

Z 81/5

MITTEILUNGEN
der
**DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN
GESELLSCHAFT**

Bd. 5

1966

MITTEILUNGEN

der

DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT

Rohdenburg, H. u. Meyer, B.:

ZUR FEINSTRATIGRAPHIE UND PALÄOPEDOLOGIE DES
JUNGPLEISTOZÄNS NACH UNTERSUCHUNGEN AN
SÜDNIEDERSÄCHSISCHEN UND NORDHESSISCHEN
LÖSSPROFILIEN

Rohdenburg, H.:

EISKEILHORIZONTE IN SÜDNIEDERSÄCHSISCHEN
UND NORDHESSISCHEN LÖSSPROFILIEN

Bd. 5

1966

**Im Eigenverlag Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft
Göttingen, von-Siebold-Straße 4**

**Druck und Schreibrsatz: Andreas FUNKE, Offsetdruck
34 Göttingen, Wendenstr. 5b**

Finanzierung aus Eigenmitteln der Autoren

ZUR FEINSTRATIGRAPHIE UND PALÄOPEDOLOGIE
DES JUNGPLEISTOZÄNS NACH UNTERSUCHUNGEN
AN SÜDNIEDERSÄCHSISCHEN UND NORDHESSISCHEN
LÖSSPROFILIEN

von H. Rohdenburg ^{*)} u. B. Meyer ^{**)}

^{*)} jetzt: 63 GIESSEN, Geographisches Institut,
Landgraf-Philipp-Platz 2

^{**)} 34 GÖTTINGEN, Institut für Bodenkunde,
von-Siebold-Str. 4

| | | |
|---------|---|-----|
| 4.2.8 | <u>Die Intensität der Carbonat-Metabolik in den Jungwürm-Böden</u> | 65 |
| 4.2.9 | <u>Anwendungsgrenzen der Methode</u> | 68 |
| 4.3 | <u>VERLEHMUNG UND MINERALVERWITTERUNG</u> | 72 |
| 4.3.1 | <u>Wege der Korngrößen-Verfeinerung und Tonbil- dung</u> | 72 |
| 4.3.2 | <u>Tonbildung durch Glimmerabbau</u> | 73 |
| 4.3.3 | <u>Kryoklastische Korngrößen-Verminderung</u> | 75 |
| 4.3.4 | <u>Methoden und Berechnung</u> | 78 |
| 4.3.5 | <u>Anwendung auf die Mittelwürm- Jungwürm-Folge</u> | 78 |
| 4.3.6 | <u>Kryoklastik, sedimentäre Verschiebung und Ton- bildung in der Altwürm-Mittelwürm-Folge</u> | 82 |
| 4.3.7 | <u>Wandlungen der tonmineralogischen Zusammen- setzung</u> | 85 |
| 4.3.7.1 | Die Zusammensetzung der Tonfraktionen para-primärer Löss | 85 |
| 4.3.7.2 | Veränderungen durch pedochemische Bil- dung von Dreischicht-Tonmineralen | 86 |
| 4.4 | <u>EISENOXIDFREISETZUNG - VERBRAUNUNG</u> | 90 |
| 4.5 | <u>HUMUSBILDUNG</u> | 92 |
| 4.6 | <u>PHYSIKALISCHE CHARAKTERISIERUNG UND STRUKTUR- GENETISCHE UNTERSUCHUNG DER LÖSSPROFILE</u> | 93 |
| 4.6.1 | <u>Bindungsdruck(Hohlraum)-Verteilungsdiagramm</u> | 93 |
| 4.6.2 | <u>Interpretation der Porengrößen-Verteilung in Lössen</u> | 94 |
| 4.6.3 | <u>Hohlraum-Veränderungen durch Kompaktierung</u> | 98 |
| 4.6.4 | <u>Packungsdichte und Luftquellung</u> | 101 |
| 4.6.5 | <u>Volumen-Verteilung in Lößprofilen</u> | 106 |
| 4.6.6 | <u>Permeabilität von Lößprofilen</u> | 111 |
| 4.6.7 | <u>Feldkapazitäts-Messungen</u> | 112 |
| 5 | <u>D I E E R G E B N I S S E</u> | 115 |
| 5.1 | <u>DER LÖSS UND SEINE UMWANDLUNG</u> | 115 |

| | | |
|-----|--|-----|
| 5.2 | <u>DIE STRATIGRAPHISCHE ABFOLGE</u> | 117 |
| 5.3 | <u>VERSUCH EINER KLIMATISCHEN AUSWERTUNG</u> | 123 |
| 5.4 | <u>REGIONALE DIFFERENZIERUNGEN IN DER PROFIL-</u> <u>AUSBILDUNG</u> | 128 |
| 6 | <u>L I T E R A T U R</u> | 131 |

In den Jahren 1961-64 wurden vom Agrikulturchemischen und Bodenkundlichen Institut der Universität Göttingen (Direktor: Prof. Dr. Dr. h. c. F. Scheffer) umfangreiche stratigraphische, pedologische und sedimentologische Untersuchungen an niedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen durchgeführt. Diese Arbeiten hatten einerseits das Ziel, die Lößboden-Untersuchungen *) des Instituts fortzuführen und auf eine breitere Basis zu stellen, da sich gezeigt hatte, daß für die genetische Deutung holozäner Böden die Kenntnis pleistozäner Vorgänge und Bildungen eine wesentliche Voraussetzung ist. Andererseits wurde für die geomorphologische Untersuchung von jungquartären Hangschuttdecken im Göttinger Raum **) die Erarbeitung eines stratigraphischen Grundgerüsts notwendig, wozu wiederum die Kenntnis rezenter und fossiler Lößböden notwendig war.

Ein kurzer Abriß der Stratigraphie anhand eines vereinfachten Sammelprofils ist in der Arbeit von SCHÖNHALS, ROHDENBURG u. SEMMEL (1964) enthalten, in der die Ergebnisse eines gemeinsamen Profilvergleichs (Bereisungen im Jahr 1963) niedergelegt sind. In der stratigraphischen Terminologie folgen wir dem Vorschlag von WOLDSTEDT (1962): als Altwürm wird der Abschnitt vom ersten Auftreten kaltzeitlicher Umlagerungen bis zur Obergrenze der Humuszonen bezeichnet, Mittelwürm und Jungwürm werden durch den Boden des Paudorfer Interstadials getrennt.

D I E G R U N D L A G E N D E R S T R A T I G R A P H I S C H E N U N T E R S U C H U N G E N

Das Ziel stratigraphischer Untersuchungen besteht in der Regel nicht in einer - wenn auch noch so detaillierten - Beschreibung von Einzelprofilen, sondern im Vergleich der Schichtserien verschiedener Profile mit dem Bestreben, deren Gemeinsamkeiten her-

*) MEYER (1955), KALK (1956), SCHEFFER, MEYER u. KALK (1958), MEYER, KALK u. FÖLSTER (1962), FÖLSTER, KALK u. MEYER (1963)

**) ROHDENBURG (1965a), ROHDENBURG (1965b)

auszustellen.

Da in den untersuchten Lößprofilen ein mehrfacher Wechsel von Sedimentations- und Bodenbildungsphasen beobachtet werden kann, lassen sich zwei grundsätzlich verschiedene Arbeitswege des stratigraphischen Vergleichs unterscheiden:

1. Mit der Anwendung sedimentpetrographischer Methoden wird eine eingehende Charakterisierung der Sedimentationsphasen angestrebt, wobei
 - a) die Mineralzusammensetzung durch mineraloptische Verfahren - die sich allerdings meistens auf die Schwermineralfraktion beschränken - untersucht wird und
 - b) die Sedimentationsart durch Korngrößen- und Gefüge-Analysen erschlossen werden kann.
2. Mit pedologischen Methoden können dagegen nur die Abschnitte mit stärkerer Pedogenese, d.h. bei fehlender oder stark verminderter Lößsedimentation bearbeitet werden. Die makromorphologische Untersuchung im Aufschluß wird ergänzt durch bodenmineralogische, bodenchemische und bodenphysikalische Laboruntersuchungen, wobei neben mikromorphologischen Gefügeanalysen (im Dünnschliff), Analysen des Mineralgehaltes - hier vorwiegend der Leichtminerale -, der Korngrößen-Verteilung, des Gehaltes sowie der Verteilung von Humus, Calciumcarbonat und Eisen als wichtigste Verfahren zu nennen sind.

Es zeigte sich, daß den pedologischen Methoden für den stratigraphischen Profilvergleich zunächst eindeutig der Vorrang vor der sedimentpetrographischen Arbeitsweise eingeräumt werden mußte. Beim makromorphologischen Profilvergleich im Gelände konnten nämlich charakteristische Paläoböden festgestellt werden, die in der Schichtfolge nur einmal auftreten und somit als stratigraphische Leithorizonte verwendet werden können. Andere Böden sind zwar in ähnlicher Ausbildung mehrfach vertreten, dann aber auf bestimmte Abschnitte beschränkt, oder sie treten in einer charakteristischen Abfolge auf und besitzen dann ebenfalls stratigraphische Bedeutung. Die makromorphologisch gewonnenen Befunde konnten durch die im Labor durch-

geführten, eingehend vergleichend-bodenanalytischen Arbeiten bestätigt werden.

Diese Laboruntersuchungen ergaben aber auch, daß das primäre Lößmaterial verschiedener Lößpakete des gleichen Profils eine recht ähnliche Zusammensetzung besessen hat, daß also bislang keine durch mehrere Profile durchgehenden sedimentologischen Charakteristika aufgefunden werden konnten. Die einzige Ausnahme ist das im hochglazialen Lößpaket wj 3γ liegende Tuffband. Dieses ist jedoch im Arbeitsgebiet nur noch so geringmächtig, daß es in vielen Profilen nur deshalb gefunden wurde, weil seine Lage anhand der gut ausgeprägten Bodenabfolge "vorhergesagt" werden konnte, woraus sich wiederum eine exakte Bestätigung der Bodenstratigraphie ergibt^{*)}. Die Laborarbeiten ergaben weiter, daß es äußerst schwer sein dürfte, eine für alle Schichten bzw. Horizonte eines Lößprofils gültige sedimentpetrographische Bezugsbasis von hinreichender Konstanz zu finden, da in bestimmten Horizonten nicht nur die Carbonate, Glimmer usw. angegriffen, sondern Feldspäte und auch Quarze frostmechanisch stark zerkleinert werden. Das Quarz - Feldspat - Verhältnis spiegelt somit oft nicht sedimentologische Unterschiede wider, sondern kann z.T. als Indikator für bestimmte Vorgänge der Mineralverwitterung Verwendung finden.

Weitere Schwierigkeiten für eine sedimentpetrographisch ausgerichtete Lößstratigraphie haben eine sedimentologisch-geomorphologische Ursache. Während nämlich die Paläoböden in sedimentologischen Ruheperioden gebildet wurden und somit an verschiedenen Standorten relativ große Ähnlichkeit aufweisen können, erfolgte die Lößakkumulation in Perioden mit sehr viel stärkerer und sehr differenzierter Morphodynamik (Akkumulation bzw. Abtragung, die in Formveränderungen der Erdoberfläche resultieren). Die Standortsabhängigkeit der Ausbildung von Lößpaketen ist infolgedessen viel größer als bei den eingeschalteten Böden. Mit sedimentologischen Methoden lassen sich die bei der stratigraphischen Arbeit stets zu berücksichtigenden Schichtlücken nur ihrer Lage nach,

^{*)} Auf diese Weise wurde das dort nur noch 1/2 mm dünne Tuffband auch in Südniedersachsen gefunden (Lößgrube Elvershausen, bei einer Exkursion mit Herrn Dr. S. Merkt, Hannover).

aber nicht in Bezug auf ihre Bedeutung festlegen. Diese ergibt sich, da im Arbeitsgebiet keine Standorte mit ständiger Superposition durch die gesamte Würm-Kaltzeit bestanden, nur aus einem Vergleich mit der vergleichend-typologisch ermittelten Standard-Bodenabfolge.

Die Grenzen der paläopedologisch begründeten Lößstratigraphie liegen dort, wo durch zu starke Morphodynamik alle charakteristischen Böden abgetragen oder unkenntlich geworden sind oder wo diese Böden infolge stark abweichender Standortsverhältnisse atypisch ausgebildet sind, wie z.B. in Profilen mit sehr starker Feuchtüberprägung. Es ist zu hoffen, daß neben dem erwähnten Tuffband weitere sedimentologische Eigenheiten bestimmter Profilschnitte gefunden werden, damit auch bislang nicht sicher ansprechbare Profile in die Standard-Abfolge eingeordnet werden können. Die meisten Aussichten auf Erfolg werden von der Löß-Pollenanalyse zu erwarten sein (FRENZEL 1964).

Bei den makromorphologischen Aufschlußuntersuchungen wurden die in der Bodenkunde für rezente Böden üblichen Untersuchungsverfahren sowie Horizont- und Typenbegriffe benutzt. Viele der in den Lößprofilen enthaltenen Böden können jedoch nur morphologisch beschrieben, aber aufgrund des bisherigen Schrifttums über Böden der höheren Breiten Nord-Eurasiens und Nordamerikas nicht befriedigend bodengenetically gedeutet und deshalb auch nicht ökologisch ausgewertet werden.

Die im Labor durchgeführten analytischen Untersuchungen hatten also eine doppelte Aufgabe, nämlich einmal die stratigraphischen Ergebnisse der Feldarbeit zu sichern und zu ergänzen und zum andern, zur bodengeneticalen Deutung beizutragen. Dabei heißt die Grundfrage: welche chemisch-mineralogischen und strukturellen Wandlungen kann unverwittertes kalkhaltiges Lößmaterial überhaupt durchmachen, wenn es einer pedogeneticalen Umformung ausgesetzt ist? Diese Frage ist ganz generell gestellt und meint alle möglichen bodengeneticalen Umwandlungs- Prozesse überhaupt - zunächst ohne Berücksichtigung der typologischen Ausprägung des Profils.

Dabei wird man zunächst an Befunde über holozäne Böden anknüpfen dürfen, da nach allem bisher Bekannten wenig Grund zu der

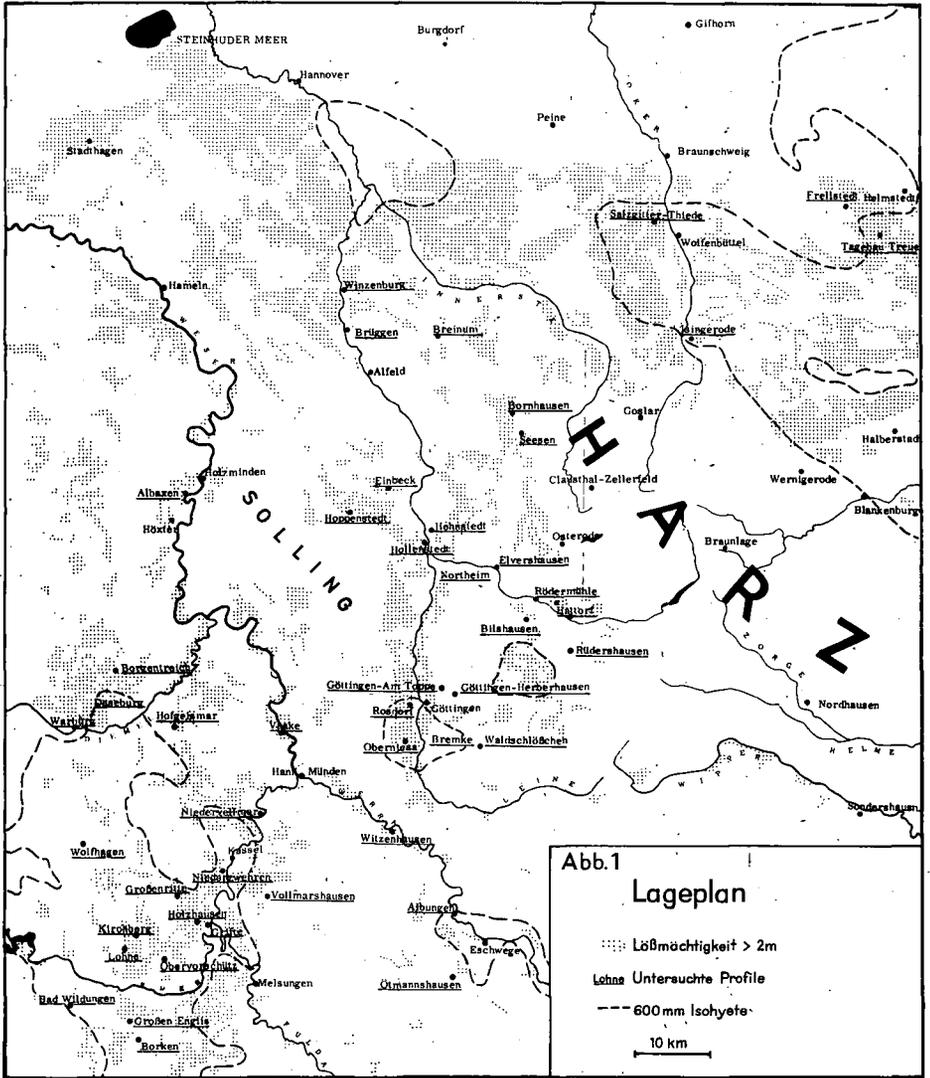
Annahme gegeben ist, daß unter kaltklimatischen Verhältnissen grundsätzlich andersgeartete chemisch-mineralogische Bodenbildungs- und Verwitterungs- V o r g ä n g e auftreten als sie in den holozänen Böden herrschen.

Für die analytischen Arbeiten bietet sich ein ganzer Katalog von zu untersuchenden Größen an. Um den analytischen Aufwand zu reduzieren, der nötig ist, wenn man anhand einer großen Probenzahl eine statistische Sicherung der Ergebnisse anstrebt, ist eine sinnvolle Auswahl notwendig.

Viele pedologische Prozesse lassen sich wie an den holozänen Böden so auch an den fossilen jungpleistozänen Böden bereits anhand makromorphologischer Phänomene mit so großer Sicherheit unterscheiden und in ihrem Ausmaß abschätzen, daß eine nähere analytische Klärung für stratigraphische Zwecke zunächst überflüssig erschien. Das gilt z.B. für die Prozesse der Verbraunung, Tonbildung, Tonmigration, Toninfiltration, A-Horizont-Aufhellung, Pseudovergleyung usw. in den altwürmzeitlichen Böden. Schwieriger steht es jedoch bei den Jungwürm-Böden, deren typologische Zugehörigkeit anhand der farblichen, strukturellen und texturmäßigen Kriterien nicht zu beurteilen ist^{*)}.

Da es sich nach den Geländebeobachtungen bei den Böden des Mittel- und Jungwürms um Bildungen handeln mußte, die entweder noch nicht den Entkalkungsprozeß durchlaufen hatten oder nach Entkalkung nicht weiter als bis zum Stadium der Verbraunung und Tonbildung vorangeschritten waren, konzentrierte sich das Interesse an einer bodenanalytischen Untersuchung zunächst nur auf die Möglichkeiten zur Entscheidung hinsichtlich der im kalkhaltigen Milieu möglichen Prozesse sowie der Verbraunung und Tonbildung im entkalkten Löß. Das heißt, daß Untersuchungen über die Carbonatverteilung, die Korngrößen-Verteilung des Nichtcarbonat-Anteiles, die Verwitterungsbilanz, das freie Eisenoxid und den Humusanteil im Vordergrund zu stehen hatten. -

^{*)} Schon eine konkrete Farbangabe für entnommene Proben anhand der MUNSELL-Farbtafeln ist infolge der Inhomogenität oft nicht möglich. Die Unterscheidung am Profil basiert auf dem farblich-strukturellen Gesamteindruck, der zudem vom augenblicklichen Feuchtigkeitszustand abhängig ist. Auch die z.T. erheblichen texturmäßigen Abweichungen lassen sich vielfach nicht mit der Fingerprobe erfassen.

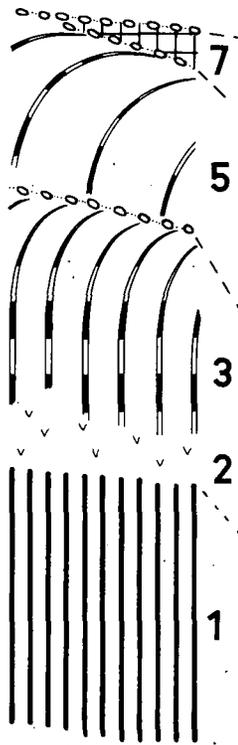


3.1 EEM -ALTWÜRM (wa)3.1.1 Tagebau "Treue" (Abb.2,3):

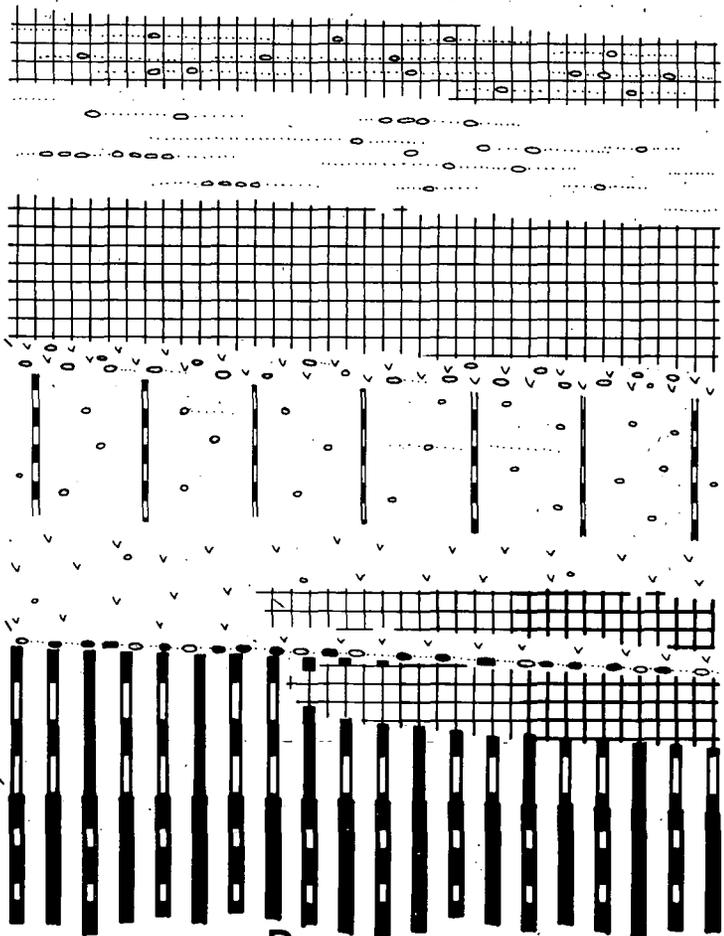
Im Gebiet des Braunkohlentagebaues Treue zwischen Helmstedt und Schöningen sind Eem-Altwürm-Serien mehrfach angeschnitten. Das abgebildete Beispiel (Abb.2) stammt von einem kleineren Nebenaufschluß unmittelbar südlich des Hauptgebäudes. In einer nur wenig eingesenkten Delle ist die Abfolge begrabener Böden besonders reichhaltig entwickelt. Zudem könnten an dieser Stelle Mulden- und Hangfazies ohne Beobachtungslücke miteinander verknüpft werden. Lediglich aus darstellungstechnischen Gründen wurde in Abb.2 der Übergangsbereich fortgelassen.

Der basale kräftige Boden (1) ist als B_t -Horizont einer Parabraunerde anzusprechen. Am Hang (A) besitzt er rein braune Färbung ohne jede Marmorierung, während er in der Mulde (B) sehr stark pseudogleyfleckig ist. Im Oberhang- und Rückenbereich links außerhalb der Abbildung greift dieser Boden auf sandiges Substrat über, dort besteht er aus einer Serie bis zu 5 cm breiter brauner Toninfiltrationsbänder. Der in Position A im Hangenden dieses Bodens eingetragene Bleichhorizont (2) ist möglicherweise dem besprochenen B_t -Horizont (1) zuzuordnen. Da sich beide Horizonte aber nicht mehr in situ befinden, sondern laminar-solifluidal verlagert sind (der Bleichhorizont stärker als das B-Horizont-Material), kann hier keine sichere Entscheidung getroffen werden. Die Horizonte 1 und 2 bilden an dieser Stelle den basalen autochthonen Teil eines Fließerde-Profiles. Das im Hangenden folgende allochthone Material (3) besteht vorwiegend aus Material des Bodens 1, jedoch sind auch Bleichhorizont-Schlieren erkennbar. In der Abbildung sind jedoch weder diese Umlagerungsperiode noch die Materialeigenschaften von 3 gekennzeichnet, sondern die nach rechts ausgezogene "Schienen"-Signatur stellt eine spätere pedogene Überprägung des verlagerten Bodenmaterials dar, und zwar durch Toninfiltration wie durch Pseudovergleyung.

Während am Hang (A) akkumuliert wurde (wie die allochthone Überlagerung beweist), konnte in der Mulde (B) die Ausräumung mit der Materialanlieferung Schritt halten bzw. ihr zeitweise vor-

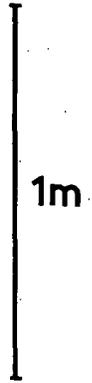


A



B

EEM A L T W Ü R M



c
b
a
b
a

aneilen^{*)}. Dort sitzt deshalb der stark pseudovergleyte schwächere B_t -Horizont dem Boden 1 auf. Im Muldentiefsten ist nun der obere Abschnitt von 3 als dunkelgrauer A_h -Horizont entwickelt (3b). In Leitbahnen nach unten verlagertes Ton ist hier infolge einer intensiven Ton-Humus-Bindung schwarz gefärbt. Weitere Beobachtungen deuten darauf hin, daß die drei im Horizont 3 festgestellten Prozesse der A-Horizont-Bildung, Tonverlagerung und Pseudovergleyung keine gleichzeitigen Vorgänge waren; der A_h -Horizont ist nämlich dem pseudovergleyten B_t -Horizont eingelagert. Diesem B_t -Horizont (3) ist wahrscheinlich der auffallende Bleichhorizont 4 als korrelativer Oberboden-Horizont zuzuordnen. Die Konkretionsanreicherung an dessen Basis ist ebenfalls Kennzeichen für starke Pseudovergleyung. Der Bleichhorizont ist nicht einphasig entstanden, wie die Einschaltung der schwarzgrauen zweiten Humuszone (4b) im Muldentiefsten anzeigt.

Die Sedimente der beiden Horizonte 3 und 4 sind nicht einheitlicher Entstehung, sondern durch eine Steinsohle (Abtragsphase II) getrennt.

Es ist leicht einzusehen, daß die Intensität der Pseudovergleyung in Hanglage viel schwächer ist als in Muldenposition. Daraus könnte man die Möglichkeit ableiten, daß der B_t -Horizont 1 auch in Muldenlage nicht marmoriert war, und daß seine Pseudovergleyung zusammen mit den Horizonten 3 und 4 von einer späteren Oberfläche her erfolgte.

Im Horizont 5 liegt ein sandreicherer, z. T. stärker steinhaltiges Material mit deutlicher Schwemmschichtung vor, das nachträglich pseudovergleyt wurde. Der im Hangenden folgende Bleichhorizont findet sich nur noch in Resten innerhalb der den

^{*)} Parallelbeispiele zu dieser geomorphologisch interessanten Beobachtung konnten noch mehrfach in dieser stratigraphischen Position beobachtet werden. Über ein weiteres Beispiel berichtet SEMMEL (1963, S. 362, Fußn. 3). Im Wiesbadener Dyckerhoff-Steinbruch ist der kräftige B_t -Horizont im Muldentiefsten vollständig ausgeräumt. Die unterste Humuszone dagegen ist ungestört.

Zu nebenstehender Abbildung:

Abb. 2 : Tagebau Treue bei Helmstedt, Nebenaufschluß südlich des Verwaltungsgebäudes mit südexponierter Wand

Horizont 5 nach oben abschließenden Steinsohle 6. In der Mulde ist darüber eine gut ausgeprägte Humuszone (7) entwickelt.

Bei einem späteren Profilbesuch konnte an der inzwischen angewitterten Wand auch in Muldenposition (B) das rechtsgerichtete Umbiegen der Pseudogley-Bleichbahnen von Horizont 5 beobachtet werden. Und zwar war dort zu erkennen, daß der Bewegungsimpuls etwa von der Oberfläche der dritten Humuszone (7) ansetzte, nicht aber von der Oberfläche 6. Diese Steinsohle ist folglich ohne Mitwirkung von (den Untergrund deformierender) Solifluktion entstanden, sondern wurde durch oberflächlich abfließendes Wasser gebildet.*)

In 8 liegt wie bei Horizont 5 ein gröberes schwemmgeschichtetes Sediment vor, jedoch ohne pedogene Überprägung. Die in Hangposition die Humuszone 7 kappende Steinsohle korrespondiert mit den in 8 eingelagerten Steinschnüren. Auch diese Steinsohle hat keine Beziehung zu solifluidalen Prozessen - etwa der erwähnten Solifluktionsphase nach Ausbildung der 3. Humuszone (7), sondern geht ebenfalls auf fluviale Vorgänge zurück.

Horizont 9 weist gegenüber Strate 8 kaum einen Sedimentwechsel auf, jedoch ist das Material deutlich humos. Obwohl es sich nicht mehr in situ befindet, muß man daraus die Existenz einer vierten Humuszone folgern, denn in höheren Hanglagen war humoses Material älterer Humuszonen schon längst abgetragen; diese waren schon zur Bildungszeit von Strate 8 rein auf muldennahe Lagen beschränkt.

Das schwemmgeschichtete gröbere Material setzt sich oberhalb von Horizont 9 nur noch geringmächtig fort. Dann folgt eine durch das gesamte Profil verfolgbare Diskordanz, und das Hangende bildet eine gleichmäßige Decke von etwa 2m gelbem Löß, wie er in der gesamten Umgebung in der Nähe der nördlichen Löß-

*) An der Bildung anderer Steinsohlen - vor allem solcher mit größerem Material - ist sicher auch Solifluktion in wesentlichem Maße beteiligt.

Zu nebenstehender Abbildung:.

Abb.3 : Tagebau Treue

Ausschnitt aus Abb.2 (B)



grenze häufig vertreten ist (siehe POSER 1951). Wahrscheinlich handelt es sich dabei um Jungwürm-Löß.

Die Grenze Eem-Altwürm ist definitionsgemäß an das erste Auftreten kaltzeitlicher Umlagerungsvorgänge gelegt worden, d.h. in Muldenposition an die Obergrenze von 1. Da möglicherweise das Bleichhorizontmaterial 2 ebenfalls dem Interglazialboden angehört, wäre hier die Grenze zwischen Riß- und Würm- Material etwa zwischen 2 und 3 bzw. innerhalb von 3 zu suchen.

Von allgemeiner Bedeutung scheint uns zu sein, daß der in sehr vielen Profilen auftretende mächtige Bleichhorizont 4

- 1.) in sich nicht einheitlich ist,
- 2.) z.T. eine Humuszone vertreten kann,
- 3.) einem liegenden B-Horizont bodengenetisch zuzuordnen ist, wobei zwischen beiden Horizonten an einer Materialgrenze eine Konkretionsbildung erfolgte,

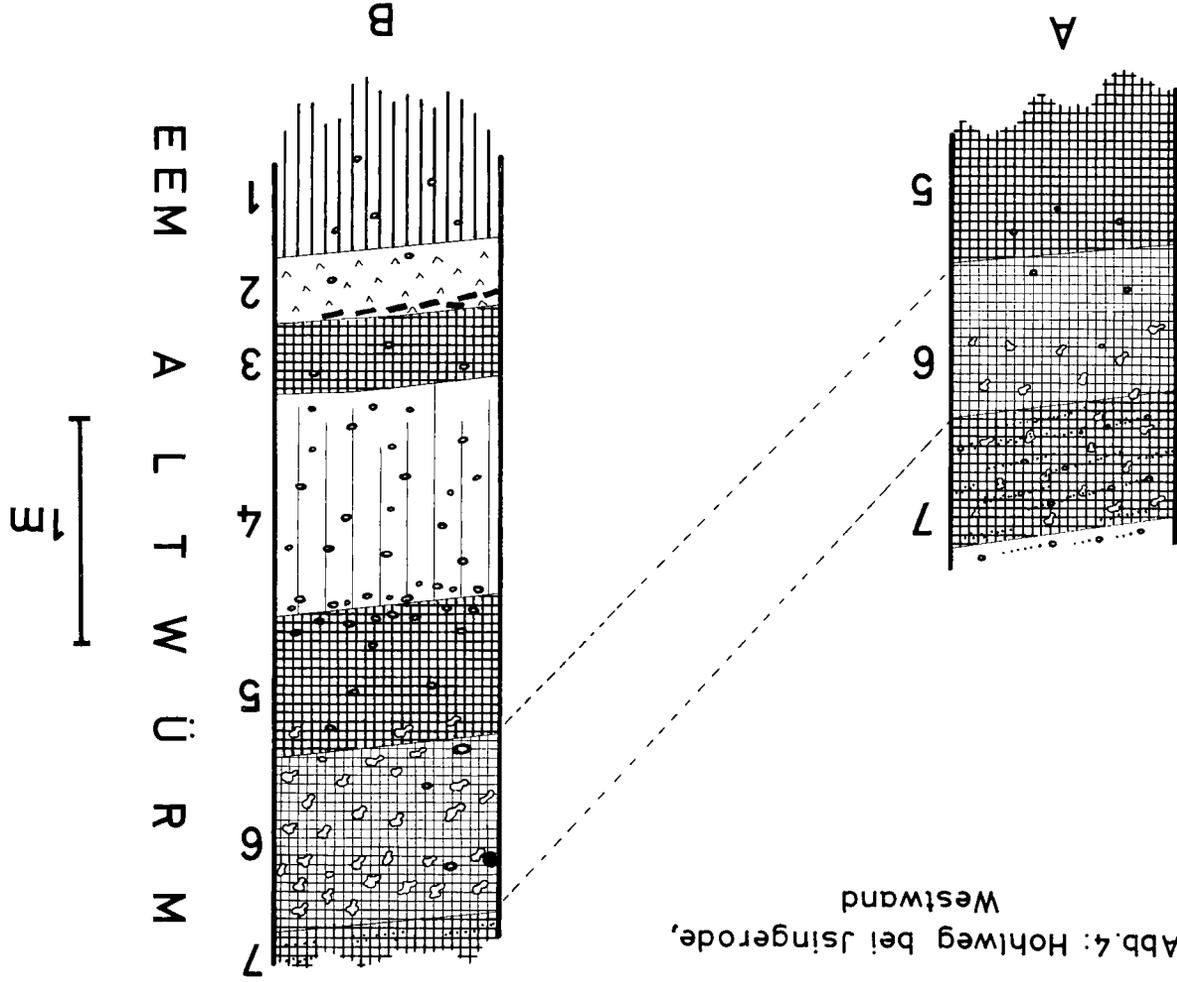
und daß

- 4.) dieser B-Horizont schon dem Altwürm angehört, sowie daß
- 5.) zwischen ihm und dem Eem-Boden eine erste Humuszone eingeschaltet ist, und daß es
- 6.) davor eine Abtragsperiode mit deutlich kaltzeitlicher Prägung (Solifluktion) gegeben hat.
- 7.) Es gibt im Hangenden dieses charakteristischen Bleichhorizontes mit der basalen Konkretionslage einen pseudovergleyten Horizont mit schwacher Tonverlagerung und
- 8.) darüber zwei Humuszonen, von denen die untere am deutlichsten entwickelt ist und noch autochthon vorliegt.
- 9.) Aufeinanderfolgende Bodenbildungsphasen können nur in Bereichen mit ständig zwischengeschalteten Sedimentationschüben kenntlich werden. Das bedingt aber auch Abtragung und Verkürzung der Bodenfolge in Hanglagen.
- 10.) Da nicht nur dort, sondern auch im Akkumulationszentrum Diskordanzen auftreten, muß damit gerechnet werden, daß die beschriebene Bodenfolge noch nicht vollständig ist.

3.1.2 Isingerode (Abb.4,5):

Eine nicht so reichhaltige, aber doch in wesentlichen Zügen vergleichbare Bodenfolge konnte an einem Hohlweg am östlichen Ortsausgang von Isingerode (Krs. Wolfenbüttel) aufgenommen werden.

Abb. 4: Hohlweg bei Isingerode,
Westwand



Dort tritt ein brauner B_t -Horizont in sandigem Material (1) auf, darüber ein Bleichhorizont aus lößartigem Material (2) und drei Humuszonen (3, 5, 7), die jeweils durch humusfreie bis humusarme Sedimentpakete getrennt sind, die z.T. viel Grobmaterial enthalten. Wie schon aus bodengenetischen Erwägungen zu erwarten ist, gehören Bleichhorizont 2 und Humuszone 3 nicht zusammen; sie sind überdies durch eine holzkohlenreiche Schwemmlage voneinander getrennt. Zudem ist die Grundmasse der Humuszone carbonathaltig, wohingegen Liegendes wie auch Hangendes - von Carbonatausscheidungen in Leitbahnen abgesehen - in der Grundmasse carbonatfrei sind. Aufgrund des Materialwechsels ist weiterhin zu erwägen, ob nicht auch die Horizonte 1 und 2 verschiedenen Bodenbildungsphasen angehören.

Das Liegende der mittleren Humuszone ist zu einem schwachen B_t -Horizont überprägt. Die große Mächtigkeit dieses kalkfreien Horizontes darf nicht überraschen, denn es handelt sich um sehr sandreiches Material mit grobem Filtergerüst. Die Humuszone 7 ist, wie die nicht zu übersehende Schwemmschichtung andeutet, ähnlich der obersten Humuszone von Profil Treue (9) allochthon. Naheliegender ist ferner die Parallelisierung von Isingerode 5 mit Treue 7 und Isingerode 1 mit Treue 1 (vgl. Tab.1). Da im Profil Isingerode keine Pseudovergleyung auftritt, also die charakteristischen Sesquioxyd-Konkretionen fehlen, kann eine Parallelisierung des Bleichhorizontes 2 und der hangenden Humuszone mit der reichhaltigen Folge des Profils Treue zunächst nicht mit Sicherheit vorgenommen werden.

In einem anderen Zusammenhang wurden Ausschnitte aus dem Profil Isingerode schon einmal dargestellt, und zwar bei der Behandlung des Phänomens des "Gefleckten Horizontes" (ROHDENBURG 1964). Der postsedimentäre Charakter der Fleckung ließ sich insofern leicht nachweisen, als sie bei B die Humuszone 5 und ihr Hangendes (6) erfaßt (sowie rechts außerhalb des abgebildeten Bereiches bis zur Basis von Horizont 5 hinabgreift) und bei A nur in 7 und höheren Teilen von 6 auftritt. Zudem waren die Sedimentstrukturen in Horizont 7 innerhalb der Flecken erhalten (ROHDENBURG 1964, Abb.1).

Auch in Isingerode läßt sich das Lößpaket, das über dem abgebildeten Ausschnitt folgt, nicht in das feinstratigraphische Schema einordnen, da entsprechende Leithorizonte fehlen. Das ist

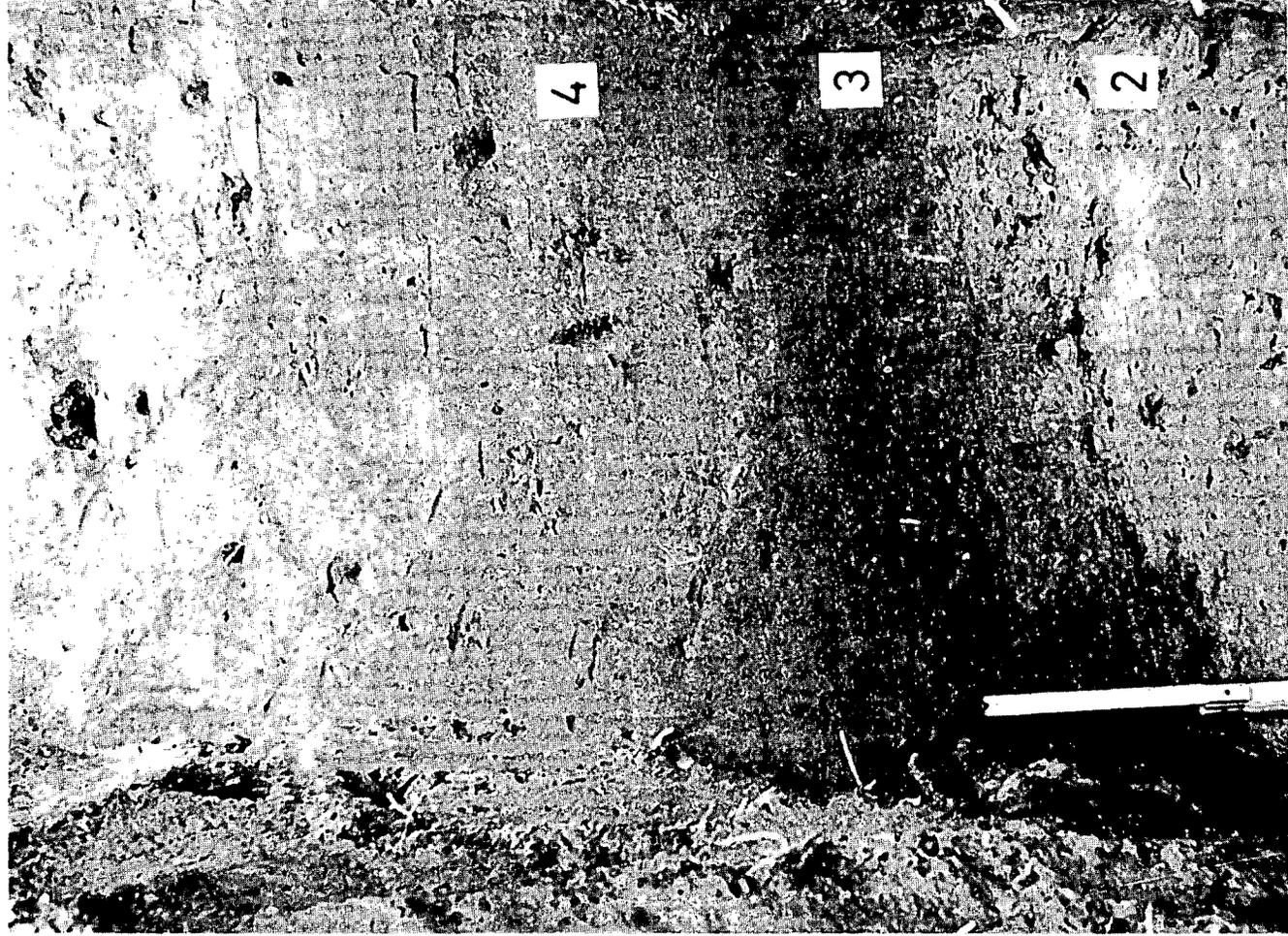


Abb. 5 Isingerode, Ausschnitt aus Abb.4 (B)

allerdings bei der topographischen Situation des Profils nicht verwunderlich. Es liegt nämlich unmittelbar an der Kante der Oker- Mittelterrasse (im Sinne von MENSCHING (1950) und POSER (1950)). Die Erhaltung der abgebildeten reichen altwürmzeitlichen Bodenfolge ist wohl nur dem Umstand zuzuschreiben, daß sie im "toten Winkel" im Unterhang der Terrassenkante liegt. Durch das Aufwachsen des Sedimentkörpers gerieten stratigraphisch jüngere Horizonte in den konvexen Oberhangbereich und damit in eine Position, in der regelmäßig Schichtlücken auftreten.

3.1.3 Kirchberg (Abb. 6):

Nur eine Humuszone tritt in der Ziegeleigrube von Kirchberg (nördlich von Fritzlar) auf. Der interglaziale B_t-Horizont (1) ist in Profil B autochthon, aber gekappt. Die schwach ausgebildete Steinsohle enthält auch einige kleine weiche Sesquioxid-Konkretionen und zudem Holzkohlen. Von der Grenze 2/3, ebenfalls als schwache Steinsohle mit Holzkohle und kleinen Sesquioxid-Konkretionen ausgebildet, erfolgte aber eine so deutliche spätere Pseudovergleyung und rötliche Toninfiltration, daß der Bleichhorizontcharakter von 2 zurücktritt. Auch 3 ist - aber viel schwächer - von oben pseudovergleyt und zudem toninfiltriert. Während 2 und 3 ausgeprägt plattig und fest ausgebildet sind - wie oft bei pseudovergleyten Horizonten - , besitzt der geringmächtige Bleichhorizont 4 ein lockeres Gefüge. Hier ist keine Steinsohle zu erkennen, wohl aber eine Holzkohleanreicherung. Im Hangenden folgt eine mächtige dunkle Humuszone, die in manchen Aufschlußabschnitten viel Rötmaterial enthalten kann, das vom nahen Rötrücken stammt. Vielfach wird diese Humuszone durch eine Röt-Schwemmschicht (6) abgeschlossen.

In Profil A ist eine ähnliche Schichtenfolge entwickelt, nur fehlt Horizont 2. Der interglaziale B_t -Horizont ist kräftig laminar, so l i f l u i d a l hangabwärts verschleppt. Dort ist im unteren Teil der Bewegungszone die Plattigkeit erhalten, was den Schluß zuläßt, daß die Bewegung die horizontalen Plattengrenzflächen als Scherflächen ausgenutzt hat. Im oberen Teil der Bewegungszone ist die Plattenstruktur zerstört, dort liegt ein ausgeprägt "körniges Gefüge" vor, wie es FREISING (1949) zuerst herausgestellt hat. In Horizont 3 ist wieder, wie bei Profil B

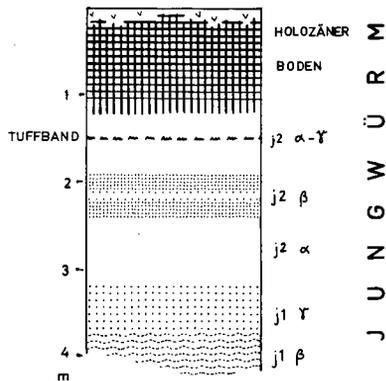
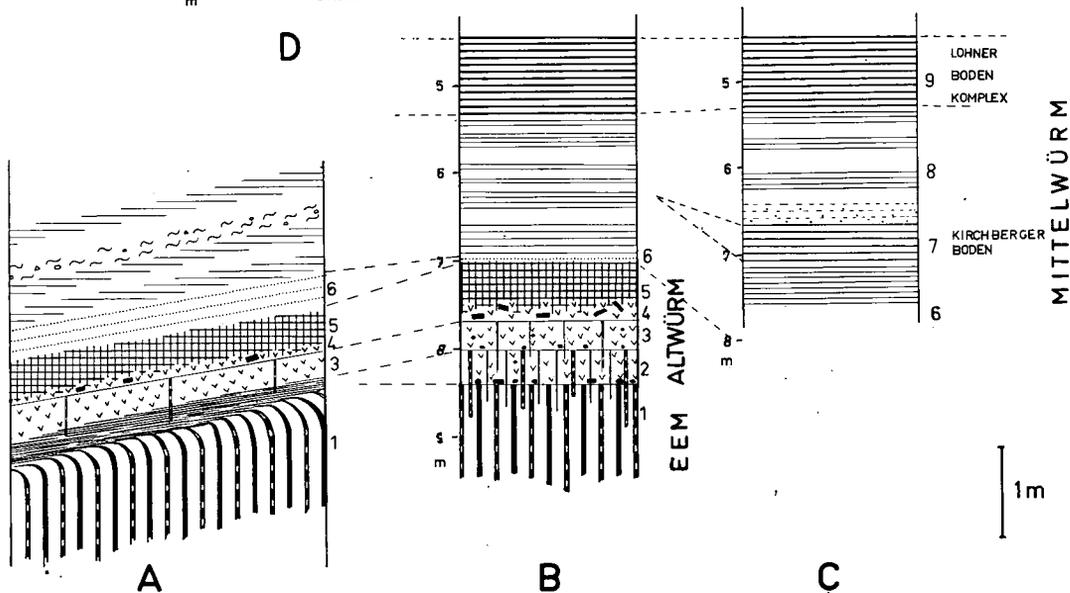


Abb. 6 Ziegeleigrube Kirchberg
(südlich Kassel)

- A = tiefere Grube, Ostwand, nördl. Abschnitt
- B = tiefere Grube, NW-Ecke
- C = große Grube, W-Wand, N-Ecke
- D = große Grube, N-Wand, an B nach oben anschließend



beschrieben, eine ungestörte Plattenstruktur entwickelt.

3.1.4 Albaxen (Abb. 7) :

Eine ganz ähnliche Ausbildung liegt in der Ziegelei Albaxen (Weser) vor, nur ist die Bodenabfolge etwas weiter auseinandergezogen. Es folgen über dem eemzeitlichen B-Horizont (1) wie in Kirchberg zwei weitere Horizonte (3, 5) mit Toninfiltration und Pseudovergleyung und darüber eine - hier jedoch sehr schwach ausgeprägte - humose Zone (7). Das ganze Material oberhalb von Horizont 1 enthält Sesquioxid-Konkretionen und ist mithin als verlagertes Bleichhorizontmaterial anzusprechen. Mit neu angewehtem - und auch dann noch am Hang verlagertem - Löß ist ehestens ab Horizont 7 zu rechnen.

Da schon Albaxen 2 größere Konkretionen enthält und im Hangenden kein ausgeprägter Konkretionshorizont auftritt, liegt folgende Parallelisierung mit Profil Treue nahe (vgl. Tab.1) : Albaxen 3 und damit auch Kirchberg 2 = Treue 5. Im Profil Treue würde dann ein Boden entsprechend Albaxen 5 und Kirchberg 3 fehlen. Denkbar ist das durchaus, da die Steinsohle Treue 6 eine Diskordanz vertritt. Sehr naheliegend ist die Parallelisierung von Albaxen 7 = Kirchberg 5 mit Treue 7, da es sich immer um den letztgenannten Horizont handelt, wenn an anderen Aufschlußpartien des Tagebaues eine einzelne Humuszone auftritt.

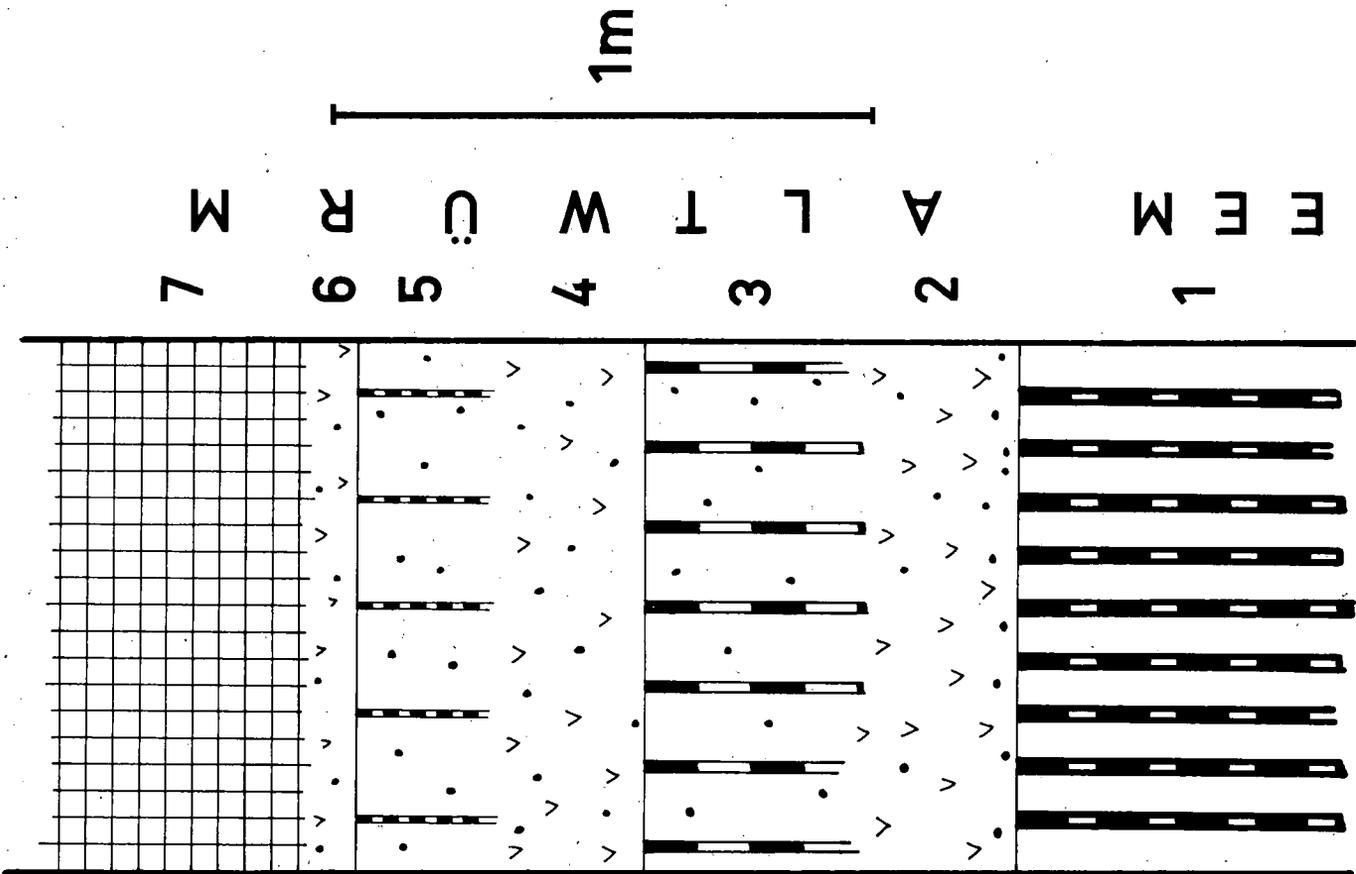
3.1.5 Bilshausen (Abb.8,9) :

Weitere Daten zur Altwürm-Stratigraphie liefert das schon durch SELZER (1936) bekannt gewordene Profil der Ziegelei Bilshausen im Unter-Eichsfeld^{*)}. Dort ist der kräftige interglaziale B_t-Horizont (1) stark solifluidal verlagert worden, wie das fahnenförmige

*) Die Arbeit von LÜTTIG (1965) wurde uns erst nach Abschluß des Manuskriptes zugänglich.

Zu nebenstehender Abbildung:

Abb.7 : Ziegeleigrube Albaxen (Weser)



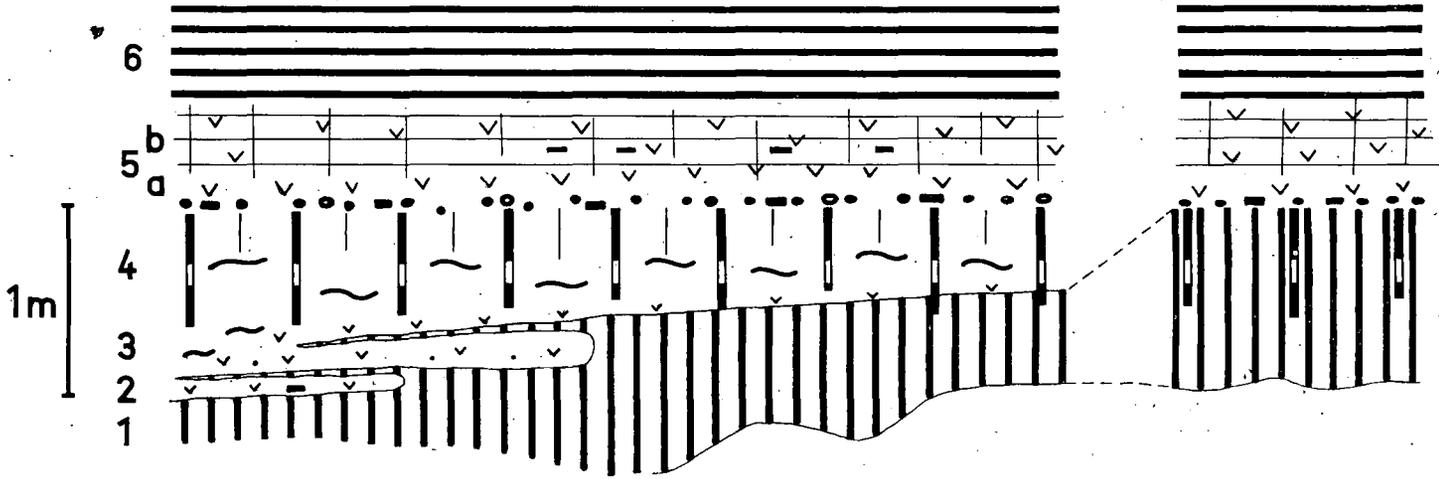
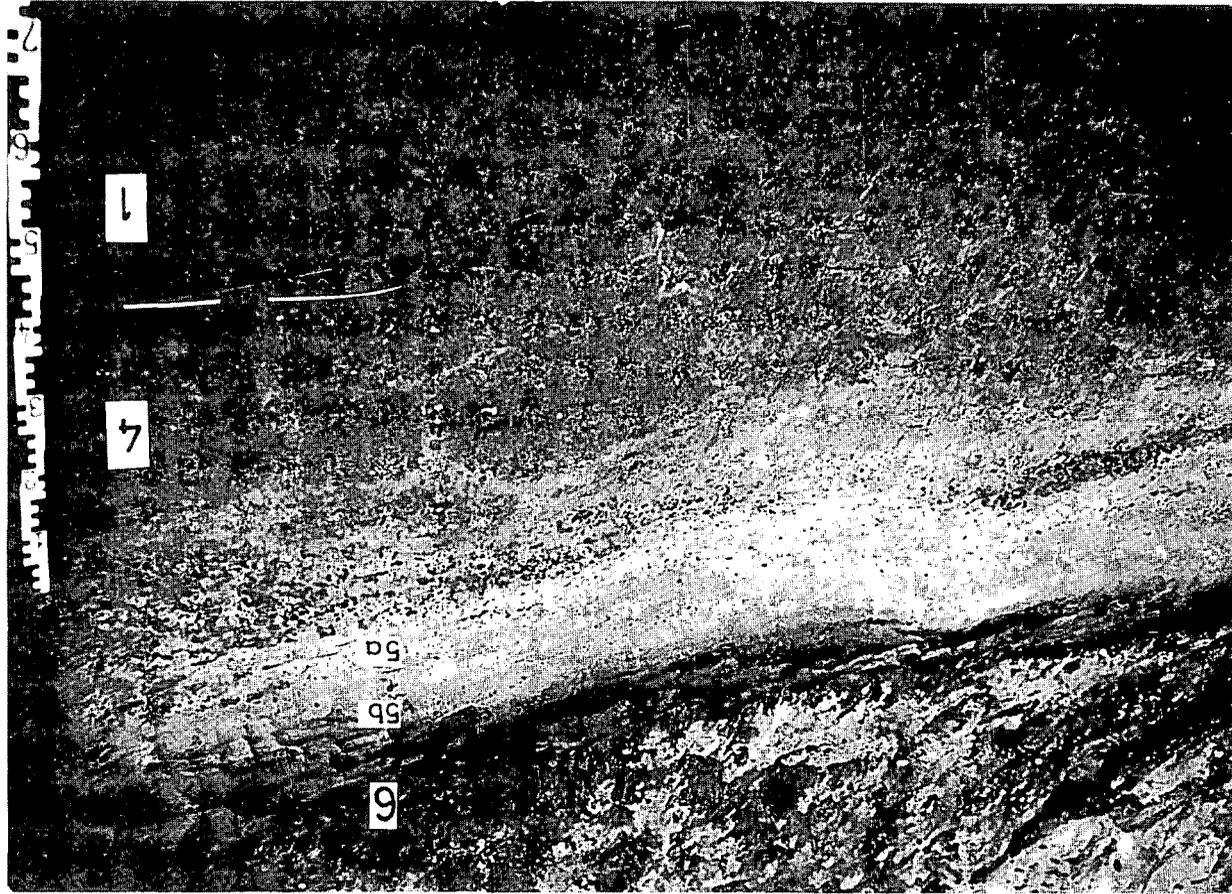


Abb. 8 : Ziegeleigrube Bilshausen (Eichsfeld), Ostwand.
Weitere Abbildungen in Rohdenburg 1966 b ,Abb. 7 - 10

Bilshausen, Ausschnitt aus Abb. 8
(rechte Ecke des linken Abschnittes)

Abb. 9



ge Ausziehen nach Norden belegt. Als Parallele zur ersten Abtragsphase des Profils Treue ist zu werten, daß die stärkste Abtragung in tälchennahen Bereichen erfolgte. Dreißig Meter nach Norden ist hier nämlich der B-Horizont (1) vollständig ausgeräumt! Über ihm folgt im abgebildeten Bereich eine Fließerde, die basal nur aus Bleichhorizontmaterial besteht (2) und kleine weiche Sesquioxid-Konkretionen führt, die aber nicht mit der Konkretionslage Treue 3/4 zu vergleichen sind. Eine solche Konkretionslage ist in typischer Ausbildung zwischen dem schwachen Pseudogley 4 (Fließerdematerial aus 1 und 2 überprägend) und dem hangenden charakteristischen Bleichhorizont (5) vorhanden, sodaß hier eine gute Parallelisierungsmöglichkeit mit dem Profil Treue gegeben ist: Bilshausen 1 = Treue 1, Bilshausen 4 = Treue 3, Bilshausen 5 = Treue 4. Die humose Überprägung (5b) dieses schon von weitem an der Profilwand auffallenden Bleichhorizontes kann nicht ohne weiteres mit Bildungen des Profils Treue verglichen werden. Das ist um so bedauerlicher, als diese Überprägung weit verbreitet ist und LIEBEROTH 1963 in sächsischen Profilen interessante bodengenetische Schlüsse aus ihrem Vorkommen zieht. Auch das hangende braune Bodenmaterial ist in gleicher Ausbildung in Sachsen vertreten, und zwar entspricht es LIEBEROTHs wa. Es soll bei uns als "Niedervellmarer Bodenkomplex" bezeichnet werden.

3.1.6 Vergleich mit Nachbargebieten

1. Um die beschriebenen Profile in einen größeren Rahmen zu stellen, wären zwei Wege denkbar: Einmal die Konnektierung mit den aus Nord-Mitteuropa pollenanalytisch untersuchten Torfprofilen (z.B. ANDERSEN, ZAGWIJN u. DE VRIES 1960, HALLIK u. KUBITZKI 1961 u.a.); das ist aber ohne pollenanalytische Untersuchungen der Lößböden nicht möglich. So bleibt als zweiter Weg zunächst nur der profilmorphologische Vergleich übrig, und zwar am besten mit der in den kontinentalen Lößgebieten Südost-Mitteuropas erarbeiteten Grundgliederung (z.B. KUKLA 1961, KLIMA, KUKLA, LOZEK u. DE VRIES 1961). Diesen Vergleich können wir nur aufgrund der Tatsache unternehmen, daß uns mehrere der wichtigsten Lößprofile in Böhmen, Mähren und der Westslowakei aus eigener Anschauung bekannt sind, und zwar anläßlich einer Exkursion der INQUA-Subkommission für Lößstratigraphie (Vorsitzender: Prof. Dr. J. Fink) im August

T a b e l l e 1: Profilvergleich der Eem - Altwürm - Serien

| Stratigraphische Einheit | Charakter der Bodenhorizonte | Treue | Isingerode | Kirchberg | Albaxen | Bilshausen | |
|--------------------------|------------------------------|-------|------------|-----------|---------|------------|---|
| wm | | | | | | } 6 (=NB) | |
| wa 2 | Ah | 9 | 7 | *) | | | |
| | Ah | 7 | 5/4 | 5 | 7 | | |
| | Ag Bg | | | 4 3 | 5 | | |
| wa 1 | Bg | 5 | | 2 | 3 | } BB | |
| | Ag | Ah 4b | 4 | 3 | 2 | | 2 |
| | gB | | | | | | |
| | Ah | 3b | 2 | | | | |
| Eem | B(g) | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | |

*) bei späteren Beobachtungen konnte festgestellt werden, daß die Humuszone 5 zweigliedrig ist. Möglicherweise gehört der obere Abschnitt in diese stratigraphische Einheit.
 NB = Niedervellmarer Bodenkomplex - BB = Bilshäuser Bodenkomplex

1963 unter Führung der Herren Dr. V. Ložek, Dr. K. Žebera und Dr. B. Klima.

Die tschechischen Lössforscher rechnen die unmittelbar auf den interglazialen B₁-Horizont folgende Humuszone mit diesem zusammen zum Pedokomplex III. Der im Hangenden folgende Pedokomplex II besteht aus zwei - z.T. geteilten - Humuszonen, von denen die untere stellenweise einen basalen braunen B-Horizont besitzt. Pedokomplex II und III sind entweder durch Abspülschichten oder ein stellenweise ansehnliches Lösspaket (z.B. in Sedleč) getrennt.

Die sehr trockene Ausbildungsform der Bodenfolge im Profil Isingerode (keinerlei Pseudovergleyung) entspricht den geschilderten Verhältnissen recht gut: Isingerode 1 bis 3 = Pedokomplex III; die davon durch Schicht 4 getrennten Horizonte 5 bis 7 = Pedokomplex II. Dazu paßt, daß das Liegende von Humuszone 5, wie geschildert, als sehr schwacher B-Horizont entwickelt ist.

Über das Profil Treue lassen sich auch die weiteren Profile an dieses bisher am besten ausgebaute Gliederungssystem anschließen. Dabei ergibt sich, daß die dem Pedokomplex III entsprechende Bodenfolge (Treue 1 bis 4 = wa 1) im Arbeitsgebiet wesentlich reichhaltiger entwickelt ist als im südöstlichen Mitteleuropa. Vermutlich ist dieses auffällige Phänomen darauf zurückzuführen, daß infolge größerer Ozeanität in den ersten Kältespitzen der Würmkaltzeit die Verlagerungsvorgänge sich wesentlich stärker auswirkten als in den kontinentaleren Räumen^{*)}, sodaß die Bodenfolge zu Beginn des Altwürms weiter auseinandergezogen wurde als in der CSSR oder in Niederösterreich. Auch das bodentypologische Inventar ist im Arbeitsgebiet reichhaltiger, da es auch Parabraunerden und Pseudogleye umfaßt. Humuszonen sind allerdings auf reine Muldensituationen beschränkt und keilen hangwärts sehr rasch aus, während sie in der Tschechoslowakei wesentlich häufiger und auch an Hängen anzutreffen sind - ebenfalls ein Zeichen für die dort schwächere Abtragung.

Im oberen Abschnitt des Altwürms (wa 2), Pedokomplex II entsprechend, sind die Unterschiede weniger groß, vermutlich aufgrund des Umstandes, daß jetzt in den kontinentaleren Räumen die äolische Sedimentation schon größere Bedeutung erlangt hatte (vgl. KLIMA, KUKLA, LOZEK u. DE VRIES, Taf. VII, Spalte Sedimentationsart) und andererseits nach Aussage der Schneckenfauna (ebenda, S. 111) auf weitgehende Entwaldung geschlossen werden darf, wo-

*) in gleichem Sinne äußerte sich schon BRANDTNER (1956)

durch auch hier Bodenverlagerungsgänge - vor allem Abspülung - begünstigt wurden. Qualitativ unterscheidet sich die Bodenfolge aber insofern, als in beiden Gebieten wohl zwei Humuszonen auftreten, in den feuchter geprägten Profilen unseres Arbeitsgebietes aber neben Parabraunerdebildung wiederum Pseudovergleyung auftritt. Die Pseudovergleyung ist aber in allen Profilen schwächer als im wa 1, ein Zeichen für größere klimatische Kontinentalität während des Pk II (=wa 2). Damit stimmt überein, daß in dieser Position bei uns Humuszonen wesentlich häufiger sind als im wa 1.

2. Während das in der Ausbildungsform trockenste Profil (Isingerode) sich zwanglos an die aus Südost-Mitteleuropa bekannten Bodenabfolgen anschließen läßt, sind die feuchter geprägten Profile am ehesten den s ä c h s i s c h e n Lössen vergleichbar, über die LIEBEROTH (1963) ausführlich berichtet hat. LIEBEROTHs "Lommatzcher Bodenkomplex" besteht aus einem liegendem Fahlerde-Pseudogley mit kräftigem gB_t -Horizont. Der gA_2 -Horizont ist nach LIEBEROTH (1963, S.167) sekundär durch einen "arktischen Podsol-Gley" schwach überprägt worden. Den oberen Teil des genannten Bodenkomplexes bildet ein braunes, verlehmted Lösspaket von 70 - 130 cm Mächtigkeit, LIEBEROTH bezeichnet es als wa - Löß. Dazu ist zu bemerken, daß LIEBEROTHs gA_2 -Horizont in dem uns bekannten Profil Lommatzsch vollkommen dem charakteristischen Bleichhorizont mit basaler Konkretions- und Holzkohlelage entspricht, z.B. Bilshausen 5. Dieser Horizont ist aber eindeutig eine würemzeitliche Neubildung (wa 1) nach einer ausgeprägten Solifluktuationsphase. Der genannte Bleichhorizont ist allerdings nur in ausgesprochenen Akkumulationslagen vom interglazialen B_t -Horizont getrennt; in Hanglagen legt er sich in der Regel direkt auf den gekappten interglazialen Boden, wodurch eine bodengenetische Horizontfolge vorgetauscht wird! Die Grenze zwischen Reiß- und Würmmaterial liegt also nicht an der Oberkante des Bleichhorizontes, sondern an der des gB_t -Horizontes (vgl. Abschnitt 4.3.6).

Auch in Bilshausen und noch weiteren Profilen, wie z.B. Niedervellmar, Großenritte, Vollmarshausen folgt wie in Sachsen ein braunes verlehmted Lösspaket, der Niedervellmarer Bodenkomplex, dessen untere Abschnitte dem wa LIEBEROTHs gleichen. Zur Frage der Obergrenze dieses Horizontes vgl. Abschnitt 3.2.1. Nach den

oben vorgetragenen Deutungen des Profils Bilshausen zu schließen, gehört der wa-Löß ins wa 2, nimmt also stratigraphisch die Stelle der Humuszonen des tschechischen Pk II ein. Zwischen humoser und brauner Ausbildung vermittelnde Vorkommen gibt es in Albaxen und auch in Niedervellmar. Im letztgenannten Aufschluß (Ziegelei Löber, östlich der B 7) ist diese stellenweise schwach humose, durchweg aber braune Zone nicht einheitlich, sondern ein mittleres und ein oberes Band sind deutlich marmoriert - deswegen die Ansprache als Bodenkomplex (= Niedervellmarer Bodenkomplex).

3. Aus mehreren Aufschlüssen bei Kitzingen in U n t e r - f r a n k e n hat BRUNNACKER (1956, 1958) eine reich gegliederte Eem-Altwürm-Bodenfolge bekanntgemacht. Der B_t-Horizont der letztinterglazialen Parabraunerde besitzt dort eine stark wellige Unterkante (BRUNNACKER 1956, Abb. 1). Dieses Phänomen konnte vielfach an rezenten Parabraunerden in Niedersachsen und Nordhessen beobachtet werden und kann vermutlich auf durch Froststrukturen verursachte Inhomogenitäten des Ausgangsmaterials zurückgeführt werden. Es ist somit nicht gerechtfertigt, daraus auf eine inner-eemzeitliche Rutschungsperiode zu schließen (BRUNNACKER 1958, S.134/35). Für den Abschnitt oberhalb des B_t-Horizontes berichtet BRUNNACKER (1958, S.134) von recht früher Abtragung, erneuter Tonverlagerung und zusätzlich Pseudovergleyung. Nach einem Besuch im Sommer 1964 zu urteilen ist diese Bodenfolge derjenigen der Profile Kirchberg und Albaxen gut vergleichbar. Es liegt somit der Schluß nahe, daß die genannte jüngere Abtragsphase schon kaltzeitlichen Charakter besaß und die darauffolgende Phase mit Tonverlagerung und Pseudovergleyung nicht als spätinterglazial zu werten ist (BRUNNACKER 1958, S.135), sondern ins wa 1 gehört. Das gleiche gilt für die als R/Wb₃ gekennzeichneten Zonen 13, 14 und 15 bei BRUNNACKER 1958, Abb.5. Da hier laut Profilbeschreibung zwei Bleichhorizonte mit kleinen Eisenmangan-Konkretionen vorhanden sind, kann eine nähere Parallelisierung mit der Lage der erbsgroßen Eisenmangan-Konkretionen nicht vorgenommen werden. BRUNNACKERs autochthone Humuszonen dürften schon dem wa 2, bzw. dem tschechischen Pk II gleichzusetzen sein.

BRUNNACKER faßt den Begriff der "Basisfließerde" sehr weit; in der Ziegeleigrube Pavel u. Becker enthält er neben Solifluk-tionslagen auch autochthone Humuszonen, vorwiegend aber Schwemm-

schichten aus Bodenaggregaten vom Typus der "Lehmbröckelsande", wie sie in der Tschechoslowakei vor allem im Pk II auftreten (KUKLA 1961). Um Verwechslungen vorzubeugen, wäre eine Beschränkung von "Fließerde" auf Solifluktionsmaterial vorzuziehen, d.h. auf die von ANDERSEN (1906) ursprünglich benutzte Fassung.

3.2. MITTELWÜRM (wm)

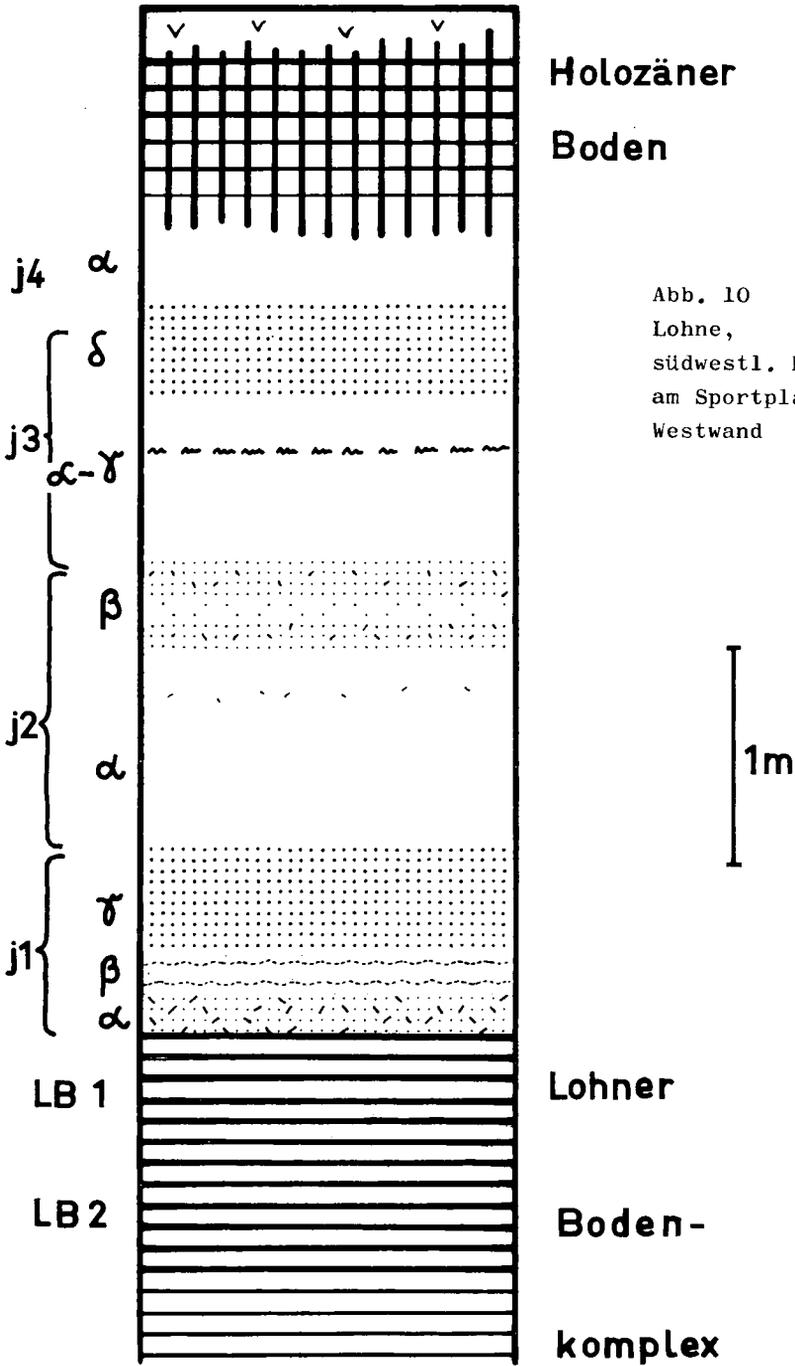
3.2.1 Die Befunde

Im Gegensatz zu Niederösterreich und der Tschechoslowakei, wo schon unveränderte Löss im Altwurm vorkommen, tritt der erste helle Löß im Arbeitsgebiet in mittelwürmzeitlichen Schichten auf. In vielen Profilen jedoch war die Lößakkumulation so schwach, daß die pedogene Überprägung mit ihr Schritt halten konnte, d.h. der Löß wurde entkalkt, er verbraunte und verlehmt entweder während der Lößanwehungszeit (synchron) oder metachron in nicht überlieferten zwischengeschalteten Sedimentationspausen. So entstand ein nicht durchgängig gliederbares braunes Lehmpaket vom Altwurm (Niedervellmarer Bodenkomplex) bis zur Oberkante des "Lohner Bodenkomplexes" (Paudorfer Interstadial), etwa in Bilshausen, Vollmarshausen und Großenritte. Lediglich stellenweise hebt sich der Lohner Bodenkomplex als farbintensivere und bodenartlich schwerere Zone ab, ohne daß seine Untergrenze jedoch näher festzulegen wäre. Daß dieser braune Lehm überhaupt eine Kaltphase einschließt, ist in Bilshausen daran zu erkennen, daß während seiner Bildungszeit zeitweise Eiskeile bestanden (ROHDENBURG 1966 b, Abb.7). Wenn nun zwischen dem im Altwurm beginnenden Niedervellmarer Bodenkomplex und dem Lohner Bodenkomplex heller Löß auftritt, so ist damit nur das Überwiegen der Lößakkumulation über die pedogene Überprägung angezeigt. Die Obergrenze des basalen braunen Lehmpaketes wird also in starkem Maße standörtlich geprägt sein. Eine stratigraphische Bedeutung kommt ihr a priori nicht zu, sondern nur eine fazielle.

In anderen Profilen hat man Anlaß zu vermuten, daß Mittelwürm-Ablagerungen vollständig fehlen, so etwa neben den Profilen Treue und Isingerode auch in Daseberg, wo über Altwurmserien die obere - vermutlich jungwürmzeitliche - Lößdecke folgt. So kommt es, daß einwandfrei mittelwürmzeitliche Lößpakete nur von wenigen Stellen

bekannt sind. In Niedervellmar ist wm-Löß unter dem Lohner Boden nur wenige Dezimeter mächtig, in Lohne ist er leider nicht vollständig aufgeschlossen. Ein mächtigeres Profil findet sich dagegen in Kirchberg (s. Abb. 6 B, C). Der helle Löß ist durch mehrere braune Zonen gegliedert, die jedoch nicht horizontbeständig sind und offensichtlich solifluidal verlagertes Material darstellen. Der gesamte Mittelwürm-Löß ist ausgeprägt frostblättrig, wobei die einzelnen dünnen Lößplättchen in der Regel starke harnischartige Riefung aufweisen, wodurch ihre Oberflächen als Scherflächen ausgewiesen sind. Diese Erscheinung, auf die Herr Prof. Schönhals anlässlich von Exkursionen mehrfach aufmerksam machte, ist in hohem Maße charakteristisch für wm-Löß. Lediglich ein brauner Horizont mit Rostbelägen auf den Frostblättern und einem "Naßboden" mit stecknadelkopfgroßen, weichen Eisenmangan-Konkretionen dürfte autochthon sein. Er wurde als "Kirchberger Boden" bezeichnet. Die anderen braunen Zonen, deren ursprüngliche Beschaffenheit durch die starke Bodenverlagerung unkenntlich wurde, deuten jedoch darauf hin, daß in klimatisch oder standörtlich trockneren Bereichen im Mittelwürm eine reichere Bodenabfolge erwartet werden darf, so z. B. im Rhein-Main-Gebiet (siehe SCHÖNHALS, ROHDENBURG u. SEMMEL 1964, S. 201, Abs. 1, 3). Ein ausgeprägter Naßboden gliedert den Mittelwürmbereich in der Ziegeleigrube Albaxen, zwei Naßböden treten in Holzhausen unter dem Lohner Boden auf. Diese wurden jedoch nicht in das Sammelprofil aufgenommen, da ihre stratigraphische Stellung unklar ist.

Abgeschlossen wird das Mittelwürm durch den Lohner Bodenkomplex, einen in der Regel etwa 1 m mächtigen, entkalkten, verbraunten und verlehnten Horizont, dessen ursprüngliche Struktur durch starke solifluidale Beanspruchung nirgends erhalten geblieben ist. Stattdessen besitzt er jetzt ein dichtes, festes, oft frostplattiges Gefüge. Die Bodengenese dürfen wir uns nicht wie bei holozänen Böden als nur von einer Oberfläche ausgehend vorstellen, sondern sie erfolgte in mehreren Perioden: bis jetzt sind deren zwei nachgewiesen. Im Profil Lohne (Abb. 11) konnte diese Untergliederung in zwei braune Horizonte bisher am eindrucksvollsten nachgewiesen werden, aber auch in anderen Profilen (Niedervellmar) ist sie angedeutet. Stets ist der untere der beiden Horizonte (LB 1) am farbintensivsten ausgebildet. In Lohne ist er sekundär schon wieder aufgekalkt (Abb. 11), während



Holozäner
Boden

Abb. 10
Lohne,
südwestl. Kassel
am Sportplatz,
Westwand

1m

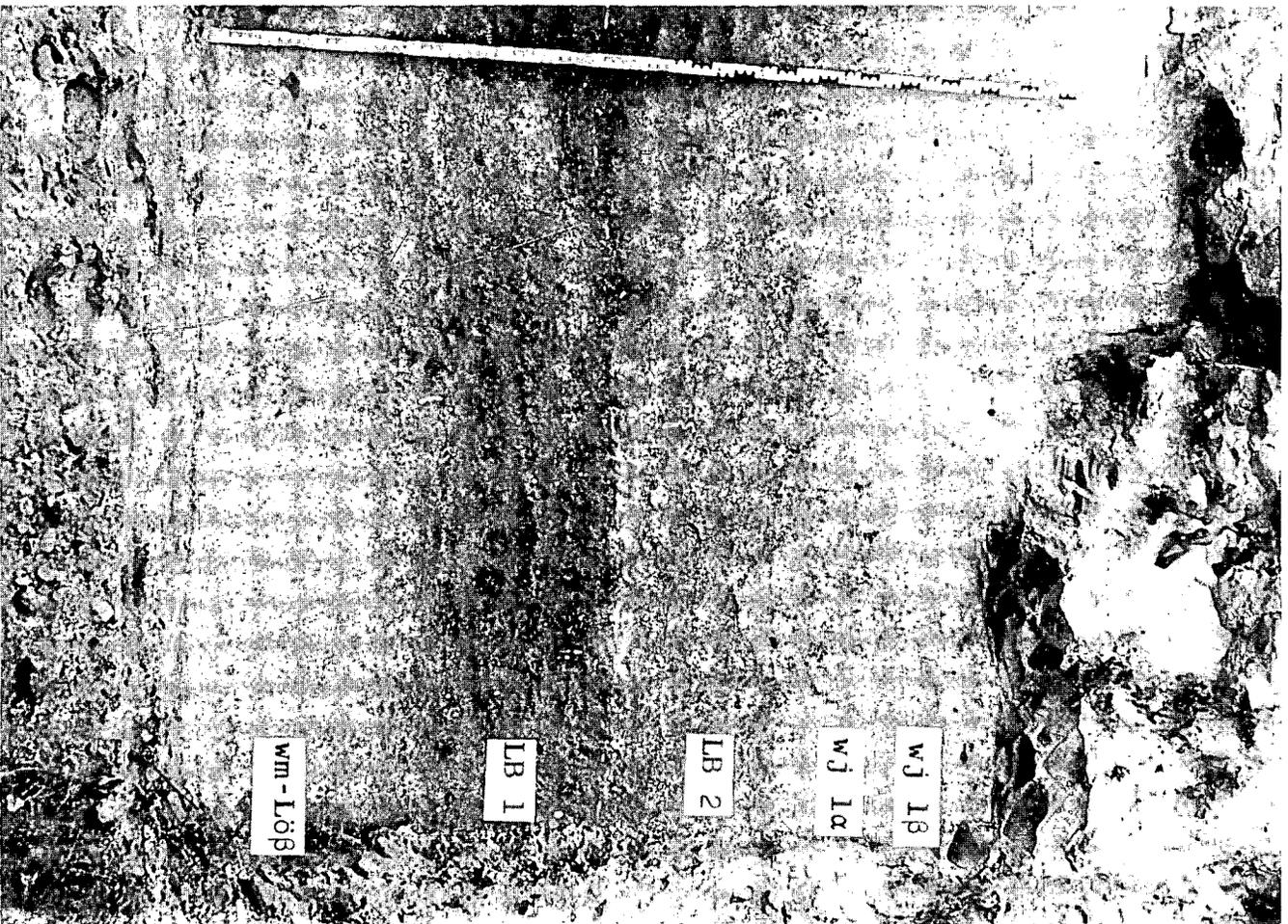


Abb. 11

Lohne

Ausschnitt aus Abb. 10

die unteren Partien von LB 2 kalkfrei sind. Daraus darf geschlossen werden, daß die Aufkalkung des Liegenden während der Entkalkung von LB 2 stattfand. Sekundär ist auch der obere Teil von LB 2 wieder kalkhaltig.

3.2.2 Vergleich mit Nachbargebieten:

Der Lohner Bodenkomplex - der wichtigste Leithorizont innerhalb der Würmserie - entspricht stratigraphisch dem Braunen Verwitterungshorizont, wie ihn BRUNNACKER (1955) z.B. von Kitzingen, Estenfeld, Schweinfurt und Eßleben aus Unterfranken beschrieben hat, jedoch ist er bei uns stets farbintensiver entwickelt und mächtiger. Die Parallelisierung mit dem Rhein-Main-Gebiet wurde schon bei SCHÖNHALS, ROHDENBURG u. SEMMEL (1964) behandelt. Dieser Boden ist im Wiesbadener Raum immerhin so deutlich entwickelt, daß FREISING (1954, S. 60 -62) ihn bei seiner Beschreibung des Profils Hessemer für verlagertes Unterbodenmaterial der "Göttweißer Bodenbildung" (letztinterglazial) hielt. SCHÖNHALS (1950) stufte den Boden an der gleichen Stelle als "sehr schwach kalkhaltige Braunerde" des Würm II/III - Interstadials ein, was sinngemäß der heutigen Auffassung entspricht.

Weitere stratigraphische Äquivalente des Lohner Bodenkomplexes sind die "Verbraunungszone" im Thüringer Becken (UNGER u. RAU 1964, S. 15), die Kösener Verlehmungszone im Saale-Unstrut-Gebiet (RUSKE u. WÜNSCHE 1961) und die Gleinaer Bodenbildung im nordsächsischen Lößgebiet (LIEBEROTH 1963). Während die beiden ersteren dem Lohner Bodenkomplex typologisch nahestehen, in der Regel nur etwas blasser entwickelt sind, besitzt die Gleinaer Bodenbildung eine auffällige Feuchtüberprägung. Nach Beobachtungen am Profil Gleina selbst wird dieser Boden ebenfalls als Bodenkomplex gedeutet werden müssen. Basal ist - bei LIEBEROTH als GoB-Horizont gekennzeichnet - eine charakteristische rostbraune Zone (7,5 YR 6 / 6 -8 nach Munsell) entwickelt, die auch oft in den kaum oder nicht verlehnten, noch kalkhaltigen Mittelwürmlöß eingreift, also nicht durchweg als B-Horizont anzusprechen ist. Ein solcher rostbrauner Go-Horizont ist im Arbeitsgebiet nur selten vorhanden, und auch dann nur andeutungsweise, so z.B. in Niedervellmar, wo (wie in Sachsen verbreitet) auch ein verhärtetes Rostband an der Basis des Lohner Bodenkomplexes auftritt.

Dem Lohner Bodenkomplex typologisch sehr ähnlich sind manche Ausbildungsformen des PK^I in der Tschechoslowakei, so z.B. in dem 1963 der INQUA-Subkommission für Lößstratigraphie vorgeführten Profil Sedleč bei Kutna Hora. Im Profil Predmoš^ti besitzt dieser Bodenkomplex eine etwas feuchtere Ausbildungsform, die durch den rostbraunen Go-Horizont im Liegenden gekennzeichnet ist. Wie durch eine Serie von C₁₄-Daten belegt ist (z.B. KLIMA, KUKLA, LOZEK u. DE VRIES 1961 und FINK 1964; Rundschreiben der Subkommission) sind der kräftige Boden von PK^I und Stillfried B stratigraphisch äquivalent. Die Einstufung des Lohner Bodenkomplexes in das Paudorfer Interstadial (um 26000 - 30 000 v.h.) ist also gerechtfertigt.

Unterschiedliche Auffassungen gibt es allerdings über die obere Begrenzung dieses Bodenkomplexes. An der Obergrenze des Lohner Bodenkomplexes fallen Abnahme der Verbraunung sowie der Struktursprung von fest zu locker mit dem Wiederauftreten primären Carbonats zusammen, sodaß wir die Mittelwürm/Jungwürm-Grenze an diese Stelle gelegt haben. Es muß allerdings berücksichtigt werden, daß die obersten Partien des braunen entkalkten Bodens infolge von jungwürmzeitlicher Solifluktion und Kryoturbation mit neuangewehtem Lößmaterial vermenget sein können und auch so primäres Carbonat enthalten. Dieser Fall ist jedoch auch an der Strukturänderung und Abnahme der Farbtintensität leicht erkennbar. LIEBEROTH legt die Obergrenze seines wß - Lösses prinzipiell ähnlich, vermutlich aber etwas höher, nämlich in oder über eine feuchtüberprägte Zone, die sich im Hangenden anschließt (entspricht wahrscheinlich unserem wj α). Der PK^I der tschechischen Lößforscher ist jedoch wesentlich weiter gefaßt, wie die Darstellung des Profils von Unterwisternitz zeigt (KLIMA, KUKLA, LOZEK u. DE VRIES 1964, Taf. VII). Er enthält neben dem eigentlichen, entkalkten Bodenkomplex noch kalkhaltigen B₂-Löß im Liegenden und umfaßt im Hangenden noch das halbe Jungwürm mit einigen schwachen Böden. Allerdings ist nicht recht einzusehen, weshalb gerade der Horizont B_{2j} die Obergrenze des PK^I bilden soll.

3.3. JUNGWÜRM (wj)

3.3.1 Die Befunde

Gemessen an der Fülle von Ausbildungsformen im Altwürm und an den nicht miteinander parallelisierbaren Mittelwürm-Abschnitten ist es sehr überraschend, wie ähnlich sich die Jungwürm-Abschnitte selbst weit auseinanderliegender Profile sind. Die Gliederung der Lößabfolge oberhalb des Lohner Bodenkomplexes wurde anhand einer Serie geringmächtiger (2 - 5 dm) grauer bis graubrauner, z.T. auch naßbodenartiger, stets kalkhaltiger Böden vorgenommen. Im Profil Lohne (Abb. 10) beginnt das Jungwürm mit einem überwiegend graufleckigen Naßboden (wj1 α), der hier den liegenden braunen Boden kaum überprägt. Dann folgt heller Löß (wj1 β ¹) im oberen Teil mit schwachen Rostbändern (wj1 β "") und als Abschluß des wj1 der graue Boden wj1 γ . wj1 α ist nur in wenigen Profilen gut ausgebildet, da zu dieser Zeit in der Regel noch kräftige Umlagerung geherrscht hat. Nicht feuchtüberprägter Löß ist im wj1 β nur in Niedervellmar und Bilshausen entwickelt, wo der gesamte wj1-Löß bis zu 1,5 m mächtig ist und die Rostbänderzone nur den oberen Teil des wj1 β einnimmt. In der Regel ist der wj1-Löß aber geringmächtiger, sodaß er kaum zu gliedern ist. Dann findet man bestenfalls eine Rostbänderzone mit grauem Horizont im Hangenden. Aufgrund ihres gemeinsamen Auftretens ist zu vermuten, daß die beiden letztgenannten Horizonte eine bodengenetische Horizontfolge bilden.

Das erste mächtige Lößpaket gehört dem wj2 an, seine Obergrenze wird durch zwei, nur geringfügig voneinander getrennte geringmächtige Bodenhorizonte markiert. Diese sind in der Regel grau mit leichtem Stich ins Violett. In manchen Profilen besitzen sie auch Bleich- und Rostflecken und zudem sekundäre Carbonat-Ausscheidungen (wie schon in wj1 α , bzw. auch den oberen Partien des LB 2). Der liegende Löß wird recht oft durch eine horizontbeständige, sehr schmale Rostfleckenzone untergliedert.

Während die Zone wj2 β in der Regel wenig farbintensiv ist, stellt wj2 δ einen kräftigeren grauen Boden dar. Der liegende Löß enthält die bislang nur im Rhein-Main-Gebiet und der Wetterau bekannt gewesene basaltische Tuffitlage (SCHÖNHALS 1959), als deren Herkunftsort die bekannte Tongrube in Kärlich angenommen

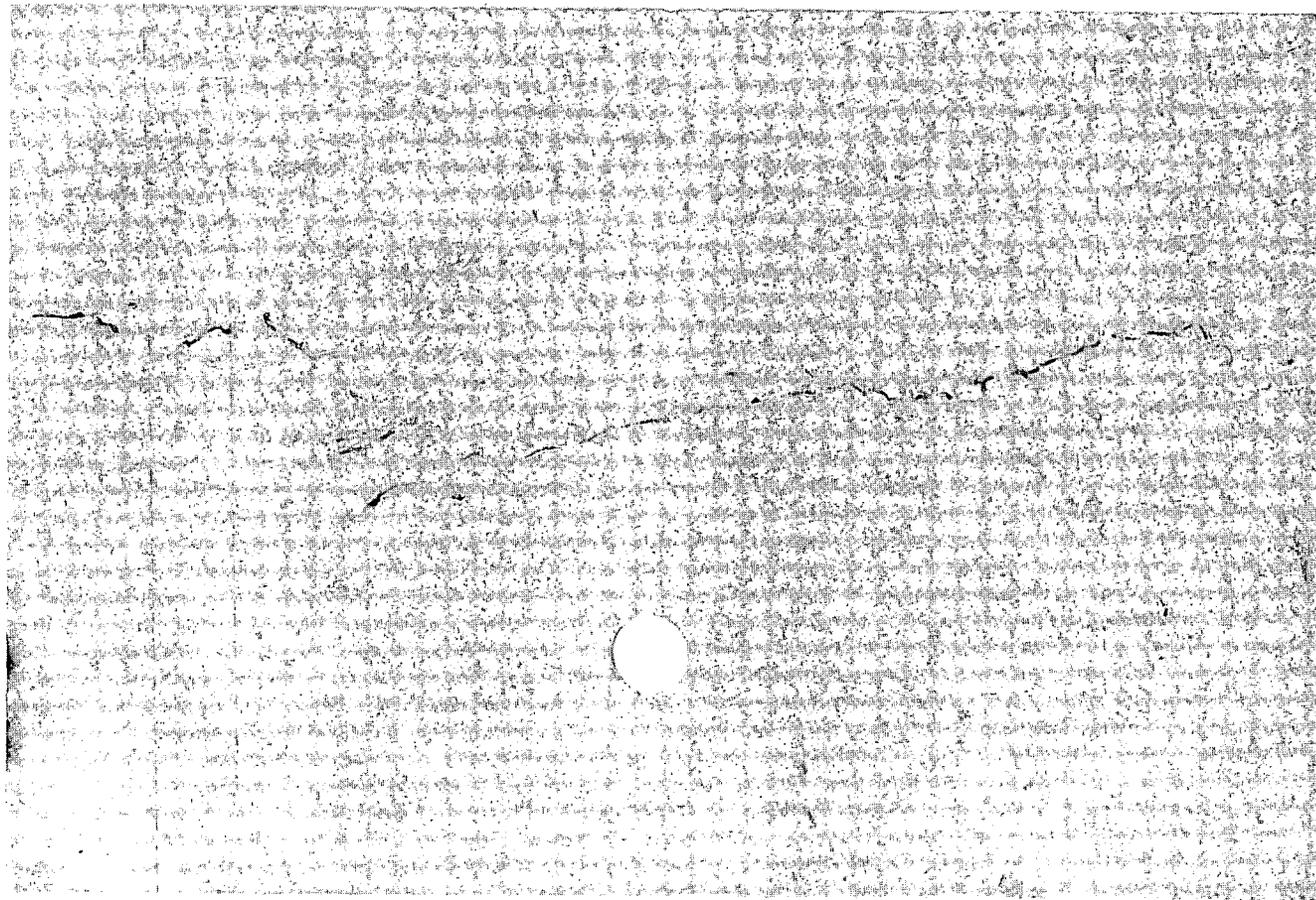


Abb.12: Ziegeleigrube Vollmarshausen, östl. Kassel, Nordwand,
- Tuffband -
Fünzigpfennigstück als Größenmaßstab.-Zeichnung des
Gesamtprofils in ROHDENBURG 1966b , Abb.17,18

wird *) (vgl. Abb.12).

In Nordhessen wurde dieses Tuffbändchen zuerst in der Lehmgrube südlich Wehren und dann auch im Profil Lohne (vgl. Abb.10) entdeckt. Seine Identität mit Vorkommen aus dem Rheingau konnte von Herrn Dr. E. Kalk durch mineraloptische Untersuchungen festgestellt werden. Da die genaue stratigraphische Situation des Tuffbandes sicherstand, konnten wir es in den Ziegeleigruben von Vollmarshausen, Kirchberg, und Großenritte wiederfinden, obwohl es dort stellenweise kaum millimeterdick ist. In Südniedersachsen wurde das Tuffbändchen in Elvershausen und Hohnstedt gefunden.

Die schon vorher aufgestellte Bodenstratigraphie wurde durch die Tuff-Funde in bester Weise bestätigt. Unentbehrlich erwies sich das Tuffband bei der Bodenparallelisierung über weite Strecken, etwa zwischen Nord- und Südhessen (vgl. SCHÖNHALS, ROHDENBURG u. SEMMEL 1964). Aufgrund der damit gegebenen exakten Vergleichsmöglichkeiten konnte festgestellt werden, daß im Rhein-Main-Gebiet zwischen wj2 β und wj3 δ dicht unterhalb des Tuffbandes noch ein weiterer geringmächtiger Boden auftritt, der in Lohne nicht vorhanden ist. In ähnlicher Position sind schwach ausgebildete Böden auch in Hofgeismar und Lenglern entwickelt; deren genaue stratigraphische Stellung konnte jedoch nicht festgelegt werden, da dort kein Tuff gefunden wurde. Für diesen Boden wurde die Bezeichnung wj3 β reserviert.

Auch bei den anderen Böden gibt es Intensitätsunterschiede zwischen Nord- und Südhessen. So kann im Rhein-Main-Gebiet wjly fast unkenntlich werden bei mäßiger bis guter Ausprägung der Rostbänderzone im wj1 β . Dagegen ist wj2 β im Süden in der Regel sehr viel kräftiger entwickelt; die Zweiteilung kann auch dort beobachtet werden, wj3 δ ist im Süden wieder weniger auffallend, allerdings liegt dieser Boden an den wenigen bekannten Vorkommen schon im Ca-Horizont des holozänen Bodens.

*)Dort liegt der von FRECHEN mit dem Tuffbändchen parallelisierte Brockentuff allerdings direkt auf einem braunen Boden, der von mehreren Autoren (FRECHEN u. ROSAUER 1959, MÜCKENHAUSEN 1959, REMY 1959) übereinstimmend für "Paudorf" gehalten wird. Diese andersartige stratigraphische Situation läßt Zweifel an der Parallelisierung entweder des Tuffes oder des Bodens aufkommen.

Die Jungwürm-Folgen von Lohne und Kirchberg (Abb.6) unterscheiden sich im wesentlichen nur durch den Umstand, daß im etwas kürzeren Kirchberger Profil der Boden wj3δ nicht zu erkennen ist; er wurde vermutlich vom holozänen Boden überprägt.

Das Profil Vollmarshausen (Abb.17 bei ROHDENBURG 1966 b) besitzt dagegen eine noch reichere Abfolge als Lohne. Hier ist noch ein Boden wj4β entwickelt. Er tritt an der Profilwand nur in Sackungsmulden von Eiskeilen unter dem ihn sonst überprägenden holozänen Boden heraus. Gleiche Verhältnisse sind auch in Bils- hausen (ROHDENBURG 1966 b, Abb. 7-10) gegeben. Dort wird außer wj4β auch wj3δ nur an solchen Stellen erkennbar, wo durch Abtauen von Eiskeilen die Oberfläche zeitweise einmuldete. wj4β ist etwas schwächer als wj3δ, aber stärker als wj2β entwickelt. Über seinen Carbonatgehalt läßt sich nichts aussagen, da er bislang nur im Entkalkungsbereich des holozänen Bodens angetroffen wurde. Da auch wj4β kein brauner Boden ist wie der Lohner Bodenkomplex, so ist aus Analogiegründen anzunehmen, daß er - wie die anderen Jungwürm-Böden - pleistozän nicht entkalkt worden ist. Über seinen ursprünglichen Tongehalt usw. lassen sich ebenfalls keine Aussagen machen. Dafür ist die sekundäre Überprägung zu groß.

3.3.2 Vergleich mit Nachbargebieten.

Auf die Parallelisierung dieser Jungwürmfolge mit der des Rhein- Main-Gebietes wurde schon eingegangen. Es bleibt nur noch der Vergleich mit S a c h s e n (LIEBEROTH 1963), denn aus keinem anderen Gebiet sonst sind durchgehend gegliederte Jungwürmprofile bekannt geworden, abgesehen von Ansätzen dazu in der ČSSR.

LIEBEROTHs (1963 S.182) "Rostbändergley" entspricht unserer "Rostbänderzone" (wj1β). Der darüber folgende Boden wj1γ ist in Sachsen - wie im Rhein-Main-Gebiet (s.o.) - offenbar so schwach entwickelt, daß er in LIEBEROTHs Sammelprofil (1963, Abb.13) keine Aufnahme gefunden hat. Die von LIEBEROTH sogenannten Grauflecken treten bei uns nur in standörtlich feuchten Profilen auf, dann aber kaum mit stratigraphischer Bindung.

LIEBEROTH gliedert den Jungwürm-Löß in zwei Hauptabschnitte wj1 und wj2 ein, wobei deren Grenze an die Unterkante der zuerst von Lieberoth (1959) beschriebenen Lamellenfleckenzone (LFZ) gelegt wird. Die Lamellenfleckenzone hält LIEBEROTH schon für

pleistozän, und zwar synsedimentär entstanden. Er sieht in ihr eine stratigraphisch wichtige Erscheinung. Nach sehr vielen Beobachtungen in der weiteren Göttinger Umgebung kann aber nachgewiesen werden, daß die LFZ zweifellos postsedimentär und sehr wahrscheinlich postglazial ist. In Profilen mit wellig verlaufender Carbonatgrenze, wie z.B. Vollmarshausen, ist sie nämlich nicht horizontbeständig, sondern schneidet die dem Löß eingelagerten Bodenzonen - wie in Großenritte z.B. das Tuffband in gleicher Weise wie die Carbonatgrenze. Nach diesem Befund kann also nicht erwartet werden, daß diejenigen "Frostgleye", an deren Oberkante die LFZ beginnt, einander stratigraphisch äquivalent sind. So ist es gut vorstellbar, daß der Boden wj2 β , wenn die Carbonatgrenze ihn gerade erreichte, zur Trennung von wj1 und wj2 benutzt wurde und andererseits, wenn er - wie z.B. in Bils- hausen und Hattorf - im entkalkten Bereich liegt, zur Trennung von wj2¹ und wj2²!

Noch ein weiterer Punkt ist bei der Besprechung des Jungwürms wichtig. FREISING (1949) hatte stets nur einen Naßboden innerhalb des Würmlösses gefunden. BRUNNACKER (1957) und FINK (1962) berichten über ähnliche Verhältnisse in Bayern und Niederösterreich. Sie parallelisierten diesen Naßboden mit dem "Braunen Verwitterungshorizont" oder Stillfried B und stellten ihn ins Paudorfer Interstadial. Seit aber in den mächtigeren *) Würmserien der nördlicher gelegenen Gebiete vom Niederrhein (PAAS 1961) bis Sachsen (LIEBEROTH 1963) wie aus dem Rhein-Main-Gebiet stets mehrere Naßböden bekannt geworden sind, muß an dieser Parallelisierung gezweifelt werden. Denn diese Naßböden liegen - vorwiegend über den Böden des Paudorfer Interstadials. So sprach z.B. FREISING (1954, Abb.1) in seinem Profil 6 (Wiesbaden, Erbenheimer Landstraße) den Boden wj2 β als Naßboden III an, im Profil 5 rechnete er auch noch wj1 β " (oder γ) dazu. Vorstellbar wäre durchaus, daß es bei standörtlich feuchten Profilen (bzw. beträchtlichem Carbonatgehalt) im Paudorfer Interstadial nicht zu vollständiger Entkalkung kam, und sich deshalb kein brauner Boden,

*) So ist z.B. die Würmserie in Meißen über 14 m mächtig (LIEBEROTH 1963, Abb.2). Das an der Hauptterrassenkante des Rheins liegende Profil Frimmersdorf umfaßt etwa 18 m Würmlöß (PAAS 1961). Die Jungwürmserie in Elvershausen (Eichsfeld) umfaßt allein 7,60 m.

sondern ein Naßboden entwickelte. Es ist aber bislang noch kein zwingender Beweis - etwa ein Bodentypenwandel innerhalb eines Großaufschlusses - für diese Möglichkeit gefunden worden. Gerade in standortsbedingt feuchtgeprägten Lößprofilen muß auch berücksichtigt werden, daß Schichtlücken die Ursache sein können, wenn kein brauner Boden den Würmlöß gliedert, folgte doch auf das Paudorfer Interstadial eine der kräftigsten Solifluktuationsperioden der letzten Kaltzeit. So konnte z.B. in Kirchberg und Albaxen ein Auskeilen des LB beobachtet werden. Mittelwürm- und Jungwürmlöß sind dann kaum voneinander zu trennen.

4. DIE LABORUNTERSUCHUNGEN

4.1 BERECHNUNGS- UND DARSTELLUNGS-SCHEMA (Abb.13)

Bei der Darstellung von mechanischen, mineralogischen und chemischen Untersuchungs-Ergebnissen an Lössen begegnet man immer wieder dem Problem einer unzulänglichen Untergliederung und Berechnungsbasis, die eine Umrechnung erschweren und häufig Vergleiche unmöglich machen. Die Wahl der Fraktionen bei der Korngrößen-Trennung sollte z.B. auf die spezifischen Veränderungen zugeschnitten sein, die bei der Bodenbildung aus Löß eintreten können. Eine unsachgemäße Fraktionsbildung kann hierbei zu einer völligen Verschleierung der wahren Verhältnisse führen. Wir verwenden im folgenden für die Darstellung unserer Ergebnisse nebenstehendes Berechnungs- und Aufgliederungs-Schema, das wir zugleich als Grundlage für Vergleichs-Untersuchungen an Lössen vorschlagen möchten. Es basiert auf den Erkenntnissen, die im methodischen Teil dieser Arbeit gewonnen wurden, und stellt das Minimum an methodischer Aufgliederung dar, das bei Lößuntersuchungen zu berücksichtigen ist.

Alle Anteile werden in diesem Schema auf 100 Teile nichtcarbonatische Substanz der Korngröße $< 63\mu \text{ } \emptyset$ bezogen (A). Solange keine Tonabfuhr erfolgt, bleibt die Summe A als Berechnungsbasis konstant. Der Carbonat-Anteil (C) als stark veränderliche Größe wird separat fraktioniert und ebenfalls auf 100 Teile A bezogen. Das Gleiche soll für den carbonatfreien Sand (B) gelten, dessen

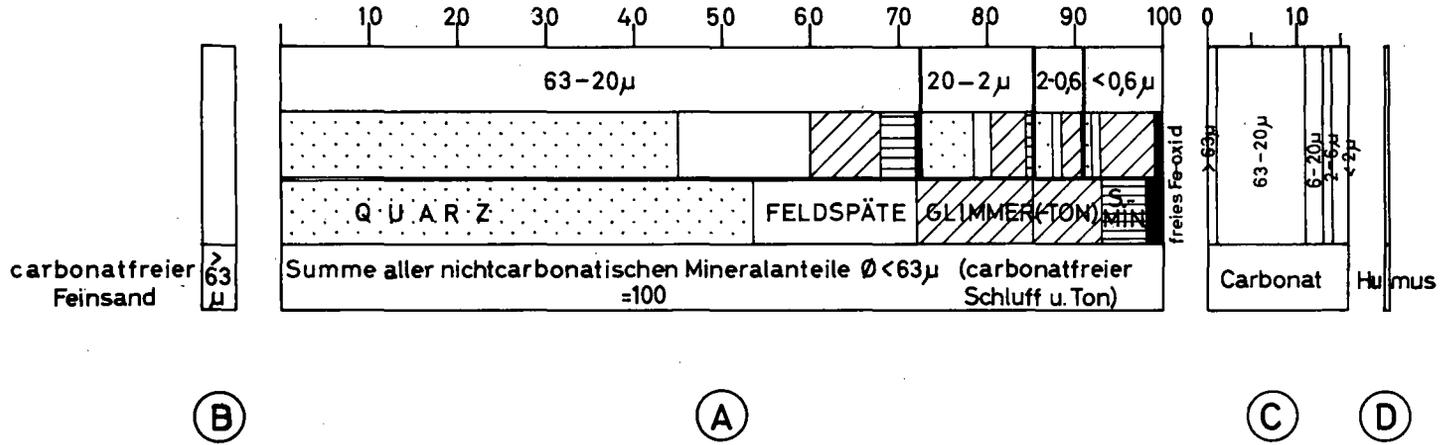


Abb. 13: Analysen-Berechnungsschema für Lößproben, dargestellt unter Verwendung von Analysendaten typischer parapräimärer Lösses aus Südniedersachsen/Nordhessen.

stark schwankender Anteil häufig auf lokale Beimischung zu dem ferntransportierten Lößschluff zurückzuführen und daher möglichst gesondert zu betrachten ist. Auch die Humusanteile (D) werden auf A bezogen; besonders bei schwarzerdeartigen Böden kann auch die Tonsubstanz als Bezugsbasis dienen.

4.2 DIE CaCO₃ - METABOLIK

Einer der ersten Verwitterungsprozesse bei der pedogenetischen Umwandlung von Löß besteht in der Mobilisierung seiner Carbonat-Komponente. Es ist möglich, Untersuchungen über die Menge und Verteilung des Carbonats zur Beantwortung stratigraphischer und pedogenetischer Fragen heranzuziehen. Voraussetzung hierzu ist jedoch die Kenntnis der mikromorphologischen Teilprozesse der Carbonatmetabolik in den Lössen und den aus Löß entstehenden Böden und die Zuordnung der Umwandlungsphänomene zu einem bestimmten pedogenetischen Milieu. Anhand der Abbildungen 14 und 15 sollen zunächst die mikromorphologisch erkennbaren Umwandlungs-Prozesse des Löß-Calcits erläutert werden. In der graphischen Darstellung (Abb.16) werden die Auswirkungen dieser Carbonat-Umwandlung auf die Calcit-Verteilungs-Diagramme der Lößverwitterungs- und Lößboden-Horizonte dargelegt. Danach erfolgt die Interpretation verschiedener Lößprofile anhand ihrer Carbonat-Verteilungsdiagramme.

4.2.1 Methodik:

Die Dünnschliffe wurden nach ALTEMÜLLER (1962) mit vertikaler, bei Schliff I und N mit horizontaler Orientierung der Schliff-Fläche hergestellt. Die Aufnahmen wurden mit dem Polarisationsmikroskop bei gekreuzten Nikols gemacht. Durch synchrone Drehung von Polarisator und Analysator bei ruhendem Präparat konnte erreicht werden, daß nahezu alle Mineralkörper aufgeheilt, die Intergranular- und Porenräume dagegen dunkel erscheinen. Die beigefügten Maßstäbe sind 300 μ lang, die 60 μ -Unterteilung entspricht der Obergrenze der Korngrößen in der Schluff-Fraktion (bei 63 $\mu\phi$).

Die Verteilungsdiagramme des Carbonats wurden in folgender Weise ermittelt: Die lufttrockenen Proben (20 g) wurden in 10⁻³ n NaOH (zur Vermeidung der Carbonat-Anlösung) mit Hilfe von Vibrationsmischern mechanisch dispergiert; die angegebenen Korngrößen-Fractionen wurden nach Absieben des Feinsandes ($\phi > 63 \mu$) in Atterberg-Zylindern präparativ gewonnen. In diesen Fractionen wurden

nach SCHEIBLER gasvolumetrisch (CO_2 -Freisetzung durch HCl) bzw. mit dem Gasanalysen-Gerät von WÖSTHOFF konduktometrisch (CO_2 -Freisetzung durch Glühen), die Carbonatgehalte bestimmt. Im letzteren Fall ließen sich anhand der CO_2 -Freisetzungs-Zeitkurve zusätzliche Anhalte für die Carbonat-Korngrößen-Verteilung gewinnen. Da ohne vorherige CaCO_3 -Beseitigung im allgemeinen eine exakte Korngrößenfraktionierung nicht möglich ist, wurden die einzelnen Fraktionen nach der Carbonatzerstörung noch einmal korngrößenanalytisch aufgetrennt und die auf die einzelnen nichtcarbonatischen Kornfraktionen entfallenden Carbonat-Anteile extrapolativ ermittelt. Dabei zeigte sich, daß die angewandte Dispergierungsmethode ausreichend war, um bei den zu untersuchenden Lößproben schnell und hinreichend exakt das Sand-Carbonat ($\phi > 63\mu$) vom Grobschluff-Carbonat ($20-63\mu$) und dieses sedimentativ vom Feinschluff- und Ton-Carbonat ($< 20\mu$) zu trennen. Somit ließ sich dieses Verfahren serienmäßig anwenden. Die durch Carbonat-Verbackung hervorgerufenen Ungenauigkeiten erstrecken sich hauptsächlich auf die Feincarbonat-Fraktionen ($\phi < 20\mu$), deren Auftrennung sich jedoch sowieso in den meisten Fällen erübrigt.

4.2.2 Primär-Carbonat im Löß.

Wenig umgewandeltes Lößmaterial, das in seiner sedimentpetrographischen Beschaffenheit noch annähernd den ursprünglichen Zustand bewahrt hat, tritt in den untersuchten Lößprofilen besonders in den Abschnitten wj2 α und wj3 α in größerer Mächtigkeit auf. In ihm entspricht die Verteilung der Calcit-Korngrößen annähernd dem Verteilungsdiagramm der übrigen, nicht-carbonatischen Mineralspezies (vgl. SCHEFFER et. al. 1958), deren Verteilungs-Maximum in der Grobschluff-Fraktion 20-60 μ liegt. Die Diagramme 1a und 2a in Abb. 16 zeigen die durchschnittliche Korn-Verteilung des Calcits in den wj2 α -Lössen des nördhessischen Raumes (ca. 16% CaCO_3), und des südlichen Niedersachsen (ca. 11% CaCO_3). Dünnschliff A demonstriert, daß es sich bei dem primären Grobschluff-Calcit überwiegend um Calcit-Einzelkörner (A-a) und nur zum geringen Teil um Carbonatbeläge (A-c) auf den nichtcarbonatischen Körnern dieser Fraktion handelt. Die Kornform dieser Calcite ist zum Teil noch klastisch-kantig oder mechanisch gerundet, zum Teil aber auch schon lösungsschemisch gerundet und genarbt.

Vergleicht man die Calcit-Verteilungsdiagramme 1a und 2a mit den zugehörigen Verteilungs-Diagrammen der nichtcarbonatischen Minerale (z.B. Quarz und Feldspat), so läßt sich in der Regel eine geringfügige Verschiebung des Calcits zu den größeren Kornfraktionen hin feststellen. Diese kann auf die sekundäre Ummantelung der Schluff-Körner durch Calcit zurückgeführt werden. Der

Sekundär-Calcit-Anteil in den Grobschluff- und Sand-Fraktionen beträgt aufgrund von Schätzungen am Schlibfbild und an den Verteilungsdiagrammen jedoch höchstens 5 - 10 % des Gesamtcarbonat-Gehaltes dieser Fraktion. Somit sind Form, Menge und Verteilung des Calciumcarbonates in der Grobschluff-Fraktion (20-60 μ \emptyset), die rund 70 % des gesamten CaCO_3 enthält, in wenig veränderten Lössen überwiegend als sedimentär, d.h. herkunftsmäßig (kryoklastisch) und transportmäßig bedingt und nur zum geringen Teil als "diagenetisch verwitterungsbedingt" zu deuten. Im folgenden wird dieser Calcit-Anteil als "Primärcalcit" bezeichnet.

4.2.3 Verschiedene Umwandlungstendenzen zu Sekundär-Carbonat.

Überall dort, wo sich in einer Lößabfolge pedogenetische Einflüsse abzeichnen, d.h. wo von einer ehemaligen oder von der heutigen Oberfläche her CO_2 -haltige Bodenlösung eingedrungen ist und den Löß einer Wechseldurchfeuchtung oder Perkolation unterworfen hat, ist eine lösungschemische Umfällung des Primärcalcits zu beobachten, die von einer Carbonat-Verlagerung (Verarmung - Anreicherung) begleitet oder gefolgt sein kann, aber auch unabhängig davon ohne Veränderung des CaCO_3 -Gehaltes vor sich gehen kann.

Die Umfällung erfolgt unter An- und Auflösung des Primärcalcits und unter Ausfällung als feinkörnigeres oder grobkörnigeres Sekundärcarbonat; d.h. die Carbonat-Umfällung wie auch die verlagerungsbedingte Verarmung und Anreicherung von CaCO_3 bewirken in jedem Fall eine Verschiebung des Calcit-Verteilungsdiagrammes.

Grundsätzlich lassen sich mikro- und makromorphologisch zwei entgegengerichtete Tendenzen der Carbonatumfällung beobachten (vgl. MOROZOVA 1964):

1. die Anreicherung von Sekundärcarbonat in Feinschluff- und Tongröße ($\emptyset < 20\mu$), besonders in der Größenordnung 2-20 μ \emptyset mit Schwerpunkt in der Fraktion 2-6 μ \emptyset , die vorwiegend im Intergranular-Hohlraumnetz des Lößgefüges erfolgt, und
2. die Anreicherung von Sekundärcarbonat in Fein- bis Grobsandgröße ($\emptyset > 63\mu$) und schließlich von Lößkindln, die einerseits ebenfalls im Grundgefüge des Lösses unter Einschluß der nicht-carbonatischen Mineralkomponente vor sich gehen kann (Einschluß-Konkretionen), andererseits aber vorwiegend als randständi-

ge oder wandständige Sekundärbildung (KUBIENA 1938) auf die Leitbahnen, d.h. durchgehende Grobporen, beschränkt ist. Die letztgenannten Ausscheidungsformen können als Poren-Füll- und Poren-Hüll-Carbonat bzw. -Konkretionen bezeichnet werden, wobei das Poren-Hüll-Carbonat ebenfalls eine Art Einschluß-Konkretion darstellt.

Diese beiden Vorgänge der Carbonat-Umfällung und -Neubildung laufen meist nebeneinander ab. Zahlreiche Vergleichs-Untersuchungen an den Carbonat-Umfällungs- und Anreicherungs-Horizonten holozäner Lössboden-Profile haben jedoch gezeigt, daß je nach dem herrschenden hydrologischen Milieu die eine oder andere Neubildungstendenz bevorzugt wird. Das bedeutet, daß das Umverteilungs-Diagramm des Calcits in pedogenetisch beeinflusstem Lössmaterial durchaus als Kriterium für die pedohydrologischen Standortverhältnisse dienen kann, unter denen die Umwandlung stattgefunden hat. So erfolgt z. B. die bevorzugte Umfällung des Primärcalcits zu sekundärem Feincarbonat überwiegend an Standorten mit ungehemmter natürlicher Dränung unter Verhinderung einer H_2O -Übersättigung des Lössmaterials, die Grobcarbonat-Bildung dagegen überwiegend unter staunassen Bedingungen oder unter dem Einfluß eines hochliegenden Grundwasserspiegels.

4.2.4 Bildung sekundären Feincarbonates.

Die Umfällung des Löss-Primärcalcits zu sekundärem Feincarbonat läßt sich anhand der Schliiff-Serie A bis D (Abb.14) und den Verteilungsdiagrammen 1a bis 3a (Abb.16) der "trockenen" Löss-Umwandlungs-Zonenfolge zeigen. Die Abbildungen und Darstellungen geben die Verhältnisse wider, wie sie z.B. in der $CaCO_3$ -Umfällungs-, z.T. auch schon Anreicherungszone unter den B-Horizonten rezenter und eemzeitlicher Parabraunerden, unter dem Lohner Boden, aber auch in analoger Weise in den jungwürmzeitlichen Boden-Horizonten vorliegen.

Im Gefügeverband eines wenig veränderten Lösses (z.B. wj2 α und wj3 α), dessen Korngrößen-Verteilungsmaximum zwischen 20 und 63 $\mu \emptyset$ liegt, schwankt das Maximum der Intergranular-Poren etwa zwischen 4 und 25 $\mu \emptyset$ (pF 2,9 - 2,1), beträgt also 1/5 bis 2/5 (im Schnitt etwa 1/3) der vorherrschenden Korngröße. In diesem

Abb. 14 : Dünnschliff-Aufnahmen zur mikromorphologischen Umwandlung des Calciumcarbonates bei der pedogenetischen Umwandlung des Lösses.

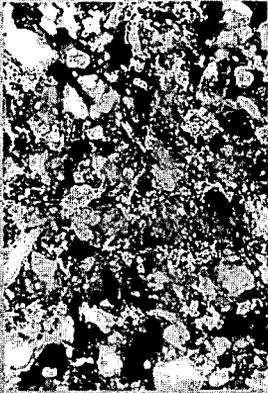
Aufnahmen polarisationsoptisch bei gekreuzten Nikols und synchroner Drehung von Polarisator und Analysator zur Erreichung möglichst vollständiger Aufhellung der Mineralsubstanz und Dunkelhaltung des Porenraumes; Maßstablänge 300 μ mit 60 μ - Unterteilung.

SERIE A bis D Umfällung des grobschluff-körnigen Primärcalcits zu feinschluff-körnigem Sekundärcalcit im unveränderten, von Grobporen freien Löß-Grundgefüge unter guten natürlichen Drän-Bedingungen. A bis C ohne CaCO_3 -Zufuhr; D unter Carbonat-Zufuhr von oben:

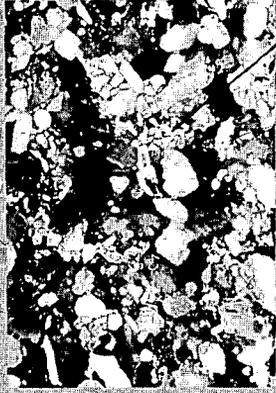
- A : a kantige, mechanisch und lösungsschemisch gerundete Primär-Calcitkörner von Grobschluff-Größe, daneben beginnende Sekundärcalcit-Ausscheidung auf Kornoberflächen,
- B : b in Auflösung begriffene Primär-Calcite,
c zunehmende CaCO_3 -Ausscheidung auf den Oberflächen anderer Mineralkörner und beginnende Füllung der intergranularen Hohlräume,
- C : d zunehmende Füllung des Porenraumes mit Feincalcit- (<10 $\mu\phi$)-Aggregaten,
- D : Zementierung des intergranularen Porennetzes durch Feincalcit bei Carbonatzufuhr.

SERIE E bis G Entstehung grobkörnigen Sekundärcalcits durch Bildung von Einschuß-Konkretionen im stärker durchfeuchteten Löß-Grundgefüge in der Umgebung aerierter Grobporen:

- E : umrandete Zone: Anlage einer Einschuß-Konkretion unter einsetzender Zementierung des Intergranular-Porenraumes, unten links Luftporen-Anschnitt,
- F : Kugel-Einschuß-Konkretionen unterschiedlichen Ausbildungsgrades,
- G : insuläre, fossile; angebrochene Einschuß-Konkretion im sekundär verknetyten Lößbodengefüge (wj2 β -Vollmarshausen)
- e durch Anschliff freigelegter, durchkristallisierter Konkretions-Kern.



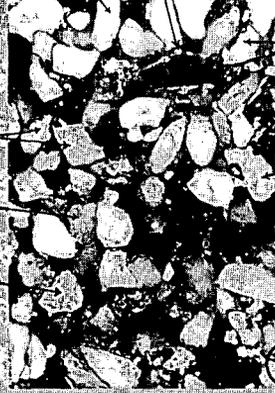
(D)



(C)



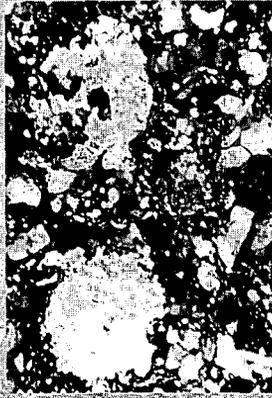
(B)



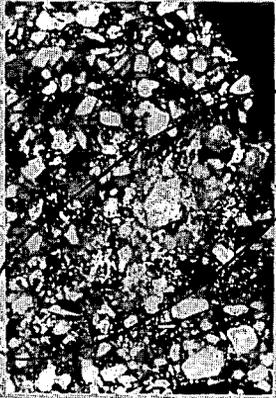
(A)



(G)



(F)



(E)

000E
009

Abb. 15(Fortsetzung zu Abb. 14)

SERIE H bis I Entstehung von sekundärem Grobcarbonat in Form von Kalkröhrchen um Grobporen bei starker Vernässung;

H : f randständige Zementierung des Lößgefüges in Form einer Röhren-Einschluß-Konkretion,

I : g Kalkröhrchen, stark verdickt, sekundär Fe-oxid-inkrustiert,

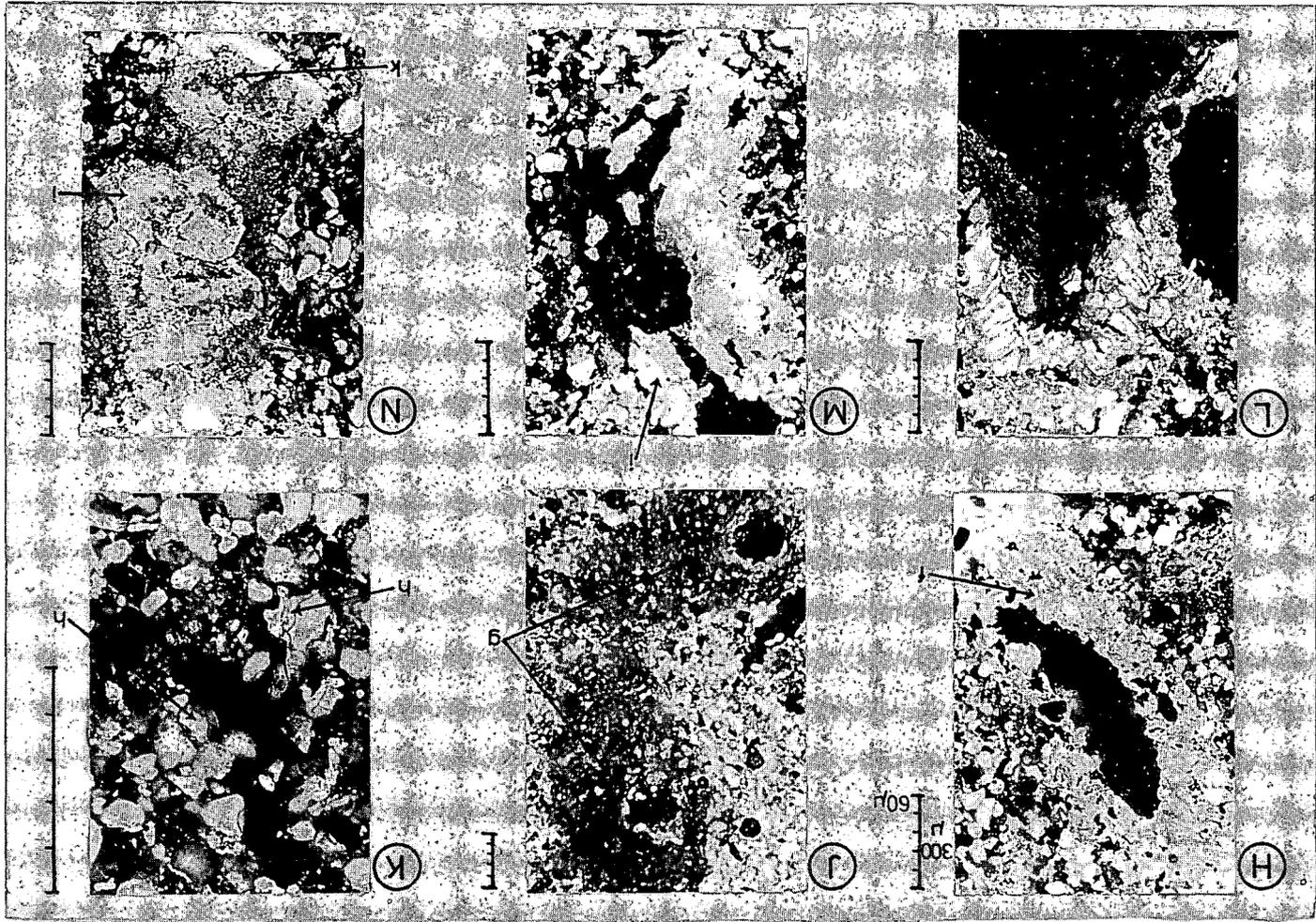
SERIE K bis N Grobcarbonat-Ausscheidung (Füllcarbonat und -konkretionen) innerhalb von Grobporen bei zeitweilig völliger H₂O-Durchtränkung;

K : Beginn der massigen Calcit-Abscheidung in Form von Aufwuchs-Wülsten auf anderen Mineralkörnern am Porenrand,

L : palisadenartiges Vordringen des Calcits in das Poren-lumen,

M : fortschreitende Porenfüllung mit Calcit, der I am Rande durchkristallisiert und massig verdichtet ist;

N : vollständige Porenausfüllung mit I harter, durchkristallisierter wandständiger Schale und K lockerem Feincarbonat-Kern.



Kapillar-Porennetz findet im Wechsel von Aufsättigung und Austrocknung die Abscheidung des sekundären Feincarbonates aus der unterschiedlich gespannten Kapillar-Lösung statt. Die Korngröße des Sekundärcarbonates wird dabei vom Maximal-Durchmesser der Intergranular-Hohlräume ($<25\mu$) nach oben hin begrenzt, ist aber meist sehr viel kleiner (s.o.). Die Calcit-Ausscheidung beginnt im Bereich der höher gespannten Wassermerisken an den Berührungspunkten der Grobschluff-Körner. Sie greift von hier aus auf die Korn-Oberflächen über (Schliff B), wobei auch Grobschluff-Calcitteilchen sekundär überkrustet werden können. Infolge dieser Hüllenbildung geht bei der Fraktionierung ein Teil des Sekundärcarbonates mit in die Grobschluff-Fraktion ein und erhöht deren Carbonatgehalt. Die Menge reicht jedoch nicht aus, um den in dieser Phase bereits eingetretenen Abbau des Grobschluff-Calcits zu verschleiern.

Im fortgeschrittenen Stadium der bloßen Umfällung (Schliff C) ist bereits ein großer Teil des Kapillar-Lumens durch feinkörnigen (\emptyset überwiegend $<10\mu$) Sekundärcalcit ausgefüllt. Dies gibt sich auch bei der Aufnahme von Wasserbindungs- (pF-)Kurven an solchen Lößproben in einer deutlichen Verminderung des "langsam dränenden" Porenvolumens (pF 1,77 - 2,5) zu erkennen. Schliff C entspricht etwa dem Verteilungs-Diagramm 2a. Von den 8 Teilen Grobschluff-Carbonat sind der Auszählung zufolge nur noch etwa 5 - 6 Teile Primär-Calcit, der Rest (2 - 3 Teile) ummantelnder Sekundär-Calcit. Bis zum Stadium C kann die Umfällung etwa fortschreiten, wenn das Lößmaterial keine weitere Carbonat-Zufuhr erhält und die Umbildung auf den primären Carbonatgehalt beschränkt bleibt. Erfolgt darüber hinaus von oben her auf dem Wege kapillarer Strömung (unsaturated flow) eine Carbonat-Zufuhr, so scheiden sich diese Mengen ebenfalls ausschließlich als Feincarbonat ab. Dadurch kann es zu einer weitgehenden Zementierung des intergranularen Hohlraumsystems kommen, wie Schliff D (etwa entsprechend Diagramm 3 a) zeigt.

4.2.5 Bildung sekundären Grobcarbonats.

Unter feuchten Bedingungen mit langfristiger oder permanenter H_2O -Füllung der Intergranular-Räume wird die Ausscheidung von

Feincalcit in den Intergranularen hintangehalten. Die Ausfällung von Carbonat vollzieht sich hier vorwiegend im Bereich der groben durchlüfteten Leitbahn-Poren, in deren Umgebung ein häufigerer Durchfeuchtungswechsel und ein stärkeres Schwanken der CO_2 -Partialdrucke gegeben ist. Derartige Bedingungen herrschen in Lössen z. B. bei hochstehendem Grundwasserspiegel (< 5 m unter Oberfläche), bei Staunässe infolge Unterlagerung durch wenig durchlässige Schichten oder Einschaltung pedogenetischer Verdichtungszonen, bei Hangwasserzuzug in Unterhang- oder Senkenposition oder auch bei langfristig gefrorenem Untergrund in einer dünnen Auftauschicht vor. Carbonat-Verlagerung ist aufgrund des lößeigenen guten hydrostatischen Kapillarwasser-Leitvermögens auch unter solchen Standortsbedingungen noch möglich, wenn auch in reduziertem Ausmaß.

Als spezifische Grobcarbonat-Neubildungen treten unter diesen Verhältnissen globuläre und röhrenförmige Einschluß-Konkretionen auf, deren Entstehung in den Schriffserien E bis G und H, I gezeigt wird. Kugel-Einschluß-Konkretionen bilden sich unter fortschreitender Ausfüllung und Zementierung der Intergranularen (E) und zunehmender Verbackung der nichtcarbonatischen Kornanteile in ihrem ursprünglichen Gefüge (F). Der Kern der kugeligen, oberflächlich feinkristallin-griselig erscheinenden Körper kann grobkristallin-palisadenförmig durchkristallisiert sein (G). In Jungwürm-Böden, wie z.B. Vollmarshausen wj2 β und 3 δ , die sich lokal in ehemaliger Muldenposition aufgrund ihres Na β -Kindl-Gehaltes bereits makroskopisch als Feuchtbildungen (s.u.) zu erkennen geben, ist das pedogenetisch oder kryoturbat durchknetete Lößgefüge dicht durchsetzt von derartigen dislocierten, z.T. bruchstückhaften Relikt-Konkretionen von Mittel- bis Grobsandgröße (Schliff G).

In ähnlicher Weise erfolgt die Bildung von Kalkröhren, die ebenfalls Einschluß-Konkretionen darstellen (H). Bei ihnen kann die häufig zu beobachtende syn- oder epigenetische Eisenoxid-Inkrustation eine zusätzliche Stabilisierung bewirken (I).

Abweichend von diesen beiden Formen der Konkretionsbildung demonstriert die Schriffserie K bis N die Bildung von Poren-Füllkonkretionen aus reinem Calcit im Innern von Grobporen. Aus diesen können schließlich jene bizarr geformten Na β -Kindl hervorge-

Abb. 16: Korngrößen-Verteilungsdiagramme des Carbonats im unveränderten Löß (1a u.1b) und in den Carbonat-Mobilisierungszonen des holozänen Bodens.

Linker Pfeil: Zonenfolge in Jungwürm-Profilen bei tief-
liegendem Grundwasser (>8m),
Poren >2-6 μ langfristig H₂O-frei,

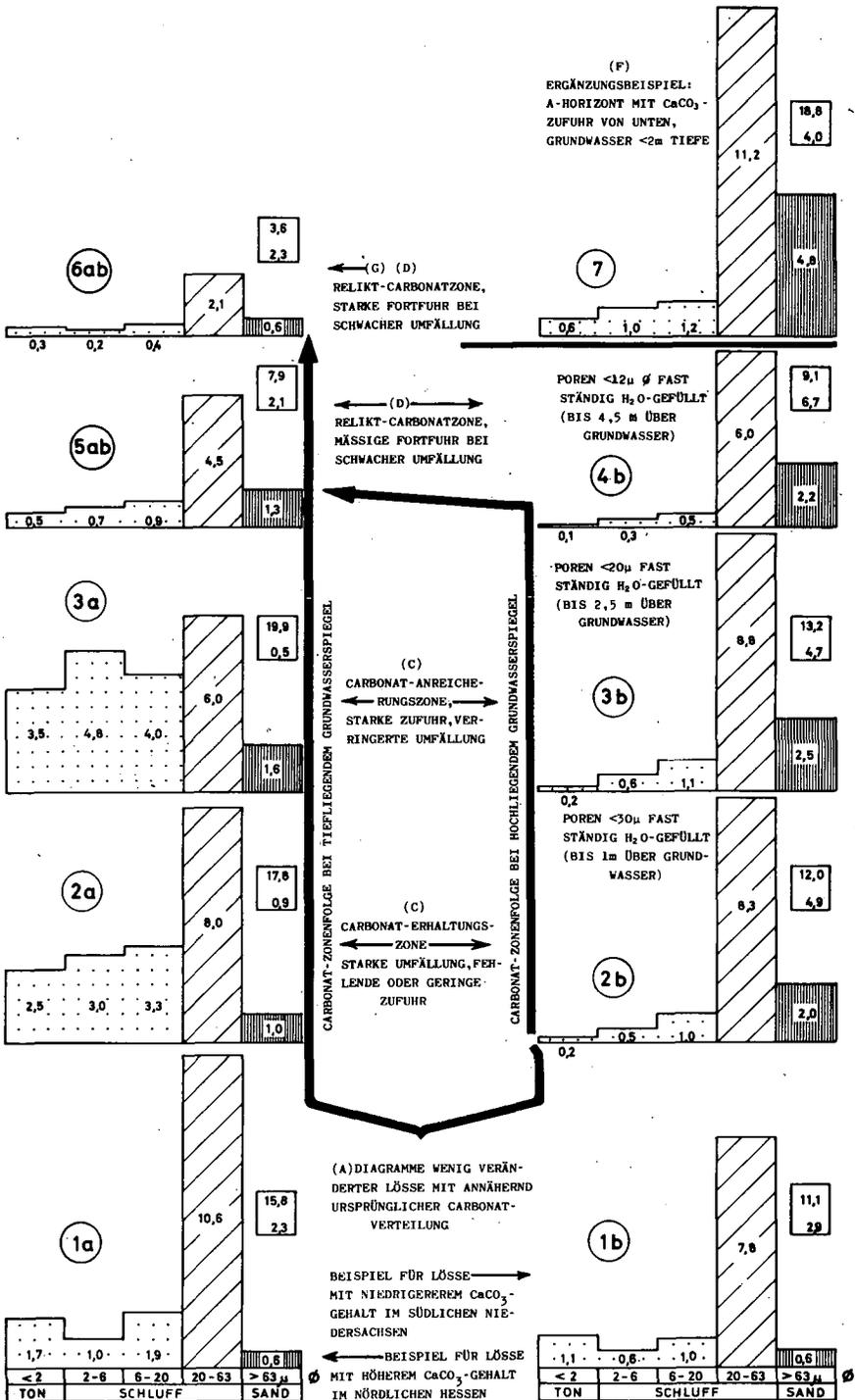
Rechter Pfeil: Zonenfolge in Jungwürm-Profilen bei hoch-
stehendem Grundwasser (<5m),

Eingerahmte Zahlen: oben: Gesamt-Carbonat-Gehalt in %

$$\left[\frac{C \cdot 100}{A} \right] \text{ (vgl. Abb. 13),}$$

unten: Verteilungs-Quotient

$$\left[\frac{\text{Grobschluff-CaCO}_3 \text{ der Fraktionen } 20-60\mu}{\text{CaCO}_3 \text{ der Fraktionen } <20 \mu} \right]$$



hen , deren äußere , durch Protuberanzen gekennzeichnete Form das verzweigte ausgefüllte Leitbahn- und Porengang-System nachzeichnet und deren Inneres schrumpfrißartig zerteilt , kavernös ausgebildet ist. In Schliff K sind in der Randzone einer Grobpore wulstige Carbonat-Aufwüchse auf nichtcarbonatischen Schluff-Körnern zu beobachten.

Von diesen ausgehend wachsen in L grobe palisaden- und tonnenförmige Calcit-Kristalle in den Porenraum hinein. In M ist das Porenolumen durch eine massige Carbonat-Füllung bereits stark eingeengt und in N vollständig verstopft. Im letzteren Stadium lassen sich deutlich die kompakten, festen, durchkristallisierten Randzonen von dem feinkörnigeren, lockeren Kern unterscheiden.

Ausgenommen von den hier angestellten Betrachtungen seien jene weich-mehligten Grobporen- und Leitbahnfüllungen aus Fein- und Grobschluff-Carbonat (Kalkmycel, Rhizosolenien, Bjeloglaska), die in der Carbonat-Anreicherungszone trockener, sehr carbonatreicher Lössse , aber auch im Kapillarsaum periodisch grundwasser-beeinflußter Bodenprofile auftreten. Sie haben für die hier zu behandelnden Fragen keinen ersichtlichen diagnostischen Wert.

4.2.6 Die Carbonatzonen-Abfolge

Unter dem Einfluß der holozänen Bodenbildung hat in den unter der gegenwärtigen Entkalkungsgrenze liegenden jungwürmzeitlichen Löß- und Lößbodenfolgen eine Carbonat-Mobilisierung stattgefunden, die oft mehrere Meter in die Tiefe reicht und meist den gesamten Jungwürm-Abschnitt bis zum Lohner Boden erfaßt hat. Ähnliches gilt für die Mittel- und Altwürm-Abschnitte unter dem paudorfinterstadialen Boden und den Rißlöß unter dem Eemboden. Demgegenüber zeigen die während ihrer Entstehungszeit nicht entkalkten Jungwürm-Böden - wenn überhaupt - nur eine geringfügige Einflußnahme auf die Carbonat-Verteilung des unmittelbar darunter folgenden Lössmaterials.

Will man daher z.B. innerhalb des Jungwürm-Abschnittes Carbonat-Untersuchungen zur Klärung stratigraphischer Fragen oder zur Deutung früherer pedogenetischer Vorgänge einsetzen , so ist es nötig , vorweg zu klären , in welche der dem holozänen Bodenbildungsprozess zuzuschreibenden Carbonat-Umwandlungszonen die jeweils zu analysierende Schichtfolge einzuordnen ist. Immer über-

lagern sich die Phänomene der pleistozänen und der holozänen von oben her induzierten Carbonatmetabolik. In Abb. 16 sind unten (1a und 1b) zwei Carbonat-Verteilungsdiagramme des nur wenig veränderten Ausgangs-Lösses dargestellt. Nach oben folgen, entsprechend der Annäherung an die Entkalkungsgrenze des heutigen Bodens, die Calcit-Verteilungsdiagramme der einzelnen Carbonat-Umwandlungszonen. Bei dieser Darstellung ist nur Lößmaterial berücksichtigt, das prä-holozän keine pedogenetische Umwandlung erfahren hat.

Auf der linken Seite (2a bis 6ab) ist die Zonenfolge dargestellt, wie sie unter Parabraunerden bei guten natürlichen Drainagebedingungen des Jungwürm-Abschnittes vorliegt, rechts (2b bis 4b und oben ebenfalls einmündend in 5 ab und 6ab) die entsprechende Zonenabfolge in ähnlich aufgebauten wj-Lößprofilen unter Feuchtschwarzerden bei einem etwa 5 m tiefen Grundwasserstand (Rosdorf bei Göttingen). Auf den ersten Blick sind die unterschiedlichen Ausfällungstendenzen des Sekundär-Carbonats zu erkennen: links vorwiegend die Ausfällungs- und Umwandlungs-Tendenz zu Feincarbonat, rechts die überwiegende Abscheidung von sekundärem Grobcarbonat in Grobschluff- bis Sandgröße. Oben rechts (7) ist als ergänzendes Beispiel die extreme Grobcarbonat-Bildung gezeigt, wie sie in A-Horizonten bei noch höher liegendem Grundwasserspiegel (<2m) und unter einer von unten nach oben erfolgenden Carbonatzufuhr häufig zu beobachten ist.

Im einzelnen läßt sich von unten nach oben fortschreitend folgende vertikale Abfolge der Carbonatzonen unterscheiden:

1. Zone starker Carbonat-Umfällung (Diagramme 2a und 2b) ohne oder mit sehr schwacher Carbonatzufuhr und daher nur geringfügiger Veränderung des primären Kalkgehaltes, im folgenden als "CARBONAT-ERHALTUNGSZONE" bezeichnet. In 2a ist die Verminderung des Grobschluff-Calcits deutlich zu erkennen, während gleichzeitig der carbonatische Fein- und Mittelschluff- sowie Tonanteil wesentlich, der Carbonatanteil von Sandgröße geringfügig erhöht werden. Bei 2b sind demgegenüber im feuchten Milieu der Feincarbonat-Anteil stark vermindert, der Grobschluff- und besonders der Sandanteil dagegen deutlich erhöht.
2. Zone anhaltender, wenn auch verringerter Carbonat-Umfällung, aber starker Carbonat-Zufuhr (Diagramm 3a und 3b), im folgenden als "CARBONAT-ANREICHERUNGSZONE" bezeichnet. Die unter 1

genannten Tendenzen verstärken sich, zumal das zugeführte Carbonat unter normalen Dränbedingungen (links) fast ausschließlich als Feincarbonat, im Feuchten dagegen (rechts) als Grobcarbonat ausgeschieden wird.

In Abb. 17 ist eine Reihe von Lössboden-Proben zusammengefaßt, die alle ihrer pedogenetischen Ausprägung zufolge mit Sicherheit vollständig oder weitgehend entkalkt gewesen und sekundär aus Überlagerenden oder seitlich angrenzenden carbonatführenden Ablagerungen wieder aufgekalkt wurden und zwar bis zu maximalen Kalkgehalten von ca 20 % . Die Verteilungskurven dieses Sekundärarcalcits zeigen erwartungsgemäß durchweg ein Überwiegen des Feincarbonates von Mittel-, Feinschluff- und Tongröße. Daneben ist auch eine, wenn auch geringere Bildung von Grobcarbonat zu beobachten, dessen Verteilungsmaximum je nach Struktur und Körnung des infiltrierten Substrates auch zum Grobschluff-Bereich hin verschoben sein kann. Fast alle Kurven weisen aber - im Gegensatz zu den in Abb. 16 dargestellten Diagrammen - ein Verteilungs-Minimum im Grob- oder Mittelschluff-Bereich auf. Die Schwankung erklärt sich daraus, daß es sich meist um pedogenetisch stark verändertes Löss-Material mit einer vom Löss abweichenden Poren-Verteilung handelt.

Im Falle der Probe Herberhausen II, bei der es sich um einen zwar völlig entkalkt gewesenen aber in seiner Primär-Struktur nur wenig veränderten, d.h. nur schwach verbraunten und kaum verlehnten Löss handelt, dessen Carbonatgehalt sekundär wieder auf die ursprüngliche Höhe angestiegen ist, wird der Unterschied zwischen einer Primärcarbonat- (vgl. Diagramm 2a) und einer Sekundärcarbonat - Verteilungskurve besonders gut veranschaulicht.

3. Zone mäßiger Carbonat-Fortfuhr (Diagramme 4b und 5ab). Diese Zone hat früher die Stadien der Umfällungs- und Anreicherungszone durchlaufen. Jetzt wird das primäre und sekundäre Feincarbonat schnell, der Grobschluff-Calcit langsamer und das Grobcarbonat sehr langsam aufgelöst und fortgeführt. Dadurch nähern sich die Verteilungsquotienten für die linke Seite wieder dem des Ausgangslösses, wobei sie sich von diesem jedoch durch die stark reduzierten Gesamt-Carbonatgehalte unterscheiden. Auf der rechten Seite, wo nur wenig Feincarbonat vorlag, kann dagegen der Quotient auf das Doppelte des Ausgangswertes steigen. Die geringere Entkalkungsgeschwindigkeit ist auf dieser Seite also nicht zuletzt auch auf die unter feuchten Bedingungen vorausgegangene Vergrößerung der Carbonatkomponente zurückzuführen!
4. Zone starker Carbonatabfuhr bei immer noch fortbestehender, wenn auch nur noch sehr schwacher Umfällung (Diagramm 6 ab). Die unter 3. genannte Tendenz der Korngrößen-Verschiebung ver-

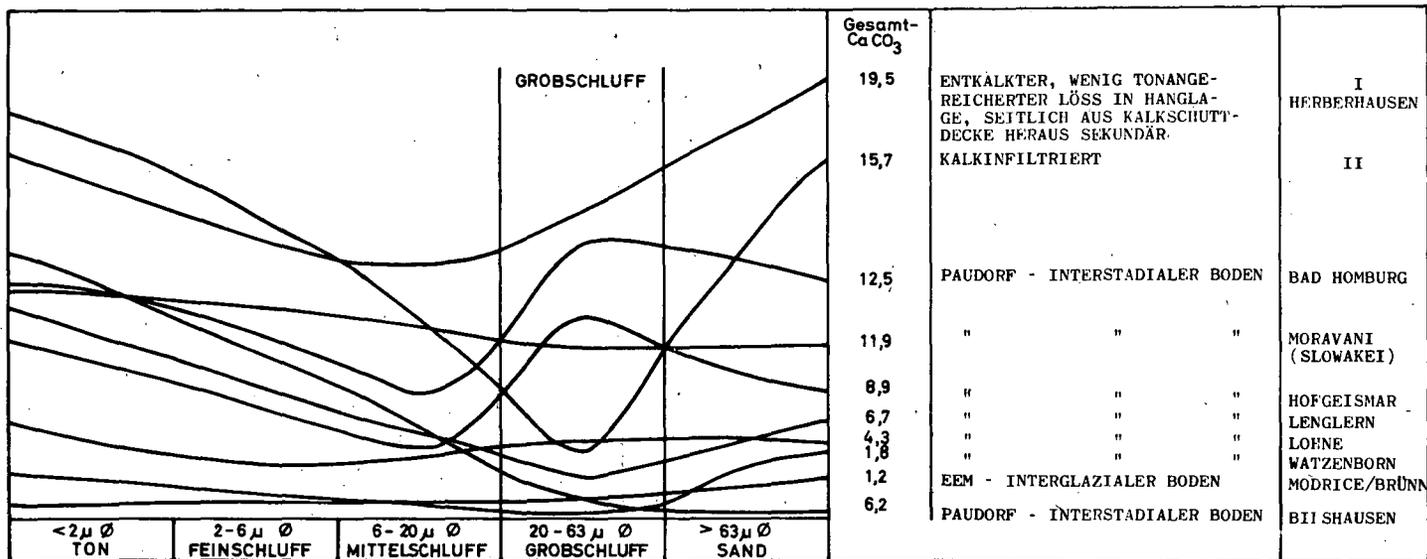


Abb. 17 Verteilungsdiagramme von Sekundär-Carbonat, das in vorher vollständig oder weitgehend entkalktem Löss- und Lössbodenmaterial durch Infiltration abgeschieden ist. Prozentangaben C .100 (vgl. Abb.13); diesen Mengen ent-

A
sprechen die Flächen unter den Verteilungskurven.

stärkt sich, wobei die nach wie vor ablaufende Umfällung immer noch neue Feincarbonat-Anteile nachliefert. Die Verteilungsquotienten ändern sich daher nicht mehr wesentlich.

Die beiden letztgenannten Zonen sind im folgenden als "RELIKT-CARBONATZONE" zusammengefaßt.

In Abb. 18 ist ein Beispiel dafür gegeben, wie sich in einem ca. 4 m mächtigen Jungwürm-Profil (Großenritte) unter dem Einfluß der holozänen Bodenbildung die Abfolge der vorgenannten Carbonat-Zonen gestaltet hat. Maßgebend für das Auf und Ab der Zonen-Begrenzungen unterhalb der Entkalkungsgrenze sind hier die standortspezifischen pedohydrologischen Verhältnisse. Erhebliche Carbonatmengen sind auf der Stauschicht des Lohner Bodens und der darunter folgenden mittel- und altwürmzeitlichen Bodenkomplexe durch das im Löß nach schräg links auf den Betrachter zu hangabwärts bewegte Drän-Kapillarwasser aus dem Profil fortgeführt worden. Dadurch weist die Carbonat-Bilanz des ganzen Jungwürm-Komplexes erhebliche Verluste auf. Die Perkulations- und Entkalkungs-Verhältnisse werden dabei zusätzlich durch hydrologische Staumulden (rechts im Bild) über alten Eiskeilen modifiziert. So kommt es, daß der durchlaufend verfolgbare wj3 δ -Boden und der darunter liegende wj3 α -Löß von links nach rechts nacheinander die entkalkte B-Horizont-Zone, die Relikt-Carbonatzone, die Carbonat-Erhaltungszone und die Carbonat-Anreicherungszone durchlaufen bzw. berühren. Ähnliches gilt zum Beispiel auch für den wj1 α - γ -Komplex.

Wo der Lohner Boden unter der Carbonat-Erhaltungszone liegt, ist seine ursprünglich aus dem wj1 α - γ -Komplex bzw. der jüngeren Lößfolge heraus erfolgte sekundäre Kalkinfiltration nachweisbar. Unter der Relikt-Carbonatzone ist das nicht der Fall, sodaß - da eine rezente Entkalkung dieses sehr verdichteten Materials in horizontaler Richtung schwer vorstellbar ist - die Vermutung nahe liegt, daß hier schon in den früheren Abschnitten des Jungwürms ein dem heutigen ähnlicher hangabwärts gerichteter Carbonat-Transport wirksam gewesen ist.

4.2.7 Carbonatbilanz-Typen von Jungwürm-Lößprofilen

Vorstehendes Beispiel unterstreicht die Notwendigkeit, vor der Interpretation von Carbonat-Analysen einzelner Abschnitte des

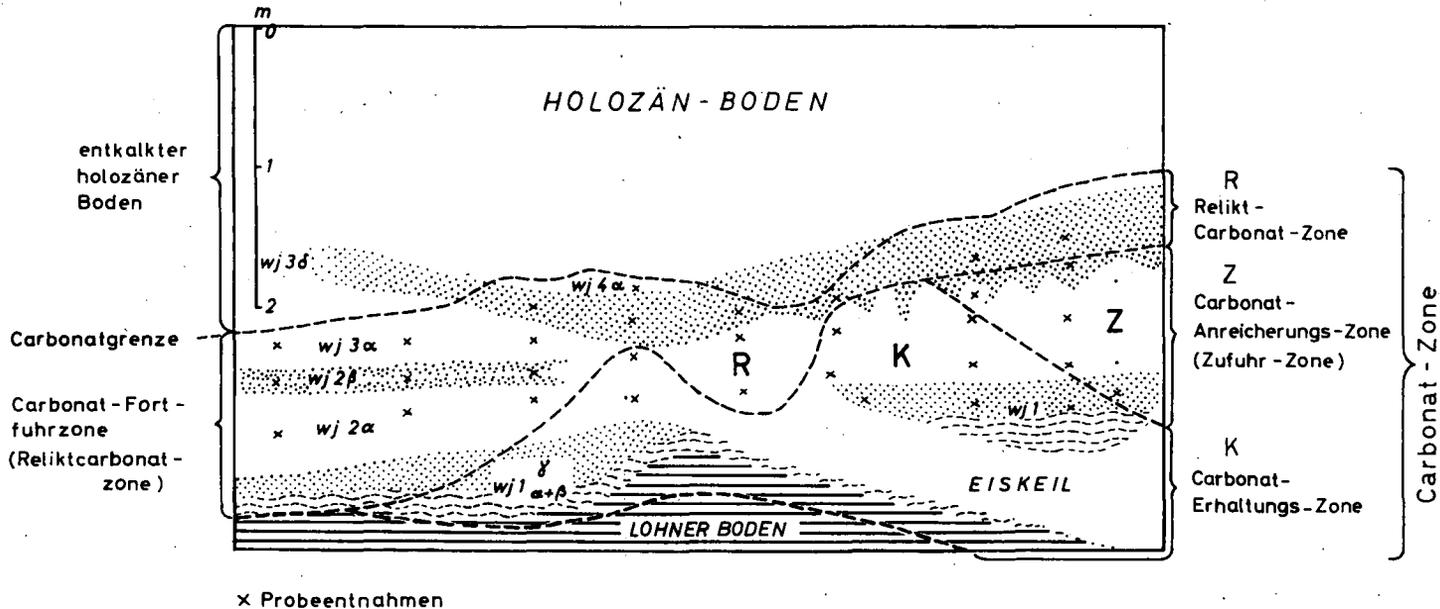
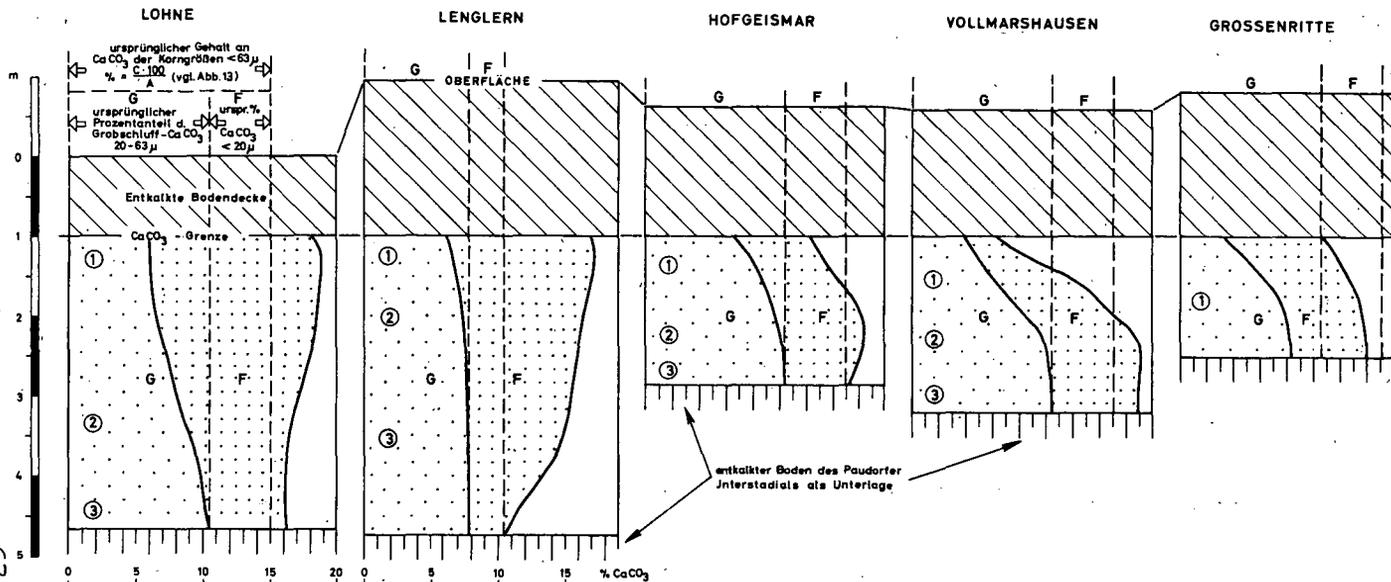


Abb. 18 Anordnung der Carbonatzonen im wj1 α -4 α -Komplex unter der holozänen Bodenbildung, Profil Groöenritte 1964/65

Abb. 19 Löß-Profiltypen mit unterschiedlicher Kombination von CaCO₃-Relikt-Zone, Anreicherungs-Zone und Umfällungs-Zone sowie mit ausgeglichener und unausgeglichener Carbonatbilanz.

Die numerierten Zonen sind gekennzeichnet durch:

| | |
|---|--|
| <p>LOHNE</p> <ol style="list-style-type: none"> 1 starke CaCO₃-Anreicherung bei gleichzeitiger starker CaCO₃-Umfällung 2 mäßige Anreicherung bei mäßiger Umfällung 3 geringe Anreicherung bei fehlender Umfällung | <p>Keine Zone mit Kalkfortfuhr unter der Entkalkungsgrenze vorhanden. Sämtliches primär vorhandenes Carbonat ist noch im Profil vorhanden (ausgeglichene Bilanz).</p> |
| <p>LENGLERN</p> <ol style="list-style-type: none"> 1 starke Anreicherung bei mäßiger Umfällung 2 starke Anreicherung bei geringer Umfällung 3 starke bis schwache Anreicherung bei fehlender Umfällung | <p>Keine Zone mit Kalkfortfuhr vorhanden. 12% des primär vorhandenen CaCO₃ sind seitlich aus dem Profil fortgeführt worden (unausgeglichene Bilanz).</p> |
| <p>HOFGEISMAR</p> <ol style="list-style-type: none"> 1 mäßige Fortfuhr bei mäßiger Umfällung 2 mäßige Anreicherung bei geringer Umfällung 3 nahezu unveränderte Primärverteilung des CaCO₃ | <p>Über 50 % des primär in der wj-Lößdecke vorhandenen CaCO₃ sind in diesen Profilen im Zuge der holozänen pedogenen Entkalkung durch seitlichen Lösungstransport (Hangwasserzug) fortgeführt worden.</p> |
| <p>VOLLMARSHAUSEN</p> <ol style="list-style-type: none"> 1 Starke Fortfuhr bei geringer Umfällung 2 mäßige Anreicherung bei geringer Umfällung 3 mäßige Anreicherung bei fehlender Umfällung | <p>Über 50 % des primär in der wj-Lößdecke vorhandenen CaCO₃ sind in diesen Profilen im Zuge der holozänen pedogenen Entkalkung durch seitlichen Lösungstransport (Hangwasserzug) fortgeführt worden.</p> |
| <p>GROSSENRIITTE</p> <ol style="list-style-type: none"> 1 starke bis geringe Fortfuhr bei starker bis geringer Umfällung | <p>Über 50 % des primär in der wj-Lößdecke vorhandenen CaCO₃ sind in diesen Profilen im Zuge der holozänen pedogenen Entkalkung durch seitlichen Lösungstransport (Hangwasserzug) fortgeführt worden.</p> |



Jungwürm-Komplexes, den Carbonat-Haushalt des gesamten Lößprofiles über dem Lohner Boden einschließlich der holozänen Bodenbildung zu ermitteln.

Versuche in dieser Richtung wurden an geeigneten Profilen durchgeführt. In Abb. 19 sind fünf verschiedene Profil-Bilanztypen zusammengestellt. Die Carbonat-Diagramme der Profile sind bilanzrechnerisch und nomographisch extra- und interpoliert. Sie wären nur in dem Falle als real zu betrachten, wenn die gesamte über dem entkalkten Boden des Paudorfer-Interstadials liegende Jungwürm-Lößdecke zu Beginn der holozänen Bodenbildung noch ausschließlich aus sedimentologisch unverändertem, d.h. nicht durch Bodenhorizonte untergliedertem Löß bestanden hätte.

Die angestellten Bilanzberechnungen setzen voraus, daß der Jungwürm-Löß von der Basis bis an die heutige Oberfläche eine annähernd konstante Mineralarten- und Korngrößen-Zusammensetzung aufgewiesen hat. Die zu diesem Problem angestellten Untersuchungen haben gezeigt, daß dies in den meisten der untersuchten Profile der Fall ist und, soweit vorhanden oder aufgeschlossen, kein primärer Unterschied zwischen den Lößlagen wjß¹ (soweit intakt), 2a, 3a und 4a besteht. Abgesehen von solchen Profilen, in denen infolge Randlage zu ausgedehnten Schotterfluren dem ferntransportierten Lößmaterial lokale äolische Sedimente beigemischt sind (was sich meist in einer Erhöhung des Feinsand-Anteiles äußert), lassen sich sogar Kleinprovinzen ausscheiden, innerhalb derer der abgelagerte Löß eine überraschende Einheitlichkeit in seiner Zusammensetzung aufweist. Solche Provinzen sind z.B. das Kasseler Becken, das Leinegrabengebiet, die Warburg-Borgentreicher Börde (mit einer gewissen Anlehnung an den Kasseler Raum), die Wetterau (soweit sich anhand der wenigen untersuchten Proben bislang beurteilen läßt: ebenfalls an den nordhessischen Raum angelehnt) und - stark abweichend - der Rheingau.

Eine weitere Voraussetzung ist die, daß die in den zwischengeschalteten jungwürmzeitlichen Bodenzone erfolgte Carbonat-Mobilisierung nur von einer Umverteilung, nicht aber einer Abfuhr der primär im Ausgangsmaterial vorhandenen Carbonatmenge in den darunter liegenden Löß begleitet gewesen ist. Auch diese Voraussetzung ist - bis auf wenige Ausnahmen (im Rheingau) - in den untersuchten Profilen gegeben.

Die 5 Profile weisen - wie in der Legende dargelegt - sehr unterschiedliche Kombinationen und Abfolgen der oben besprochenen Carbonat-Mobilisationszonen auf und unterscheiden sich darüber hinaus in ihrer Gesamt-Carbonatbilanz. Auf der einen Seite stehen Profile, wie z.B. Lohne, in denen die gesamte Jungwürm-Folge weder im Holozän noch im Jungwürm einer seitlichen Carbonat-Zufuhr oder hangabwärts gerichteten Abfuhr ausgesetzt gewesen ist. Die Carbonat-Bilanz ist ausgeglichen, d.h. die aus der entkalkten Bodendecke abgeführte Carbonatmenge findet sich vollständig, über-

wiegend in Form feinkristallinen Sekundärcalcits in der unterlagernden Lößfolge bis in die obersten Abschnitte des Lohner Bodens hinunter angereichert wieder. Demgegenüber weisen viele Profile wie z.B. Vollmarshausen eine Verlustbilanz auf. Nicht nur das aus der Bodendecke abgeführte CaCO_3 , sondern auch noch aus dem kalkhaltigen Lößkomplex darunter stammendes Primärcarbonat ist hier durch seitlichen Lösungstransport beseitigt worden, so daß der Total-Verlust an primär vorhandenem Carbonat für das ca. 4 m mächtige Jungwurm-Paket über 50 % beträgt. Dies entspricht einer seitlichen CaCO_3 -Abfuhr von mehr als 500 kg aus einer Lößsäule von 1 m^2 Querschnittsfläche und 4 m Tiefe.

Beispiele mit positiver CaCO_3 -Bilanz, d.h. seitlicher CaCO_3 -Zufuhr, können ebenfalls genannt werden (Daseburg, Rosdorf), lassen sich aber bilanzmäßig nicht auswerten. Die Akkumulation erfolgt in der Regel in Mulden- und Unterhang-Position unter feuchten Verhältnissen. Es kommt dort fast immer zu Kindl-Bildungen mit einer für eine Bilanzierung zu inhomogenen Verteilung des angereicherten Sekundär-Carbonats.

Der Wert der Profil-Bilanzierung liegt nun darin, daß es anhand der theoretisch ermittelten (in Abb.19 eingetragenen) Grobschluff-Calcit- und Feincarbonat-Mengenlinien möglich wird, die realen Abweichungen der Carbonatverteilung in den Jungwurm-Böden von der primären und sekundär (holozän) induzierten Carbonatverteilung zu ermitteln und somit ein Maß für die paläopedogenetische Carbonatmetabolik zu gewinnen. Eine Bestätigung für die Anwendbarkeit dieser Methode, ergibt sich daraus, daß - wie im Beispiel Großenritte (Abb.18) - ein und derselbe stratigraphische Horizont in mehreren Carbonatzonen auftreten kann (z.B. auch durch metertiefes Einsacken in Eiskeile) ohne dabei seine horizontspezifische Abweichung des Verteilungsdiagrammes von der jeweiligen Carbonatzonen-Mediane zu verändern.

Dies sei im folgenden am Beispiel des Profils Lohne durchgeführt.

4.2.8 Die Intensität der Carbonatmetabolik in den Jungwurm-Böden.

In Abb.20 ist das Profil Lohne noch einmal mit der aus Abb.19

übernommenen interpolierten Mengen-Grenzlinie zwischen Grob- und Feincarbonat dargestellt (linke gestrichelte Linie). Die rechte gestrichelte Linie gibt die reale Summe der gesamten Carbonatmenge (abzüglich Carbonat von Sandgröße, das hier keine differenzierende Rolle spielt) an.

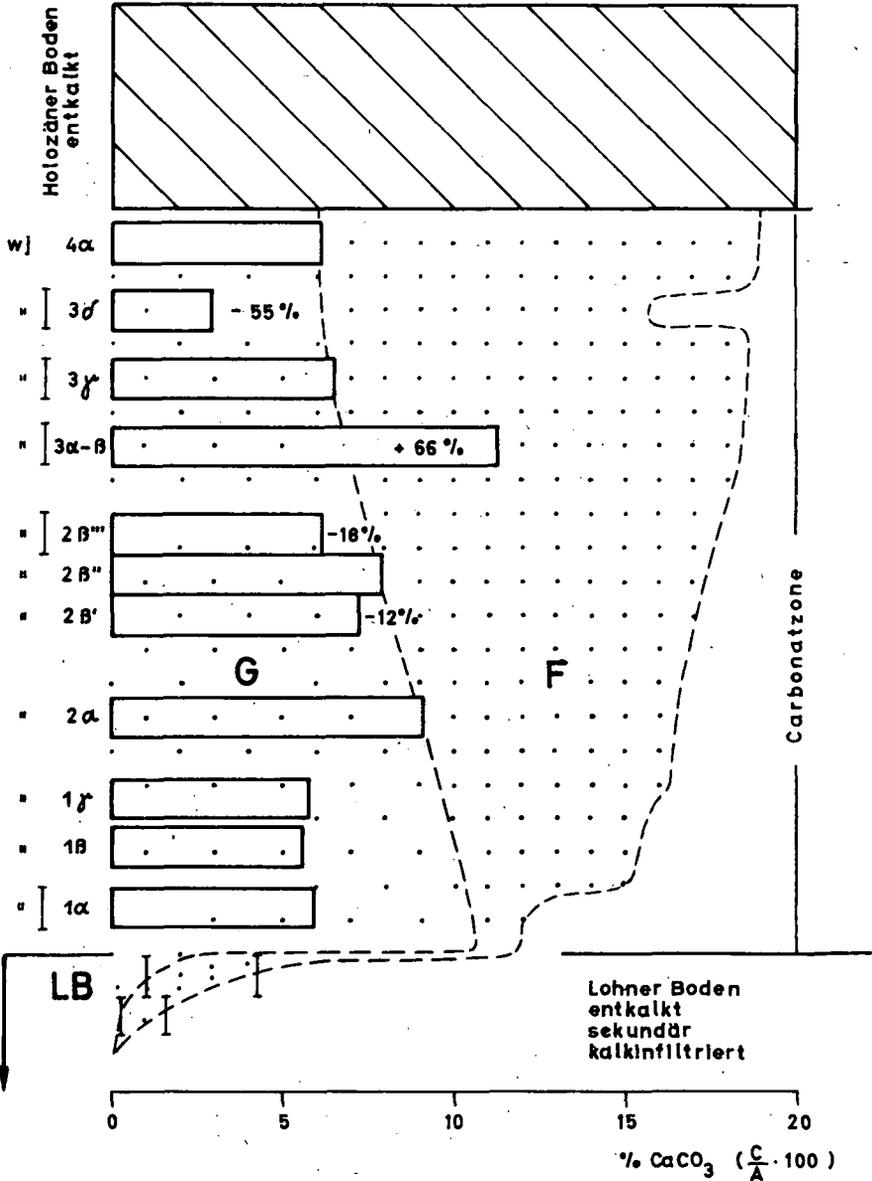
Folgendes ist zu erkennen: Die Bodenhorizonte wj3 δ , 2 β ¹ und 2 β ¹, haben einen deutlich reduzierten Primärcaicit-Gehalt (20-63 $\mu\phi$) und erhöhten Feincarbonat-Anteil. Da aus ihnen kein Carbonat abgeführt wurde, ist die Abweichung des Grobschluff-CaCO₃-Gehaltes vom theoretisch zu erwartenden Gehalt zugleich ein Maß für die Intensität der Carbonat-Umverteilung während der Bodenbildung. Diese Abweichung ist in 2 β mit 12 und 15 % wie erwartet gering, bei 3 δ entsprechend der morphologischen Ausprägung dieses Bodens mit 55 % sehr stark.

Davon abweichend verhält sich der Komplex wj1 α - γ mit dem Boden 1 γ und dem - wie oben vermutet wurde - dazugehörigen Unterboden-Horizont 1 β ¹. Da dieser Profilabschnitt in der Carbonat-Erhaltungszone der holozänen Umwandelungsprozesse liegt, wäre zu erwarten, daß der hier zu beobachtenden Verminderung des Primärcaicits eine gleich große Zunahme des Feincalcits entsprechen müßte. Dies ist jedoch nicht der Fall. Es fehlt ein Carbonat-Betrag, der sich im obersten Abschnitt des Löhner Bodens in gleicher Höhe wiederfindet. Dieser Befund bestätigt die in Zusammenhang mit den Erläuterungen zu Ab. 18 (Großenritte) geäußerte Vermutung, daß vor Ablagerung des wj2 α eine relativ starke, durch Bodenbildung verursachte Kalkabfuhr aus dem wj1-Komplex stattgefunden hatte.

Eine stark positive Abweichung ist im Komplex wj3 α / β festzustellen, die auf Carbonat-Umfällung in einem stark durchfeuchteten Bodenmilieu hinweist. Der im Rheingau häufig stärker ausgeprägte Boden 3 β (E3 bei SCHÖNHALS, ROHDENBURG u. SEMMEL 1964) tritt hier makromorphologisch nicht in Erscheinung, sondern wird offensichtlich durch eine farblich und strukturell nicht mehr erkennbare, analytisch jedoch nachweisbare Vernässungszone vertreten, die unter den Bedingungen eines starken Bodenfrost-Wechsels ohne stärkere biologische Beteiligung entstanden sein könnte. Ein ähnliches Bild findet sich auch in der Ziegelei Klüter (Ostteil) /Eltville im Rheingau unter dem Tuffband bei insgesamt jedoch bodenfeuchteren Bedingungen.

Abb. 20 Diagramm zur paläopedogenetisch bedingten Carbonat-Verteilung im Jungwürm-Lößprofil Lohne (vgl. hierzu Abb. 19,1)

LOHNE



G = Grobschluff - CaCO₃ (Ø 63 - 20 μ)

F = Feinschluff- u. Ton- CaCO₃ (Ø < 20 μ)

Die aus dem Profil Lohne gewonnenen Horizont-Charakteristika für die paläopedologische Carbonat-Umverteilung oder -Abfuhr finden sich in ähnlicher Intensitäts-Abstufung in anderen Profilen des südniedersächsisch-nordhessischen Raumes wieder, wie aus Tabelle 2 ersichtlich ist: wj3 δ und wj2 β wie auch der obere wj1-Abschnitt zeigen durchweg eine pedogenetische Carbonat-Verfeinerung, während der dem wj3 β des Rheingaus äquivalente Abschnitt des wj3 unterhalb des Tuffbandes regelmäßig eine stärkere Feuchtüberprägung erkennen läßt. Einen ähnlichen (wenn auch schwächeren) Effekt zeigen eine feuchte facielle Ausbildung des wj2 β in Vollmarshausen und 2 Einzelproben aus der Rostfleckenzone des wj2 α , deren feuchtbedingte Carbonat-Vergrößerung jedoch sehr schwach ist.

Schwieriger ist die Frage nach der prä-jungwürmzeitlichen Entkalkung der paudorf-interstadialen Böden zu beantworten, besonders wenn diese sekundär aufgekalkt sind. Unter normal dränenden Verhältnissen, d.h. ohne dränbehindernde Vernässung durch hochstehendes Stau- oder Grundwasser, ist aufgrund der Analysen für den Untersuchungsraum durchweg mit vollständiger Entkalkung zu rechnen. Im Rheingau dagegen - untersucht wurden die Profile der Ziegeleien Wiesbaden/Schillo und Kriftel, wo primäre Löß-Carbonatgehalte von 26 o/o vorliegen - scheint die Carbonat-Abfuhr nicht zur völligen Entkalkung geführt zu haben. In Kriftel ist das Primärcarbonat um ca. 60 o/o reduziert; Profil Schillo läßt nur eine ganz geringe Abfuhr erkennen, wobei allerdings methodische Unzulänglichkeiten mitsprechen können. Ähnliches gilt auch für untersuchte tschechische (Modřice, Moravani) und rumänische (Vallul Traiani) paudorf-interstadiale Bodenbildungen.

4.2.9 Anwendungs-Grenzen der Methode

Carbonatstratigraphische Untersuchungen in der vorgenannten Art und Weise ließen sich im Untersuchungsgebiet praktisch nur an den Jungwürm-Abschnitten der Lößprofile durchführen. Für den Mittel- und Altwürmbereich oder Riß-Lösse (z.B. Lang-Göns, Hessen, GEBHARDT 1964) ließ sich keine Bilanzierungsbasis finden. Auch ist die Anwendbarkeit der Methode, bei der es auf die Trennung von Primär- und Sekundärcarbonat sowie die Unterscheidbarkeit pleistozäner und holozäner Carbonatmetabolik ankommt, auf solche Räu-

Zur paläopedologischen Carbonat-Umverteilung:

Tab. 2: Abweichungen des Grobcarbonatanteiles der Würm-Böden von der Standard-CaCO₃-Mengengrenzlinie Feincarbonat-Grobcarbonat (vgl. Abb.20)

Negative Abweichungen = CaCO₃-Umfällung zu Feincarbonat - als Kriterium für normale Drainung (Fehlen von Staunässe) deutbar.

Positive Abweichungen = CaCO₃-Umfällung zu Grobcarbonat - als Kriterium für Staunässe deutbar.

| Bodenhorizont | wj3δ | wj3β-Äquivalentzone im wj3α-γ Komplex | wj2β ^{'''} | wj2β ['] | wj2α (Rost- fleckung) | wj1γ | wj1β |
|-----------------|----------------|---|---------------------|-------------------|-----------------------------|------|------|
| Lohne | -55 | +66 | -18 | -12 | | -41 | -44 |
| Großenritte | -27*) | +45 | -6*) | -7*) | | -70 | -65 |
| Hofgeismar | -39**) | | -25 | | | -69 | -60 |
| Einbeck | | | | -28 | | | |
| Vollmarshausen | -45 +12***) | +60 | -14 +28**) | | +12 | -69 | -57 |
| Klüter/Eltville | -5*) | +41 | | | | | |
| Kirchberg | | +22,5 | -12 | | | -44 | -38 |
| Brenke | | | -28 | -15 | | | |
| Obernjesa | | | -25 | -21 | | | |
| Lenglern | | | -18 | | +11 | -52 | -46 |

*) liegt in der Relikt-Carbonatzone und ist daher nur noch bedingt für pedogenetische Intensitätsvergleiche heranziehbar.

***) Konserviert als Eiskeilfüllung innerhalb der Carbonat-

Feuchtmuldenfacies.

Erhaltungszone.

me beschränkt, in denen dies aufgrund der primären Verteilungs-Diagramme des Calcits möglich ist.

In der folgenden Tabelle 3 ist in Spalte 1 die durchschnittliche nichtcarbonatische Korngrößen-Zusammensetzung von 6 paraprimären Jungwürm-Lössen aus dem Rheingau, 14 aus dem Leinegebiet und 12 aus dem nordhessischen Raum angegeben. Die Rheingau-Provinz unterscheidet sich von den beiden anderen durch wesentlich höhere Tongehalte, niedrigere Grobschluff- und höhere Feinsandwerte. In Spalte 2 ist für einige Proben, die nicht einer holozänen oder pleistozänen pedogenetischen Umfällung ausgesetzt gewesen sind, die Korngrößenverteilung des Carbonats eingetragen, wie sie sich aufgrund der bloßen mechanischen Auftrennung ergibt. Man erkennt die Abweichung des Calcit-Korngrößendiagrammes von dem der nichtcarbonatischen Substanz. Diese Abweichung besteht bei L und H in einer Verminderung des Feincalcits $< 20 \mu \emptyset$ zugunsten des Grobschluffs, in dem sekundärer Feincalcit in Hüllenform, und des Feinsandes, in dem Sekundärcalcit in Konkretionen angereichert ist. Zieht man für L und H den aufgrund von Schluff-Auswertungen geschätzten Hüllenanteil der Grobschluff-Fractionen ab und ordnet diesen der Fein- und Mittelschluff-Fraction ($2-20 \mu \emptyset$) zu, so ergibt sich das korrigierte Calcit-Verteilungs-Spektrum der Spalte 3. Dieses ist in L und H dem Verteilungs-Diagramm des Nichtcarbonates ähnlich.

Völlig anders verhält sich dagegen die Carbonat-Verteilung in den sehr viel kalkreicheren Lössen des Rheingaus. Hier überschneiden sich anscheinend drei Faktoren:

1. Es besteht eine Abweichung zwischen den primären Sedimentations-Verteilungsdiagrammen von nichtcarbonatischer Mineral-Komponente und Carbonat. Anhand des Schliffbildes läßt sich vermuten, daß das meist grobkörnigere Primärcarbonat überwiegend eine mehr lokale Beimischung, wahrscheinlich aus den Schotterfluren des Rheins, zu dem ferntransportierten übrigen Lössmaterial darstellt. Hinweise hierauf gibt der hohe primäre Carbonatgehalt des an sich beträchtlichen Feinsand-Anteiles.
2. Die schwache in L und H festzustellende Verschiebung der Calcit-Verteilungskurve gegenüber dem Diagramm des nichtcarbonatischen Anteiles kann aufgrund mehrerer stratigraphischer Indizien (s.o.) als ein syndementärer Vorgang gedeutet werden, der während oder kurz nach der Ablagerung des Lösses erfolgte und anscheinend nichts mit den holozän von der heutigen Oberfläche ausgehenden Umfällungs-Prozessen zu tun hat und auch nicht eine Auswirkung der jungwürmzeitlichen Bodenhorizont-Bildung darstellt. Im Rheingau scheint diese syndementäre Umfällung der Löss-Carbonate - ohne daß sich hierzu Mengenangaben machen lassen - ein solch starkes Ausmaß gehabt haben, daß - da die syndementären Umfällungsprozesse die gleichen morphologischen Tendenzen wie in den Bodenhorizonten aufweisen -

Tabelle 3 : Korngrößenverteilung der nichtcarbonatischen und carbonatischen Substanz.

| | L | | | | H | | | | R | | | | |
|-----------|-------------|-------|------|----|------------|-------|------|----|--|-------|------|----|---|
| | Leinegebiet | | | | Nordhessen | | | | Rheingau | | | | |
| $\phi\mu$ | >63 | 63-20 | 20-2 | <2 | >63 | 63-20 | 20-2 | <2 | >63 | 63-20 | 20-2 | <2 | |
| 1 | 4 | 70 | 12 | 14 | 2 | 69 | 14 | 5 | 7 | 58 | 13 | 22 | % der nichtcarbonatischen Minerale an der gesamten carbonatfreien Substanz |
| 2 | 5 | 75 | 10 | 10 | 3 | 73 | 13 | 11 | 23 | 57 | 17 | 3 | Mechanische Trennung. % CaCO_3 bezogen auf Gesamt-Carbonat |
| 3 | 5 | 70 | 14 | 10 | 3 | 67 | 18 | 11 | primär ca. 10-15 sekund.ca. 13-18 | 30 | 44 | 3 | Mikromorphologische Korrektur von Spalte 2. % CaCO_3 bezogen auf Gesamt-Carbonat |
| 4 | 11.1 | | | | 15.8 | | | | 25.2 | | | | % CaCO_3 (ges.) bezogen auf 100 Teile nichtcarbonatische Substanz $<63 \mu$ ($\frac{C}{A} \cdot 100$). |

keine Unterscheidung der Bodenhorizonte von den jeweils unterlagernden Lössen aufgrund der Carbonat-Verteilung möglich ist.

3. Die von 1. und 2. ausgehende Modifizierung der Carbonatverteilung wird zusätzlich von den holozänen Einflüssen verwaschen. In den wesentlich lockereren, hydrologisch homogeneren Lößprofilen des Rheingaus scheinen die holozänen Carbonat-Umfällungs- und Anreicherungs-Zonen, deren Grenzen sich teilweise decken, eine enorme Tiefe zu erreichen und noch weit durch den Boden des Paudorf-Interstadials hindurch zu greifen.

Eine stratigraphische Ausdeutung der Carbonat-Verteilungsanalyse ist hier infolge der über das ganze Profil hinweg annähernd gleichmäßigen Verteilung nicht mehr möglich. Lediglich die Böden des Paudorfer Interstadials lassen eine teilweise primäre Carbonat-Abfuhr und sekundäre Wiederaufkalkung erkennen, und nur bei ausgesprochenen Naßbodenbildungen wie dem wj3 β in Eltville zeichnet sich wie in Lohne eine starke Carbonatvergrößerung ab.

4.3 VERLEHMUNG UND MINERALVERWITTERUNG

4.3.1 Wege der Korngrößen-Verfeinerung und Tonbildung.

Jede pedogenetische Umgestaltung von frischem Lößmaterial führt in den oberflächennahen Horizonten zu einer Verschiebung des primären Korngrößen-Verteilungsdiagrammes der nichtcarbonatischen Mineralsubstanz zu feineren Korngrößen hin. Im oberflächlichen Einwirkungsbereich der Atmosphärien und der Biosphäre ist diese Verschiebung zunächst wenig abhängig von der Art der ablaufenden bodentypologischen Prozesse, d.h. sie erfolgt sowohl bei Entkalkung, z.B. bei der Entstehung von Parabraunerden, als auch unter Erhaltung des Carbonatgehaltes, z.B. in Carbonat-Schwarzerden. In Böden mit fortschreitender Entkalkung folgt sie jedoch der absinkenden Kalkgrenze bis zu mehreren Metern Tiefe. Die Veränderung der Korngrößen-Zusammensetzung äußert sich stets in einer Abnahme der mengenmäßig dominierenden Grobschluff-Fraktion (20-63 μ) und in einer entsprechenden Vermehrung der Tonfraktion ($\phi < 2\mu$). Dabei wird nicht immer, unter bestimmten Bedingungen jedoch in erheblichem Maße, auch der Fein- und Mittel-Schluffanteil (2-20 μ) erhöht. Der Sandanteil (>63 μ) erfährt in der Regel eine für die Gesamtbilanz nur unerhebliche Verringerung.

Grundsätzlich lassen sich zwei Ursachen für diese Korngrößen-Verminderung herausstellen: 1. der lösungchemisch - strukturmechanisch bedingte Zerfall der Schluff-Glimmer zu Tongröße als

Folge der Lösungs-Verwitterung und 2. die kryoklastische Korngrößen-Verkleinerung als Folge mechanischer Sprengung durch Bodenfrost. Letztere erfaßt im Gegensatz zu 1. nicht nur den Glimmeranteil, sondern auch alle übrigen Mineralarten.

In den oberflächennahen Horizonten holozäner und pleistozäner Lößböden zeichnen sich meist beide Prozesse nebeneinander ab. Dort dagegen, wo die Korngrößen-Umwandlung in die Tiefe vordringt, klingt Prozeß 2 ab und es bleibt nur noch die Tonbildung nach 1 wirksam. Unter den holozänen Klimabedingungen stellt 1 den dominierenden, wenn nicht ausschließlichen pedogenetischen Tonbildungsprozeß dar, während bei den durch 2 bewirkten Verteilungsphänomenen fraglich bleibt, inwieweit sie pleistozäne Relikte darstellen.

4.3.2 Tonbildung durch Glimmerabbau.

Dieser Vorgang wurde von MEYER, KALK, u. FÖLSTER (1962) und FÖLSTER, MEYER, u. KALK (1963) an holozänen Parabraunerden eingehend bilanzmäßig analysiert und von MEYER u. KALK (1964) durch verwitterungsmikromorphologische Untersuchungen an den Glimmer-Mineralen interpretiert. Unter Hinweis auf diese Arbeiten erübrigt sich eine ausführliche Darstellung.

Das Prinzip dieses Verwitterungsganges besteht darin, daß die primär vorhandenen Grobschluff-Glimmer infolge Lösungs-Anwitterung mürbe werden und zu feineren Korngrößen zerfallen. Beim Biotit geschieht dies in der Weise, daß unter Freisetzung von Eisenhydroxid die Oberfläche aufplatzt und sich fortlaufend oxidumkrustete Schüppchen von Tongröße ablösen, die Illitcharakter aufweisen. Der heteroklastische Zerfall der Schluff-Biotite führt also direkt unter Umgehung einer intermediären Vermehrung der Mittel- und Feinschluff-Fractionen zu einer Grobschluff → Ton-Umwandlung.

Beim Muskovit und den Chloriten findet dagegen überwiegend ein stufenweise fortschreitendes, isoklastisches Zerbrechen und Zerfallen zu feinen Korngrößen statt. Dadurch erhöhen sich häufig intermediär auch die Fein- und Mittel-Schluffgehalte.

Vom lösungsschemischen Abbau werden in den Lößböden außer den Glimmer-Arten, eventuell vorhandenen vulkanischen Gläsern auch die Augite, Hornblenden und Epidote erfaßt. Da der gesamte Schwer-

mineralgehalt jedoch selten 50/o überschreitet, ist die mengenmäßige Beteiligung der letztgenannten Mineralarten an der Schluff → Tonumwandlung zu vernachlässigen. Lediglich das bei der Verwitterung freigesetzte Eisenoxid spielt eine bodengenetische Rolle (s.u.); Quarz und Feldspäte bleiben nach allen bisherigen Befunden gegenüber der Lösungsverwitterung völlig resistent. Ihr Anteil kann als stabile Bezugsgröße für Verwitterungs-Bilanzen dienen.

Tonbildung durch Glimmer-Abbau und -Zerfall findet grundsätzlich in allen Lößboden-A-Horizonten statt und zwar unabhängig davon, ob diese noch primär carbonathaltig, sekundär aufgekalkt oder entkalkt sind. Die Intensität dieses Umbaus hängt von verschiedenen, hier nicht näher zu erörternden pedogenetischen Faktoren ab.

Darüber hinaus folgt die Glimmer-Tonbildung der Entkalkungsgrenze auch in tiefere Lößschichten. Es entstehen dadurch B-Horizonte, die sog. "Verlehmungszonen" im engeren Sinne. Voraussetzung hierfür ist jedoch - im Gegensatz zur Tonbildung in den A-Horizonten - die erfolgte Entkalkung und die dadurch erhöhte Hydronium⁺-Aktivität in der Bodenlösung. Eine Tongehalts-Erhöhung in tieferen Bodenhorizonten aus para-primärem, also nicht durch alte Bodenhorizont-Bildungen umgewandeltem Löß ohne vorausgegangene Entkalkung ist bisher nicht nachgewiesen und auch wenig wahrscheinlich. Allerdings kommt es gelegentlich vor, daß wandlungsfähige Tonsubstanz auf groben Poren und Leitbahnen von oben in den kalkhaltigen C-Horizont eindringt. Dieser Vorgang ist jedoch stets makro- oder mikromorphologisch erkennbar. Andererseits braucht die Glimmer-Tonbildung nicht immer unmittelbar über der Entkalkungsgrenze einzusetzen, obwohl dies sehr häufig - besonders unter guten Dränverhältnissen - der Fall ist. Oft schiebt sich zwischen die CaCO₃ -Grenze und den Tonbildungshorizont ein schwach verbräunter Horizont (B₁) mit Eisenoxid-Umverteilung, aber ohne Tonvermehrung, der - besonders unter staufeuchten Bedingungen - mehrere Dezimeter mächtig werden kann.

Welches Ausmaß kann der Glimmerzerfall erlangen und mit welchen maximalen Erhöhungen des Tongehaltes ist aufgrund dieses Prozesses zu rechnen? In maximal entwickelten Parabraunerden des Holozäns (Frellstedt, Einbeck) und des Eems (Lang-Göns) wurden in den A-Horizonten Abbauverluste an Glimmern von Schluffgröße in Höhe bis

zu 75^o/o, in den B-Horizonten bis zu 50 ^o/o festgestellt. Führt man sich das Berechnungsdiagramm (Abb. 13) vor Augen, so bedeutet dies folgendes: Bei Lössen mit 70 ^o/o Grobschluff, 12 ^o/o Mittel- und Feinschluff und 14 ^o/o Grobton (<2 μ) kann die Glimmer-Tonbildung höchstens zu einer Verminderung des Grobschluffs um 6 ^o/o auf 64 ^o/o und zu einer Erhöhung des Tongehaltes um 9 ^o/o auf 23 ^o/o führen. Würden alle Schluff-Glimmer zu Ton umgewandelt, so wäre eine maximale Erniedrigung des Grobschluffs auf 6 % und eine maximale Erhöhung des Grobtongehaltes auf 27 ^o/o denkbar. Dieser Extremfall wurde jedoch bislang nicht angetroffen.

Diese Feststellung ist aus folgendem Grund wichtig: Sehr oft trifft man im Oberboden holozäner Lößböden und in pleistozänen Bodenhorizonten eine darüber hinausgehende Verminderung des Grobschluffgehaltes (vgl. Tab. 4) bis minimal 41 ^o/o (paudorf-interstadialer Boden Lenglern) und eine Erhöhung des Grobton-Gehaltes bis zu 40 ^o/o (wj38 Lohne) an. Dieser Prozeß des Korngrößen-Umbaues muß also auf anderen Ursachen als der der Glimmer-Verwitterung beruhen, zumal man in der Regel bei Böden mit derartig starker Korngrößen-Verminderung noch große Mengen intakter Biotite in den Schluff-Fraktionen vorfindet.

4.3.3 Kryoklastische Korngrößen-Verminderung.

Bei den im vorstehenden Abschnitt genannten Bilanz-Untersuchungen über den Glimmer-Abbau war wiederholt festgestellt worden, daß in den aus Löß hervorgegangenen Holozän-Böden weder Quarz noch Feldspäte lösungsschemisch angegriffen waren und diese Minerale auch keine Verschiebung ihrer Korn-Verteilungsdiagramme erkennen ließen. Diese Befunde standen in offensichtlichem Widerspruch zu Untersuchungen SCHROEDERS (1955) an degradierten Schwarzerden im Raum Hannover. Er stellte in seinen Profilen eine von unten nach oben mit Annäherung an die Oberfläche zunehmende Erweiterung des Quarz-Feldspat-Verhältnisses in den Schluff-Fraktionen fest. Erst kürzlich konnten SCHEFFER u. MEYER (1965) in weitgehender Übereinstimmung mit ARNAUD u. WHITESIDE (1963) anhand großflächiger vorgeschichtlicher Grabungen bei Rosdorf (Göttingen) die Ursachen dieser Diskrepanz klären.

Dabei ergab sich folgendes Bild: Holozäne Böden, die mit ihrer

Entwicklung nach Beendigung der Lösssedimentation im Spätglazial begonnen hatten und bis zum Neolithikum (ca. 6 400 Jahre v.h.) keiner Abtragung unterlegen hatten, zeigen eine, von der Horizontierung des Bodenprofils unabhängige, mindestens 60 cm, durchschnittlich 70 - 100 cm, maximal 120 cm tiefe, z.T. in den kalkhaltigen C-Horizont hineinragende Zone mit einer erheblichen Grobschluff-Verminderung. Der Grobschluff-Gehalt sank von 71 % an der Untergrenze kontinuierlich auf 52 % nahe der Oberfläche ab. In gleicher Richtung erweiterte sich dabei das Quarz-Feldspat-Verhältnis von 3,0 auf 4,2. Das bedeutet, daß sich in dieser Zone die Verteilungsdiagramme einzelner Mineralarten verschieben. Die mineralogische Untersuchung ergab, daß alle im Grobschluff enthaltenen Mineralarten einen mechanischen Zerfall zu kleineren Korngrößen zeigten. Quarz und Feldspäte lieferten dabei überwiegend Bruchstücke von Feinschluff-Größe, während die Glimmer fast zur Gänze zu Tongröße zerfallen waren. Die Zerfallsquoten des Grobschluff-Quarzes betragen im C-Horizont unter dem 55 cm starken A-Horizont (Feucht-Schwarzerde) bereits 17 %, die der Feldspäte 39 % und die der Glimmer - es hatte hier noch kein Lösungsschemischer Abbau stattgefunden! - 65 %. Nach ARNAUD u. WHITESIDE (1963) besteht Grund zu der Annahme, daß es sich bei diesem Verwitterungs-Phänomen um Frostsprengung handelt, deren Einwirkungstiefe, -gradient und -intensität nur bedingt von der typologischen Ausprägung des Bodenprofils abhängig sind. Die unterschiedliche Intensität des kryoklastischen Zerfalls der einzelnen Mineralarten scheint auf der kristallographischen Struktur zu beruhen. Bei den Feldspäten und besonders den Glimmern sind wesentlich bessere Ansatzmöglichkeiten für eine Frostsprengung als beim Quarz gegeben. Tatsächlich finden sich in Dünn-
schliff-Präparaten ungestörter Lössproben aus der Frostsprengungszone und ebenso aus den Jungwürm-Bodenhorizonten, besonders auch aus den oberen Abschnitten des Lohner Bodens, häufig Grobschluff-mineralkörner, die auseinanderklaffende Spaltrisse zeigen oder deren isoklastische Spaltstücke noch nebeneinander liegen. Die Zwischenräume sind dabei oft durch CaCO_3 sekundär ausgefüllt. Abbildungen hierzu sind bereits von ARNAUD u. WHITESIDE (1963) geliefert worden.

Die kryoklastische Korngrößen-Verkleinerung kann nun in den Lössen auch in erheblichem Maße zur Tonbildung beitragen. Eine detaillierte Korngrößen-Fraktionierung der Tonfraktion $< 2\mu$ zeigt

jedoch, daß der kryoklastisch gebildete Ton, der neben Glimmer-Bruchstücken überwiegend aus Quarz- und Feldspatstückchen besteht, nur den Korngrößen-Bereich von $0,6-2 \mu\phi$ umfaßt. Der nahezu unveränderte Löß des Leinegebiets enthält ca. $9 - 10 \%$ Ton $<0,6\mu$ und ca. $2 - 5 \%$ Grobton, $\phi 0,6-2\mu$ (vgl. Berechnungs-Diagramm, Abb. 13). Durch kryoklastische Veränderung, z.B. im wj β -Äquivalent in Lohne, kann - ohne zusätzliche lösungsschemische Verwitterung - der Tonanteil $<0,6\mu$ auf etwa 11% , der Grobtongehalt dagegen auf über 20% ansteigen. Dieser Befund ist insofern wichtig, als er gestattet, auch ohne umständliche Mineralauszählung einfach aufgrund einer feineren Unterteilung der Korngrößen-Gruppen bei der mechanischen Fraktionierung zu einer groben Unterscheidung der Tonbildung durch lösungsschemischen Glimmer-Zerfall und der kryoklastisch bedingten Tonbildung zu gelangen.

Es gibt eine Reihe von Gründen, die vermuten lassen, daß es sich bei der in holozänen Böden beobachteten kryoklastischen Grobschluffverminderung nicht um ein holozänes Phänomen, sondern um relikte Spätglazial-Vorgänge handelt. Dort nämlich, wo im Anschluß an die neolithische Bodennutzung eine Abtragung der Bodenhorizonte bis auf das unveränderte Lößmaterial stattgefunden hatte und ebenso dort, wo mineralogisch unverwittertes Lößmaterial abgelagert worden war, hatten sich in den seither verstrichenen $2 - 6000$ Jahren erneut Schwarzerden gebildet, die keine oder höchstens eine sehr schwache Grobschluff-Verminderung erkennen ließen und nur lösungsschemischen Glimmer-Abbau aufwiesen (SCHEFFER u. MEYER 1965). - Untersuchungen an Alleröd-Böden unter Laacher Bims im Raum Ochtendung/Mayen (Eifel) zeigten dagegen bereits eine erhebliche kryoklastische Verringerung ihres Grobschluff-Anteiles von $61-63 \%$ auf 52 bis 54% , die, ebenfalls unabhängig von der Horizontierung, maximale Tiefen von 60 cm erreichte.

Es ließe sich nun der Einwand erheben, daß es sich bei der beobachteten Verschiebung der Korngrößen-Diagramme nicht um einen von der Oberfläche ausgehenden Frostsprengungs-Effekt, sondern um eine zum Ende des Pleistozäns hin eingetretene Wandlung der sedimentären Zusammensetzung des Lößmaterials handle. Dem ist jedoch entgegen zu halten, daß in mehreren Fällen (z.B. Vollmarshausen, Großenritte, Hofgeismar) das den heutigen Boden aufbauende und kryoklastisch veränderte Lößmaterial in Eiskeilen

und sonstigen Depressionen aus der Frost-Einwirkungszone heraus in die Tiefe taucht und dort in seiner ursprünglichen Korngrößen-Zusammensetzung erhalten ist. Auch spricht die Tatsache, daß es sich in den kryoklastisch beeinflussten Bodenzonen lediglich um eine selektive Korngrößenverschiebung, nicht aber um eine abweichende Gesamt-Zusammensetzung der Mineralarten handelt, gegen diesen Einwand.

4.3.4 Methoden und Berechnung.

Die vollständige Fraktionierung der nichtcarbonatischen Mineralsubstanz wurde nach CaCO_3 -Zerstörung und Humusbeseitigung (soweit erforderlich) und gegebenenfalls Eisenextraktion mit Dithionit durch mechanische Dispergierung (s.o.) und Sedimentation (Schlammzylinder, Zentrifuge) in 0,4 % sodagepufferter (pH 10) Na-Metaphosphat (Merck) - Lösung vorgenommen. Die mikroskopische Auszählung der feineren Fraktionen wurde an Streupräparaten im Phasenkontrast-Verfahren bzw. Grenzdunkelfeld angestellt, wobei gleichzeitig eine Durchmesser-Schätzung durchgeführt wurde, um der unterschiedlichen Korngrößen-Verteilung der einzelnen Mineralarten innerhalb der Fraktionen gerecht zu werden.

Alle Berechnungen und Prozent-Angaben beziehen sich auf die carbonatfreie Summe aller Fraktionen $< 63 \mu \phi$ (siehe Kasten A in Abb.13). Eine genauere Unterscheidung zwischen kryoklastischem Zerfall und lösungsschemischer Glimmer-Verwitterung ist nur aufgrund eingehender Mineralauszählungen möglich. Für Serienuntersuchungen eignen sich als orientierende Größen für den kryoklastischen Abbau die Menge des Grobschluffes und sein Quarz/Feldspat-Verhältnis sowie der Grobton-Anteil, für die Abgrenzung gegenüber der pedochemischen Glimmer-Tonbildung die phasenoptisch schnell auszählbaren Glimmergehalte von Grob- und Mittelschluff sowie ihr Verhältnis zum Feinton-Anteil und der Gehalt an freiem Eisenoxid.

4.3.5 Anwendung auf die Mittelwürm-Jungwürm-Folge.

In Tabelle 4 sind als relatives Maß für den kryoklastischen Zerfall, der zugleich als ein Kriterium für Dauer und Intensität der jeweiligen Oberflächenwirkungen anzusehen ist, die Grobschluff-Gehalte verschiedener Jungwürm-Lößfolgen und ihrer Bohorizonte sowie der paudorf-interstadialen Böden und, soweit möglich, von deren Ausgangsmaterial (Mittelwürm-Löß) zusammengestellt. In dieser Tabelle zeichnen sich generell 3 Abschnitte mit einem starken kryoklastischen Abbau der Grobschluff-Fraktion ab: 1.) der Lohner Boden, der mit einer Grobschluff-Zerfallsquote bis zu 42% die stärkste Einwirkung zeigt; 2.) der Komplex wjla- γ und - in etwa gleich starkem Maße - 3.) der Bodenhorizont wj3 δ . Die untersuchten para-primären Lösses wj3 α , 2 α und

Tab.4: Grobschluff-Gehalte (i.°/o der nichtcarbonatischen Substanz <63μ)

| Profilabschnitt | | C-Hor. zum paudorf- interstadi- alen Boden | Paudorf- interstadi- aler Boden | wj1a | 1β | 1γ | wj2a | 2β ¹ | 2β ^{II} | 2β ^{III} | wj3a | 3β | 3γ | 3δ | 4α | 5α | |
|--------------------------------------|------------------------|---|---------------------------------------|------|----|----|-------|-----------------|------------------|-------------------|-------|----|----|----|-------|----|----|
| Lokalität | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| LEINEGABEN | Obernjesa | | | | | | 72/76 | | | 66 | 75 | | | | | | |
| | Bremke | | | | | | 71/74 | 70 | 70 | 70 | 73 | | | | | | |
| | Lenglern | | 41 | 52 | 62 | 60 | 75 | 73 | 70 | 70 | 72 | 74 | | | | | |
| | Bilshausen | | 55 | 55 | 59 | 57 | 70 | | | | 73 | | | | 60 | | |
| | Einbeck | | 49 | | | | 71/74 | | 71 | 70 | 70 | | | | | 72 | |
| KASSELER BECKEN u. TAUNUS-VORLAND | Hofgeismar | | 49 | 50 | 62 | 57 | 79 | | | | 74/74 | 72 | | 61 | 64 | | |
| | Lohne | 70 | 49/52 | 58 | 60 | 56 | 72 | | | 73 | 70 | 61 | | 42 | 56 | | |
| | Wehren | | | | | | | | | | 70 | | | 50 | 65 | | |
| | Großenritte | | | | 55 | 54 | 72 | 70 | 69 | 66 | 75 | | | 60 | 61 | | |
| | Kirchberg | | | | 52 | 50 | 67 | | | 65 | 70 | 65 | | | | | |
| | Vollmarshausen | | 46 | | 59 | 58 | 70 | 70 | | 70 | 77 | 80 | | | 53/52 | 66 | 70 |
| | Niedervellmar | | 45 | | | | | | | | | | | | 62/63 | | |
| Bad Homburg | | 46 | | | | | | | | | | | | | | | |
| HEINIGAU | Wiesbaden (Schillo) | 58 | 48 | | | 55 | 65 | | | 59 | 58 | 50 | 56 | | | | |
| | Kriftel | | 54 | | | | 59 | | | 56 | 62 | 57 | | | | | |
| | Eltville | | | | | | | | | | 61 | 61 | | | 47 | 51 | |

der miterfaßte Mittelwürm-Löß zeigen dagegen keine Korngrößenverschiebung, sondern gleichlaufende Korn-Verteilungsdiagramme für Quarz und Feldspat. Sie sind nahezu identisch. Erstaunlich gering ist die kryoklastische Umprägung des Lößmaterials in den farblich gut erkennbaren Bodenhorizonten wj2β' und 2β^m. Demgegenüber überrascht die auffällige Grobschluff-Reduzierung in den Lössen wj1β' und wj4α. Es handelt sich aber in beiden Fällen um Ablagerungen, die unmittelbar auf Böden mit starkem Mineral-Zerfall folgen und entweder bei langsam anlaufender Sedimentation einer stärkeren syngenetischen Kryoklastik unterlegen haben oder aufgearbeitete und verfrachtete Anteile der unterlagernden Bodendecke enthalten. Der Löß wj5α zeigt wieder eine normale Zusammensetzung. Der Komplex wj1γ/1β läßt auch hier wieder aufgrund seines Gradienten eine bodengenetische Zusammengehörigkeit vermuten.

Betrachtet man losgelöst von der kryoklastischen Korngrößenverschiebung die Tonbildung durch Glimmer-Abbau - die ein Kriterium für die lösungsschemische Verwitterung darstellt - so ergibt sich folgendes Bild:

Im Profil Lohne ist innerhalb des Lohmer Boden-Komplexes eine starke Feintonbildung aus dem Glimmer eingetreten, bei der mehr als 50 % der Schluff-Glimmer abgebaut wurden. Dieser Betrag liegt über dem in holozänen Parabraunerde-B-Horizonten üblichen Wert. Es ist aber zu berücksichtigen, daß die Frostspaltung zu einer erheblichen mechanischen Aufbereitung gerade der Glimmerminerale geführt hat, wodurch in diesem Boden die chemische Verwitterungsbereitschaft beträchtlich vergrößert worden ist.

Eine geringe Glimmer-Verwitterung liegt im wj1α vor. Sie steigt jedoch vom wj1β zum wj1γ auf rund 20 - 25 % an, wodurch wiederum ein Hinweis auf eine bodengenetische Zusammengehörigkeit gegeben ist.

Interessant ist die Tatsache, daß in den wj2β-Böden des Leinegebietes und Nordhessens trotz Fehlens einer signifikanten Frost-Frakturierung der Tongehalt ($< 2\mu$) durchweg von 14 - 15 % auf 17 - 21 % steigt und zwar ausschließlich durch Erhöhung des glimmerbürtigen Feintongehaltes. Dies läßt in Verbindung mit den anderen Daten u.U. auf eine kurzfristige, trocknere, aber biologisch intensivere Phase einer A-Horizont-Bildung schließen.

Dagegen kann im wj3δ stellenweise eine ähnlich intensive kryoklastische und lösungsschemische Verwitterung eingetreten sein

wie in den tieferen Abschnitten des Lohner Bodens. So besteht im Profil Lohne z.B. kein Unterschied in der Mineralarten-Korngrößen-Verteilung zwischen dem wj3δ und dem unteren Abschnitt des Lohner Bodens - abgesehen von der Horizont-Mächtigkeit. In beiden ist der Grobschluff-Gehalt von ca. 70 auf 41 - 42 % reduziert, der Tongehalt dagegen von 15 % auf > 30 % gestiegen, wovon rund 18% auf illitischen Feinton (< 0,6 μ), > 12 % auf kryoklastisch gebildeten quarz- und feldspatreichen Grobton (2-0,6 μ) entfallen.

Die Zone wj3β, in der im Rheingau der durch deutliche Glimmer-ton-Bildung (ähnlich dem wj2β des Leinegebietes) gekennzeichnete Bodenhorizont liegt, tritt in Nordhessen und im südlichen Niedersachsen nur in einigen Fällen (Lohne, Kirchberg) und dann auch nur durch eine kryoklastische Grobschluff-Depression hervor (s.o.).

Im wj4α-Löß ist keine Glimmer→Feinton-Umwandlung festzustellen.

DISKUSSION. Tonbildung durch Glimmer-Abbau in Gegenwart von CaCO₃ macht wahrscheinlich, daß es sich bei den Jungwürm-Bodenhorizonten wj3δ, wj2β^m und 2β^l, sowie wjly um geringmächtige ehemalige A-Horizonte handelt. ROHDENBURG (1966) hat anhand von Eiskeilfolgen nachgewiesen, daß in keiner Bildungsphase dieser Böden ein hochliegender Dauerfrostboden existiert hat, wobei aber wahrscheinlich jahreszeitlicher Frostböden von unterschiedlicher Dauer vorhanden war. Hinweise darauf geben Kleinkeile an der Basis von wj2β und 3δ. Tatsächlich finden sich ausgesprochene Vernäsungserscheinungen selten, höchstens in der Rostbänderzone wj1β^m, was auf die Unterlagerung durch den wenig durchlässigen Lohner Boden als einer echten B-Horizont-Bildung zurückgeführt werden mag. Die hydrologischen Voraussetzungen für eine Frostzerkleinerung in einem kalkzeitlichen Frostwechselklima dürften beim Löß infolge seiner feinen Körnung und hohen Wasserhaltefähigkeit mit und ohne Frostboden im Untergrund gegeben sein.

Frostmechanischer und lösungsschemischer Zerfall laufen offensichtlich nebeneinander ab, ohne daß - wie ARNAUD u. WHITESIDE (1963) vermuten - eine wesentliche wechselseitige Kausalbeziehung zu erkennen ist. Zwar bedingt bei einem gleich intensiven biologischen Verwitterungseingriff eine vorhergehende oder gleichzeitige Frost-Frakturierung eine höhere lösungsschemische Umwandlungsquote der mechanisch aufbereiteten Glimmer (vgl. wj2β mit 3δ), doch ist umgekehrt keine Beschleunigung der Frostzerkleine-

rung durch chemische Verwitterung erkennbar. Der Glimmer-Abbau, besonders der Biotitzerfall zu illitischem Ton kann sehr schnell beträchtliche Ausmaße annehmen und dann zum Stillstand kommen, wenn die verwitterungsanfälligeren Anteile aufgezehrt sind. Er läßt sich daher kaum zu zeitlichen Vergleichen heranziehen. Dies scheint eher möglich anhand der kryoklastischen Zerfallswerte, obwohl diese natürlich wiederum stark vom Frostwechsel als klimatischer Bedingung abhängig sind. Immerhin lassen sich anhand dieser Daten innerhalb des Jungwürm-Komplexes im südniedersächsisch-nordhessischen Raum zwei Phasen einer langfristig beständigen Oberfläche ausgliedern, die Oberfläche des wjly und des wj30.

4.3.6 Kryoklastik, sedimentäre Verschiebung und Tonbildung in der Altwürm-Mittelwürm-Folge.

Korngrößen-Bestimmungen in Verbindung mit phasenkontrast-optischer Glimmer-Auszählung und Bestimmung der freien Eisenoxide eignen sich u.U. auch für die Ermittlung der pedogenetischen Verwitterungsgrade, der Tonverlagerung und der Material-Herkunftsbeziehungen im Altwürm und Mittelwürm. Eingehender untersucht wurden der Bilshäuser Bodenkomplex (Bilshausen), die Mittelwürm-Folge mit dem Kirchberger Boden von der Humuszone 5 an aufwärts in Kirchberg, und die Mittelwürmlöß-Lohner Boden-Horizontfolge in Lohne.

Bilshäuser: Wie in Kirchberg und Lang-Göns (vgl. GEBHARDT 1964) zeigt der Eemboden -B-Horizont mit Grobschluffgehalten von $> 60\%$ wenig kryoklastische Einflüsse, da er unterhalb der prä- und post-eemzeitlichen Frost-Einwirkungsgrenze liegt, dagegen starke Glimmer-Ton-Umwandlung bis $> 60\%$ Glimmerverlust in den Schluff-Fractionen. Das kryoklastisch stärker beanspruchte und durch Abfuhr tonverarmte Ae-Horizont-Material (Grobschluff $\sim 40\%$) ist ausschließlicher oder dominierender Bestandteil der Fließerdedecke 2, 3, 4. Neu hinzu gekommenes äolisches Material ist nicht nachweisbar. Der über der Konkretionszone folgende Bleichhorizont 5 mit dem humosen Ober- teil 5b wird dagegen von frisch antransportiertem Material gebildet. Eine Glimmer-Ton-Verwitterung ist nicht nachweisbar, auch nicht in der humosen Zone; dagegen ist eine starke Verschiebung vom Grobschluff zum Fein- und Mittelschluff zu be-

⁷⁾ vgl. Abb.8. S.24

obachten (50 % 20-63 μ , 36 % 2-20 μ , 14 % < 2 μ). Vermutlich handelt es sich hierbei nicht um kryoklastische Effekte, sondern um eine sedimentäre Abweichung. Die Quarz- und Feldspat-Verteilungskurven haben nämlich den gleichen Verlauf. Starke Verlehmung durch Illit-Bildung setzt dann schlagartig im folgenden braunen Abschnitt 6 ein.

Kirchberg: Ähnlich den Abschnitten 5a und b von Bilshausen ist in der Humuszone (5) in Kirchberg eine starke sedimentäre Korngrößen-Verschiebung vom Grob- zum Fein- und Mittelschluff vorhanden (GS 43 %, MS + FS 40 %, T 17 %). Im oberen Teil dieser Zone liegt jedoch ein zusätzlicher starker chemischer Schluffglimmer-Abbau mit einer Feintonerhöhung auf 25 % vor.

Die plattigen wm-Lösse zeigen wie wjla- γ eine mäßige Kryoklastizität (GS 55-61 %) aber keine oder höchstens 2-3 % betragende lösungsschemische Erhöhung des Tongehaltes. Der daraus gebildete Kirchberger Boden weist dagegen die gleiche sekundäre Korngrößen-Verteilung wie der Lohner Boden auf, d.h. er läßt eine verstärkte Frostzerkleinerung und eine extreme Glimmer \rightarrow Ton-Verwitterung erkennen.

Lohne: (Tab. 5) Am Beispiel der Horizontfolge vom Mittelwürm-Löß über den Lohner Boden zum Jungwürm, wie sie in Lohne erschlossen werden konnte, läßt sich noch einmal zusammenfassend darstellen, wie sich mit langsam werdender Sedimentation und zunehmender Bodenbildung die kryoklastischen und lösungsschemischen Verwitterungserscheinungen verstärken. In Tab. 5 (vgl. Abb. 11, S. 34) sind neben der Korngrößen-Verteilung als Indices für die selektive Frostzerkleinerung einige Quarz/Feldspat-Verhältnisse und als Index für die lösungsschemische Verwitterung die Gehalte an freiem in oxidischer Bindung vorliegendem Fe angegeben.

Die Abschnitte 1 bis 3 lassen zunächst nur eine zunehmende Verstärkung der mechanischen Zerkleinerung erkennen. Von 4 ab setzt dann in Verbindung mit einer zunehmenden Verbraunung und Eisenoxid-Freisetzung (siehe auch die Erhöhung des Sandanteiles durch Bildung feiner oxidischer Konkretionen) eine progressive Feinton-Bildung durch Glimmerzerfall ein. Auch in diesen Abschnitten ist syn- oder epichrone Kryoklastik zu erkennen, doch ist diese - vermutlich infolge zunehmender Aufzehrung der mechanisch anfälligeren Kornanteile - bereits stark vermindert.

Tabelle 5:

Korngrößen-Analyse und Verwitterungs-Indizes
des Lohner Bodenkomplexes

| | | Korngrößen-Zusammensetzung in % der nichtcarbonatischen Substanz | | | | | Quarz: Feldspat in 63-20 μ | freies F °/° | |
|----|--------------|---|-------------|------------|-------------|-------------|--------------------------------------|-----------------|-----|
| | | > 63 μ | 63-20 μ | 20-2 μ | 2-0,6 μ | < 0,6 μ | | | |
| 11 | wj1 α | 2 | 58 | 19 | 9 | 12 | | 11,2 | |
| 10 | LB II | 4 | 49 | 25 | 8 | 14 | 6,2 | 15,7 16,3 | |
| 9 | | 3 | 41 | 30 | 11 | 15 | | | |
| 8 | | 5 | 38 | 33 | 6 | 18 | | | |
| 7 | LB I | 4 | 40 | 26 | 13 | 17 | 6,6 | 16,2 | |
| 6 | | 4 | 42 | 28 | 11 | 15 | | | |
| 5 | | 3 | 45 | 29 | 8 | 15 | | | |
| 4 | wm- Löß | braun | 2 | 52 | 26 | 8 | 5,3 | 8,1 | |
| 3 | | hellbraun | 2 | 55 | 24 | 9 | | | 10 |
| 2 | | hell | 2 | 60 | 21 | 7 | | | 10 |
| 1 | | frisch | 2 | 68 | 15 | 6 | | | 9 |
| | | | | | | | | 3,1 | 7,4 |

Tab.6: Gehalte an freiem Fe (°/°) in oxidischer Bindung

| | Lohne | Hofgeismar | Lenglern | Wiesbaden (Schillo) |
|---------------|-------|------------|----------|------------------------|
| wj 4 α | 9,7 | 8,8 | | |
| 3 δ | 14,7 | 13,0 | | |
| wj 3 α | 7,3 | 7,4 | 8,0 | 8,4 |
| 2 β^m | 9,7 | 9,3 | 8,5 | 9,3 |
| wj 2 α | 7,2 | 7,3 | 7,8 | 8,6 |
| 1 γ | 11,0 | 9,7 | 9,6 | } 8,9 |
| 1 β | 10,3 | 9,2 | 9,0 | |
| wj 1 α | 11,2 | 10,2 | 10,1 | |
| LB | 16,2 | 13,2 | 13,3 | 10,9 |
| wm-Löß | 7,4 | | | 8,5 |

Im Abschnitt LB II (8 - 10) vermischen sich verschiedene Vorgänge (Umlagerung, Neuaufwehung, Verwitterung, Bodenbildung). Der relativ scharf abgesetzte wj14 läßt dann aber deutlich den Beginn einer neuen äolischen Sedimentationsfolge erkennen, wenn auch noch eine erhebliche materialmäßige Beziehung zum LB vorhanden ist.

4.3.7 Wandlungen der tonmineralogischen Zusammensetzung.

In einer in Druck befindlichen Arbeit über das Aufweitungs-Verhalten der Dreischicht-Tonminerale in carbonathaltigen A- und C-Horizonten von Lößböden (SCHEFFER, MEYER u. GEBHARDT, 1966) werden unter Zugrundelegung der Nomenklatur-Vorschläge von SCHEFFER, FÖLSTER u. MEYER (1961) sowie SCHWERTMANN (1961) Angaben über die tonmineralogische Zusammensetzung para-primärer Lössе (wj2 α und wj3 δ) des Leinetalgrabens und Nordhessens gemacht. Unter Hinweis auf die erstgenannte Arbeit lassen sich kurz gefaßt folgende Angaben machen:

4.3.7.1 Die Zusammensetzung der Tonfraktionen para-primärer Lössе:

Feinton-Fraktion < 0,6 μ \emptyset

ILLIT-Gruppe, nicht über 10 Å aufweitbar (Stufe I nach SCHWERTMANN 1961)

ca. 50%

HEMI-EXPANDIT-Gruppe, aufweitbar mit Ca und Mg, jedoch nicht über 14 Å (Vermiculit, Stufe II u. III nach SCHWERTMANN), je nach Ladungsdichte bzw. -sitz leichter oder schwerer mit K auf 10 Å kontrahierbar und mit Ca u. Mg in wässriger Lösung (pF-Abhängigkeit beim Eintrocknen) durch Einlagerung einer oder zweier Wassermolekel-Schichten auf verschiedene Abstände zwischen 10 u. 14 Å expandierbar. K-Kontraktion im Kurzzeit-Austausch gegen Ca irreversibel.

ca. 10%

EXPANDIT-Gruppe: Mit Ca und Mg unter Glycerin-Sättigung auf 18 Å aufweitbar (Montmorillonit, Stufe IV u. V n. SCHWERTMANN), zu untergliedern in:

| | |
|---|------------------|
| OLIGO-Expandite, K-kontrahierbar auf 10 Å, im Kurzzeit-Austausch gegen Ca und Mg Kontraktion irreversibel, im Langzeit-Austausch wahrscheinlich voll reversibel | <u>5-10°/.</u> |
| PLIO-Expandite, K-Kontraktion auf 10 Å, im Kurzzeit-Austausch gegen Ca u. Mg reversibel | <u>ca. 20°/.</u> |
| PLEISTO-Expandite, keine K-Kontraktion auf den Minimal-Abstand möglich, Kontraktions- und Expansions-Verhalten der Basis-Abstände (001) in wässriger Lösung wie bei Oligo- und Plio-Expanditen abhängig von Gesamtladung, Ladungssitz und Bindungsdruck des Wassers. Ca- und Mg-Belegung führen zwischen pF 6,5 u. 5,1 zur Einlagerung von 2 H ₂ O-Molekül-Lagen (≈15 Å), unterhalb pF 5,1 im Desorptionsgang von 3 - 4 H ₂ O-Molekül-Lagen (≈18 Å). Bei höherer Ladungsdichte können im pF-Bereich 6,5-6,3 Unterschiede in der Aufweitbarkeit zwischen Ca-(1 H ₂ O-Schicht) und Mg-(2 H ₂ O-Schichten) -Belegung bestehen. Mit K auf 12 Å (pF 6,5-5,1) oder 14-15 Å (pF < 5,1) kontrahierbar | <u>ca. 10°/.</u> |

Die hier aufgeführten Dreischicht-Tonminerale sind in einer Reihe mit abnehmender negativer Ladungsdichte angeordnet worden, die theoretisch einer vom Glimmer ausgehenden Verwitterungs-Reihe entspricht.

Der Gehalt an Chlorit liegt meist unter der Nachweisgrenze, das Auftreten von Al-(Boden-)Chloriten ist unwahrscheinlich, da es sich um primär kalkhaltige (nicht ehemals entkalkte, versauerte und wieder aufgecalcete) Materialien handelt.

Neben den genannten Dreischicht-Tonmineralen, sehr geringen Beimengungen detritischen Quarzes und Feldspats sowie amorphen oxidischen Gemengteilen, die hier nicht näher betrachtet werden sollen, kann die Feinton-Fraktion auch bis etwa 5% Kaolinit enthalten. Da uns bisher jedoch noch in keinem Fall gelungen ist, eine Neubildung von Kaolinit als Verwitterungsprodukt in pedogenetisch

umgewandeltem Lößmaterial nachzuweisen (vgl. die geringe oder meist fehlende lösungschemische Verwitterung der Löß-Feldspäte in holozänen oder eemzeitlichen Lößböden), scheint es uns im folgenden gerechtfertigt, die Kaolinit-Anteile in den Löß-Tonen als verwitterungsdiagnostisch bedeutungslos zu vernachlässigen.

Grobton-Fraktion 0,6-2,0 μ ϕ

In dieser Fraktion finden sich gegenüber dem Feinton bei höherem Gehalt an detritischem Quarz und Feldspat nur wenig Hemiexpandite und Expandite. Meist zeigen über 80 % der vorhandenen Dreischicht-Tonminerale Illit-Charakter. Sie erweisen sich im Phasenkontrast-Mikroskop als überwiegend mechanisch-detritisches Muskowit- und Biotit-Material.

4.3.7.2 Veränderungen durch pedochemische Bildung von Dreischicht-Tonmineralen

Nach den Untersuchungen von SCHEFFER, MEYER u. GEBHARDT 1966 an verschiedenen holozänen und würmzeitlichen Lößboden-Horizonten sowie eemzeitlichen Parabraunerden aus Riblöß besteht die im Zuge der pedogenetischen Umwandlung des Lößmaterials einsetzende Vermehrung des Feinton-Gehaltes fast ausschließlich in einem isoponden (d.h. abgesehen von der Carbonatabfuhr ohne sonstige Stoffzu- und-abfuhr ablaufenden) Verwitterungs-Zerfall von Glimmern der Schluff-Fraktionen zu glimmerbürtigen Dreischicht-Tonmineralen von überwiegend Feinton-Größe. Mikromorphologische Untersuchungen von MEYER u. KALK 1964 wiesen auf die besondere Verwitterungsanfälligkeit der Schluff-Biotite hin, die unter heteroklastischer Abschelfung direkt zu Teilchen von Grob- und Feintongröße zerfallen und somit relativ rasch und unmittelbar zur Erhöhung des Tongehaltes, besonders des Feinton-Gehaltes beitragen. Der aus diesem Zerfall resultierende Feinton hat überwiegend Hemiexpandit-Eigenschaften. In vielen Jungwürm-Bodenhorizonten (z.B. wj28^h oder wj36), bei denen der Feinton-Gehalt z.B. von 11 auf 16 % angestiegen ist, können aufgrund der mineralogischen Bilanzanalyse rund 4/5 der angereicherten Tonsubstanz allein aus der Biotit-Verwitterung herrühren.

Die Grobschluff-Muskowite und -Chlorite zeigen insofern ein vom Biotit abweichendes Verwitterungs-Verhalten, als sie einmal

zerfallsresistenter sind, zum andern zu einem isoklastischen Zerfall neigen, bei dem vorübergehend auch die Feinschluff-, besonders aber die Grobton-Fraktion vermehrt werden und nur langsam ein Übergang in die Feinton-Fraktion erfolgt. Die grob- und feintonigen Zerfallsprodukte dieser Minerale weisen - im Gegensatz zu der biotitbürtigen Tonsubstanz - überwiegend illitischen (muskowitbürtiger Ton) oder chloritischen (chloritbürtiger Ton) Charakter auf und gehen wesentlich langsamer in Hemiexpandite über.

Faßt man die Tonfraktionen $< 2 \mu \phi$ zusammen, so läßt sich generalisierend für alle innerwürmzeitlichen Bodenhorizonte die Aussage machen, daß die Vermehrung des Tongehaltes etwa zu 60-75 % auf der Erhöhung des Hemiexpandit-Anteiles (überwiegend in Form von Feinton $< 0,6 \mu \phi$) und zu 25-40 % auf der Vermehrung des Illit-Anteiles (zu einem großen Teil in Form von Grobton $0,6-2\mu$) beruht. Das Verhältnis 1,5 bis 4 zu eins entspricht dabei etwa dem Verhältnis in der relativen Abbau-Intensität von Schluff-Biotit zu Schluff-Muskowit/Chlorit.

Es muß hervorgehoben werden, daß die pedochemische Tonbildung in allen von uns untersuchten Löß-Bodenhorizonten wie auch in den holozänen Böden aus Löß (sofern diese nicht stärker entbast und versauert sind) selten zu einer Verwitterung (d.h. Ladungsverminderung) über das Stadium des Hemiexpandits hinaus führt. Das heißt, es konnte bislang keine signifikante pedochemische glimmerbürtige Montmorillonit-Bildung beobachtet werden. Dies gilt sogar für die stark entwickelten Eem-Parabraunerden.

So konnte GEBHARDT 1964 an einer Eem-Parabraunerde von Lang-Göns/Wetterau, die unter allen uns bisher bekannten rezenten und fossilen Parabraunerden eine der stärksten Schluffglimmer \rightarrow Dreischicht-Feinton-Umwandlungen im B-Horizont in situ aufweist (Feintongehaltserhöhung ohne infiltrative Anreicherung von 16 auf 28 %), folgendes nachweisen: Bei der extrem starken Tonbildung, die über 75% der primär vorhandenen Schluffglimmer aufgezehrt hat, sind ausschließlich Illite und Hemiexpandite gebildet worden. Deren enorm vergrößerter Mengenanteil unterdrückt in den Röntgen-Aufnahmen des A_1 - und oberen B-Horizontes fast vollständig die primären Montmorillonit-(Expandit-)-Reflexe des Ausgangs-Lößmaterials, die im C-Horizont stark, im B_v -Horizont noch schwach ausgeprägt sind.

Es scheint demnach, als ob die Hemiexpandit-(Vermikulit-)Bildung als ein selbst über längere Bodenbildungs-Phasen hinweg stabiles Stadium der Dreischicht-Tonmineral-Verwitterungsabfolge zu

bewerten ist. Die Verschiebung der mineralogischen Zusammensetzung der Feinton-Fraktion zum Illit und besonders zum Hemiexpandit hin kann somit durchaus als ein Kriterium für die Intensität der pedochemischen Umwandlung von primärem Lößmaterial dienen. Sie stellt ein wichtiges Unterscheidungs-Merkmal gegenüber Horizonten mit überwiegender oder ausschließlicher kryoklastischer Tonbildung dar. Wir haben diese röntgenographischen Kriterien u.a. bei den in Absatz 4.3.6 untersuchten Sedimenten und Böden der Alt- und Mittelwürm-Folgen von Bilshausen, Kirchberg und Lohne angewandt und fanden die in diesem Absatz bereits erläuterten Ergebnisse voll in den Röntgen-Diagrammen wiedergespiegelt: In den vorwiegend kryoklastisch überprägten bzw. sedimentär in ihren Mineralarten-Körnungsspektren heterogenen Abschnitten war kaum eine Hemiexpandit-Vermehrung zu erkennen, während sich jeder aufgrund der Feinton-Vermehrung als pedogen umgeformt gedeutete Horizont oder Bodenkomplex stets in einer ausgeprägten Hemiexpandit-Vermehrung zu erkennen gab.

Diese Aussagen werfen natürlich die Frage auf, woher die hohen Montmorillonit-(Expandit-)-Anteile der para-primären Lösser rühren. Eine Beantwortung ist vorerst nicht möglich, da diese Frage eng mit der generellen Frage nach der Herkunft des Lößmaterials überhaupt verbunden ist. Zur Klärung wäre ein kontinentaler Vergleich chronologisch konnektierbarer Lößstraten die Voraussetzung. Im Untersuchungsgebiet entspricht die gleichförmige mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktionen der para-primären Lösser durchaus der Gleichförmigkeit in der mineralogischen Zusammensetzung der größeren Korn-Fraktionen. Dies gilt sowohl für die würm- als auch die rißzeitlichen Lösser.

Al-Fixierung:

In holozänen Böden aus Löß beobachtet man bei zunehmender Entbäuerung und Versauerung eine Umwandlung aller aufweitbar vorliegenden Dreischicht-Tonminerale zu sekundären Boden-Chloriten oder Al-Chloriten. Diese Umwandlung erfolgt durch Al-Freisetzung aus dem Gitterverband der Dreischicht-Tonminerale (Protonen-Austausch) und Einbau des Al in Form von Hexahydronium-Ionen oder Al-Polyhydroxyden (evtl. Alterung zu Gibbsit) in die Zwischenschichträume. Dadurch wird sowohl die K-Kontrahierbarkeit wie auch die Aufweitbarkeit mit Glycerin behindert, und der 14 Å-Reflex wird stabilisiert.

Es lag nahe, nach solchen Umbildungs-Produkten besonders in den

Bleich-Horizonten über dem Eem-Boden zu suchen. Trotz umfangreicher Untersuchungen an solchen Horizonten und anderen Abschnitten der Eem-Altwürm-Folgen, sowie an Lohner Böden des Paudorfer Interstadials konnten wir jedoch in der Regel keine Umbildung zu Al-Chloriten nachweisen. Es bieten sich für diesen Befund zwei Deutungsmöglichkeiten an, von denen wir bislang der ersten die größere Wahrscheinlichkeit zubilligen müssen: 1. Die Entbasung und Absenkung der pH-Werte in den Oberböden der Eem-Parabraunerden und den altwürmzeitlichen Bodenbildungs-Phasen war nicht stark genug oder ist teilweise durch Beimengung basenreicheren äolischen Materials kompensiert worden, 2. Die Al-Fixierung ist - wenn sie nicht zu weit vorangeschritten ist - langfristig austauschreversibel, wenn eine erneute Zufuhr von Erdalkali-Ionen aus überlagernden Sedimentpaketen erfolgt. Einen, wenn auch recht vagen, Hinweis auf die zweite Möglichkeit liefern die Eem-Parabraunerde-A₁-Horizonte, die bei Bad Homburg unter mächtigeren Würmpaketen hervor bis an die heutige Oberfläche treten. In den oberflächennahen Bleich-Horizonten konnte erwartungsgemäß eine relativ starke Umwandlung zu Al-Chloriten nachgewiesen werden. Wider Erwarten blieb diese jedoch bei Abtauchen des Bleich-Horizontes unter das Würmpaket noch bis zu einer Tiefe von ca 1,3 m bestehen und verschwand erst bei weiterem Abtauchen. Nähere Aussagen sind jedoch ohne eine modellmäßige Untersuchung der Umwandlungs-Vorgänge nicht zu machen.

4.4 EISENOXIDFREISETZUNG - VERBRAUNUNG.

Ein brauchbarer Maßstab für die Charakterisierung der lösungschemischen Verwitterung, also auch für den Abbau der Glimmer, besonders des Biotits, zu Illit-Ton besteht in der Ermittlung des Gehaltes an freiem Eisenoxid. Der Gesamt-Fe-Gehalt ursprünglicher Löss beträgt etwa 2%, $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{3}$ davon liegt in freier Form als Eisenoxid, der Rest in silikatischer Bindung vor. Bei der Verwitterung der Biotite und Chlorite, daneben auch der Augite, Epidote und Hornblendes, wird fortlaufend Eisen aus silikatischer Bindung freigesetzt und in oxidischer Form auf den Kornoberflächen des Schluffs, besonders aber des neugebildeten Tones abgeschieden. Das Ausmaß der Verbraunung richtet sich einmal nach der Gesamtmenge freien Eisens, andererseits aber auch nach dessen Vertei-

lungszustand. In normal dränierenden Lössen liegt meist eine gleichmäßige Verteilung mit starkem Verbraunungseffekt; unter feuchteren Verhältnissen in der Regel eine feinkonkretionäre Konzentrierung des Eisens bei geringer Verbraunung vor.

Tab. 6 gibt die Gehalte an freiem Eisenoxid in 4 für die einzelnen Lößprovinzen repräsentativen Profilen wider, die von links nach rechts nach zunehmendem freiem Eisenoxid-Gehalt der Lössen geordnet sind. Dieser wurde nach SCHEFFER, MEYER u. BABEL (1961) bestimmt.

Die Tabelle spiegelt die im vorhergehenden Absatz gemachten Aussagen über die lösungsschemische Glimmer-Ton-Umwandlung wider. Der Lohner Boden und wj3δ, aber auch wj2β^m bei geringerer Ausprägung, treten deutlich als Horizonte stärkerer chemischer Verwitterung hervor. Die Abschnitte wj1α und 4α zeigen wieder enge Beziehungen zu den darunter folgenden Abschnitten LB und 3δ. Die Bodenhorizont-Folge wj1β/γ äußert sich in einer nach oben zunehmenden Erhöhung des Gehaltes an freiem Fe. Wie schon der Glimmerabbau ist auch die Freisetzung von Fe in wj1γ schwächer als im LB (auch seinem oberen Abschnitt) und im wj3δ, dagegen wesentlich stärker als im wj2β.

In Lohne weisen der Lohner Boden und der wj3δ ähnlich starke Verwitterungsgrade auf. Zu klären bleibt die Diskrepanz, die zwischen beiden Horizonten hinsichtlich der Beziehung zwischen Eisenoxid-Gehalt und Verbraunung besteht. Während bei annähernd gleich hohen Gehalten an freiem Fe der LB als B-Horizont-Bildung mit feiner Verteilung des Eisenoxids kräftig braun gefärbt ist, weist der wj3δ nur jenes wenig farbintensive Graubraun mit leichtem Stich ins Violette auf wie es z.B. auch im A₁-Horizont stark degradierter und durchschlammter Schwarzerden zu finden ist und allgemein kennzeichnend für die Jungwürm-Böden ist. Im Dünnschliff zeigt sich eine stärkere für feuchte Böden typische Feinkonkretionsbildung des Eisenoxids ohne die für trockenere B-Horizonte typische Diffussionssaum-Bildung. Die Konkretionsbildung ist jedoch so fein, daß selbst eine fraktionierte Eisenextraktion nach SCHEFFER, MEYER u. BABEL (1961) keine Unterschiede gegenüber dem LB erkennen ließ. Interessant ist jedoch die Tatsache, daß bei den im folgenden Absatz zu besprechenden Humusextraktionen im alkalischen Bereich bei allen ehemaligen A-Horizonten (wj1γ, wj2β, wj3δ), nicht aber beim LB und auch nicht in den paraprimaryen Lössen, ca. 28 - 45% des freien Eisenoxids mitextrahiert wurden, was in Analogie zu feuchten schwarzerde- und pararendsina-artigen A-Horizonten auf eine enge Humus-Eisenoxid-Kopplung und -Maskierung schließen läßt, wobei feinkonkretionäre Oxid-Abscheidungen auf Mineraloberflächen die bevorzugten Ausfällungspunkte für die Huminsäuren darstellen.

4.5 HUMUSBILDUNG

Tab. 7: Relative Gehalte an extrahierbaren Huminstoffen bezogen auf gleiche Mengen Ton.

| | | | | | | | | | | |
|-------------|--------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | wm-Löß | LB | wj1a | wj1ß | wj1γ | wj2α | wj2ß | wj3α | wj3ß | wj4α |
| Nordhessen | 15 | 35-54-29 | 19 | 24 | 14 | 18 | 15 | 26 | 19 | |
| Leinegraben | | | | | 10 | 15 | 11 | | | |

Wenn es sich bei den Boden-Horizonten im Jungwürm um fossile A-Horizonte handelt, mußte sich dies in höheren Humusgehalten zu erkennen geben. Allerdings ist von den früheren Humusgehalten nur ein kleiner Rest erhalten geblieben, der fest am Ton gebunden ist und dadurch der Mineralisierung entzogen worden ist. Eine exakte Humus-Gehaltsbestimmung war bei den außerordentlich geringen (< 0,4 %) und zudem fest gebundenen Mengen in Gegenwart hoher Carbonatgehalte nicht möglich. Es wurden daher mit Na-Metaphosphat-Lösungen, die mit Soda auf pH 10,5 eingestellt wurden, Humusextrakte gewonnen, aus denen sedimentativ mit der Zentrifuge alle mitsuspendierten Mineralanteile bis herunter zu 200 Å abgetrennt wurden. Die Konzentrationsbestimmung der gelösten Huminstoffe wurde bei $\lambda = 400$ und $620\text{m}\mu$ vorgenommen, wobei alle Extrakte einen annähernd gleichen Anstieg der Extinktionskurve zwischen diesen beiden Werten zeigten. Da der Humusgehalt solcher fossilisierten humusarmen Böden am Ton sorbiert vorliegt und demgemäß sehr vom vorliegenden Tongehalt abhängig ist, wurden die ermittelten Konzentrationen auf den Tongehalt bezogen. Eine in mg Huminstoff/ g Ton anzugebende Konzentration ließ sich auf diesem Wege nicht bestimmen. Stattdessen wurde die niedrigste ermittelte Konzentration = 10 gesetzt und alle anderen Werte zu diesem Grundwert in Relation gesetzt. Tabelle 8 gibt die an 13 Lößprofilen gewonnenen Mittelwerte wider. Zwischen den Bodenhorizonten und ihren Ausgangs-Substraten bestehen signifikante Unterschiede, allerdings auch zwischen der nordhessischen und südniedersächsischen Lößprovinz vom wj2α ab.

Die Horizonte wj1γ, 2β^m und 3δ heben sich deutlich als humushaltigere Oberbodenhorizonte ab. Auffällig ist der relativ hohe Humusgehalt im wj1α und 4α, der - wie schon die hohen Mineral-Verwitterungs-Quoten - auf Beimengung von aufgearbeitetem Material aus der Unterlage (LB bzw. wj3δ) schließen läßt.

4.6 PHYSIKALISCHE CHARAKTERISIERUNG UND STRUKTURGENETISCHE UNTERSUCHUNG DER LÖSS-PROFILE.

Jede bodengenetische oder umlagerungsbedingte Umformung von primärem Löß ist mit Struktur (Gefüge-) -Wandlungen verbunden. Aufgabe des folgenden Abschnittes soll sein, die Struktur-Eigenschaften von Löß-Profilen zu charakterisieren und zu versuchen, bestimmte Gefüge-Eigenschaften einzelner Profil-Abschnitte genetisch zu deuten.

4.6.1 Bindungsdruck (Hohlraum)-Verteilungsdiagramm.

In ähnlicher Weise wie sich die Korngrößen-Zusammensetzung eines Sediment-Gesteines oder Bodens durch ein Korngrößen-Verteilungsdiagramm darstellen läßt, kann auch der Hohlraum-Anteil durch ein Verteilungsdiagramm der Poren-Größen charakterisiert werden. Die Messung der Hohlraum-Verteilung erfolgt über die Bestimmung der Bindungsdrucke, denen das in den verschiedenen weiten Poren und Kapillaren festgehaltene Wasser aufgrund der Kapillar-Spannung unterliegt. Genau genommen handelt es sich also um die Ermittlung eines Bindungsdruck-Verteilungsdiagrammes. Nach der Formel

$$\text{Bindungsdruck (in mm H}_2\text{O-Säule)} = 30\,000 : \text{Kapillardurchmesser (in } \mu \text{)}$$

läßt sich jedoch für jeden Tensionswert ein Äquivalent-Porendurchmesser errechnen.

Die Ermittlung der Porenvolumina und der Porengrößen-Verteilung wird nach HARTGE (1965) an Stechzylindern mit natürlich gelagertem Material vorgenommen. Die Proben werden voll mit Wasser aufgesättigt und in Drucktöpfen auf porösen, wasser-, jedoch nicht luftdurchlässigen Keramik-Platten bei bestimmtem Luftdruck abgedrückt und ausgewogen. Die bei den jeweiligen Bindungsdrücken zurückgehaltenen Wassermengen werden in Form einer Wasserspannungs-Kurve

dargestellt. Dies kann - wie bei der Korngrößendarstellung - entweder in Form einer Summenkurve (pF-Kurve, Tensions-Charakteristik) oder in Form eines Verteilungsdiagrammes geschehen.

In Abb. 21 ist die Poren-Verteilung eines typischen, wenig veränderten paraprimaryären Lösses (wj2 α , 3 α) des südniedersächsisch-nordhessischen Raumes (ausgezogene Linien) und - zum Vergleich - eines feinkörnigeren Lösses aus Balingen/Kaiserstuhl (punktierte Linie) dargestellt. Oben ist die Wasserspannungs-Summenkurve, unten die entsprechende (1.Ableitung) Verteilungs-Kurve gezeichnet. Die für beide Darstellungen gültige Abzisse zeigt 2 Skalen: die untere gibt die Bindungsdrucke (pF = log cm H₂O-Säule), die obere die den Bindungsdrücken entsprechenden Äquivalent-Porendurchmesser (in μ) an.

Es heben sich im unteren Diagramm drei Porengrößen-Verteilungsmaxima ab:

1. Zwischen 20 und 6 μ Porendurchmesser (langsam drainende Poren), pF ~ 2,2 - 2,7,
2. Zwischen 3 und 0,6 μ Porendurchmesser (mittlere Poren) pF ~ 3,0 - 3,7,
3. Zwischen 3 und 1 mm Porendurchmesser (grobe Poren) pF < 0,5.

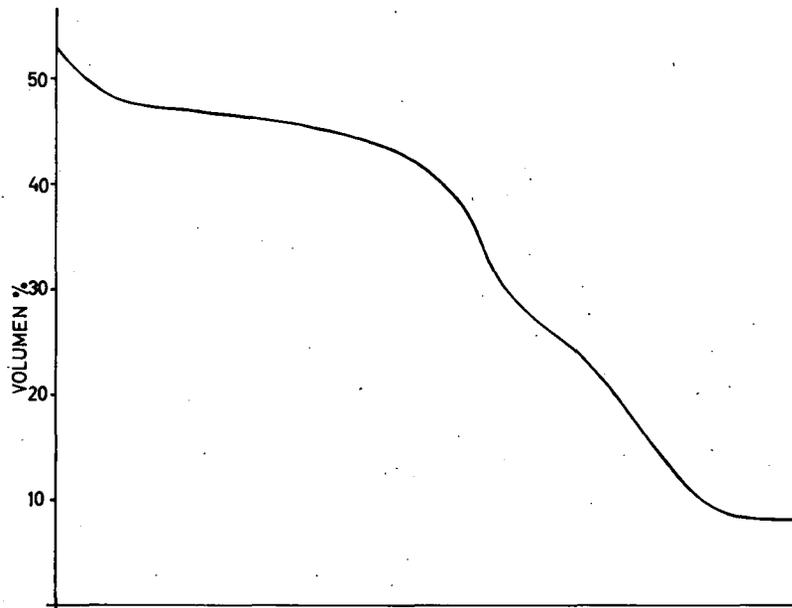
Im folgenden interessieren in erster Linie die unter 1. und 2. genannten Porenbereiche, da diese allein die Verteilung und Anordnung der Intergranular-Höhlräume im grobporenfreien Grundgefüge des Lößmaterials widerspiegeln und bei allen gefügedynamischen Veränderungen des Lösses den stärksten Verschiebungen ausgesetzt sind.

4.6.2 Interpretation der Porengrößen-Verteilung in Lössen.

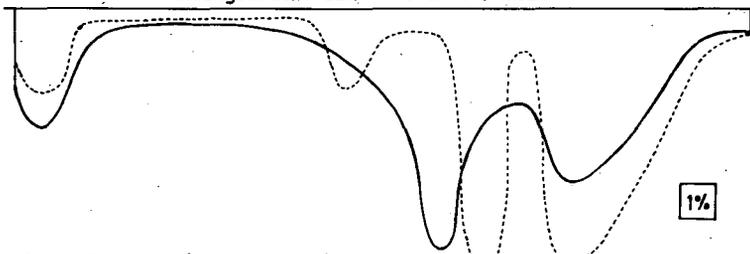
Um die für paraprimaryäre Lössen typische Porengrößen-Verteilung zu interpretieren, geht man am zweckmäßigsten von einer Modell-Berechnung aus. Nimmt man an, daß das Kornverteilungsmaximum des Lösses bei 30 μ \emptyset liegt und stellt man sich eine Modell-Substanz vor, die

Zur nebenstehenden Abbildung:

Abb. 21: Wasserspannungs-Summenkurve (pF-Kurve) und Bindungsdruck- (Porengrößen) -Verteilungsdiagramm paraprimaryärer Lössen. Die punktierte Linie im unteren Diagramm gehört zu einem Löß, dessen Schluffmaximum im Bereich des Grobschluffs zu feineren Korngrößen hin verschoben ist (Balingen / Kaiserstuhl)



Bindungsdruck bzw. Porendurchmesser



| | | | | |
|-----------------------------------|-----------------|------------------|----------|--------------|
| Grobe bzw. Luft- bzw. Sickerporen | schnelldränende | langsam dränende | mittlere | |
| 3000 1500 1000 500 300 | 150 100 50 | 30 15 10 | 5 3 | 15 1 0,5 0,3 |
| 0,5 1 1,5 | 2 2,5 | 3 | 3,5 | 4 |

feine Poren

Porendurchmesser

< 0,2 μ

> 4 pF

ausschließlich aus Kugeln von $30 \mu \varnothing$ bestehen soll, so besteht in diesem Material eine Hohlraum-Verteilung, die von der Packungsdichte abhängig ist. Die Werte, die sich für die lockerste und dichteste Packung ergeben, sind in Tab. 8 zusammengestellt.

Tab. 8: Hohlraumverteilung bei verschiedener Packungs-Dichte, Kugeldurchmesser der festen Substanz = 30μ

| H o h l r a u m | lockerste Kugelpackung (einfach kubisch) | | dichteste Kugelpackung (hexagonal) | |
|--|---|------|---------------------------------------|------|
| Gesamtes Hohlraum-Volumen | | 48 % | | 26 % |
| Größte Kugel-Hohlräume $\varnothing \mu$ pF Volumen-Anteil | 22 >2,13 | 21 % | 7 >2,63 | 2 % |
| Größte Zylinder-Hohlräume $\varnothing \mu$ pF Volumen-Anteil | 12 >2,39 | 12 % | 5 >2,80 | 2 % |
| Meniskenring-H ₂ O an den Kugel-Berührungsstellen $\varnothing < 4 \mu$ pF > 2,88 Volumen-Anteil | | 6 % | | 16 % |
| Rest (pF > 3) | | 9 % | | 6 % |
| Raumgewicht bei einer Dichte der festen Substanz von 2,6 | | 1,35 | | 1,95 |

Errechnet man aufgrund dieser Zusammenstellung die Bindungsdruck-Verteilungsdiagramme der Modelle und vergleicht hiermit die Porenverteilung des Lösses, der mit einem Raumgewicht von 1,36 - 1,49 zwischen den beiden Modellschubstanzen steht, so ergeben sich die in der Tabelle 9 dargestellten Beziehungen.

Tab. 9: Porenvolumen-Anteile in Modell-Kugelpackungen und para-primärem Löß.
(Angaben in Volumen%)

| pF | lockerste Kugelpackung | Löß | dichteste Kugelpackung |
|---------|------------------------|-------|------------------------|
| <2 | 0 | 4-9 | 0 |
| 2-2,7 | 33 | 15-17 | 2 |
| 2,7-3,0 | 2 | 4-5 | 8 |
| 2,0-3,7 | } 13 | 12-15 | } 16 |
| >3,7 | | 6-8 | |

Der Unterschied zwischen der lockersten und dichtesten Packung von 30 μ \emptyset -Kugeln besteht hauptsächlich darin, daß die lockere Schüttung einen hohen Poren-Anteil im Bereich zwischen pF 2 und 2,7 aufweist, während bei der komprimierten Modell-Substanz der Schwerpunkt der Hohlraum-Verteilung zu Bindungsdrücken oberhalb pF 2,7 verschoben ist. Obwohl nun der Löß aufgrund seines Aufbaues aus verschiedenen Korngrößen und Kornformen erhebliche Abweichungen in seiner Poren-Verteilung gegenüber den beiden Modellen aufweist, läßt er doch eine deutliche Annäherung an die lockere Kugelpackung erkennen.

Eine planimetrische Auswertung von Dünnschliff-Bildern erklärt diesen Befund: Zieht man den für das Löß-Gefüge untypischen, zum großen Teil sekundär entstandenen und stark schwankenden groben Porenanteil <pF 2 (>30 μ \emptyset) vom Gesamt-Porenvolumen ab (4 - 9 %), so bleiben im Schnitt 42 Volumen-Prozent für das Schüttungs-Grundgefüge des Lösses übrig. Im Schliff zeigen die Grobschluff-Körner als dominierender Material-Anteil eine schwammartig lockere Packung. Das aufgrund dieser Anordnung zu erwartende hohe Intergranular-Porenvolumen von pF 2 - 2,7 wird nur dadurch mäßig vermindert, daß Fein- und Mittelschluff-Teilchen einen Teil dieses Intergranular-Raumes okkupieren, wodurch eine gewisse Verschiebung der Porenverteilung zu höheren Bindungsdrücken (pF >3) hin bewirkt wird. Der geringe im Löß befindliche Gehalt an Ton, der sich überwiegend über die Schluff-Oberflächen verteilt oder in geringerem Maße an

den Berührungspunkten der Schluff-Körner meniskenförmig angehäuft ist, zeigt nur unwesentliche Einflüsse auf die Porenverteilung unterhalb pF 3.

Somit stellt der Löß, im Gegensatz zu anderen, besonders grobkörnigeren Lockersedimenten einen mechanisch komprimierbaren Körper dar. Die Kompaktierung setzt eine Überwindung der Adhäsionskräfte zwischen den Schluff-Körnern voraus, die zusätzlich durch Kalk- und Ton-Abscheidungen an den Kontaktstellen "vermörtelt" sind und nur dadurch den hohen primären Porenanteil zwischen pF 2 und 2,7 ($30-6 \mu$) aufrecht erhalten können. Eine mechanische Durchknetung bei höherer Feuchte muß zum Abbau dieses Hohlraum-Anteiles führen.

Die Korngrößen-Abhängigkeit der Poren-Verteilung bei lockerer Packung gibt sich dadurch zu erkennen, daß z.B. das erste Poren-Verteilungsmaximum (zwischen pF 2 und 2,7), das von der Körnung des Grobschluffs abhängig ist, schwanken kann. In Abb. 21 ist neben dem Poren-Verteilungsdiagramm des Lösses, dessen Grobschluff-Maximum bei 30μ liegt, das Verteilungsdiagramm eines Lösses dargestellt (punktierter Linie), dessen Korn-Verteilungsmaximum etwa um $20 \mu \varnothing$ herum liegt (Balingen/Kaiserstuhl).

Die Poren-Verfeinerung ist deutlich zu erkennen. Ein zweites körnungsbedingtes Maximum in der gestrichelten Kurve bei pF 1,8 bis 2 dürfte den hohen Sandanteil (von 12 %) dieser Probe widerspiegeln.

4.6.3 Hohlraum-Veränderungen durch Kompaktierung.

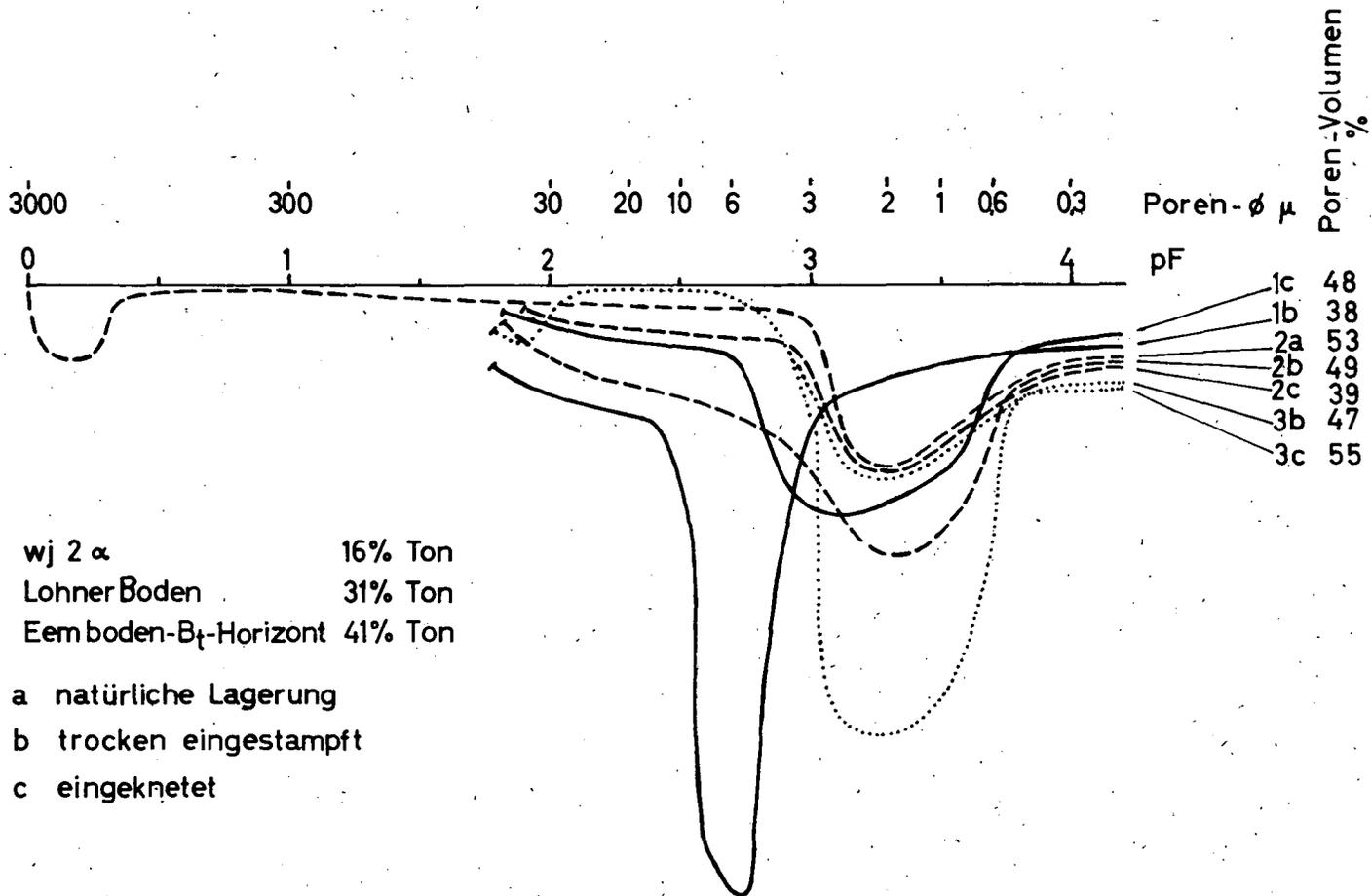
In bestimmten Abschnitten der Lößprofile, besonders in den Bodenhorizonten, gibt sich in der Verminderung des Porenvolumens (Zunahme des Raumgewichtes) eine z.T. recht erhebliche Kompaktierung des Materials zu erkennen. Diese kann auf verschiedenen Ursachen beruhen. Die morphologische Beschaffenheit solcher Kompaktierungszonen und das unten noch näher zu erörternde Struktur-Verhalten bei Wasser-Aufsättigung lassen den Schluß zu, daß ein Teil der beobachteten Verdichtungen auf Pressungs- und Knet-Vorgänge im plastischen Zustand zurückgeführt werden kann, die durch einen Wechsel von Gefrieren und Auftauen ausgelöst werden. In den folgenden Modellversuchen wurde deswegen besonderes Gewicht auf die Auswirkungen des Knetens auf Lößmaterialien gelegt.

Als Modell-Substanzen dienten Jungwürm-Löß (12 und 16 %/o Ton), Lohner Boden(31 %/o Ton) und Eem-Boden-B_t-Horizont-Material (41 %/o Ton) sowie reine; durch Schlämmung abgetrennte Löß-Schluffe, deren primärer Eisenoxid-Belag als mögliche Haftsubstanz entweder belassen oder extrahiert worden war. Ermittelt wurde die Hohlraum-Verteilung in diesen Materialien nach Einbringen in Stechzylinder und anschließender Wasser-Aufsättigung. Die Einbringung erfolgte durch Einschütten und -stampfen der getrockneten, fein gesiebten Substanz (mit und ohne anschließender Pressung durch auflastende Gewichtsplatten während der Aufsättigung), durch Einschwemmen als Suspension mit anschließendem Absaugen und durch Einkneten im plastischen, zäh breiförmigen Zustand.

Eine kurze Übersicht über die Resultate vermitteln Abb. 22 und Tabelle 10. In der Abbildung sind die Poren-Verteilungsdiagramme des trocken verdichteten (b) mit denen des eingekneteten Materials (c) verglichen. Die mit "1" indizierten Kurven sind an Lößmaterial ermittelt. Die Abzisse entspricht der in Abb. 21 verwendeten. Der trocken verdichtete Löß (1b) zeigt ein ausgeprägtes Poren-Verteilungsmaximum zwischen 5 und 30 $\mu \emptyset$, das einer "lockersten" Packung entspricht. Im gekneteten Löß ist dagegen - unter gleichzeitiger erheblicher Reduzierung des Gesamt-Hohlraumes - das Maximum in den Porenbereich $< 3 \mu \emptyset$ verschoben. Der natürlich gelagerte Löß (Abb. 21) steht zwischen diesen Extremen.

Die an tonreicherem Material durchgeführten Messungen (Kurven 2 und 3) zeigen, daß hier auch bei lockerer Packung das Porenmaximum bereits unter 3 $\mu \emptyset$ liegt. Der Kompaktierungs-Effekt besteht lediglich in einer Verminderung dieses Verteilungs-Maximums zwischen pF 3 und 3,7. Eine Ausnahme macht nur das Material des Lohner Bodens mit einem mittleren Tongehalt. Bei trockener Verdichtung ist noch ein gewisser Anteil größerer Poren vorhanden, der bei Knetung fast verschwindet. Zu dieser Probe ist auch das Verteilungsdiagramm des natürlich gelagerten Lohner Bodens angegeben. Es ist, wenn man von dem sekundären Grobporen-Anteil absieht, nahezu identisch mit dem der gekneteten Modellprobe.

Das Einschwemmen von Lößmaterial - entsprechend etwa einer Spülverlagerung von Lössen ("Schwemmlöß") - bringt gegenüber der Verknetung nur eine geringe bis mäßige Verdichtung der Löß-Substanz. Ähnlich der äolischen Sedimentation scheint auch beim Absetzen aus dicken, fließfähigen Suspensionen das geflockt sedimentierende kalkhaltige Lößmaterial eine hinreichend große Teilchen-Kohä-



sion zu besitzen, um eine lockere Lagerungsdichte (Tactostruktur - s. FÖLSTER, MEYER u. ZIMMERMANN, 1965) aufrecht zu erhalten.

In Tabelle 10 sind oben anhand eines ausgewählten Beispielen die Hohlraum-Verteilungen eines natürlich gelagerten Lösses und künstlich auf verschiedene Weise verdichteter Lößproben aus demselben Material verglichen. Die Reihenfolge der Anordnung richtet sich nach dem zunehmenden Verdichtungsgrad. Nur durch Knetung im plastisch-breiförmigen Zustand war es möglich, eine Kompriemierung zu erzeugen wie sie in den Verdichtungs-Zonen des darunter dargestellten Profils von Lohne angetroffen wurden.

Betrachtet man bei diesem Profil die Spalte pF 2-2,7, so zeigen die Lösses wj2 α und 3 α die typischen hohen Porengehalts-Werte parprimärer Lösses.

Der Löß wj1 α und der obere wj3 α -Löß, der hier die Stelle des im Rheingau vertretenen Bodens wj3 β vertritt und sich bislang nur durch Kalk-Umfällung als schwach bodengenetisch beeinflusst zu erkennen gab, erscheinen dagegen mäßig verdichtet. Als stark knet-verdichtet treten der Lohner Boden und besonders die wjly - und 3 δ -Böden hervor, während wj2 β entsprechend seiner sonstigen geringen bodenmorphologischen Prägnanz nur mäßig verdichtet erscheint.

4.6.4 Packungsdichte und Luftquellung.

Sättigt man natürlich gelagerte Stechzylinder-Proben von Lössen, die eine Naturfeuchte mit Bindungsdrucken $> pF 1,8$ aufweisen oder stufenweise bis zur absoluten Trockene entwässert worden waren, unter Atmosphärendruck kapillar auf, indem man sie an ihrer Unterseite über Filterpapier in Kontakt mit nicht oder wenig gespanntem Wasser bringt, so quillt das Lößmaterial bald um einige mm nach oben aus dem Zylinder. Die aufgenommenen Wassermengen sowie die Tatsache, daß eine geringe Auflastung durch eine Druckplatte den Vorgang des Herausquellens unterbindet, zeigen, daß es sich hierbei nicht um eine echte Quellung handelt, sondern um eine Volumenvermehrung durch eingeschlossene Luftblasen. Die Saugfähigkeit

Zur nebenstehender Abbildung

Abb. 22: Vergleich der Hohlraum-Verteilung von trockenen verdichteten und feucht eingekneteten Lößmaterialien unterschiedlichen Tongehaltes.

Tab. 10: Prozentanteil der Porenbereiche und Gesamt-Porenvolumen in %.
in natürlich gelagerten und Modell-Lössen. - Horizont-Vergleich
des Lößprofils Lohne.

In Klammern gesetzte Werte beziehen das für das Grundgefüge des
Lösses unbedeutende Grobporen-Volumen ($pF < 2$) mit ein.

| Probe | | <2 | 2-2,7 | pF 2,7-3 | 3-3,7 | 3,7 | Ges.-Poren Volumen°/o |
|---|------------------------------|------|-------|-------------|-------|---------|--------------------------|
| Jungwürmlöß Ziegelgrube Meurer, Ros- dorf bei Göttingen | trocken verdichtet | (4) | 23 | 6 | 6 | 9 | (48) 44 |
| | natürlich gelagert | (11) | 15 | 4 | 14 | 8 | (52) 41 |
| | eingeschwemmt-abge- saugt | (2) | 10 | 5 | 18 | 8 | (43) 41 |
| | eingeknetet | (1) | 4 | 4 | 15 | 9 | (33) 32 |
| Lößprofil Lohne | wj 3δ | (9) | 4 | 4 | 9 | 13 | (39) 30 |
| | wj 3β - Bereich | (8) | 10 | 4 | 12 | 10 | (44) 36 |
| | wj 3α | (8) | 17 | 5 | 12 | 7 | (49) 41 |
| | wj 2β' | (7) | 11 | 4 | 11 | 8 | (41) 34 |
| | wj 2α | (9) | 16 | 5 | 15 | 6 | (51) 42 |
| | wj 1γ | (9) | 5 | 4 | 11 | 10 | (39) 30 |
| | wj 1α | (8) | 11 | 3 | 13 | 9 | (44) 36 |
| LB | (12) | 3 | 2 | 5 | 16 | (38) 26 | |

des Lößmaterials ist so hoch, daß die bei der Aufsättigung aus den Kapillaren ausgetriebene Luft nicht nach oben entweichen kann, sondern von vorauseilendem Kapillarwasser kissen- und schlauchförmig eingeschlossen und unter Druck gesetzt wird, wodurch eine Aufweitung des Gefüges hervorgerufen wird. Auch in den unter Gegendruck aufgesättigten Proben treten diese Blasen auf. Diese weichen jedoch unter Gefüge-Zerstörung und-Pressung des im feuchten Zustand leicht verschieblichen Lößmaterials in vorhandene gröbere Hohlräume aus oder bilden neue grobe kugel- oder schlauchförmige Hohlräume (isovolume Porengrößen-Verschiebung). Dieser Befund liefert einen wichtigen Hinweis darauf, daß in Lössen, die durch Auflastungsdruck stärkerer Sediment- und Bodendecken keine Ausweichmöglichkeit für Volumenänderungen besitzen, allein durch einen Befeuchtungs-Vorgang grobe Poren von Blasen- oder Schlauchform entstehen können!

Um nun festzustellen, welche Porenbereiche für die Luftaus-treibung und -einschließung verantwortlich sind, wurden die oben genannten Modellproben und natürlich gelagerte Löss luftgetrocknet ($pF > 4,2$) und von unten her in Drucktöpfen mit Wasser unterschiedlichen kapillaren Bindungsdruckes in Kontakt gebracht. Luftquellung trat hierbei schon im Kontakt mit über $pF 3$ gespanntem Wasser auf. Das heißt, daß selbst im Bereich sehr kleiner Poren ($< 3 \mu \emptyset$) Luft ausgetrieben und eingeschlossen wird und das Gefüge dehnt. Die Blasen-Bildung ist nur bilanzmäßig meßbar und optisch nicht erkennbar (Mikro-Luftblasen), dürfte aber für die Gefüge-Auflockerung eine nicht zu unterschätzende Rolle spielen. Natürlich gelagerte Lößproben, die mehrmals im Wechsel luftgetrocknet und mit kapillar gespanntem Wasser ($> pF 3$) wiederbefeuchtet wurden, zeigten eine merkliche Verschiebung der Porenverteilung vom pF -Bereich $3,0 - 3,7$ zu $2,0 - 3,0$ hin. Große Luftblasen entstanden bei diesen Versuchen erst dann, wenn Wasser mit Bindungsdruck $< pF 2,2 - 2,5$ angeboten wurde.

Diese Beobachtungen veranlaßten uns, die für die Aufnahme von pF -Kurven notwendige Wasser-Aufsättigung in Abwandlung der Methode nach HARTGE (1965) im Vakuum vorzunehmen. Tatsächlich ließ sich dadurch bei allen bergfeuchten Lößproben die Luftquellung vermeiden. Bei lufttrockenen, besonders aber absolut trockenen Proben (also über $pF 4,2$ ausgetrockneten Lössen) trat diese dennoch auf. Dies mag bei lufttrockenen Proben mit der Freisetzung von in sehr

engen Kapillaren durch residuale Menisken eingeschlossener Luft, bei absolut trockenen Proben mit der Entbindung sorbierten Gases zu erklären sein.

Bei der Ermittlung der Bindungsdruck-Kurven der Horizontfolgen verschiedener Lößprofile (Einbeck, Niedervellmar, Lohne) ergab sich nun, daß die naturfeuchten (pF 2,1 - 2,8) Proben der einzelnen Zonen bei Wasser-Aufsättigung unter Atmosphären-Druck eine unterschiedlich starke Luftquellung zeigten. Diese war in den tonreicheren Boden-Horizonten im allgemeinen schwächer als in den tonärmeren Löß-Lagen, doch beruhte sie nur zum Teil auf dem Tongehalt. Sowohl unter den tonärmeren wie unter den tonreicheren Proben waren stärkere und schwächere "Queller" vertreten. Eine Gegenüberstellung von Quellverhalten und Poren-Verteilung zeigte, daß für die Luftquellung in erster Linie die Relation der Porenanteile pF 2 - 3 und 3 - 3,7 verantwortlich war. Da diese Relation - gleiche Körnung vorausgesetzt - vom Kompaktierungsgrad abhängt, war die Luftquellung der Proben in Verbindung mit den Tongehalten als ein recht guter Indikator für frühere kryogene Knet-Verdichtungen der Materialien zu verwenden. Die paraprimären α -Lössse mit ihrem hohen Poren-Anteil zwischen pF 2 und 2,7 zeigten durchweg die stärkste Quellung, während die tonreicheren Lohner Böden, der wjly und der wj3 δ -Boden (Lohne) gar keine Luftquellung aufwiesen.

Das Fehlen von Luftquellung bei Knet-Kompaktierung ließ sich auch in Modellversuchen nachweisen. Während alle sonst angewandten Verdichtungsverfahren - entsprechend ihrer gemäß Tab. 10' erzielbaren Poren-Verteilung - keine Verhinderung der Luftquellung erbrachten, konnte durch Knet-Kompaktierung selbst an gereinigtem Lößschluff (20-60 μ) eine völlige Unterbindung der Luftquellung erreicht werden. Dabei scheint wichtig zu sein, daß die Knet-Kompaktierung bei Feuchtegehalten unterhalb der Fließgrenze

Zur nebenstehenden Abbildung:

Abb. 23: Tongehalt, Porengrößen-Verteilung und Permeabilitäts-Werte des Lößprofils Niedervellmar/Kassel

Die Trennstriche im mittleren Diagramm-Block entsprechen folgenden Bindungsdruck-Intervallen:

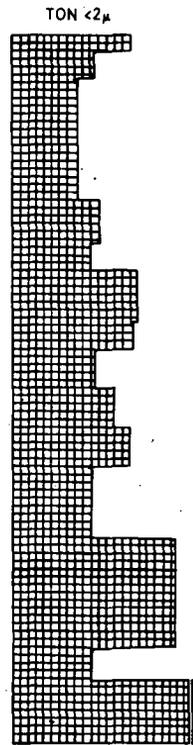
pF >4,2 4,2-3,7 3,7-3,0 3,0-2,8 2,8-2,5 2,5-2,3
2,3-2,0 2,0-1,8 1,8-1,0 1,0-0,3 <0,3

Poren- ϕ μ <0,2 0,2-0,6 0,6-3,0 3-5 5-10 10-15
15-30 30-50 50-300 300-1500 >1500

Entkalkungsgrenze
d. Holozän - Bodens

toninfiltriert
lamellenfleckig
wj verbräunt
2α
frisch
wj 1
Löhner Boden (verlagert) LB II
LB I
wm-Löss
wa-Boden (verlagert)
A₁
Eemboden B_t
Riss-Löss
Röt-Fließ-erde

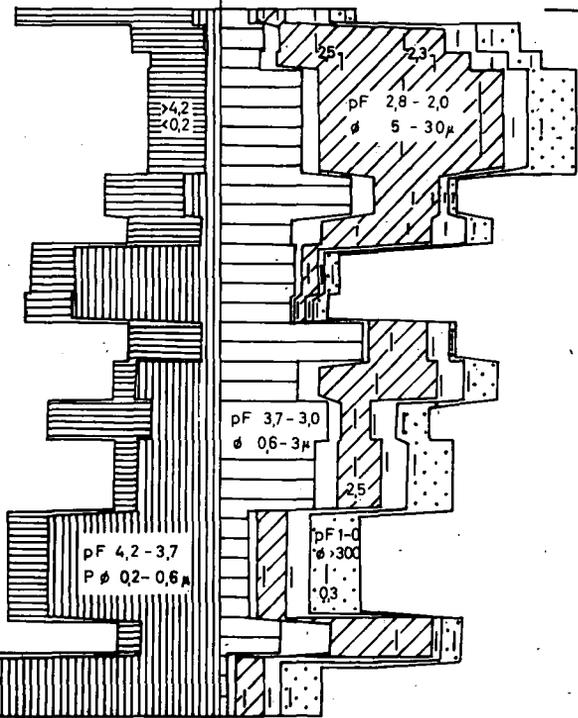
▬ grobplattig fest
▬ frostblättrig
▬ aeolisch locker



0 10 20 30 40
TONGEHALT
GEWICHT %

texturell modifizierter, vom Tongehalt abhängiger Feinporen-Anteil

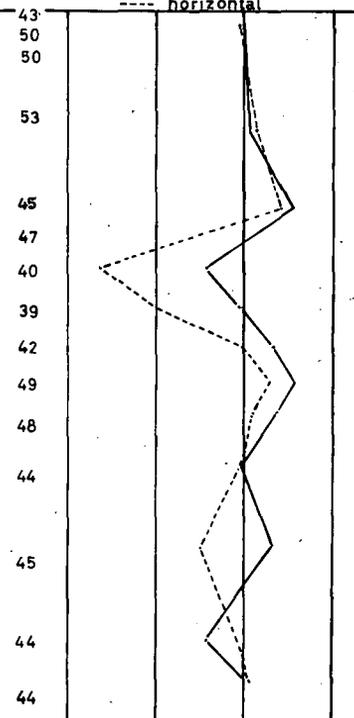
strukturell modifizierter, Mittel-, Drän- u. Luftporen-Anteil



30 20 10 0 10 20 30 40
POREN-VOLUMEN-PROZENT

% Poren-Vol.

Permeabilität
— vertikal
--- horizontal



10⁻¹ 10⁰ 10¹ 10²
K (cm/d)

erfolgt, da sonst Aggregierungs-Vorgänge die Verdichtung unterbinden.

Neben der Poren-Umverteilung muß für die Luftquellbarkeit auch die durch den Kompaktierungsgrad bestimmte Zahl der Korn-Kontaktstellen und die Menge des an den Berührungs-Menisken akkumulierten Tones als Kittsubstanz von Bedeutung sein. In den entkalkten unteren Abschnitten der holozänen B-Horizonte, in denen das Lößmaterial Sackung zeigt und wo durch schwache Tonbildung bzw. schwache Tonverlagerung eine Verstärkung der Tonmenisken an den Berührungsstellen der Körner stattgefunden hat, ist die Resistenz gegenüber einer Gefüge-Destruktion, z.B. durch Luftblasen, wesentlich erhöht. Dies mag als Ursache für die Beobachtung angeführt sein, daß sich feine rezente Wurzel-Porengänge meist nur oberhalb der Entkalkungsgrenze halten, unterhalb der Entkalkungsgrenze aber infolge der leichten Eigenbeweglichkeit des nicht gefügestabilisierten Lößmaterials im jährlichen Befeuchtungswechsel immer wieder zerstört werden. Diese Beobachtung ist besonders deutlich dort zu machen, wo die Entkalkungsgrenze sackförmig den Jungwärm-Komplex durchteuft (z.B. Großenritte). Unterhalb dieser Grenze halten sich Wurzelporen z.B. nur, wo sie im wj30 angelegt sind.

4.6.5 Volumen-Verteilung in Lößprofilen.

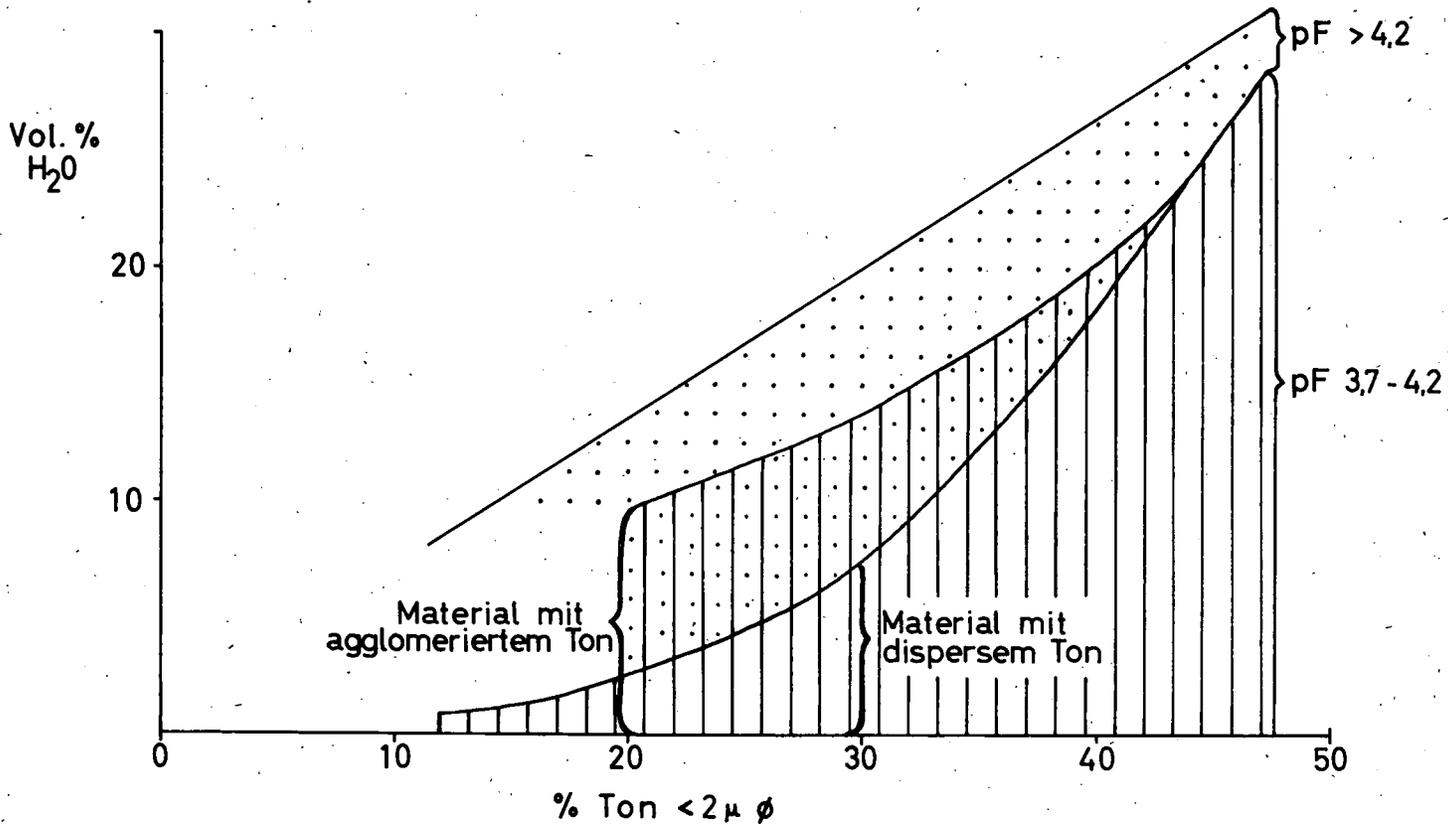
In Abb. 23 sind anhand eines ausgewählten Beispiels (Niedervellmar/Kassel) die Volumen-Verhältnisse eines ganzen Lößprofils zusammenfassend dargestellt. Diese und die in den nachfolgenden Abschnitten mitgeteilten Untersuchungen wurden unter unserer Anleitung von J. ORTH (1963) durchgeführt.

Die Block-Graphik in der Mitte gibt die Poren-Verteilung in den einzelnen Profil-Abschnitten wieder. Links von der vertikalen Trennlinie ist der Anteil an Poren $< 0,6 \mu \emptyset$, entsprechend $pF > 3,7$ aufgetragen, rechts davon der Anteil an Poren $> 0,6 \mu \emptyset$. Dies geschah in der Absicht, deutlich zu machen, daß der Poren-Anteil $< 0,6 \mu \emptyset$ allein vom Tongehalt der Proben her bedingt ist. Zu diesem Zweck wurde dem Porenanteil $< 0,6 \mu \emptyset$ am linken Rand der Darstellung das zugehörige Tongehalts-Diagramm gegenüber gestellt. Man erkennt die annähernde Spiegelsymmetrie beider Diagramme. Trägt man den Tongehalt $< 2 \mu \emptyset$ gegen das Porenvolumen $< 0,6 \mu \emptyset$ ab, so ergibt sich eine Regressionsgerade folgender Funktion:

$$\% \text{ Wassergehalt } pF > 3,7 = \frac{2}{3} \cdot \% \text{ Tongehalt } < 2 \mu \emptyset$$

Der Tongehalt bestimmt also weitgehend den Poren-Anteil mit Bindungsdrücken größer als pF 3,7, während der Porengehalt mit Bindungsdrücken $pF < 3,7$ eine variable, von der Vorgeschichte des Sediments abhängige Strukturgröße darstellt. Betrachtet man jedoch die Unterteilung des Poren-Anteiles $< 0,6 \mu$, so zeigen sich auch hier noch strukturbedingte Verschiebungen zwischen den Poren-Bereichen pF 3,7-4,2 und $pF > 4,2$. Diese dürften, wie aufgrund von Untersuchungen von FÖLSTER, MEYER u. ZIMMERMANN (1964) anzunehmen ist, auf der strukturellen Anordnung der Tonsubstanz im Grundgefüge der Proben beruhen. Trägt man nämlich, wie in Abb. 24 geschehen, die Poren-Anteile pF 3,7-4,2 und $pF > 4,2$ gegen den Tongehalt auf (es wurden hierzu alle Daten der Profile Einbeck, Lohne und Niedervellmar verwendet), so ergibt sich folgendes Bild: Bei tonreichen Proben mit über 40% Ton wird unabhängig von der makro- und mikromorphologischen Strukturierung des Horizontes und der Verteilung der Mittel- und Grobporen ein annähernd konstantes Verhältnis der Poren-Bereiche $pF > 4,2$ zu pF 3,7-4,2 gefunden. Der hohe Tongehalt führt dazu, daß im Grundgefüge der betreffenden Probe stets größere geschlossene, kohärente Partien aus reiner, agglomerierter Tonsubstanz auftreten, deren inneres Gefüge (Tacto-Struktur) durch das dargestellte Feinporen-Verhältnis charakterisiert ist. Anders bei abnehmenden Tongehalten: Eine Gruppe von Materialien - es handelt sich besonders um die parapräimären Lössse und die weniger stark entwickelten Boden-Horizonte des Jungwürms - zeigt hier ein starkes, überproportionales Absinken des größeren Poren-Anteiles pF 3,7-4,2 gegenüber dem Anteil feiner Poren $pF > 4,2$. Beobachtungen am Dünnschliff lassen erkennen, daß hier die Ton-Substanz noch mehr oder weniger zerstreut als Blättchen auf den Schluff-Oberflächen verteilt ist und nur erst zum geringen Teil an den Berührungsstellen der Schluff-Körner akkumuliert ist. Somit vermag sie nicht, eine spezifische Ton-Agglomerat-Struktur auszubilden, sondern wirkt überwiegend mit der Adsorptions-Wasserhülle ihrer Einzelteilchen und den feinen hochgespannten Flächen-Poren, die dort entstehen, wo Tonplättchen den Oberflächen größerer Körner aufliegen, auf die Wasserbindung.

Diese disperse Anordnung des Tons unterscheidet sich auffällig von der Ton-Verteilung in den mechanisch stärker beeinflus-



ten, und besonders den ehemals entkalkten und entkalkt verkneteten Profil-Abschnitten, wo der mikromorphologischen Beobachtung zufolge, eine teilweise Separation des peptisierbaren Tones vom Schluff stattgefunden hat. Der Ton ist hier offensichtlich im Zuge von (kryogenen?) Trocknungs- und Wiederbefeuchtungs-Prozessen in dicken Kissen im Bereich der Berührungs-Meniskenringe zwischen den Schluff-Körnern agglomeriert und findet sich häufig, so z.B. im verlagerten Lohner Boden, in Form sehr feiner zerbrochener Ton-Polyederchen in der sekundär durchmengten Grundmasse. Die hier vorliegende Ton-Aggregation und Ausbildung kohärenter Tonkörper mit einer spezifischen Tacto-Struktur bewirkt - ähnlich wie in den sehr tonreichen Proben - eine Poren-Umverteilung, durch die der Feinstporen-Anteil zugunsten der Poren pF 3,7-4,2 verschoben wird. Diese Porengröße stellt ein Charakteristikum geflockt agglomerierter (also nicht dispergiert sedimentierter) kohärenter Ton-Körper dar. Hiervon sind besonders das Sediment des Lohner Bodens, der wj3ö sowie der wjly/ β -Komplex in Lohne, der Eem-B_t-Horizont, sowie auch der untere wm-Löß und der Riß-Löß in Niedervellmar betroffen.

Kehren wir zu Abb.23 zurück, und wenden wir uns der rechten Seite des Porenverteilungs-Blockdiagramms zu! Durch Signaturen wurden hier die drei oben genannten Maximums-Bereiche der Porenverteilung hervorgehoben:

1. der Porenbereich $0,6-3\mu$ (pF 3,7-3) - horizontal schraffiert,
2. der Poren-Bereich $5-30\mu$ (pF 2,8-2) - schräg schraffiert,
und
3. die groben Poren $> 300 \mu$ ($pF < 1$).-

Der letztgenannte Poren-Anteil, der sich aus primär im Grundgefüge vorhandenen und sekundär hinzugekommenen Poren zusammensetzt, ist zunächst horizont-stratigraphisch weniger interessant und soll erst bei der Betrachtung der Permeabilität berücksichtigt werden.

Zur nebenstehenden Abbildung:

Abb.24: %-Anteile der Porenbereiche pF 3,7-4,2 und $pF > 4,2$ als Funktion der Tonanordnung im Grundgefüge.

Auffällig ist die starke Veränderlichkeit des schräg schraffierten Dränporen-Anteiles. Es zeichnen sich vier Zonen ab, die einen hohen Anteil an diesen, für ein lockeres Schüttungs-Gefüge tonarmer Schluffe typischen Poren aufweisen:

1. der wenig veränderte wj2 α -Löß einschließlich des aus ihm hervorgegangenen unteren Abschnittes des entkalkten holozänen B-Horizontes,
2. der wjl-Löß,
3. der untere Abschnitt des wm-Lösses und
4. der Ri β -Löß.

Die drei letztgenannten lassen allerdings gegenüber 1. eine merkliche Kompaktierung erkennen. Die unter 3. und 4. genannten Löss scheinen zudem aufgrund ihres wesentlich höheren Tonanteils und des Auftretens von kleinen Ton-Aggregaten im Feinsand und Grobschluff (Röt-Herkunft?), welche die Porenverteilung $pF > 3,7$ verschieben, durch stärkere Beimengungen einer lokalen Material-Komponente verschieden von 1. und 2. zu sein.

In allen Kompaktierungs-Zonen ist der Poren-Anteil 5-30 μ erwartungsgemäß reduziert : mäßig im Bereich des wjl-Bodens und des oberen wm, in dem man deutlich die für knetkompaktierten Löß typische Verschiebung des Porenbereiches pF 2,0-2,8 nach pF 3-3,7 erkennt; - extrem stark im verlagerten Lohner Boden. Auch die beiden toninfiltrierten Parabraunerde-B-Horizonte des Holozän-Bodens und des Eem-Bodens lassen eine erhebliche Verminderung des schräg schraffierten Poren-Anteiles erkennen. Diese dürfte allerdings vorwiegend durch Sackung und weniger durch Ton-Erfüllung der Intergranularen bedingt sein. Ein Unterschied zwischen den beiden B-Horizonten besteht auffälligerweise im Grobporen-Anteil, der im Eem-Boden sehr viel höher ist. Die Ursache hierfür ist in der starken, makromorphologisch deutlich ausgeprägten Frostplatten- bis Polyeder-Absonderung des Eem-B_t-Horizontes zu sehen.

Der Poren-Anteil 0,6-3 μ (horizontal schraffiert) zeigt - abgesehen von der Röt-Fließerde - nur in zwei Zonen eine starke Verminderung. Es handelt sich um die beiden eben genannten B_t-Horizonte. Während die Sackung überwiegend an der Verminderung des Dränporen-Anteiles pF 2-2,8 beteiligt ist, hat die Ton-Anreicherung (Ton-Bildung, -Infiltration)

überwiegend das Mittelporen-Volumen (pF 3,0-3,7) eingeengt. Der angereicherte Ton hat sich - im Dünnschliff erst bei höheren Tongehalten erkennbar - im Bereich der höher gespannten Hohlräume akkumuliert, auf die sich bei einer Austrocknung das Porenwasser zurückzieht. Der Ton findet sich z.B. in Form von Membranen an den Berührungsstellen der Schluffkörner, von Film-Belägen auf gröberen Körnern und von regelungs-doppelbrechenden Füllungen feiner Kapillaren. Die Reihenfolge der kompaktierenden Prozesse scheint die zu sein, daß zuerst die Auffüllung des höher gespannten (feinen) Poren-Anteiles durch Ton erfolgt (siehe z.B. in Abb.23 oben, im Bereich der Verbraunungs- und der Lamellen-Fleckenzone), ohne daß der gröbere Dränporen-Anteil (pF 2,8-2,0) wesentlich in Mitleidenschaft gezogen wird. Die Sackungs-Kompaktierung, die dann auch den Dränporen-Anteil kompaktiert, setzt erst in einem höheren B-Horizont-Abschnitt ein.

4.6.6 Permeabilität von Lößprofilen.

In Abb.23 sind rechts die Permeabilitäten der einzelnen Löß-Profilschnitte dargestellt. Die Messung erfolgte nach KAMENSKI (zit.b. LOMTADSE 1955) an völlig wassergesättigten Stechzylinderproben durch Anlegen einer Wasserdruck-Differenz. Die angegebenen Werte haben die Dimension einer Geschwindigkeit (Verschiebungsgeschwindigkeit einer Wassersäule durch eine Probe von 1cm Dicke und 1 cm² Querschnittsfläche bei 1cm Druckdifferenz). Diese Werte werden häufig zur Kennzeichnung der Struktur-Eigenschaften von Böden verwendet. HARTGE (1961) stellte an Modell-Böden fest, daß 84 % der Permeabilitäts-Veränderungen durch die Veränderung des Anteiles an Poren größer als 50 μ \emptyset bewirkt werden. Stellt man im vorstehenden Beispiel die Permeabilitäts-Werte dem Poren-Anteil mit pF < 1,78 (> 50 μ \emptyset) gegenüber, so ergibt sich keine funktionelle Abhängigkeit. Die Permeabilität wird also weniger von der Menge als von der Kontinuität der Poren bestimmt. Um die Kontinuität zu ermitteln, läßt sich nach HARTGE (1961) ein Kontinuitäts-Test durchführen, indem die Permeabilität gegen den Poren-Anteil >50 μ \emptyset aufgetragen wird. Dabei zeigte sich, daß die Kontinuität der Grobporen im gesamten Profil im Bereich "mittlerer bis großer Kontinuität" liegt. Das heißt, daß es sich bei dem Grobporen-Anteil, den wir im Vorstehenden bereits als überwiegend sekundär entstanden deuteten, meist um gut leitende Wurzel-

Poren oder Absonderungs-Flächenporen handeln dürfte. Etwas geringere ("mittlere") Kontinuitäten wurden hauptsächlich in den weniger gefügestabilen reinen Lößlagen sowie dem Bleichhorizont über dem Eem-Boden bestimmt.

Betrachtet man die absoluten Durchlässigkeits-Werte und ordnet sie in eine der gegenwärtig zur Ansprache des Stau-Vermögens von Böden verwendeten Skalen ein, so zeigen nach ZAKOSEK (1960) nur der verlagerte Lohner Böden und die basale Rötfließerde ein "schwaches Stauvermögen", während alle anderen Profil-Abschnitte nach WOHLRAB (1960) eine "schwache bis mäßige Durchlässigkeit" aufweisen. Tatsächlich erweisen sich bei gegenwärtig laufenden Wasserbilanz-Untersuchungen in mächtigen Lößdecken die Lohner Boden-Horizonte oder ihre Umlagerungs-Produkte als wirksame Staukörper.

In der Darstellung sind die an horizontal und vertikal orientierten Stechzylinder-Proben ermittelten Durchlässigkeiten wiedergegeben. Die Durchlässigkeits-Anisotropie der Proben (vertikale: horizontale Permeabilität) ist im allgemeinen gering. Es zeigt sich lediglich die aufgrund des bevorzugt vertikalen Wurzelwachstums erwartete Tendenz, daß die vertikale Durchlässigkeit etwas höher als die horizontale ist. Eine ausgeprägte Anisotropie ist lediglich im umgelagerten Lohner Boden festzustellen, in dem die horizontalen K-Werte um mehr als eine Zehnerpotenz niedriger sind als die vertikalen. Dies ist insofern erstaunlich, als dieser Horizont eine extreme horizontale Frost-Plattigkeit zeigt (Plattenstärke etwa 2-4 mm, im wjl etwa 1/2 - 1 mm). Offensichtlich stellen aber die nur bei mechanischem Druck im mäßig feuchten bis trockenen Zustand aufbrechenden Plattenfugen im gesättigten Zustand keine bevorzugten Wasser-Leitflächen dar.

4.6.7 Feldkapazitäts-Messungen.

Jedem Lößkenner, der offen liegende oder in fortschreitendem Abbau befindliche Lößwände, z.B. in Ziegelei-Gruben, mehrmals im Laufe des Jahres aufsucht, fällt der häufige Wechsel von Farbtönung, Austrocknungs- und Strukturierungs-Grad, Verfestigung, Kohärenz oder Fließneigung, Erodierbarkeit usw. der einzelnen Profil-Abschnitte auf, wodurch der makroskopische Gesamt-Aspekt ständig variiert. Eine der wesentlichen Ursachen hierfür muß einmal in der sommerlichen Austrocknung gesucht werden, die von der offe-

Tab.11: Gang der Wasserspannungen (pF) an einer Lößwand (Niedervellmar)
im Sommer 1963 : Feldkapazitäts-Messungen.

| Profilabschnitt | | März | August | September | |
|---------------------------------|-----------------|------|--------|--------------------------------------|------------------|
| | | | | vor 10.9 Feldkapazitäts-Messg. | u. nach 13.9. |
| Holozäner B-Horizont aus wj2 | toninfiltriert | 2,4 | 2,6 | 3,2 | 2,8 |
| | lamellenfleckig | | | | |
| | nur verbraunt | | | | |
| wj 2 | | 2,5 | 2,6 | 3,1 | 3,0 |
| wj 1 | wj ly | 2,4 | 2,6 | 3,0 | 2,9 |
| | wj lß | 2,6 | 2,9 | 2,9 | 2,8 |
| LB II | | 2,3 | 2,3 | 2,3 | 1,9 |
| LB I | | 2,4 | 2,4 | 2,6 | 2,3 |
| wm-Löß | oben | 2,6 | 3,2 | 3,2 | 3,2 |
| | unten | 2,7 | 2,8 | 2,9 | 2,9 |
| wa-Boden(NB), verlagert | | | 2,6 | 3,1 | 2,9 |
| wa-Pseudogley | A ₁ | 2,6 | 2,8 | 2,8 | 2,6 |
| Eem-Boden | B _t | 2,4 | 3,0 | 2,6 | 2,5 |
| Riß-Löß | | 2,4 | 2,5 | 2,3 | 2,2 |
| Röt-Fließerde | | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 |

nen Wand her in das Innere des Lößpaketes hinein fortschreitet und zwar in einem für jeden Profil-Abschnitt spezifischen Ausmaß, das von der jeweiligen Kapillar- Nachlieferungs-Fähigkeit bestimmt wird - zum anderen in dem Vordringen der Feuchtigkeit von innen nach außen bei der winterlichen Wiederbefeuchtung, die ebenfalls von der kapillaren Leitfähigkeit bestimmt wird.

Um diese Phänomene einmal messend zu verfolgen, wurden im Sommer 1963 Wasserspannungs-Messungen (vgl. Abb. 23) im Gelände vorgenommen. Zum Zeitpunkt der maximalen Austrocknung, die im September erreicht wurde, wurden an den einzelnen Abschnitten des Profils Feldkapazitäts-Bestimmungen in folgender Weise vorgenommen: In der geneigten, frisch abgebaggerten Wand wurden Nischen angelegt, in deren Mitte aus dem anstehenden Lößmaterial Säulen von 25 cm Höhe und 15 cm \varnothing herausgeschnitten wurden, ohne dabei am Fuß den Kontakt mit dem Material, aus dem sie herauspräpariert waren, zu stören. Die Oberseite der Säule wurde flach ausgemuldet und mit einer Menge Wasser gefüllt, die ausgereicht hätte, um die Säule maximal mit Wasser zu sättigen. Zum Schutz gegen Verdunstung wurden Plastikbeutel über die Säulen gestülpt. Vor und drei Tage nach dem Aufgeben des Wassers wurden an der Säule die Wasserspannungen ermittelt. In Tab. 11 sind die Meß-Ergebnisse zusammengestellt.

Im März lag in der Profil-Wand eine Wasserspannungs-Verteilung vor, wie sie zu diesem Zeitpunkt auch durch Bohrung tief im Inneren des angeschnittenen Lößprofils ermittelt wurde. Als Stör- und Stauzonen fallen der Lohner Boden, der selbst niedrigere pF-Werte zeigt und den unmittelbar darunter folgenden w_m/w_a -Abschnitt trockener hält, und die basale Röt-Fließerde auf. Während des Sommers dringt die Austrocknung in den Lößpaketen des w_{j2a} (einschließlich seines oberen entkalkten Abschnittes), des w_{j1} , des w_m sowie im Bleich-Horizont und dem verlagerten w_a -Boden weit nach innen vor und saugt praktisch den gesamten in Abb. 23 schräg schraffierten Poren-Anteil 5-30 \varnothing (pF 2,0-2,8) leer und entwässert das Lößmaterial 50-70 cm tief reichend bis pF 3,2. Anders dagegen verhält sich das Material des verlagerten LB und des Eem-B_t-Horizontes sowie der Röt-Fließerde. Hier scheint schon bei niedrigen Bindungsdrücken (pF 2-2,5) das kapillare Leitvermögen für Wasser weitgehend unterbrochen zu sein, so daß an der Wand zwar

eine dünne Austrocknungs-Schicht entsteht, darunter aber keine Wasser-Nachlieferung für die Verdunstung erfolgt. Der Rißlöß scheint im vorliegenden Fall als ein permanent feuchterer kapillarer Wasser-Leithorizont über der Stauschicht der Röt-Fließ-erde zu fungieren.

Die ermittelten Feldkapazitätswerte unterstreichen diese Ausdeutung der Meßwerte. In fast allen Profil-Abschnitten und Horizonten mit einer hohen kapillaren Leitfähigkeit hat sich bereits nach 3 Tagen der Befeuchtung wieder annähernd der ursprüngliche Wasser-Bindungsdruck eingestellt, d.h., das umliegende Lößmaterial, mit dem die Säulen in Kontakt standen, hat das zugeführte Wasser außerordentlich rasch kapillar abgesaugt. Unterschiedlich ist nur der residuale Feuchte-Gradient, der sich nach Ablauf der Versickerungszeit zwischen Säule und umgebendem Material eingestellt hat, und der zugleich als relatives Maß für die kapillare Leitfähigkeit des Materials im Bereich seiner vorher vorhandenen Wasserspannung ist: Während das Druck-Gefälle in den gut leitenden Lössen $< 0,1 \text{ pF}$ ist, beträgt es im Material des Lohner Bodens über $0,3-0,4 \text{ pF}$.

Diese Versuche zeigen deutlich, inwieweit die sog. "Feldkapazität" gerade bei Löß-Materialien mit ihrer unterschiedlich hohen kapillaren Leitfähigkeit saisonal mit dem Austrocknungs-Zustand des Bodens schwanken kann und welche Bedeutung in Zukunft - besonders auch im Hinblick auf alle Stoff-Verlagerungen - eingehenderen Untersuchungen über den "unsaturated flow", d.h. über die kapillare Leitfähigkeit in verschiedenen Spannungs-Bereichen wasserungesättigten Lösses zukommt.

5 DIE ERGEBNISSE.

5.1 DER LÖSS UND SEINE UMWANDLUNG

LOZEK(1965) betont, daß Lößbildung nicht nur bloße Anhäufung äolischen Staubes ist und weist auf die ökologischen Besonderheiten der pleistozänen Lößphasen hin. Im Arbeitsgebiet, das am Rande des großen eurasischen Lößgürtels liegt, lassen sich dazu einige Besonderheiten feststellen.

Während noch im Rheingau eine kräftige syn- oder parasedimentäre Carbonat-Umfällung stattfand, war die Carbonat-Metabolik in Nordhessen und Südniedersachsen während der Lößablagerung nur von untergeordneter Bedeutung, sodaß die Korngrößenverteilung des Calcits etwa dem Verteilungsdiagramm der nichtcarbonatischen Mineralspecies entspricht. Dadurch sind gerade im Arbeitsgebiet besonders günstige Möglichkeiten gegeben, die Carbonatmetabolik selbst schwacher innerwürmzeitlicher Böden zu studieren.

Im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Tschechoslowakei ist in unseren Lössen die Molluskenfauna bedeutend arten- und auch individuenärmer. Trotz der somit anzunehmenden viel geringeren biologischen Porenbildung und Gefügestabilisierung durch Carbonatvermittlung weist unser Löß nach Porenvolumen- und Porenverteilungsmessungen ebenfalls ein außerordentlich lockeres Gefüge auf. Modellversuche lösten dieses Rätsel: Fällt trockener Lößstaub auf eine feuchte Unterlage oder wird ein mächtigeres Staubbpaket von unten befeuchtet, so tritt wider Erwarten keine Sackung zu dichter Kornpackung ein.

Die Saugfähigkeit des Lößmaterials ist so groß, daß die aus den Kapillaren verdrängte Luft von vorauseilendem Kapillarwasser eingeschlossen wird, wobei eine Aufweitung des Gefüges durch Bildung von Luftblasen erfolgt. Dieser Prozeß der Luftquellung besitzt allgemeine Bedeutung, d.h. muß auch in biologisch aktiven Lössen wichtig gewesen sein, wobei dort noch zusätzlich grobe Wurzelporen entstanden, die im Arbeitsgebiet an Bedeutung zurücktreten.

Im Modellversuch konnte ein Gefügezusammenbruch nur durch Kneten des Lößmaterials bei Wassergehalten unter der Fließgrenze erreicht werden; in der Natur ist er in Solifluktiionslöß anzutreffen, wenn dieser etwas verlehmt ist, d.h. der Verschiebungswiderstand zwischen den Einzelkörnern durch Tonbeläge verringert ist.

In Schwemmlöß liegt dagegen ebenfalls sehr lockeres Gefüge vor, da keine mechanische Dichtlagerung erfolgte und der geschilderte Luftquellungsprozeß auch nach der Sedimentation bei jedem Austrocknen und Wiederbefeuchten abläuft.

Bodenbildung, und zwar sowohl pleistozäne wie auch holozäne, veränderte das Lößmaterial epigenetisch, wobei allerdings tiefreichende Veränderungen im wesentlichen nur den Carbonatanteil betreffen. Unter der Entkalkungsgrenze des holozänen Bodens können unterschieden werden (von unten nach oben):

1. parapräimärer, d.h. epigenetisch unbeeinflusster Löß,
2. Carbonat-Erhaltungszone mit starker Carbonat-Umfällung. Bei hohem Grundwasserspiegel entsteht Sekundärcarbonat, besonders in Fein- und Grobsandgröße oder in Form von Lößkindln. Bei guter Dränung scheidet sich das Sekundärcarbonat dagegen vorwiegend in Feinschluff-Größe ab.
3. Carbonat-Anreicherungszone: Auch in dieser Zone findet weiterhin Umfällung statt.
4. Relikt-Carbonat-Zone mit bevorzugter Auflösung des Fein-Carbonats. In Profilen mit hochliegender Entkalkungsgrenze kann diese Zone fehlen.

Bei der Verwitterung der anderen Minerale sind grundsätzlich zwei ökologisch sehr verschiedene Prozesse zu unterscheiden:

1. die lösungsschemisch-strukturmechanische Glimmerverwitterung, die zur Bildung von illitischem Ton und zu Verbraunung führt. Sie findet in allen A-Horizonten statt und kann im entkalkten Bereich erheblichen Tiefgang erreichen.
2. die kryoklastische Korngrößenverkleinerung, die alle Mineralarten, also auch Feldspat und Quarz, betrifft. Sie besitzt nur mäßigen Tiefgang (Dezimeterbereich); in der Regel wird nur Grobton gebildet. Es tritt keine Verbraunung ein.

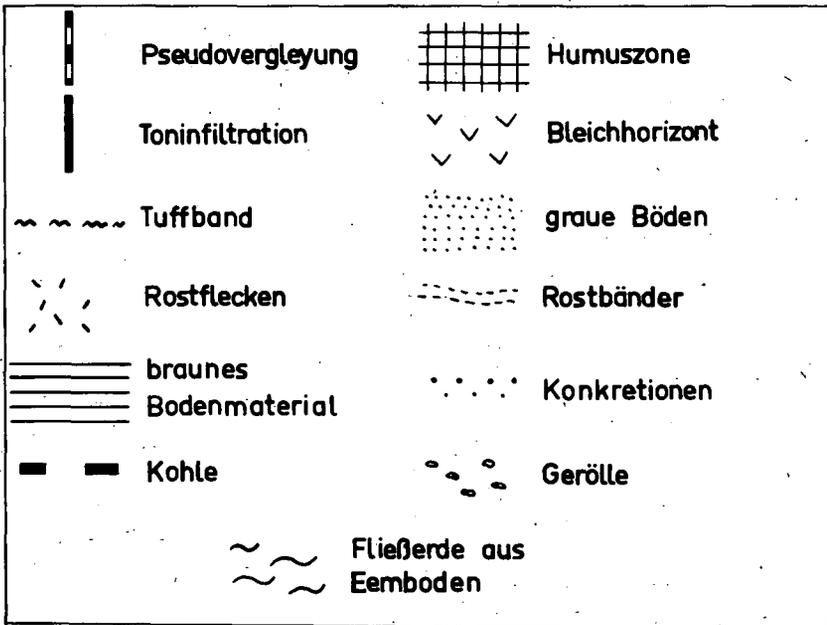
5.2 DIE STRATIGRAPHISCHE ABFOLGE. (vgl. Abb. 25)

Nur an zwei Orten innerhalb des Arbeitsgebietes wurde ein warmzeitlicher Boden unter dem des letzten Interglazials in Lößserien gefunden. Die prä-Eem-Abschnitte sind jedoch so unterschiedlich ausgebildet, daß eine Bearbeitung nur im Anschluß an Gebiete mit besser entwickelten mittelpleistozänen Lössen (etwa Süd-Hessen) sinnvoll ist.

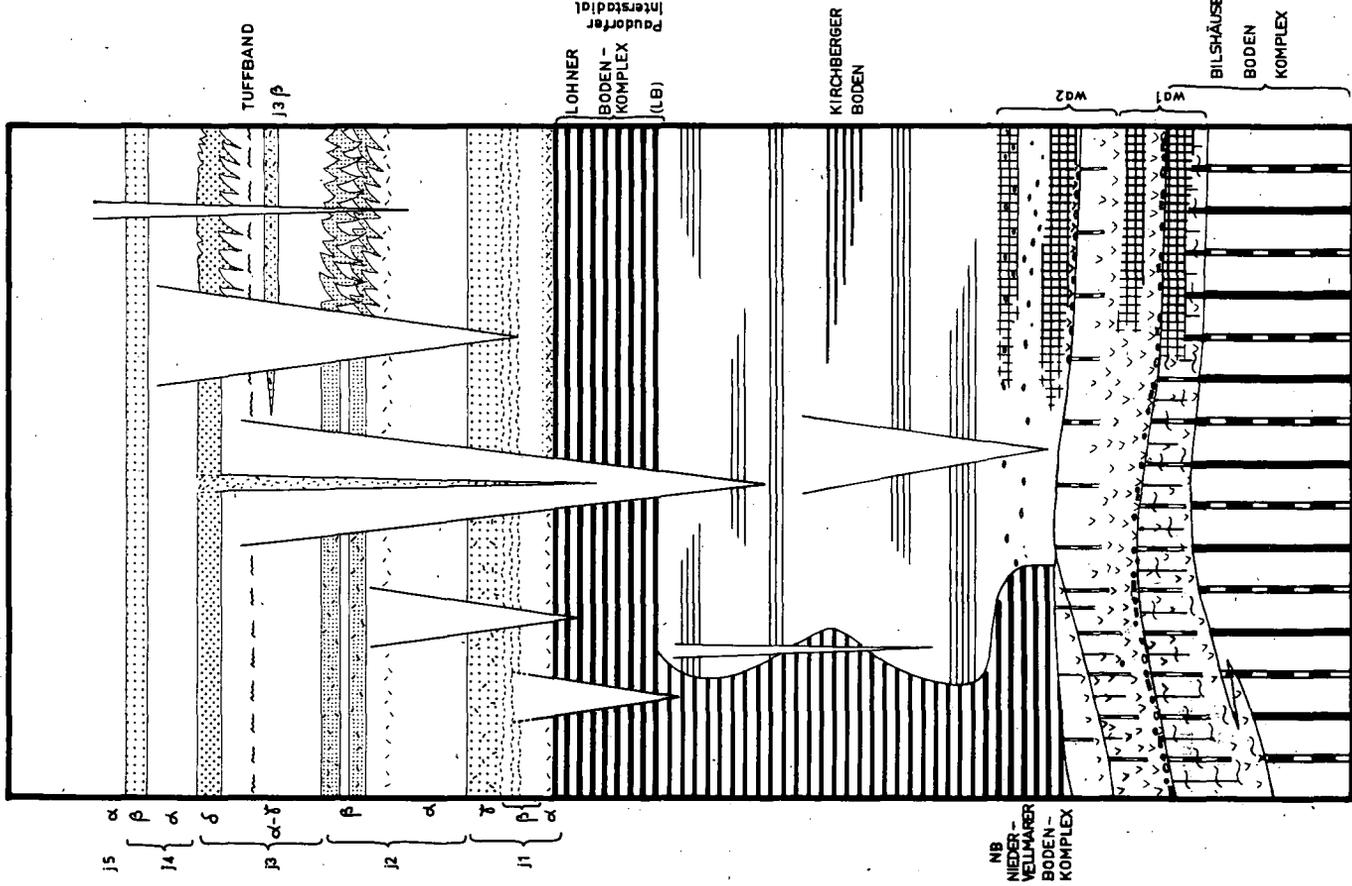
Im letzten Interglazial (Eem) sind kräftig entwickelte B_t-Horizonte mit Parabraunerdecharakter entstanden. Zu dem Unterboden hat ein Bleichhorizont als Oberboden gehört, der jedoch nirgends mehr in situ erhalten ist, lediglich in Bilshausen wurden Fließerden aus diesem Material angetroffen. Bei den ersten würmkaltzeitlichen Bodenbewegungen wurden oft auch Teile des B-Horizontes abgetragen. Der Eem-Boden weist sehr oft eine sekundäre Pseudo-

Abb.2 5: Sammelprofil für Südniedersachsen und Nordhessen mit Eiskeilgenerationen.

Legende:



E M ALTWÖRM (wa) MITTELWÖRM (wm) JUNGWÜRM (wj)



vergleitung auf. Mindestens teilweise ist diese im Altwürm erfolgt, in anderen Profilen ist eine Altersklärung nicht möglich, ein schon eemzeitliches Alter somit nicht auszuschließen.

Die unterste Humuszone im Tagebau Treue (3b in Abb. 2 und 3) ist der erste aufgefundene altwürmzeitliche Boden, typologisch eine durchschlämmte Feuchtschwarzerde. In anderen Aufschlüssen wurde kein stratigraphisches Äquivalent gefunden.

Der nächstjüngere Boden besitzt dagegen so weite Verbreitung und so charakteristische Eigenschaften, daß er einen wichtigen stratigraphischen Leithorizont darstellt. Das auffälligste Merkmal ist ein mehrere Dezimeter mächtiger, fahler Bleichhorizont mit einer basalen Zone erbsgroßer Eisen-Mangan-Konkretionen, also Kennzeichen starker Pseudovergleitung. Die sekundäre Pseudovergleitung und schwache Toninfiltration des liegenden Eem-B₄-Horizontes ist oft diesem Altwürm-Pseudogley zuzuschreiben. Da beide Böden (interglaz. B-Hor. und Altwürm-Pseudogley) sehr oft zusammen auftreten, werden sie hier unter dem Begriff "B i l s h ä u s e r B o d e n k o m p l e x" (entspricht dem "Lommatscher Bodenkomplex" LIEBERÖTHS) zusammengefaßt. Daß die beiden Böden dieses Komplexes überhaupt getrennte Einheiten darstellen, ist deutlich nur an den Orten zu erkennen, an denen der Interglazialboden z.T. oder vollständig vor der Ausbildung des Pseudogleys ausgeräumt war (Bilshausen), bzw. sich ein mächtigeres Sedimentpaket zwischen beide Böden schiebt (Abb.2). Daß aber auch generell ein Hiatus vorliegt, wird durch das verbreitete Vorkommen von Holzkohle und Steinchenlagen an der Basis des Bleichhorizontes angezeigt. Mineralogische Untersuchungen (Bilshausen) zeigten in Übereinstimmung mit dem stratigraphischen Befund, daß dieser Bleichhorizont aus frisch antransportiertem Material besteht, in dem im Gegensatz zum Eem-Boden keine Glimmerverwitterung nachweisbar ist. Die Zusammensetzung unterscheidet sich jedoch noch vom charakteristischen Löß; vermutlich ist die Lokalkomponente sehr viel größer. Dieser Bleichhorizont ist möglicherweise keine völlig einheitliche Bildung, wie die Einschaltung einer Humuszone (4b) im Profil Treue (Abb. 2B) erkennen läßt.

Der obere Teil (wa 2) des Altwürms ist z.T. durch zwei Humus-zonen, z.T. durch den braunen, verlehnten "N i e d e r v e l l m a r e r B o d e n k o m p l e x" (NB) gekennzeichnet. Zwischen beiden Altwürm-Abschnitten sind in mehreren Profilen noch

zwei weitere, aber wesentlich schwächere Pseudogleye mit Bleichhorizont und Pseudovergleyung und z.T. auch schwacher Toninfiltration im Unterboden ausgebildet.

Der Abschnitt wa 2 entspricht dem PK II der Tschechoslowakei, der Bilshäuser Bodenkomplex dem PK III. Die etwas reichhaltigere Gliederung unserer Profile im frühen Altwürm dürfte in stärkeren Verlagerungsvorgängen ihre Ursachen haben. Zur Parallelisierung mit den pollenanalytisch in Torfen nachgewiesenen Alt-Weichsel-Interstadialen kann nur vermutet werden, daß Amersfoort dem wa₁ und Brørup dem wa₂ angehören könnte. Beim derzeitigen Kenntnisstand ist jedoch keine sichere Aussage möglich.

Die Obergrenze des Altwürms ist nur in der Humuszonen-Fazies eindeutig festlegbar. Im Mittelwürm ist es an manchen Standorten zu nur geringer Lößablagerung gekommen, sodaß das in Akkumulationsphasen angelieferte Material in Perioden schwacher Bodenbildung vollständig zu entkalktem und verbrauchtem Bodenmaterial überprägt werden konnte. In der Regel ist das Bodenmaterial noch zusätzlich solifluidal verlagert, sodaß eine Abgrenzung des Altwürm-Abschnittes innerhalb des Niedervellmarer Bodenkomplexes^{*)} schwierig oder oft nicht durchführbar erscheint. Mancherorts fehlt primärer Mittelwürm-Löß zwischen Niedervellmarer und Löhner Bodenkomplex vollständig; beide Bodenkomplexe gehen unmittelbar ineinander über. Nur Eiskeile (ROHDENBURG 1966b, Abb.7) geben auch dort den Nachweis einer Kaltphase zwischen den beiden Abschnitten mit starker Bodenbildung.

In Profilen mit mächtigeren Mittelwürm-Serien kann keine Feingliederung vorgenommen werden, da Verlagerungsvorgänge, und zwar sowohl Abspülung wie Solifluktion so stark waren, daß im Arbeitsgebiet an keiner Stelle eine ungestörte Abfolge angetroffen werden konnte. In Kirchberg wurde innerhalb des Mittelwürm-Lösses ein autochthoner brauner Boden festgestellt ("K i r c h b e r g e r B o d e n "), der Verbraunung, Verlehmung (Glimmerverwitterung), sowie kryoklastische Mineralverwitterung aufweist. Die erstgenannten Prozesse setzen Entkalkung voraus, nachträglich ist jedoch eine Wiederaufkalkung erfolgt.

Der L ö h n e r B o d e n k o m p l e x, der das Mittelwürm nach oben abschließt, enthält mindestens zwei entkalkte (z.T. sekundär wieder kalkhaltig), verbrauchte und verlehnte Böden von

*) dieser ist also in erster Linie bodentypologisch definiert

insgesamt etwa 1 m Mächtigkeit. Neben starker Glimmerverwitterung ist starke kryoklastische Mineralverwitterung festzustellen, woraus auf kaltklimatische Entstehung geschlossen werden darf. Ausserdem ergibt sich daraus, daß die Oberfläche längere Zeit konstant blieb. Das gleiche wird auch durch einen zum paraprimaryen Löss wesentlich größeren Humusgehalt angezeigt. Das ursprüngliche Gefüge dieser braunen Böden ist nirgends erhalten geblieben. Das uns heute entgegentretende dichte, feste, in der Regel frostplattige Gefüge ist durch spätere Solifluktion entstanden. Die Porenverteilungsanalyse weist auf starke "Kneteffekte" durch häufigen Frostwechsel bei großer Bodenfeuchtigkeit und guter Teilchenverschiebbarkeit (durch höheren Tongehalt) hin. Der Lohner Bodenkomplex entspricht typologisch wie stratigraphisch dem Boden Stillfried B (Niederösterreich), dem Kernabschnitt des PK I (ČSSR), der Gleinaer Bodenbildung (Sachsen), der "Kösener Verlehmungszone" (Saale-Unstrut-Gebiet), der "Verbraunungszone" (Thüringer Becken), dem "Braunen Verwitterungshorizont" (Bayern) usw., gehört also wie alle diese Böden in das bekannte Innerwürm-Interstadial, für das die Bezeichnung "Paudorfer Interstadial" international eingeführt ist. *)

An trockenen Standorten ist der Mittelwürm/Jungwürm-Boden stets als brauner Boden ausgebildet. Die in den Profilen des Arbeitsgebietes auftretenden Naßböden oder violettgrauen Horizonte sind in der Regel**) jünger, d.h. jungwürmzeitlich. Eine Übersicht über ihre Eigenschaften vermittelt Tabelle 12. Profilsprache und Analysenergebnisse lassen übereinstimmend erkennen, daß der über dem Tuffband liegende Boden wj36 die am stärksten entwickelte Bodenzone innerhalb des Jungwürms darstellt. Ebenfalls recht deutlich ausgeprägt (jedoch nicht immer morphologisch) ist der graue Boden wj17, wobei die liegende Rostbänderzone wj18 "wahrschein-

*) Nach einigen Profilbesichtigungen in Niederösterreich bestehen allerdings erhebliche Zweifel daran, daß Stillfried B und der namengebende Boden in Paudorf (und anderen Profilen der Umgebung) stratigraphisch zusammengehörig sind. Der Paudorfer Boden besitzt nämlich keinen Braunerde-Charakter wie alle übrigen genannten Böden, sondern stellt eine mäßig intensive Humuszone mit geflecktem Horizont dar, die eher ins Altwurm gehören dürfte. Der erste sichere Mittelwürm/Jungwürm-Boden wurde danach nicht von GÖTZINGER, sondern von FINK (Stillfried B) nachgewiesen.

**) gelegentlich treten auch innerhalb der Mittelwürmfolge Naßböden auf

lich als zugehöriger Unterboden aufzufassen ist. wj2 β (in der Regel geteilt) ist nicht in allen Profilen deutlich ausgebildet, diesem Boden fehlt kryoklastische Mineralverwitterung. Da β im hellen L \ddot{o} ss direkt unter dem Tuffband eine weitere Zone pedogenetischer \ddot{U} berpr \ddot{a} gung liegt, ist nur aus Analysen \ddot{U} ber Carbonatmetabolik und kryoklastische Mineralverwitterung zu erkennen. Im Rheingau ist in diesem Bereich auch am Profil eine Bodenzone erkennbar. \ddot{U} ber den Boden wj4 β lassen sich keine n \ddot{a} heren Aussagen machen, da er in der Regel im holoz \ddot{a} n entkalkten Bereich liegt.

5.3 VERSUCH EINER KLIMATISCHEN AUSWERTUNG:

Es ist eines der Hauptanliegen pal \ddot{a} opedologischer Forschung, Beitr \ddot{a} ge zur Pal \ddot{a} oklimatologie zu liefern. Bei n \ddot{a} herem Studium ergeben sich dabei jedoch erhebliche Schwierigkeiten, denn die allermeisten B \ddot{o} den sind nicht vollst \ddot{a} ndig erhalten und zudem in ihrer Struktur durch sp \ddot{a} tere Bodenverlagerung ver \ddot{a} ndert. \ddot{U} berdies sind bei den innerkaltzeitlichen B \ddot{o} den entsprechende Rezentformen in der Regel wenig oder gar nicht bekannt.

5.3.1 In der mitteleurop \ddot{a} ischen L \ddot{o} ssliteratur sind als typologische Gruppen bisher unterschieden worden:

1. Parabraunerden (s.l.)
2. Humuszonen
3. Pseudogleye
4. Gleye
5. "Braune Verwitterungshorizonte"
6. "Na β b \ddot{o} den"

1. Der letztinterglaziale Boden d \ddot{u} rft \ddot{e} in der Regel als Parabraunerde (s.l.) ausgebildet worden sein, zu Ende des Interglazials nicht oder wenig pseudovergleyt. In der Regel besa β der B $_t$ -Horizont einen r \ddot{o} tlichbraunen Farbton (in der Munsell-Tafel 7,5 YR oder seltener 5 YR). Dieser Boden darf in v \ddot{o} lliger \ddot{U} bereinstimmung mit pedologischen und pal \ddot{a} obotanischen Vorstellungen als unter Wald (und zwar Laubwald) entstanden angenommen werden. Klimatische Deutungen aufgrund der Bodenfarbe nach der Klischeevorstellung "rot = warm" k \ddot{o} nnen nicht \ddot{u} berzeugen, da es auch unter den heutigen Parabraunerden Varianten mit r \ddot{o} tlichbrauner Durchschl \ddot{a} mmung gibt. Es handelt sich dabei in der Regel um die st \ddot{a} rker versauerten B \ddot{o} den, bei denen einmal die Tonfarbe nicht durch

Humus überdeckt wird und andererseits schon eine Eisenmobilisierung eingetreten ist.

Diese rötlichbraune Tondurchschlammung ist auch kennzeichnend für die altwürmzeitlichen, schwächer entwickelten Parabraunerden. Das braucht hier aber nur zu bedeuten, daß es sich um remobilisierten Ton des Interglazialbodens handelt, denn diese Böden sind sehr wahrscheinlich aus älterem Bodenmaterial entstanden. Über weitere Entstehungsbedingungen kann kaum mehr ausgesagt werden, als daß es sich ebenfalls um Waldböden handeln dürfte.

2. Unter der Bezeichnung "Humuszone" verbergen sich A-Horizonte sehr verschiedener Ausprägung, von ausgesprochenen Trockenschwarzerden mit hoher biologischer Aktivität bis zu vergleyten, z.T. gebleichten, biologisch trägen Ausbildungsformen, wobei im Untersuchungsgebiet letztere oder ihnen nahestehende Typen deutlich überwiegen. Während unter Humuszonen des wa 2 mehrfach Verbraunung und Verlagerung brauner Tonsubstanz auftritt, wurde im Profil Treue bei der untersten Humuszone des wa 1 kräftige schwarze Durchschlammung festgestellt, die derjenigen in holozänen Feuchtschwarzerden vollkommen entspricht. Hier ist ebenfalls auf Waldvegetation zu schließen.

FRENZEL (1964) hat bei seinen lößpollenanalytischen Untersuchungen gefunden, daß eine der Altwürm-Humuszonen in Niederösterreich unter einem Koniferenwald mit ausgeprägt subalpinem Habitus gebildet wurde. Auch aus bodengeographischer Sicht ergeben sich keine Einwände: humusreiche A-Horizonte sind in subalpinen Lagen sowohl auf Carbonat- wie auf Silikatgesteinen häufig (Rendsinen, Ranker), letztere in der Regel nur als kurzlebige Vorstufe zu weiter entwickelten Böden. (+)-Anmerk. S. 135).

Allerdings können ähnliche Böden auch in waldfreiem oder halboffenem Gelände entstehen, sodaß nach den bisherigen bodenkundlichen Untersuchungen allein keine Entscheidung möglich ist. Wie nämlich aus der zusammenfassenden Darstellung bei SCHEFFER u. ULRICH (1960) zu ersehen ist, gibt es zur Zeit noch keine Möglichkeit, aus der stofflichen Zusammensetzung eines Humushorizontes auf dessen nähere Bildungsbedingungen zu schließen.

3. Wie mehrfach erwähnt wurde, ist der Eemboden recht oft pseudo-vergleyt. Im B-Horizont sind charakteristische Bleichbahnen mit orangefarbenen Säumen ausgebildet. Außerdem treten dort neben diffus begrenzten dunklen Flecken kleine, in der Regel weiche Kon-

Tab. 12: Übersicht über die Eigenschaften der jungwürmzeitlichen

Böden.

| Beurteilung im Gelände | stratigra- phisches Symbol | Carbonat- Metabolik | Kryo- klastik | Glimmer- verwit- terung | Tongehalt | freies Fe | Humus | Struk- tur |
|------------------------------|----------------------------------|------------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------|-----------------|-------------------------|--------------------------|
| | wj5 | | | | | | | |
| grauer Boden | wj4β | | | | | | | |
| heller Löß | wj4α | | deutlich | | | etwas erhöht | | |
| kräftiger grauer Boden | wj3δ | stark | stark | sehr stark | sehr stark erhöht | sehr stark | deut- lich erhöht | stark verd. |
| heller Löß | wj3γ wj3β wj3α | deutlich | deutlich | — | deutl. erhöht | ? | ? | |
| grauvioletter Horizont | wj2β''' u. j2β' | deutlich | — | deutlich | etwas erhöht | etwas | etwas | mäßig verd. |
| heller Löß | wj2α | | | | | | | |
| grauer (Naß-) Boden | wj1γ | | | deutlich | deutl. erhöht | | deut- lich | stark ver- dichtet |
| Rostbänder- zone | wj1β'' | | stark | | etwas erhöht | deutl. | etwas | |
| heller Löß | wj1β' | | | | | | | |
| grauer Naßboden | wj1α | | | gering | deutl. erhöht | | deutl. | mäßig ver- dichtet |
| kräftiger brauner Boden | LB | entkalkt | sehr stark | sehr stark | sehr stark erhöht | sehr stark | stark | stark ver- dichtet |

ktionen auf. Erbsgroße, harte, schwarze Konkretionen (oft mit Holzkohle im Zentrum) finden sich nur in den Bleichhorizonten, allerdings infolge von Umlagerungen oft auf sekundärer Lagerstätte. Wie in den Profilbeschreibungen weiterhin erwähnt wurde, gibt es im Altwurm mehrere schwächere Pseudogley-Horizonte, jedoch ohne kräftige Konkretionsbildung, oft aber mit Tonverlagerung oder Humusakkumulation verknüpft. Damit soll aber nicht gesagt sein, daß Pseudovergleyung und Tonverlagerung streng gleichzeitig erfolgten. Es kann nämlich nur festgestellt werden, daß beide Prozesse von der gleichen Oberfläche ausgingen. Die Pseudovergleyung wird sehr wahrscheinlich unter Wald erfolgt sein.

4. Durch die Grundwassereinwirkung vollständig reduzierte Horizonte sind recht selten aufgeschlossen, und dann nur in standörtlich feuchten Profilen, deren Bodenfolge bislang nicht in die stratigraphische Normalabfolge (der trockenen Profile nämlich) eingeordnet werden kann und hier nicht untersucht wurde.

5. "Braune Verwitterungshorizonte", die nicht auf Parabraunerdedynamik zurückgehen, sind vor allem für das Paudorfer Interstadial charakteristisch. Von dem liegenden Löß unterscheiden sie sich durch Entkalkung, Verbraunung, höheren Ton- sowie Humusgehalt; Tonverlagerung wurde bisher nicht nachgewiesen. Das Bildungsmilieu ist leider nicht näher bekannt. Eine Deklaration als "arctic brown soil" (BRUNNACKER ; LIEBEROTH 1963) sagt mehr aus als wir zur Zeit wissen. Wie umfangreiche Analysen ergeben haben, variiert der Grad der Tonbildung innerhalb verschiedener Vorkommen des "Lohner Bodenkomplexes" sehr *) sodaß darin leider kein geeignetes Kriterium für eine bodentypologische Einordnung vorliegt. Im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Lommatzsch-Pflege in Sachsen (LIEBEROTH 1963, S. 165) steht der Lohner Bodenkomplex den von SCHÖNHÄLS (1960) aus der Eifel beschriebenen allerödzeitlichen Braunerden in der Verwitterungsintensität nichts nach. Ebenso wie der Niedervellmarer Bodenkomplex des Altwürms (und LIEBEROTHs wa) und der Kirchberger Boden hat der Lohner Bodenkomplex Braunerdecharakter. Erst Pollenanalysen werden zeigen können, ob Wald vorhanden war oder nicht. Nach den Untersuchungen FRENZELS in Niederösterreich (infolge Trockenheit nur Galeriewald in Flußnähe) wäre das in unserem wohl feuchteren Gebiet nicht unmöglich.

*) aufgrund unterschiedlich starker kryoklastischer Mineralverwitterung

Jedoch wurden bei uns noch niemals Holzkohlen in diesem Horizont gefunden, wie z.B. in Niederösterreich *). Zudem ist auch dort der Boden Stillfried B entkalkt und verbraunt, obwohl nicht mit einer geschlossenen Walddecke gerechnet werden kann. In den Alpen treten über der Waldgrenze in großem Umfange "alpine Rasenbraunerden" auf. Leider ist jedoch ein näherer Vergleich nicht möglich, da dort kein kalkhaltiger Löß als Ausgangsmaterial vorliegt.

6. "Naßböden" hat vor allem FREISING (1949) in die Literatur eingeführt. Von Gleyen und Pseudogleyen unterscheiden sie sich dadurch, daß sie einmal recht geringmächtig sind (2 - 4 dm) und zum anderen keinerlei größere Wurzelbahnstrukturen (wie bei 3) aufweisen. Es gibt verschiedene Ausprägungsformen, z.B. einfache Rostfleckenhorizonte (z.B. im wj2 α) ohne weitere Beeinflussung des Lösses oder die - erstmals von LIEBEROTH (1959) beschriebene - Rostbänderzone des wj1 β ". Die anderen schwachen Böden des Jungwürms können zwar auch rostfleckig sein, aber vorherrschend ist doch eine graubraune Färbung, die auf den erhöhten Humusgehalt zurückgeht. Eine Verbraunung ist nicht eingetreten, da keine vollständige Entkalkung erfolgte. Im Gegenteil, gelegentlich ist sogar eine sekundäre Carbonatanreicherung festzustellen, z.B. im wj2 β in Vollmarshausen. Vielleicht handelt es sich bei diesen "Böden" um einstmals humusreichere A-Horizonte von mäßig bis deutlich feuchten Kaltsteppenböden mit geringer Ton-Humus-Bindung, deren organische Substanz inzwischen zum größten Teil abgebaut ist. Wie Studien an Eiskeilen zeigten (ROHDENBURG 1966b), bestand während der Bodenbildungszeiten kein Dauerfrostboden in Oberflächennähe. Es ist aber durchaus möglich, daß im Frühjahr Wasserstau über jahreszeitlichem Frostboden erfolgte.

5.3.2 Eindeutig als Waldböden anzusehen sind also der interglaziale Parabraunerde-B_t-Horizont sowie die schwächeren Parabraunerden, Pseudogleye und die durchschlammte Feuchtschwarzerde des Altwürms. Die anderen Altwurm-Humuszonon sind sehr wahrscheinlich auch unter Nadelwald entstanden wie die Parallelisierung mit den pollenanalytisch untersuchten Torfprofilen Hol-

*) Im Allerödboden der Osteifel sind dagegen wieder Holzkohlen enthalten.

lands, Norddeutschlands und Dänemarks nahelegt. Unklar ist zur Zeit die Deutung der "Braunen Verwitterungshorizonte" des Paudorfer Interstadials. Die grauen Jungwürmböden sind dagegen wohl unter waldfreier Vegetation entstanden.

Hinweise auf das Klima der Kaltphasen geben die Eiskeilhorizonte. Wie aus dem Sammelprofil zu ersehen ist, haben Untersuchungen ergeben, daß z.B. im Jungwürm jeder Lössanwehungsperiode ein Eiskeilhorizont zugeordnet werden kann. Da größere Eiskeile zuverlässige Dauerfrostbodenindikatoren sind, darf daraus auf einen vielfachen Wechsel des Dauerfrostbodenzustandes geschlossen werden. Weniger klar sind die Verhältnisse im Mittelwürm, da die stratigraphische Gliederung noch wenig befriedigend ist. Im Altwürm sind aus dem Arbeitsgebiet noch keine Eiskeile bekannt geworden; RUSKE u. WÜNSCHE (1961) haben im Unstrut-Saale-Gebiet zwei Keilhorizonte in dieser stratigraphischen Position auffinden können.

5.4 REGIONALE DIFFERENZIERUNGEN IN DER PROFILAUSBILDUNG

BRUNNACKER, FINK, LIEBEROTH, SCHÖNHALS u.a.m. haben dargelegt, daß die Ausbildung der Lössprofile große fazielle Unterschiede aufweist, wobei vor allem auf Korrelationen mit heutigen Klimadifferenzierungen hingewiesen wurde. Die bisher erarbeiteten Vorstellungen sind kürzlich von HAASE (1963) zusammenfassend dargestellt worden.

Auch in Südniedersachsen und Nordhessen bestehen große Abwandlungen in der Art der Bodenabfolge sowie der Lössmächtigkeit. Es ist aber nicht gelungen, Lössprovinzen mit einheitlichem Profilaufbau nach den bisher in der Literatur angegebenen Kriterien aufzustellen. Das hat im wesentlichen drei Gründe:

1. mangelnde Aufschlußdichte in vielen Gebieten
2. Der Standortsfaktor muß im Arbeitsgebiet in höherem Maße als differenzierender Faktor gewertet werden als bisher allgemein angenommen wurde.
3. Eine Anzahl von - in der Regel geringmächtigeren - Profilen ist stratigraphisch nicht sicher einzuordnen.

Das bedarf näherer Erläuterungen:

Als wichtigste Kriterien zur Abgrenzung von Lössprovinzen wurden neben der Lössmächtigkeit bisher herangezogen:

- 1 a) Eem-Boden = Parabraunerde
- b) Eem-Boden = Parabraunerde, sekundär pseudovergleyt
- 2 a) Humuszonen vorhanden
- b) Humuszonen fehlen
- 3 a) Paudorf als brauner Boden, a' = P. als "Gefleckter Horizont"
- b) Paudorf als "Naßboden"
- 4 a) Löß locker, kalkhaltig
- b) Löß in Staublehmfazies, kalkfrei.

Als kennzeichnend für warm-trockene Gebiete wird eine Kombination 1a - 2a - 3a - 4a angesehen. 1a - 2b - 3a' - 4a soll Übergangsgebiete kennzeichnen, 1b - 2b - 3b - 4a (bis 4b) die "feuchte Lößlandschaft". 4b charakterisiert die noch feuchteren (und kühleren) Staub- oder Decklehmgebiete.

1. Der eigentliche Eem-Boden ist, soweit er isoliert auftritt, oft nicht pseudovergleyt. Sekundäre Pseudovergleyung ist die Regel.

2. Im Arbeitsgebiet ist es so, daß das Auftreten und Fehlen von Humuszonen in hohem Maße von Standortsfaktoren beeinflusst wird, sind die Humuszonen doch an reine Unterhang- bis Muldenposition gebunden. Fundpunkte gut ausgebildeter Humuszonen sind z.B. Tagebau Treue, Isingerode, Göttinger Stadtgebiet ("Am Toppe"), Kirchberg und Daseburg. Während in den letztgenannten Aufschlüssen nur eine Humuszone auftritt, konnte in den am östlichsten gelegenen Profilen Treue und Isingerode eine reichhaltige Folge beobachtet werden, worin eine gewisse Bevorzugung kontinental geprägter Räume gesehen werden könnte. Hier darf erwähnt werden, daß Humuszonen auch im ozeanischen Niederrheingebiet (z.B. Tagebau Frimmersdorf/West, Erkelenz, Holzheim, Brühl) und Ostbelgien (Ans und Roccourt, nordwestlich von Lüttich) auftreten - in der Regel nur einzeln; im Tagebau Frimmersdorf sind stellenweise auch zwei Humuszonen vorhanden. ⁺⁾

3. Der Bodenkomplex des Paudorfer Interstadials kann bislang nur in brauner Ausbildungsform sicher erkannt werden. Durch die Aufstellung einer detaillierten Feinstratigraphie gibt es zuviele stratigraphische "Schubladen" als daß sich "Paudorf" in Profilen, die nur Naßböden enthalten, sicher identifizieren ließe. Außerdem muß immer mit dem Auftreten von Schichtlücken gerechnet werden.

⁺⁾ Nach diesen Vorkommen von Humuszonen auch in heute özeanischen Gebieten kann nicht überraschen, daß sich im Arbeitsgebiet die Verbreitung der beiden Altwürmfazies, des Niedervellmarer Bodenkomplexes einerseits und der Humuszonen andererseits nicht mit der heutigen Niederschlagsverteilung erklären läßt (vgl. die 600 mm-Isohyete in Abb.1!).

4. Die Staublehm- oder Decklehmfrage, d.h. die syn- oder paragene- tische Entkalkung des gesamten Würmlösses ist bei uns noch nicht näher verfolgt worden. In diesem Zusammenhang kann allerdings an das häufige "Zusammenwachsen" von Niedervellmarer und Lohner Boden erinnert werden, wodurch zumindest der gesamte Alt- und Mittelwurm-Abschnitt keinen hellen, lockeren und kalkhaltigen Löß enthält, sondern nur braunen "Lößlehm". Rostfleckung und ähnliche Feuchtüberprägungen treten allerdings zurück, sodaß für diese Zeit bei uns eine "trockene" Variante des Staublehms vorliegt.

Während im Bereich der südlichen Lößgrenze des nördlichen Alpenvorlandes der Löß allgemein in Decklehmfazies übergeht, liegt im Bereich der nördlichen Lößgrenze (vgl. POSER 1951) ein pedogene- tisch unveränderter kalkhaltiger Löß vor. Die nördliche Lößgrenze ist somit nicht - wie die südliche - zugleich eine Feucht- und Höhengrenze. Es soll hier angefügt werden, daß die 1 - 2 m dünne Lößdecke im Bereich südlich der nördlichen Lößgrenze wahrschein- lich nur einen Teil des Jungwürms repräsentiert, was der Auffas- sung POSERS (1951) entspricht. In vollständigeren Profilen (Treue, Isingerode, Salzgitter-Thiede) sind stets Schichtlücken zwischen Alt- und Jungwurm festzustellen. Wahrscheinlich ist das Mittelwurm hier gar nicht durch Löß vertreten *).

Im Arbeitsgebiet tritt mehrfach die Kombination 1b - 2a - 3a - 4a auf, wodurch das eindimensionale Schema des Übergangs von "Trockener" zu "Feuchter Lößlandschaft" gesprengt wird. Durch das nicht nur großklimatische, sondern auch standortsgebundene (gerin- ge Lößakkumulation) Vorkommen von 4b (braune Variante) im Alt- und Mittelwurm erhält das Untersuchungsgebiet eine weitere indi- viduelle Note. Wichtig ist ferner die große Mächtigkeit und gute Gliederbarkeit des Jungwürmlösses. Eine Decklehmausbildung dieses Lösses konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Leider konnten die dünnen Lößdecken im Mittelgebirgsbereich (SCHÖNHALS 1957) die auch in Niedersachsen nicht fehlen, bislang nicht mit den gliederbaren Profilen der Becken korreliert werden.

*) Daraus läßt sich ableiten, daß die Nordgrenze der Lößablagerung in verschiedenen Perioden der letzten Kaltzeit eine sehr unter- schiedliche Lage besaß. Alle Deutungen aus der heute in Erschei- nung tretenden nördl. Lößgrenze beziehen sich nur auf einen Teil des Jungwürms.

6 L I T E R A T U R

- Altemüller, H.J. (1962): Verbesserung der Einbettungs- und Schleif-
technik bei der Herstellung von Dünn-
schliffen mit Vestopal, Zeitschr.f.Pflan-
zenern., Düng., Bodenkde. 99, 164-177
- Andersen, S., De Vries, H.,
u. Zagwijn, W. (1960): Climatic change and radiocarbon dating in
the Weichselian glacial of Denmark and the
Netherlands, Geol.en Mijnbouw 39, 38-42
- Arnaud, R., u. Whiteside,
E. (1963): Physical Breakdown in Relation to soil
Development, Journ. Soil Sci. 14, 267-281
- Brandtner, F. (1956): Lößstratigraphie und paläolithische Kul-
turabfolge in Niederösterreich und in den
angrenzenden Gebieten, Eiszeitalter u.
Gegenw. 7, 127-175
- Brunnacker, K. (1955): Würmzeitlicher Löß und fossile Böden in
Mainfranken, Geologica Bavarica 25, 22-38
- Brunnacker, K. (1956): Das Lößprofil von Kitzingen. Ein Beitrag
zur Chronologie des Paläolithikums,
Germania 34, 3-11
- Brunnacker, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Plei-
stozän in Bayern, Geologica Bavarica 34
- Brunnacker, K. (1958): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns
in den Periglazialgebieten Bayerns und
seiner östlichen Nachbarländer, Geol. Jb.
76, 129-150
- Fink, J. (1962): Die Gliederung des Jungpleistozäns in
Österreich, Mitt. d. Geolog. Ges. Wien 54, 1-25
- Fölster, H., Meyer, B.,
u. Kalk, E. (1963): Parabraunerden aus primär carbonathaltigem
Würm-Löß in Niedersachsen. II. Profilbilanz
der zweiten Folge bodengenetischer Teil-
prozesse: Tonbildung, Tonverlagerung, Ge-
fügeverdichtung, Tonumwandlung, Zeitschr.
f. Pflanzenern., Düng., Bodenkde. 100, 1-12
I: siehe Meyer u.a. (1962)
- Fölster, H., Meyer, B.,
u. Zimmermann, H. (1964): Untersuchungen über die Teilchenmobilität
in kohärenten Bodenmassen, Scheffer-Fest-
schr., Göttingen 1964, 1-40
- Frechen, J., u. Rosauer, E.A.
(1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-
Profils von Kärlich im Neuwieder Bek-
ken, Fortschr. d. Geol. v. Rheinl. u. Westf.
4, 267-282
- Freising, H. (1949): Löße, Fließerden, Wanderschutt im nördlichen
Württemberg, Diss. T.H. Stuttgart
- Freising, H. (1954): Gibt es in Hessen drei Würmlösse ?
Jber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. 32, 54-66
- Frenzel, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen, Eiszeit-
alter u. Gegenw. 15, 5-39
- Gebhardt, H. (1964): Bilanzanalytische Untersuchungen zur Sili-
katverwitterung und zum Stofftransport in
feuchten und nassen Holozänböden aus Löß
mit besonderer Berücksichtigung der Feld-
spatverwitterung, Diss. Göttingen, Landw.
Fak.

- Gullentops, F. (1954): Contributions à la chronologie du pleistocène et des formes du relief en Belgique, Mém.d.l' Inst.Geol.Louvain XVIII
- Haase, G. (1963): Stand und Probleme der Lössforschung in Europa, Geograph.Ber. 27, 97-129
- Hallik, R., u. Kubitzki, K. (1961): Über die Vegetationsentwicklung des Weichsel-Interstadials aus Hamburg-Bahrenfeld, Eiszeitalter u. Gegenw. 12, 92-98
- Hartge, K. (1961): Die Erfassung der Kontinuität der groben Poren aus ihrem Anteil im Boden und dem Permeabilitätskoeffizienten, Zeitschr.f. Pflanzenern., Düng., Bodenkd. 94, 147-154
- Hartge, K. (1965): Die Bestimmung von Porenvolumen und Porengrößenverteilung, Zeitschr.f. Kulturtechnik und Flurbereinigung. 6, 193-206
- Kalk, E. (1956): Polarisations-, Phasenkontrast- und Grenzdunkelfeldmikroskopische Untersuchungen an Löss und Lössböden, Diss.Göttingen
- Klima, B., Kukla, J., Ložek, V., u. De Vries, H. (1961): Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolni Věstonice (Unterwisternitz), Anthropozoikum XI, 93-145
- Kubiena, W. (1938): Micropedology, Ames (Iowa), Collegiate Press, 243S.
- Kukla, J. (1961): Quaternary Sedimentation Cycle, INQUA WARSZAWA 1961, 145-154
- Lieberoth, I. (1959): Beobachtungen im nordsächsischen Lössgebiet, Zeitschr.f.Pflanzenern., Düng., Bodenkd. 86, 141-155
- Lieberoth, I. (1962): Die jungpleistozänen Lösses Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete Peterm.Geograph.Mitt. 1962, 188-198
- Lieberoth, I. (1963): Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen, Geologie 12, 149-187
- Lomtdase, W. (1955): Bodenphysikalisches Praktikum, VEB-Verlag Technik, Berlin
- Ložek, V. (1965): Das Problem der Lössbildung und die Lössmollusken, Eiszeitalter u. Gegenw. 16, 61-75
- Lüttig, G. (1965): The Bilshausen Type Section, West-Germany International Studies on the Quaternary, Special GSA Papers, 84, 159-178
- Mensching, H. (1950): Schotterfluren und Talauen im Niedersächsischen Bergland, Göttinger Geograph. Abhandl. 4

- Meyer, B. (1955): Grundlagen und Ergebnisse einer Untersuchung der bodenkundlichen Verhältnisse in Süd-Niedersachsen, Diss. Göttingen Landw. Fak.
- Meyer, B., Kalk, E. u. Fölster, H. (1962): Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Würm-Löß in Niedersachsen. I. Profilbilanz der ersten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Entkalkung, Verbraunung, Mineralverwitterung, Zeitschr. f. Pflanzenern., Düng., Bodenkd. 99, 37-55 II. siehe Fölster u.a. (1963)
- Meyer, B., u. Kalk, E. (1964): Verwitterungs-Mikromorphologie der Mineralspezies in mitteleuropäischen Holozän-Böden aus pleistozänen und holozänen Lockersedimenten, aus: Jongerius (Editor): Soil Micromorphology, Amsterdam (Elsevier) 109-130
- Morozova, T. (1964): The Micromorphological Method in Paleopedology and Paleogeography, aus Jongerius A. (Editor): Soil Micromorphology, Amsterdam (Elsevier), 325-331
- Mückenhausen, E. (1959): Die stratigraphische Gliederung des Löß-Komplexes von Kärlich im Neuwieder Becken, Fortschr. d. Geol. v. Rheinl. u. Westf. 4, 283-300
- Mückenhausen, E. (1962): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland, DLG-Verl. Frankfurt/M.
- Orth, J. (1963): Porositätsuntersuchungen an zwei Lößprofilen, unveröff. Dipl.-Arbeit., Landw. Fak. Göttingen
- Paas, W. (1962): Rezente und fossile Böden auf nieder-rheinischen Terrassen und deren Deckschichten, Eiszeitalter u. Gegenw. 12, 165-230
- Poser, H. (1950): Die Niederterrassen im Okertal als Klimagesen, Abhandl. d. Braunschweig. Wiss. Ges. II, 109-122
- Poser, H. (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima, Eiszeitalter u. Gegenw. 1, 27-55
- Remy, H. (1959): Zur Gliederung des Lösses bei Kärlich und Bröl am unteren Mittelrhein mit besonderer Berücksichtigung der Faunen, Fortschr. Geol. v. Rheinl. u. Westf. 4, 323-330
- Rohdenburg, H. (1964): Ein Beitrag zur Deutung des "Gefleckten Horizontes", Eiszeitalter u. Gegenw. 15, 66-71
- Rohdenburg, H. (1965 a): Die Muschelkalk-Schichtstufe am Ostrand des Sollings und Bramwaldes, Göttinger Geograph. Abhandl. 33

- Rohdenburg, H. (1965b): Untersuchungen zur pleistozänen Formung am Beispiel der Westabdachung des Göttinger Waldes, Giessener Geograph. Schr. 7
- Rohdenburg, H. (1966b): Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen, Mitt. d. Dtsch. Bodenkdl. Ges., Bd. 5 S. 137-170
- Ruske, R., u. Wünsche, M. (1961): Löss- und fossile Böden im mittleren Saale- und Unstruttal, Geologie 10, 9-29
- Scheffer, F., Fölster, H., u. Meyer, B. (1961): Zur Diagnostik und Systematik von Dreischicht-Tonmineralen in Böden und Pedogenen Sedimenten, Chemie d. Erde 21, 210-230
- Scheffer, F., u. Meyer, B. (1965): Ergebnisse pedologischer Untersuchungen an der Grabungsfläche: Pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grabenfüllungen in Lößgebieten, Neue Ausgrabungen und Forschungen in Niedersachsen 2, 72-88
- Scheffer, F., u. Ulrich, B. (1960): Humus und Humusdüngung, Enke, Stuttgart 266 S.
- Scheffer, F., Meyer, B., u. Kalk, E. (1958): Mineraluntersuchungen am Würm-Löß südniedersächsischer Lößfluren als Voraussetzung für die Mineralanalyse verschiedener Lößbodentypen, Chemie der Erde 19, 338-360
- Scheffer, F., Meyer, B., u. Babel, U. (1961): Zur qualitativen Erfassung der freien Eisenoxyde in Böden mittels Extraktionsverfahren, Zeitschr. f. Pflanzenern., Düng., Bodenkde. 95, 142-160
- Scheffer, F., Meyer, B., u. Gebhardt, H. (1966): Zwischenschichtbelegung und Expansionsverhalten von Dreischicht-Tonmineralen in carbonathaltigen A- und C-Horizonten von Lößböden, Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkunde (im Druck)
- Schönhals, E. (1952): Gesetzmäßige Beziehungen zwischen Körnung und Kalkgehalt des Lösses und die Erkennung von Verwitterungszonen mit Hilfe der typischen Streubereiche, Geol. Jahrb. 66, 291-304
- Schönhals, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens, Eiszeitalter u. Gegenw. 8, 5-17
- Schönhals, E. (1959): Der Basaltuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials, Forstsch. d. Geol. v. Rheinl. u. Westf. 4, 313-322
- Schönhals, E., Rohdenburg, H., u. Semmel, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen, Eiszeitalter u. Gegenw. 15, 199-206
- Schroeder, D. (1955): Mineralogische Untersuchungen an Lößprofilen, Heidelberger Beitr. z. Min. u. Petrogr. 4, 443-463

- Schwertmann, U. (1961) : Der Mineralbestand der Fraktion $< 2 \mu$ einiger Böden aus Sedimenten und seine Eigenschaften, Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkunde 92, 209-221
- Selzer, G. (1936) : Die Gliederung des Lösses im westlichen Eichsfeld und im Talgebiet der oberen Leine, Stille-Festschr., Stuttgart, 212-222
- Semmel, A. (1963) : Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken), Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 91, 359-365
- Unger, K., u. Rau, D. (1964) : Lößexkursion Thüringen, Subkommission f. Lößstratigraphie der INQUA Berlin 1964, 7-25 (Umdruck)
- Woldstedt, P. (1962) : Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns, Eiszeitalter u. Gegenw. 13, 115-124
- Wohlrab, B. (1960) : Auswirkungen wasserwirtschaftlicher Eingriffe auf die Bodenentwicklung, Zeitschr. f. Pflanzenern., Düng., Bodenkde. 90, 193-204
- Zakosek, H. (1960) : Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye, Abhandl. Hess. L.-A. Boden-forschg. 32

Anmerkung Fußnote Seite 124 :

An der Basis der Bleichhorizonte mit basaler Konkretionslage finden sich verbreitet Holzkohlen. Diese stammen nach Untersuchungen von Herrn Dr. U. Willerding, dem wir sehr zu Dank verpflichtet sind, sämtlich von Koniferen. Gattungsbestimmungen waren in der Regel nicht möglich, lediglich für den Horizont Kirchberg 4 konnten einige besonders gut erhaltene Stücke als Abies bestimmt werden.



EISKEILHORIZONTE IN SÜDNIEDERSÄCHSISCHEN UND NORDHESSISCHEN LÖSS- PROFILIEN

von H.Rohdenburg,Gießen

I.EINLEITUNG

Seit den dreißiger Jahren werden die in unseren Lößprofilen auftretenden "Löß- oder Lehmkeile" als Eiskeil-Pseudomorphosen angesehen und zugleich als Dauerfrostboden-Indikatoren anerkannt. Ihre Verbreitung in Mitteleuropa wurde mehrfach kartographisch festgehalten und zu paläoklimatischen Schlußfolgerungen ausgewertet.

Hingegen blieb es bei der Datierung von Eiskeilen bei Ansätzen; sie wurden in der Regel für würmzeitlich gehalten - eine durchaus befriedigende Alterseinstufung, solange die Würmkaltzeit für ungegliedert gelten konnte.

Infolge der stürmischen Fortschritte der Lößforschung, vor allem im letzten Jahrzehnt, durch die jetzt ein für ganz Mitteleuropa gültiges stratigraphisches Gerüst zur Verfügung steht (vgl. die Übersicht bei HAASE, 1963), war es möglich zu beweisen, daß es im Würm verschiedenaltige Eiskeile gibt. Die m.W. erste Darstellung dieser Art stammt von SELZER (1936), weitere von SCHÖNHALS (1951), BRUNNACKER (1957, Abb.11), FRECHEN u. ROSAUER (1959), RUSKE u. WÜNSCHE 1964). Auch H.BRÜNING (frdl.mündl.Mitt.Mai 1963) entdeckte mehrere würmzeitliche Eiskeilhorizonte. Eine nähere Einordnung, wie sie hier aus Südniedersachsen und Nordhessen vorgelegt wird, war allerdings erst nach einer feinstratigraphischen Gliederung der Lößprofile möglich, die in den Jahren 1961-1964 ausgearbeitet wurde.*) Diese Gliederung ist in diesem Mitteilungsband ausführlich dargestellt (ROHDENBURG u. MEYER, 1966), in kürzerer Fassung ist sie in SCHÖNHALS, ROHDENBURG u. SEMMEL (1964) enthalten. Hier genügt deshalb ein kurzer Überblick anhand des Sammelprofils Abb.20.

*) An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof.Dr.Dr.h.c.F.Scheffer, Direktor d.Instituts f.Bodenkunde der Universität Göttingen, dafür danken, daß ich zunächst als Gast, später als sein wiss.Mitarbeiter in seinem Institut den notwendigen wissenschaftlichen Rahmen für meine Arbeit fand. Ebenfalls bin ich Herrn Oberassistent Dr.B.Meyer für sein stetes Interesse zu Dank verpflichtet.

Das letzte Interglazial (Eem) wird repräsentiert durch den kräftig entwickelten B-Horizont einer z.T. pseudovergleyten Parabraunerde. Das Altwürm^{*)} ist durch Humuszonen bzw. schwache Parabraunerden, Pseudogleye oder/und einen braunen, entkalkten Boden ("Niedervellmarer Bodenkomplex") vertreten. Der erste helle, lockere Löß tritt im Arbeitsgebiet im Mittelwürm^{**)} auf. Dieses Lößpaket kann durch den "Kirchberger Boden" zweigeteilt werden. Wahrscheinlich ist es noch stärker gegliedert, aber die eingeschalteten Böden sind infolge starker Umlagerungen nirgends mehr in situ enthalten. Das Mittelwürm wird an seiner Oberkante vom "Lohner Bodenkomplex" des Paudorfer Interstadials abgeschlossen, ein oft 1 m mächtiges, entkalktes, verbrauntes und verlehmttes Lößpaket. Das Jungwürm^{*)} ist durch - in sehr vielen Aufschlüssen in immer gleicher Reihenfolge auftretende - schwache, nicht entkalkte, geringmächtige Böden in fünf Abschnitte gliederbar, die in sich z. T. wieder unterteilt werden können. Ein wertvolles Hilfsmittel für die Bodenstratigraphie ist das im Lößpaket j3 α - γ liegende Tuffband (vgl. SCHÖNHALS, 1959).

Im folgenden sollen zunächst die Belege für die Einordnung der Eiskeile, geordnet nach Fundstellen, abgehandelt werden. Dabei werden für jeden Eiskeilhorizont nur so viel Beispiele geboten, als nötig schien, um seine Existenz hinreichend nachzuweisen.

II. PROFILDARSTELLUNGEN

II,1 N i e d e r v e l l m a r (nördl. Kassel, vgl. Abb. 2-6)

In beiden Gruben der Ziegeleien der Fa. Löber (östlich und westlich der Bundesstraße 7 nördlich Kassel) sind mehrere Eiskeilhorizonte angeschnitten. Die Abb. 2 stammt aus der westlichen Grube; über die stratigraphischen Verhältnisse unterrichtet die Legende.

Die engständigen Keile des Eiskeilhorizontes I setzen an der Oberkante des Eem-Bodens (1) an. Konkretionslage (2) und Bleichhorizont (3) ziehen ungestört darüber hinweg. Der Eemboden ist hier vorwiegend in Rötfließerde ausgebildet, über der nur ein dünner Lößschleier liegt. Die Keilfüllung ist zwar vollständig entkalkt und deutlich pedogen überprägt, es war aber nicht sicher festzustellen, ob darin die eemzeitliche Bodenbildung zu sehen ist oder

^{*)} stratigraphische Grundbegriffe nach WOLDSTEDT (1962)

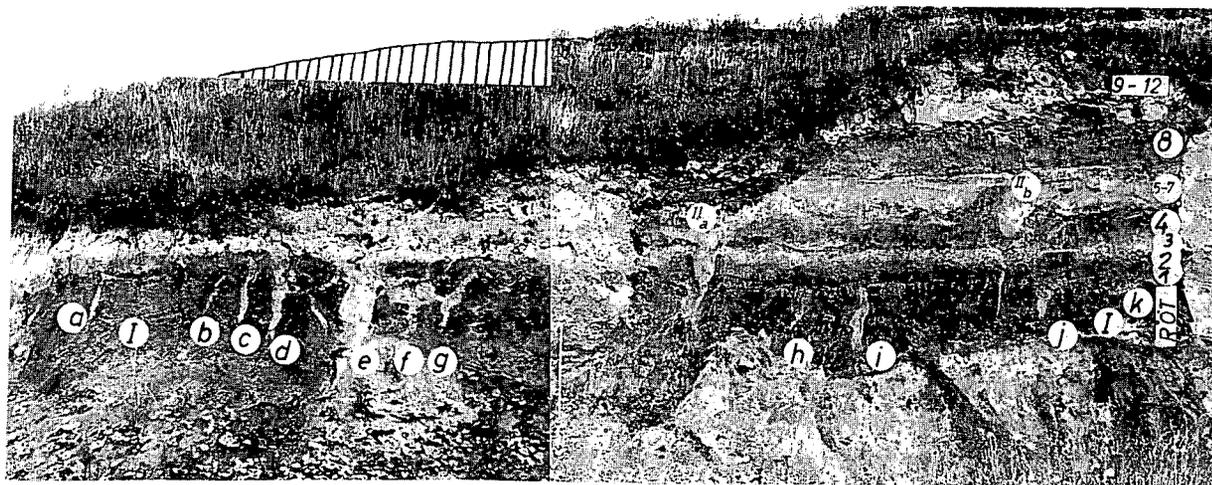


Abb.2: Niedervellmar, westliche Grube der Fa. Löber

Maßstablänge: 2m

- | | |
|--------------------------------|---------------------------|
| 1 Eemboden-B-Horizont | 5-7 Mittelwürm-Löß |
| 2 Konkretionslage | 8 Lohner Boden |
| 3 Bleichhorizont | 9-12 Jungwürm-Löß |
| 4 Niedervellmarer Bodenkomplex | I, II Eiskeilgenerationen |

eine schwächere des Altwürms. Somit kann nicht endgültig entschieden werden, ob dieser Keilhorizont prä- oder posteozänzeitlich einzuordnen ist; er wurde deshalb nicht in das Sammelprofil Abb. 20 aufgenommen. Die im linken Teil der Abbildung erkennbare Verbindung zwischen den Keilen I d, e, f und g zeigt an, daß die Spalten als Teile eines engmaschigen Keilnetzes aufzufassen sind, das von der geneigten Aufschlußwand schräg angeschnitten wurde.

Wichtig für die Aufklärung der Eiskeilgenese ist die Beobachtung, daß fast alle Keile dieses Horizontes einen "Bart" aus einzelnen feinen Spalten besitzen (Abb. 3 a u. b). Diese Erscheinung wurde nur noch einmal, und zwar an sicher würmzeitlichen Keilen in der Ziegelei Albungen (Werra) beobachtet. Nach GALLWITZ (1949) sind diese Spalten als einzelne Frostrisse aufzufassen.*)

Die großen Keile des Horizonts II sind mit noch kalkhaltigem Löß gefüllt. Sie gehören ins Mittelwürm, denn der Lohner Bodenkom-

*) Hierzu sei angefügt, daß die auf BUNGE (1902) und LEFFINGWELL (1915) zurückgehende Frostkontraktionstheorie durch die Arbeiten von TABER (1943) und SCHENK (1955) m.E. nicht zwingend widerlegt worden ist. Die TABER-Theorie kann z.B. die Eiskeilentstehung in nicht bindigen Sedimenten nicht erklären, worauf schon DÜCKER (1951) und KAISER (1960) hinwiesen, ohne jedoch dieses Argument gegen die genannte Theorie zu verwenden. DÜCKER (1951) ist der Auffassung, daß beim Gefrieren von Wasser in Spalten keine seitlichen Druckkräfte auftreten können, da nur ein offenes System vorliegt. Da das Einfrieren von oben beginnen wird darf m.E. doch mit der Annahme eines geschlossenen Systems und somit auch mit dem Vorhandensein von Druckkräften gerechnet werden.

Wenn die "Eisadern" als Ergebnis eines einzigen, stetigen, abwärts gerichteten Gefrierprozesses aufgefaßt werden müßten, wobei ein ständiger Zuschuß von Wasser aus dem Untergrund angenommen wird, so ist die nach unten schmaler werdende Keilform unverständlich. Eher wären dann nach unten gleich bleibende oder sogar zunehmende Dicken der Eisadern zu erwarten. Die Auffassung, Kontraktionsrisse bildeten keine polygonalen Strukturen, wird durch die Beobachtungen von WASHBURN, SMITH u. GODDARD (1963) widerlegt. Ebenfalls ist die Auffassung, in nicht bindigem Material fehlten Aufbiegungen an der Keilschulter, nicht uneingeschränkt gültig, wie sich aus den Beobachtungen von GALLWITZ (1949, Abb. 9) ergibt. Die Seltenheit von Aufpressungen steht m.E. eher in Zusammenhang mit der durchschnittlich geringeren Spaltenbreite in sandig-kiesigem Material.

Für die Beteiligung von Kontraktionsrissen bei der Eiskeilbildung sprechen auch die Beobachtungen PICARDS (1957); vgl. auch die eindrucksvolle Zusammenstellung bei FRENZEL (1959, S. 75).

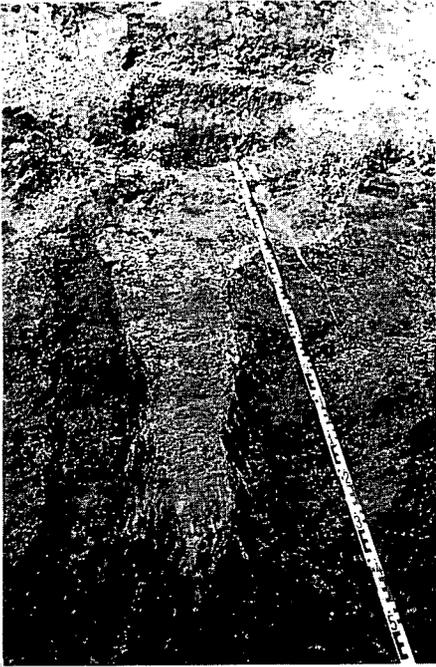


Abb. 3a Niedervellmar

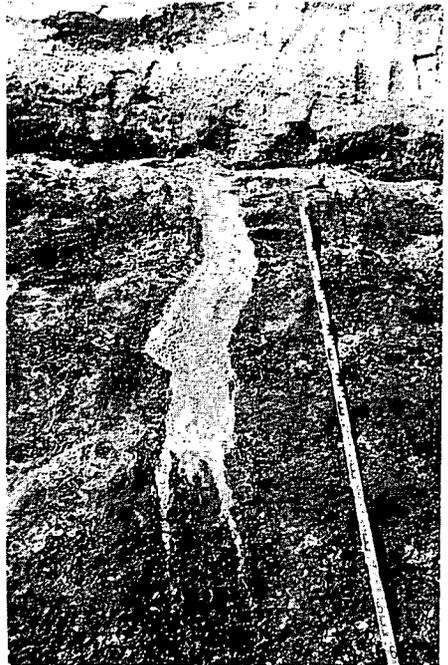


Abb. 3b

I h Ausschnitte aus Abb. 2

I i

(Maßstab mit Zentimeterteilung)

Abb. 4 (nebenstehend)

Niedervellmar, östliche Grube der Fa. Löber, Ostwand

Maßstab: 1 m

1--Eem-Boden-B-Horizont

2--Konkretionslage

3--Bleichhorizont

4--Niedervellmarer Bodenkomplex (NB) Altwürm

5, 7-Mittelwürmlöß, 6 desgl. verbraunt

8--Lohner Bodenkomplex (LB), (Paudorfer Interstadial)

9+10--wj 1 β , 11--wj 1 γ , 12--wj 2 α

Erläuterung der Symbole und Zeichen in Abb. 20 und 20 b

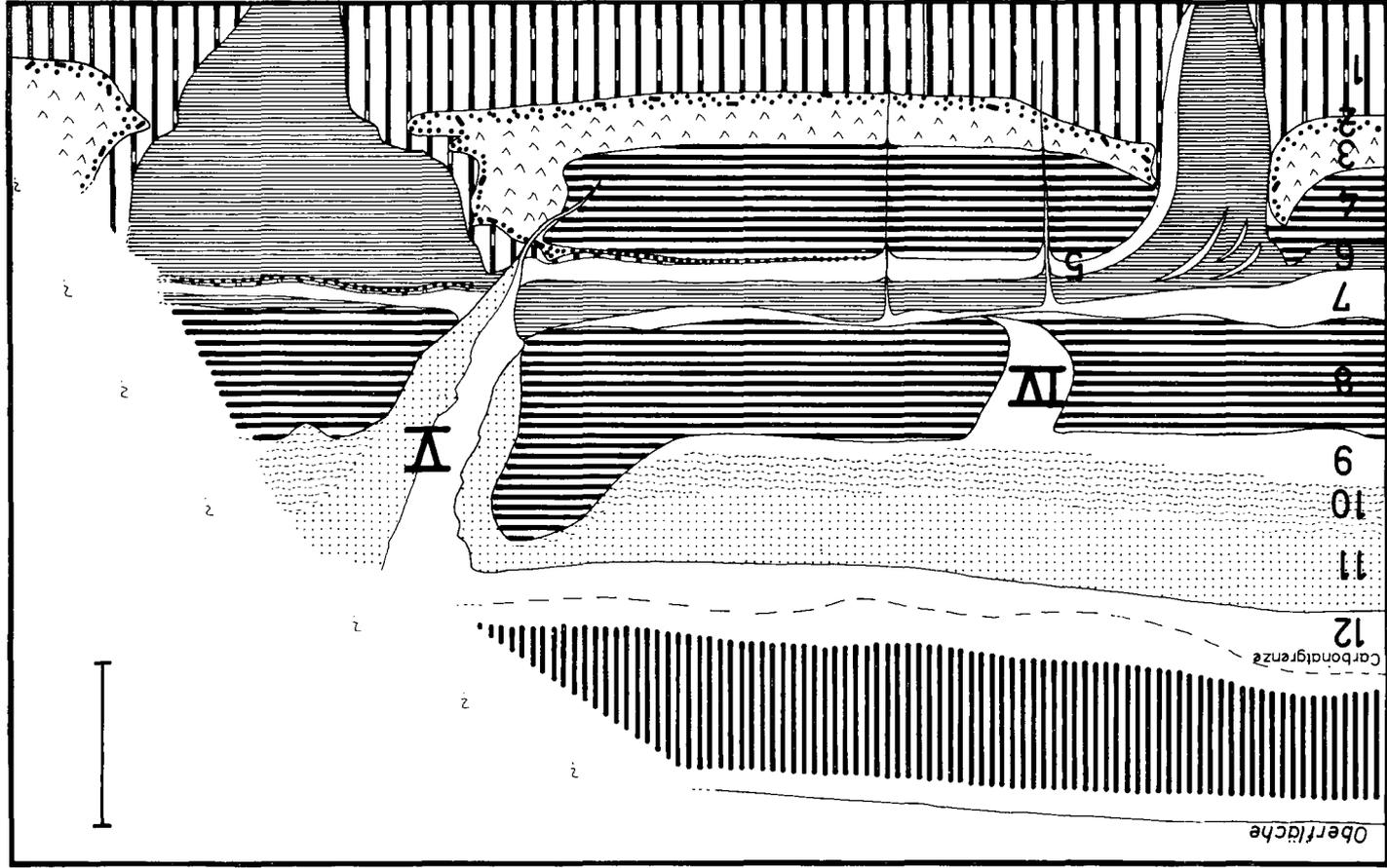
II , III , IV , V , ---Eiskeilgenerationen

ρ II

ρ III

ρ III

σ II



plex(8) des Paudorfer Interstadials zieht ungestört über die Keile hinweg. Bei Keil IIB ist der Niedervellmarer Bodenkomplex (4) an beiden Keilflanken aufgepreßt worden. Solifluidale Bewegungen nach der Eiskeilfüllung führten zu fahnenartigem Ausziehen des aufgepreßten braunen Bodenmaterials.

Eine weitergehende Gliederung ermöglichte die Untersuchung der Ostwand der östlichen Ziegeleigrube (Abb.4,5). Keile des Horizonts I fehlen hier. Die großen Keile des Mittelwürms sind dagegen gut ausgebildet (II c-d). An ihnen ist nicht nur der Niedervellmarer Bodenkomplex wie in der westlichen Grube, sondern auch der Bleichhorizont (3) samt liegender Konkretionslage (2) und der interglaziale B_t -Horizont aufgepreßt worden. Bei Keil IID wurde das aufgepreßte Material an der damaligen Oberfläche solifluidal verlagert, wahrscheinlich aber erst nach Füllung der Keile, denn über Keil IID legt sich, von rechts kommend, eine Solifluktionsschleppe von Material der Horizonte 3-1 in inverser Lagerungsfolge. Sehr eindrucksvoll ist das Aufpressen des Keilschultermaterials an Keil IIE (Abb.6) erkennbar. Das Füllmaterial der Keile II c-e besteht hauptsächlich aus mäßig verbrauchtem Mittelwürm-Löß, dem einige helle Lößschlieren eingelagert sind.

Zwei schmale Spalten (IIIA und b) sind von einer höheren Oberfläche aus gebildet worden. Sie gehören ebenfalls noch ins Mittelwürm. Außerhalb des Bereiches von Abb.2 konnte dieser Spaltenhorizont auch in der westlichen Ziegeleigrube festgestellt werden. Unklar ist, ob das die Keilhorizonte II und III voneinander trennende, verlagerte braune Bodenmaterial (6) dem "Kirchberger Boden" des Mittelwürms entspricht. Im Sammelprofil Abb.20 wurde eine genauere stratigraphische Einstufung beider Eiskeilgenerationen deshalb offen gelassen.

Der nächstjüngere Keil IV, eine zwar breite, aber wenig tief reichende Spalte, entstand im wj lß. Noch vor Bildung des wj lγ wurde sie wieder gefüllt.

Der sehr große Eiskeil V zeigt wieder Bodenaufpressung an der Keilschulter, jedoch bei diesem Exemplar nur einseitig. Da der hangende Abschnitt schon abgeziegelt ist, ließ sich eine stratigraphische Einordnung dieses Keiles nicht sicher durchführen. Vermutlich gehört er dem wj 3 an.

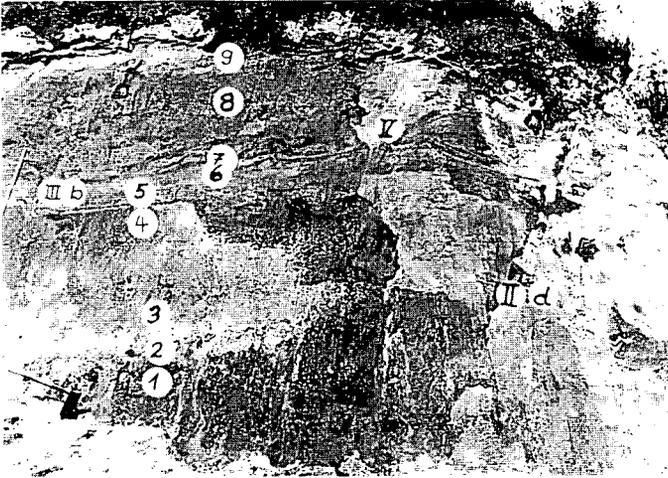


Abb.5: Niedervellmar, Ausschnitt aus Abb.4, Maßstablänge 1 m ,
Aufnahme 1963

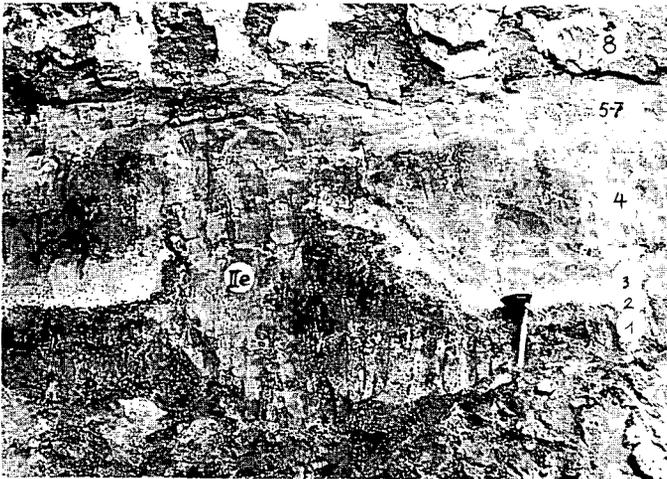


Abb.6: Niedervellmar, östl. Grube der Fa. Löber, Ostwand ,
Klappspaten : 50 cm
1 - 8 : vgl. Abb.4

II,2 B i l s h a u s e n (Eichsfeld, Abb.7 - 10)

Schon SELZER (1936) stellte hier zwei wärmzeitliche Eiskeilgenerationen fest. Weitere Beobachtungen teilte POSER (1951) mit.

Vorliegende Untersuchungen wurden an der vom Abbau verlassenen hohen Ostwand der Grube durchgeführt. Über die Stratigraphie des Eem-Altwürm-Abschnittes ist in diesem Band bereits ausführlich berichtet. Im Gegensatz zu den Verhältnissen in Niedervellmar fehlt hier heller Mittelwürm-Löß: Niedervellmarer (6) und Lohner (7) Bodenkomplex sind vollständig zusammengewachsen (Abb.7); eine genauere Abgrenzung ist nicht möglich.

Daß aber innerhalb des braunen Lehmkomplexes 6/7 eine Kaltphase, und zwar die des Mittelwürms, anzunehmen ist, belegen die Schlieren von Bleichhorizont-Material (5), welches durch Eiskeile aus dem Liegenden heraufgepreßt und sekundär solifluidal verlagert wurde.

Durch die hangabwärts gerichtete, vorwiegend laminare Bewegung wurden diese Eiskeile in starkem Maße verzerrt, so daß im einzelnen nicht mehr zu erkennen ist, von welcher Oberfläche sie ansetzen. Ebenfalls erscheint nicht sicher, ob sie sämtlich streng gleichaltrig sind, dem komplizierten Aufbau nach zu urteilen, wird man die Entstehung bzw. Füllung von Keil Id *) kaum als einphasig auffassen können.

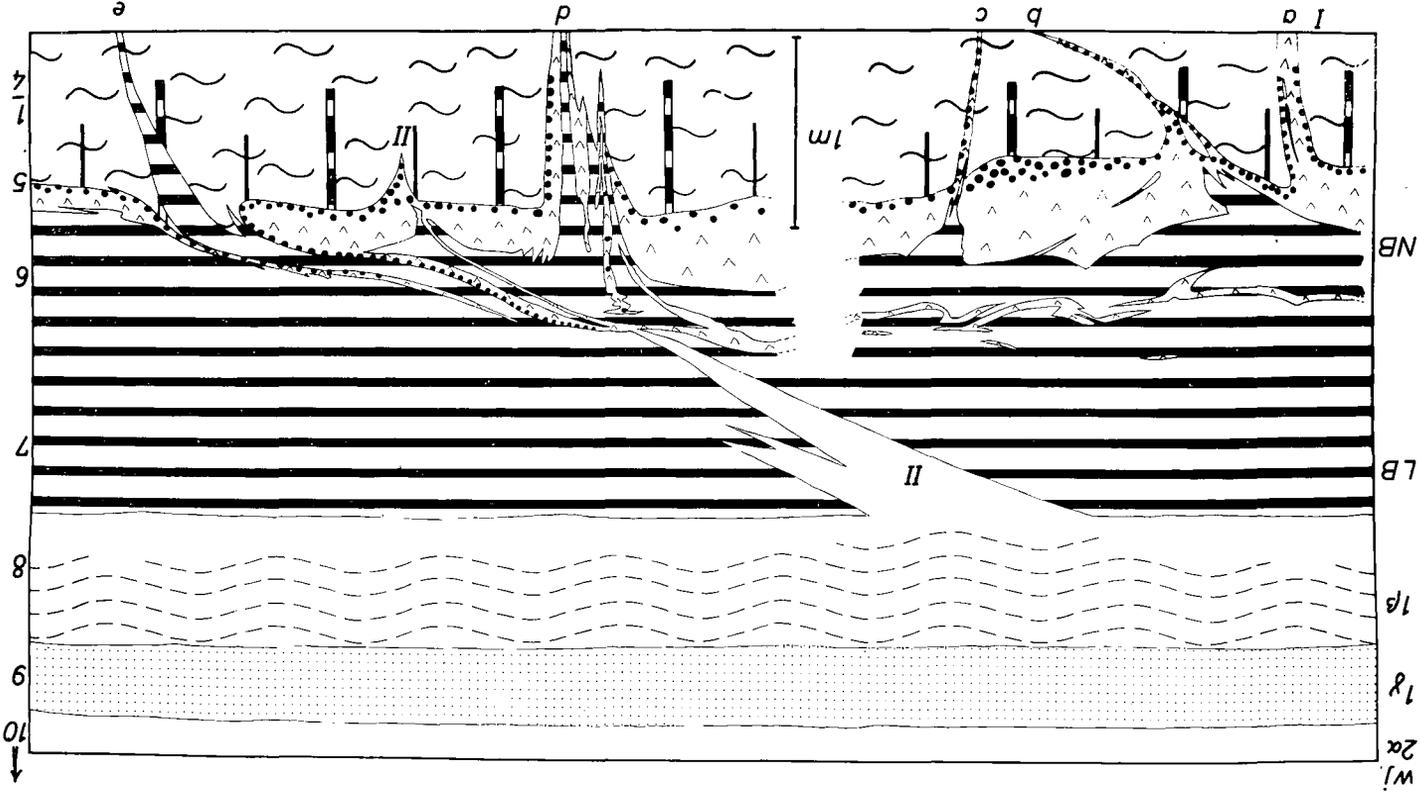
Wie aus Abb.7 zu ersehen ist, unterscheiden sich die Keile derselben Generation in ihren Füllungen erheblich. Wie in Niedervellmar wird dies auf rein lokale Umstände zurückgeführt. Da die Aufschlußwand der Abb.7 nicht senkrecht ist, sondern eine Neigung von 50-60° besitzt, werden die einzelnen Spaltenzüge des Keilnetzes natürlich sehr unterschiedlich angeschnitten. So dürfen die Keile I a-c + e ebenso wie Id annähernd senkrecht stehen, nur verlaufen sie in unterschiedlichen Winkeln zur etwa N - S streichenden Aufschlußwand.

*) Die Bezifferung der Keilgenerationen erfolgt für jeden Aufschluß getrennt. Bilshausen I entspricht z. B. sicher nicht Niedervellmar I, sondern vermutlich Niedervellmar II

Zu nebenstehender Abbildung: Abb.7: Bilshausen, Ostwand, Maßstablänge 1 m

| | | |
|--|-----------------------|---------|
| 1-4 -Solifluktuationsmaterial aus Eemboden | 7-Lohner Bodenkomplex | |
| 5 -Bleichhorizont | 8-wj 1ß | 9-wj 1γ |
| 6 -Niedervellmarer Bodenkomplex | 10-wj 2α | |

Abb.7: Bilshausen, Ostwand



Sehr spitz angeschnitten ist der jungwürmzeitliche Keil II, der wie der Keil Niedervellmar IV ins wj 1 gehört. Auch hier fehlen randliche Aufpressungen.

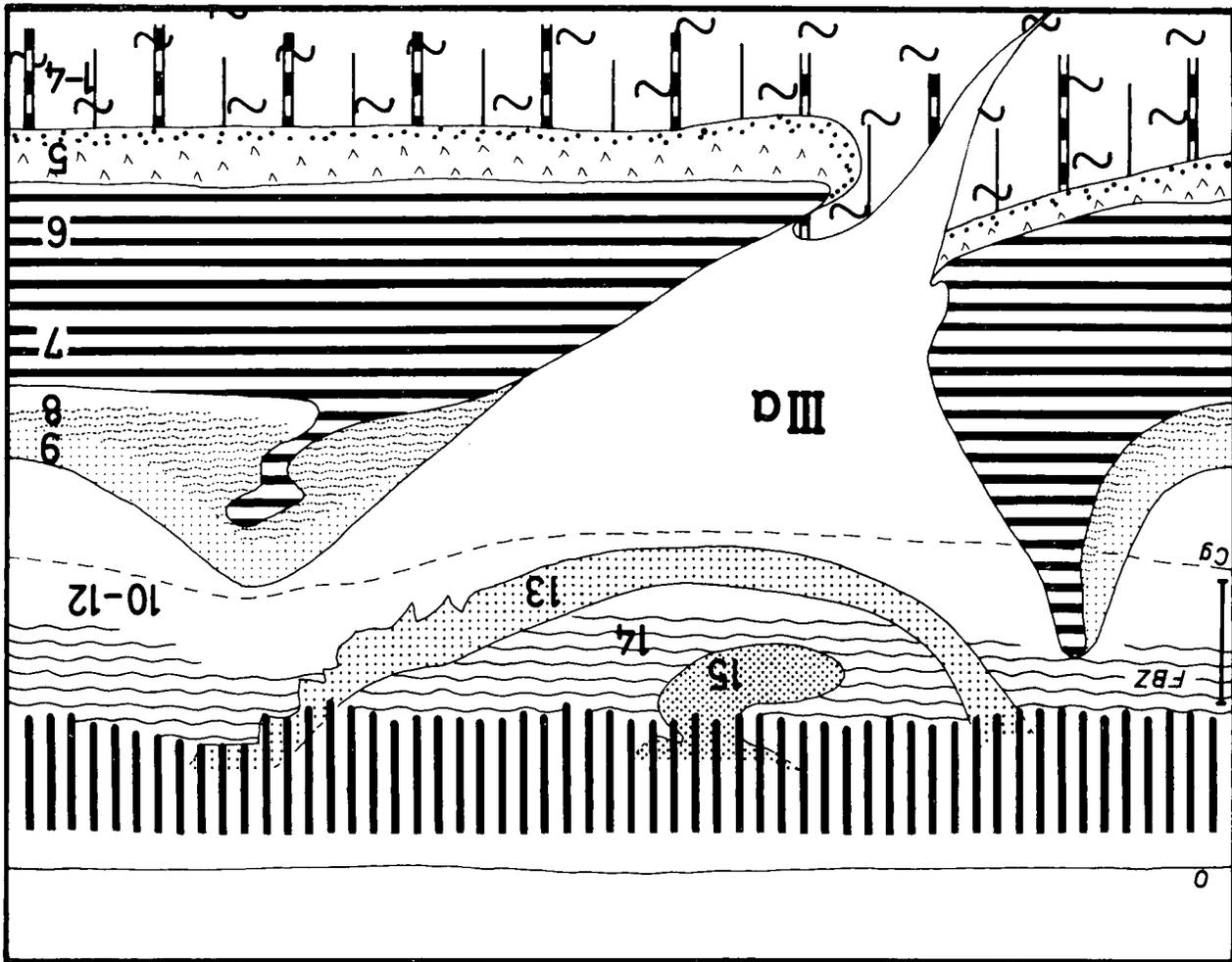
Außerordentlich stark dagegen sind die Keilschultern bei dem wesentlich tieferen Keil IIIa (Abb. 8) aufgebogen. Die extrem große obere Öffnung des Keiles erklärt sich durch den schrägen Anschnitt. Die Füllung dieses Keiles erfolgte vor der Bildung von wj 3δ (Strate 13). Damit soll nicht gesagt sein, daß in der kurzen Wärmeschwankung, die zur Bildung dieses Bodens führte, auch schon die untersten Keilpartien aufgeschmolzen waren. Die Deformation des Bodens wj 4β kann nur durch ein nachträgliches Tieftauen erklärt werden. Daraus ergibt sich, daß die steilwandige Sackungsmulde des Bodens wj 3δ subterran entstanden ist.

Ein benachbarter, ungefähr senkrecht geschnittener Keil (IIIb) derselben Generation wurde in Abb. 9 dargestellt. In Tiefe, oberer Weite und Intensität der randlichen Aufpressung ist er III a sehr ähnlich. Die Füllung erfolgte ebenfalls zwischen wj 2β und wj 3δ (13). Bemerkenswert ist hier eine sekundäre, recht tief reichende, aber wesentlich schmalere Spalte, die lediglich mit wj 3δ -Material gefüllt ist. Da sie keinen jüngeren wj 4α -Löß enthält, der jetzt im Hangenden direkt anschließt, muß sowohl ihre Bildung als auch ihre Füllung innerhalb eines relativ kurzen Zeitraumes von der Oberfläche des wj 3δ -Bodens aus erfolgt sein. Sekundärspalten dieser Art wurden auch in weiteren Keilen dieser Generation festgestellt, wie z.B. in Abb. 10, 11, 12.

Zu nebenstehender Abbildung

Abb. 8 : Bilshausen , Ostwand , Maßstablänge: 1 m

- 0 -- Oberfläche
- FBZ -- Flecken-Bänder-Zone
- Cg -- Carbonatgrenze
- 1 - 10 -- vgl. Abb. 7
- 10 - 12 -- wj 2α - wj 3α-γ ungegliedert
- 13 -- wj 3δ
- 14 -- wj 4α
- 15 -- wj 4β



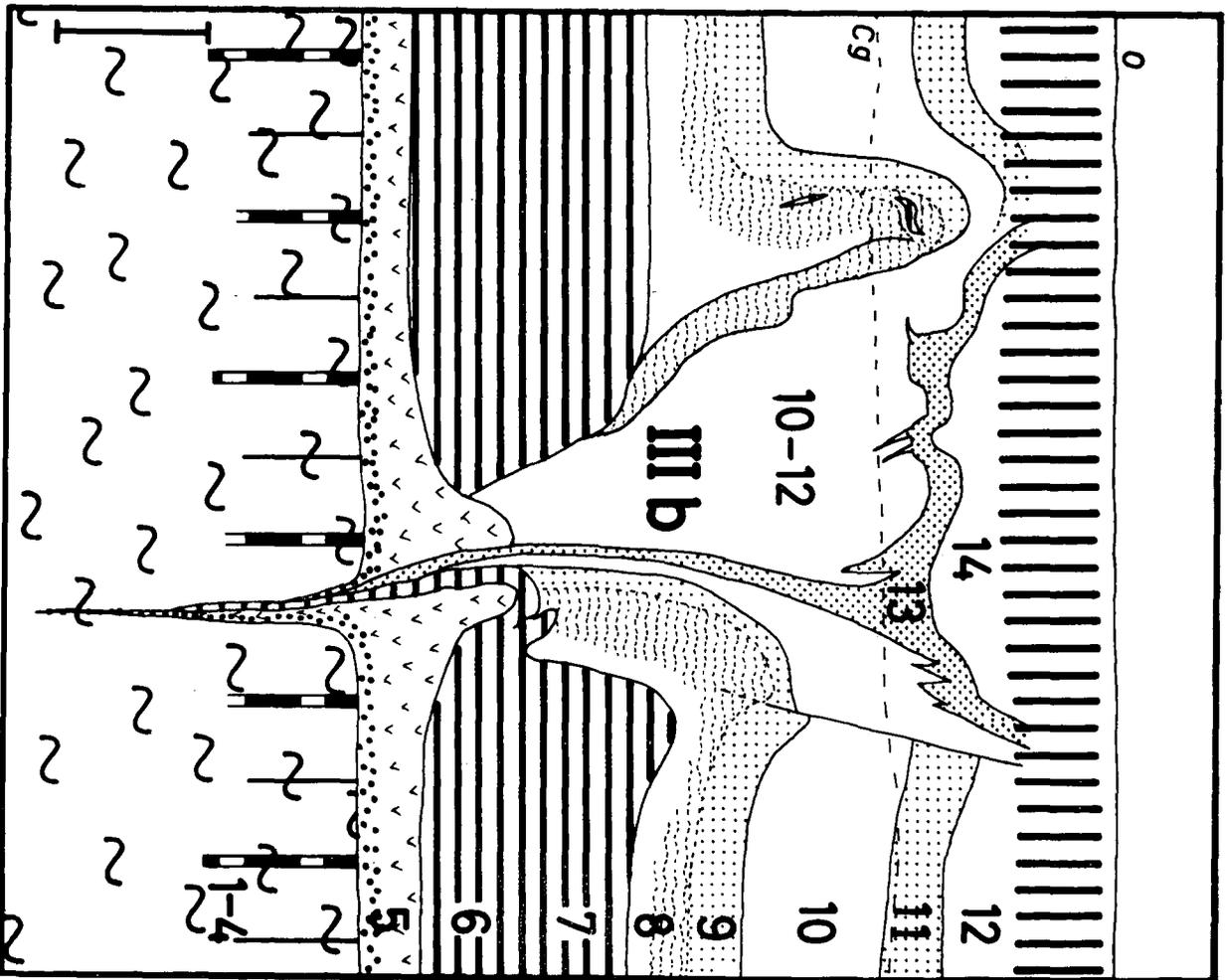




Abb.10: Bilshausen, Südostwand, Maßstab mit
20 cm-Teilung,
Legende vgl. Abb.7 und 8

Zu links nebenstehender Abbildung

Abb.9: Bilshausen, Ostwand, Maßstablänge:
1 m
Legende : vgl. Abb.7 u.8

II , 3 G r o ß e n r i t t e (südwestl. Kassel, Abb.11-16)

In Abb. 11 ist der Kreuzungsbereich von zwei Spaltenzügen (Ia u. Ib) desselben Eiskeilnetzes dargestellt. Dieses gehört, wie schon der Horizont Bilshausen III, dem wj β an. Auch hier ist, jedoch **nur** in dem in der Abbildung rechten Keil, eine Sekundärspalte ausgebildet, die mit wj β δ-Material gefüllt wurde. Sodann ist eine noch jüngere Spalte (II) vorhanden. Allerdings ist nicht auszumachen, von welcher Oberfläche sie ansetzte, da infolge der holozänen Bodenbildung in der obersten Lößdecke keine pleistozänen Strukturen mehr zu erkennen sind.

In Abb. 12 ist ein weiteres Beispiel der Keilgeneration I dargestellt. Hier konnte ein System von Bewegungsflächen beobachtet werden, welches auch in den wj4 - Löß hineingreift. Die weitgehend symmetrische Ausbildung des Scherflächennetzes deutet auf einen Sackungsherd im Bereich des Eiskeiles hin. Die Sackung deformierte das Tuffbändchen und den Horizont wj 2 β in gleicher Weise wie den Boden wj β δ. Die Sackungsmulde des wj β δ ist also auf die späteren Nachbewegungen beim Tieftauen zurückzuführen. Das entspricht vollkommen den anhand des Keiles Bilshausen IIIa (Abb.8) getroffenen Schlußfolgerungen^{*}).

Die auch bei dem Keil der Abb.11 festgestellte Sekundärspalte aus wj β δ-Material ist sicher vor der nachträglichen Sackung entstanden.

Anfängliche Erwägungen, daß aus dem kuppelförmigen Umbiegen der vertikalen Scherflächen eine nach oben gerichtete Bewegung im Sinne einer kurzfristigen Keil-Reaktivierung zu erschließen sein könne, wurden nicht bestätigt. Es konnten stets nur Anzeichen für ein Absinken des Keilinneren gefunden werden. Aufgepreßt sind, wie üblich, nur die Keilschultern (Hor.9).

Vor Aufstellung der detaillierten Lößstratigraphie wurde im Herbst 1960 beim erstmaligen Besuch dieser Ziegeleigrube ein Keil (Abb.13) aufgenommen, der sicher ins Jungwürm gehört, aber nachträglich nicht näher eingeordnet werden kann. Als nur einmal beobachtete Besonderheit weist er einen breiten sekundären Keil (vgl. BRÜNING, 1964) mit Füllung aus hellem Löß auf. Womöglich liegt hier

^{*}) Wie aus dem Scherflächenbild zu entnehmen ist, entstand hier durch die Sackungsbewegungen kein "Thermokarst"-Erdfall.

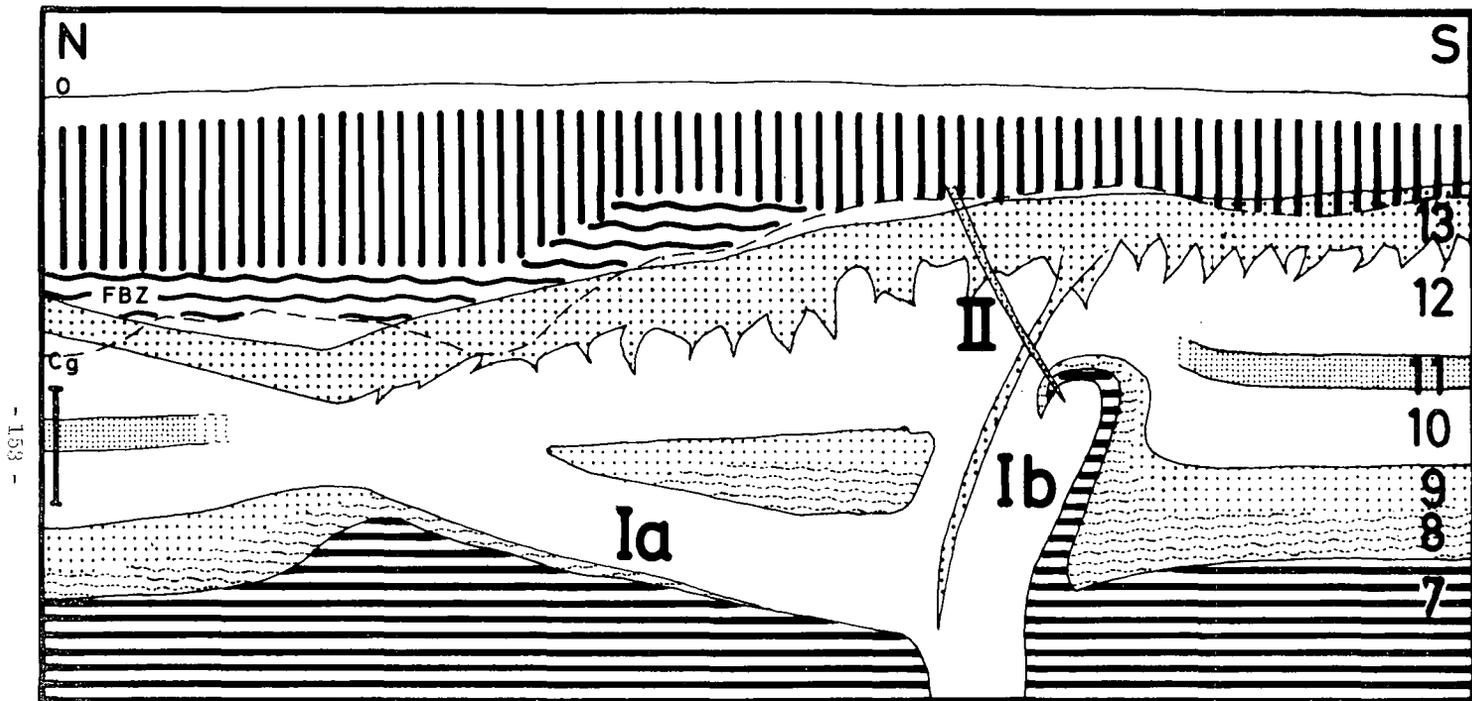


Abb.11: Großenritte, Ostwand, Maßstablänge 1m

- | | |
|----------------------------|--------------------------------|
| 0 -- Oberfläche | 9 -- wj 1 γ |
| FBZ -- Flecken-Bänder-Zone | 10 -- wj 2 α |
| Cg -- Carbonatgrenze | 11 -- wj 2 β |
| 7 -- Lohner Bodenkomplex | 12 -- wj 3 α - γ |
| 8 -- wj 1 β | 13 -- wj 3 δ |

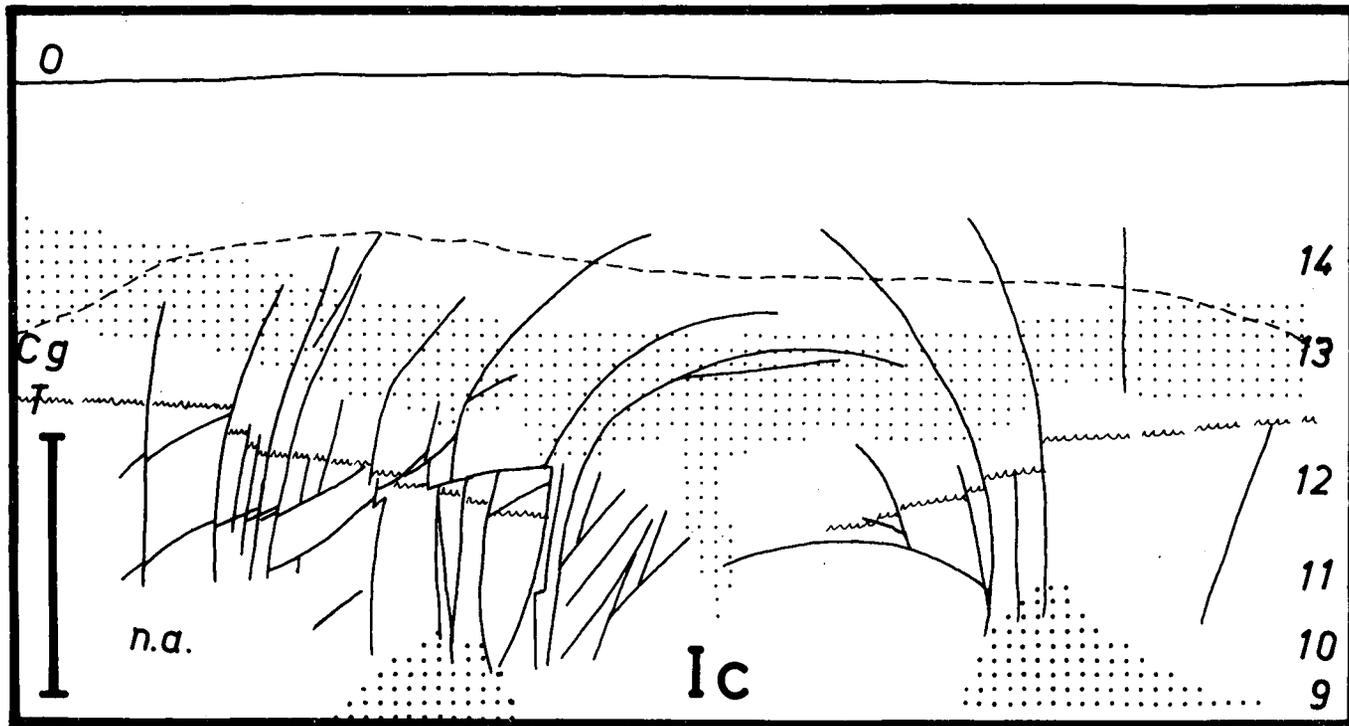


Abb.12: Großenritte, Ostwand
Maßstablänge 1 m
Legende : vgl. Abb.11

14 -- wj 4α

Scherflächensystem durch Tieftauen eines wj3 - Eiskeiles
(mit Sekundärspalte im wj4.(?))

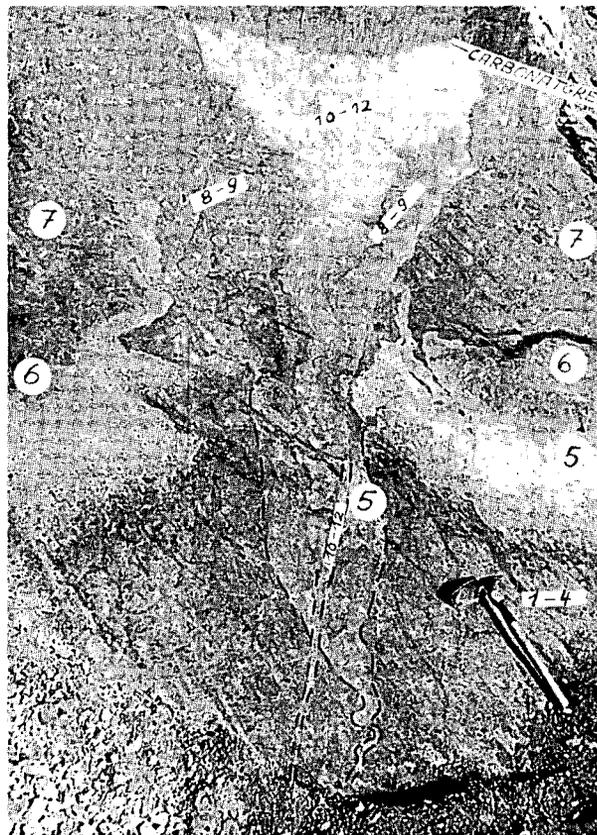


Abb.13: Großenritte, Nordwand

Klappspatenlänge 50 cm

- | | | |
|------|------------------------|----------------------|
| Cg | -- Carbonatgrenze, 1-4 | -- Eemboden-B-Hor. |
| 5 | -- Bleichhorizont | 6 -- Niedervellmarer |
| 7-12 | -- vgl. Abb. 11 | Bodenkomplex |

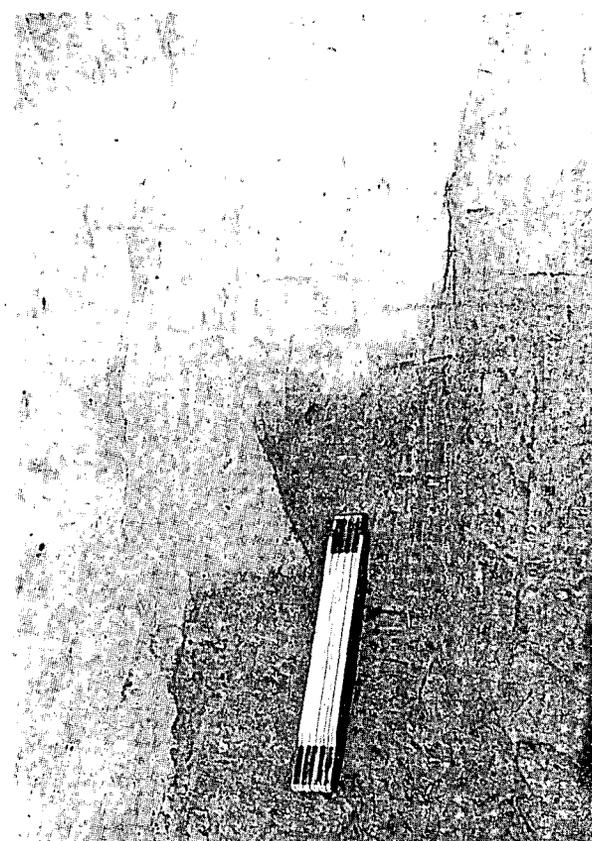


Abb.14: Ausschnitt aus Abb.13,

linke Keilschulter,
Maßstablänge 20 cm

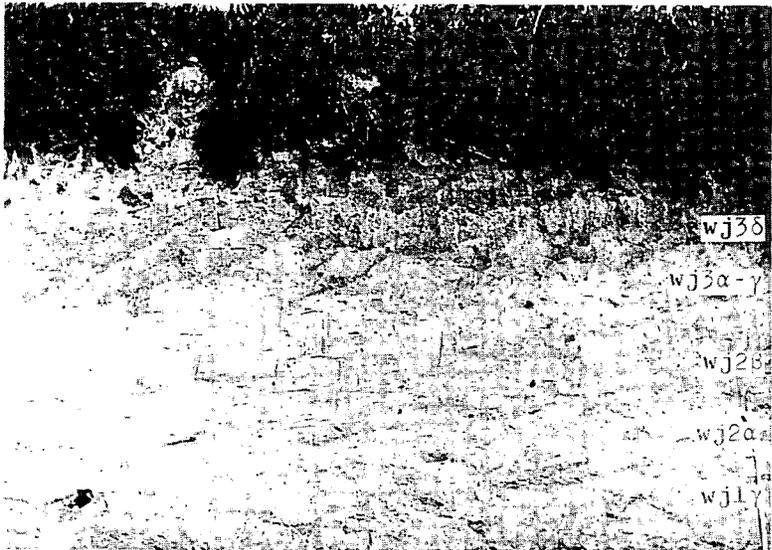


Abb.15:Großenritte,Ostwand.-Maßstablänge 1 m ;
nach rechts an Abb.11 anschließend.
Legende: vgl.Abb.11
oberer Teil des Bildausschnitts bewachsen



Abb.16:Großenritte , Ostwand , Ausschnitt aus
Abb. 11 (Mittelteil), Maßstab mit 20cm-
Teilung, Legende: vgl. Abb.11

der Fall einer Überlagerung zweier verschiedener Eiskeilgenerationen vor (evtl. wj2 und wj3).

Während bei der Keilfüllung das Nebengestein in tieferen Partien sehr oft plastisch verformt wurde, ist in oberen Profilteilen eine blockartige Struktur verbreitet, wie sie z.B. in Abb.14 zu erkennen ist. Die Grenzen der einzelnen Lößblöcke sind durch Eisen-Mangan-Imprägnierungen (Bewegungsflächen als Sickerwasser-Leitbahnen) in Form dünner Säume kenntlich^{*}). Diese Unterschiede sind vermutlich darin begründet, daß der Löß bei der Keilfüllung in den oberen Partien schon ausgetrocknet war, in den unteren jedoch noch einen größeren Wassergehalt besaß (vgl. BRÜNING 1964).

Bemerkenswert in Großenritte sind Kleinspalten an der Unterkante des wj 38 (Abb.11,15,16). Sie sind mit Material dieses Bodens gefüllt, und zwar bis in etwa 40-70 cm Tiefe. Aber auch darunter sind die liegenden Schichten noch etwas deformiert. In Abb.15 ist zu erkennen, daß es sich wahrscheinlich um zwei einander überschneidende Kleinkeil-Horizonte handelt.

II , 4 V o l l m a r s h a u s e n (südöstl.Kassel, Abb.17,18)

Auch in dieser Ziegeleigrube wurden nur jungwürmzeitliche Eiskeile angetroffen. Die in Abb.17 enthaltene Keilgeneration II gehört ins wj3. Das Tuffbändchen ist noch von Deformation infolge der Keilfüllung stark betroffen worden. Der Boden wj 38 zieht - nur etwas eingedellt - über den Keil hinweg. 1965 konnte an der gleichen Aufschlußwand ein großer Keil der wj2 - Generation aufgefunden werden (nicht abgebildet)

Wie in Großenritte, so gibt es auch hier eine noch jüngere Keilgeneration (III), die hier in die nach oben nicht abgrenzbare Kaltphase wj5 gestellt wird, weil die schmalen Keile den Boden wj 48 durchschlagen. Der wj 38 besitzt wie in Großenritte die beschriebenen Kleinkeile, allerdings in etwas anderer Ausbildung (Abb.18). In der Nordecke der Grube waren Kleinkeile auch im wj 28 festzustellen.

^{*}) Auch das Bewegungssystem in Abb.12 ist in gleicher Weise imprägniert.

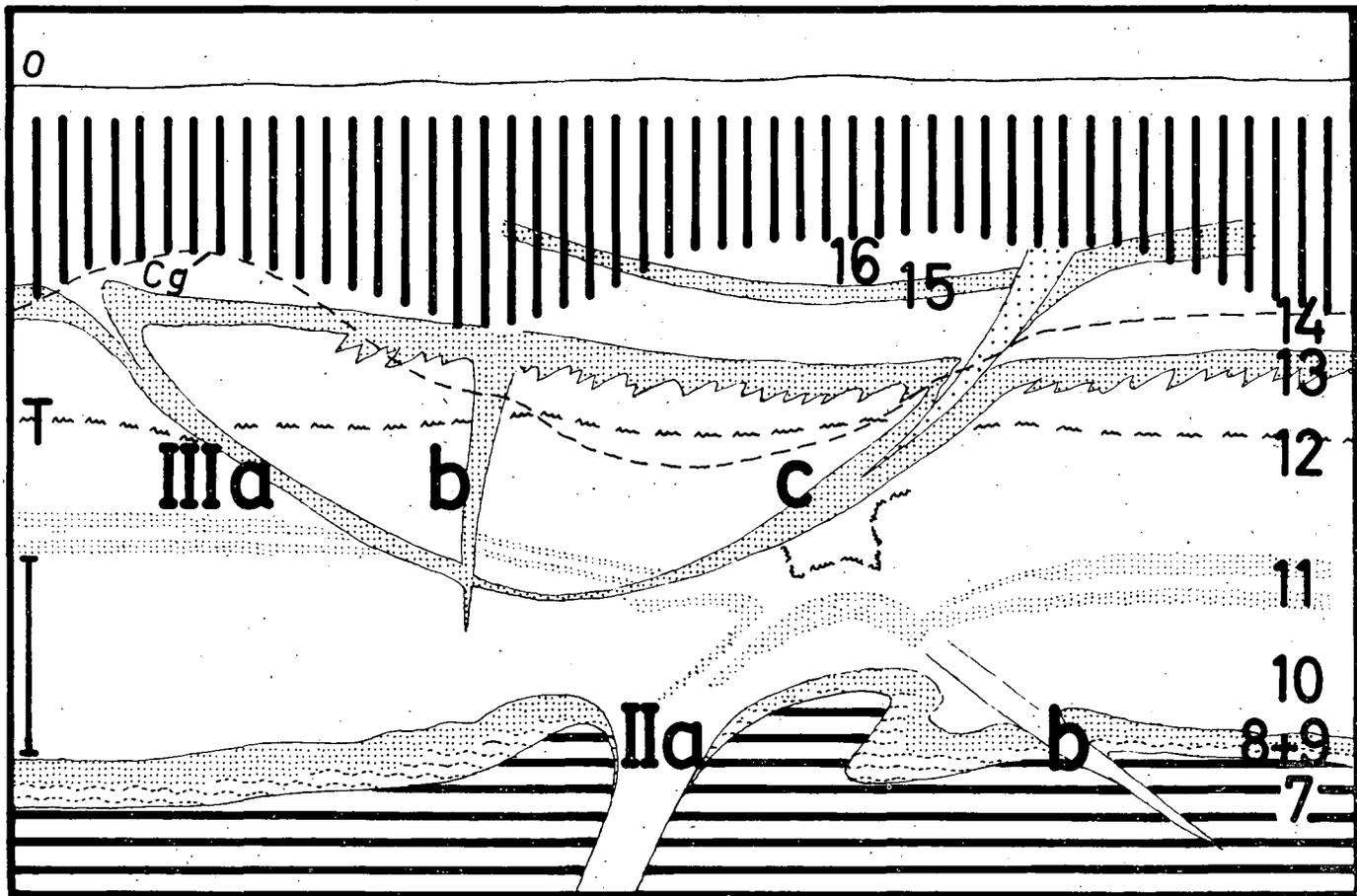


Abb.17: Vollmarshausen, Nordwand, Maßstablänge 1m

- | | |
|--------------------------|--------------------------------|
| 7 -- Lohner Bodenkomplex | 8 -- wj 1 β |
| 9 -- wj 1 γ | 10 -- wj 2 α |
| 11 -- wj 2 β | 12 -- wj 3 α - γ |
| 13 -- wj 3 δ | 14 -- wj 4 α |
| 15 -- wj 4 β | 16 -- wj 5 |
- 0 -- Oberfläche, Cg -- Carbonatgrenze
T -- Tuffband

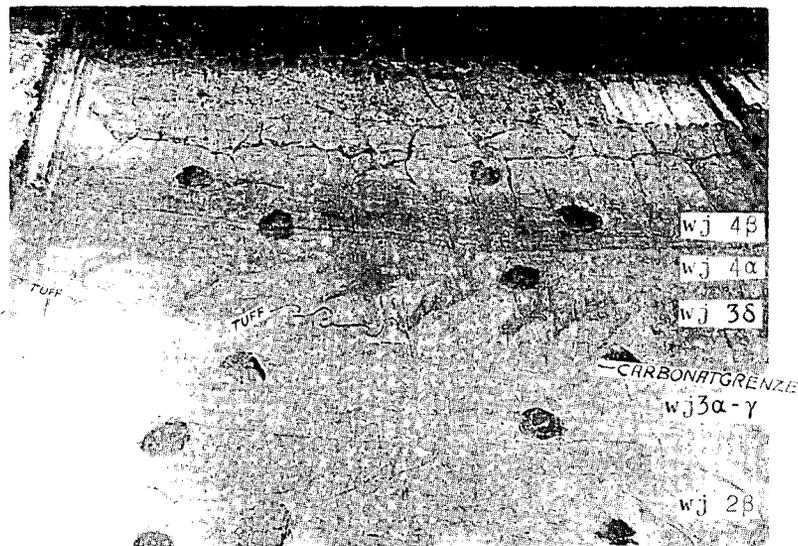


Abb.18: Vollmarshausen, Nordwand, Maßstab mit 20 cm-Teilung, Legende: vgl. Abb.17

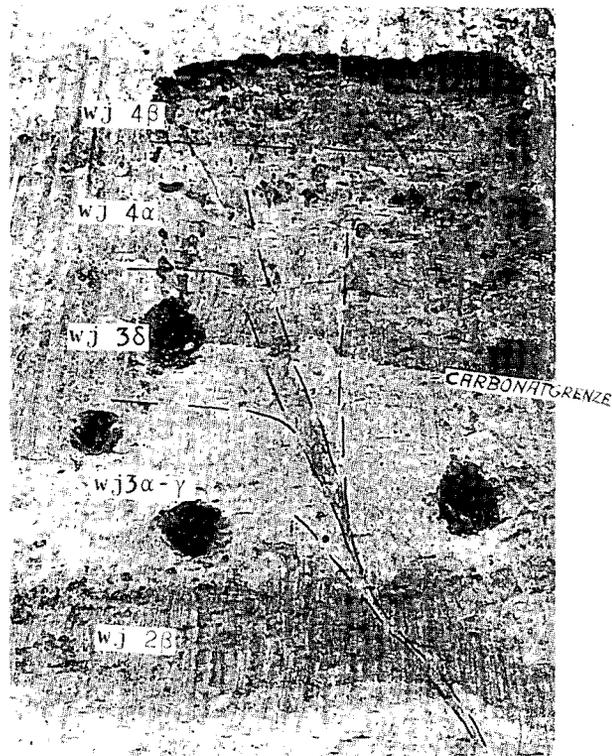


Abb.19: Hofgeismar, östl. Grube, Maßstab mit 20 cm-Teilung, Legende vgl. Abb.17

II , 5 H o f g e i s m a r (nördl.Kassel,Abb.19)

In der östlichen der beiden Ziegeleien wurde ein Eiskeil angetroffen, der den wj 3 δ noch durchbricht, vom wj 4 β aber noch überlagert wird. Er gehört demnach ins wj 4 (Abb.19).

II , 6 H a t t o r f

In der Lößgrube am westlichen Ortsausgang fand B.Meyer, Göttingen einen Keil, der dem wj 2 angehört. Bei einem späteren gemeinsamen Profilbesuch konnte ein weiterer Keil derselben Generation angetroffen werden (nicht abgebildet). Dessen Füllung erfolgte nach Ausbildung des schwachen Rostfleckensbandes innerhalb des wj 2 α und vor Bildung des wj 2 β . In beiden Böden des wj 2 β ist hier je ein Kleinkeilhorizont vorhanden (nicht abgebildet). Außerdem wurden in Hattorf Keile der wj1- und der wj3- (oder einer jüngeren?)-Generation gefunden.

II , 7 K i r c h b e r g (südlich Kassel)

In der Nordecke der hohen Westwand der Ziegeleigrube wurde ebenfalls ein Keil der wj2-Generation angetroffen (nicht abgebildet).

III DIE EISKEILHORIZONTE

Die im Abschnitt II beschriebenen Eiskeile sind in Abb.20 zusammengestellt worden.

III , 1 Im Arbeitsgebiet konnte keine sicher a l t w ü r m - z e i t l i c h e Eiskeilgeneration aufgefunden werden. Lediglich die Generation Niedervellmar I könnte ins wal gehören. Dagegen konnten RUSKE u. WÜNSCHE (1964, Tab.3) im Saale-Unstrut-Gebiet (Braunkohlentagebau Roßbach) zwei Spaltengenerationen innerhalb des Humuszonenabschnittes feststellen.

III , 2 Das Mittelwürm enthält mindestens zwei Spaltengenerationen. Es war jedoch nicht zu ermitteln, wie sie stratigraphisch zum "Kirchberger Boden" stehen. Die schmalen Spalten sind nur in Niedervellmar gefunden worden (dort Generation III), allerdings in beiden Gruben, d.h. an über 100 m von einander entfernten Fund-

punkten.

III , 3 Am häufigsten treten Eiskeile im mächtigen und sehr gut aufgeschlossenen J u n g w ü r m abschnitt auf, und zwar ist es so, daß jeder der bisher ausgeschiedenen 5 Kaltphasen eine Spaltengeneration entspricht. Bei weitem am häufigsten sind die Keile des wj3. In den anderen Kaltphasen waren Eiskeile offensichtlich weniger verbreitet. Jungtundrenzeitliche Keilspalten (vgl. FRECHEN u. ROSAUER, 1959) konnten nicht festgestellt werden, da zur Unterscheidung notwendige Sedimentfolgen (z.B. Laacher Bims) im Untersuchungsgebiet zu selten sind.

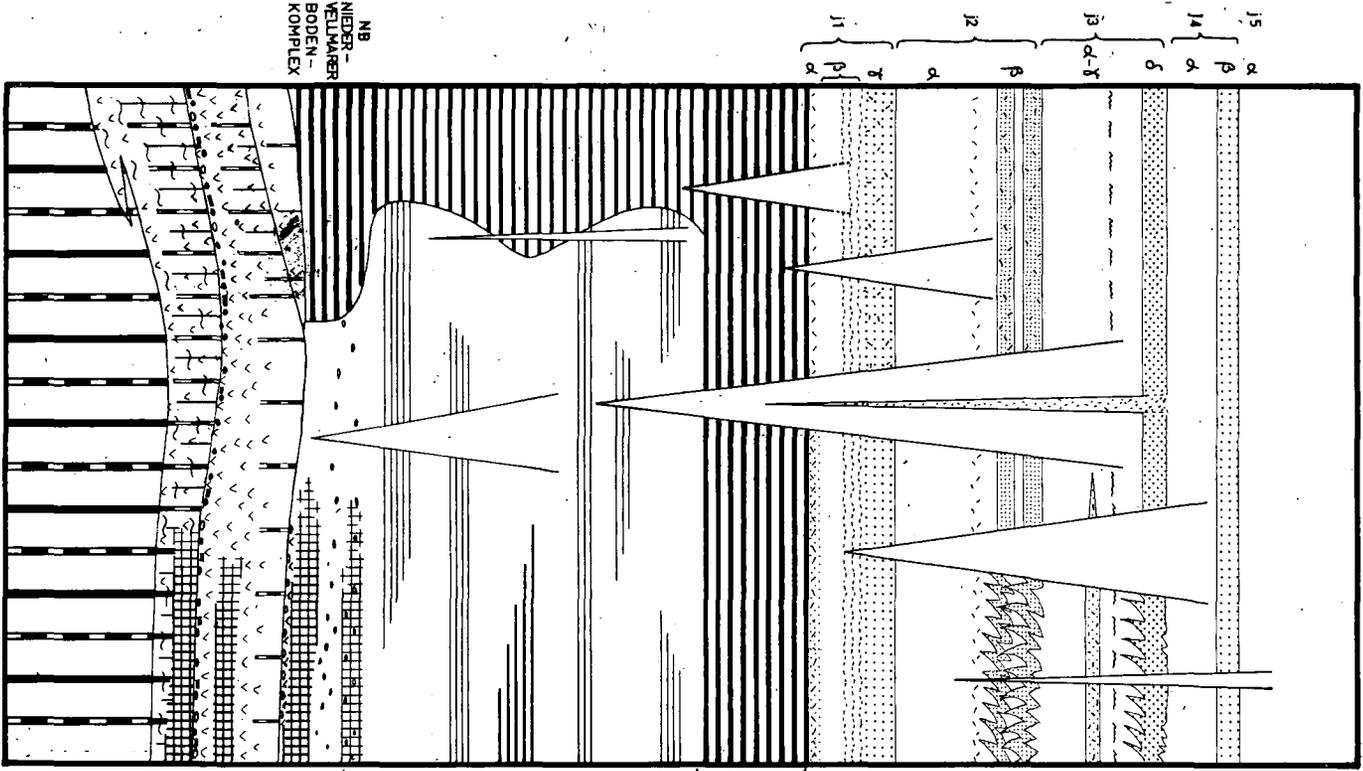
III , 4 Größe und Häufigkeit der Eiskeile

Bekannt ist, daß Keile derselben Generation recht verschiedene obere Weiten und gegenseitige Abstände besitzen können bei ähnlicher Tiefererstreckung (vgl. JOHNSON, 1964, Fig. 1). nach den mir vorliegenden Beobachtungen erscheint es gerechtfertigt zu betonen, daß es auch generationsspezifische Charakteristika gibt.

So sind die wj3-Keile stets am größten, sie besitzen Tiefen über 6 m und obere Öffnungen von mehr als 2 m. Die Keilschultern sind in der Regel sehr stark aufgepreßt. Die Maschenweite des Keilnetzes beträgt - soweit sich das aus dem Keilabstand an den Aufschlußwänden beurteilen läßt - in der Regel 15 - 20 m.

Die selteneren Keile des Mittelwürms (Niedervellmar II), sowie des wj2 und wj4 können als mittelgroß bezeichnet werden. Ihre Tiefe beträgt 2 - 4 m bei einer oberen Öffnung von 50-100 cm und einer in der Regel unter 10 m betragenden Maschenweite. Randliche Schichtaufpressungen sind gut ausgebildet. Schmalere und ebenfalls recht selten sind die wj5-Keile. Ihr Tiefgang beträgt kaum 2 m, randliche Aufpressungen fehlen. Die Maschenweite der wj5-Generation ist sehr gering (2-5 m). Zu diesem Formtyp ist auch die ältere Keilgeneration Niedervellmar I zu zählen.

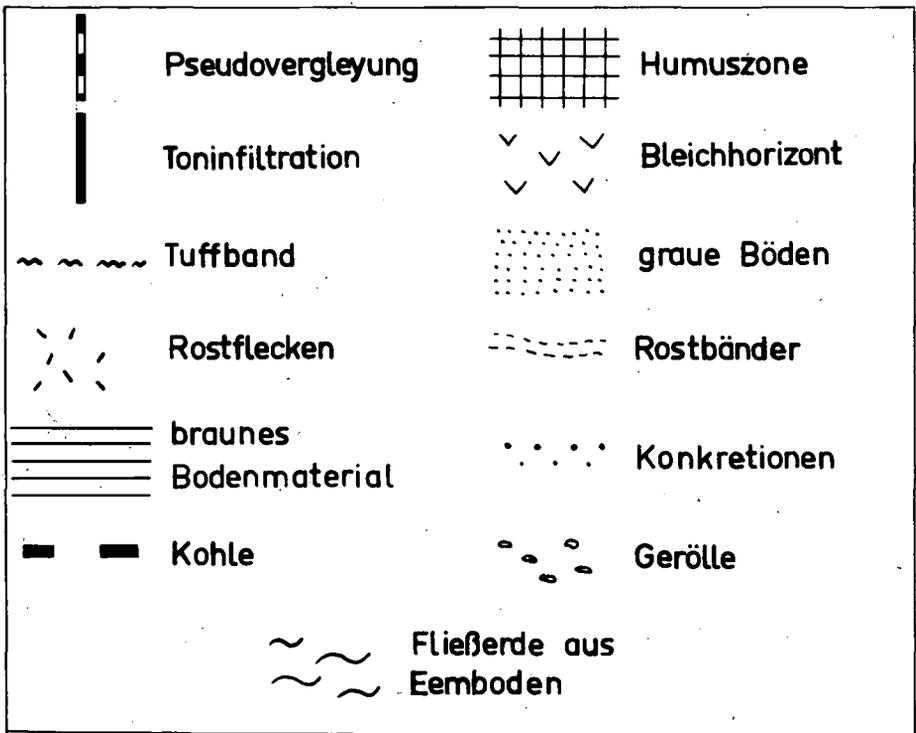
Die wj1-Keile wurden bisher nur vereinzelt gefunden. Nun wird aus der Arktis wiederholt von Eiskeilnetzen mit über 50 m Maschenweite berichtet. Sollten solche Verhältnisse im wj1 vorgelegen haben, so wird man in einer Grube auch nicht mehr als 1 oder 2 Keile derselben Generation erwarten können. Ein isoliertes Auftreten einzelner Keile in kleineren Aufschlüssen spricht also nicht gegen die ehemalige Existenz eines Eiskeilnetzes. Natürlich wird letzteres durch diese Überlegung



E E M ALTWÜRM (wa) MITTELWÜRM (wm) J U N G W Ü R M (wj)

Abb.20: Sammelprofil für Südniedersachsen und Nordhessen mit Eiskeilgenerati-
onen.

Legende:



nicht bewiesen.

Zur Erklärung der aufgezeigten Unterschiede wird man zunächst an klimatische Verschiedenheiten denken, in zweiter Linie aber auch daran, daß die Dauer einer Kaltphase von Einfluß gewesen sein wird^{*)}.

Zweifellos hat im wjß die größte Neigung zur Ausbildung von Eiskeilen bestanden. Man findet hier Keile auch an Standorten, die vorher und hinterher keine Spalten aufwiesen. Die große Tiefe dieser Keile verdient bei von der Oberfläche ausgehenden Temperaturwirkungen allergrößte Beachtung. Schließlich wird man erwarten, daß die Bildung sehr breiter Keile mehr Zeit erforderte als schmalere Formen wie etwa Niedervellmar I oder Vollmarshausen II.

Im einzelnen dürfte es aber zu früh sein, die Wirkung einzelner Faktoren gegeneinander abwägen zu wollen. Man muß nämlich in Rechnung stellen, daß es nicht nur ausreichender Kältespitzen bedarf. Auch die von dem Humiditätsgrad des Klimas mittelbar abhängigen Bodenfeuchteverhältnisse müssen zur Ausbildung eines Eisspaltennetzes optimal sein (vgl. FRENZEL, 1959, S. 1012).

IV ZUM KLIMAGANG DER WÜRM-KALTZEIT

Nach allgemeinem Consensus darf aus gut ausgebildeten Eiskeilen auf Dauerfrostboden während der Bildungszeit geschlossen werden. WASHBURN, SMITH u. GODDARD (1963) berichten zwar über "frost cracking in a middle-latitude climate" in einem besonders schneearmen und kalten Winter mit einer Frosteindringtiefe von 1,40 - 2,00 m^{**}). Dabei handelt es sich aber um sehr schmale Spalten, wie die Autoren ausdrücklich hervorheben.

In der Regel ist aus der Existenz einwandfrei würmzeitlicher Eiskeile geschlossen worden, daß während der gesamten letzten Kaltzeit Dauerfrostboden in Mitteleuropa bestand. In Anbetracht des hier vorgelegten Materials über mehrfache Eiskeilbildung wird

^{*)} Substratunterschiede als dritten, sehr wesentlichen Faktor kann man hier in erster Näherung ausklammern, da es sich in jedem Fall um Löss handelt, der allerdings wegen der eingelagerten Paläoböden nicht absolut gleichwertig ist.

^{**}) normal für Hanover, New Hampshire, sind 0,60 - 0,90 m.

man folgern dürfen, daß nur in gewissen Perioden der letzten Kaltzeit im Untersuchungsgebiet Dauerfrostboden bestand. Diese Aussage gilt jedoch nur für die oberflächennahe Zone. Für den Bereich unter den tiefsten Eiskeilen (6-10 m) ist ohnehin noch kein Beweis für oder gegen eiszeitlichen Dauerfrostboden erbracht worden. *)

In den z.T. kurzen Warmphasen hat also auch im oberflächennahen Bereich kein Dauerfrostboden bestanden, denn in ihnen erfolgte Austauen und Spaltenfüllung (**). Dabei sei nachdrücklich hervorgehoben, daß hier die Feststellung der Eiskeilfüllung und nicht lediglich das Fehlen von Eiskeilen für Schlußfolgerungen über das Nichtvorhandensein von Permafrost benutzt wird.

Die Keile setzen stets im oberen Abschnitt des zugehörigen Lößpakets an. Das läßt jedoch keinen Schluß auf ihre genaue Bildungszeit zu, denn sie könnten auch zu Beginn der jeweiligen Kaltphase entstanden und mit dem akkumulierten Löß hochgewachsen sein. Die Füllung erfolgte stets kurz vor der nächstfolgenden Bodenbildung, d.h. zu Beginn der Warmphase, als ein Boden noch nicht ausgebildet war. Der Boden zieht über den Keil hinweg, kann aber Sakkungsmulden aufweisen, wenn das Tieftauen nicht in einer Warmphase erfolgte.

Die Nachbewegungen bei den wj3-Keilen deuten darauf hin, daß während der Bodenbildungsphase wj3δ in mehreren Metern Tiefe (4 m ?) noch Dauerfrostboden erhalten blieb. Wahrscheinlich verdanken die mehrfach erwähnten und abgebildeten Sekundärspalten diesem Dauerfrostboden (-Relikt?) z.T. ihre Bildungsumstände.

*) Sollten nicht alle erwähnten und abgebildeten Keilspalten als Eiskeilpseudomorphosen anerkannt werden können, so etwa die wj1-Keile ohne randliche Bodenaufpressungen, so würde für weitere Phasen der Nachweis für Dauerfrostboden fehlen.

**) Streng genommen gilt diese Aussage nur für die untersuchten Aufschlüsse, denn z.B. in Reliefdepressionen könnte auch in den Warmphasen Dauerfrostboden erhalten geblieben sein, wenn das Untersuchungsgebiet in diesen Phasen zur Zone des "discontinuous permafrost" gehört haben sollte. Für eine Entscheidung darüber liegen z.Zt. keine Beobachtungen vor.

Denn die zu ihrer Ausbildung erforderliche Kaltphase kann nur sehr kurz gewesen sein, gemessen an der Tatsache, daß noch kein neuer Löß (wj 4α) angeweht worden war.

Zur Bildungszeit der Jungwürmböden wj 3δ und wj 2β (bzw. direkt anschließend) hat es auch in Oberflächennähe Frostbodenformen gegeben: die in den Abb. 11, 15, 16, 17 und 18 dargestellten Kleinkeile. Diese dürften in Anbetracht sowohl ihrer geringen Tiefe als auch ihrer stratigraphischen Stellung auf nur jahreszeitlichen Bodenfrost in den Warmphasen zurückgeführt werden können. Im Sommer wurden dann die klaffenden Spalten des "Texturbodens" mit dem Material des A-Horizonts gefüllt.

Nach den vorliegenden Ergebnissen ist die klimatische Gliederung der letzten Kaltzeit noch wesentlich vielfältiger als vorher angenommen werden konnte. Durch die "Eiskeilstratigraphie" können allerdings nur die Schwankungen der Temperaturkurve erfaßt werden. Die Niederschlagsverhältnisse bleiben weitgehend unberücksichtigt. Leider fehlen Hinweise auf die Dauer und Intensität der einzelnen Kalt- und Warmphasen, da die Eiskeilformen eine solche Auswertung beim gegenwärtigen Forschungsstand noch nicht erlauben. Über die Form der "Klimawellen 1. Ordnung" (BÜDEL 1960, S. 25) kann keine Aussage getroffen werden. Es steht aber fest, daß es während der gesamten Würmkaltzeit, also auch während des kältesten Abschnittes (Jungwürm), Klimawellen zweiter Ordnung gegeben hat, in deren Warmzeiten die Bedingungen für Dauerfrostboden nicht gegeben waren. Im Jungwürm kann also die an sich schon detailliertere Kurve von WOLDSTEDT (1962, S. 121) noch weiter gegliedert werden.

Während die Eiskeile vorwiegend Temperatur schwankungen anzeigen, die den Löß gliedernden "Naßböden" dagegen mindestens als Feuchtosezillationen gedeutet werden müssen (LIEBEROTH, 1963, S. 183), so kann aus der engen Beziehung beider Bildungen zueinander abgeleitet werden, daß die genannten Klimawellen zweiter Ordnung sowohl thermische als auch hygrische Klimaschwankungen darstellten. Für die Paläopedologie wichtig ist der Nachweis, daß die innerwürmzeitlichen Böden nicht über hochliegendem Dauerfrostboden, sondern in Zeiten großer Auftautiefe entstanden.

Nach allen Beobachtungen über Bodenverlagerungs-Erscheinungen

in stratigraphisch deutbaren Profilen besteht die allgemein verbreitete Anschauung sicher zu recht, daß nämlich Kältespitzen und Zeiten maximaler Bodenbewegungen miteinander alternieren. Im einzelnen sind hier jedoch noch außerordentlich viele Punkte zu klären, denn stratigraphisch deutbar sind ja nur die Profile, in denen möglichst wenig Schichtlücken auftreten. Für das Verständnis der letzteiszeitlichen Solifluktion, etwa beim Vergleich mit rezenten Vorgängen in der Arktis, wäre z.B. sehr wichtig zu wissen, ob sie entsprechend der allgemeinen Annahme in Zeiten mit hochreichendem Dauerfrostboden erfolgte, oder ob dessen Bildung erst später im Ablauf der einzelnen Kaltphasen einsetzte*). Auch über die Bedeutung mikroklimatischer Standortsunterschiede für Eiskeilbildung und -füllung gibt es keine Untersuchungen.

Bei der Aufstellung zukünftiger Eiskeil-Verbreitungskarten wäre zu wünschen, daß die stratigraphische Stellung der Eiskeile in stärkerem Maße als bisher berücksichtigt wird. Dafür bedarf es allerdings noch umfangreicher feinstratigraphischer Vorarbeiten.

V ZUSAMMENFASSUNG

Im Arbeitsgebiet konnten in würmkaltzeitlichen Lößserien 7 (bei Einbeziehung von Nachbargebieten 10) Eiskeilhorizonte festgestellt werden. Daraus ergibt sich ein mehrfacher Auf- und Abbau des Permafrostbodens im Verlaufe von Klimawellen 2. Ordnung. Die wärmeren Phasen mit tiefem Auftauboden sind durch ausgeprägte Bodenbildung gekennzeichnet.

*) Bei ROHDENBURG (1965, Abb. 4 u. S. 13) wurde ein Beispiel für würmzeitliche Solifluktion in Mitteleuropa ohne Permafrost dargestellt.

LITERATUR

- BRÜNING, H. (1957): Eiszeitliche "Klein-Frostbodenformen" im Talrandlöß von Magdeburg, Hallesches Jahrb. f. Mitteldtsch. Erdgesch., Bd. II, 247-257.
- BRÜNING, H. (1964): Kinematische Phasen und Denudationsvorgänge bei der Fossilisation von Eiskeilen, Zeitschr. f. Geomorph. 8, 345-350.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern, Geologica Bavarica 34.
- BÜDEL, J. (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeit, Die Naturwissenschaften, 37, 438-449.
- BÜDEL, J. (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit, Würzburger Geogr. Arb. 8.
- BUNGE, A. v. (1902): Einige Worte zur Bodeneisfrage, Russ. K. Mineral. Ges., Verl. 2 Ser. 40.
- DÜCKER, A. (1951): Über die Entstehung von Frostspalten, Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein 25, 58-64.
- FRECHEN, J., u.
ROSAUER, E. A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken, Fortschr. d. Geol. v. Rheinld. u. Westf. 4, 267-282.
- FRENZEL, B. (1959): Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit, I. Teil: Allgemeine Grundlagen, Akad. d. Wiss. u. d. Lit., Abh. d. Math.-Naturw. Kl., Jg. 1959, Nr. 13, Mainz 1960.
- GALLWITZ, H. (1937): Fließerde und Frostspalten als Zeitmarken im Löß bei Dresden, Geol. Rundschau 28, 612-632.
- GALLWITZ, H. (1949): Eiskeile und glaziale Sedimentation, Geologica 2, 1-24.
- HAASE, G. (1963): Stand und Probleme der Lößforschung in Europa, Geogr. Ber., H. 27, 97-129.
- JOHNSON, G. (1959): True and false ice-wedges in Southern Sweden, Geogr. Annaler 1959, 1, 15-33.
- KAISER, K. (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa, Eiszeitalter und Gegenwart 11, 121-141.
- KEILHACK, K. (1931): Über die "atektonische Faltung"-Stiche in der Trias des Harzvorlandes, Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Gesellsch. 83.
- KRÜGER, H. (1932): Periglaziale Frostwirkung im Bereich der Borgentreicher Börde, Zeitschr. f. Geomorph. VII, 206-230.
- LEFFINGWELL, E. (1915): Ground-ice wedges. The dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska, The Journ. of Geol. 23, 635-654.
- LIEBEROTH, I. (1963): Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen, Geologie, Jg. 12, 149-187.
- PICARD, K. (1952): Eiskeile in Sanden bei Dülmen (Westf.), Geol. Rundschau 40, 51-55.
- PICARD, K. (1957): Eiskeile bei Kellinghusen, N. Jb. Geol. Pal., Mhe., Jg. 1956, 365-373.

- POSER, H. (1947a): Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würmeiszeit im nichtvereisten Mittel- und Westeuropa, Die Naturwiss. 34, 10-18.
- POSER, H. (1947b): Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit, Die Naturwiss. 34, 232-238 u. 262-267.
- POSER, H. (1948): Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit, Erdkunde II, 53-68.
- POSER, H. (1951): Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima, Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, 27-55.
- RUSKE, R. u. WÜNSCHE, M. (1964): Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut, Geologie 13, 211-222.
- ROHDENBURG, H. (1965): Untersuchungen zur quartären Formung am Beispiel der Göttinger Wald-Westabdachung, Gießener Geogr. Schriften, H. 7.
- ROHDENBURG, H., u. MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen, Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges., 5, 1-135
- SCHENK, E. (1955): Die Méchanik der periglazialen Strukturböden, Abh. d. Hess. Landesamtes f. Bodenforsch., H. 13, Wiesbaden.
- SCHÖNHALS, E. (1950): Riß- und würmzeitliche Frostbodenstrukturen aus der Magdeburger Börde, Geol. Jahrb., Bd. 65, 589-602.
- SCHÖNHALS, E. (1951): Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet, Eiszeitalter u. Gegenwart, 1, 109-130.
- SCHÖNHALS, E. (1959): Der Basaltuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials, Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. 4, 313-322.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H., u. SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen, Eiszeitalter u. Gegenw. 15, 199-206.
- SCHOTT, C. (1932): Das Problem des Dauerfrostbodens in den Randgebieten des norddeutschen Inlandeises, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin, 1932, 287-299.
- SCHOSTAKOWITSCH, W. B. (1927): Der ewig gefrorene Boden Sibiriens, Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkde. z. Berlin, 1927, 394-427.
- SELZER, G. (1936): Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens, Geol. Rdsch. 27, 275-293.
- SEMMELMANN, F. R. (1963): Periglazialschutt und Eiskeilspalten am Alten Berg im nördlichen Sprendlinger Horst, Rhein-Mainische Forsch. 54, 147-157.
- SOERGEL, W. (1932): Diluviale Frostspalten im Deckschichtenprofil von Ehringsdorf, Fortschr. d. Geol. u. Paläontolog., H. 36, 439-460.
- SOERGEL, W. (1936): Diluviale Eiskeile, Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Gesellsch. 88, 223-247.
- TABER, St. M. (1943): Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history, Geol. Soc. Am. Bull. 54, 1433-1548.

- TROLL, C. (1948): Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation, Erdkunde II, 1-21.
- WASHBURN, A. L.,
SMITH, D. D., u.
GODDARD, R. H. (1963) Frost cracking in a middle-latitude climate, Biuletyn Periglacjalny 12, 175-189.
- WEINBERGER, L. (1944): Frostspalten und Froststrukturen in Schottern bei Leipzig, Geol. Rdsch. 34, 539-544.
- WOLDSTEDT, P. (1962): Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns, Eiszeitalter u. Gegenwt. 13, 115-124.
- ZEUNER, Fr. E. (1935): Diluviale Frostspalten in Schlesien, Jahresber. Geol. Ver. O. Schles. 1935, 97-105.

Das Manuskript war im Oktober 1964 abgeschlossen und wurde zum Druck im Biuletyn Periglacjalny angenommen. Herr Professor Dylik erklärte sich mit einem Vorabdruck des Aufsatzes für dieses Sonderheft einverstanden (frdl. mdl. Mitt. am 8. 6. 1966). -