Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft Bd. 27/28, 1980/81, S. 287-350.

Das Profil Gaustadt II

Eine Schichtfolge mit Lössen und Lößderivaten aus dem Randgebiet der kaltzeitlichen Lößakkumulation in Oberfranken*

von

ULRIKE RÖSNER

Mit 21 Kartenskizzen und Figuren im Text, 6 Diagrammtafeln im Anhang und 1 Profiltafel als Beilage

Einleitung

Obwohl Oberfranken und Mittelfranken nicht zu den typischen Lößgebieten zählen, gibt es in der lokalen Literatur zahlreiche Hinweise auf kleinere Lößvorkommen, die jedoch nicht die klassische Ausprägung des Sediments aufweisen. Für die Lößablagerungen dieses Raumes scheinen vielfältige Überprägungs- und Umlagerungsprozesse charakteristisch zu sein; ebenso kennzeichnend ist eine wesentlich geringere Mächtigkeit als in den typischen Lößarealen.

Neben der zusammenfassenden Untersuchung von LÖBER (1932) über die Lößvorkommen in Mittelfranken existieren zwar noch einige Einzelarbeiten aus dem Zeitraum von 1948–1958, die sich mit dieser Thematik beschäftigen. Genauere Beschreibungen fehlen jedoch aus den letzten 20 Jahren, ebenso vermißt man eine Behandlung der verschiedenen Sedimenttypen.[1]

Die Bearbeitung eines begrenzten Gebietes im Rahmen dieses Beitrages mit vorwiegend sedimentologischen Methoden und darin schwerpunktmäßig eines großen Aufschlusses[2] soll die vorhandenen Forschungslücken zumindest zu verengen versuchen.

---

*) Inhaltlich gekürzte Zusammenfassung einer Staatsexamensarbeit mit dem Titel „Zur Verbreitung und Sedimentologie der Lößreste auf den Regnitzrandhöhen westlich von Bamberg unter besonderer Berücksichtigung des Gaustadter Profils", die am Institut für Geographie der Univ. Erlangen-Nürnberg im Jahr 1981 abgeschlossen wurde.

An dieser Stelle möchte ich mich herzlich bei Herrn Prof. Dr. K. A. Habbe bedanken, von dem ich die Anregung zu dieser Arbeit erhielt, der ihren Fortgang mit stets regem Interesse verfolgte und sie durch Diskussionen über sachliche und methodische Probleme förderte. Auch Herrn Dr. H. M. Weicken sei hier nochmals für seine zahlreichen Hinweise gedankt.

1) Die Abhandlung von PEINEMANN und GARLEFF (1981) erschien erst nach Fertigstellung dieser Arbeit.

2) Der Fa. AGROB als Besitzerin der Gaustadter Ziegeleigrube, insbesondere Herrn Butterhof, sei hier ausdrücklich für die Arbeitserlaubnis in der Grube und für vielfältige Hilfe gedankt.

Um den räumlichen Rahmen und die sachlichen Grundlagen kurz zu skizzieren, wird im ersten Kapitel auf die Lößvorkommen im Bamberger Raum (I.A.) und den Forschungsstand in Mittel- und Oberfranken eingegangen (I.B.). Auf dieser Grundlage werden dann in einem zweiten Kapitel Fragestellung und Zielsetzung der Arbeit abgesteckt (II.A.), die gewählten Arbeitsmethoden erläutert (II.B.) und die Möglichkeiten zur Darstellung der Ergebnisse aufgezeigt (II.C.), um so schließlich zu Aussagen über Bildungsprozesse und Lagerungsverhältnisse (II.D.1.), Materialeigenschaften (II.D.2.), Materialherkunft und die für die Bildung verantwortlichen Windverhältnisse (II.D.3.) zu gelangen. Eine Gegenüberstellung der eigenen Analyseergebnisse und solcher, die von anderen Autoren in typischen Lößgebieten gewonnen wurden, soll Unterschiede und Gemeinsamkeiten in der Korngrößenverteilung verdeutlichen (II.D.4.) Die erhaltenen Resultate bilden außerdem den Ausgangspunkt für eine kritische Betrachtung der immer noch vielzitierten Dissertation von Löber (1932). Ebenso werden die Aufsätze von Brunnacker (1955 b) und Höhl (1958), die sich direkt auf das Gaustadter Lößvorkommen beziehen, zu einer vergleichenden Betrachtung der Resultate herangezogen (II.D.4.b.) und dienen dann als Grundlage für den abschließenden Versuch einer stratigraphischen Einordnung des Profils (II.D.4.c.).

I. Der Löß im Bamberger Raum

A. Die Lößvorkommen im Bereich der Blätter Nr. 6031 Bamberg-Nord und Nr. 6131 Bamberg-Süd der Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000

Das Gebiet der beiden geologischen Blätter Bamberg-Nord und Bamberg-Süd, die als Arbeitsgrundlage dienten, bildet naturräumlich gesehen den nördlichsten Ausläufer der das Regnitztal im Westen begleitenden Höhen, die ihrerseits Teil des Fränkischen Keuper-Lias-Landes sind.

Löß bzw. Lößlehm ist im Bereich der beiden geologischen Blätter an zahlreichen Stellen kartiert, jedoch oft nur mit geringer flächenhafter Ausdehnung. Die Höhenlage der kartierten Ablagerungen variiert zwischen 240 m und 350 m.

Die Lage im Gelände läßt eine gewisse Regelhaftigkeit erkennen. Der Löß bedeckt meist flache, nach Osten exponierte Talhänge beiderseits der west-östlich gerichteten Täler von Aurach sowie Rauher und Reicher Ebrach oder flache Ostabdachungen hinter steileren Geländeanstiegen (vgl. Lang 1970, S. 46), wie es z. B. in dem Gebiet zwischen Stegaurach, Wildensorg und Seehöflein der Fall ist.

Bei der auf den geologischen Spezialkarten ausgewiesenen Verbreitung der Lößvorkommen ist zu berücksichtigen, daß in ihnen in der Regel nur Vor-

kommen mit mehr als einem Meter Mächtigkeit dargestellt wurden. Da aber gerade im Raum westlich von Bamberg der Löß oft nur als dünne Deckschicht vorliegt, kann davon ausgegangen werden, daß die flächenhafte Verbreitung ausgedehnter ist als auf der Karte angegeben.

B. Stand der Lößforschung im mittel- und oberfränkischen Raum

Eine moderne Untersuchung der Lößvorkommen in diesem Raum fehlt bislang. Neben den Einzelarbeiten von Brunnacker (1955 b) und Höhl (1958) gibt es bis jetzt nur eine zusammenfassende Untersuchung, die allerdings schon sehr alt ist: die Dissertation von Hans Löber aus dem Jahr 1932. Sie ist gleichwohl die Grundlage aller späteren Arbeiten geblieben. Löber stellte in seinem Untersuchungsgebiet fest, daß es sich bei den Lößbildungen um recht kleine Flächen handelt, die im wesentlichen „... die flachen westlichen und südwestlichen Hänge der nordsüdlich verlaufenden Täler bedecken" (Löber 1932, S. 12). Dagegen seien Lößvorkommen in den west-östlich verlaufenden Tälern der Rednitzzuflüsse selten angetroffen worden. Als Transportmedium nimmt Löber nordöstliche Winde an.

Insbesondere aufgrund des unterschiedlichen Sandgehaltes des Lösses in Gebieten mit verschiedenartigem geologischen Untergrund kommt Löber zu dem Schluß, daß das Material den Verwitterungsprodukten der benachbarten Gesteine entstamme.

Weiterhin unterscheidet sich nach Löber die Beschaffenheit des mittelfränkischen Lösses durch die Spuren vielfältiger Überprägungs- und Umlagerungsprozesse, durch eine oft nur geringe Mächtigkeit und durch einen niedrigeren Kalkgehalt von der eines typischen Lösses.

Zu ähnlichen Ergebnissen in bezug auf die Ausprägung gelangen Brunnacker (1955 b, 1973) und Höhl (1958). Fast immer läßt sich danach eine Wechsellagerung von Solifluktionsschichten und Löß bzw. sogar eine Vermischung von Löß mit Solifluktionsmaterial oder anstehendem Gestein erkennen. Auch ein relativ hoher Sandgehalt wird von beiden Autoren erwähnt. In den Ergebnissen ihrer Schwermineralanalysen findet Gudrun Höhl zum einen den überwiegend lokalen Charakter der äolischen Sedimente bestätigt, zum anderen entnimmt sie ihnen Hinweise darauf, daß speziell das Gaustadter Profil mehr dem ältern als dem jüngeren Pleistozän zuzuordnen sei, wohingegen Löber und Brunnacker eine vorwiegend würmeiszeitliche Bildung für die von ihnen untersuchten Lösse annehmen.

In bezug auf den Kalkgehalt decken sich die Aussagen wieder weitgehend. Während der Anteil im mittel- und oberfränkischen Raum nur selten mehr als

10 % betrage, liege er in Mainfranken bei ca. 20 % und in Südbayern bei 30–35 % (vgl. Brunnacker 1957 a).

In den jüngeren Arbeiten über den Bamberger Raum, den Erläuterungen zu den geologischen Blättern Bamberg-Nord von Koschel (1970) und Bamberg-Süd von Lang (1970), bei denen freilich die quartären Deckschichten nicht im Vordergrund des Interesses stehen, wird ebenfalls auf die Lößvorkommen hingewiesen, aber gleichzeitig auch auf die häufige Umlagerung durch Solifluktion und Verschwemmung sowie auf den sehr geringen Kalkgehalt. Die Lösse und Lößlehme seien oft sandig, so daß stellenweise eine Überlagerung mit Flugsand möglich erscheint, da sich beide in der Höhenlage ihrer regionalen Verbreitung etwas überschneiden (vgl. Koschel 1970, S. 75).

Aufgrund der Bestimmung von Knochenresten, die in Aufschlüssen gefunden wurden, nimmt Lang ein würmeiszeitliches Alter der Ablagerungen an. Koschel schreibt dagegen nur allgemein von einer Lößbildung in den Hochglazialen der Kaltzeiten.

II. Die Lößvorkommen südwestlich von Bamberg im Rahmen der Arbeit

A. Fragestellung und Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit stellt den Versuch dar, durch die Aufnahme eines ausgewählten und begrenzten Gebietes – speziell des Profils Gaustadt II[3] – zu genaueren Kenntnissen der Lößablagerungen eines Raumes zu gelangen, der am östlichen Außenrand von typischen Lößgebieten Mitteleuropas liegt. Da dabei sedimentologische Methoden, insbesondere die Korngrößenanalyse, Anwendung finden, im übrigen aber vor allem der genetische Aspekt berücksichtigt werden soll, ergeben sich folgende Fragestellungen:

1. Handelt es sich bei den untersuchten Ablagerungen um echten Löß oder nur um lößähnliche Bildungen?
2. Wie sieht im Regelfall das Korngrößenspektrum der Lößreste dieses Raumes aus, und welche Abweichungen lassen sich im Vergleich mit jenem der typischen Lößgebiete feststellen?
3. Welche Lagerungsverhältnisse in bezug auf Höhenlage, Exposition, Mächtigkeit, Ablagerungsmaximum und Reliefgegebenheiten liegen vor?

---

3) Um Unklarheiten oder Verwechslungen zu vermeiden, wird im folgenden der von Höhl (1958) bearbeitete Ziegeleiaufschluß als Gaustadt I und das von mir aufgenommene Profil mit Gaustadt II bezeichnet.

4. Welche Bildungsprozesse liegen den Ablagerungen zugrunde (Verwehung, Verschwemmung, Solifluktion), und inwieweit wurde das Material durch Bodenbildungen überprägt?
5. Lassen sich aus den heute vorgefundenen Verhältnissen Rückschlüsse ziehen auf
   a) eine relative zeitliche Differenzierung aufgrund einer Gliederung der Sedimente in Sedimenteinheiten,
   b) die herrschenden Klima- und Windverhältnisse,
   c) das Herkunftsgebiet des Materials?

B. Arbeitsmethoden

Als Arbeitsgrundlage dienten die beiden geologischen Blätter 1:25 000 Blatt 6031 Bamberg-Nord (1970) und Blatt 6131 Bamberg-Süd (1970).

Das Untersuchungsgebiet umfaßt einen Geländestreifen zwischen der Regnitz bei Gaustadt im Norden und der Aurach bei Stegaurach im Süden. In diesem Raum befindet sich südwestlich des Bamberger Stadtteils Gaustadt die große Ziegeleigrube der Firma AGROB (zur Lage vgl. Abb. 1), bei der – was nicht häufig vorkommt – die Quartärbasis mit aufgeschlossen ist. Nur selten besteht in Mittel- und Oberfranken die Möglichkeit, einen so umfassenden Einblick in die Sedimentationsverhältnisse der quartären Deckschichten zu erhalten. Es schien daher sinnvoll, den Schwerpunkt der Arbeit auf dieses Profil zu legen, weil es zur Zeit der Erstellung des geologischen Blattes Bamberg-Nord in den sechziger Jahren noch nicht berücksichtigt werden konnte – es bestand damals noch nicht – und andererseits der alte Ziegeleiaufschluß in den Arbeiten von Brunnacker und Höhl aus den fünfziger Jahren behandelt wird. Der Versuch, die damaligen Ergebnisse mit den neu gewonnenen zu vergleichen, mußte sich geradezu aufdrängen (vgl. II.D.4).

Einer ersten überblicksmäßigen Aufnahme des Profils folgte eine genaue abschnittsweise Vermessung mit Horizontglas und Meßlatten. Die in der Profiltafel angegebenen P-Werte sind Meter-Werte (gemessen vom Punkt O aus) und geben die Längserstreckung des Profils an. Der unterschiedliche Verlauf der Abraumterrasse machte es notwendig, die horizontale Bezugslinie mehrmals nach oben zu verlegen.

Ergänzend hierzu sollte eine Bilderserie den Zustand des Aufschlusses zu Beginn der Profilaufnahme im Oktober 1979 festhalten[4].

---

4) Die im Abstand von 10 m an der Oberkante eingeschlagenen Pflöcke (siehe Profiltafel) dienten dabei als Bezugspunkte. Aus Kostengründen konnten hier keine Fotografien übernommen werden. Sie sind jedoch in der Originalarbeit enthalten.

Anschließend wurden an ausgewählten Stellen Einzelprofile freigelegt, mit Zollstock und Horizontglas vermessen und schließlich nach einem vorher aufgestellten Beschreibungsschema bearbeitet, das sich zusammensetzte aus:

a) der *Farbbestimmung* entsprechend den „Munsell Soil Color Charts"[5],
b) der Bestimmung der *Bodenart* durch Finger- und Gaumenprobe (nach Tab. 5 der Kartieranleitung der Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde 1971, S. 36 f.),
c) einer Beschreibung des *generellen Erscheinungsbildes* der Ablagerung nach folgenden Gesichtspunkten: Ist eine Schichtung erkennbar? Sind Grobkomponenten vorhanden? Wie sehen sie aus und wie sind sie verteilt?
d) der Feststellung von *Schichtmächtigkeit* und *Horizontbegrenzungslinie*,
e) einer Grobbestimmung des *Kalkgehaltes* mit 10 %iger Salzsäure gemäß Tab. 7 der Kartieranleitung (S. 41).

Parallel zur Profilbeschreibung erfolgte die Probeentnahme. Dabei wurde zunächst aus jeder makroskopisch ausgegliederten Strate eine Probe gezogen[6] und bei nicht ganz eindeutigem Horizontverlauf dann eine weitere aus dem Parallelprofil.

Zur genaueren Erfassung der Lößvorkommen im Arbeitsgebiet wurden sowohl in der näheren Umgebung von Gaustadt II als auch in dem als Untersuchungsbeispiel herausgegriffenen Lößgebiet zwischen Wildensorg, Seehöflein und Stegaurach Bohrproben (mit dem Schneckenbohrer) oder Proben aus kleinen Aufschlüssen entnommen.

Die Beschreibung der Bohrprofile erfolgte – soweit möglich – nach dem gleichen Schema wie die der Detailprofile von Gaustadt II.

Im Labor wurden die Proben über Nacht bei 105° C getrocknet und dann mit Na-Pyrophosphat dispergiert. Die Aussonderung der Korngrößen über 0,063 mm erfolgte durch Naßsiebung, die der Fraktionen unter 0,063 mm durch Abschlämmen und Anwenden der Pipettmethode nach Köhn.

C. Darstellung der Ergebnisse

1. Das Profil Gaustadt II

a) Lage und Maße

Die Lage des Profils innerhalb des Arbeitsgebietes ist aus Abbildung 1 zu ersehen. Es erstreckt sich in einer Höhe zwischen 284 m im Westen und 272 m

5) Die korrekte Farbansprache einer frischen Probe im Gelände erwies sich als zu sehr abhängig von Wetter, Lichteinfall und Tageszeit. Daher wurde jeweils noch eine Farbprobe auf weißem Papier angefertigt und danach die Farbe im lufttrockenen Zustand bestimmt. Dadurch sind die Werte der Proben zumindest untereinander vergleichbar.

6) Die Entnahme erfolgte bei sehr inhomogener Materialbeschaffenheit als Schlitzprobe (50 cm), sonst aus einem Bereich von 10 × 10 cm.

im Osten, fällt also nach Osten hin ein. Die Neigung der Profiloberkante beträgt in den beiden östlichen Dritteln 5 %, im westlichen Drittel 2 %. Die Höhenwerte der nach Süden exponierten Aufschlußwand sind der Profiltafel zu entnehmen.

Beim Untergrund und dem in unmittelbarer Umgebung anstehenden Gestein handelt es sich in erster Linie um die oberen Schichten des Burgsandsteins mit dunkelbraunen, teilweise violetten lettigen und hellgrünlichen bis weißlichen mergeligen Einlagerungen (kmBm und kmBo). Zwischen dem Ausstrich des Gaustadter Lösses und der steil nach Westen zu abfallenden Geländekante dehnt sich ein Streifen quartären „Restschutts" (mit Angulatensandsteinbrocken) aus, der sich nach Süden zu fortsetzt.

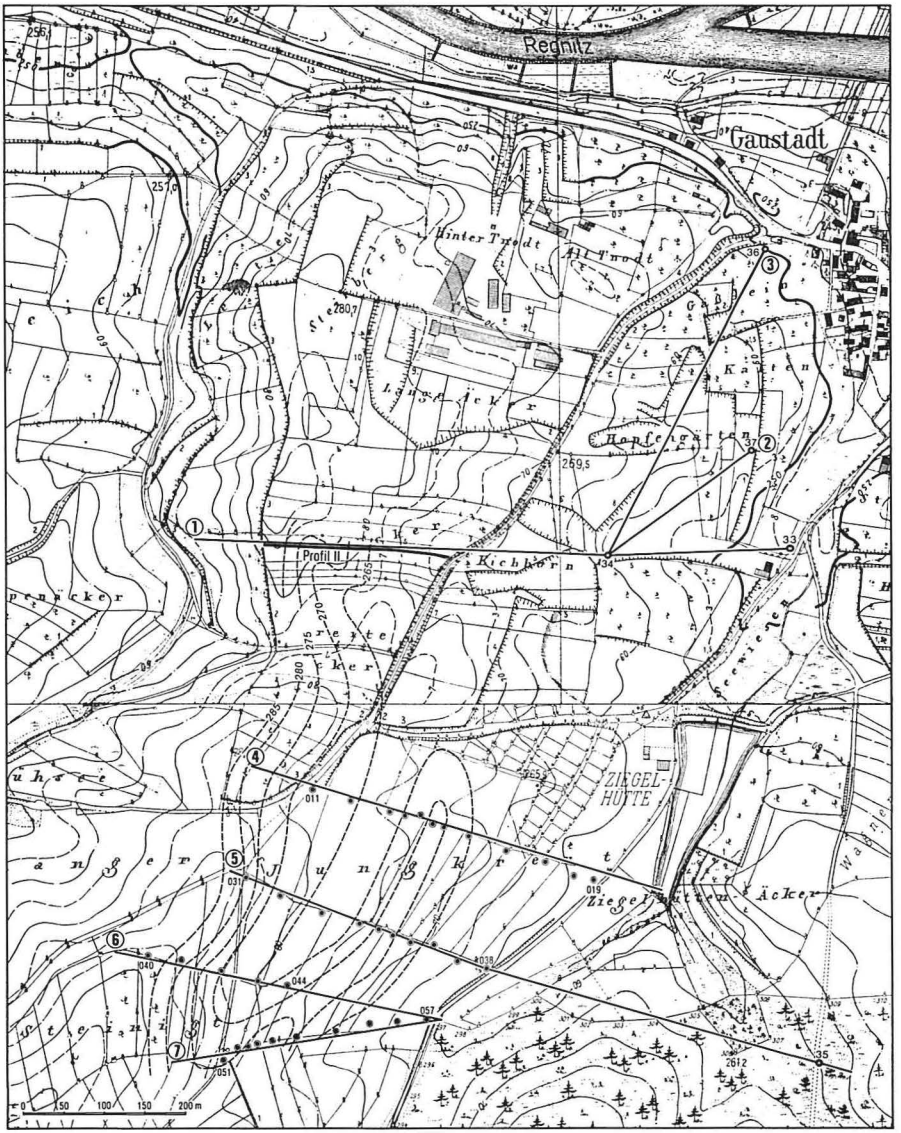
Das Relief der Umgebung setzt sich im Bereich zwischen Gaustadt im Osten und dem Güßbach im Westen aus vier aufeinanderfolgenden Spornen mit einer Streichrichtung von annähernd Südsüdwest nach Nordnordost zusammen. Der vierte (östlichste) Sporn, auf dem die Ziegeleigrube liegt, leitet allmählich in eine nach Süden sich anschließende flachwellige und unbewaldete Hochfläche über. Allen Spornen ist ein mehr oder weniger steiler Abfall zur Regnitz gemeinsam, ebenso wie ein im Verhältnis zum flacheren Südosthang steilerer Anstieg auf der westexponierten Seite.

b) Die Quartärbasis

Das Liegende bildet im allgemeinen Burgsandstein, der jedoch eng mit Tonsteinen verzahnt und von Steinmergellagen durchzogen ist. Zwischen Pflock 22 und 23 (vgl. Profiltafel) reicht unter einer geringmächtigen Hangschuttdecke der rostfarbene, verwitterte Sandstein bis dicht an die Oberfläche. Deutlich waren hier z. Zt. der Aufnahme die Spuren des „Eisrindeneffektes" im Sinne von Büdel (1969) zu beobachten: Während in den unteren Teilen des Aufschlusses der Gesteinsverband noch unverändert ist, erscheint er nach oben zu durch zunehmend erweiterte Klüfte zerrüttet. In die erweiterten Klüfte ist von oben her häufig toniges Material aus der Deckschicht eingepreßt.

Die Oberkante der mesozoischen Schichten taucht nach Osten unter den Aufschlußboden ab und läßt eine gegenüber heute stärkere Zerschneidung des Quartärbasisreliefs vermuten.

Im Jahre 1961 führte die Fa. AGROB Bohrungen im Gebiet „Jungkreut" durch, das südlich der heutigen Ziegeleigrube liegt. Aufgrund der Ergebnisse, die mir freundlicherweise der Leiter des hiesigen Werkes Bamberg-Gaustadt überließ, und mit Hilfe der bei Koschel (1970) beschriebenen Bohrprofile Nr. 33, 34, 35 und 36 war es möglich, in mehreren Profilschnitten die Oberfläche des Sandsteinreliefs im Untergrund – zumindest in groben Zügen – zu rekonstruie-



● Bohrpunkte der Firma AGROB ∘ Bohrpunkte aus KOSCHEL (1970) Höhenkurven der Quartärbasis

Abb. 1. Die Lage des Profils Gaustadt II im Gelände. Zusätzlich ist dargestellt die Lage der Profilschnitte von Abbildung 2 und – soweit erfaßbar – die Quartärbasis.

Kartengrundlage: Höhenflurkarte 1 : 5000 Blatt NW LXXXIV-23 (bzw. Blatt NW LXXXV-23). Wiedergabe mit Genehmigung des Bayer. Landesvermessungsamtes München, Nr. 6581/82.

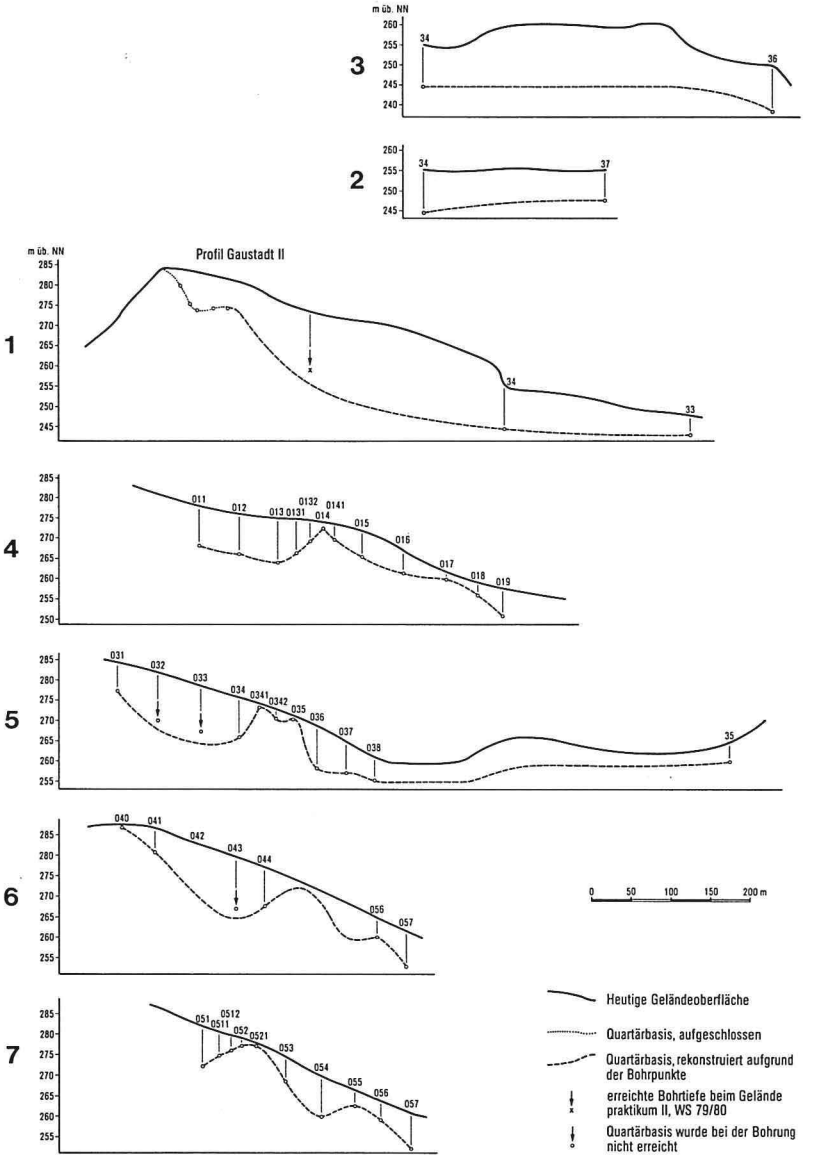


Abb. 2. Profilschnitte durch das engere Arbeitsgebiet aufgrund von Bohrungen der Firma AGROB

ren und zur heutigen Geländeoberfläche in Beziehung zu setzen (siehe Abb. 1 u. 2)[7].

Dabei ergab sich in der Tat, daß das Quartärbasisrelief anders aussah als die heutige, durch die quartären Deckschichten gebildete Oberfläche. Seine Formen wurden von den pleistozänen Sedimenten nicht nachgezeichnet, sondern ausgeglichen.

Die im westlichen Teil von Profil II sichtbare Eintiefung der Quartärbasis in den Sandstein stellt offensichtlich den Queranschnitt des auslaufenden und sich verflachenden Abschnitts einer kleinen Mulde mit ihren Füllsedimenten (im folgenden: „kleine Mulde") dar. Dagegen handelt es sich bei dem östlich der Sandsteinschwelle gelegenen Teil um den Längsanschnitt der oberen Schichten einer großzügigeren, nach Osten geöffneten Muldenform (im folgenden: „große Mulde").

c) Die quartären Sedimente

Da auf die Schichtfolge der quartären Sedimente im Abschnitt D.1.b. noch im einzelnen eingegangen wird, soll hier lediglich eine knappe Beschreibung der vorgefundenen Aufschlußverhältnisse erfolgen (siehe Profiltafel).

Die Füllung der „kleinen Mulde" besteht aus den Schichtkomplexen[8] 1–9, die in der „großen Mulde" nicht mehr auftauchen, vermutlich zum Teil aber noch im Untergrund vorhanden sind.

Über den Komplexen 1–5, die den ältesten Teil der freigelegten quartären Sedimente darstellen, folgt eine Solifluktionsschicht („So"), durch die die oberen drei Einheiten an ihrer westlichen Seite gekappt wurden. Sie bildet eine tälchenartige Eintiefung, die mit Lößmaterial (Schichtkomplex 6) aufgefüllt ist. In so typischer Ausprägung ist Löß in der Füllung der „kleinen Mulde" nur an dieser Stelle zu finden.

Darüber legen sich die Komplexe 7, 8 und 9, die jeweils durch eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte – aber immer als solche erkennbare – Begrenzungslinie voneinander getrennt sind.

K. 7 keilt nach Osten kurz vor der Sandsteinschwelle aus, während K. 8 darüber hinwegzieht, um dann abzutauchen. K. 10, der bereits zur Füllung der „großen Mulde" gehört, schneidet K. 9 im Osten ab. Im Westen werden alle drei

---

7) Abb. 2 zeigt die Profilschnitte durch die verschiedenen Bohrpunkte und ihre Lage im Gelände. Für die Rekonstruktion des Reliefs im Untergrund wurden jeweils die Bohrtiefen verwendet, in denen der Sandstein zum ersten Mal auftrat.

8) Sedimentkörper, die in sich keine eindeutige Grenze aufweisen, werden im folgenden als Schichtkomplex bezeichnet.

Komplexe diskordant von der Geländeoberfläche geschnitten. Die Oberflächenneigung nimmt vom Komplex 4 mit etwa 4 % bis zum Komplex 8 auf 12–13 % zu.

Wie aufgrund ihrer Lage zum Schichtpaket der „kleinen Mulde" geschlossen werden kann, bilden die Komplexe 10–14 die Fortsetzung in der stratigraphischen Abfolge. Sie weichen jeweils in Farbe und Zusammensetzung ganz offensichtlich voneinander ab und lassen meist auch eine deutliche Grenze untereinander erkennen.

Zwischen den Komplexen 9–14 und dem jüngsten Sedimentstapel besteht eine eindeutige Erosionsdiskordanz, durch die alle unmittelbar darunter liegenden Sedimente in ihren oberen Teilen gekappt werden.

Die Schichtkomplexe 15–18 können trotz einiger Wandverschüttungen als durchlaufende Horizonte bis in den oberen, östlichen Bereich der „kleinen Mulde" verfolgt werden, wo sie an der Oberfläche ausstreichen. Die Schichtlagerung ist flacher gegenüber z. B. K. 8: Sie beträgt bei K. 18 nur noch ca. 6 %.

Als letztes Glied der Profilentwicklung bleibt noch eine Solifluktionsschicht (K. 19) zu erwähnen, die im Bereich zwischen Profil 6 und Profil 2 gefunden wurde.

d) Beschreibung der Detailprofile

Um zu präziseren Aussagen über Lagerungsverhältnisse und Ausbildung der Lößreste im Gaustadter Profil zu gelangen, wurden 8 Detailprofile an ausgewählten Stellen gelegt und genauer untersucht. Parallel zu den Untersuchungen erfolgte auch die Probenentnahme. Die Lage der Detailprofile im Gesamtprofil ist aus der beigegebenen Profiltafel zu ersehen. Um eine größere Anschaulichkeit zu erreichen, wurde versucht, die Beschreibung der Detailprofile 1–8, die Korngrößenverteilung, die Farbe und den Carbonatgehalt kombiniert darzustellen.[9] Die Legende zu den Detailprofilen entspricht jener der beigegebenen Profiltafel.

9) Mit den Bezeichnungen „Grobkomponenten" oder „Sandsteine" sind im folgenden stets Angulatensandsteine gemeint.

Komplex	Schicht	DETAILPROFIL 1 (Lage: p^{37} - p^{47}) Beschreibung
18	B_t	105cm bräunlichgelber (10 YR 6/6), sehr carbonatarmer lehmiger Schluff, ungeschichtet, porös, Manganabsonderungsflecken, dunkel ausgekleidete Wurzelröhrchen und Tonhäutchen auf Gefügeflächen, Polyedergefüge; in den unteren 10-15cm: wenige, eckige bis kantengerundete, 1-2cm große, mit Manganhäutchen überzogene Sandsteine; kontinuierlicher Übergang nach unten zu
	B_v	55cm bräunlichgelber (10 YR 6/6), sehr carbonatarmer lehmiger Schluff, ungeschichtet, Subpolyedergefüge, sehr wenige Mangankonkretionen, kleine Toneinschlüsse, Aufhellung nach unten zu und kontinuierlicher Übergang zu
	C	70cm blaß- bis hellgelblichbrauner (10 YR 6/3-4), carbonathaltiger Schluff, ungeschichtet, Mangankonkretionen u. -absonderungsflecken, Subpolyedergefüge, sehr wenige, kl. Tonhäutchen auf Gefügeflächen, dichte Lage aus vorwiegend Mangankonkretionen u. wenigen, mit Manganhäutchen überzogenen kl. Sandsteinen, deutliche untere Begrenzung
17		115cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6) nach unten zu heller werdender carbonatfreier lehmiger Schluff, ungeschichtet, enthält wenige, sehr kl. Sandsteine, kl. Mangankonkretionen u. -absonderungsflecken, Poly- bis Subpolyedergefüge; im unteren Bereich (ca.40cm) Fließerscheinungen: vermehrt kl. Sandsteine (1-2cm); undeutliche untere Begrenzung
16		110cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6) bis bräunlichgelber (10 YR 6/6), sehr carbonatarmer Schluff, nach unten zu in sandigen Schluff übergehend, schwach geschichtet, starker Feuchtigkeitsgehalt, vereinzelt Grobkomponenten im unteren Bereich, Subpolyeder- bis Kohärentgefüge, stellenweise sehr deutliche untere Begrenzung
15		120cm kräftigbrauner (7,5 YR 5/6), sehr carbonatarmer lehmiger Sand, sehr wenige Grobkomponenten, Solifluktionssohle; sehr deutliche untere Begrenzung
14		225cm gelblichroter (5 YR 5/6), sehr carbonatarmer schluffiger Lehm, Manganflecken, Subpolyeder- bis Kohärentgefüge, im oberen Teil wenige kleine Sandsteine und Tongerölle, nach unten Zunahme des Sandanteils und Übergang in Schichtwechsellagerung von sandigen Kies und Tongerölle führenden Bändern mit dünnen, schluffig tonigen Zwischenlagen (Die Beschreibung gilt auch für die Entnahmestellen der Proben 9 und 10).

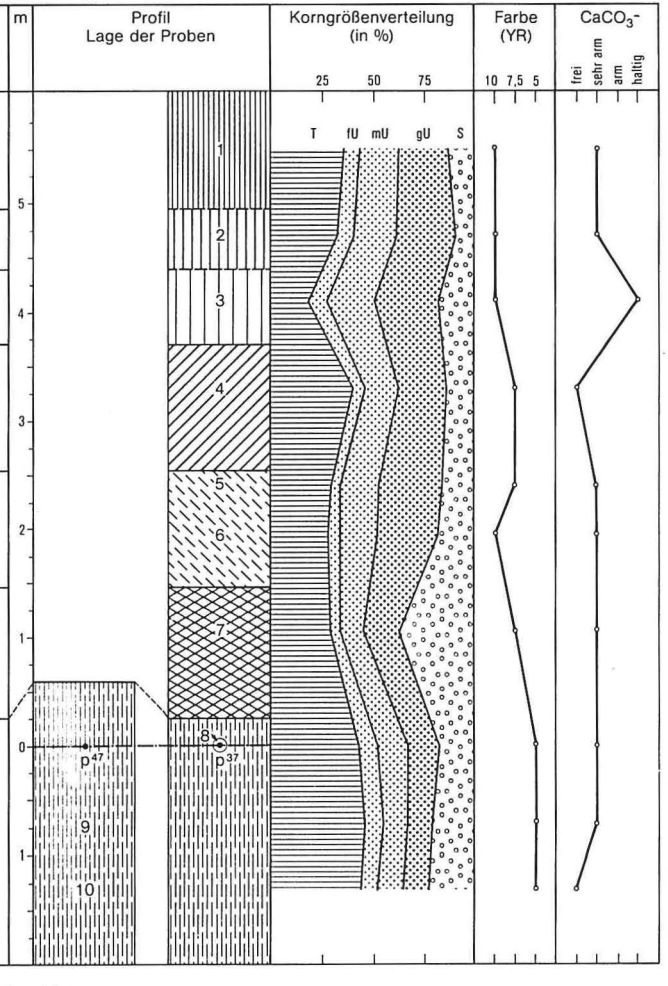


Abb. 3. Detailprofil 1

Komplex	Schicht	DETAILPROFIL 2 (Lage: p103) Beschreibung
18	B_t	Wie bei Detailprofil 1
	B_v	Wie bei Detailprofil 1
	C	Wie bei Detailprofil 1
17		Wie bei Detailprofil 1
		Verstürzter Bereich
16		Wie bei Detailprofil 1
15		Wie bei Detailprofil 1
12		220cm kräftigbrauner (7,5 YR 5/6) bis brauner (7,5 YR 5/4), carbonathaltiger lehmiger bis schwach lehmiger Schluff, ungeschichtet, keine Grobkomponenten, kleine Manganflecken, Subpolyeder- bis Kohärentgefüge; wenig deutliche obere Begrenzung (Die gleiche Beschreibung gilt auch für die Entnahmestelle der Probe 12)

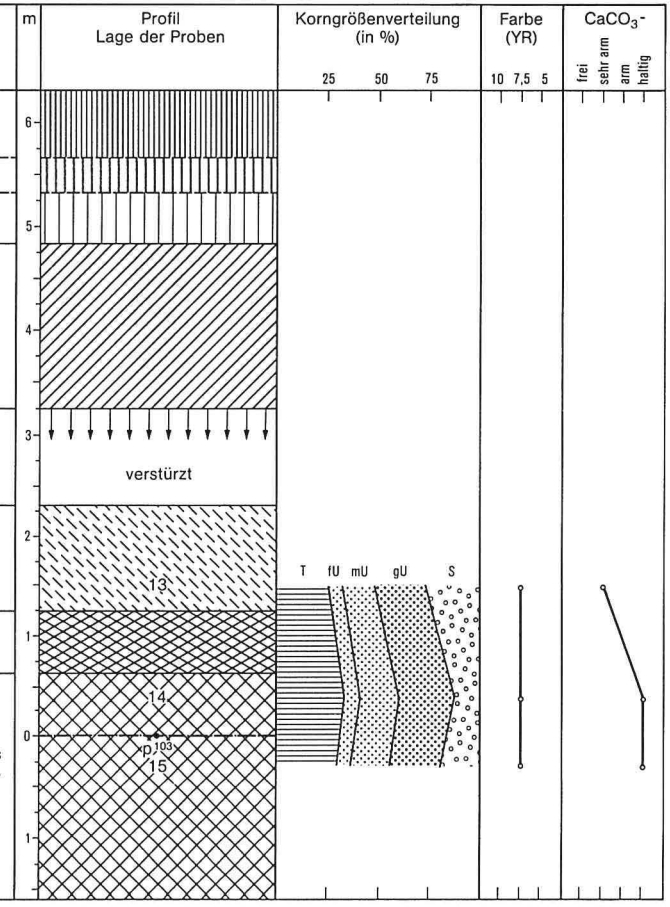


Abb. 4. Detailprofil 2

Komplex	Schicht	DETAILPROFIL 3 (Lage: p114) Beschreibung
18	B_t	Wie bei Detailprofil 1
	B_v	Wie bei Detailprofil 1
	C	Wie bei Detailprofil 1
17		Wie bei Detailprofil 1
16		Wie bei Detailprofil 1
15		Wie bei Detailprofil 1
11		325 cm rötlichbrauner (5 YR 4/4), sehr carbonatarmer lehmiger Schluff, vereinzelt Manganflecken, schwach porös; kleine, mit Manganhäutchen überzogene Sandsteine; Begrenzung nach oben deutlich, nach E nicht feststellbar (verstürzt), nach W wellig bis zungenförmig und sehr deutlich; Grobkomponentenanreicherung an der Grenzlinie

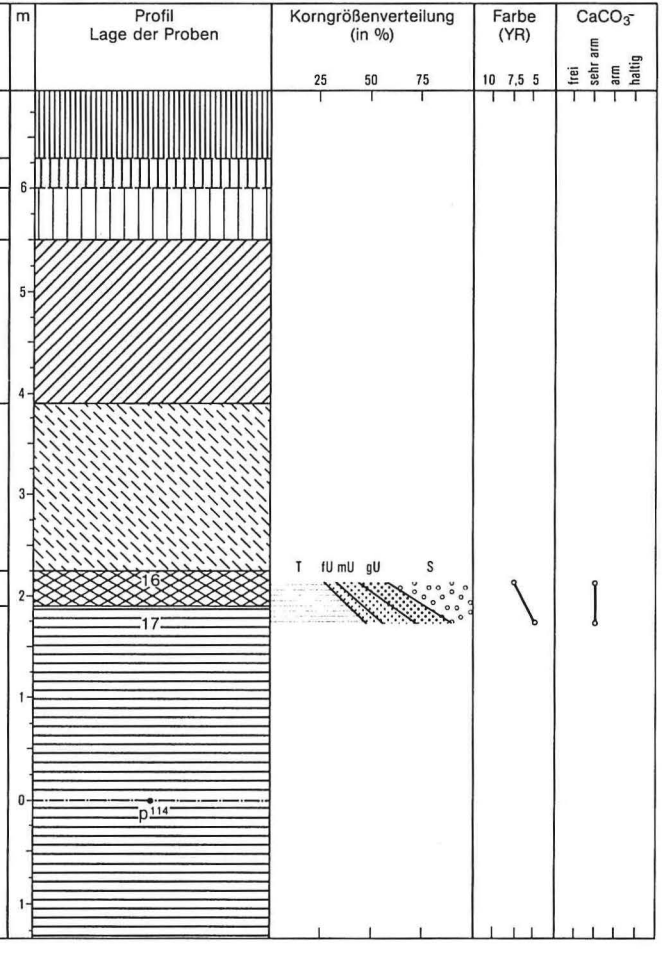


Abb. 5. Detailprofil 3

Komplex	Schicht	DETAILPROFIL 4 (Lage: p 136 – p 142) Beschreibung
16		Wie bei Detailprofil 1
15		Wie bei Detailprofil 1
11		Wie bei Detailprofil 3
10	I	60 cm kräftigbrauner (7,5 YR 5/6), carbonathaltiger Schluff, Mangankonkretionen und -flecken; mit Manganhäutchen überzogene, runde, kleine Sandsteine, Polyedergefüge; obere Begrenzung wellig bis zungenförmig, aber sehr deutlich, nach unten zu undeutlicher
	II	70 cm wie bei I, jedoch deutlich geschichtet, abschnittsweise Lagen aus kleinen Geröllen und kleinen Schutteilchen an der Basis
	III	30-80 cm brauner (7,5 YR 5/4), carbonathaltiger lehmiger Schluff, heller gefleckt, Mangankonkretionen und Grobkomponenten wie bei I. u. II, undeutliche obere Begrenzung, untere Begrenzung durch Solifluktionsschutt
		Solifluktionsschicht, z.T. aus dichtgepackten Geröllagen, z.T. aus Sandsteinschutt
9	C	30 cm kräftigbrauner (7,5 YR 5/6), carbonatfreier lehmiger Schluff, sehr wenige kleine Mangankonkretionen u. Grobkomponenten, Manganflecken, Wechsellagerung von dunklerem und hellerem Material
8		100 cm rötlichbrauner (5 YR 4/4), carbonatarmer tonig-schluffiger Lehm, vereinzelt runde, kleine Grobkomponenten und Mangankonkretionen mit Anreicherung an der Basis, Polyeder- bis Subpolyedergefüge, obere und untere Begrenzung jeweils durch Solifluktionsschicht
1		Wie bei Detailprofil 5, 6, 7 und 8
		Sandstein

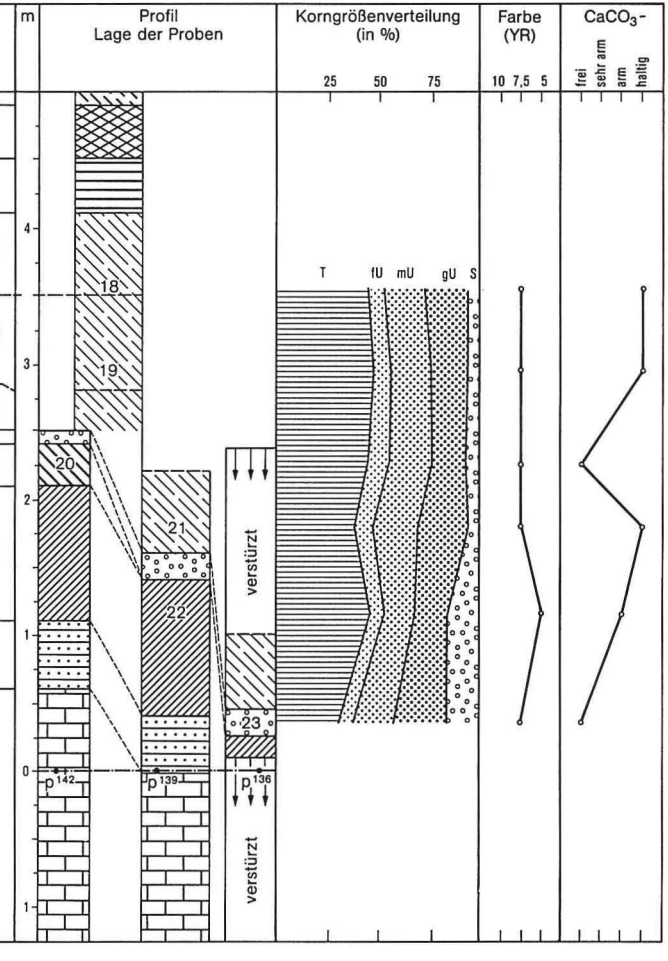


Abb. 6. Detailprofil 4

Komplex	Schicht	DETAILPROFIL 5 (Lage: p 162) Beschreibung
		Verstürzt
9	C	90cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), carbonatfreier lehmiger Schluff, Wechsellagerung von dünnen Lagen hellen schluffigen und dunkleren tonigen Materials, kaum porös, kleine Mangankonkretionen, wenige, sehr kleine Grobkomponenten; obere Begrenzung nicht feststellbar, da verstürzt, untere sehr deutlich
8		90cm gelblichroter (5 YR 4-5/6), carbonatfreier bis sehr carbonatarmer tonig-schluffiger Lehm, Mangankonkretionen, Grobkomponentenanreicherung an der Basis, Polyeder- bis Subpolyedergefüge; untere Begrenzung wenig deutlich
7		60cm rötlichgelber (7,5 YR 6/8), carbonatarmer schwach lehmiger Schluff; nur vereinzelt Sandsteine (eckig, teilweise bis zu 3cm), vereinzelt Mangankonkretionen, Polyedergefüge; untere Begrenzung undeutlich
5		80cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), sehr carbonatarmer sandiger Schluff; sehr wenige, kleine Mangankonkretionen, im unteren Bereich vereinzelt Sandsteine (bis ca. 2cm) und schwach ausgeprägte Schichtung, Polyedergefüge; untere Begrenzung undeutlich
4		85cm bräunlichgelber (10 YR 6/6), sehr carbonatarmer schluffiger Lehm, verstärkt Wechsellagerung zwischen dunklerem sandigen und hellerem schluffigen Material, nach unten hin Zunahme der Schutteile (bis zu 5-6cm), Polyeder- bis Subpolyedergefüge; deutliche untere Begrenzung (Solifluktionsschicht)
2	I	50cm kräftigbrauner (7,5 YR 5/6) bis rötlichbrauner, sehr carbonatarmer Ton mit rötlichgelben bis kräftigbraunen, z.T. auch bräunlichgelben schluffigen Flecken und schwach ausgeprägten Bändern; deutliche untere Begrenzung
	II	20cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), lehmiger Schluff, sehr wenige, kleine Grobkomponenten; deutliche untere Begrenzung
1	I	20cm gelblichroter (5 YR 5/6), lehmiger Ton, wenige kl. Sandsteine (nach unten zunehmend); untere Begrenzung durch Basissolifluktionsschutt
	II	Solifluktionsschutt
		Sandstein

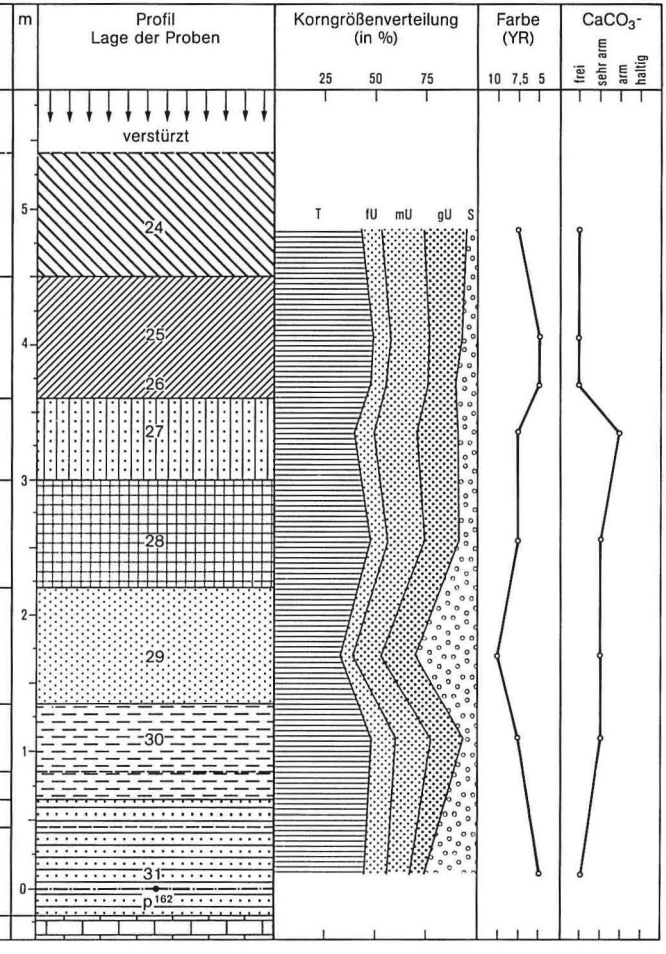


Abb. 7. Detailprofil 5

Komplex	Schicht	DETAILPROFIL 6 (Lage: p^{174} – p^{179}) Beschreibung
9	B_v od. B_t	160 cm gelblichroter (5 YR 5/6), sehr carbonatarmer schluffiger Lehm, geschichtet, sehr wenige kleine Grobkomponenten, Manganflecken, vereinzelt helle Flecken und Schlieren, geringe Zunahme des Grobkomponentenanteils nach unten zu, Polyeder bis Subpolyedergefüge; sehr undeutliche untere Begrenzung
	C	130 cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), carbonatarmer schwach lehmiger Schluff, deutlich geschichtet, sehr wenige kleine Grobkomponenten und Mangankonkretionen; wenig deutliche untere Begrenzung
8		60 cm gelblichroter (5 YR 5/8), sehr carbonatarmer tonig-schluffiger Lehm, vereinzelt hell gefleckt; undeutliche bis deutliche untere Begrenzung
7		100 cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), carbonathaltiger Schluff, Mangankonkretionen, sehr wenige kleine Grobkomponenten, Kohärentgefüge; hier deutliche untere Begrenzung durch Solifluktionsschicht
		Solifluktionsschicht
5		110 cm rötlichgelber (7,5 YR 6/8) carbonathaltiger Schluff, Mangankonkretionen, Polyedergefüge, nach unten zu Anreicherung von Grobkomponenten; undeutliche untere Begrenzung
4		60 cm sehr blaßbrauner (10 YR 7/3), carbonatarmer Schluff, im oberen Teil schwach lehmig, Manganflecken, Polyeder- bis Subpolyedergefüge; sehr deutliche untere Begrenzung durch schmale Solifluktionsschicht (ca. 10 cm)
3		40 cm rötlichgelber (7,5 YR 7/6), carbonatfreier lehmiger Schluff, vereinzelt Grobkomponenten, Subpolyedergefüge, Solifluktion an der Basis; deutliche bis undeutliche untere Begrenzung
2	I	130 cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), bis hellgrauer (10 YR 7/2), carbonatfreier Schluff bzw. lehmiger Schluff, sehr blaßbraune, vereinzelt auch rostbraune Flecken, nach unten hin zunehmend, Manganflecken, Kohärentgefüge; deutliche untere Begrenzung
	II	20 cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), carbonatfreier lehmiger Schluff, nur sehr wenige kleine Grobkomponenten, Kohärentgefüge, deutliche untere Begrenzung
1		100 cm gelblichroter (5 YR 5/6), carbonatfreier Ton; enthält bereits groben Sandsteinschutt, der nach unten hin stark zunimmt; Basissolifluktionsschicht
		Sandstein

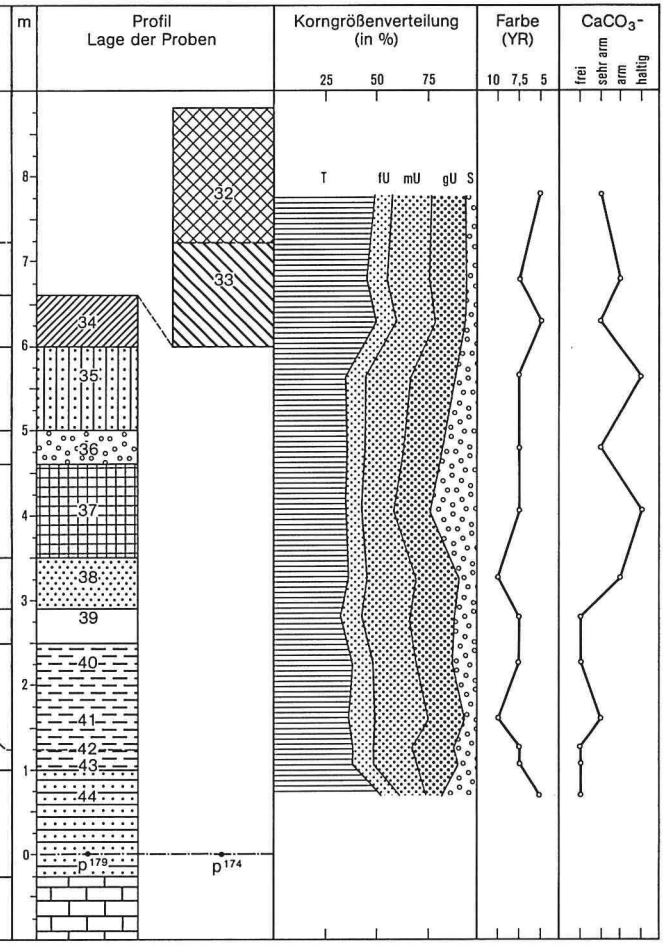


Abb. 8. Detailprofil 6

Komplex	Schicht	DETAILPROFIL 7 (Lage: p^{187} - p^{191}) Beschreibung
9	B_v od. B_t	40cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), sehr carbonatarmer schluffiger Lehm, Polyedergefüge, sehr undeutliche untere Begrenzung
	C	110cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), carbonatarmer, schwach lehmiger Schluff, geschichtet, kleine Grobkomponenten und Mangankonkretionen, wenig deutliche untere Begrenzung
8		80cm gelblichroter (5 YR 5/6), sehr carbonatarmer tonig-schluffiger Lehm, Polyeder- bis Subpolyedergefüge; undeutliche untere Begrenzung
7		135cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), carbonathaltiger Schluff, vereinzelt Sandsteinstücke (2-3cm), Kohärentgefüge; untere Begrenzung verstürzt
		dunklerer Keil: kräftigbrauner (7,5 YR 5/6), carbonatfreier lehmiger Schluff, vereinzelt kleine Grobkomponenten, schwache Anreicherung an der Basis, Manganflecken, teilweise blaßbraune Flecken, Polyedergefüge; deutliche bis undeutliche untere Begrenzung
6		? cm hellgelblichbrauner (10 YR 6/4), sehr carbonatarmer Schluff, schwach erkennbare Schichtung, vereinzelt kleine Grobkomponenten und Mangankonkretionen, blättriges Gefüge; obere Begrenzung undeutlich bis deutlich, untere Begrenzung verstürzt
		? cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), carbonathaltiger Schluff, sehr wenige kleine Grobkomponenten, Polyedergefüge; durch Solifluktionsschicht deutliche untere Begrenzung
		Solifluktionsschicht
3		50cm gelblichbrauner (10 YR 5/6), carbonatarmer Schluff, Manganflecken und -konkretionen, kleine Grobkomponenten, vereinzelt tonige und helle Flecken, Kohärentgefüge, welliger Übergang in dichtgepackte Lage aus Konkretionen und kleinen Geröllen an der Basis; undeutl. Begrenzung
2		? cm kräftigbrauner (7,5 YR 5/6), carbonatarmer stark lehmiger Schluff; untere Begrenzung verstürzt
(1)		verstürzt
		Sandstein

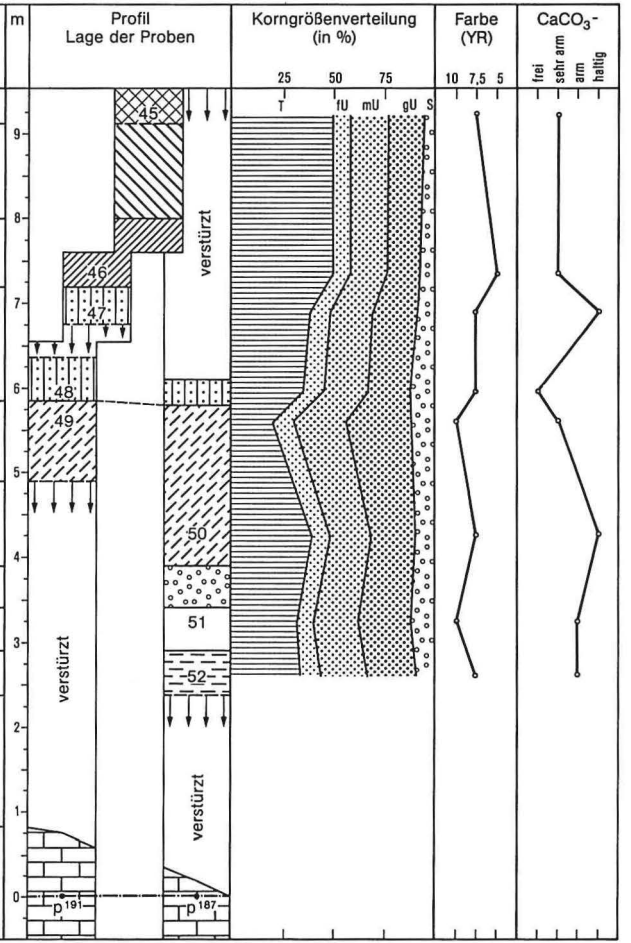


Abb. 9. Detailprofil 7

Komplex	Schicht	DETAILPROFIL 8 (Lage: p^{201}) Beschreibung
7		130 cm rötlichgelber (7,5 YR 7/6) carbonatfreier stark lehmiger Schluff, geschichtet, vereinzelt hell gefleckt, Polyedergefüge; deutliche untere Begrenzung durch dichte Steinsohle aus Angulatensandsteinschutt
So		Solifluktionsschicht
1		50 cm rötlichbrauner (2,5 YR 4/4), carbonatfreier lehmiger Ton, teilweise helle Flecken, Polyedergefüge, Zunahme der groben Sandsteine zur Basis hin; deutliche untere Begrenzung durch mürben, anstehenden Burgsandstein
		Sandstein
		verstürzt

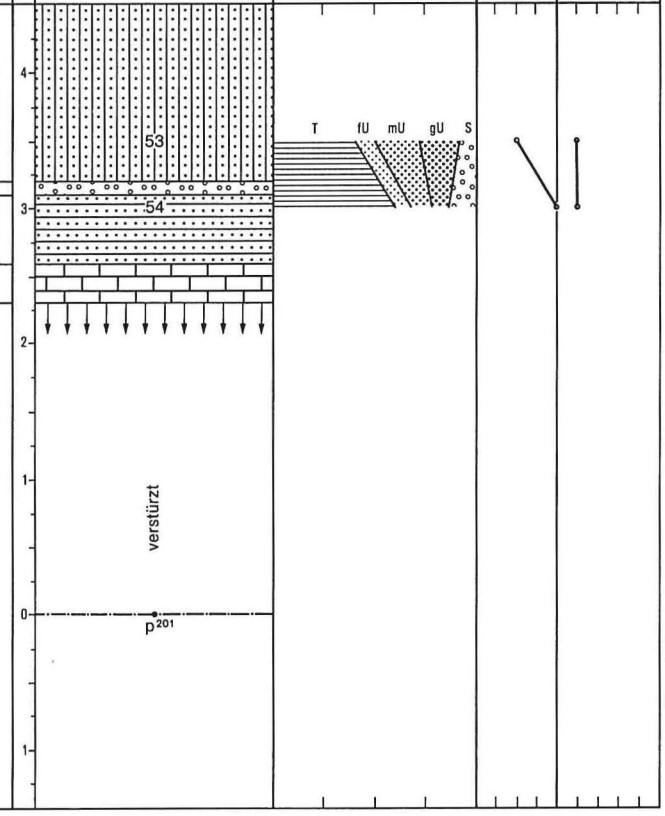


Abb. 10. Detailprofil 8

Zusätzlich wurden an einigen wichtig erscheinenden Stellen Einzelproben gezogen:

K. 19	65 cm rötlichgelber (7,5 YR 6/8), carbonatfreier lehmiger Sand, viele Sandsteine (bis 3 cm), wellige untere Begrenzung, Schicht läßt sich bis in Profil 2 verfolgen, *Probe 56.*
	100 cm rötlichgelber (7,5 YR 6/6), carbonatfreier lehmiger Sand, viele Sandsteine, Schuttsohle über dem anstehenden Sandstein, *Probe 55.*
Keuperletten	schwärzlichroter (10 R 3/4) schluffig-toniger Lehm, kein Grobmaterial, *Probe 64.*
K. 12	Beschreibung der *Probe 12* siehe Detailprofil 2, Proben 14 und 15.
K. 13	gelblichroter (5 YR 5/6), sehr carbonatarmer, schluffiger Sand, Wechsellagerung zwischen sandigem und mehr schluffig sandigem Material, wenige runde, ca. erbsengroße, mit Manganhäutchen überzogene Sandsteinchen, durch Solifluktionsstreifen deutliche obere Begrenzung, Begrenzung zu K. 14 undeutlich bis deutlich (Konkretionsanreicherungshorizont) und zu K. 12 wellig, aber sehr deutlich, *Probe 11.*

2. Die Umgebung des Profils im Rahmen des Arbeitsgebietes

Um die im Profil Gaustadt II gewonnenen Ergebnisse in einen größeren Zusammenhang stellen zu können, wurden die Lößvorkommen des Arbeitsgebietes entsprechend der in Abschnitt II.A. dargelegten Fragestellung untersucht und 17 weitere Proben entnommen.

Als engere Arbeitsbereiche dienten 1. der dem Profil westlich benachbarte Geländesporn zwischen Weinberg und Vogelberg; 2. das Gebiet zwischen Wildensorg, Seehöflein und Stegaurach[10], um Vergleichsproben auch aus etwas größerer Entfernung mit denen des Ausgangsprofils vergleichen zu können. Die Proben wurden unter folgenden Aspekten entnommen:

Ist Löß auch auf isoliert stehenden Kuppen (wo er – ohne Beimengung nicht äolisch transportierten Materials – rein erhalten sein müßte) zu finden?

Welche Materialveränderungen lassen sich in den verschiedenen Hangbereichen feststellen?

Entspricht die auf der geologischen Karte angegebene flächenhafte Ausdehnung den tatsächlichen Verhältnissen?

---

10) Das Liegende wird hier im (größeren) westlichen Teil von Hang- und Solifluktionsschutt geprägt, während im Osten der obere Burgsandstein und teilweise der Feuerletten anstehen.

In welcher Mächtigkeit kommt der Löß an den verschiedenen Stellen vor? Entsprechend ihrer Herkunft[11] wurden die Proben in fünf Gruppen eingeteilt:

Gruppe 1: (57, 58, 65): isoliert stehende Kuppen.

Gruppe 2: (59, 60, 61): Oberhang eines südwest-nordöstlich verlaufenden Geländesporns.

Gruppe 3: (62, 63): Oberhang und Hangfuß eines von Süden nach Norden verlaufenden Geländesporns.

Gruppe 4: (66, 68, 71, 72, 73): Peripherie des Lößgebietes zwischen Wildensorg, Seehöflein und Stegaurach.

Gruppe 5: (69, 70): Einzelproben, die wegen ihres hohen S-Anteils zusammengefaßt wurden.

3. *Zur Darstellung der Ergebnisse der Korngrößenanalyse*

Die Auswertung der erhaltenen Analysedaten erforderte die graphische Darstellung der Korngrößenverteilungen in verschiedener Art und die Ermittlung vergleichbarer Zahlenwerte. In Verbindung mit dem Geländebefund sollen sie die Eigenschaften der verschiedenen Sedimenttypen herausstellen und ihren Vergleich erleichtern.

a) Histogramme

Für die Beurteilung und den Vergleich von Einzelproben erscheint das Histogramm am geeignetsten (siehe die Diagrammtafeln im Anhang). Es zeigt anschaulich in Form von Rechtecken über den jeweiligen Funktionsgrenzen deren prozentualen Anteil an der Gesamtprobenmenge[12]. Charakteristisch für das Bild eines typischen Lößhistogramms ist die Linkstreppung vom Grob-

---

11) Die Lage der Entnahmestellen im Gelände, ihr jeweiliges T-, U- und S-Verhältnis, sowie weitere Bohrpunkte, an denen keine Proben genommen wurden, sind in der Originalarbeit kartographisch dargestellt. Aus technischen Gründen konnte diese Darstellung nicht übernommen werden. Statt dessen seien hier die Gauss-Krüger-Netzwerte der Probeentnahmestellen genannt:

Probe 57: r 4415.530/h 5529.980	65: r 4417.860/h 5529.820
58: r 4415.530/h 5529.980	66: r 4417.080/h 5526.970
59: r 4415.780/h 5530.110	68: r 4417.960/h 5527.080
60: r 4415.980/h 5530.000	69: r 4416.490/h 5527.180
61: r 4416.040/h 5530.050	70: r 4417.330/h 5526.570
62: r 4416.980/h 5530.400	71: r 4417.740/h 5527.820
63: r 4416.780/h 5530.400	72: r 4417.720/h 5528.120

73: r 4417.360/h 5527.540

12) Benennung und Größenklassen der Kornfraktionen nach der Kartieranleitung der AG Bodenkunde 1971.

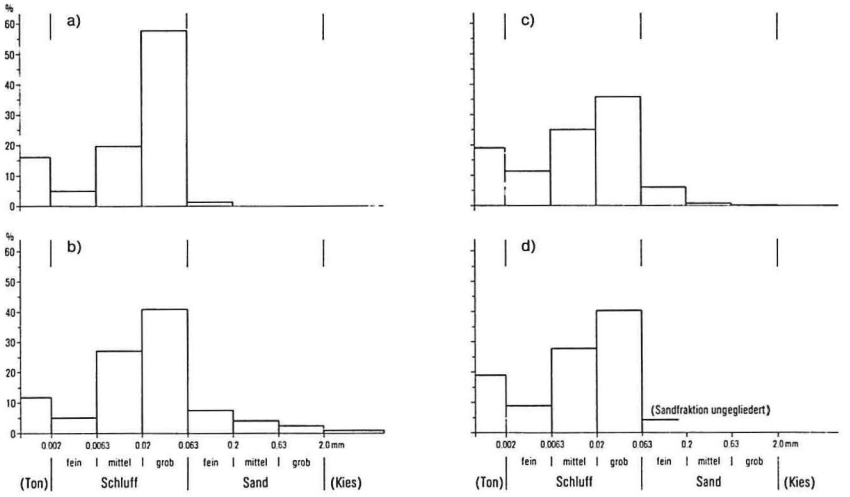


Abb. 11. Beispiele einiger regionaltypischer Löß-Histogramme

a) Niederrheinisches Gebiet (C-Horizont, nach Paas 1968, Seite 19); b) Elsaß (Achenheim, Carrière Sundhauser)[13]; c) Mittelfränkisches Gebiet (Niederndorf bei Herzogenaurach, Ziegelei Gumbmann)[13 a]; d) Mainfränkisches Gebiet (Helmstadt, nach Garleff/Peinemann 1981, Seite 179; die S-Fraktion wurde hier nicht differenziert)

schluff-Maximum zum Feinschluff, wobei das Grobschluff-Maximum in aller Regel sehr deutlich hervortritt. Insgesamt liegt die Masse des Materials im Schluffbereich. Der Tongehalt schwankt um 10–15 %. Außerdem ist ein mäßiger Feinsandanteil kennzeichnend für echten äolischen Löß (vgl. dazu Abb. 11). Dagegen weist eine weniger gute Sortierung, ein erhöhter Mittel- und Grobsandanteil – oft in Verbindung mit einem zunehmenden Tongehalt – auf Verschwemmung und/oder Solifluktion hin. Dies insbesondere dann, wenn die Analyse noch Kiesanteile ergibt, die eindeutig nicht auf Konkretionen zurückzuführen sind. Zeigt die Sandfraktion neben Grobsandgehalt ein deutliches Maximum im Mittelsand, so kann es sich auch um Flugsandbeimengung handeln.

b) Kombinierte Darstellung der Detailprofile

Eine derartige Darstellung bietet die Möglichkeit, die wesentlichen Ergebnisse einer Aufschlußuntersuchung platzsparend darzustellen. Sie wird hier dazu verwendet, die Analyseergebnisse in vereinfachter Form in Verbindung mit dem Geländebefund vorzustellen (vgl. Abschnitt II.C.1.d., Abb. 3–10).

---

13) Die Werte wurden mir freundlicherweise von Prof. Habbe zur Verfügung gestellt.

13 a) Siehe oben Anm. 13.

c) Korngrößenverteilungen der Balkendiagramme innerhalb der Gesamtprofildarstellung

Die Zusammenfassung der Korngrößenanalysen in Form von Balkendiagrammen ermöglicht eine überblicksmäßige Erfassung der Charakteristika der verschiedenen Sedimente. In die Darstellung des Gesamtprofils sind daher Balkendiagramme eingebaut worden, um die Änderung der Korngrößenspektren sowohl in vertikaler als auch horizontaler Abfolge innerhalb des Profils zu zeigen, ohne die Darstellung graphisch zu überladen (siehe Profiltafel).

d) Dreiecksdiagramme

Für einen Vergleich aller Proben, ihre Einteilung und Typisierung erschien das Dreiecksdiagramm am geeignetsten, weil dabei die Einzelprobe mit den Prozentwerten für T, U und S durch einen einzigen Punkt dargestellt werden kann, dessen Lage im Netz bei geringstem Platzaufwand wesentliche Eigenschaften des Sediments zu kennzeichnen vermag. So können nicht nur die wichtigsten Daten aller Proben in einem einzigen Diagramm dargestellt werden, sondern es ist auch möglich, Analysedaten aus der Literatur mit einzubeziehen, vorausgesetzt, ihre Einteilungen lassen sich auf die genannten drei Korngrößenintervalle umrechnen (siehe Abb. 15, 16, 17 u. 20).

e) Summenkurven

Summenkurven der Korngrößenverteilung wurden für jede einzelne Probe gezeichnet, um die wichtigsten Kennwerte (s. u.) ermitteln zu können. Da für die Veranschaulichung der Eigenschaften von Einzelproben die Summenkurve weniger geeignet ist als das Histogramm, wurde auf eine Übernahme in den vorliegenden Text verzichtet.

f) Verschiedene Kennwerte

Zur exakteren Beschreibung insbesondere sandiger Sedimente werden häufig verschiedene Kennwerte ermittelt, unter denen Sortierungsgrad, Schiefe und Median nach Trask (1932) (vgl. H. Füchtbauer u. G. Müller 1977, S. 47) die gebräuchlichsten sind.

Da wegen des durchschnittlich hohen T-Gehaltes bei der Mehrzahl der Proben das erste Quartil mit den zur Verfügung stehenden Methoden nicht zu bestimmen war, konnten die Werte für *Sortierung* und *Schiefe* nicht berechnet und zu einer vergleichenden Betrachtung der Proben herangezogen werden.

Dagegen läßt sich der *Medianwert* für nahezu alle Proben ermitteln. Wie alle Mittelwerte vermag er eine Probe bis zu einem gewissen Grade zu charak-

terisieren, kann daher für einen Vergleich herangezogen werden, sofern das Material nicht zu heterogen ist. Außerdem läßt er sich nach BRUNNACKER (1973) bei unverändertem äolischen Material bedingt Aussagen auf die Entfernung zum Liefergebiet zu; denn mit größer werdender Distanz vom Herkunftsort nimmt sein Wert ab. Da es sich im Arbeitsgebiet aber fast durchweg um umgelagertes oder überprägtes Material handelt, ist der Medianwert für diese Art der Interpretation unbrauchbar.

Als nützlich erwies sich dagegen ein *Quotientwert*, der das Verhältnis von mU zu gU angibt:

$$q = \frac{mU}{gU} \times 100$$

Er dient zur Kennzeichnung der Schluffverteilung in dem im Rahmen dieser Arbeit analysierten Probenmaterial. Je mehr q den Wert 100 übersteigt, desto deutlicher ist die Verschiebung des Schluff-Maximums zum mU und damit die Abweichung von der typischen Linkstreppung des echten Lösses. Die Brauchbarkeit eines solchen Quotienten erwies sich im Gaustadter Profil dadurch, daß die meisten Proben, die aus der Sedimentfüllung der „kleinen Mulde" stammen, im Gegensatz zu denen der „großen Mulde" durch einen q-Wert > 100 gekennzeichnet werden können (vgl. II.D.2.b.).

D. Interpretation der Ergebnisse

1. Zur Frage der Bildungsprozesse und der Lagerungsverhältnisse

a) Verschiedene Bildungsprozesse und ihre spezifischen Ausprägungen

α) Äolische Akkumulation

Löß gilt als das wichtigste fossile Staubsediment überhaupt. Die Verfrachtung als Schwebstofftransport in Luft erfolgt durch Staubstürme, welche die dichten Staubwolken kilometerhoch treiben können (unter Kaltzeitbedingungen vermutlich in erster Linie im Spätsommer und Frühherbst, wenn die Ausblasungsflächen oberflächlich abgetrocknet waren); die Sedimentation geschieht in Kältesteppen, deren Grasvegetation die an sich leicht beweglichen Staubkörner festhält und so dem Weitertransport entzieht.

Charakteristisches Kennzeichen der Staubsedimente ist ihre geringe Korngröße, die vor allem im Grobschluffbereich liegt (jedoch bis in die T-Fraktion hineinreichen kann), sowie eine hohe Porosität und das Fehlen von Schichtung. Die Sortierung ist in der Regel sehr gut (vgl. FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1977, S. 135). Der primäre oder äolische Löß weist keinerlei Anzeichen einer sekundären Verlagerung und kein Fremdmaterial auf. Im Verhältnis zu umgelagertem oder überprägtem Löß hat er einen geringeren T- und einen höheren Kalkgehalt.

β) Verschwemmung

Bei der Verschwemmung unter Kaltzeitbedingungen wird der äolisch sedimentierte Löß infolge Wasserübersättigung des Oberbodens – in erster Linie vermutlich im Frühjahr nach der Schneeschmelze, wenn der Dauerfrostbodenspiegel noch dicht unter der Oberfläche stand – erneut mobilisiert und als Suspensionsfracht in Wasser transportiert. Dabei handelt es sich um eine träge, flächenhaft ablaufende Fließbewegung, die aber schneller vor sich geht als die eigentliche Solifluktion. Von dieser unterscheidet sie sich außerdem dadurch, daß sie nur die oberen Schichten erfaßt. Die nur kurzzeitig ausreichende Wasserzufuhr läßt Verfrachtung und Sedimentation nur in zeitlich eng begrenzten Phasen zu, wobei das Material nur über relativ kurze Strecken transportiert werden kann und dann mit einem Mal abgesetzt wird. Die Sortierung ist daher im allgemeinen schlecht.

Die entstehenden Schichtpakete sind entweder homogen oder rhythmisch geschichtet, je nach Menge des zur Verfügung stehenden Wassers. Zum Teil sind die groben Komponenten in den unteren Lagen angereichert, und der Feinanteil nimmt nach oben hin zu.

Nach Geilenkeuser (1970, S. 70 f.) sind neben brauner Farbe und Tonanreicherung auch Zunahme des „Schluffanteils" (entspricht den hier verwendeten Fraktionen Mittel- und Feinschluff), Abnahme des „Staub-" (entspricht hier dem Grobschluff) und Feinsandanteils sowie Entkalkung weitere Kennzeichen des Schwemmlösses.

γ) Solifluktion

Als kaltzeitliche Solifluktion bezeichnet man die langsame Hangabwärtsverlagerung des sommerlichen Auftaubodens. Im Gegensatz zur Verschwemmung ist sie träger und geht langsamer vor sich. Durch Solifluktion umgelagertes Material wird auch als Fließerde bezeichnet. Es entstammt dem anstehenden Untergrund oder/und den Deckschichten höher am Hang, ist in der Regel ungeschichtet und enthält, je nach Intensität der Bewegung, mehr oder weniger zahlreich und in der Größe unterschiedlich grobe, meist eckige Schutteile, die vielfach quer zur Transportrichtung eingeregelt sind.

Die Unterscheidung von Solifluktion und Verschwemmung ist häufig schwierig, da auch alle Arten von Übergangsformen vorkommen. Erst wenn sich in stärkerem Maße Grobkomponenten finden, kann mit Sicherheit von solifluidaler Umlagerung gesprochen werden. Die kaltzeitliche periglaziale Serie setzt jeweils mit einer Fließerde ein (vgl. Weidenbach 1952, S. 31). Nach oben zu ist diese häufig mit dem auflagernden Löß verzahnt bzw. hat während ihrer solifluidalen Bewegung Lößmaterial aufgenommen.

Semmel (1969, S. 60) hat an rezenten amorphen Solifluktionsdecken in Spitzbergen festgestellt, daß deren Oberflächen meist einer kräftigen, flächenhaft wirkenden Abspülung ausgesetzt sind. Innerhalb der Auftauzone wird durch die sogenannte „Drainagespülung" Feinmaterial abtransportiert, jedoch durch Verwitterung (Entkalkung, Verbraunung, Tonmineralneubildung) innerhalb des Auftaubodens neues Material bereitgestellt.

Sowohl Spülvorgänge als auch solifluidale Bewegung setzen eine Mindestgeländeneigung voraus.

δ) Bodenbildungen

Während aller Warmphasen des Pleistozäns fand in Mitteleuropa stets Bodenbildung statt, die in den folgenden Kaltzeiten häufig durch neue Sedimente überdeckt (bzw. abgetragen) und damit abgebrochen wurde. Entsprechend den unterschiedlichen klimatischen Verhältnissen kam es zur Ausprägung spezifischer Profile mit ganz bestimmter Horizontabfolge und – je nach Bildungsintensität – unterschiedlichem Entwicklungsgrad. In einem Deckschichtenstapel dem Aussehen nach deutlich unterscheidbare Horizonte sind jedoch erst dann als Bodenbildungen über dem Liegenden anzusehen, wenn sie das gleiche Korngrößenspektrum aufweisen. Kennzeichnend ist stets eine mehr oder weniger starke Verwitterung bis hin zur Tondurchschlämmung.

Jedoch ist die chemisch-physikalische Veränderung des Ausgangsmaterials nicht immer mit Bodenbildung im engeren Sinn (unter Vegetation) gleichzusetzen. Sie kann auch lediglich eine Unterbrechung der Sedimentation und eine Veränderung der Atmosphärilien anzeigen, die post- und z. T. auch schon synsedimentär zu Materialumbildungen führen, welche sich in einem hohen Anteil an Fe^{3+} und in Tondurchschlämmung bemerkbar machen (s. II.D.1.a.β).

b) Versuch einer genetischen Deutung der Schichtabfolge innerhalb des Profils Gaustadt II

Auf der Grundlage der Gelände- und Laboruntersuchungen sollen nunmehr die einzelnen Sedimentkomplexe des Profils Gaustadt II (vgl. Profiltafel, sowie Abb. 3–10 u. 16) betrachtet und einige Gedanken über dessen Entstehung diskutiert werden.

Komplex 1

Zugehörige Proben: 31, 44, 54.

Die quartäre Schichtabfolge beginnt im Westen mit einer mächtigen, in sich mehrfach gegliederten Basissolifluktionsschicht, die im Wechsel aus

dichtgepackten Lagen groben, eingeregelten Angulatensandsteinschuttes und mehr tonigen, weniger und kleineres Grobmaterial führenden Zwischenhorizonten besteht.

Obwohl, wie schon die Farbe zeigt, die Solifluktionsschicht sehr viel Keuperletten enthält, läßt sich dadurch vor allem der sehr hohe Tongehalt nicht erklären, denn die Probe aus dem schwarzroten Letten (Pr. 64) weist nur einen T-Anteil von unter 27 % auf. Der Tongehalt muß vielmehr entweder durch Tonanreicherung, durch Tonmineralneubildung oder durch Beimengung von Hangschuttmaterial entstanden sein, wie es auf dem Vogelberg (Proben 57, 58) oder auf der dem Profil südlich gegenüberliegenden Höhe (Pr. 65) vorkommt.

Die basale Solifluktionsschicht K. 1 räumte offensichtlich die Muldensohle im Anstehenden weiter aus und füllte Unebenheiten auf, konnte aber die östlich anschließende Sandsteinschwelle zunächst nicht überwinden. Sie blieb über der Basis liegen, bewegte sich allenfalls noch wenige Meter weiter. Gleichzeitig wurde Feinmaterial in die durch Frostverwitterung erweiterten Klüfte des liegenden Burgsandsteins gepreßt. Erst die obersten Schichten von K. 1 waren wieder in der Lage, sich weiter vorzuschieben. Dieses oberste Schichtglied hat dann die östliche Schwelle überschritten und wohl auch abgeschliffen. Obwohl aus dem Materialbestand nicht zu belegen, könnte sich aus diesem veränderten Fließverhalten eine Klimaänderung ableiten lassen.

Komplex 2

Zugehörige Proben: 30, 40, 41, 42, 43, 52

K. 2 ist ein sehr heterogenes Gemisch aus tonigem und schluffigem Material. Der unterschiedliche T-Gehalt (34 % bis 47,3 %) und das Auftreten von kleinen, im Aufschluß bandartigen, im Grundriß aber wohl flächenhaften Einlagerungen reinen Schluffes läßt vermuten, daß es sich um eine durch Verschwemmungsvorgänge bestimmte Ablagerung handelt. Den Anschluß nach oben zu bildet ein Schutthorizont, der teils grobe Angulatensandsteinstücke in feiner Matrix enthält, teils mehr als dichtes Geröllband ausgeprägt ist.

In den untersten 20 cm des Komplexes findet man bis auf sehr wenige kleine Grobkomponenten keinen Hiweis auf stärkere Materialzufuhr vom Oberhang. Die Grenze dieses schmalen Bereiches ist sowohl zum Liegenden (höherer T-Gehalt der Basissolifluktionsschicht) als auch zum Hangenden deutlich.

Lagerungsverhältnisse und Materialeigenschaften deuten darauf hin, daß es sich um ein Sediment aus dem Übergangsbereich zwischen Solifluktion und Verschwemmung handelt, mit Löß als Ausgangsmaterial. Rostbraune und fahl-

graue Flecken im unteren Teil zeugen von wechselndem Stauwassereinfluß, der zur Pseudovergleyung führte.

Der Übergang zum folgenden Komplex ist durch eine Phase kräfiger Solifluktion dokumentiert.

Komplex 3

Zugehörige Proben: 39, 51.

Beim dritten ausgegliederten Komplex handelt es sich um gelblichbraunen bis rötlichgelben lehmigen Schluff, der von der folgenden Sedimenteinheit derart geschnitten wird, daß er in Profil 5 nicht mehr auftaucht. Der T-Gehalt liegt bei den Proben 51 und 39 niedriger als bei denen aus K.2: zwischen 32 % und 33 %. Auffällig sind die unterschiedlichen Schwerpunkte in der Schluffraktion. Während Pr. 51 ihr Maximum im gU hat, überwiegt bei Pr. 39 der mU. Die Verteilung in der Sandfraktion ist wieder annähernd gleich.

Demnach dürfte bei K.3 die äolische Akkumulation überwogen haben, doch lassen Schuttsohle und vereinzelte Grobkomponenten auf syn- und postsedimentäre Verschwemmung und Solifluktion schließen.

Komplex 4

Zugehörige Proben: 29, 38.

Durch ein schmales Schuttband an der Basis und einen markanten Farbwechsel zu blaßbraunem Schluff wird eine deutliche Erosionsdiskordanz zwischen K.4 und dessen Liegendem markiert. K. 4 fällt im Verhältnis zu K. 1 bis K. 3 steiler nach Osten ein (ca. 4 %), so daß seine Schuttsohle im Osten der „kleinen Mulde" bereits dem unteren Teil von K. 2 aufliegt.

Da im Bereich von Profil 6 die unteren zwei Drittel des Sediments frei von Umlagerungserscheinungen sind, kann man eine primär äolische Akkumulation annehmen. Der allmähliche Übergang in eine dunklere, verlehmte Zone deutet auf eine braunerdeartige Überprägung während einer Sedimentationspause hin. Probe 38 würde demnach den C-Horizont einer Bodensequenz repräsentieren. Die Bodenbildungsvorgänge wurden abgelöst durch eine Erosionsphase, in der es zu einer kräftigen Abtragung durch Verspülung kam. Im Profil 5 ist daher die Verlehmungszone nicht mehr als eigenständiger Horizont über äolischem Sediment zu finden, sondern tritt hier bereits innerhalb einer gut erkennbaren Wechsellagerung zwischen schluffig-tonigem (Pr. 29) und mehr sandigem Material auf. Der hohe T-Gehalt der Probe 29 könnte auch als Hinweis auf die ursprüngliche Ausbildung einer Parabraunerde gewertet werden, deren obere Horizonte abgetragen wurden.

Komplex 5

Zugehörige Proben: 28, 37.

Über dem Bodenrest von K. 4 folgt rötlichgelber, relativ sandiger Schluff, der zwar ebenfalls im Osten auskeilt, im Profil 5 jedoch noch feststellbar ist. Obwohl scheinbar schichtungslos, zeigen sich bei näherem Hinsehen doch Spuren von Verschwemmung, die nach oben zu deutlich schwächer werden. Im Profil 5 ist der Übergang zum Liegenden verwischt. Jedoch lassen das Polyedergefüge und der Kalkgehalt (Pr. 37) den Schluß zu, daß das Material größtenteils an Ort und Stelle abgelagert wurde, während gleichzeitig lokale Einschwemmung auftrat.

Der relativ hohe Sandanteil der Proben 37 und 28 könnte mit Einwehung von Material aus dem benachbarten Anstehenden erklärt werden, wie sie Brunnacker (1973, S. 176) für den Löß der nordbayerischen Sandsteinkeupergebiete annimmt.

Die fünf unterschiedenen Ablagerungskomplexe bilden den ältesten Teil der freigelegten quartären Sedimente.

Solifluktionsschicht (So)

Zugehörige Probe: 36.

Auf die Akkumulation des Komplexes 5 folgte eine Abtragungsphase, in der Solifluktions- und Verschwemmungsvorgänge eine flache, tälchenförmige Senke schufen. Dabei wurden die letzten drei Komplexe in ihrem westlichen Teil gekappt.

Die Solifluktionsschicht besteht aus dichtgepackten, großen Angulatensandsteinen. Als Folge gleichzeitiger Ab- und Ausspülung besitzt sie relativ wenig zwischengelagertes Feinmaterial, das allerdings eine deutliche Lößkomponente enthält, wie Probe 36 beweist. Eine Einarbeitung von Letten oder Burgsandstein war nicht festzustellen. An ihrer tiefsten Stelle weist die Solifluktionsschicht die größte Mächtigkeit auf (etwa 0,5 m), um dann nach Osten zu immer schmäler zu werden, bis sie schließlich am oberen Rand der selbstgeschaffenen Senke auskeilt.

Die Ausformung dieser flachen Hohlform könnte der Bildung von „Dellentälchen" entsprechen, wie sie Semmel (1969, S. 55 f.) aus den rezenten periglazialen Gebieten in Südost-Spitzbergen beschreibt, und wie man sie auch in den hessischen Mittelgebirgen gefunden hat: sie entstehen dadurch, daß von beiden Hängen Material auf solifluidalem Weg in fluvial vorgeformte Hohlformen wandert und dort „... ‚fluviatil' aufgearbeitet und abtransportiert [wird]" (Semmel 1969, S. 56).

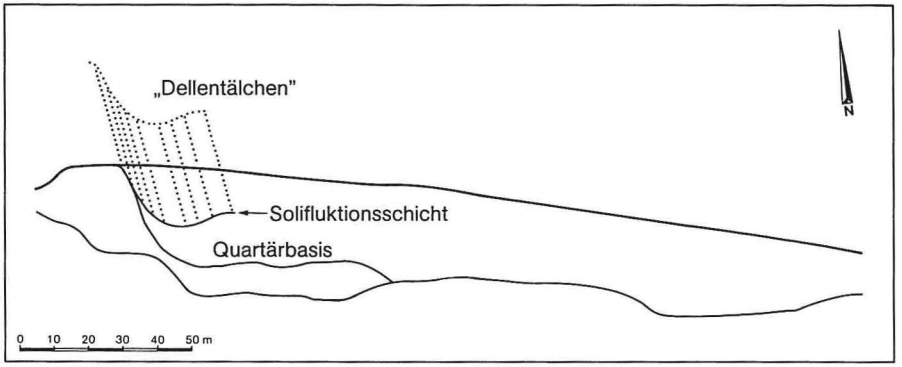


Abb. 12. Lage des „Dellentälchens" zum Profil

Diese Vorstellungen lassen sich auch auf das Profil Gaustadt II übertragen. Dabei müssen die Solifluktionsbewegungen in erster Linie in einem Sektor zwischen Westen und Norden ihren Ursprung gehabt haben, da nur dort höheres Gelände mit „Restschutt"-Vorkommen vorhanden ist, im Osten dagegen die quartären Füllsedimente lagerten, aus denen kein Solifluktionsmaterial dieser Zusammensetzung antransportiert werden konnte. Aus diesen Gegebenheiten des Ausgangsreliefs – und nicht aus klimatischen Gründen – erklärt sich auch die ausgeprägte Asymmetrie des Querschnitts der Hohlform.

Komplex 6

Zugehörige Proben: 49, 50.

Das Korngrößenspektrum der Probe 49 hebt sich deutlich von den älteren Sedimenten der „kleinen Mulde" ab. Es entspricht sehr viel eher als diese einem typischen Löß (vgl. Abb. 11). Das das „Dellentälchen" füllende hellgelblichbraune Material war nur an dieser einen Stelle der „kleinen Mulde" zu finden.

Freilich bestehen auch hier keine ungestörten äolischen Lagerungsverhältnisse. Eine schwach erkennbare Schichtung, blättriges Gefüge und wenige kleine Grobbestandteile beweisen, daß das Material in die Muldenform eingeschwemmt worden sein muß.

Inwieweit noch weitere Erosionsdiskordanzen in der Füllung des „Dellentälchens" auftreten, konnte wegen Verschüttungen bzw. Unzugänglichkeit nicht festgestellt werden. Jedenfalls zeigt Probe 50, die direkt über der tiefsten Stelle der Tälchenfüllung entnommen wurde, eine starke Zunahme in der T- sowie eine starke Abnahme in der U-Fraktion gegenüber Probe 49.

Vergleicht man die Proben aus K. 7 mit Probe 49, so wird ein deutlicher Unterschied im Sedimentcharakter erkennbar, der auf vollständigem Abtrag

des Ausgangsmaterials beruhen muß. Dagegen ist die Tälchenfüllung vor Erosion weitgehend geschützt geblieben.

Komplex 7

Zugehörige Proben: 27, 35, 47, 48, 53.

Dem rötlichgelben, schwach lehmigen Schluff von K. 7 ist auch eine asymmetrisch keilförmige Füllung im oberen Teil von K. 6 zuzurechnen (vgl. Pr. 48).

K. 7 gehört bereits einer neuen, wahrscheinlich auch stärkeren Verschwemmungsphase an, obwohl bis auf die relativ deutlichen Grenzen der erwähnten Füllung zu K. 6 – zumindest an den zugänglichen Stellen – eine eindeutige Erosionsdiskordanz zu K. 6 nicht feststellbar war. Ihre Existenz ergibt sich aber aus der Tatsache, daß K. 7 im Osten direkt auf K. 5 aufliegt.

Komplex 8

Zugehörige Proben: 22, 25, 26, 34, 46.

Dieser durch seine dunkle, gelblichrote Farbe sehr deutlich im Profil hervortretende tonig-schluffige Lehm liegt im Westen K. 7 auf, schneidet aber im Osten mit einer Neigung von 12–13 % diskordant den Sedimentstapel der älteren Schichten ab.

Trotz der sehr dunklen Farbe und des hohen T-Gehalts, die einen B_t-Horizont vermuten lassen, kann es sich bei K. 8 nicht um eine fossile Bodenbildung in situ handeln. K. 8 liegt an dem Punkt, an dem er über der Sandsteinschwelle der „kleinen Mulde" abtaucht, direkt der Basissolifluktionsschicht auf. K 7 ist hier also bereits völlig abgetragen und kommt als C-Horizont für eine Bodenbildung nicht in Frage. Außerdem waren im unteren Bereich von K. 8 Umlagerungserscheinungen festzustellen.

Der hohe Anteil an kleinen Korngrößen, vor allem der auffällige T-Gehalt (46–50 %) bei nach oben hin mehr und mehr fehlenden Anzeichen von Umlagerung zeigen, daß es sich hierbei um ein primär äolisches Sediment mit nicht lößtypischen Eigenschaften handelt. Es ist allenfalls noch eine geringe Einspülung und Einwehung aus dem nahen Hangschutt denkbar.

Die einheitlich dunkle Färbung kann entweder durch synsedimentäre Verbraunung hervorgerufen sein oder durch Einblasung von Material, das bereits an anderer Stelle Bodenbildungsprozessen unterlag.

Komplex 9

Zugehörige Proben: 20, 24, 32, 33, 45.

Als letztes Glied, das eindeutig noch der Füllung der „kleinen Mulde" angehört, schließt sich ein geschichteter, rötlichgelber, lehmiger bis toniger Schluff an. Die untere Begrenzung ist stellenweise sehr deutlich ausgeprägt. Auch hier fanden sich Anzeichen von schwacher Verschwemmung.

Im Verlauf einer auf die Akkumulation von K. 9 folgenden Warmphase konnte sich darauf ein Boden entwickeln. Die Proben 45 und 32 fallen im Dreiecksdiagramm (vgl. Abb. 17) eindeutig in die Gruppe der „Tonanreicherungshorizonte", repräsentieren also einen B_t-Horizont, während Nr. 20, 24 und 33 im Bereich der „verwitterten oder älteren Lösse" liegen und damit aus dem C-Horizont stammen. Ein A-Horizont fehlt. Bei dem fossilen Boden in K. 9 dürfte es sich um den Rest einer schwach pseudovergleyten Parabraunerde handeln.

Übergang zwischen „kleiner" und „großer Mulde"

Die Komplexe 7–9 werden im Westen von der heutigen Geländeoberfläche geschnitten, im Osten durch die Grenzfläche gegen K. 10. Hier liegt auch die Grenze zwischen den Füllsedimenten der beiden Mulden und damit auch zwischen den relativ älteren Ablagerungen der „kleinen" und den jüngeren der „großen Muldenform". An dieser Grenzfläche tritt eine dünne Solifluktionsschicht auf (Pr. 23 in Profil 4; Abb. 13), die teils als dichte Geröllage, teils als Schutthorizont ausgebildet ist. Sie ähnelt sehr einer Schuttlage, die bei P^{47} 0,5 m unter dem Niveau der Abraumterrasse gefunden wurde und einer weiteren, die zwischen den beiden Fundpunkten während des Geländepraktikums II im WS 1979/80 bei 1,55 m bis 2,00 m erbohrt wurde. Wenn diese Solifluktionshorizonte zusammengehören, also genetisch eine Einheit bilden, dann kann man vielleicht auch in der „großen Mulde" auf eine weitere „Dellentälchen"-Bildung schließen, die grundsätzlich ähnlich abgelaufen wäre wie bei der Hohlform, die durch K. 6 ausgekleidet wird. Jedenfalls weichen die auf K. 9 folgenden Komplexe 10–14 durch stärkeres Einfallen sowohl von den liegenden wie von den hangenden Schichten ab und wären am ehesten als Füllung einer Hohlform zu erklären.

Komplex 10

Zugehörige Proben: 18, 19, 21.

Die Sedimentfolge der „großen Mulde" beginnt im Westen mit einem stellenweise deutlich geschichteten, schluffreichen Lößderivat, das keilförmig zwischen K. 9 und K. 11 liegt. Die in allen drei Schichten von K. 10 gleichermaßen verteilten, zugerundeten und von Manganhäutchen überzogenenen Geröl-

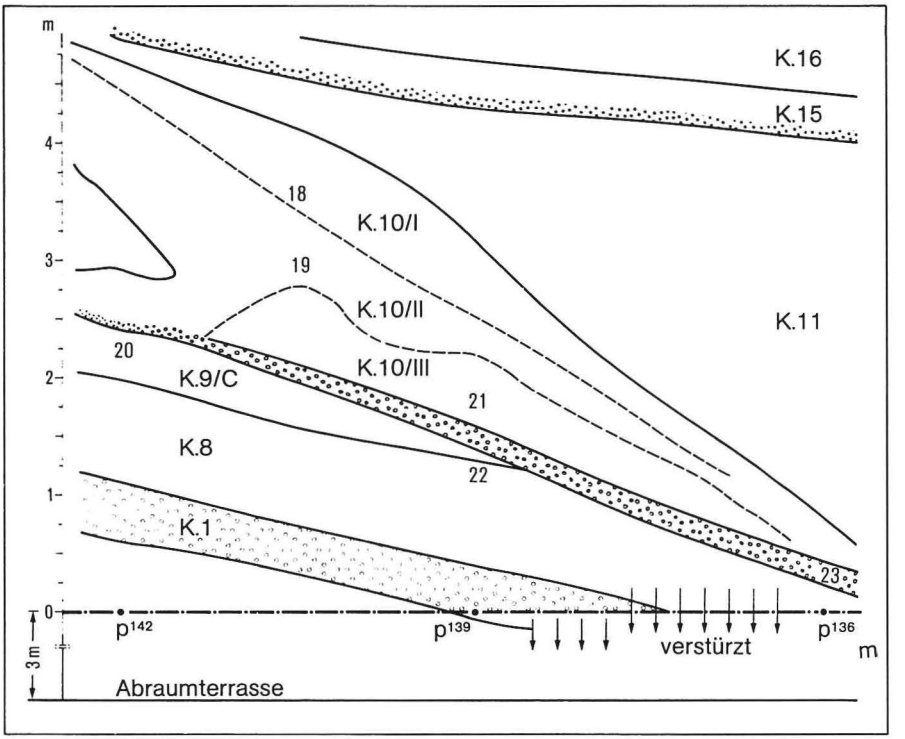


Abb. 13. Übergangsbereich zwischen den Sedimenten der „kleinen" und der „großen Mulde" im Detailprofil 4

le zeugen zusätzlich von Umlagerung. Die Schicht 10/II (Pr. 19) zeigt zwar ein anderes Körnungsbild im Vergleich zu 10/I (Pr. 18) und 10/III (Pr. 21), läßt aber keine durchgängig klaren Grenzen erkennen.

Da Probe 19 aus Schicht 10/II andererseits im Korngrößenspektrum große Ähnlichkeiten mit den Proben aus Komplex 9 aufweist, wäre es denkbar, daß nach oder bereits während der „Dellen"-Bildung in der „großen Mulde" unter sehr feuchten Bedingungen eine Wasserdurchtränkung der oberen Schichten von K. 9 stattfand, die dann z. T. verschwemmt oder solifluidal transportiert wurden oder auch in ganzen Schollen über den relativ steil abfallenden Dellenhang abrutschten.

Komplex 11

Zugehörige Probe: 17.

Eine scharfe, etwas wellige Grenze trennt K. 11 von K. 10. Gleitspuren wie bei K. 10 waren nicht festzustellen. Mit einer Neigung von 7 % fällt K. 11 bereits wieder flacher ein als K. 10.

Solifluktion, Verschwemmung und äolische Akkumulation haben sich bei K. 11 überlagert, wobei jedoch gegen Ende der Sedimentationsphase zunehmend die Anwehung im Vordergrund stand.

Trotz der dunklen Farbe und des hohen T-Gehaltes und wegen der scharfen Grenze zu K. 10 dürfte es sich bei K. 11 nicht um einen autochthonen fossilen Bodenrest handeln, sondern – ähnlich wie bei K. 8 – um ein bereits synsedimentär oder gar bereits vor der äolischen Umlagerung verändertes Material.

Komplex 12

Zugehörige Proben: 12, 14, 15.

Der Übergang zu K. 12 konnte wegen starker Verschüttung nur annähernd festgelegt werden.

K. 12 unterscheidet sich vom vorhergehenden Komplex durch eine viel hellere Farbe und einen höheren U-Anteil (Maximum im gU) bei gleichzeitig größerem S-Gehalt, gleicht also in vieler Hinsicht den echten Lössen im Dach des ganzen Profils. Auffällig ist die relativ geringe Mächtigkeit. K. 12 dürfte danach eine kurze Phase „normaler" äolischer Sedimentation repräsentieren.

Komplex 13

Zugehörige Probe: 11.

Über K. 12 schließt ein gelblichrotes Feinsandsediment an, das eine schwache Schichtung zwischen einerseits schluffig-sandigem, andererseits mehr sandigem Material ohne Schluff und Ton aufweist. Nach Osten zu läßt es sich bis etwa P^{50} verfolgen und taucht dann ab. Der Übergang zu K. 14 setzt mit einem schmalen Konkretionsanreicherungshorizont ein, der die abfallende Obergrenze deutlich nachzeichnet.

Die Korngrößenverteilung zeigt zwei sehr markante Maxima im fS (33 %) und im mS (31,5 %). Die Probe ist weder einer anderen aus dem Profil noch einer aus der Umgebung vergleichbar, die Deutung daher schwierig. Jedenfalls aber ist K. 13 als einer eigenen Sedimentationsphase zugehörig zu betrachten.

Komplex 14

Zugehörige Proben: 8, 9, 10.

Eine Zone sehr schluffhaltigen Materials im Grenzbereich K. 13/K. 14 leitet fließend in gelblich-roten schluffigen Lehm über, der im unteren Teil von kräftigen Verschwemmungsprozessen geprägt ist. Über einem Anreicherungshorizont aus sehr grobem Sand, kleinen Sandsteinchen, Tongeröllen und Konkretionen, der etwa 1,5 m unter der Obergrenze des Komplexes auftritt, liegt ein

rhythmischer Sedimentaufbau vor, in dem sich schmale Schichten groben, sandigen Materials mit eingelagerten Tongeröllen und nur zentimeterbreiten schluffig-tonigen Zwischenlagern abwechseln.

Die Komplexe 10 bis 14 weisen – mit Ausnahme von K.12 – mehr oder weniger deutliche Spuren von Umlagerung auf. Hinweise auf postsedimentäre Überprägung fanden sich nicht. Die auffälligen Materialunterschiede beruhen offensichtlich auf wechselnden Sedimentationsphasen mit jeweils anderen Bildungsbedingungen und zwischengeschalteten Sedimentationshiaten.

In der Tatsache, daß die Neigung der Trennungslinien zwischen den einzelnen Komplexen nach Osten zu geringer wird, paust sich der fortschreitende Reliefausgleich durch, in dessen Verlauf die ursprüngliche Hohlform mehr und mehr aufgefüllt und daher flacher wurde. Auch dies spricht für jeweils neue Bedingungen im Sedimentationsablauf.

Wie die Ablagerung von so unterschiedlichen Sedimenten zustande kam, kann mit den angewandten Untersuchungsmethoden nicht festgestellt werden. Da es sich in jedem Fall um Sedimente mit einem hohen Anteil an äolisch transportiertem Material handelt, käme ein Wechsel der Ausblasungsgebiete als Erklärungsmöglichkeit in Frage. Das würde bedeuten, daß längerdauernde Änderungen in der Windrichtung stattgefunden haben müßten, was aber unwahrscheinlich ist. Richtiger erscheint es, von wechselnden Materialverhältnissen im Herkunftsgebiet auszugehen (vgl. auch II.D.3.).

In einer auf die Ablagerung von K. 14 folgenden, offenbar längerdauernden Abtragungsphase wurden sämtliche ältere Komplexe gekappt, so daß eine klare Erosionsdiskordanz zum Hangenden entstand.

Komplex 15

Zugehörige Proben: 7, 16.

Eine neue Akkumulationsphase setzte mit K. 15, einer Fließerde mit schlechter Materialsortierung, ein.

Da die Proben 7 und 16 neben einem klaren Lößanteil auch ein Maximum im mS aufweisen und Probe 16 außerdem einen relativ hohen gS-Anteil enthält, wäre Flugsandbeimengung denkbar, für die ein Maximum im mS, vor allem im groben mS und im feinen gS, charakteristisch ist.

Komplex 16

Zugehörige Proben: 5, 6, 13

Da die Farb- und Materialgrenze von K. 16 zum Liegenden nur stellenweise sehr klar erkennbar ist (an manchen Stellen ist sie freilich kontinuierlich ver-

folgbar), der gS- und mS-Anteil von unten nach oben hin abnimmt, während sich der T-Gehalt kaum ändert und das Verteilungsbild in der U-Fraktion gleich bleibt, ist anzunehmen, daß es sich bei den Bildungsbedingungen lediglich um eine klimatische Schwankung von mehr feuchten Bedingungen zu trokkeneren innerhalb einer Sedimentationsphase handelt. Im Gegensatz zu K. 15 stand hier die äolische Akkumulation wieder eindeutig im Vordergrund.

Komplex 17

Zugehörige Probe: 4.

Nach einem grobkomponentenführenden Horizont von 20–40 cm an der Basis von K. 17 folgt im oberen Bereich ein schluff- aber auch auffallend tonreiches Material, das schwache Verschwemmungs- und Fließerscheinungen erkennen läßt. K 17 wird daher als wenig verlagertes äolisches Sediment mit leichter Überprägung durch bodenbildende Vorgänge gedeutet, also als Ergebnis etwas feuchterer und wärmerer klimatischer Bedingungen als bei K. 16.

Komplex 18

Zugehörige Proben: 1, 2, 3.

K. 18, der letzte größere Abschnitt der Profilentwicklung, setzt mit einem schmalen (ca. 10 cm), dichtgepackten Schuttband ein, das in erster Linie schwarze Eisenkonkretionen, daneben aber auch kleine Sandsteine führt, die meist noch von schwarzen Manganhäutchen überzogen sind. Die folgende schluffreiche Schicht hebt sich durch ihre helle, blaß- bis hellgelblichbraune Farbe deutlich von den übrigen Straten des Profils ab. Sie erstreckt sich mit einer Neigung von etwa 6 % über die gesamte Länge der „großen Mulde", um dann zwischen Pflock 15 und 16 an der Oberkante des Aufschlusses auszustreichen.

Vereinzelt konnten kryoturbate Erscheinungen an der Basis beobachtet werden.

Da abgesehen von der basalen Schuttflur keine Hinweise auf Umlagerungsprozesse im unteren Drittel des Komplexes gefunden wurden, handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um echten, rein äolisch sedimentierten Löß. Die S-Anteile, die im Korngrößenspektrum auftauchen, sind zum großen Teil auf Konkretionen zurückzuführen.

Auf einer ursprünglichen Braunerde konnte sich in K. 18 eine relativ mächtige Parabraunerde entwickeln, die zwischen dem B_t- (Pr. 1) und dem C-Horizont (Pr. 3) noch einen Übergangshorizont (B_v?; Pr. 2) ohne Tonverlagerungserscheinungen aufweist. Der Oberboden fehlt.

Komplex 19

Zugehörige Proben: 55, 56.

K.19, das letzte Glied in der Profilentwicklung, stellt eine stark sandige Solifluktionsschicht dar, die in dem Abschnitt zwischen Profil 6 und 2 auftaucht und sicher mit für den Abtrag des Oberbodens der Parabraunerde verantwortlich ist.

Die Proben 55 und 56 beinhalten beide eine relativ hohe Flugsandkomponente, gegenüber welcher der Schluffanteil fast völlig zurücktritt. In Verbindung mit der Lage im Profil weist er auf eine Entstehungszeit des Komplexes im ausgehenden Hochglazial oder im frühen Spätglazial hin, als mit der stärker aufkommenden Vegetation die Lößbildung beendet war, während Flugsand auch weiterhin noch verweht werden konnte (vgl. Brunnacker 1955 a, S. 75).

Gesamtinterpretation

Zusammenfassend läßt sich im Hinblick auf die Bildungsprozesse und die Genese des Profils Gaustadt II folgendes feststellen:

1. Die Profilentwicklung beruhte auf einem mehrfachen Wechsel von Erosions- und Akkumulationsphasen, die sich zum Teil überlagerten.
2. Nahezu alle äolischen Sedimente unterlagen syn- oder postsedimentärer Umlagerung. Dabei überwogen vor allem flächenhafte Verschwemmungsprozesse.
3. Die älteren Sedimente (K. 1–14) zeigen stärkere Umlagerungserscheinungen als die jüngeren, eine Erscheinung, die wenigstens teilweise auf die größere Hangneigung in der „kleinen" und dem unteren Teil der „großen Mulde" zurückzuführen sein dürfte.

   Proben, die einer durch Verschwemmung oder Solifluktion umgelagerten Strate entstammen, weisen schlechtere Sortierung und zum Teil erhebliche Unterschiede zu den äolisch geprägten Korngrößenspektren auf.
4. Als unveränderte äolische Ablagerung kann man nur den untersten Teil (C-Horizont der Parabraunerde) von K. 18 ansehen. Generell stärker äolisch geprägt sind alle jüngeren Ablagerungen (d. h. die der „großen Mulde") mit Ausnahme von K. 19 sowie K. 6 aus der „kleinen Mulde".
5. Vier Sedimentkomplexe konnten als Reste fossiler Böden (K. 2, K. 4, K. 9) bzw. als Reliktboden (K. 18) identifiziert werden. Bei mindestens einem weiteren Komplex (K. 17) ist eine schwache Überprägung durch Bodenbildungsprozesse zu vermuten.
6. Die Erosionsbedingungen waren offensichtlich nie kräftig genug, um die Schichten bis auf die Basis abzutragen. Kräftigere Erosionsdiskordanzen liegen jeweils an der Basis von K. 15, K. 10, K. 7 und So vor.

Die Erhaltungsbedingungen der Sedimentreste sind zu sehen:

a) in der sowohl durch primär höheren T-Gehalt (vgl. II.D.2.a) als auch durch sekundäre Tonmineralneubildung verursachten größeren Dichte gegenüber schluff- und sandreicheren Sedimenten. Damit besteht nach SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL (1973, S. 347 und 350) eine erhöhte Widerständigkeit gegenüber Abspülung ebenso wie gegenüber der Winderosion.

b) in der relativ geringen Schichtneigung (bis auf K. 10–14), die zwar flächenhafte Abtragung zuließ, jedoch linienhafte Erosion mit völligem Abtrag nur stellenweise (bei der Bildung der „Dellentälchen") ermöglichte.

c) in den häufigen Klimaschwankungen und damit verbunden in einem verhältnismäßig schnellem Wechsel von Erosions- zu Akkumulationsbedingungen, so daß die Zeitspannen, in denen die Abtragung wirksam werden konnte, zu kurz waren, um die Schichten ganz auszuräumen.

c) Die Verhältnisse im übrigen Arbeitsgebiet

Zugehörige Proben: 57–63, 65, 66, 68–73 (vgl. Abschnitt II.C.2.).

Um die im Profil Gaustadt II gewonnenen Ergebnisse in einen größeren Rahmen stellen zu können, wurden an ausgewählten Punkten des Arbeitsgebietes entsprechend der eingangs dargelegten Fragestellung Proben entnommen und untersucht.

Wie die Proben 57 und 58 beweisen, kommt auf einer isoliert stehenden Kuppe wie dem Vogelberg (320 m) kein Löß vor. Die geringen fU- und mU-Komponenten sind ebenso wie der sehr hohe Tongehalt und der Kiesanteil Charakteristika des autochthonen Materials. Dagegen scheint auf der Höhe südwestlich von Gaustadt bei Punkt 283 m eine geringe Lößkomponente in das lokale Material eingearbeitet zu sein (Pr. 65). Im Gebiet zwischen Wildensorg, Stegaurach und Seehöflein ist der Höhenrücken (320 bzw. 313 m) wiederum frei von äolischen Ablagerungen, während nur wenig unterhalb am Oberhang im Decksediment bereits sehr deutlich die für den Löß typische Linkstreppung im Schluff auftritt (Pr. 66, 312 m).

Diese Feststellungen lassen den Schluß zu, daß eine Lößakkumulation auf isoliert stehenden Kuppen oder ungeschützten Höhenrücken (wie sie in Mittelfranken etwa bei Herzogenaurach beobachtet werden kann) entweder nicht stattfand oder – wenn doch – bis auf geringe Reste sofort wieder verweht oder abgeschwemmt wurde.

Eine maximale obere Verbreitungsgrenze läßt sich nicht genau festlegen. Denn zum einen ist eine Abgrenzung der vertikalen und auch der horizontalen

Ausdehnung wegen der häufig beobachteten Einarbeitung in nachträglich bewegte Deckschichten oft schwierig. Zum anderen hängt die Höhenlage auch von den lokalen Reliefgegebenheiten ab. Probe 72 z. B. stammt aus einer Höhe von 325 m und ist eindeutig noch als Löß anzusprechen. Das Vorkommen liegt hier aber im Lee eines Anstiegs im Nordwesten und Norden. Im allgemeinen überschreiten die Lößablagerungen im Arbeitsgebiet ein Niveau von 300 m nur wenig.

Die Lößvorkommen in der unmittelbaren Umgebung des Profils Gaustadt lagern auf der flachen, nach Osten exponierten Hängen der zum Maintal ziehenden Geländesporne. Für das Gebiet zwischen Wildensorg, Stegaurach und Seehöflein gilt Ähnliches, nur daß es sich hier nicht um einen Sporn mit relativ steilen Flanken, sondern um eine flach nach Osten fallende Senke handelt.

Auf den Spornen liegt der wenig veränderte Löß jeweils am etwas steiler abfallenden Mittel- und Unterhang (Pr. 62, 63), während er am flacheren Oberhang mit sehr viel Fremdmaterial vermischt ist (Pr. 59, 60, 61). Der hohe T-Gehalt und die Kiesanteile von Probe 59 sind auf Einarbeitung lokalen Materials zurückzuführen, die Probe wohl als Fließerde zu deuten. Probe 61 zeigt einerseits typische Lößeigenschaften, gibt aber andererseits mit ihrem mS-Maximum einen deutlichen Hinweis auf Flugsandbeimengung. Der hohe Kiesanteil deutet auch in diesem Fall auf Verschwemmung und/oder Solifluktion hin. Die am auslaufenden Unterhang eines Sporns entnommenen Proben 62 und 63 (253 bzw. 270 m) sind aufgrund ihres Korngrößenspektrums mit dem C-Horizont von K. 18 aus dem Gaustadter Aufschluß zu parallelisieren. Sekundäre Umlagerung vom Oberhang her scheint nicht vorzuliegen, da die beiden Proben 62 und 63 untereinander kaum Abweichungen aufweisen, wie sie bei den durch Umlagerung geprägten Komplexen des Profils die Regel sind. Demnach läge hier primärer oder jedenfalls kaum verlagerter Löß vor.

Die Proben 66, 68, 71–73 aus dem Gebiet Seehöflein – Stegaurach – Wildensorg lassen ähnliche Lagerungsverhältnisse und Bildungsprozesse erkennen. Bei den Proben 73 und 68 handelt es sich um den für das Arbeitsgebiet charakteristischen Typ äolisch abgelagerten Lösses. Beide Proben liegen im Dreiecksdiagramm (vgl. Abb. 15) dicht beieinander, eine sehr enge Beziehung zu K. 18 (Pr. 3) des Gaustadter Profils ist auch bei ihnen gegeben. Ähnlich ist Probe 72 einzustufen, obwohl sie einen etwas höheren S- und T-Gehalt aufweist. Der S-Anteil stammt jedoch ganz überwiegend aus der Feinsandfraktion, ist also durchaus lößtypisch. Deutlich Fließerdecharakter weisen dagegen die Proben 66 und 71 auf.

Art und Mächtigkeit der Deckschichten hängt ganz offensichtlich von ihrer Lage im Gelände ab (vgl. dazu Abb. 14). Im Bereich der Proben 72 und 73 wird eine Lößmächtigkeit von 30 cm nicht überschritten, mit zunehmendem

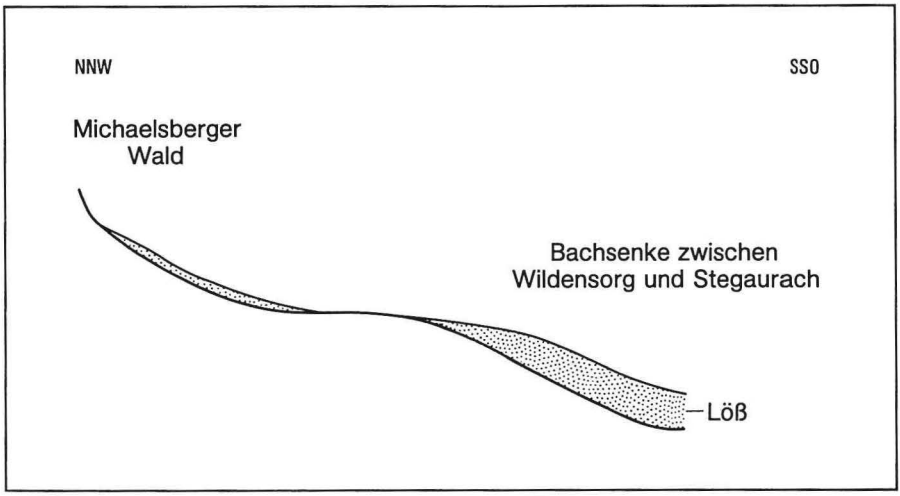


Abb. 14. Ablagerungsmächtigkeit bei wechselnden Geländeverhältnissen im Südteil des Arbeitsgebietes (halbschematisch)

Anstieg nach Norden bzw. Abfall nach Westen nimmt sie wieder ab und keilt schließlich aus. Dagegen nimmt sie nach Osten hangabwärts zu und erreicht an der tiefsten Stelle der Senke ihr Maximum (Pr. 68). Auffällig ist, daß auf ebenen Flächen auch am Mittelhang die Lößmächtigkeit eher gering ist und hier nurmehr lößhaltige Fließerden (Pr. 66, 71) auftreten. Anthropogener Einfluß kann hier nicht ausgeschlossen werden.

Die räumliche Ausdehnung der Lößvorkommen ist generell größer als auf den geologischen Karten angegeben. Alle Lößdeckschichten müssen aufgrund der Korngrößenanalyse, der gleichartigen Ausbildung und ihrer Position im Gelände der jüngsten Sedimentationsphase (K. 18 des Gaustadter Profils) zugerechnet werden.

2. *Charakteristische Eigenschaften des Materials*

a) Vergleich mit typischen Lößproben

Die für einen Vergleich herangezogenen Werte beziehen sich auf das Kaiserstuhl-Gebiet (Khodary 1968, Geilenkeuser 1970), das Niederrhein-Gebiet (Paas 1968), das Elsaß (Proben aus Achenheim), Mittelfranken (Proben aus Niederndorf), Unterfranken (Proben aus Kitzingen [Brunnacker 1970]; Helmstadt, Karlstadt, Rügheim und Altershausen [Garleff/Peinemann 1981][14]) sowie auf

14) Die Vergleichsproben von Garleff/Peinemann (1981) aus Unter- und Oberfranken konnten erst nachträglich berücksichtigt werden.

das westliche Oberfranken (Proben aus Debring [GARLEFF/PEINEMANN 1981][15]) (vgl. Abb. 17).

Hervorstechendstes Merkmal der Lösse des Arbeitsgebietes ist der durchweg höhere T-Gehalt im Verhältnis zu dem anderer Lößgebiete. Das gilt besonders für die aus dem Profil Gaustadt II stammenden Proben älterer Lösse. Das Dreiecksdiagramm zeigt deutlich, daß bei ihnen eine Konzentration zwischen 30 und 51 % mit Tendenz zu den höheren Werten auftritt.

Die Vergleichsproben wurden unter dem Aspekt einer Differenzierung in nicht oder nur wenig überprägte Lösse und in B_v- bzw. B_t-Horizonte aus-

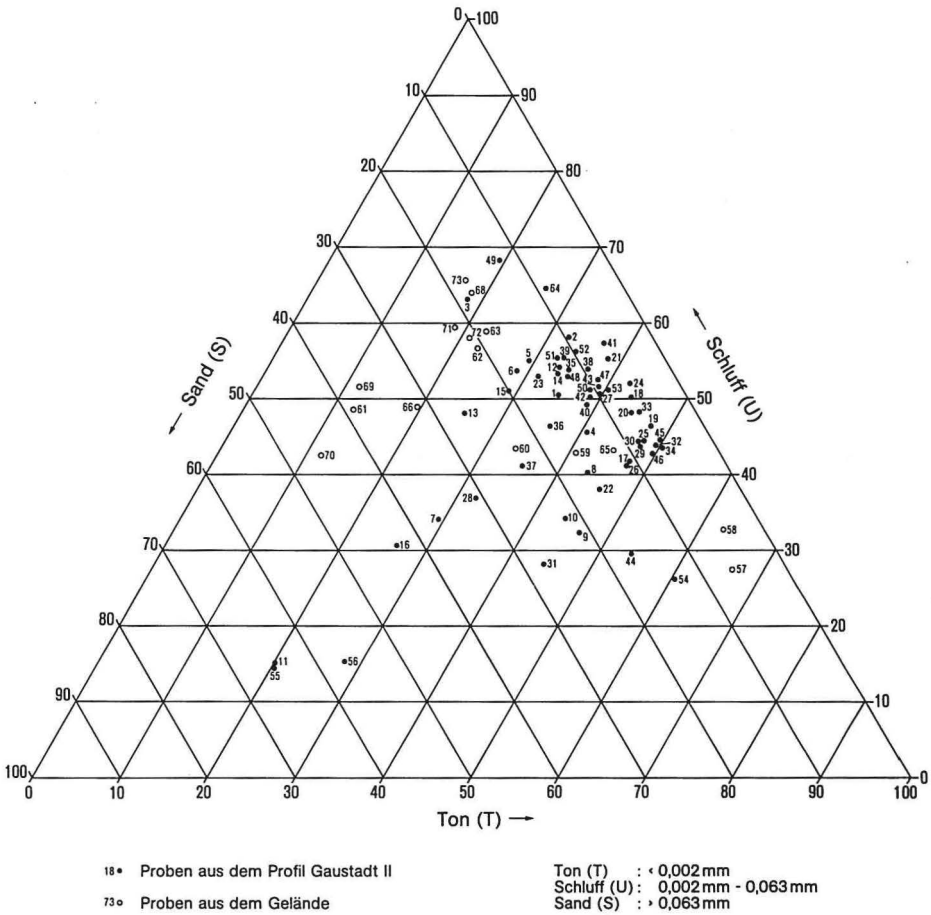


Abb. 15. Gewichtsprozentanteile der Korngrößenfraktionen Ton (T), Schluff (U) und Sand (S)

15) Siehe oben Anm. 14.

gewählt. Die Unterschiede der einzelnen Horizonte drücken sich klar im spezifischen T-Gehalt aus. Während der S-Anteil nur wenig schwankt, nimmt der U-Anteil dementsprechend ab. Faßt man die Werte nach Bodenhorizonten zu Gruppen zusammen, so übersteigt die Schwankungsbreite des T-Gehaltes nur in zwei Fällen 10 %, liegt in der Regel aber wesentlich niedriger. Die unverwitterten und nur wenig überprägten Lösse des Kaiserstuhls, des niederrheinischen Gebietes, aus dem Elsaß und aus Mittelfranken liegen in der T-Fraktion unter 19 %. Die Werte der Verwitterungs-(B_v-)Horizonte schwanken zwischen 20 und 25 % und die der Tonanreicherungs-(B_t-)Horizonte zwischen 25 und 35 %. Bis auf eine Lößlehmprobe vom Kaiserstuhl geht der T-Gehalt in den typischen Lößgebieten also nicht über 35 % hinaus. In Unterfranken ist er offensichtlich materialbedingt schon höher und entspricht damit in den meisten Fällen den B_v-Horizonten von Paas. Demgemäß sind daher auch die Analysedaten aus den „Böden" bzw. dem B_t-Horizont von Kitzingen zum höheren Wert hin verschoben (34–43 %).

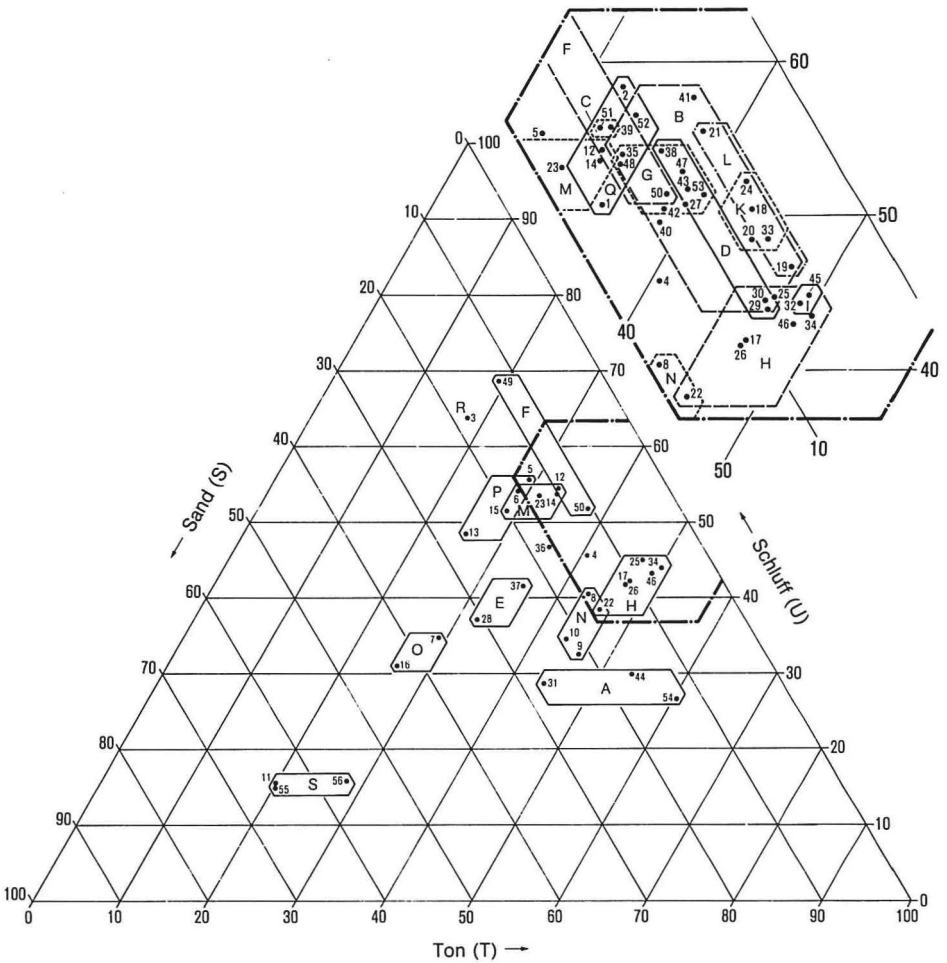
Für die Proben aus dem Profil Gaustadt II und seiner Umgebung läßt sich allgemein feststellen, daß auch Material aus weniger verwitterten Straten im T-Gehalt den B_t-Horizonten anderer Lößgebiete entspricht, sich also insgesamt eine Verschiebung des T-Gehaltes nach oben ergibt. Teilt man die Proben aus dem gesamten Arbeitsgebiet einschließlich des Gaustadter Profils entsprechend Abbildung 17 in drei Gruppen ein, so gehören die als Löß ansprechbaren Proben aus der Umgebung der ersten Gruppe (16–23 % T) an, ebenso Probe 3 aus der jüngeren Akkumulationsphase innerhalb des Profils und Probe 49, die einem älteren, aber unverwitterten Löß entstammt. In die zweite Gruppe (23–46 % T) fallen Proben aus verwitterten oder umgelagerten Schichten des Profils sowie Geländeproben, bei denen durch eine hohe Beteiligung von Fremdmaterial ebenfalls Umlagerung nachgewiesen ist. Die letzte Gruppe (46–51 % T) repräsentiert die Korngrößenspektren von K. 8 und K. 11 (Bodensedimente) sowie der von Tondurchschlämmung gekennzeichneten Horizonte.

Da nun bei den Vergleichsproben auch diejenigen mit dem höchsten T-Anteil 43 % nicht überschreiten, die Analysewerte aus dem Arbeitsgebiet jedoch häufig darüber liegen und auch der T-Gehalt der unverwitterten Sedimente verhältnismäßig hoch ist, ist anzunehmen, daß der hohe T-Gehalt ein Charakteristikum des Materials ist und nicht nur auf Bodenbildungsprozesse zurückgeführt werden kann.

Die U-Anteile sämtlicher Probem liegen unter 69 %, zum größten Teil sogar unter 60 %, erheblich niedriger also als bei den Vergleichsproben unverwitterter Lösse aus anderen Gebieten. Der relativ niedrige U-Wert hängt mit den zunehmenden T- bzw. S-Prozentanteilen zusammen: Da im Dreiecksdiagramm drei komplementäre Größen dargestellt sind, treten bei Überwiegen der

einen die beiden anderen oder bei Überwiegen von zweien die dritte automatisch zurück.

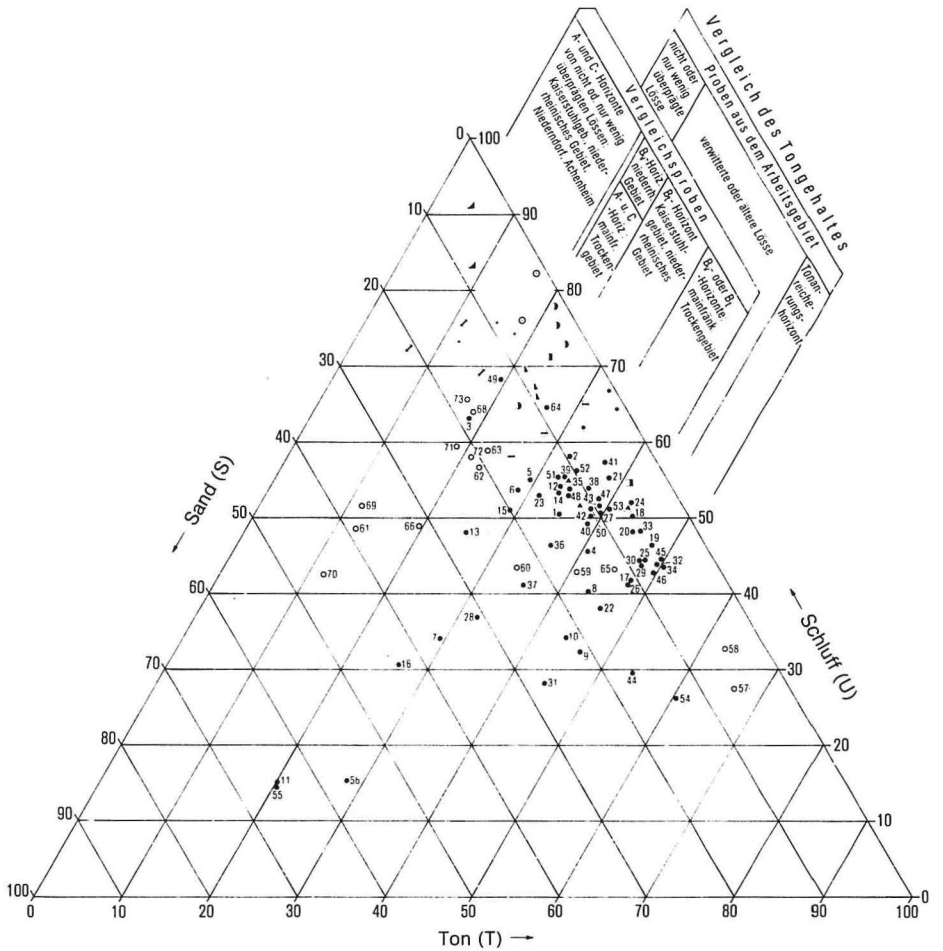
Die S-Anteile der Proben aus Gaustadt II zeigen eine Konzentration zwischen 5 und 15 %. Höher liegen vor allem Proben aus Komplexen, die schon



A Komplex 1 (Proben 31,44,54)
B Komplex 2 (Proben 30,40,41,42,43,52)
C Komplex 3 (Proben 39,51)
D Komplex 4 (Proben 29,38)
E Komplex 5 (Proben 28,37)
F Komplex 6 (Proben 49,50)
G Komplex 7 (Proben 27,35,47,48,53)
H Komplex 8 (Proben 22,25,26,34,46)
I Komplex 9 (verwittert, Proben 32,45)
K Komplex 9 (unverwittert, Proben 20,24,33)
L Komplex 10 (Proben 18,19,21)
• Komplex 11 (Einzelprobe: 17)
M Komplex 12 (Proben 12,14,15)
• Komplex 13 (Einzelprobe: 11)
N Komplex 14 (Proben 8,9,10)
O Komplex 15 (Proben 7,16)
P Komplex 16 (Proben 5,6,13)
• Komplex 17 (Einzelprobe: 4)
Q Komplex 18 (verwittert, Proben 1,2)
R Komplex 18 (unverwittert, Einzelprobe: 3)
S Komplex 19 (Proben 55,56)

Abb. 16. Zu Komplexen zusammengefaßte Proben des Profils Gaustadt II

makroskopisch deutlich auf Umlagerungsprozesse schließen lassen. Es fällt auf, daß bei den Proben mit zwischen 5 und 15 % S fast ausschließlich solche vertreten sind, die älter als die Erosionsdiskordanz unter K. 15 sind. Die jüngeren Sedimente haben höhere S-Werte, und von den Lössen und Lößderivaten aus



- • Proben aus dem Profil Gaustadt II
- ∘ Proben aus dem Gelände

PAAS 1968, niederrheinisches Gebiet
- ∘ A - und C - Horizonte
- B$_v$- Horizonte
- B$_t$- Horizonte

KHODARY 1968, Kaiserstuhlgebiet
- ältere und jüngere Lösse
- Verlehmungszonen

GEILENKEUSER 1970, Kaiserstuhlgebiet
- Lösse
- Lößlehme

BRUNNACKER 1970, mainfränkisches Trockengebiet
- Lösse
- Böden

- ältere Lösse von Niederndorf bzw. Achenheim

Abb. 17. Vergleich zwischen Proben aus dem Arbeitsgebiet und Proben anderer Lößgebiete

der Umgebung hat keine weniger als 15 % S-Anteil. Für eine Charakterisierung würde das also bedeuten, daß die jüngeren Lößreste in unserem Gebiet einen wesentlich höheren S-Gehalt aufweisen als die älteren Reste und als die Lösse aus typischen Lößgebieten.

Für die Sedimentkomplexe aus Profil Gaustadt II läßt sich als wesentliche Regelhaftigkeit feststellen, daß die T-Gehalte fast immer vergleichbar sind (vgl. Abb. 16). Die Komplexe 3, 5, 7, 8, 9, 12, 14, 15, 16 und 18[16] zeigen eine Schwankungsbreite, die maximal 8 % beträgt. Bei den übrigen Gruppen handelt es sich um die Basisfließerde (K. 1), die Decksandschicht (K. 19), die Füllung des „Dellentälchens" (K. 6) und die durch starke Umlagerung geprägten Komplexe 2, 4, und 10.

Da der Kalkgehalt nicht im Labor analysiert, sondern nach der Geländemethode bestimmt wurde, kann nur eine relative Aussage getroffen werden. Für die Lößreste im Arbeitsgebiet schwankt er zwischen „carbonatfrei" und „carbonathaltig"[17], wobei aber die Bezeichnung „carbonathaltig" nur für einige wenige der Proben zutrifft (Pr. 3, 12, 14, 15, 35, 37, 47, 50).

Zusammenfassend ergibt sich aus der Betrachtung der T-, U- und S-Verteilung und des Carbonatgehaltes für die Lösse des Arbeitsgebietes:

1. Der T-Gehalt liegt in der Regel über dem der Vergleichsproben aus typischen Lößgebieten. Er ist nur zum Teil auf Bodenbildung zurückzuführen.
2. Die jüngeren Sedimente (ab K. 15) sind durch einen geringeren T-Gehalt charakterisiert (bei nur schwach verwittertem Material unter 30 %) als die älteren.
3. Der spezifische T-Anteil ist offenbar ein Charakteristikum der verschiedenen Sedimentkomplexe[18].
4. Die U-Anteile liegen im Verhältnis zu denen der Vergleichsproben wesentlich niedriger.
5. Der S-Anteil liegt im Durchschnitt höher als bei den Proben aus den Vergleichsgebieten. Dabei weisen die jüngeren Sedimente höhere Prozentwerte auf als die älteren.
6. Der Kalkgehalt ist generell gering.

---

16) Die Komplexe 9 und 18 wurden im Diagramm noch in einen oberen, tonhaltigeren und einen unteren, tonärmeren Teil getrennt. Für den oberen Teil von 18 wurde zur besseren Vergleichsmöglichkeit noch die Probe (1) herangezogen, die während des Geländepraktikums II (WS 79/80) analysiert wurde.

17) Nach Tab. 7 der Kartieranleitung der AG Bodenkunde: „Beurteilung des Carbonatgehaltes im Boden".

18) Auch Garleff/Peinemann (1981) kamen zu dem Ergebnis, daß die Lösse in Oberfranken durch primär höhere Anteile der feineren Fraktionen und durch abnehmenden bis fehlenden Kalkgehalt gekennzeichnet sind (S. 179).

b) Das Mittelschluffmaximum

Die Histogramme der aus dem Profil Gaustadt II und der Umgebung stammenden Proben weichen z. T. erheblich vom Bild einer typischen Lößprobe ab (vgl. II.C.3.a.). Besonders fällt dabei vielfach ein Maximum im Mittelschluff auf. Es ist – von wenigen Ausnahmen abgesehen – für die Sedimentfüllung der „kleinen Mulde" charakteristisch.

Über die Bedeutung des mU-Maximums gibt der Quotientwert q Auskunft, der in Abb. 18 dargestellt ist. Je mehr er den Wert 100 überschreitet, desto ausgeprägter ist das mU-Maximum, je mehr er den Wert 100 unterschreitet, desto stärker nähert sich das Sediment einem normalen Löß an.

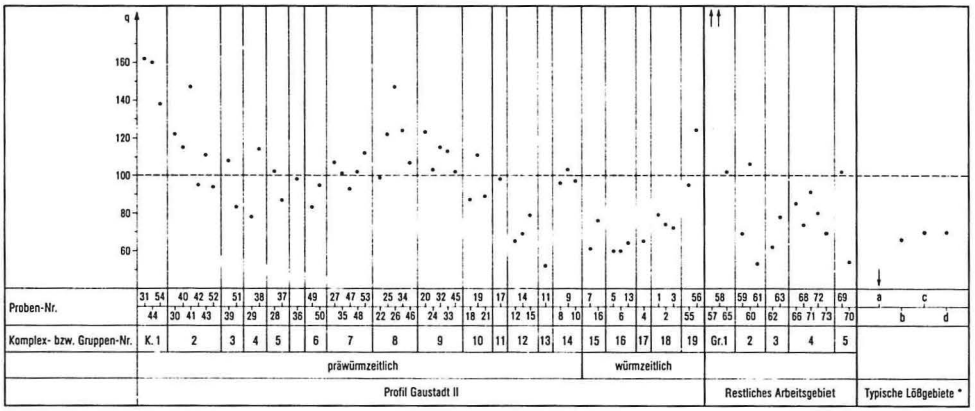


Abb. 18. Quotientwert q in verschiedenen Bereichen
(Vergleiche Abbildung 11)*

Vergleichbar hohe mU-Werte finden sich in einem Profil in den schluffreichen Deckschichten des Sandsteinkeupers, die von Diez und Salger (1965, S. 374) südlich von Ansbach untersucht wurden. Auch bei den spätglazialen äolischen Deckschichten, die Schönhals (1957) am Hohen Vogelsberg, im Hochtaunus und in der Rhön behandelte, treten vereinzelt mU-Maxima auf. Aber weder bei Diez und Salger noch bei Schönhals wird näher darauf eingegangen. Dagegen versucht Bibus (1974, S. 170), dessen Analysedaten aus einem Lößprofil in Bruchköbel bei Hanau teilweise ebenfalls mU-Maxima aufweisen, diese mit einer Überprägung des Materials durch periglaziale Bodenbildungsprozesse zu erklären. Er ist der Ansicht, daß bei den Naßböden des Profils die Zunahme in den kleineren Korngrößenbereichen (speziell der mU- und fU-Fraktion) auf „physikalische, kryoklastische Verwitterungsvorgänge inner-

halb der Böden" zurückgeführt werden kann. Zeitweilige Wasserübersättigung in den Horizonten über dem Dauerfrostboden dürfte die Frostverwitterung noch beschleunigt haben.

Demnach wäre anzunehmen, daß bei den älteren Sedimenten des Profils Gaustadt II Verwitterungsprozesse an der Ausbildung des mU-Maximums beteiligt waren; sie dürften aber nicht der entscheidende Faktor gewesen sein. Einmal läßt sich in den als Bodenbildung angesprochenen Sedimenten keine Zunahme der mU-Fraktion in den stärker verwitterten Bereichen feststellen, zum anderen tritt ein mU-Maximum auch in den weniger verwitterten Schichtteilen auf.

Die Ursache für den hohen mU-Gehalt liegt daher vermutlich eher in einer längeren Transportstrecke und damit einer länger anhaltenden Windsaigerung begründet[19]. Es wäre demnach bereits vor der Akkumulation im Arbeitsgebiet zur Eliminierung eines Teils der gröberen Bestandteile der Schwebfracht gekommen.

Außerdem dürfte sich der Staubtransport etappenweise vollzogen haben, das Material also mehrmals aufgenommen und wieder abgesetzt worden sein. In den Transportpausen muß es dann bereits chemisch-physikalichen Veränderungen unterlegen haben, die zusätzlich zur Erhöhung des T-Gehaltes und der feineren U-Fraktionen beitrugen und von denen wohl auch der geringe Kalkgehalt herrührt.

3. Zur Herkunft und zu den herrschenden Windverhältnissen

Der hohe Anteil an kleinen Korngrößen (speziell Ton) in der „kleinen Mulde" und in den untersten Sedimenten der „großen Mulde" – das arithmetische Mittel der Median-Werte liegt bei den betreffenden Komplexen unter 0,01 mm – deutet darauf hin, daß es sich hierbei um ein Charakteristikum der älteren Sedimente handelt. In den jüngeren Ablagerungen des Profils und vor allem in den ebenfalls jüngeren Deckschichten der Umgebung liegt der Mittelwert des Medians sehr viel höher. Da es sich dabei, wie oben (Abschnitt D.2.a.) dargelegt, nicht nur um Verwitterungserscheinungen handeln kann, müssen für den primär höheren Feinkornanteil andere Gründe verantwortlich sein.

---

19) Nach Engelhardt gelangt das feinste Material der Staubstürme in sehr große Höhen. Da hier die Hindernisse, welche die Turbulenzen plötzlich zum Stillstand bringen können, fehlen, wird es dann über weite Flächen verteilt. Die feinsten Anteile des äolischen Schwebtransportes können daher keine selbständigen Ablagerungen bilden, sondern „geraten als mengenmäßig meist untergeordnete Beimengungen in die verschiedenen ... Sedimente" (Engelhardt 1973, S. 172).

Neben der Herkunft und dem Antransport aus entfernten Liefergebieten (z. B. aus der Oberrheinebene), in dessen Verlauf Windsaigerung und Materialveränderungen stattfanden, ist anzunehmen, daß das Ausgangsmaterial auch von den vegetationsfreien Flächen der überwehten Periglazialgebiete, z. T. sicher auch von den feinstkörnigen kalkreichen Hochwassersedimenten des Mains ausgeblasen wurde. Die relativ große Verbreitung von Lößvorkommen östlich des Bamberger Talknotens zeigt, daß das Liefergebiet zumindest teilweise mit der Niederterrasse des Mains in Zusammenhang gebracht werden muß.

Die Komplexe 8 und 11 des Aufschlusses deuten darauf hin, daß es zusätzlich immer wieder zur Verwehung von bereits stark überprägtem Löß kam; auch eine Ausblasung des Feinmaterials von Restschutt, Hang- und Solifluktionsschutt der unmittelbar westlich gelegenen Gebiete und aus freiliegenden Keuperletten ist anzunehmen.

Aufgrund der vorherrschenden Lagerungsverhältnisse der Lößvorkommen des Arbeitsgebietes (Ost- bis Südost-Exposition hinter Geländehindernissen) kann man auf westliche bis nordwestliche Winde als Transportmedium schließen, die während der pleistozänen Kaltzeiten im wesentlichen die gleiche Richtung beibehielten. Der generelle Unterschied zwischen den feineren Korngrößen der älteren Sedimente des Gaustadter Profils und den gröberen der jüngeren Ablagerungen ist damit jedoch nicht zu erklären. Man könnte sie mit wechselnden Materialbedingungen in den Ausblasungsgebieten in Verbindung bringen, z. B. zunehmender Freilegung der Liegendgesteine in erosionsgefährdeten Lagen. Das hieße aber auch: geringerer Anteil des ferntransportierten Lösses aus dem Oberrheingebiet, höherer Anteil von Material aus den nähergelegenen Periglazialgebieten. Ebenso können klimatische Veränderungen zu einem Wechsel der Materialverhältnisse in den Ausblasungsgebieten beigetragen haben. In feuchteren Phasen dürfte das temporär (vermutlich im jahreszeitlichen Rhythmus) abgesetzte äolische Sediment vor der Weiterverfrachtung stärkeren Veränderungen ausgesetzt gewesen sein als in trockenen. In kühltrockenen Phasen schwankte umgekehrt die Wasserführung der Flüsse stärker, es standen die weiten, trockenliegenden Schotterflächen der anastomosierenden Flußläufe im jahreszeitlichen Rhythmus länger der Ausblasung zur Verfügung und damit auch größere Mengen unverwitterten Materials.

Der S-Anteil läßt sich am ehesten als Material lokaler Herkunft deuten, das aus benachbarten Sandsteinausbissen durch Windverfrachtung, Verschwemmung und Solifluktion beigesteuert wurde.

Der sehr geringe Kalkgehalt und die im Verhältnis zu typischem Löß dunklere Farbe lassen sich sowohl als Folge eines relativ hohen Anteils an Material aus der nahen Umgebung wie an verändertem Fernmaterial interpretieren.

Beide Merkmale erlauben demnach keinen Rückschluß auf die Herkunft des Materials. Eindeutige Rückschlüsse auf die Herkunft der äolischen Komponenten im Gaustadter Profil sind allein aufgrund der Interpretation der vorliegenden Daten nicht möglich. Um gesicherte Ergebnisse zu erhalten, wären mineralogische Analysen in der Art, wie sie Garleff und Peinemann (1981) durchgeführt haben, nötig.

4. *Vergleich der Untersuchungsergebnisse mit denen anderer Arbeiten und Versuch einer stratigraphischen Einordnung des Profils*

a) Die Arbeit von Löber (1932)

Während die von Löber für das mittelfränkische Gebiet konstatierte Lage der Lößablagerungen – hauptsächlich an den flach geneigten Hängen nordsüdlich verlaufender Täler – für das Arbeitsgebiet nicht zutrifft (vgl. II.D.1.c.), besteht Übereinstimmung hinsichtlich der geringen Mächtigkeit und horizontalen Ausdehnung der Lößvorkommen.

Hinweise auf Nordostwinde, die Löber als Auswirkung der über Nordeuropa herrschenden Antizyklone für den Schwebtransport verantwortlich macht, gibt es nicht. Die Lagerungsverhältnisse im Gebiet zwischen Main, Regnitz und Aurach lassen eindeutig auf die Dominanz westlicher Winde während des gesamten Pleistozäns schließen.

Das Auswehungsmaterial für den mittelfränkischen Löß sieht Löber in den periglazialen Verwitterungsprodukten des lokal anstehenden Gesteins und erklärt die stark differierenden Korngrößenzusammensetzungen mit der Verschiedenartigkeit des Herkunftsmaterials. Mittelfranken wäre demnach Ausblasungs- und Akkumulationsgebiet zugleich gewesen.

Eine starke Beteiligung lokalen Materials läßt sich aus den Korngrößenanalysen auch für das Arbeitsgebiet im Südwesten Bambergs ableiten (vgl. II.D.3.). Allerdings darf das Herkunftsgebiet nicht ausschließlich in den unbewachsenen Flächen anstehenden Gesteins der unmittelbaren Umgebung gesehen werden. Dann müßten zwischen den obersten Schichten des Gaustadter Profils und den Vorkommen in der weiteren Umgebung erhebliche Unterschiede in der petrographischen Beschaffenheit auftreten, was aber nicht der Fall ist. Zudem wies bereits Weidenbach (1952, S. 26) darauf hin, daß es sehr fraglich ist, ob die mechanische Verwitterung in einem eng begrenzten Gebiet allein in der Lage war, die für die Lößbildung notwendigen Materialmengen zu liefern.

Andererseits bestehen z. T. erhebliche Differenzen zwischen jüngeren und älteren Sedimenten des Profils Gaustadt II. Dies dürfte bei nur lokaler Herkunft des Materials nicht der Fall sein. Man muß vielmehr davon ausgehen, daß die

große Masse des äolisch antransportierten Materials mit westlichen Winden aus größerer Entfernung kam und daß die Materialunterschiede des Gaustadter Profils von unterschiedlichen Bedingungen in den Ausblasungsgebieten herrühren (vgl. II.D.3.).

Umlagerung durch Solifluktion und Verschwemmung, wie sie Löber in Mittelfranken feststellte, ist auch im westlichen Oberfranken neben der äolischen Sedimentation in starkem Maße – zeit- und stellenweise sogar überwiegend – an der Bildung der Ablagerungen beteiligt gewesen. Wie in Mittelfranken ließen sich im Arbeitsgebiet verschiedene Grade der Bodenbildung feststellen. Sandlöß wurde nicht beobachtet. Eine Überlagerung von Löß durch Flugsand ist südwestlich von Bamberg zwar mit dem angewandten Verfahren nicht eindeutig nachzuweisen – dazu wären noch spezielle Siebanalysen nötig –, scheint sich jedoch im Korngrößenspektrum einiger Proben durchzupausen (z. B. 7, 13, 16, 55, 56, 60, 61, 70[20]).

Der für das mittelfränkische Gebiet ermittelte sehr geringe Kalkgehalt, der nur in seltenen Fällen 10 % erreicht, entspricht in etwa auch dem der Sedimente des Arbeitsgebietes (vgl. II.D.2.a.).

Ebenso liegt der Fossilinhanlt der Lösse des Arbeitsgebietes sehr niedrig. Weder im Profil noch im übrigen Arbeitsgebiet konnten Löß-Schnecken oder ähnliches gefunden werden. Sicher besteht dabei ein Zusammenhang mit den oft starken Umlagerungsprozessen und den ungünstigen Erhaltungsbedingungen (fehlender Kalkgehalt des Sediments), vermutlich aber auch mit den für eine reichhaltige Fauna zu dürftigen Klima- und Vegetationsverhältnissen während der Lößbildungszeit.

Der wesentlichste Unterschied zu den Ergebnissen Löbers besteht in den stark differierenden Analysedaten. Obwohl in den dreißiger Jahren eine andere Korngrößeneinteilung verwendet wurde, läßt der Vergleich der Daten eine solche Aussage zu. Nach Löber wären die mittelfränkischen Lösse extrem arm an kleinen Korngrößen. Schon die Daten von Khodary (1968) und Geilenkeuser (1970), die sich auf typisch tonarme Lösse im Kaiserstuhlgebiet beziehen, weisen allein beim Ton Werte auf, wie sie Löber für die Fraktion < 0,01 mm ermittelte, die nach der hier verwendeten Einteilung T, fU und einem Teil des mU entspricht[21]. Den Analyseergebnissen von Gaustadt I und II widersprechen sie völlig (vgl. II.D.2.a. und II.D.2.b.). Die Prozentanteile der S-Fraktion > 0,05 mm, die annähernd unserer Sandeinteilung entspricht, sind dagegen bei

20) Auch Koschel (1970, S. 75) schließt übrigens eine geringe Überschneidung von Löß- und Flugsandablagerungen nicht aus (z. B. nördlich von Pödeldorf).

21) Im Mittel nur 7,47 %, kleinster Wert 1,5 %, größter 18 %. Nur 11 von 42 Proben überschreiten 9 %.

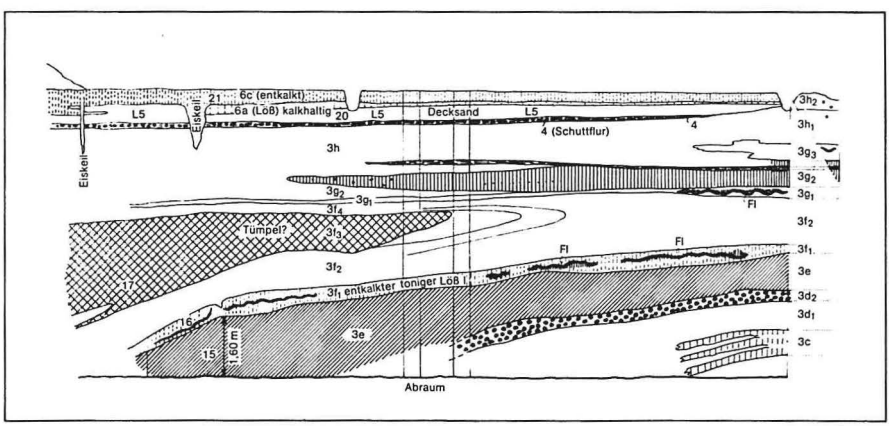
Löber wesentlich höher als die aus den Gaustadter Profilen und aus dem übrigen Arbeitsgebiet. Mit dem echten Kaiserstuhllöß besteht keinerlei Gemeinsamkeit. Die Daten Löbers für die U-Fraktion sind dagegen mit den südwestlich von Bamberg gewonnenen vergleichbar.

Wegen der abweichenden Korngrößenverteilung, die in krassem Widerspruch zu heutigen, als charakteristisch ermittelten Verteilungen steht, aber sicher schon aufgrund des von Löber angewandten schlämmanalytischen Verfahrens, das mit zahlreichen Fehlerquellen behaftet ist (z. B. keine Dispergierung, Störung einer gleichmäßigen Fallbewegung der Teilchen während der Analyse durch Berührung u. a.), scheint es gerechtfertigt, den Wert der Ergebnisse der Korngrößenbestimmung von Löber zumindest im Hinblick auf eine Gegenüberstellung zu neueren Analysedaten in Frage zu stellen. Untereinander sind Löbers Daten dagegen wohl vergleichbar.

b) Die Arbeiten von Höhl (1958) und Brunnacker (1955 b)

Der alte Gaustadter Aufschluß („Gaustadt I"), der in den fünfziger Jahren von Höhl und Brunnacker bearbeitet wurde, verläuft annähernd parallel zur gegenwärtig im Abbau befindlichen Grube. Seine Abbauwand ist heute allerdings völlig verfallen. Getrennt sind die alte und die jetzige Ziegeleigrube lediglich durch ein nicht ausgeziegeltes Feld von 100–150 m Breite (vgl. Abb. 1).

Die Parallelisierung der Profile Gaustadt I und II muß sich zweckmäßigerweise auf die Beschreibung der Südwand von Profil I, wie sie Höhl 1957 vorgenommen hat, und die dort entnommenen Proben stützen.



Schicht 3a - $3h_3$: komplexe Solifluktionsdecke mit vorwiegend rötlicher Färbung (3c gelblichrot; 3e, $3f_3$ und 3h rötlichbraun); Schicht $3f_1$: älteste tonige Lößdecke (I), dunkelbraun. Wellige Fließerdeerscheinungen (Fl); Schicht $3f_3$: Tümpelbildung in einer wärmeren Zeit; Schicht $3g_{1-3}$: wellige Fließerdeerscheinungen (Fl); Schicht L_5: Decksand- bzw. Sandlößhorizont mit Schuttflur-Begleithorizont (Schicht 4); Schicht 6a: entspricht dem kalkhaltigen tonigen Löß II; Schicht 6c: entspricht der Verlehmungszone von Löß III; Schicht 6b– fehlt hier.

Abb. 19. Südwand des Gaustadter Profils I nach Höhl *(1958, Beilage 2)*

Die von Höhl als Decksand bzw. Sandlöß bezeichnete Schicht L_5 kann hierbei als Leithorizont dienen. Sie entspricht in der Korngrößenzusammensetzung (Pr. 20 aus Gaustadt I, Pr. 3 aus Gaustadt II) dem C-Horizont von K. 18. Ganz entsprechend tritt auch die basale Schuttflur (4), die Höhl als die Überreste einer Podsolbildung wertet (die aber eher die einer Lößbildung häufig vorangehende typische Solifluktions- bzw. Verschwemmungsschicht ist), im Profil II an der Basis von K. 18 auf. Die über L_5 liegenden tonigen Lösse Höhls („Schicht 6") sind entsprechend mit dem oberen Teil von K. 18 zu parallelisieren, was auch mit den Mächtigkeitsangaben Höhls (S. 80) übereinstimmt.

Die von Höhl wegen des hohen Tongehaltes als „Tümpelbildung" bezeichnete Ablagerung $3f_3$ muß der Korngrößenzusammensetzung wie der Lage im Profil nach mit K. 11 von Gaustadt II parallelisiert werden. Höhls Hangendschichten $3f_4$, $3g_{1-3}$, 3h entsprächen damit K. 15–17. Die liegenden Schichten $3f_1$ (Pr. I./16) und $3f_2$ wären mit K. 10 gleichzusetzen und 3e (Pr. I/15) mit K. 8. Dafür spricht auch die Lage der beiden Proben I/15 und I/16 im Dreiecksdiagramm (vgl. Abb. 20). Sie weichen in der T-, U- und S-Fraktion nur um maximal 6,1 % von der jeweils nächstgelegenen Probe des zugeordneten Komplexes ab (Pr. I/16 entspricht Pr. II/21; Pr. I/15 ≙ Pr. II/22)[22].

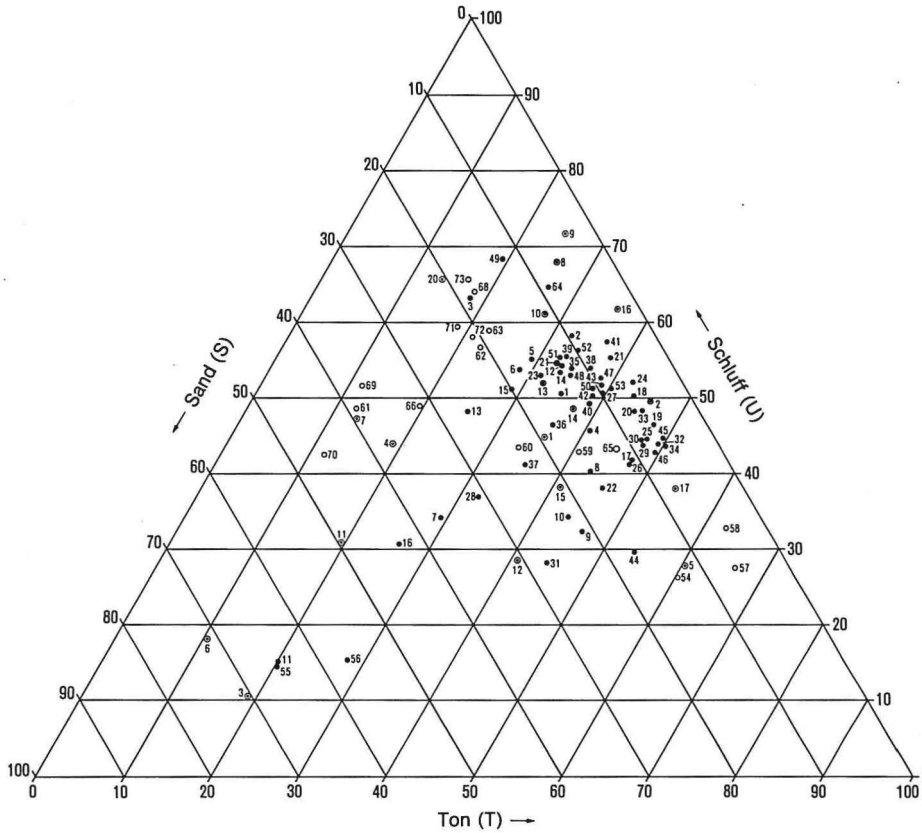
Daß es sich bei Höhls Schicht $3f_3$ (≙ K. 11 aus Profil II) um eine „Tümpelbildung" handelt, ist unwahrscheinlich. Auch wenn man offenläßt, wie die „große Mulde" im einzelnen entstanden sein könnte, so ist doch eindeutig, daß sie als offene Hohlform entstand, was „Tümpelbildung" ausschließt. Dagegen spricht auch die weitere Abfolge der sehr unterschiedlichen Sedimentkomplexe 12–14 des Profils II ebenso wie die nach Osten einfallenden, meist scharfen Material- und Farbgrenzen.

Die große Streubreite der Proben aus Gaustadt I im Dreiecksdiagramm ist wohl einerseits damit zu erklären, daß sich die Gesamtprobenmenge auf relativ viele unterschiedliche Straten bezieht, andererseits können die im gesamten Profil auftretenden Materialumlagerungen auch innerhalb einer Schicht, selbst bei geringer horizontaler Ausdehnung, zu deutlichen Verteilungsunterschieden führen. Wie bei Gaustadt II weisen aber auch die im Profil I ermittelten Analysedaten einen höheren T-, niedrigeren U- und höhreren S-Gehalt auf als diejenigen, die man für den löß typischer Sedimentationsgebiete erhalten hat. Höhl spricht daher von einem „tonigen Löß" (S. 82).

Die von Höhl durchgeführten Schwermineralanalysen ergaben eine 6–25 %ige Beteiligung von Fernmaterial, als dessen ursprüngliches Herkunfts-

---

22) Die Gegenüberstellungen der Beschreibungen sowie die Untersuchung der T-, U- und S-Werte der Proben von Profil I (nur Näherungswerte möglich!) sind in der Originalarbeit nachzulesen.



1)Bei den Werten aus Profil I handelt es sich nur um Näherungswerte. Vgl. auch Tab. 9

*Abb. 20. Vergleich der Proben aus dem Profil Gaustadt I (*Höhl *1958) mit denen aus dem Profil Gaustadt II (1979) und dem übrigen Arbeitsgebiet*

gebiet das Fichtelgebirge und das Böhmische Massiv in Frage kommen. Zum größten Teil sei der Gaustädter Löß aber „... durch Auswehung von *lokalen* Verwitterungs- und Solifluktionsdecken entstanden" (S. 83). Die Talrandlage am Rande von Main- und Regnitztal lasse weiterhin auf eine Auswehung der Terrassen, Schotterfluren und Talsohlen schließen. Demnach wäre es denkbar, „... daß die charakteristischen Lößmineralien z. T. vom Main herbeigeführt wurden und dann durch Auswehung in die Löße der Randgebiete gelangten" (S. 83).

Hinsichtlich der Datierung der Sedimente beläßt es Höhl bei Andeutungen. Das Gaustadter Profil I gehöre „mehr dem älteren als dem jüngeren Quartär" (S. 83) an.

Brunnacker (1955 b) hingegen stuft sein Gaustadter Profil überwiegend ins Würm ein, was aber nicht unbedingt gegen Höhls Vorstellungen sprechen muß. 1953, als Brunnacker das Profil aufnahm, war die Abbauwand noch nicht so weit vorgebracht wie einige Jahre später (der Abbau vollzog sich von Osten nach Westen). Höchstwahrscheinlich waren damals nur die der „großen Mulde" zugehörigen Sedimente angeschnitten. Als der Aufschluß von Höhl 1957 aufgenommen wurde, dürfte sie bereits Profilverhältnisse vorgefunden haben, die der Sedimentabfolge im Grenzbereich „große" – „kleine Mulde" entsprachen. Demnach würden sich die abweichenden zeitlichen Einordnungen nicht widersprechen, sondern ergänzen (vgl. die beiliegende Profiltafel und Abschnitt II.D.4.c.).

Das von Brunnacker aufgenommene Profil mit einer passenden Stelle des heutigen zu parallelisieren, ist nicht einfach. Zum einen existieren keine Korngrößenanalysen, die zum Vergleich herangezogen werden könnten, und zum anderen ist die Profilentwicklung von Gaustadt II so differenziert, daß nur mit Hilfe der vorhandenen Beschreibungen eine Lokalisierung nicht unproblematisch ist. Man kann aber versuchen, anhand von Brunnackers Mächtigkeitsangaben einen in Frage kommenden Abschnitt einzugrenzen. Er könnte zwischen P^{47} und P^{97} (vgl. Profiltafel) liegen. Danach ergäbe sich die in Abb. 21 dargelegte Parallelisierung.

Profil II (Aufnahme 1979)		Profil I (Aufnahme 1953)		
		Postglazial:	Braunerde auf W I/II-Fließerde:	
Parabraunerde über älterer Braunerde auf Löß	K. 18	W I/II:	A + (B) 50 cm	
			C bis 130 cm	Brauner Lehm bis sandiger Lehm mit Gesteinsbrocken
			bis 40 cm	Hellbraungrauer kalkhaltiger Löß mit stecknadelkopfgroßen Kalkpigmenten
		W I:	bis 20 cm	Brauner kalkhaltiger Löß mit stecknadelkopfgroßen Kalkpigmenten
			70 cm	Unterer Löß: Hellgraubrauner kalkhaltiger Löß mit Succineenschalen, kleinen Eisenflecken und einzelnen taubeneigroßen Lößkindeln
			100 cm	Basisfließerde: Dunkelbrauner bis rostbrauner körniger Lehm
Fließerde	K. 17		Übergang:	
			20 – 40 cm	Hellgraubrauner Lehm mit erbsengroßen Eisenmangankonkretionen
			bis 15 cm	Dichtgepackte Lage von erbsengroßen Eisenmangankonkretionen in hellgrauem Lehm
Sandlöß	K. 16	Frühglazial:	200 cm	Rötlichbrauner Lehm bis sandiger Lehm mit einzelnen kleinen Geröllen In diesem Horizont 4 bis 20 cm breite und 120 cm tiefe Frostspalten
sandige Fließerde	K. 15		bis 15 cm	Sehr dichte Packung von erbsengroßen Mangankonkretionen
			bis 50 cm	Hellrötlicher graufleckiger horizontalplattiger sandiger Lehm
gelblichrotes Feinsandsediment	K. 13	R/W:	Gleyartiger Boden auf Fließerde:	
		Vorletzte Kaltzeit	B_g 100 – 150 cm	Hellrötlicher sandiger Lehm, oben an Schwundrissen gebleicht mit senkrechter Absonderung und darin Manganinkrustationen
			C bis 50 cm	Dunkelvioletter Keuperletten, oben verwürgt, mit dünnen braungrauen Lagen aus Sandsteinschutt und grünlichgrauem Mergel
			200 cm	Dunkelvioletter sandiger Lehm, nach unten in grau und rostbraun gebänderten lehmigen Sand übergehend

Abb. 21. Gegenüberstellung der Profile Gaustadt I (Brunnacker 1955 b, Seite 41) und Gaustadt II (1979)

c) Versuch einer stratigraphischen Einordnung

Akzeptiert man die obige Parallelisierung von Gaustadt I und Gaustadt II und akzeptiert man weiter – was insgesamt sinnvoll erscheint und deswegen den weiteren Überlegungen zugrunde gelegt wird – die Brunnackersche chronostratigraphische Zuordnung (siehe Abb. 21), dann bildet die unter K. 15 verlaufende Erosionsdiskordanz die Grenze zwischen Riß/Würm-Interglazial und der frühglazialen Basisfließerde, ähnlich wie dies auch in den Mainfränkischen Profilen von Schweinfurt und Kitzingen der Fall ist (vgl. Brunnacker 1955 b, S. 28 u. 31 f.). Die bereits bei der Auswertung der Analysedaten festgestellte lithostratigraphische Trennung in „jüngere" und „ältere" Sedimente erhält dadurch nicht nur eine Bestätigung, sondern auch eine chronostratigraphische Deutung. Demnach sind nur die Deckschichten der „großen Mulde" (Komplexe 15–19) in die Würm-Kaltzeit zu stellen, die Basisfüllung der „großen Mulde" (Komplexe 10–14) und die gesamte Füllung der „kleinen Mulde" (Komplexe 1–9) dagegen als älter, vermutlich als rißzeitlich, anzusehen.

Tatsächlich entspricht die vielfältige Untergliederung der älteren Sedimente den Beschreibungen, die von Rißlössen gegeben wurden. So stellt z. B. Bibus zusammenfassend für die Bildungen des vorletzten Glazials fest, „.... daß die kaltzeitliche Lößsedimentation in dem der Riß-Kaltzeit zugeordneten Abschnitt durch mehrfache Abtragungs- und Bodenbildungsphasen unterbrochen wurde" (Bibus 1974, S. 178).

Bibus fand in Hessen starke Umlagerungsvorgänge in den unteren und mittleren Profilabschnitten des Rißlöß und damit verbunden mehrere Diskordanzen, beides Anzeichen eines feuchteren Klimas. Im jüngeren Riß habe eine verstärkte Lößsedimentation zur Ablagerung mehrerer Meter mächtiger Lößdecken geführt, die von unterschiedlichen Vergleyungsmerkmalen überprägt sind. Während oder zwischen der Lößsedimentation kam es in kurzen, kaltfeuchten Phasen zur Ausbildung schwächerer Böden, die vom Typ her als Naßböden bezeichnet werden können. Neben Sedimentation und Naßbodenbildung seien aber auch im jüngeren Abschnitt der Riß-Kaltzeit kurzfristig Abtragungsperioden aufgetreten. Ferner: „Insgesamt weist der obere Rißlöß in einzelnen Aufschlüssen ein feinblättriges bis welliges Gefüge auf, welches oft als ein Anzeichen für schwache, synsedimentäre Umlagerungsvorgänge angesehen wird" (Bibus 1974, S. 180).

Die entsprechenden Ablagerungen von Gaustadt II weisen bei insgesamt viel geringerer Mächtigkeit eine ähnliche Ausprägung auf. Die Abtragung hat stets die entwickelten Böden erfaßt und bis auf Reste erodiert, so daß kein vollständiges fossiles Bodenprofil erhalten ist. Für das Vorherrschen der abtragenden gegenüber den akkumulierenden Prozessen in Gaustadt dürften neben dem steileren Grundrelief die mengenmäßig schwächere Materialzulieferung – also

die regional herrschenden geologischen Bedingungen – und nur zusätzlich auch die regionalklimatischen Voraussetzungen verantwortlich sein.

Unter der Voraussetzung, daß die von Höhl aufgenommene Südwand des Profils I jenem Abschnitt von Profil II entspricht, an dem sich die Komplexe 10 und 11 überlagern (siehe Abschnitt II.D.4.b.), würde aber auch die von Höhl speziell aufgrund der Schwermineralanalysen postulierte Datierung von Gaustadt I ins frühere Pleistozän in diese chronostratigraphischen Vorstellungen hineinpassen. Der Ansicht, wonach alle Ablagerungen von Gaustadt I dem älteren Eiszeitalter angehören, kann jedoch schon aufgrund der Lagerungsverhältnisse und der Interpretation der Korngrößenanalysen aus den verschiedenen Profilteilen von Gaustadt II nicht zugestimmt werden. Sie widerspricht also nicht nur den Ergebnissen von Brunnackers Untersuchung.

Andererseits gestattet es das Profil Gaustadt II, die Widersprüche zwischen den Deutungen von Brunnacker und Höhl aufzulösen: Man erkennt, daß sie darauf beruhen, daß jeweils verschiedene Abschnitte der Schichtenfolge untersucht wurden. Brunnacker kannte offenbar die älteren Serien überhaupt nicht, Höhl dagegen hat – wohl aufgrund der in Gaustadt I weniger deutlichen Lagerungsverhältnisse – zwar den Schichtenstapel von mindestens K. 8 an aufwärts erfaßt, jedoch den grundsätzlich anderen Charakter der Deckschichten ($3f_4$ ff.) nicht erkannt.

Eine weitere chronostratigraphische Untergliederung der „älteren Sedimente" (unterhalb von K. 15) ist wegen der Komplexität der Profilentwicklung in diesem Abschnitt mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht möglich. Immerhin wäre denkbar, daß die verschiedenen Diskordanzen in der Schichtenfolge (unter K. 10, K. 7, So) nicht nur Sedimentationshiaten (= Interstadiale) innerhalb der Rißeiszeit, sondern echte Interglaziale repräsentieren.

Literaturverzeichnis

Arbeitspapier zur Veranstaltung „Geomorphologische Arbeitsmethoden im Gelände und Labor" am Institut für Geographie der Universität Erlangen-Nürnberg, WS 79/80, Leitung: Prof. Dr. K. A. Habbe u. Dr. H.-M. Weicken.

Bibus, Erhard: Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. – Eiszeitalter und Gegenwart 25. 1974, S. 166–182.

Brunnacker, Karl: Der würmeiszeitliche Löß in Südbayern. – Geologica Bavarica 19. 1953, S. 258–265.

Brunnacker, Karl: Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. – Eiszeitalter und Gegenwart 4/5. 1954, S. 83–85.

Brunnacker, Karl: Die Böden der Terrassen und der Flugsande im Regnitztal. – Geol. Bl. NO-Bayern 5. 1955 (a), S. 71–77.

Brunnacker, Karl: Würmeiszeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. – Geologica Bavarica 25. 1955 (b), S. 22–38.

Brunnacker, Karl: Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses. – Eiszeitalter und Gegenwart 8. 1957 (a), S. 107–115.

Brunnacker, Karl: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. – Geologica Bavarica 34. 1957 (b), S. 1–95.

Brunnacker, Karl: Junge Deckschichten und „schwarzerdeähnliche" Böden bei Schweinfurt. – Geol. Bl. NO-Bayern 9. 1959 (a), S. 2–14.

Brunnacker, Karl: Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – Geolocia Bavarica 45. 1959 (b), S. 74–150.

Brunnacker, Karl: Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. – Eiszeitalter und Gegenwart 15. 1964, S. 224–228.

Brunnacker, Karl: Zwei Lößprofile extremer Klimabereiche Bayerns. – Geologica Bavarica 63. 1970, S. 195–206.

Brunnacker, Karl: Zur Deutung der Deckschicht auf dem Rathsberg bei Erlangen. – Geol. Bl. NO-Bayern 23. 1973, S. 176–180.

Büdel, Julius: Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. – Würzburger Geogr. Arbeiten 25. 1969.

Dietz, Theodor u. Mathias Salger: Schluffreiche Deckschichten im Sandsteinkeuper, ihre Entstehung und ihre Beziehung zur Geomorphologie und Bodenbildung. – Geologica Bavarica 55. 1965, S. 372–388.

Engelhardt, Wolf von: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. – In: Sediment-Petrologie, Tl. 3, Stuttgart 1973.

Fink, Julius, Günter Haase u. Ralf Ruske: Bemerkungen zur Lößkarte von Europa 1:2,5 Mio. – Petermanns Mitteilungen 121. 1977, S. 81–94.

Fliri, Franz: Statistik und Diagramm. – 2. Aufl., Braunschweig 1972. (Das Geographische Seminar).

Füchtbauer, Hans, u. German Müller: Sedimente und Sedimentgesteine. – In: Sediment-Petrologie, Tl. 2, 3. Aufl., Stuttgart 1977.

Garleff, Karsten u. Norman Peinemann: Sedimentologische und mineralogische Merkmale von Lössen und Lößderivaten in Franken. – Eiszeitalter und Gegenwart 31. 1981, S. 177–186.

Geilenkeuser, Henning: Beiträge zur Morphogenese der Lößtäler im Kaiserstuhl. – Freiburger Geogr. Hefte 9. 1970.

Höhl, Gudrun: Zur Frage der Entstehung des Gaustädter Profils (Franken). – Mitt. Geogr. Ges. Wien 100. 1958, S. 77–88.

Kartieranleitung. – Hrsg. von der Arbeitsgemeinschaft Bodenkunde der Bundesanstalt für Bodenforschung und den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland. 2. Aufl., Hannover 1971.

Khodary Eissa, Omer: Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). – Freiburger Bodenkundl. Abhandlungen 2. 1968.

Köster, Erhard u. Hartmut Leser: Geomorphologie I. – Braunschweig 1967. (Das Geographische Seminar).

Koschel, Reinhard: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6031 Bamberg Nord, München 1970.

Krumbeck, Lothar: Das Quartär von Erlangen (Mittelfranken). – N. Jb. f. Geologie und Paläontologie, Abh. 92, H. 1, Jahrg. 1950, S. 1–30.

Lang, Martin: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6131 Bamberg Süd, 2. Aufl., München 1970.

Leser, Hartmut: Geomorphologie II. – Braunschweig 1968 (Das Geographische Seminar).

Leser, Hartmut: Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. – Berlin/New York 1977.

Löber, Hans: Zur Kenntnis der Lößvorkommen in Mittelfranken. – Diss. rer. nat. Erlangen 1931. Nürnberg 1932.

Munsell Soil Color Charts. – Baltimore (USA) 1954.

Neef, Ernst: Das Gesicht der Erde. – 4. Aufl., Zürich u. Frankfurt/Main 1976.

Paas, Wilhelm: Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. – Decheniana 121. 1968, S. 9–38.

Profilbeschreibungen der von der Firma AGROB durchgeführten Bohrungen, Bamberg – Gaustadt 1961.

Schönhals, Ernst: Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. – Eiszeitalter und Gegenwart 8. 1957, S. 5–17.

Scheffer, Fritz u. Paul Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. 8. Aufl. – Stuttgart 1973.

Semmel, Arno: Verwitterungs- und Abtragungserscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). – Würzburger Geogr. Arbeiten 26. 1969.

Semmel, Arno: Grundzüge der Bodengeographie. – Stuttgart 1977 (Teubner Studienbücher Geographie).

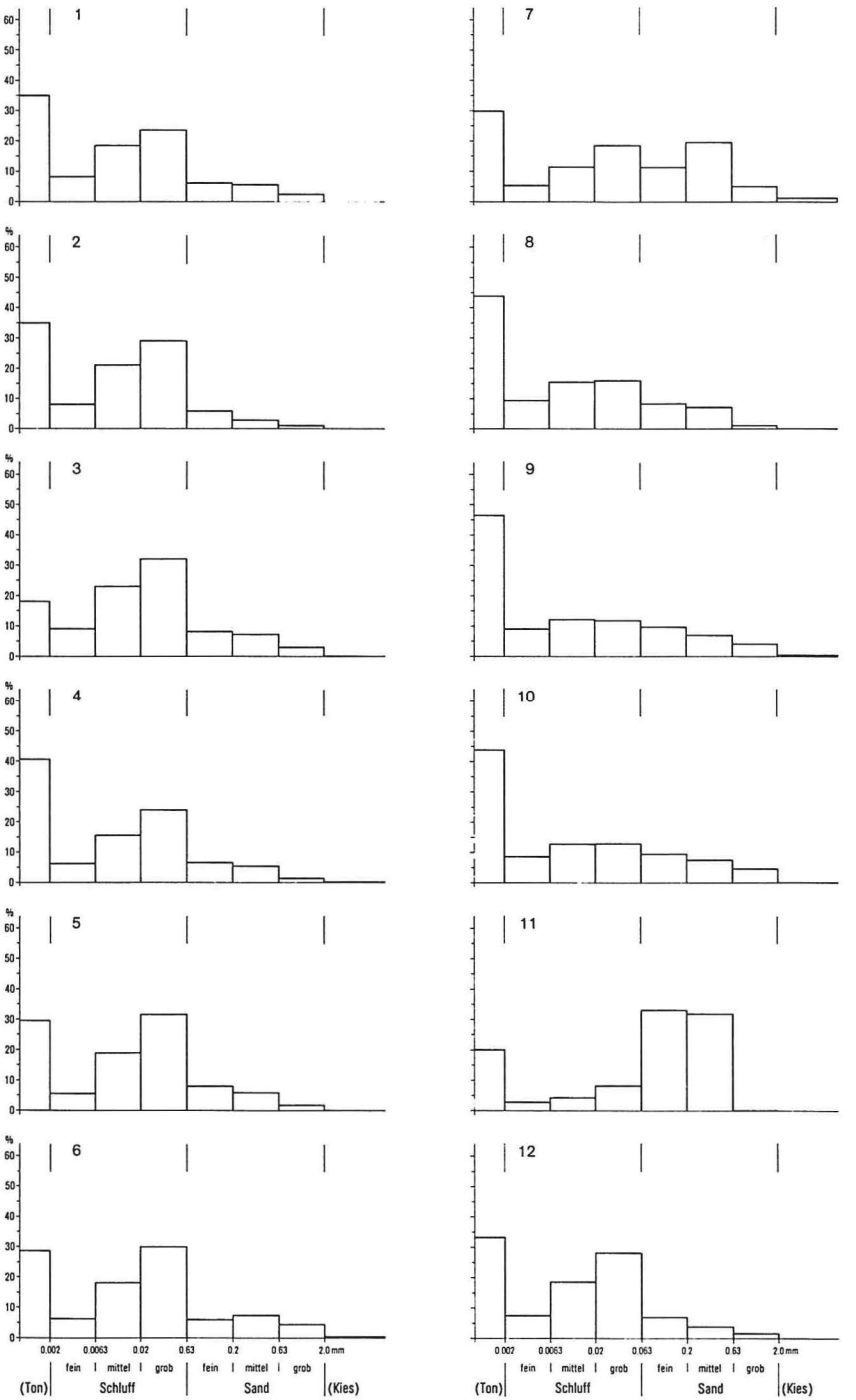
Vossmerbäumer, Herbert: Allgemeine Geologie. – Stuttgart 1976.

Weidenbach, Fritz: Gedanken zur Lößfrage. – Eiszeitalter und Gegenwart 2. 1952, S. 25–36.

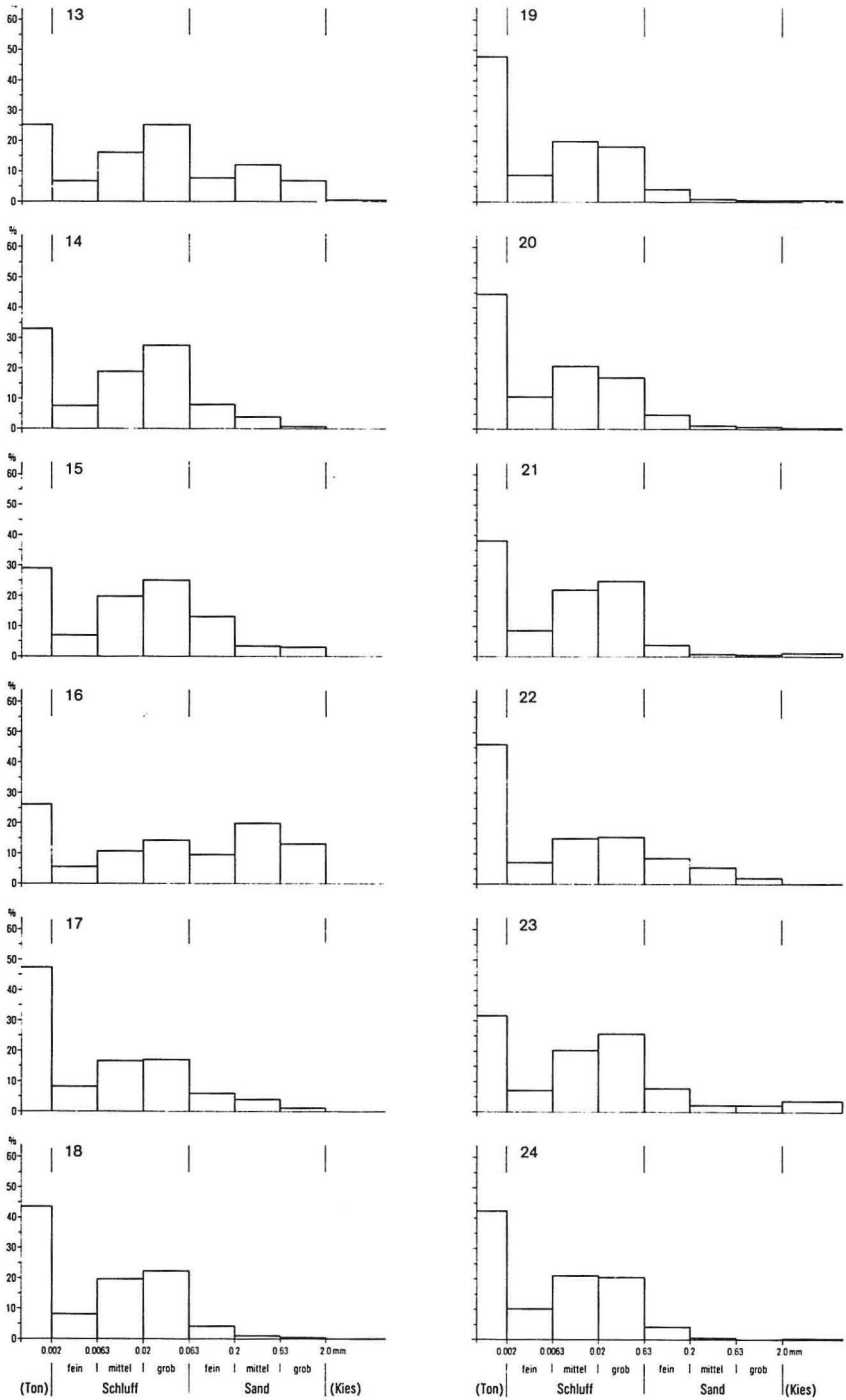
Woldstedt, Paul: Über die Gliederung des Quartärs und Pleistozäns. – Eiszeitalter und Gegenwart 13. 1962, S. 115–124.

Verzeichnis der Karten

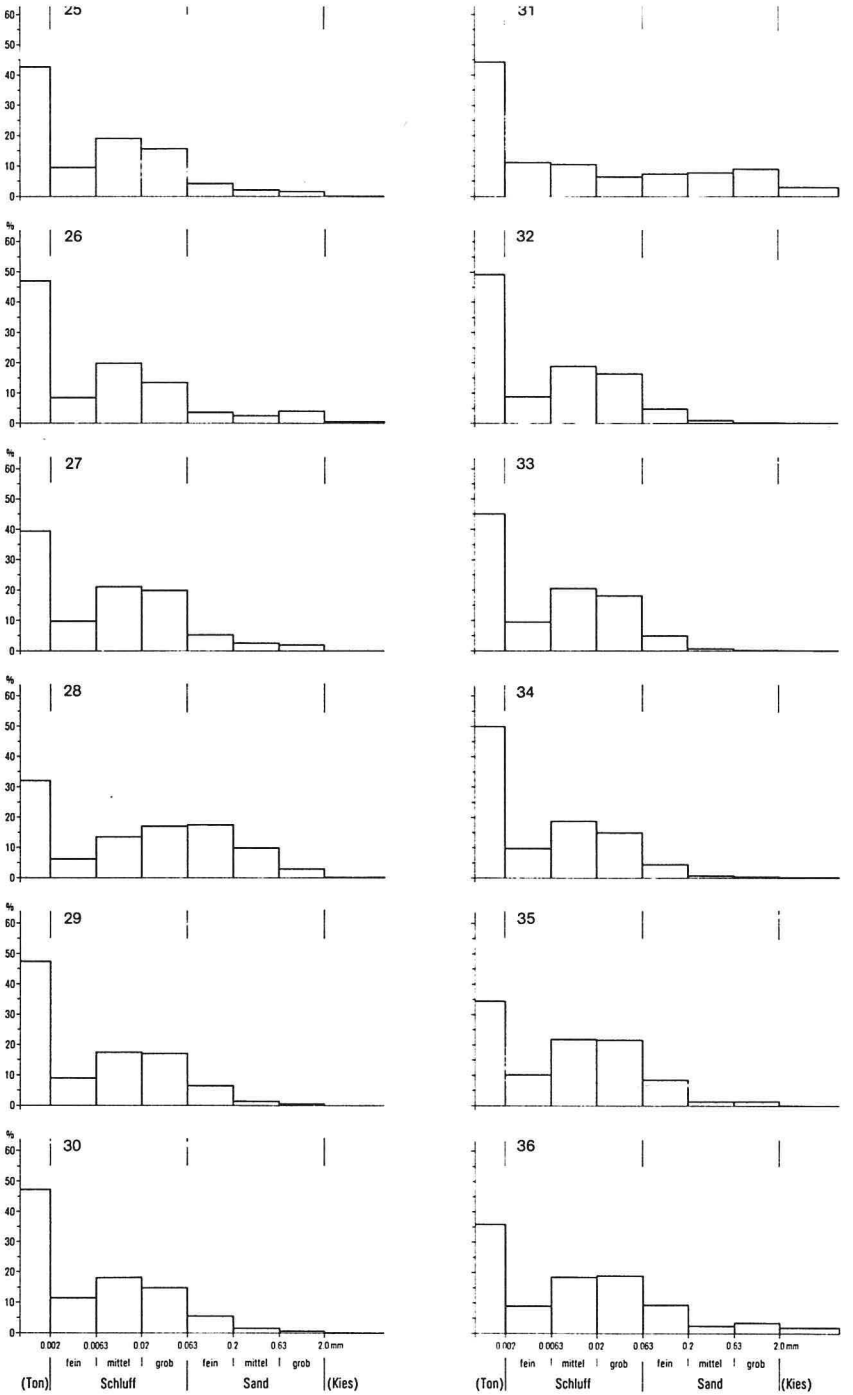
1. Geologische Karte von Bayern 1:25 000, hrsg. vom Bayerischen Geologischen Landesamt München. Blatt 6031 Bamberg Nord (1970); Blatt 6131 Bamberg Süd (1970).
2. Topographische Karte 1:50 000, hrsg. vom Bayerischen Landesvermessungsamt München. Blatt L 6130 Bamberg (Ausgabe 1975).
3. Topographische Karte 1:25 000, hrsg. vom Bayerischen Landesvermessungsamt München. Blatt 6030 Eltmann (Ausgabe 1975); Blatt 6031 Bamberg Nord (Ausgabe 1971); Blatt 6130 Burgebrach (Ausgabe 1960); Blatt 6131 Bamberg Süd (Ausgabe 1966).
4. Grundkarte von Bayern 1:5000, hrsg. vom Bayerischen Landesvermessungsamt München. Blatt N.W. LXXXV. 23 Gmkgn. Bamberg, Bischberg, Dörfleins, Gaustadt, Hallstadt und Oberhaid (Geländeaufnahme 1922/55); Blatt N.W. LXXXIV. 23 Gmkgn. Bamberg, Bischberg, Gaustadt, Mühlendorf und Wildensorg (Geländeaufnahme 1922/25/55).



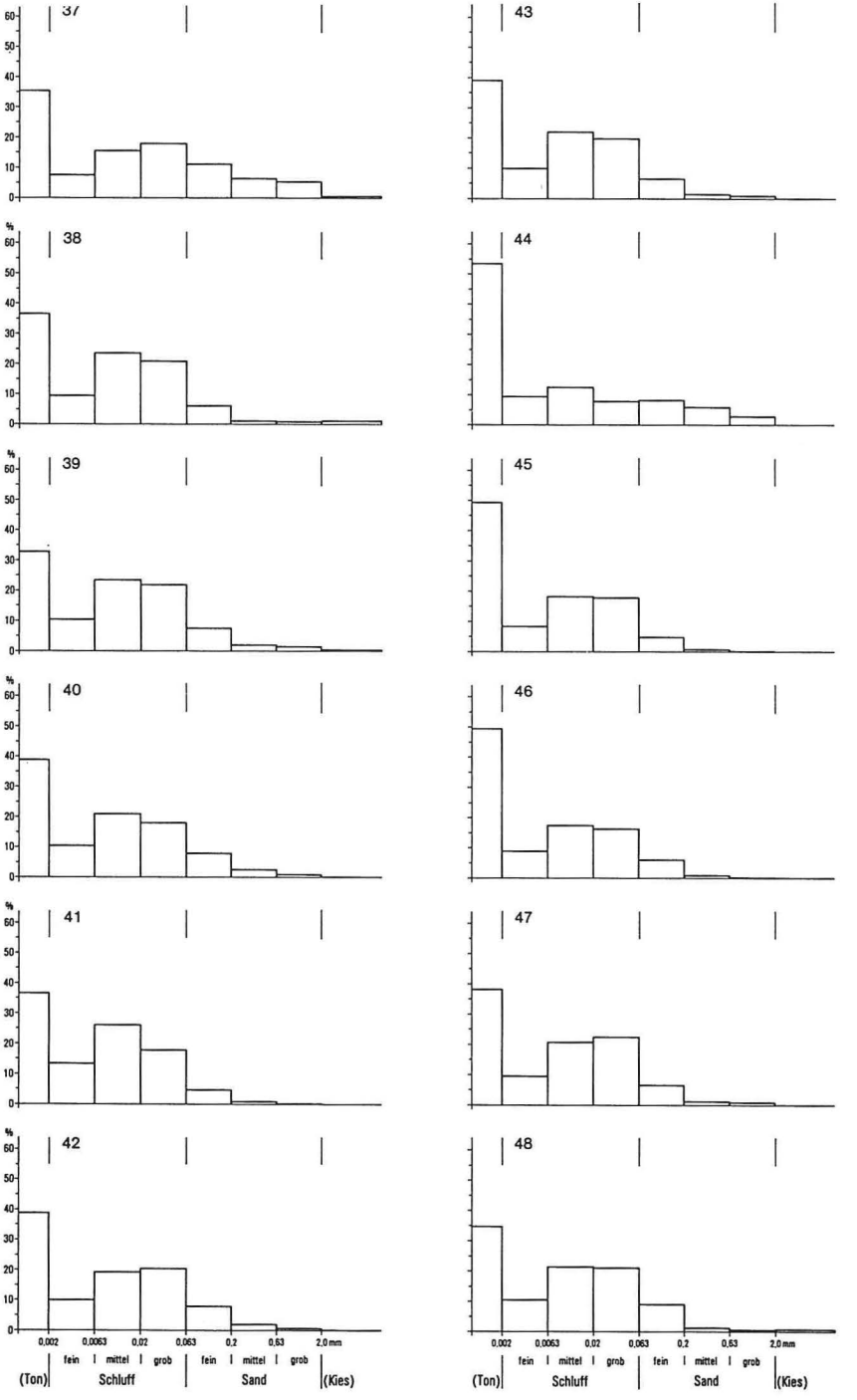
Histogramme der Proben 1–12



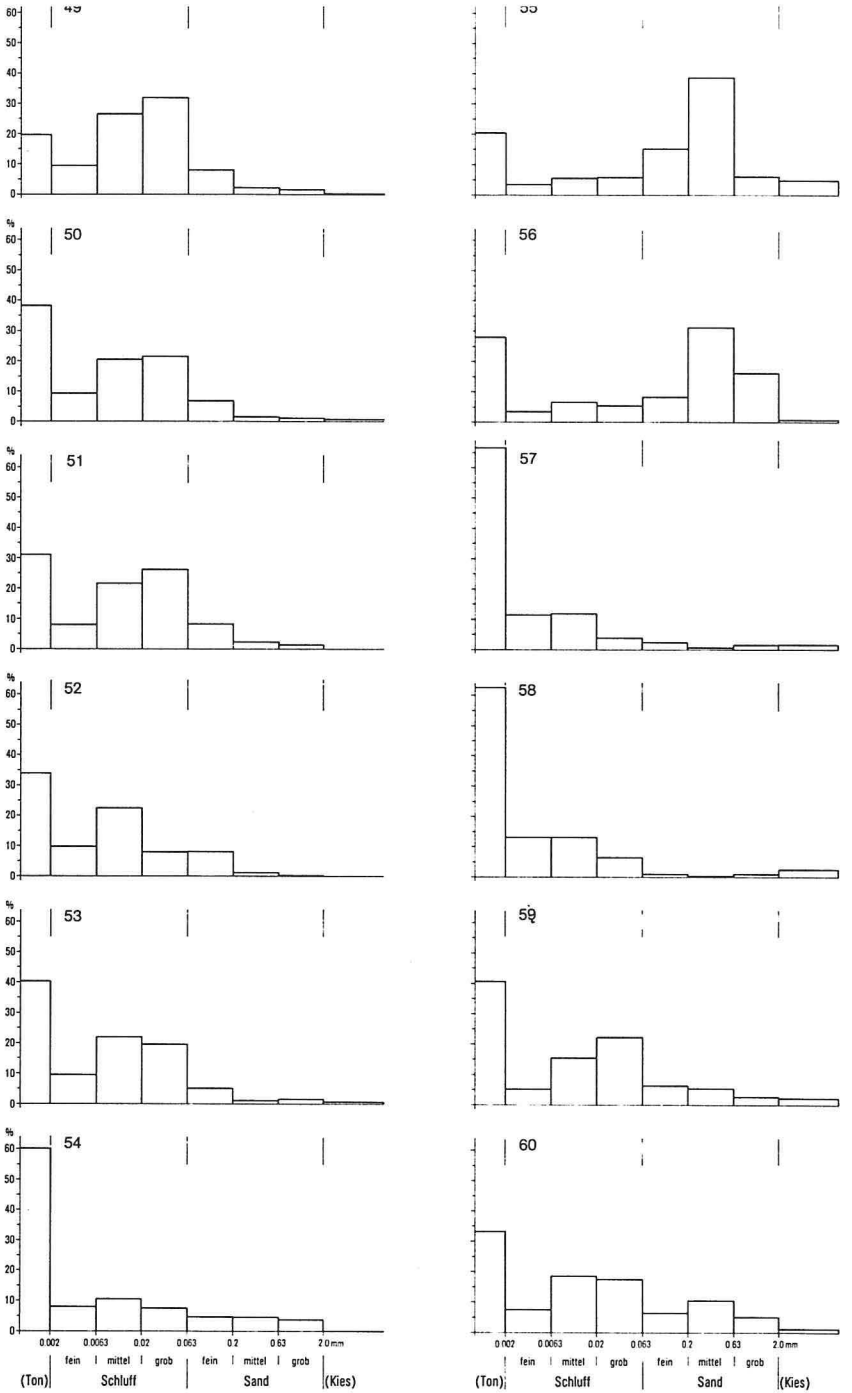
Histogramme der Proben 13–24



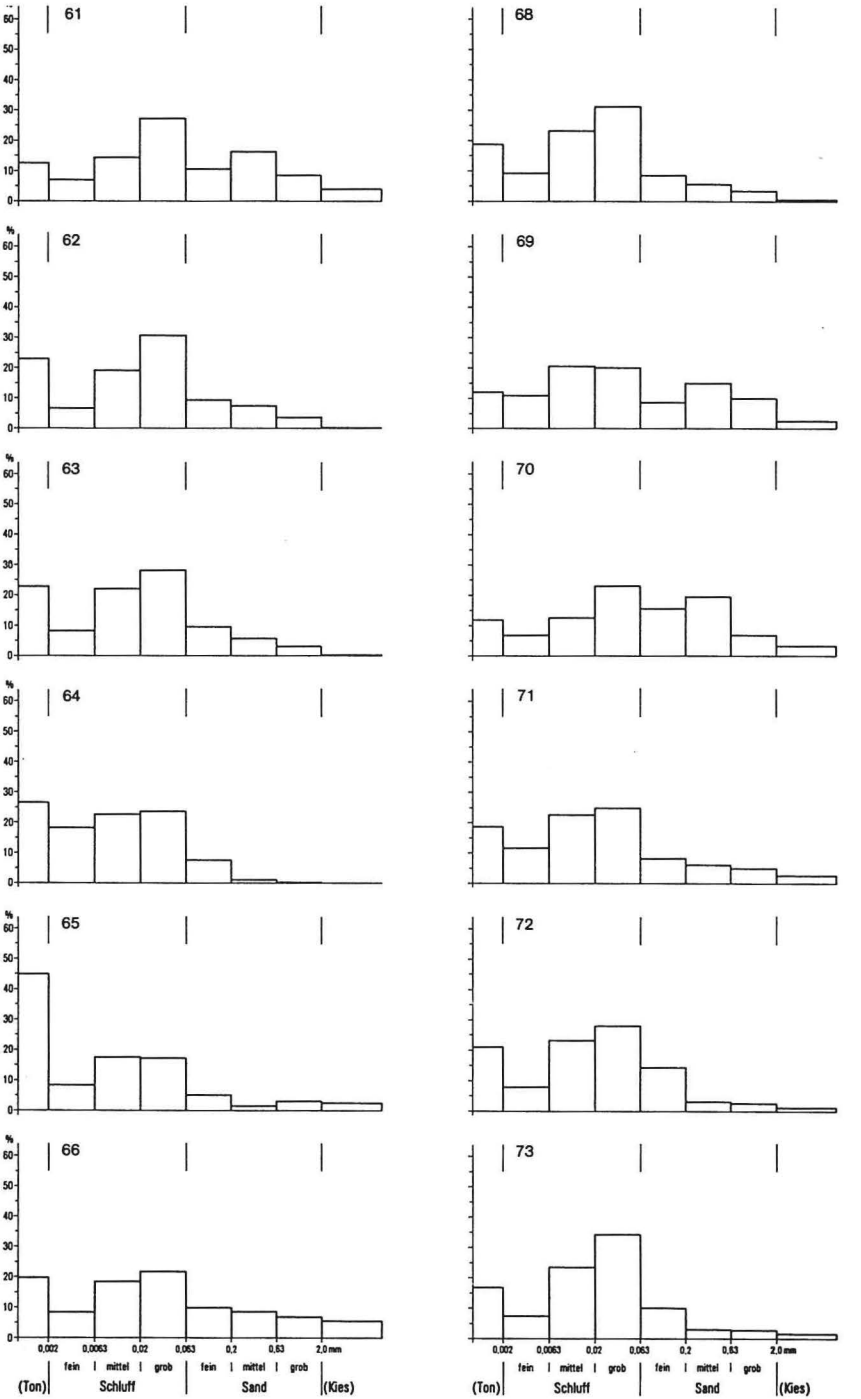
Histogramme der Proben 25–36



Histogramme der Proben 37–48



Histogramme der Proben 49–60



Histogramme der Proben 61–73