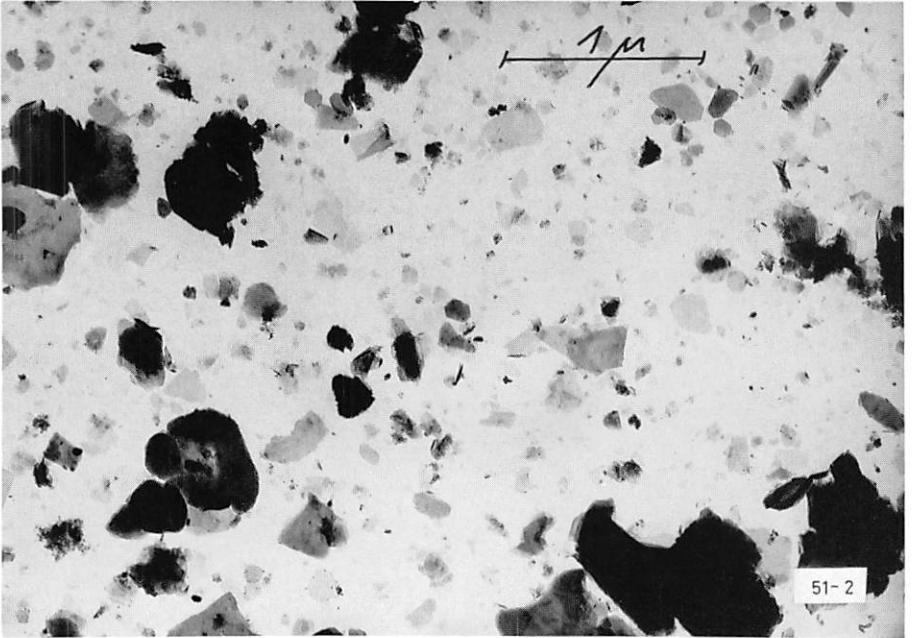


Abb. 19E: Elektronenmikroskopische Aufnahme: Probe 51-2

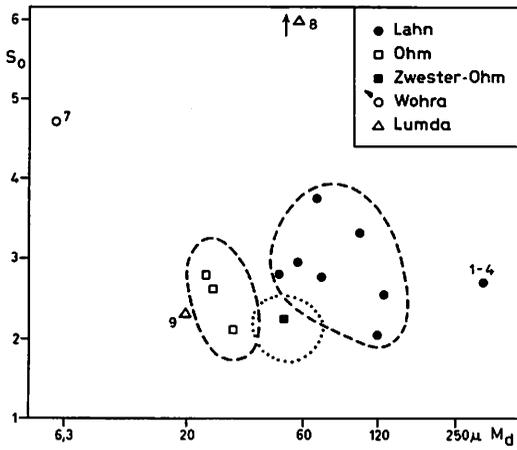


Abb. 20: S_0/M_d -Diagramm der Auelehme

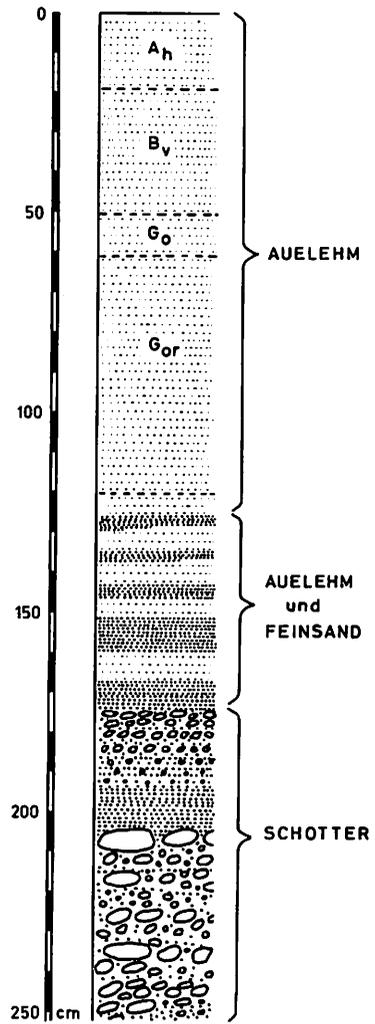


Abb. 21: Schotter-Auelehm-Profil von Marburg-Süd

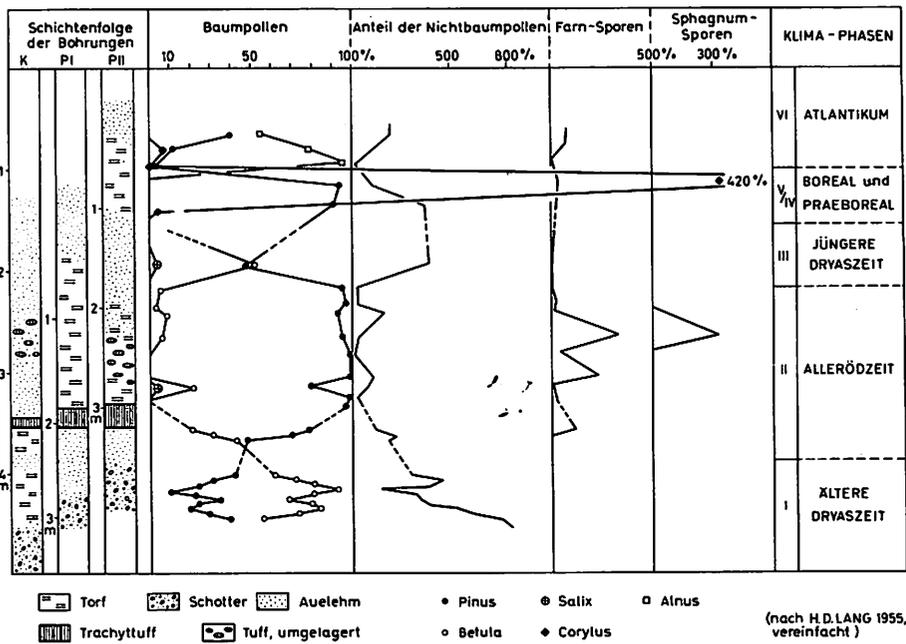


Abb. 22: Pollendiagramm des Allerödprofils aus dem Kirchhain-Amöneburger Becken

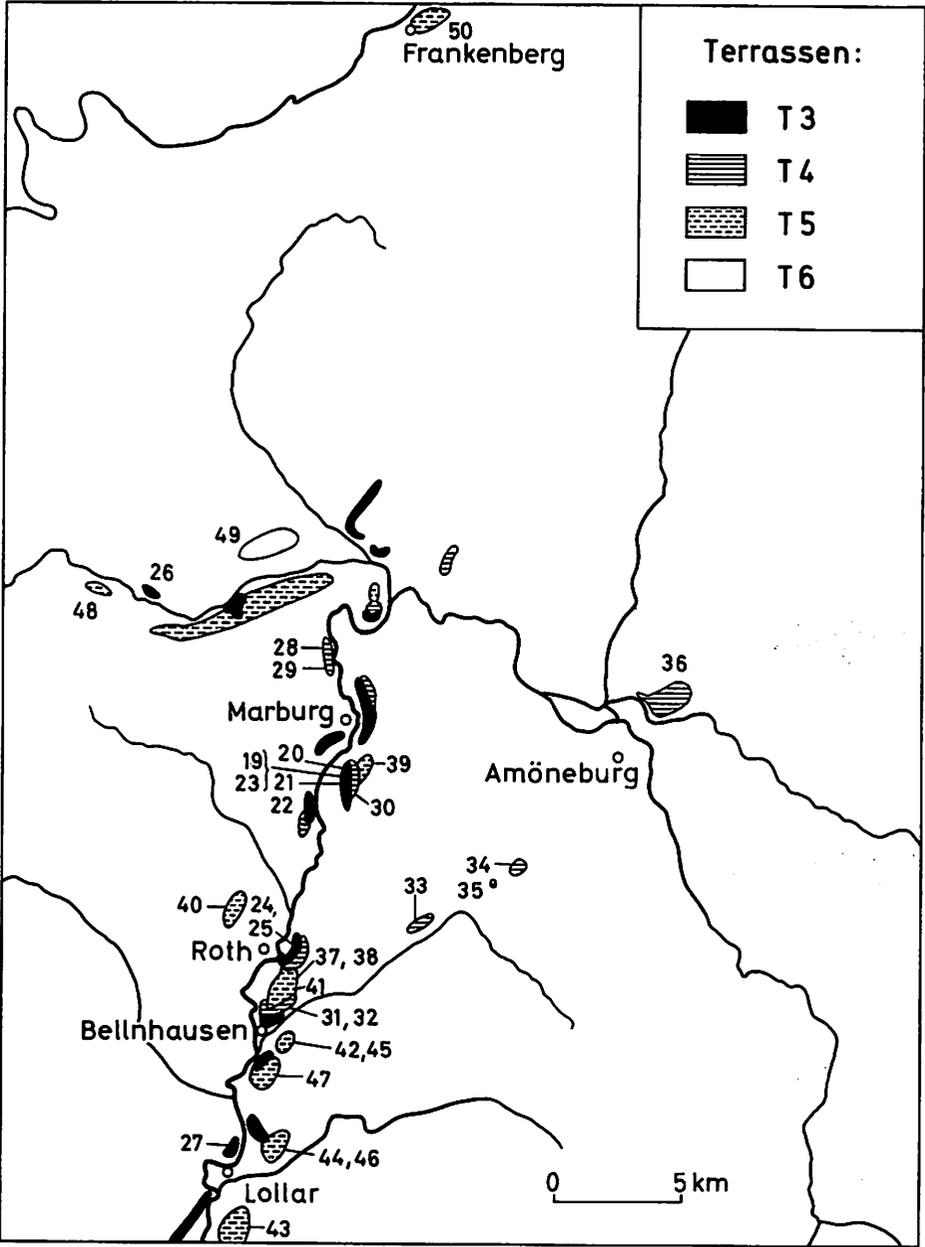


Abb. 23: Verbreitungskarte der T3-, T4-, T5- und T6-Sedimente

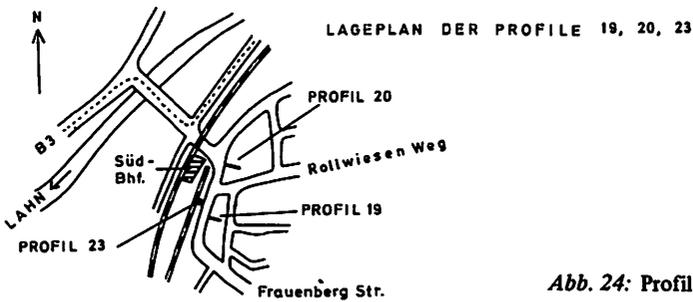
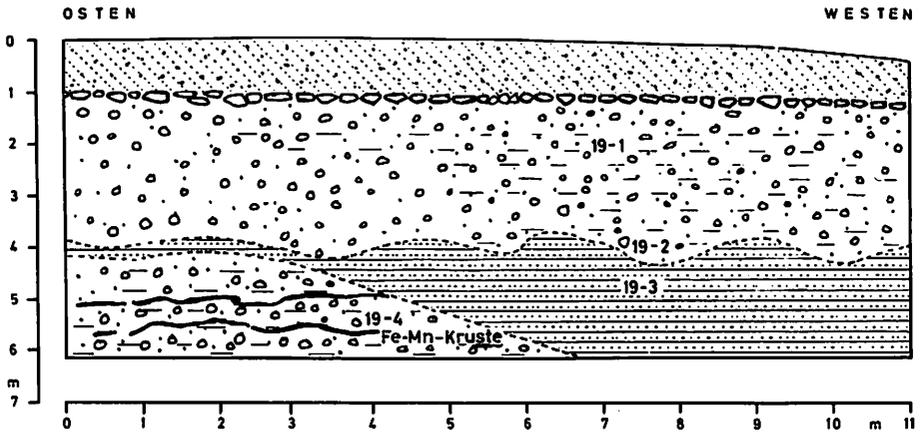


Abb. 24: Profil 19 in Marburg-Süd

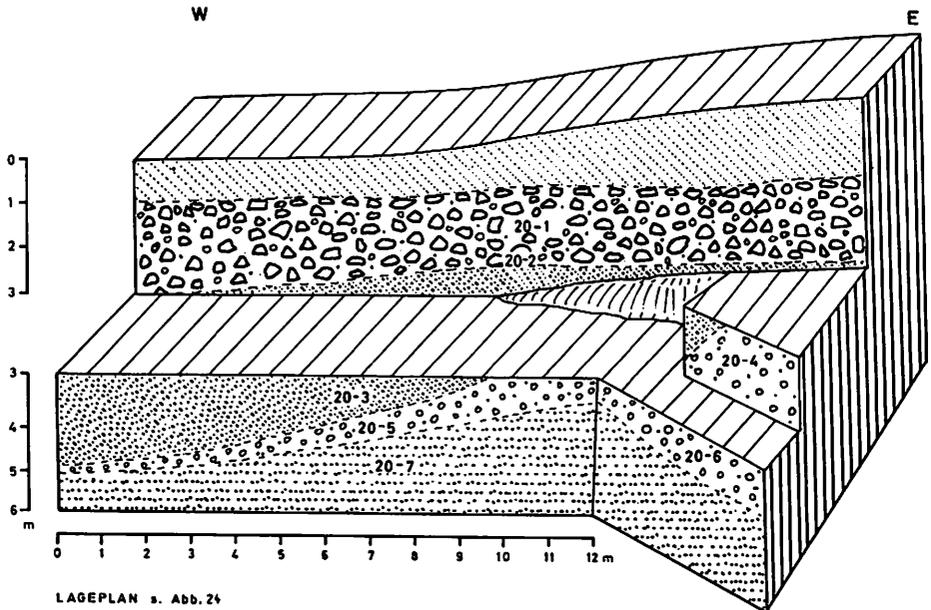


Abb. 25: Profil 20 in Marburg-Süd

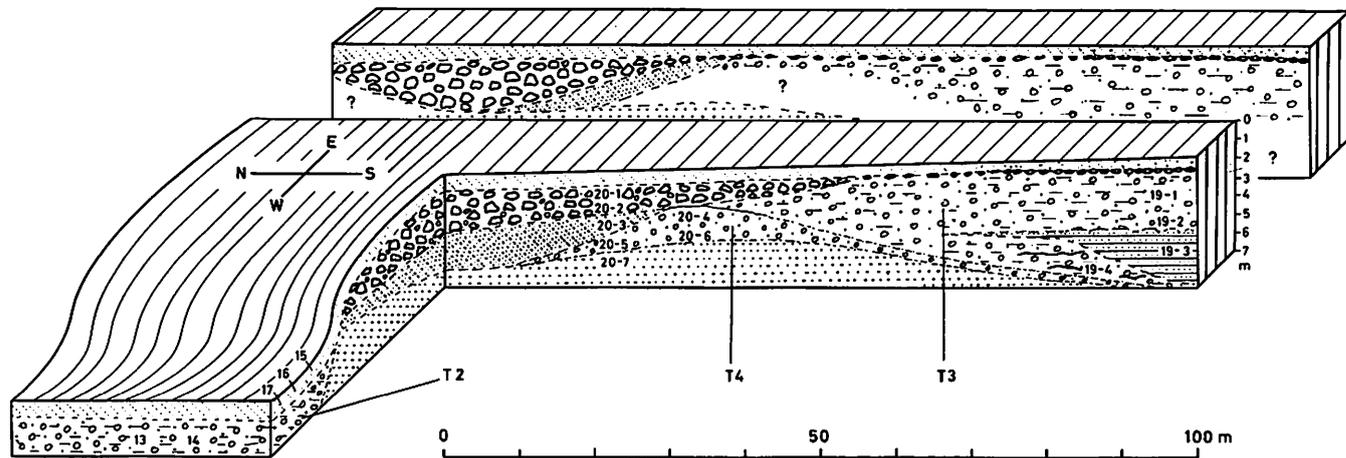


Abb. 26: Schematisches Profil in Marburg-Süd

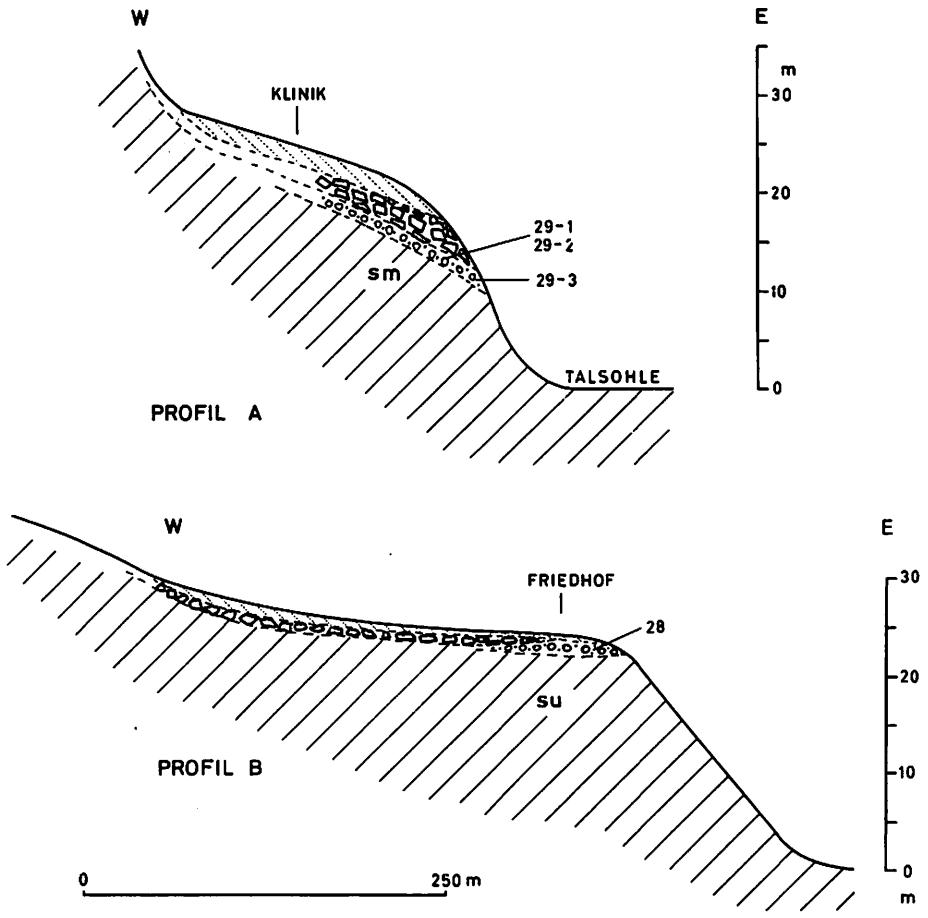


Abb. 27: Profile von Wehrda

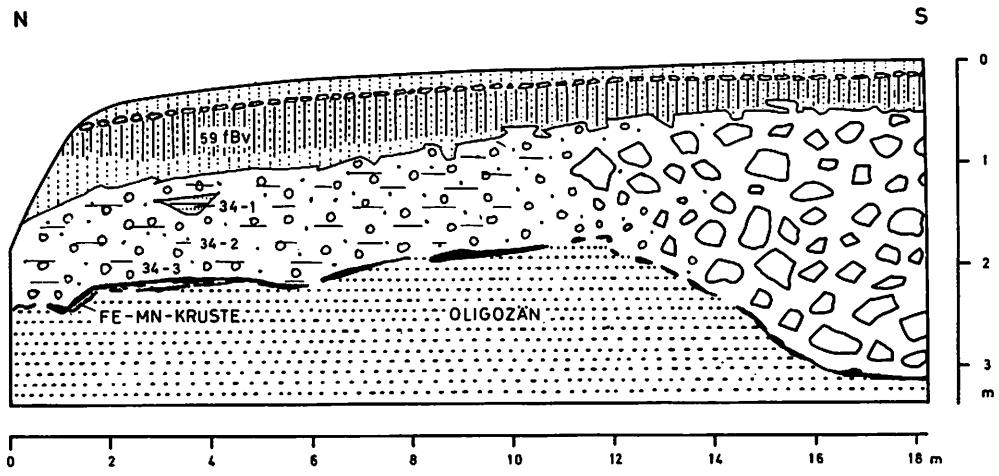
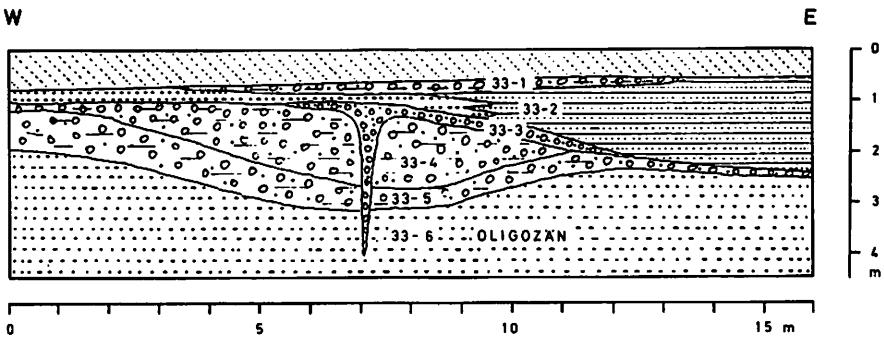


Abb. 28: Profile von Ebsdorf (oben) und Wittelsberg (unten)

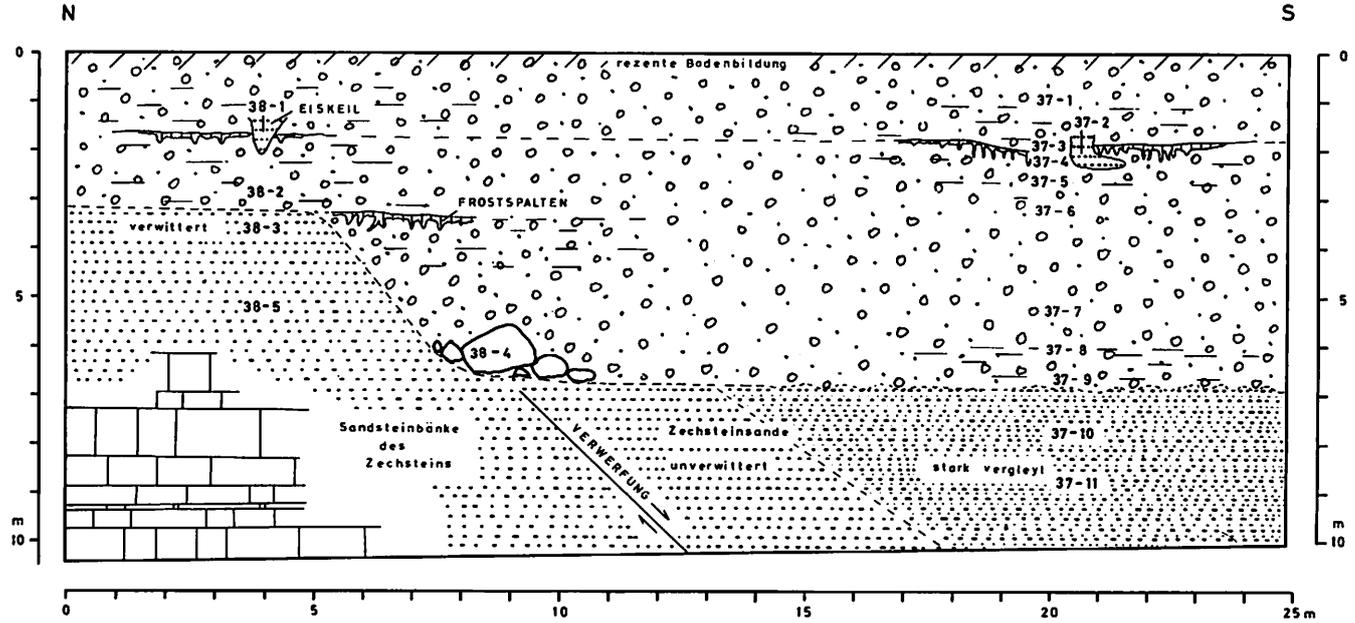


Abb. 29: Profil von Roth

NW

SE

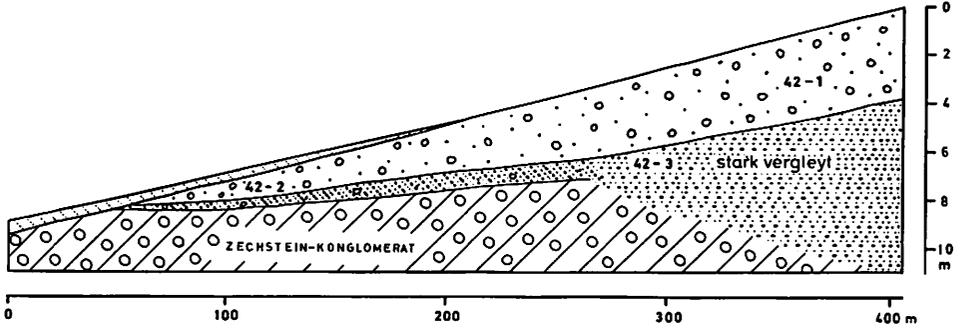


Abb. 30: Profil südlich Sichertshausen (schematisch)

N

S

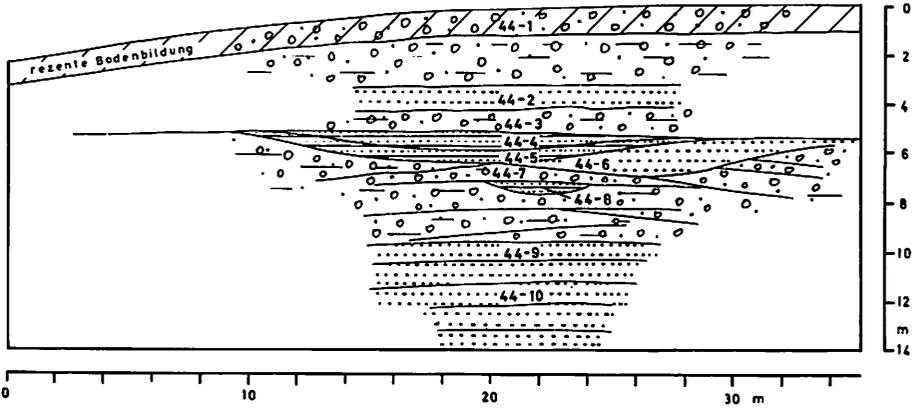


Abb. 31: Profil des Aufschlusses bei Lollar

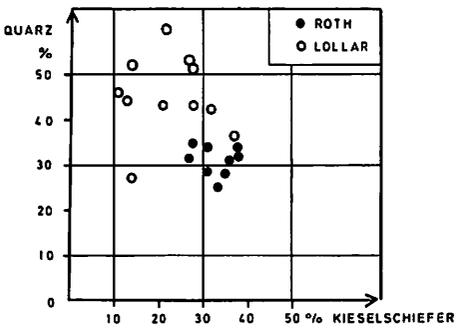


Abb. 32: Quarz/Kieselschiefer-Diagramm der Proben von Roth und Lollar

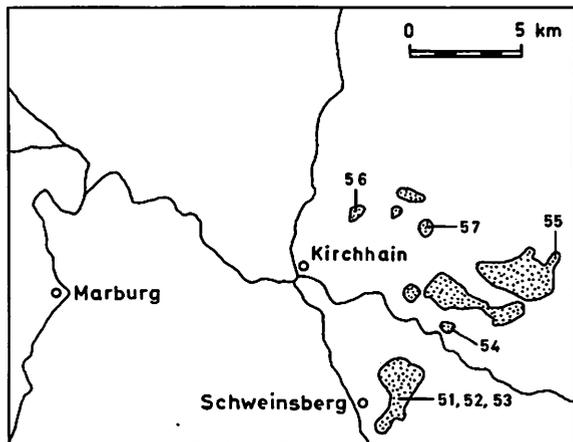


Abb. 33: Verbreitungskarte der jungtertiären, fluviatilen Sedimente

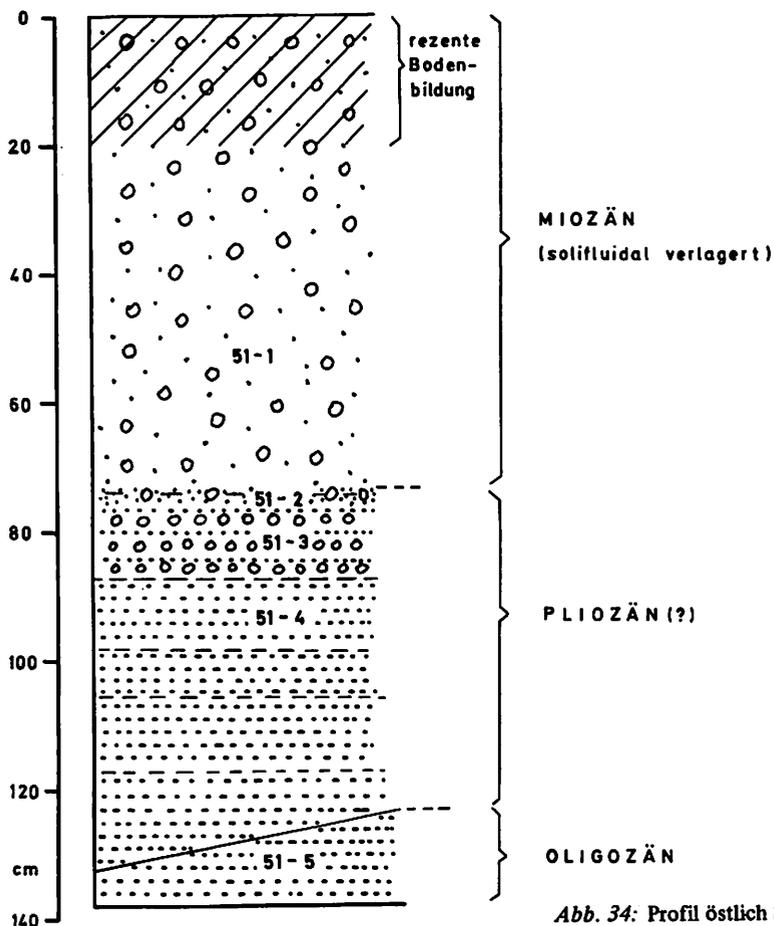


Abb. 34: Profil östlich Schweinsberg

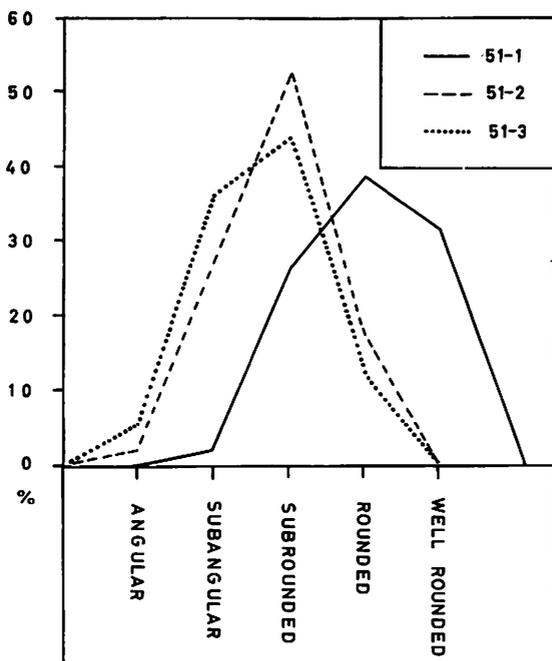


Abb. 35: Rundungsgrad der Sande aus den Schweinsberger Schottern (Quarze 2–1 mm Ø, nach Russel-Taylor-Pettijohn, vgl. G. Müller 1964,108)

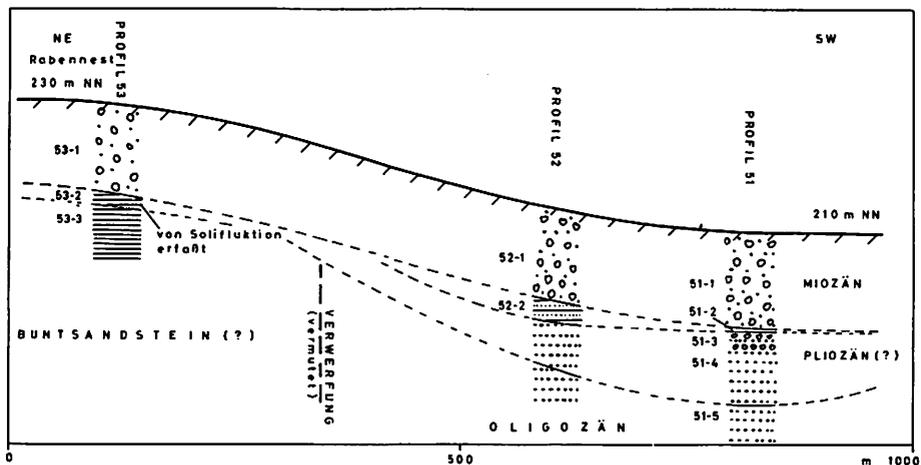


Abb. 36: Schematisches Profil östlich Schweinsberg

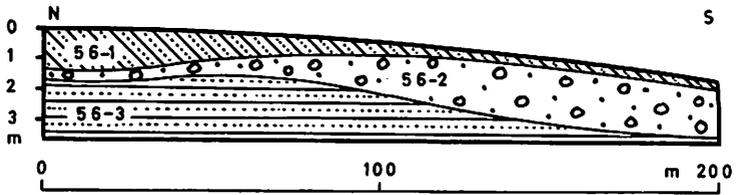


Abb. 37: Profil der Wüstung Bichmannshausen (schematisch)

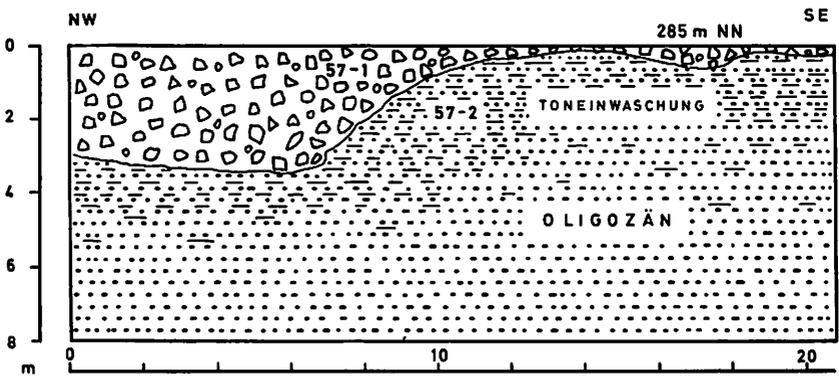


Abb. 38: Profil des Aufschlusses östlich Langenstein

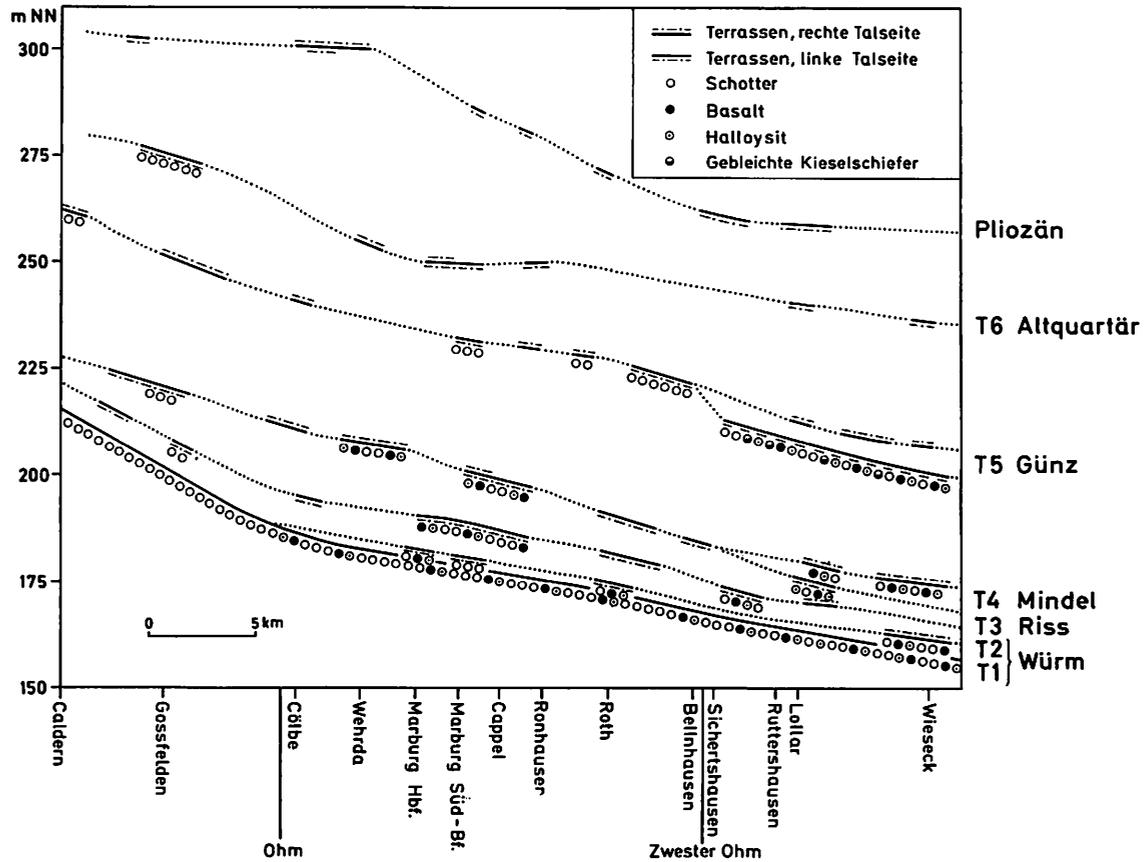


Abb. 39: Terrassenlängsprofil

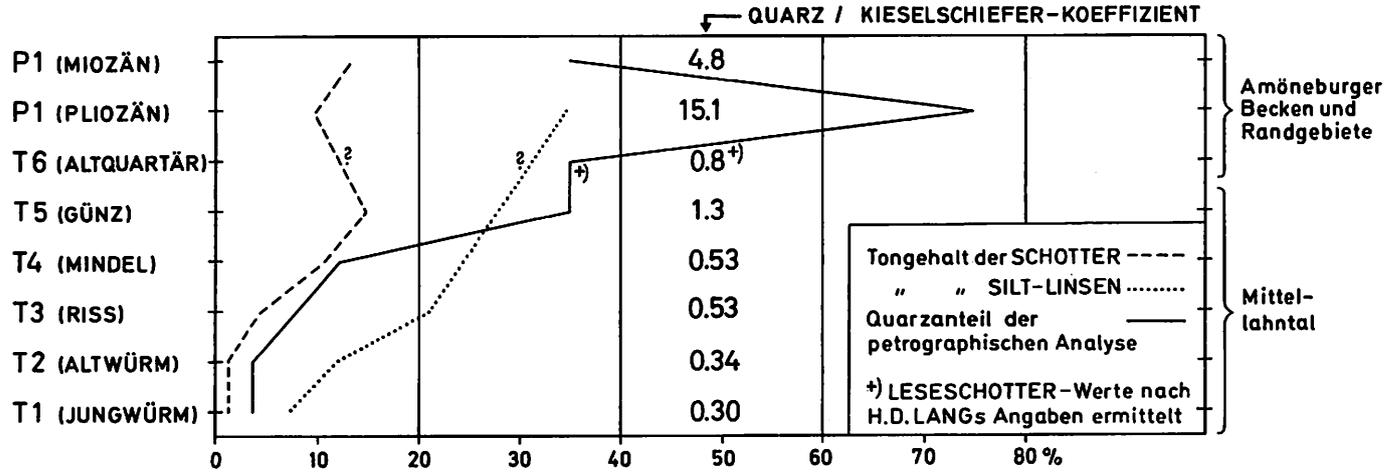


Abb. 40: Quarz/Kiesel-schiefer-Koeffizient und durchschnittlicher Tonanteil und Quarzgehalt der Terrassensedimente

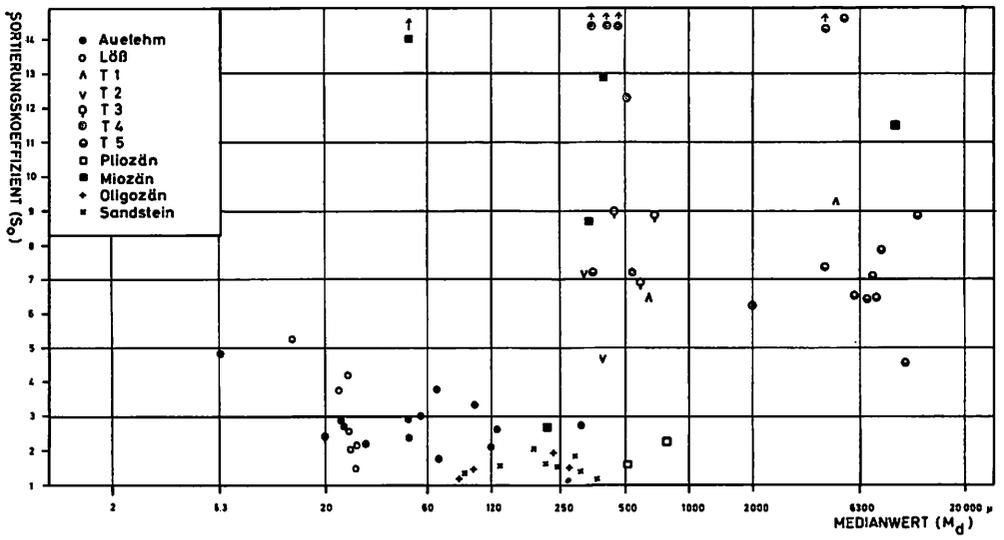


Abb. 41: S_0/M_d -Diagramm

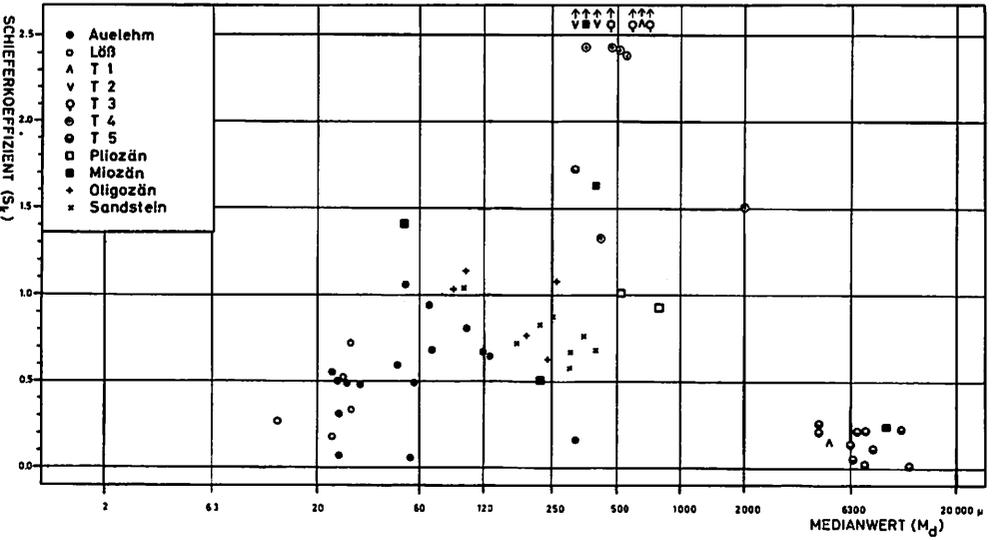


Abb. 42: S_k/M_d -Diagramm

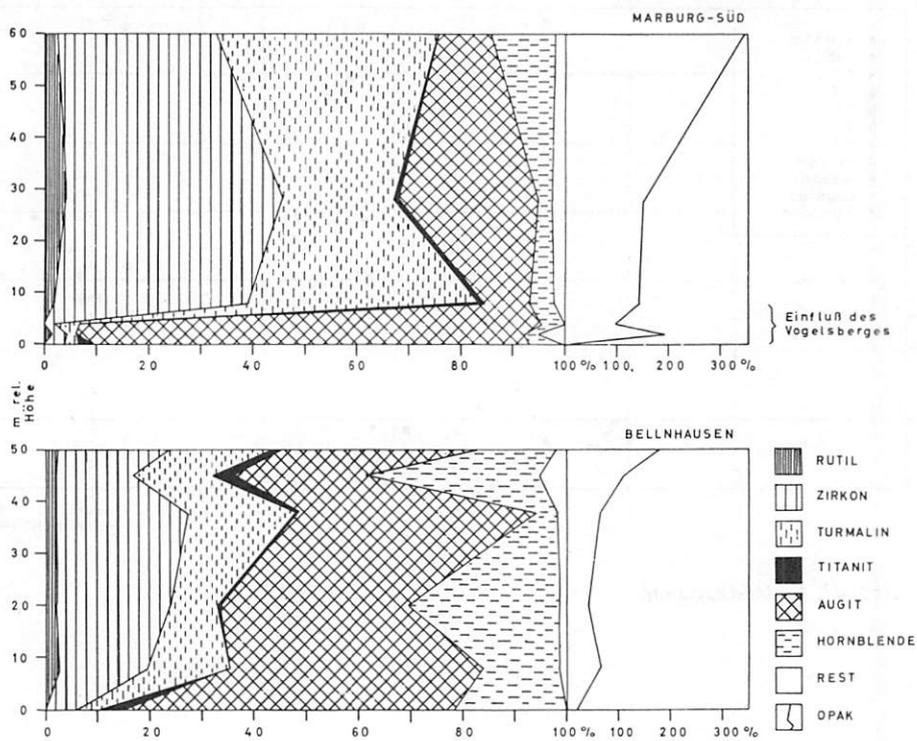


Abb. 43: Schwermineralanalyse der Terrassensedimente (zusammengestellt nach H.D. Lang 1955)

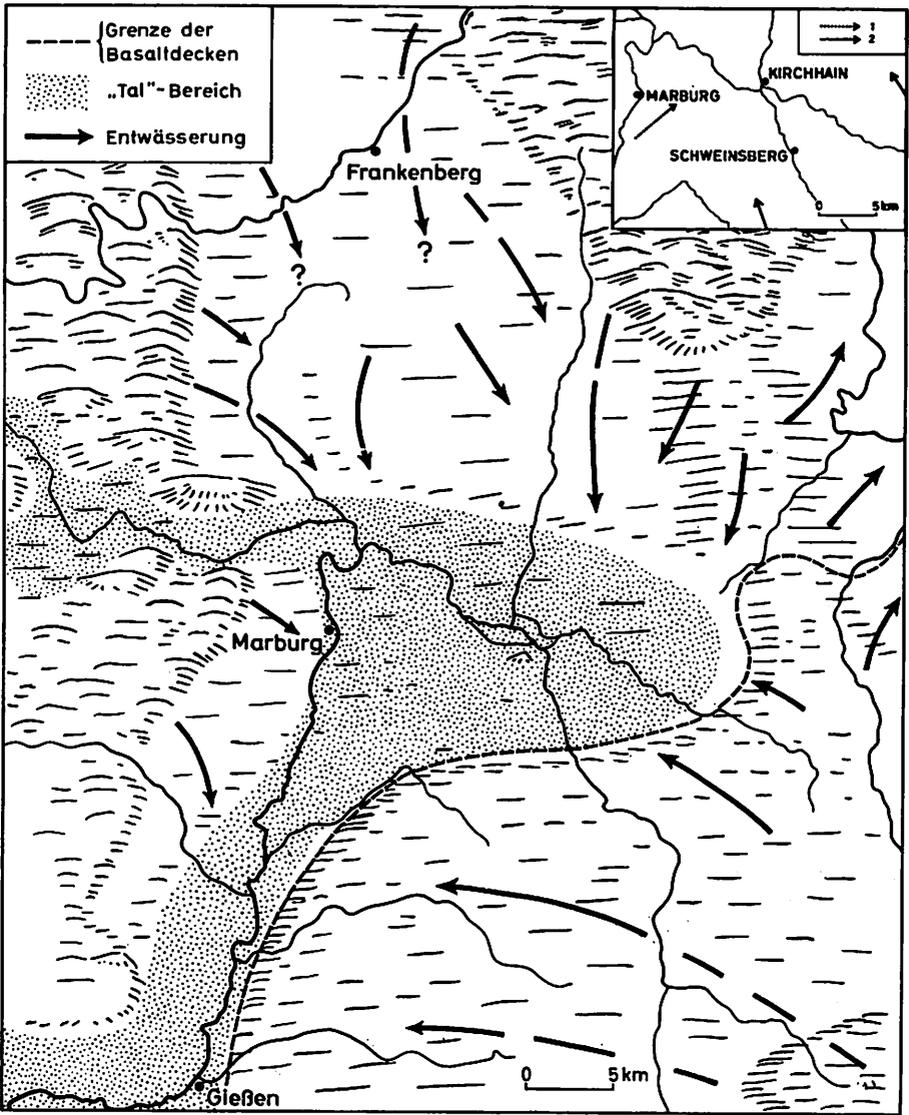


Abb. 44: Jungmiozäne Entwässerung
 Nebenkarte: Frühere Autoren,
 1 = *Blanckenhorn & Kurtz 1930 und Blanckenhorn 1939*
 2 = *Lang 1955*

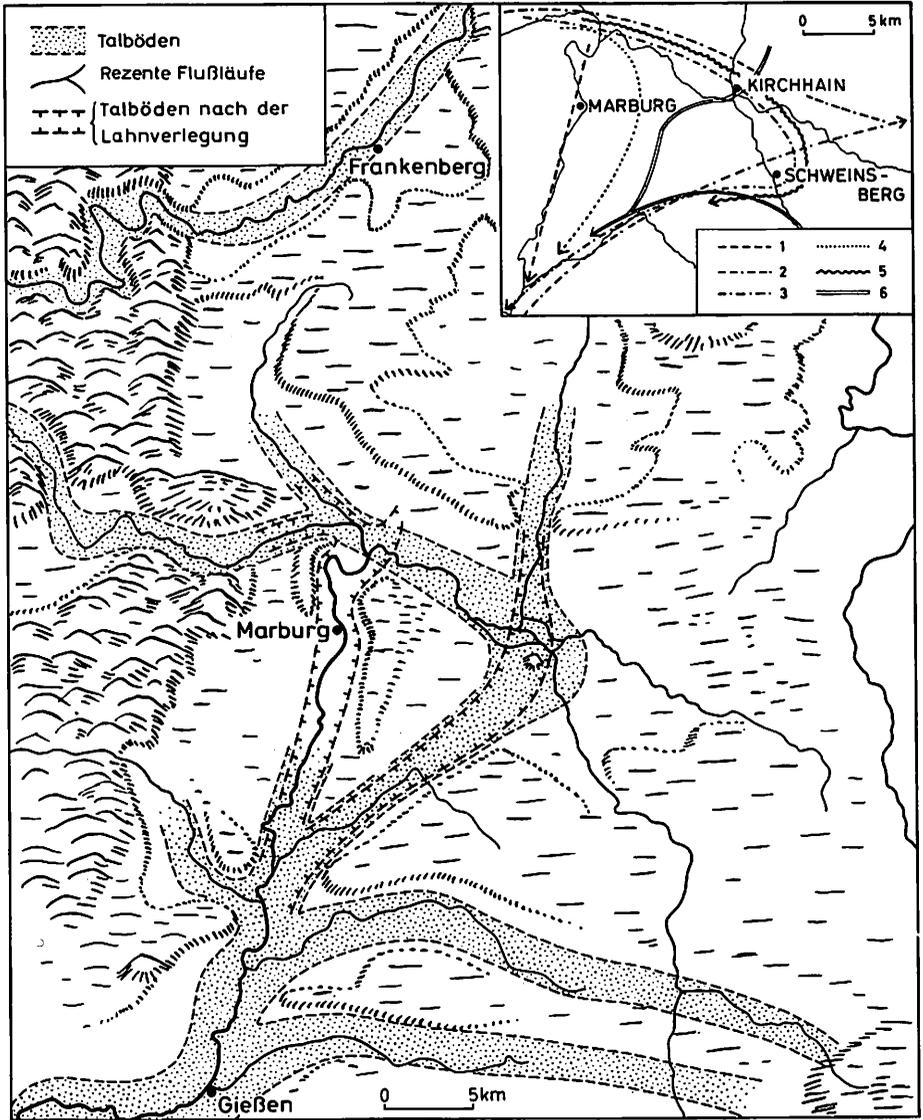


Abb. 45: Pliozäne Entwässerung

Nebenkarte: Frühere Autoren,

1 = *Hummel 1929*

2 =

3 = } *Blanckenhorn & Kurtz 1930, Blanckenhorn 1939*

4 =

5 = *Lang 1955 (Lahn)*

6 = *Lang 1955 (Wohra und Ohm)*

vgl. auch Abb. 2!

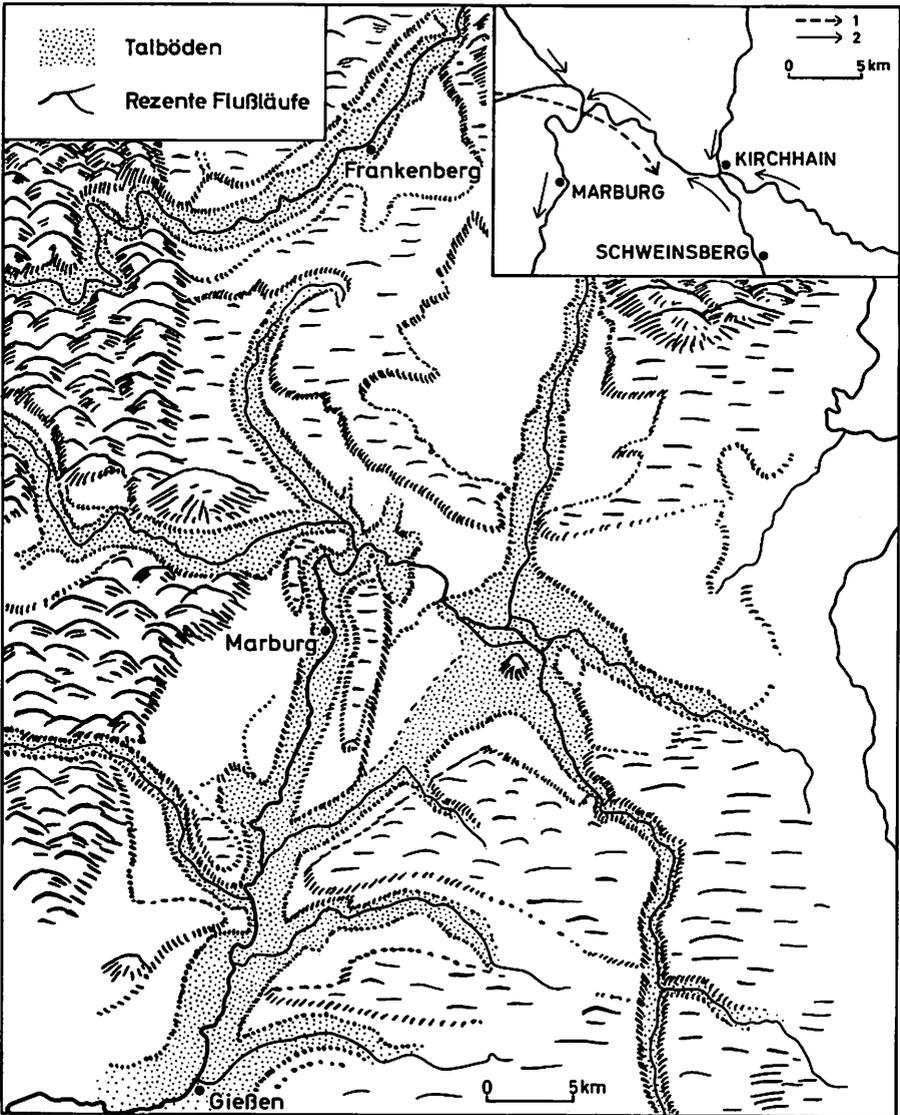


Abb. 46: Altquartäre Entwässerung
 Nebenkarte: Frühere Auroten,
 1 = *Kayser & Paeckelmann 1915 (Altpleistozän)*
 2 = alle anderen Autoren

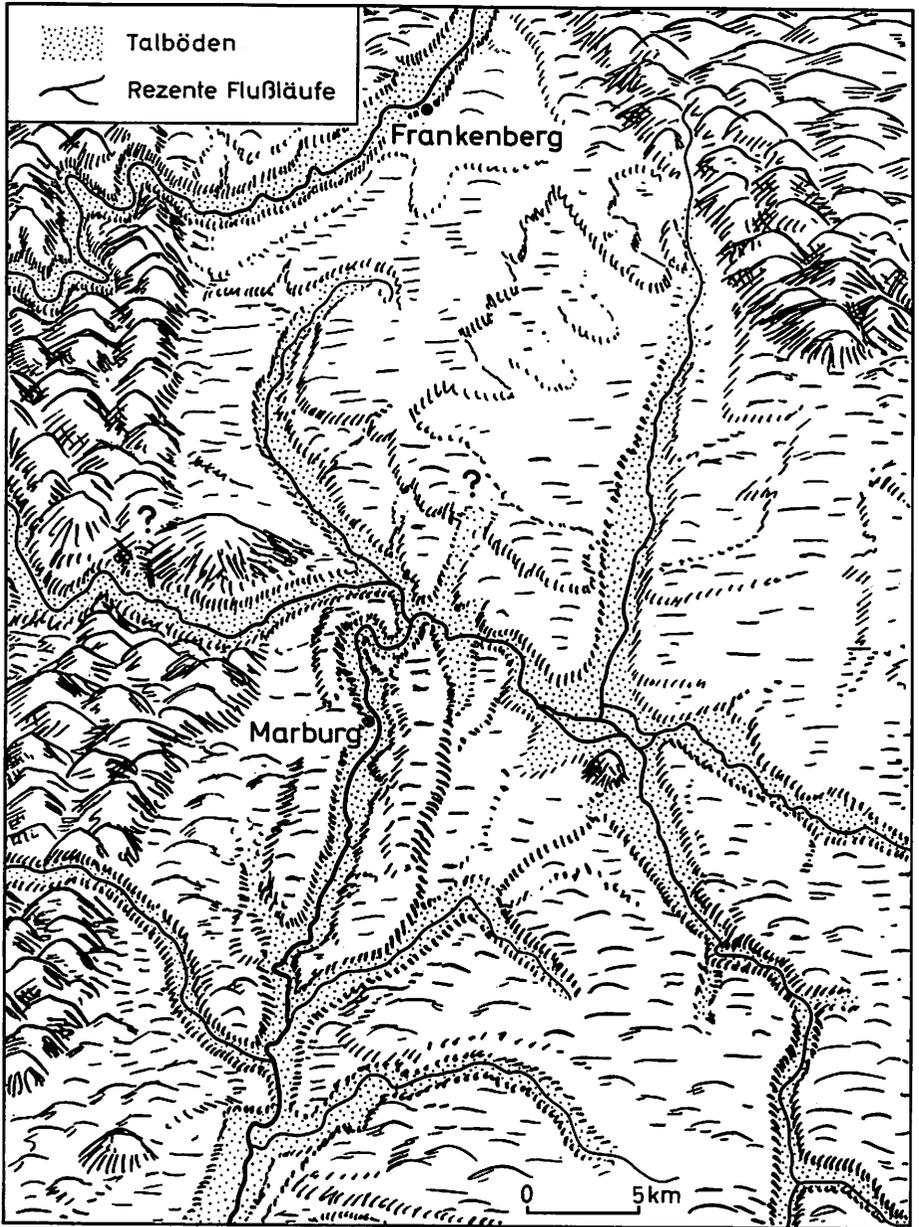
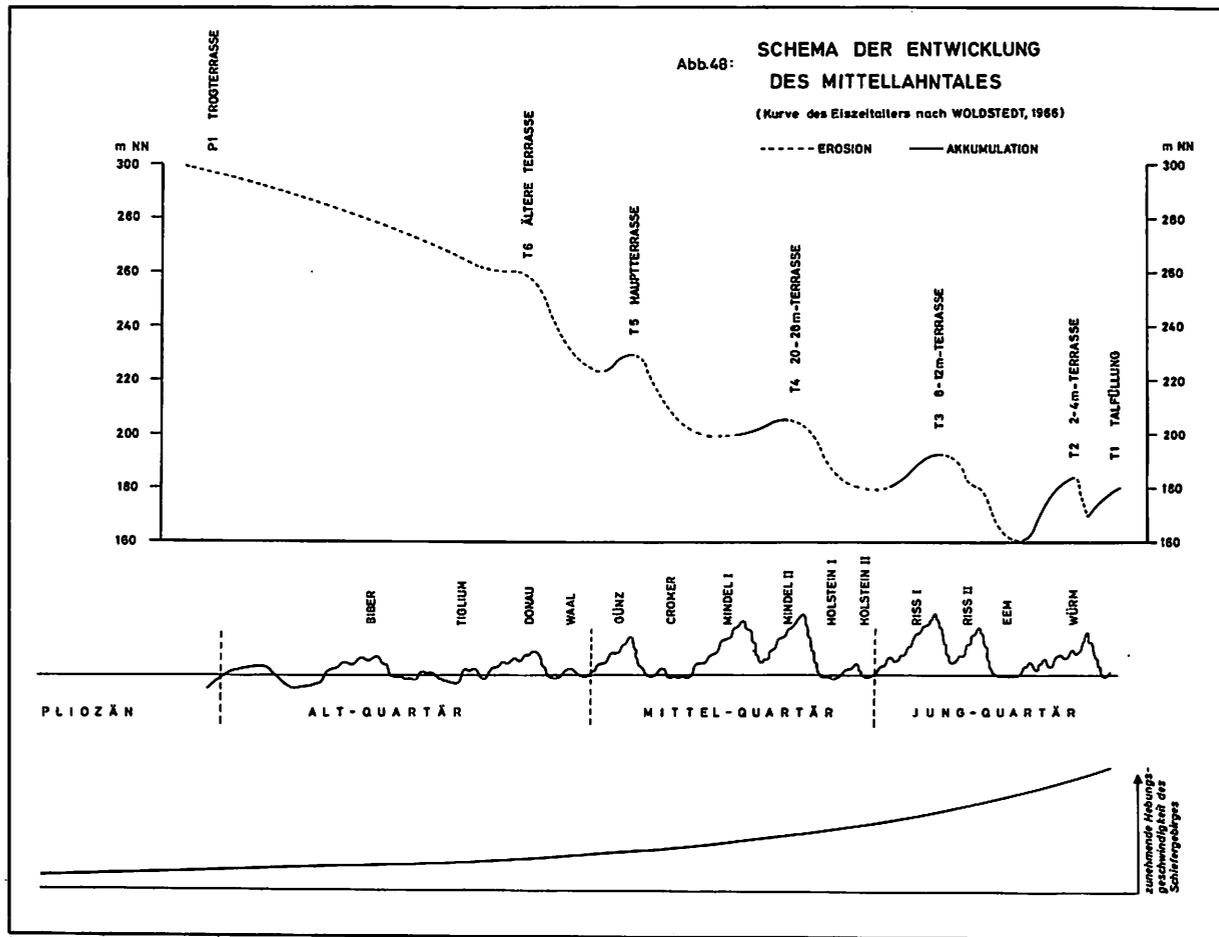
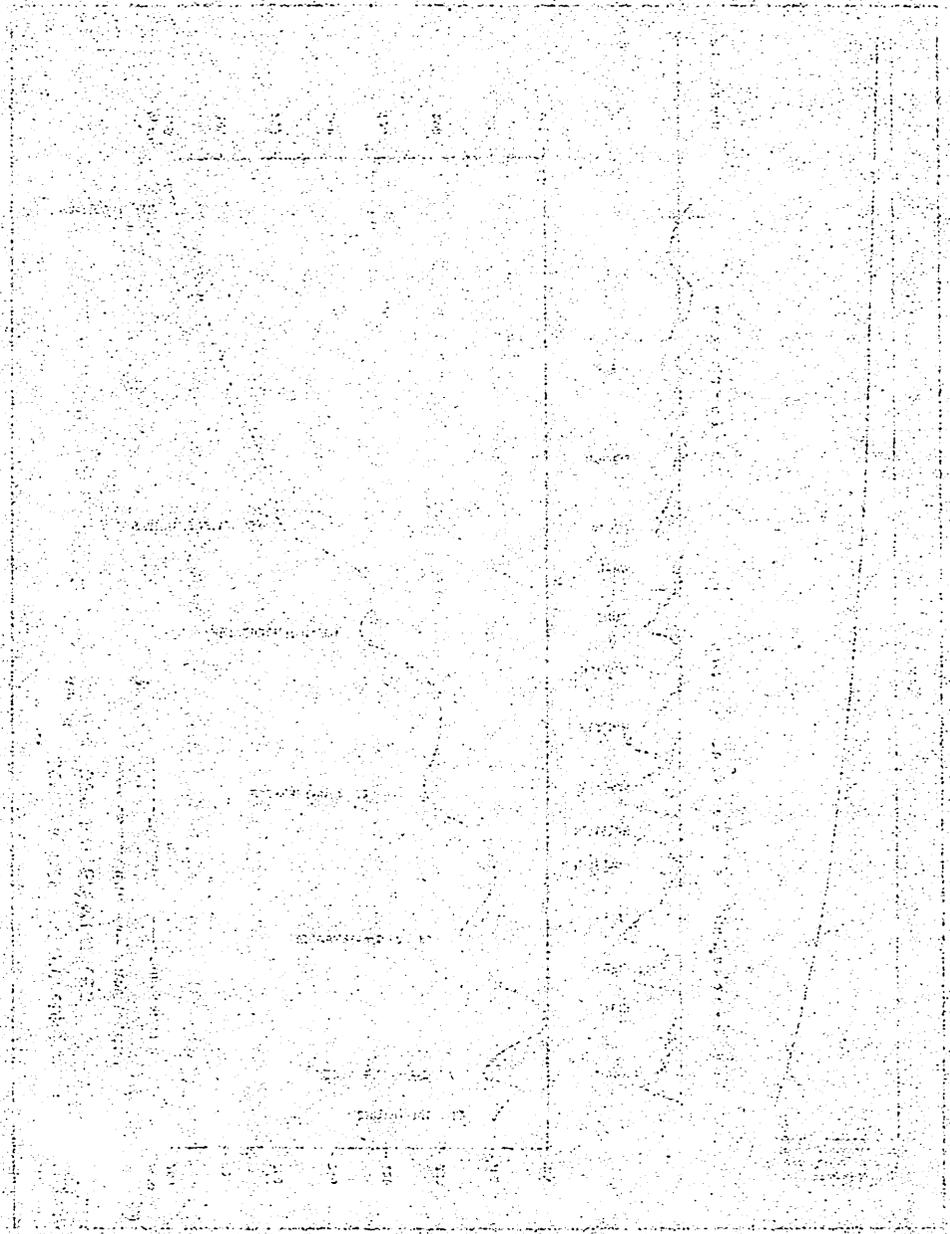
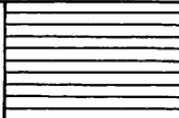
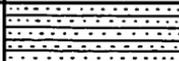
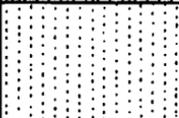
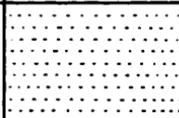
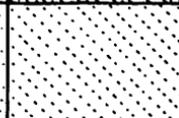
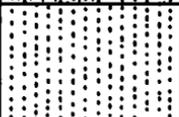
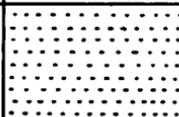
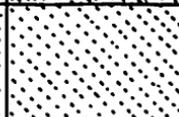
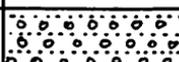
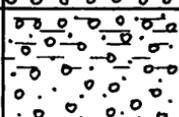


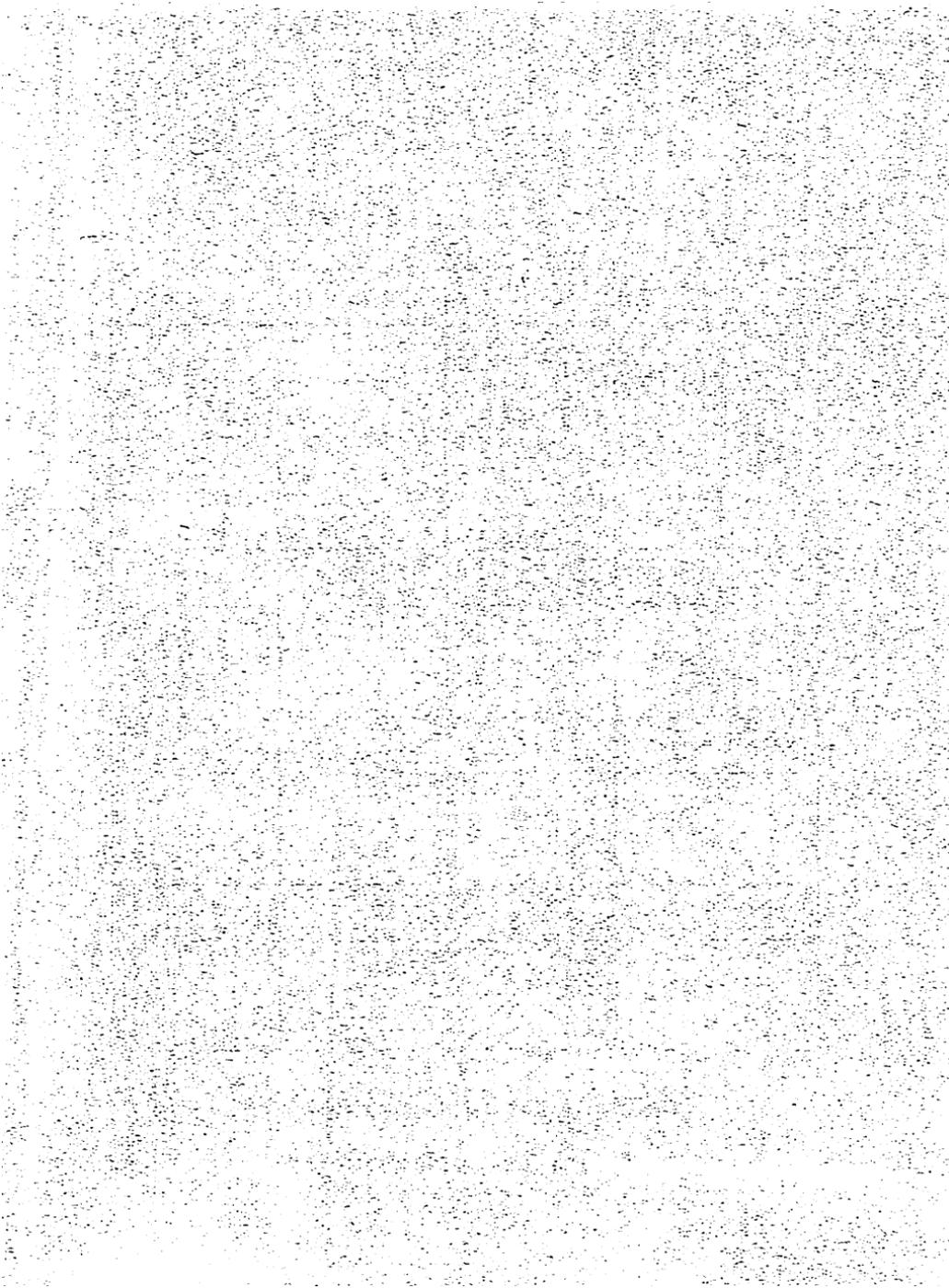
Abb. 47: Entwässerung im ausgehenden Mindelglazial





**Zeichenerklärung für
sämtliche Profildarstellungen**

			TON
			toniger Schluff
			SILT
			schluffiger Sand
			SAND
—			sandiger Kies
—			geschichtet KIES ungeschichtet
—	—		SCHUTT
öolisch	fluviatil	kolluvial	



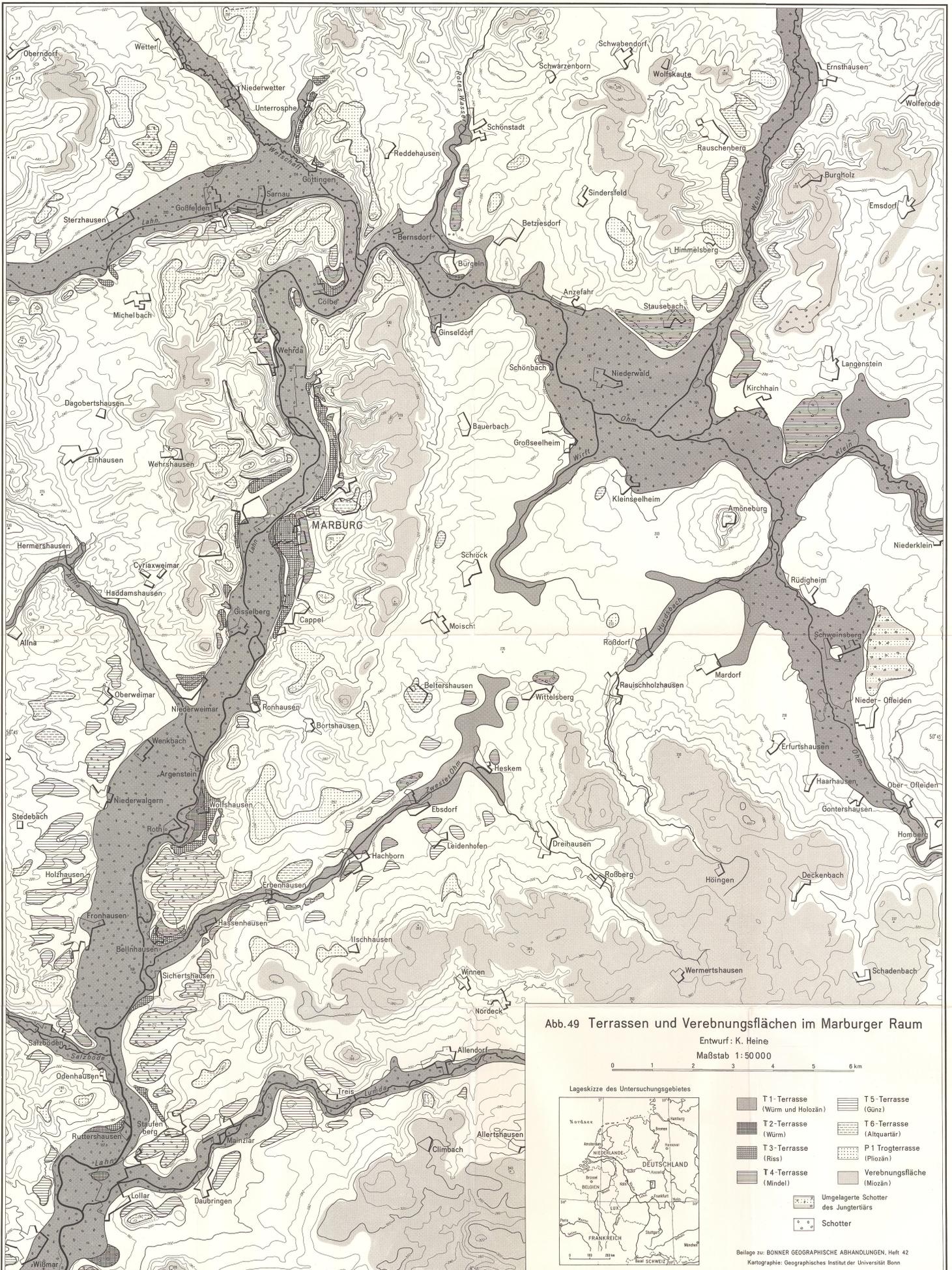
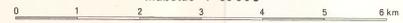


Abb.49 Terrassen und Verebnungsflächen im Marburger Raum

Entwurf: K. Heine

Maßstab 1: 50 000



Lageskizze des Untersuchungsgebietes



- T 1-Terrasse (Würm und Holozän)
- T 2-Terrasse (Würm)
- T 3-Terrasse (Riss)
- T 4-Terrasse (Mindel)
- T 5-Terrasse (Günz)
- T 6-Terrasse (Altquartär)
- P 1 Trogterrasse (Pliozän)
- Verebnungsfläche (Miozän)
- Umgelagerte Schotter des Jungtertiärs
- Schotter