

## Feinstratigraphische Untersuchungen der Lößablagerungen des Gebietes um Hangenbieten südwestlich von Straßburg im Elsaß

von G. Rassai, Kiel

### Einführung

Ziel der vorliegenden Untersuchung ist die Beschreibung und stratigraphische Einordnung der Profile von Hangenbieten und Achenheim. Diese für den alpennahen, periglazialen Raum typischen Löß-Aufschlüsse haben schon seit längerem das Interesse der Diluvialforschung erregt (siehe z. B. Schumacher 1883, Zeuner 1959, Zotz 1951). Die Ablagerungen entsprechen in vielen Einzelheiten den rechtsrheinischen Lößvorkommen Südbadens, die in stellenweise mehr als 30 m hohen Wänden aufgeschlossen sind und über die bereits eingehende Untersuchungen vorliegen (Guenther 1961, Bronger 1966, Khodary Eissa 1968).

Um gut fundierte Parallelisierungen aller dieser Aufschlüsse miteinander sowie Vergleiche mit anderen Profilen Mitteleuropas zu ermöglichen, wurden die Lößfolgen von Achenheim-Hangenbieten genau analysiert. Die Bestimmung des Karbonatgehaltes, des Humusgehaltes, der Helligkeitsstufe und der Korngrößenverteilung und die qualitativen Analysen der Ton- und Schwerminerale sollen dazu dienen, die Entstehungsbedingungen der Sedimentschichten und der Bodenbildungen zu erkennen. Aus dem Verwitterungsgrad der einzelnen Lagen sollen Schlüsse auf das Paläoklima gezogen werden.

Zur Unterbauung der Ergebnisse wurden auch biologische Untersuchungen durchgeführt. Diese haben in den Profilen des Arbeitsgebietes besondere Bedeutung, da die Schichten neben prähistorischem Material sehr reiche Vorkommen von Mollusken bergen, um deren Erforschung sich vor allem Geissert (u. a. 1968) verdient gemacht hat, nachdem bereits Andreae (1884) die Schneckenfauna der Terrasse von Hangenbieten-Achenheim eingehend untersucht hatte. Außerdem schließen die Lagen Relikte einer reichen Säugetierfauna ein, die eine wertvolle Ergänzung zur Altersbestimmung der Schichten und zur Kennzeichnung des jeweiligen Paläoklimas darstellen und deren Erforschung das besondere Verdienst von Wernert (1957 u. a.) ist. Zusätzlich wurden auch Pollenanalysen vorgenommen, die wichtige paläobotanische Kenntnisse vermitteln (nach Frenzel 1964).

Im Folgenden werden in erster Linie Ergebnisse der Untersuchung der Hangenbietener Ziegeleigrube vorgetragen. Die ebenfalls bereits analysierten Lößgruben von Achenheim werden lediglich zu Vergleichen zugezogen. Ihre feinstratigraphische Analyse soll später an anderer Stelle vorgelegt werden.

Bei der Fertigstellung dieser Untersuchungen erfuhr ich von verschiedenen Seiten wertvolle Hilfe. In besonderer Weise bin ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Ekke Guenther, verpflichtet. Ihm verdanke ich die maßgebliche wissenschaftliche Führung und Beratung. Ferner gilt mein besonderer Dank Herrn Prof. Dr. Wernert, der mir stets mit wertvollen Hinweisen zur Seite stand und die Arbeit entscheidend förderte. In gleicher Weise schulde ich Dank Herrn Geissert, der die Betreuung des malakologischen Sektors der Arbeit übernommen hat. Dr. Horst Bunde leistete Hilfe bei den Geländearbeiten, bei der Probennahme und bei der Bestimmung der Schwerminerale. Herr cand. rer. nat. Th. Ernst unterstützte mich bei der Anfertigung der Zeichnungen, und Frl. G. Zwickert ist mir bei der Durchführung der Analysen, der Anfertigung von Zeichnungen und auch der Manuskripte eine stete Hilfe gewesen.

Ihnen allen möchte ich meinen besonderen Dank aussprechen.

Nicht versäumen möchte ich ferner, der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Förderung zu danken, die sie mir bei der Durchführung der Untersuchungen gewährte.

## 1. Geographisch-geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt im elsässischen Rheintal südwestlich von Straßburg. Die Aufschlüsse befinden sich in der etwa parallel zur Breusch verlaufenden Terrasse von Hangenbieten sowie in der Terrasse von Achenheim, die in die Terrasse von Hangenbieten eingebettet ist und vom Achenheimer Mühlbach, der in die Breusch mündet, durchflossen wird.

Zum Elsaß gehört der linksrheinische südliche Teil der oberrheinischen Tiefebene. Diese entstand durch Einbruch eines Grabens, der das ursprünglich einheitliche Gebirge von Schwarzwald und Vogesen aufspaltete. Bei der Grabenbildung kam es zu Niveauänderungen von mitunter 3000 m. Insgesamt fallen auch heute noch die Gebirge steil zum Rheinischen Graben ab, während sie in entgegengesetzter Richtung nur langsam abdachen. Im Eozän bildeten sich in der Rinne des Oberrheinischen Grabens Seen aus. Im Oligozän vertiefte sich die Rinne, so daß das Meer in sie einfließen konnte. Gleichzeitig mit einem langsamen Absinken der Grabensohle erfolgte eine Auffüllung mit Sanden und Mergeln des Oligozäns, die im Süden eine Mächtigkeit von 2000 m besitzen.

Ihre jetzige Gestalt erhielt die Rheinebene erst in dem Zeitabschnitt, in dem der Rhein, wie auch die übrigen alpinen und Mittelgebirgs-Wasserläufe, in nördlicher Richtung abfließen. Noch im Miozän scheint auf der Höhe des vulkanischen Kaiserstuhls eine Wasserscheide bestanden zu haben, die einen Abfluß der Alpenwässer in Richtung zum – die Ebene der Saône bedeckenden Lac Bressan bewirkte. Die Bildung des Grabens setzte sich, unterbrochen durch Epochen von Überflutung und von vorherrschender Akkumulation, fort. Sie hält bis zur Jetztzeit an, ja, ein leichtes Absinken der Grabensohle ist auch heute noch möglich.

Durch Aufschüttungs- und Abtragungsvorgänge kam es zur Bildung von Terrassen, einer hohen bzw. mittleren Terrasse von 165–175 m+NN und einer Niederterrasse von etwa 146 m+NN. Die Ebene wird heute durch die Niederterrasse gebildet, die in einer Zeit entstand, in der die Alpengletscher bis in das Gebiet von Basel vordrangen. Abtragungsmaterial wurde durch den damaligen Schmelzwasser-Rhein herangeführt, sowie durch die Flüsse Doller, Thur, Fecht, Liepvette, Breusch und Zorn. Der Schutt aus den Vogesen besteht im Süden vor allem aus Granit, im Norden aus Sandstein. Im Alluvium entstanden den Flußläufen entlang sumpfige Niederungen, die als „Ried“ bezeichnet werden (Bild 1).

Ein komplexes Terrassensystem, meist bedeckt von pleistozänen Lehmsedimenten, treffen wir südwestlich von Straßburg zu beiden Seiten des Wasserlaufes der Breusch.

Die Terrasse von Schiltigheim wird nach Wernert (1946/47) dem Niederterrassensystem zugezählt, dessen älteste Stufe sie darstellt. Sie ist mit einer mächtigen Schicht von „alluvions vosgiennes“ bedeckt, d. h. mit angeschwemmtem Material aus den Vogesen, rotem basalen Lehm und Jüngerem Löß. Dieser Jüngere Löß erreicht nach Geissert u. Mitarb. (1969, 7) eine Dicke von 11 m.

Zur Niederterrasse rechnet man auch die Terrasse von Lingolsheim, „un vaste cône d'alluvions“ (Geissert u. Mitarb. 1969, 12), einen großen Schwemmkegel der Breusch. Er ist von einer dünnen Schicht sandigen Lösses bedeckt und stellt so eine für die Zuflüsse des Rheingrabens typische Bildung dar (Geissert 1969, 12, Wernert 1957, 13). Eingeschoben in die Terrasse von Lingolsheim ist die dreistufige Terrasse von Roettig, die aus Kiesen und Vogesensanden zusammengesetzt ist. Sie wird von rötlichem, fluvialem Schlick, einer spätglazialen Aufschüttung ohne Lößdecke, überdeckt und ist als Erosionsterrasse zu bezeichnen (Geissert u. Mitarb. 1969, 13, Wernert 1957, 13).

Die Terrasse von Hangenbieten–Mundolsheim einschließlich der in sie eingebetteten Terrasse von Achenheim gehört nach Wernert (1946/47) zum System der Mittleren Terrassen. Die Mittlere Rheinterrasse zwischen Basel und Straßburg baut sich aus zwei Stufen auf; die obere, ältere Stufe stellt eine Akkumulationsterrasse dar, die jüngere kann sowohl Akkumulations- als auch Erosionsterrasse sein (Wernert 1946/47).

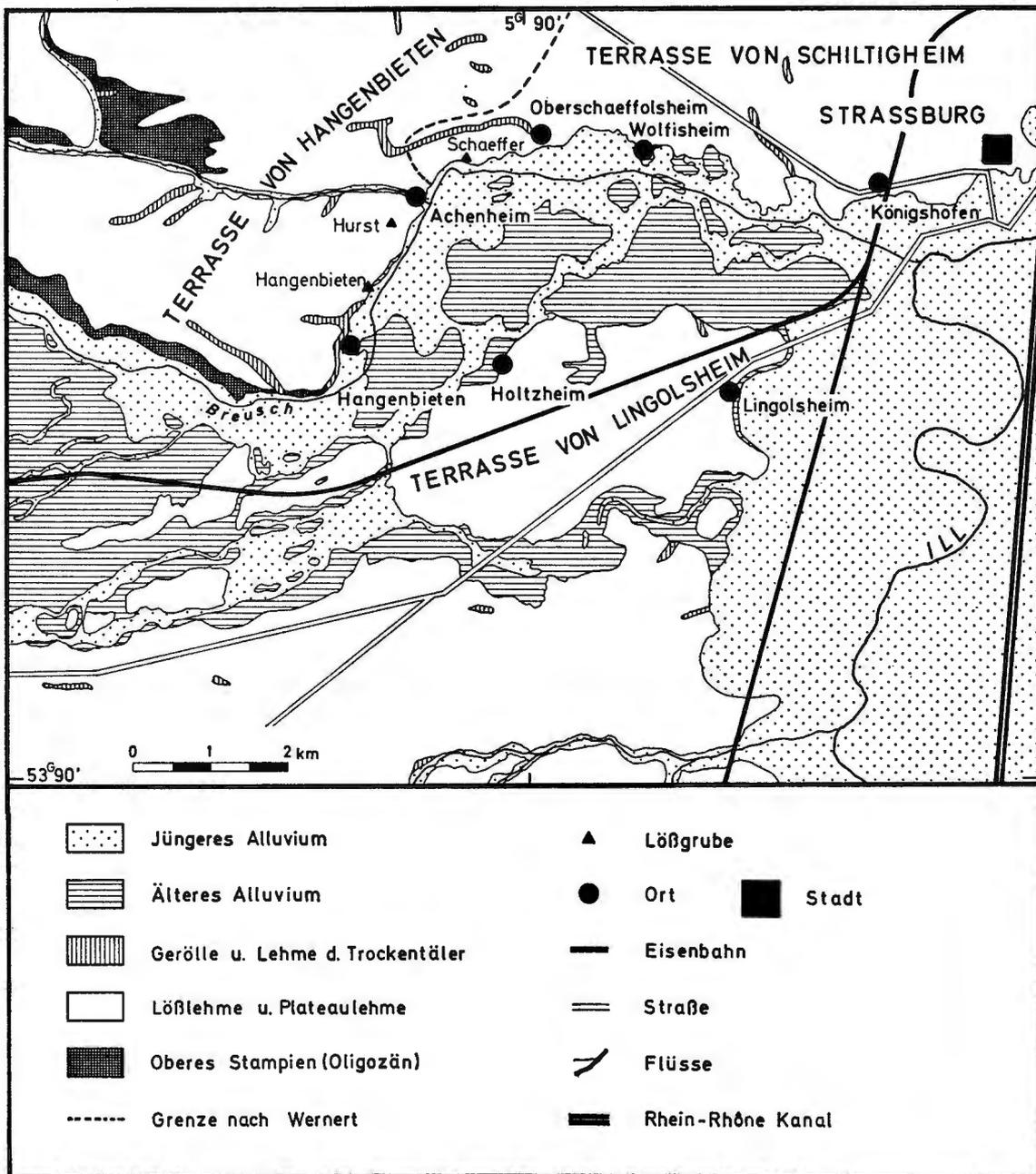


Bild 1. Geologische Übersichtskarte des Gebietes um Achenheim und Hangenbieten.

Die Terrasse von Hangenbieten–Mundolsheim erstreckt sich am westlichen Ufer der Breusch von Kolbsheim im S.-Westen bis Mundolsheim im N.-Osten. Diese lange Hügelkette zeigt an der Oberfläche und an der Böschung ein sehr zerklüftetes Profil, während ihr Plateau sich weit nach Westen und Norden hin ausdehnt. Die Höhe schwankt zwischen 210 und 190 m über N.N. bei Kolbsheim, beträgt bei Achenheim 165 m und sinkt bei Mundolsheim auf 155 m ab. Die Terrasse nimmt unter den quartären Systemen der Umgebung von Straßburg eine einzigartige Stellung ein und hat viele Parallelen zum berühmten Auf-

schluß von Mauer-Grafenrein. Sie trägt über rheinischem Diluvium rote Vogesensande, ältere Löss und Lehme bzw. Löß-Lehm in horizontaler Schichtung mit 3–4 m Jüngerem Löß im Hangenden. Im Kern der Terrasse, in der Grube Jeuch-Wellau, stehen die Schichten über dem aus fluviatilen Sedimenten gebildeten Sockel in einer Mächtigkeit von 37 m an. Insgesamt erhebt sich die von senkrechten Tälern durchschnittene Terrasse 23–27 m über „la plaine alluviale du Rhin“, die quartäre Rheinebene (Geissert u. Mitarb. 1969, 7; Wernert 1957, 17).

Die in die Terrasse von Hangenbieten eingelagerte Stufe von Achenheim, am südwestlichen Rand des Dorfes Achenheim, stellt eine Doppelterrasse dar. Die Einsenkung, die die Umformung zur Doppelterrasse bewirkte, wurde durch eine Vertiefung des Bettes des Mühlenbaches um 18 m hervorgerufen, die in die Phase der Verlehmung des Älteren sandigen Lösses zu verlegen sein dürfte, eine Phase, die durch intensive Erosion gekennzeichnet ist (Wernert 1946/47, 388).

Auf eine Erosionsphase folgte die Sedimentation äolischer Löss, und zwar zunächst des Älteren äolischen Lösses mit Einschlüssen der Fauna eines gemäßigt warmen Klimas und mehreren eingelagerten Verlehmungszonen. Eine zweite Erosionsphase mit einer nochmaligen Vertiefung des Flußbettes ist vor Bildung des mächtigen roten Lehmes einzugliedern. Auf sie folgte wiederum eine Periode der Sedimentation von kaltzeitlichem Charakter, während der auch die „nappe d'alluvions“, die aus Schwemmaterial bestehende Decke der Niederterrasse von Schiltigheim, angelagert wurde (Wernert 1946/47, 389, Geissert u. Mitarb. 1969).

Die durch die Vertiefung des Breusch-Bettes entstandene Wanne wird somit durch eine Schichtenfolge von insgesamt 30 m Mächtigkeit mit drei Paläosolen ausgefüllt. Das Liegende wird von den grauen Rheinsanden gebildet, die bis zu 18 m unter die obersten Rheinsande der Terrasse von Hangenbieten hinabreichen. Der basale, fluviatile, tonreiche und geschichtete Lehm mit den auf mildfeuchtes Klima hindeutenden Schalen der Schnecke *Zonites* wird ins Mindel-Riß-Interglazial gestellt (Geissert u. Mitarb. 1969, 10; Wernert 1957, 175 f.). In diese Zeit dürfte auch die Eintiefung der Flußbetten zu stellen sein, die mit tiefgreifender Erosion verbunden war. Jeder Erosionsperiode entspricht eine Diskordanz. Die im Hangenden der oberen Diskordanz, des „Grand Ravinement“, befindliche Verlehmungszone, die „Kulturschicht“ Schumachers, wird von Geissert u. Mitarb. (1969, 11) und Wernert (1957, 19) ins Riß-Würm-Interglazial verlegt.

Eine einheitliche Bedeckung der Terrasse von Hangenbieten und der Stufe von Achenheim bildet der jüngere Löß, der bis an die äußerste Diskordanz heranreicht, und auf welcher der Transgressionskegel des Achenheimer Baches lagert. Auch der obere Ältere Löß setzt sich kontinuierlich von der Terrasse von Hangenbieten bis zur großen Diskordanz von Achenheim fort (Wernert 1957, 18 ff., Abb. Stratigr. des Faunes et des Industries Humaines dans les Sédiments Quaternaires; Geissert u. Mitarb. 1969, 10 f.).

An die oben erwähnte äußerste und damit oberste Diskordanz, die auch in den obersten Jüngeren Löß schneidet, schließt eine weitere Stufe an, die ihre Entstehung einer Überschwemmungsphase, verbunden mit fluvio-lakustrer Akkumulation, verdankt. Es handelt sich, wie bereits angedeutet, um einen flachen Transgressionskegel, der sich bei einer Überflutung gebildet haben dürfte, und zwar im ausgehenden Spät- bzw. beginnenden Postglazial. Daran schließt sich die Uferzone jungen Quartärs unmittelbar an (Wernert 1957, 20).

Der Abhang des südlichen Ufers des Mühlbaches ist weitaus sanfter geneigt als die nördliche Flanke und trägt deshalb sehr viel mächtigere Lössschichten als die steile Böschung im Norden. Die Lössen haben sich in erster Linie auf den nach Norden bzw. Osten gerichteten Hängen abgelagert (Wernert 1957, 18).

Da bei der Parallelisierung der Profile häufig auf Profile am Kaiserstuhl verwiesen wird, sei auch die Terrassenbildung am rechtsrheinischen Kaiserstuhl kurz gestreift. Schreiner (1958) beschreibt die Lößablagerungen und Flugsandsedimente auf der Niederterrasse des Kaiserstuhls, die von ihm zu dem

bei Basel beginnenden Schwemmkegelsystem gerechnet werden. Nach Norden treten immer jüngere Stufen der Niederterrasse an die Oberfläche. Die obersten Schichten der Niederterrasse werden in das ausgehende Würm-Glazial verlegt und als Ablagerungen aus der Zeit der inneren Jungmoräne des Rheingletschers betrachtet. Die Niederterrasse ist von Flugsanden und primär äolischem Löß bedeckt, der in den Mündungsgebieten der Kaiserstuhlbäche zum Teil postglazial fluviatil umgelagert wurde (Chabot 1969, 244).

Klimatisch ist der Landstrich von Achenheim–Hangenbieten begünstigt. Das Klima ist mit verhältnismäßig strengen Wintern und hohen Sommertemperaturen kontinental geprägt, wenn auch eine gewisse atlantische Temperierung feststellbar ist. Die Niederschlagshöhe beträgt in der Ebene 500 mm, das Regenmaximum liegt im Sommer. Ostwinde bringen wenig Regen. Der elsässische Graben ist gut geschützt und stellt eine Kalmen-Zone dar. Sprunghafte Temperaturveränderungen treten jedoch auf und auch Föhntage werden beobachtet.

## 2. Sedimentpetrographische und biologische Untersuchungsmethoden

Wie bereits vorgetragen wurde, treten im Gebiet um Achenheim und Hangenbieten mächtige Lößdecken von stellenweise mehr als 20 m Dicke auf. Sie sind mehrfach an Terrassenkanten aufgeschlossen. Diese Steilabfälle wurden gebildet und existierten, wenigstens zum Teil, bereits zu den Zeiten, in denen die Löss abgelagert worden sind.

Da Löß erst nach der Ablagerung allmählich diagenetisch mehr oder weniger stark verfestigt wird, war das Material zunächst hochbeweglich. Entlang den Steilabfällen sind die Löss daher häufig durch die Einwirkung von Niederschlägen oder auch durch Solifluktionsvorgänge verlagert worden, was zur Folge hat, daß in den Profilen immer wieder einzelne Schichten fehlen. Um ein möglichst vollständiges Normalprofil zu erhalten, war es daher erforderlich, daß auf einer Strecke von etwa 2 km mehrere Profile untersucht wurden.

Im Folgenden wird in erster Linie die sedimentpetrographische Analyse des Profils von Hangenbieten vorgetragen. Hierbei handelt es sich um:

a) Die Grube der Ziegelwerke von Hangenbieten. Sie liegt etwa  $\frac{1}{2}$  km nördlich von der Ortschaft Hangenbieten entfernt. Die bearbeitete Profilhöhe beträgt: 17,50 m. Am Rande der Ziegeleigrube von Hangenbieten sind die Vogesen- und Rheinsande sowie -kiese, die die Löss unterlagern, aufgeschlossen.

Folgende Aufschlüsse sind ebenfalls bereits untersucht und werden zu Vergleichen immer wieder herangezogen.

b) Das Profil der Ziegelei-Grube in Achenheim von Schaeffer. Die bearbeitete Profilhöhe beträgt: 9,70 m. Hier liegt der Löß, auf größere Strecken über die Profilwand hinaus, eben. Eine Terrassenkante ist nicht zu erkennen.

c) Das Profil von Achenheim–Hurst. Die bearbeitete Profilhöhe beträgt: 11,80 m. Das Profil liegt in der großen Grube, die heute die verschiedenen Einzelgruben von Schneider, Sundhauser und Hurst zusammenfaßt. Die Grube befindet sich an einer Terrassenkante. Die Löss zeichnen sich durch Umlagerungen von verschiedenen Horizonten aus, so daß in den großen Gruben ein nicht leicht zu entwirrendes Bild der Ablagerungsfolge entsteht. Gerade aus diesem Grubenkomplex stammt die Mehrzahl der durch Wernert geborgenen Säugetiere.

Die Lößproben für die Untersuchungen wurden zumeist in einem Abstand von jeweils 10 cm entnommen. Ferner wurde von allen genauer untersuchten Profilen ein Lackfilm der vollständigen Profilhöhe angefertigt.

Man könnte daran denken, daß ein Probenabstand von 10 cm zu dicht sei und daß es genügen würde, wenn man je äußerlich erkennbarer Schicht jeweils ein oder zwei Proben untersuchte. Es hat sich jedoch

mehrfach gezeigt, daß unterschiedlich zusammengesetzte und entstandene Schichten äußerlich nicht voneinander zu trennen sind und ferner gerade die Verlagerung einzelner Schichtkomplexe nur bei einem engen Probenabstand zu erkennen ist (z. B. dadurch, daß die Kalkgehaltskurve kurzfristige Schwankungen aufweist). Gerade bei den Lössen von Achenheim und Hangenbieten ist die Frage der Umlagerung von entscheidender Bedeutung. Sie liegen an einer Erosionskante, an der immer wieder Material herabgeschwemmt oder durch Solifluktionvorgänge abwärts transportiert worden ist. Durch Umlagerung läßt sich auch ein Teil der Unstimmigkeiten zwischen Fossilien und den Schichten, in denen sie sich befinden, erklären.

#### a) Feststellung des Kalkgehalts

Mehr als 500 Proben wurden auf ihren Gesamtkalkgehalt hin untersucht. Kalkanalysen stellen ein wesentliches Hilfsmittel der Lößstratigraphie dar. Sie geben wichtige Hinweise auf das Ursprungsgebiet der Lößsedimente, zeigen den Verwitterungsgrad an und vermitteln Anhaltspunkte für syngenetische und postsedimentäre Klimabedingungen. Das Auftreten von Kalkanreicherungshorizonten zeigt autochthone Bodenbildung im Hangenden an. Die Schwankungen des Kalkgehaltes lassen vor allem Rückschlüsse auf die Intensität der bodengenesischen Prozesse zu. Kalkbestimmungen ermöglichen somit fundierte paläoklimatische Aussagen. Hierbei ist jedoch stets auch die Möglichkeit sekundärer Aufkalkung zu berücksichtigen.

Die Bestimmung des Kalkgehalts wurde nach zwei verschiedenen Methoden durchgeführt. Zunächst wurde bei den Kalkanalysen der Proben aus der Grube Schaeffer das bekannte gasvolumetrische Verfahren nach Scheibler angewandt.

Da die Ergebnisse aber unsicher erschienen, wurde zur Titrationsmethode übergegangen. Die Proben der Grube Schaeffer wurden sowohl nach der Titrationsmethode als auch nach dem Verfahren nach Scheibler untersucht. Alle übrigen Proben wurden mit Hilfe des Titrationsverfahrens analysiert. In einigen Fällen, wo auch die Resultate des Titrationsverfahrens nicht völlig klar erschienen, wurde zur Kontrolle wiederum von der Scheibler-Apparatur Gebrauch gemacht.

Für jede Probe wurde eine Parallelbestimmung vorgenommen. Nach jeweils 20 Probenanalysen wurde ein Blindwert bestimmt, in dem 100 ml 0,5 n-HCL in 250 ml Lösung durch Titration von 0,25 n-Natriumlauge neutralisiert wurden.

Die angegebenen Werte für den Kalkgehalt entsprechen einem Mittelwert von 3 Analysen.

#### b) Bestimmung der organischen Substanz (Humusgehalt)

Zur Ergänzung der Kalkanalyse ist der Anteil der organischen Substanz, d. h. der Humusgehalt festzustellen. Die Ergebnisse der Humusbestimmung liefern einen Beitrag zur Bodengenese, da grundsätzlich zu erwarten ist, daß Bodenbildung eine Erhöhung des Humusgehaltes mit sich bringt. Dies gilt auch für die interstadialen Humuszonen des Früh-Würm.

Die Aussagekraft der Humuswerte kann durch rezente Durchwurzelung, die oft beträchtliche Tiefen erreicht, beeinträchtigt werden.

Die Ermittlung des Humusgehaltes erfolgt durch die Bestimmung des C-Gehaltes der Proben. Dieser wird durch nasse Veraschung bestimmt. Hierbei wurde nach den im „Praktikum für Pflanzenernährung und Bodenkunde“ (Kiel 1963) gegebenen Angaben verfahren.

Ferner wurde die Lichtenfelder Methode, modifiziert nach dem Vorschlag von Riehm-Ulrich, angewandt. Hierbei wird zu den Proben Schwefelsäure und das Oxydationsmittel Kaliumdichromat gegeben. Der in der Probe enthaltene Kohlenstoff oxydiert zu  $\text{CO}_2$ , wobei die gebildete  $\text{Cr}^{3+}$ -Menge der

oxydierten C-Menge äquivalent ist. Da  $\text{Cr}^{3+}$ -Ionen eine Grünfärbung hervorrufen, deren Intensität ihrer Menge entspricht, kann diese kolorimetrisch bestimmt werden.

Abgesehen von der rezenten Bodenbildung lagen die Humuswerte meist unter 0,5% (= 5 Promille) und näherten sich nur in wenigen Fällen einem Wert von 1% (= 10 Promille). Die Proben erwiesen sich somit durchweg als humusarm.

#### c) Bestimmung der Helligkeitswerte

Die Bestimmung der Helligkeitswerte wurde mit Hilfe von Farbabstrichtäfelchen der einzelnen Proben nach der Methode Lais und Hasemann (1952) vorgenommen, die Guenther (1961) verbessert und beschrieben hat.

Als bestimmender Faktor der Helligkeitsstufen, d. h. der Fähigkeit zur Lichtabsorption, ist in erster Linie der Kalkgehalt zu betrachten, so daß die Kurve der Kalkanalysen im allgemeinen parallel zu der der Helligkeitswerte verläuft. Durch Bodenbildung bewirkte Entkalkung führt zu einer Verschiebung in Richtung zu niedrigeren Helligkeitsstufen. Die Helligkeitswerte tragen somit maßgeblich zur Aufklärung bodengenetischer Vorgänge bei. Ferner geben die Unterschiede in der Helligkeit, die zwischen den einzelnen Lößpaketen festgestellt werden, Hinweise auf präsedimentäre Verwitterung und unter Umständen auch auf die Auswehungsgebiete.

In größerer Menge eingestreute Pflanzenreste können auch bei gleichbleibendem Kalkgehalt die Helligkeitswerte abändern. Bei der Bestimmung ist folgendermaßen zu verfahren: Zunächst wird ein Farbabstrichtäfelchen angefertigt. Die Täfelchen werden unter einem Binokular von einer stabilisierten Lichtquelle beleuchtet und die Reflexion der einzelnen Farbabstriche mit Hilfe eines Spezial-Lichtmeßgerätes in Helligkeitsstufen bestimmt. Um einen zuverlässigen Bezugswert zu erhalten, wird eine Farbtafel mit „weiß“ unter das Binokular gelegt und die Lichtreflexion auf einen hohen Skalenwert des Lichtmessers eingeregelt. Zu dieser maximalen Helligkeit werden dann die Werte jeder Probe bestimmt. Nach 10 Farbtafelmessungen wird das „Normalweiß“ eingeschoben und die Anzeige auf dem Belichtungsmesser verglichen. Die Werte der einzelnen Farbtäfelchen lagen zwischen 200–400 Skalenteilen. Auf diese Weise ließ sich eine feiner differenzierte Helligkeitsbestimmung durchführen, als dies bei Zugrundelegung der Einheit Lux möglich gewesen wäre. Die abgelesenen Werte der Anzeigenskala werden im Folgenden mit dem Buchstaben „S“ gekennzeichnet.

#### d) Mineralogische Untersuchung

Über 100 Proben der verschiedenen Profile wurden einer genauen mikroskopischen Untersuchung unterzogen und jeweils der Gehalt an Schwer- und Leichtmineralien festgestellt. Diese Untersuchungen erschienen im Hinblick auf die Feststellung von vulkanischer Asche (im Profil Achenheim–Hurst) wichtig. Die Analysen werden in folgender Weise durchgeführt: Gut getrocknete Proben werden mit einem  $63\ \mu$ -Sieb abgeschlämmt, die Fraktion über  $63\ \mu$  wird in eine Porzellanschale gebracht, bei einer Temperatur von  $50^\circ\text{C}$  24 Stunden lang stehen gelassen und dann gewogen.

Sodann wird von einer Trennungsvorrichtung Gebrauch gemacht, deren Trichter mit Tetrabromäthan gefüllt ist. Die Fraktionen über  $63\ \mu$  werden hinzugegeben und immer wieder wird mit einem kleinen Glasstäbchen umgerührt. Nach zwei Tagen haben sich die Schwermineralien am Boden abgesetzt, die Leichtmineralien halten sich in der Flüssigkeit schwebend.

Danach wird der untere Teil der Trichterflüssigkeit, der die Schwermineralien enthält, abgelassen. Unter dem Trichterhals befindet sich ein weiterer Trichter, der mit einem Papierfilter ausgekleidet ist, auf dem die Schwermineralien gesammelt werden. Die Probe ist mit Methanol auszuwaschen, zu trocknen und zu wägen.

Sodann wird der Rest der Flüssigkeit mit den Leichtmineralien abgelassen. Diese setzen sich auf dem Filter ab und werden in gleicher Weise mit Methanol gewaschen, getrocknet und abgewogen.

Von den Schwermineralien wurden mit einem Einbettungsmittel (Orokolor) Präparate hergestellt, die qualitativ durch Mikroskopie analysiert wurden.

Ebenso wurden von den Leichtmineralien Präparate angefertigt und diese mikroskopiert.

#### e) Feldspat-Quarz-Verhältnis

Das Feldspat-Quarz-Verhältnis ist ein verlässlicher Maßstab der Verwitterungsintensität und gibt wertvollen Aufschluß über die Lage von Bodenhorizonten. Ferner läßt es Unterschiede in der präsedimentären Verwitterung erkennen.

Zur Feststellung des Feldspat-Quarz-Verhältnisses sind gesondert nach Fraktionen Präparate herzustellen und mikroskopisch zu untersuchen. Hierbei wurde nach der Färbungsmethode verfahren, die Gabriel und Cox (1929) entwickelt haben. Die Methode wurde verschiedentlich modifiziert, so von Russel (1935) und William (1942), und neuerdings getestet und abgeändert von Hayes und Klugmann (1959).

Gabriel und Cox (1929) setzten die fraktionierte Probe Hydrofluorsäure-Dämpfen aus, behandelten sie mit konzentrierter Natron-Kobaltinitrit-Lösung, wuschen sie aus und trockneten sie. Quarz bleibt bei dieser Behandlung unverändert; auf den Kalifeldspäten bildet sich jedoch ein gelber Überzug von Kali-Kobaltinitrit, auf den Kalknatronfeldspäten ein weißer Film. Im Hinblick auf eine bessere Identifizierung der Kalknatronfeldspäte kann die Probe noch zusätzlich mit der organischen, wasserlöslichen Färbungssubstanz Eosin „B“ behandelt werden. Russel (1935) benutzte zwei Plättchen. Das eine Präparat diente zur Bestimmung des prozentualen Gehalts an Quarz und Gesamt-Feldspat, das zweite zur Aufteilung der Feldspäte mit Hilfe optischer Methoden. William (1942) bediente sich einer Modifikation der Methode von Gabriel und Cox. Einem Vorschlag von Russel gemäß arbeitete er mit Säureeinwirkung.

Hayes und Klugmann (1959) testeten das Färbe-Verfahren von Gabriel und Cox sowohl an künstlich hergestellten Mischungen von Quarz und Feldspat als auch an natürlichen Sanden. Die Sandkörner wurden auf eine Glasplatte übertragen, 15 Minuten lang den Dämpfen von Hydrofluorsäure ausgesetzt, mit konzentriertem Natron-Kobaltinitrit 2 Minuten lang behandelt, gewaschen und getrocknet. Auf diese Weise bildet sich ein gelber Überzug auf den Kali-, ein weißer auf den Kalknatronfeldspäten, während der Quarz nicht verändert wird. Sodann wurde der größeren Genauigkeit halber die Probe 5 Minuten lang mit 5 %iger Eosin-B-Lösung behandelt. Dadurch erhielten die Kalifeldspäte eine orange-gelbe, die Kalknatronfeldspäte eine rosa Färbung. Der an 70 Proben künstlicher Mischungen von Quarz und Feldspat durchgeführte Test ergab eine Genauigkeit der Methode von 5 %, ein Prozentsatz, der auch durch die Multiplen-Teste an natürlichen Sanden erhärtet wurde.

#### f) Korngrößenanalysen

Eine größere Anzahl von Proben wurde Schlämm-, Sieb- und Pipettanalysen unterzogen, die nach verschiedenen Methoden durchgeführt wurden und denen für die Untersuchung besondere Bedeutung zukommt.

Die genaue Fraktionierung der Proben gibt Auskunft über die Sedimentstruktur. Der Anteil der Tonfraktion ist weiterhin ein Gradmesser der Verwitterungsintensität. Diese quantitative Erfassung trägt in Verbindung mit dem qualitativen Aspekt der Tonmineraluntersuchung wesentlich zur Identifizierung von Bodenhorizonten bei.

Da sich jedoch Sieb- und Pipettanalysen als unzuverlässig erwiesen, wandte der Verf. in erster Linie die Methode nach Atterberg an.

### g) Tonmineraluntersuchung

Die Zusammensetzung der Tonmineralfraktion erlaubt Rückschlüsse auf das Stadium der Verwitterung und die bodengenetischen Prozesse. Bei der Tonmineralumwandlung handelt es sich um Vorgänge sehr komplexer Art, wobei sekundäre Prozesse die primären teilweise überlagern. Die Ergebnisse der Tonmineralbestimmung sind zur Erhöhung ihrer Aussagekraft im Zusammenhang mit den Resultaten der Quarz-Feldspat-Bestimmung auszuwerten.

Die qualitative Zusammensetzung der Tonmineralfraktion wurde röntgenographisch bestimmt. Hierzu mußte von jeder zu untersuchenden Probe ein Texturpräparat hergestellt werden.

10 mg der Fraktion unter  $2\ \mu$  werden in Reagenzgläschen eingewogen und 10 ml dest.  $H_2O$  hinzupipettiert, der Inhalt des Reagenzglases 1 Minute lang mit Ultra-Turrax behandelt und sodann auf ein Membranfilter überspült, das einen Durchmesser von 30 mm besitzt. Das Filter wird in einen speziellen Filtrationsapparat eingespannt. Mit Hilfe einer Wasserstrahlpumpe und einer Saugflasche wird die Flüssigkeit abgesaugt, bis die ursprüngliche Einwaage von 10 mg allein auf dem Filter zurückbleibt. Die auf diese Weise hergestellten Texturpräparate werden röntgenographisch untersucht und an Hand der dargestellten Kurven kann die Tonmineralfraktion qualitativ analysiert werden. Die Röntgenaufnahmen wurden mit einer Cobalt-Röhre bei 30 KV + 12 mA gefahren.

### h) Malakologische Untersuchungen

Innerhalb der Paläozoologie kommt im Pleistozän der malakologischen Untersuchung besondere Bedeutung zu. Deshalb wurden zahlreiche Proben auf ihren Molluskenbestand hin untersucht.

Von verschiedenen, vor allem von Brunnacker untersuchten Profilen liegen eingehende Untersuchungen der Pulmonaten vor. Entsprechende Überprüfungen sind daher auch in den untersuchten Profilen vorgenommen worden. Hierbei wurde besonderes Augenmerk auf diejenigen Arten, Varietäten und Formen gerichtet, bei denen sich spezifische Klimaansprüche herausgebildet haben; so vor allem auf ausgesprochen kälteliebende Arten bzw. Varietäten.

### i) Pollenanalysen

Pollenuntersuchungen sind ein wichtiges Teilgebiet der Paläobotanik. Die Pollenanalyse vermittelt uns ein lebendiges Bild der jeweiligen Flora. Die hohe Widerstandskraft der Pollen ermöglicht mitunter auch in Verwitterungshorizonten paläoklimatische Rückschlüsse. Die Pollenuntersuchung stellt deshalb eine wertvolle Ergänzung der paläozoologischen Ergebnisse dar.

## 3. Profilbeschreibung der Ziegeleigrube von Hangenbieten

In der großen Lößgrube von Hangenbieten ist ein Schichtstoß in einer Höhe von 17–22 m aufgeschlossen.

Die darunterliegenden Schichten sind von Wernert (1957) beschrieben worden. Die untersten Lagen bestehen aus den sogenannten „Liegenden Rheinsanden“. Sie haben eine Mächtigkeit von etwa 7 m und weisen einen warmzeitlichen Charakter auf. Der basisbildende, graue Rheinschlick ist durch eine ausgesprochen warme, altertümliche Fauna gekennzeichnet. Die oberen Lagen dieses Rheindiluviums bestehen aus grauem verflossenem Rheinschlick. Solifluktion und schwache Kryoturbationen deuten auf kaltzeitliche Einflüsse hin, die jedoch deutlich abgeschwächt sind. Darüber folgen die roten Vogesensande. Es sind dies fast ausschließlich Sedimente aus den Mittelgebirgen, vor allem den Vogesen. Es scheint sich um Ablagerungen zu handeln, die in eine kalte Zeitphase, vielleicht den Beginn eines Hochglazials, zu

legen sind. Den kaltzeitlichen Charakter bezeugen die Funde von Ren, sodann Solifluktionerscheinungen und Kryoturbationen. Diese führen zur Bildung einer Taschenboden-ähnlichen Oberfläche. Die Schichten werden nach oben abgeschlossen durch rot-graugelbe Vogesensande mit starker Kreuzschichtung. Die rot-graugelben Vogesensande und die roten Vogesensande werden getrennt durch die geschichtete Lage eines gelben Lößlehms, der von Mergellinsen durchsetzt ist und von einem grauen Schlickband mit Kalkbänken durchzogen wird (Wernert 1957).

Im Hangenden des rot-graugelben Vogesensandes folgt ein sandiger Löß („Loess sableux“, Wernert 1957). (Er wird zusammen mit dem Vogesendiluvium zu einem Komplex gerechnet, den Wernert als Loess sableux et alluvions vosgiennes bezeichnet.) Als unterste Lage treffen wir in einer Tiefe von 19 m graugrüne, tonige, relativ homogene Schluffe ohne deutliche Schichtung an. Sie werden von einem graublauen Lehm überlagert. Sicher liegen hier weitgehend fluviatile Sedimente vor, die mit verschwemmten Lössen vermischt worden sind. Der graublau Lehm bildet die unterste Schicht einer Verlehmungszone, die nach oben in einen grauen und schließlich in einen kräftig gelb-rostbraun gefärbten Lehm (ab hier vgl. Bild 2) übergeht (18,50–17,20 m).

Es handelt sich um eine intensive Verlehmungszone mit feuchter Überprägung, etwa in Form einer Pseudovergleyung. Der Kalkgehalt sinkt bis auf 2,5 ‰ (Pr. 174) und 1,25 ‰ (Pr. 173) ab, der Humusgehalt auf ca. 0,14 ‰, die Helligkeitsstufe beträgt 300 S. Auf die Alterseingliederung dieser Verlehmungszone wird später eingegangen werden.

Im Hangenden folgt in 17,20–15,10 m Tiefe (Pr. 172–152 einschl.) ein nicht einheitlicher Lößkomplex. Nur die unterste Schicht ist rein äolisch entstanden. Es ist ein hellgelb-brauner Löß mit schwarzen Pflanzenflittern. Nach oben (bei Pr. 161) schließt sich eine fluviatil und kryoturpat beeinflusste Zone mit deutlicher Kreuzschichtung und einer unregelmäßigen Taschenbildung an. Die Lößlage endet nach oben mit einer gelblich-braunen, zum Teil verschwemmten Schicht mit eingelagerten Sandlinsen. Die fluviatile Beeinflussung ist deutlich ausgeprägt. Am Ende der Lößsedimentation dürften feuchte Schwankungen aufgetreten sein. Dem hochglazialen Trockenklima folgte also eine Art Tundrenklima mit winterlicher Bodengefrorennis und Auftauen der obersten Schichten während der wärmeren Jahreszeit. Dies leitet zu einem feuchtkühlen bzw. feucht-gemäßigten Klima des ausgehenden Stadials bzw. des beginnenden Interglazials über.

Der Kalkgehalt schwankt zwischen 16,88 ‰ (Pr. 168, 169) und 24,38 ‰. Die Helligkeitskurve bewegt sich zwischen 350 S (Pr. 159) und 410 S (Pr. 168). Der Humusgehalt ist sehr niedrig und liegt zwischen 0,148 ‰ und 0,2838 ‰ (Pr. 157 u. Pr. 171).

Besonders ist auf die dunkle Einschaltung bei Pr. 164 hinzuweisen. Die Helligkeitsstufe geht bis auf 320 S zurück, gleichzeitig sinkt der Kalkgehalt bis auf 11,25 ‰ ab. Möglicherweise handelt es sich hier um das Relikt eines überprägten oder verschwemmten Bodenhorizontes.

Auf die Bodenbildung im Hangenden weist der gut ausgeprägte Karbonathorizont hin, der die oberen Lagen des Lößpaketes einnimmt. Im unteren Abschnitt dieses Kalkanreicherungs-horizontes sind die Konkretionen unregelmäßig verteilt und in einen gelbbraunen Löß eingelagert. In der oberen Schicht sind die gelbbraunen Lößkindel, die eine Größe bis zu 15 cm Durchmesser erreichen, teilweise in Sandlinsen eingebettet. Diese Schicht zeigt Verschwemmungserscheinungen, die auf ein feucht-kühles Übergangsstadium zu Beginn eines Interglazials schließen lassen.

Die sicher interglaziale Bodenbildung mit einer Schichtdicke von 2,40 m beginnt in einer Tiefe von 15,10 m und reicht bis etwa 12,70 m unter die Oberfläche. Sie ist als mächtiger B<sub>t</sub>-Horizont einer fossilen Parabraunerde ausgebildet. Der rötlich-braune Ton zeigt im oberen Drittel eine leichte Aufhellung ins Gelb-Braune, die auch aus der Helligkeitskurve ersichtlich ist. Nach oben schließt der Boden als dunkelbrauner Lößlehm ab, der mit schwarzen Pflanzenflittern durchsetzt ist.

Die sehr intensive Bodenbildung geht aus dem durchweg außergewöhnlich niedrigen Kalkgehalt hervor, der in 15,0–12,90 m Tiefe (Pr. 150–130 einschl.) zwischen 0,6 ‰ und 3,7 ‰ liegt. Nur in der untersten

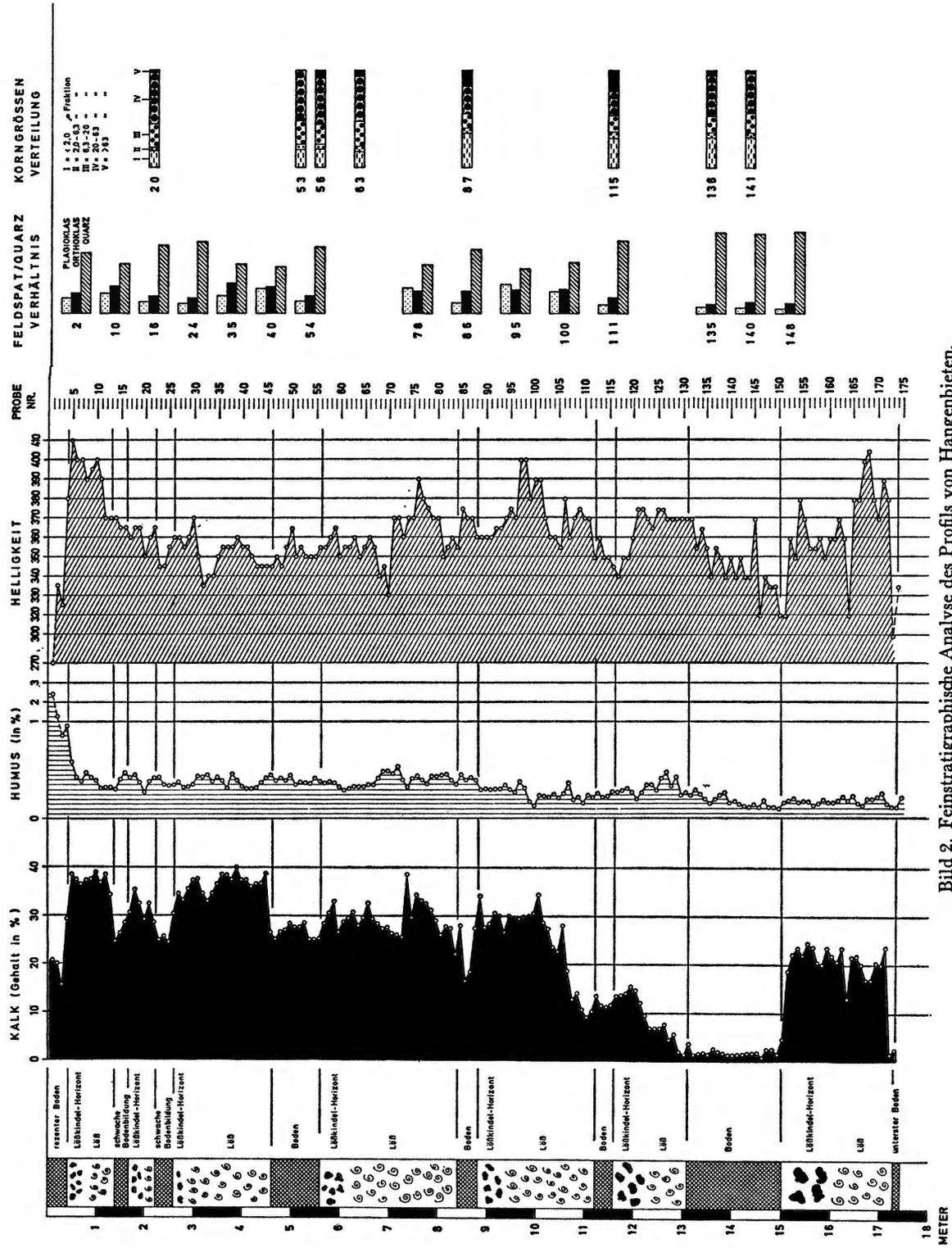


Bild 2. Feinstratigraphische Analyse des Profils von Hangenbieten.

und in den beiden obersten Proben wurden etwas höhere Werte (4,37–5,68 %) festgestellt. Die Helligkeitsstufen sind jedoch – gemessen an dem geringen Kalkgehalt – verhältnismäßig hoch. Ein deutliches Maximum weist Pr. 145 mit dem Wert 370 S auf. Die niedrigste Helligkeit wurde basal mit 320 S ermittelt (Pr. 151, 150, 146). Die Humuswerte unterscheiden sich kaum von denen des Lößpaketes im Liegenden. Eine steigende Tendenz ist nur im oberen Drittel gegeben, wo in Pr. 129 ein Höchstwert von 0,445 % erreicht wird.

Das Quarz-Feldspat-Verhältnis wurde in den Proben 148, 140 und 135 festgestellt. Es ergaben sich Quotienten von 5,29, 4,46 und 4,88. Dieses weite Quarz-Feldspat-Verhältnis bestätigt den hohen Verwitterungsgrad des Bodens. Der Quarzanteil liegt zwischen 84,11 % (Pr. 148) und 81,7 % (Pr. 140). Der Gehalt an Orthoklas beträgt 9,7 % (Pr. 135)–12,1 % (Pr. 140), der an Plagioklas 5,18 % (Pr. 148)–7,12 % (Pr. 135).

Die Korngrößenverteilung wurde an Hand von Probe 141, also etwas unterhalb der Mitte der Verlehmungszone, untersucht. Die Tonanreicherung war mit einem Anteil von 31,35 % Ton sehr erheblich. Auf die Schluff-Fraktion entfielen 66,88 %. Damit ist das Material weit feinkörniger als das der später folgenden Bodenbildung (Pr. 115), in der nur 48,5 % Schluff ermittelt wurden. Bei Pr. 141 überwog der Grobschluff mit 40,934, während der Mittelschluff 21,17 % erreichte, der Feinschluff war mit 4,68 % nur in geringer Menge vertreten. Auf die gröberen Fraktionen (größer als 63  $\mu$ ) fiel lediglich ein Prozentsatz von 2,68, der etwa dem obersten Löß des Aufschlusses entsprechen mag.

Eine 0,50 m in Richtung zum Hangenden vorgenommene Korngrößenanalyse (Pr. 136) erbrachte ganz ähnliche Ergebnisse. Der Tonanteil war mit 31,09 % wiederum sehr hoch, desgleichen der Schluffgehalt, der 63,65 % erreichte. Hierbei entfielen auf Grobschluff 42,04 %, auf Mittelschluff 16,27 %, auf Feinschluff 5,43 %. Die gröbere Fraktion war mit 5,27 % stärker als bei der unteren Probe.

Oberhalb des Paläosols findet sich ein 1,10 m mächtiger Lößhorizont (Pr. 127–117 einschl.). Die untersten Schichten können als Übergangszone zwischen dem, die Bodenbildung im Liegenden abschließenden, dunkelrotbraunen Lößlehm und dem reinen gelbbraunen Löß bezeichnet werden. Die Farbe wird nach oben hin heller, die abschließenden Lagen zeigen wieder ein etwas dunkleres Gelbbraun. Sie stellen einen Lößkindelhorizont dar, der vereinzelte Kindel von einem Durchmesser bis zu 5 cm enthält. Die Schicht ist durchgehend von schwarzen Pflanzenresten durchsetzt. Sie sind in den unteren und mittleren Lagen sehr zahlreich, oben nur noch vereinzelt vorhanden.

Ein mittlerer Kalkgehalt mit einem Höchstwert von 17,5 % (Pr. 120) ist nur in der oberen Hälfte zu verzeichnen. Basal ist der Kalkanteil mit 6,87 % (Pr. 126–124)–9,38 % (Pr. 123) für Löß sehr niedrig.

Die Humuswerte gehen nach oben hin zurück. Sie liegen zwischen 0,493 % (Pr. 127) und 0,213 % (Pr. 121).

Die Helligkeitskurve bewegt sich zwischen 360 S und 375 S und erst in den obersten Lagen (ab Pr. 119) verschiebt sie sich zu niedrigeren Helligkeitsstufen. Das Minimum beträgt 340 S (Pr. 117).

Die Probe 120 wurde auf ihren Mineralgehalt hin untersucht. Sie erwies sich als reich an Schwermineralen. Gefunden wurden: stark geätzte Hornblende, (auszählbarer) Augit, das metamorphe Mineral Granat, sowie das Mineral Zirkon, vor allem aber zahlreiche Opake. Die starke Ätzung der Hornblende weist auf Verwitterungsvorgänge hin.

Im Hangenden folgen zwei Bodenbildungen, die durch eine breite Lößzwischenlage voneinander getrennt sind. Der unterste Boden besitzt eine Mächtigkeit von 60 cm und befindet sich in einer Tiefe von 11,0 bis 11,60 m. Es handelt sich um einen rötlich braunen, leicht verlehmteten Boden, der von weißen Kalkäckerchen durchzogen und von zahlreichen schwarzen Pflanzenresten durchsetzt ist.

Er stellt innerhalb der Würmlöse den am stärksten entkalkten Horizont dar. Der Kalkgehalt beträgt maximal 13,75 % und geht bis auf 9,06 % (Pr. 111) zurück. Die Humuswerte sind niedrig (0,231 %, Pr. 112 bis 0,270 %, Pr. 113).

Im Vergleich zum darunterlagernden Löß ist die Helligkeit mit durchschnittlich 355 S herabgesetzt.

Auf einen ziemlich hohen Verwitterungsgrad verweisen auch die Ergebnisse der Korngrößenbestimmung, die an der Basis der Bodenbildung (Pr. 115) durchgeführt wurde. Der Tonanteil beträgt 30,33 %, der Schluffgehalt 48,50 %, wovon 25,22 % auf Grob- und 16,62 % auf Feinschluff entfallen. Der prozentuale Anteil der Schluff-Fraktion ist somit erheblich geringer als in der interglazialen Bodenzone. Auffällig ist der hohe Anteil der Fraktion gröber als  $63 \mu$ , der 21,16 % erreicht. Er dürfte sich durch Verschwemmungen und Verlagerungen erklären.

Das in Probe 111 bestimmte Quarz-Feldspat-Verhältnis von 2,92 ist jedoch für eine Bodenbildung eng. Einem Quarzgehalt von 74,5 % stehen 16,5 % Orthoklas und 9 % Plagioklas gegenüber.

Von 11,0 bis 8,70 m Tiefe folgt im Hangenden eine 2,30 m mächtige Lössschicht von gelbbrauner Farbe. Bei der Probeentnahme wurde in dieser Schicht zweimal ein Versatz vorgenommen, und zwar in 10,80 m Tiefe um 7 m und in 9,70 m Tiefe um 3 m. Der gelbbraune Löss ist oberhalb des Versatzes bei Pr. 97 etwas aufgehellt und von zahlreichen weißen Kalkäderchen durchsetzt. Vereinzelt finden sich schwarze Pflanzenflitter. An der Profilwand wurden unterhalb des Versatzes von 3 m unregelmäßig verteilte Kindel von 5 bis 10 cm Durchmesser festgestellt, ein Zeichen, daß an dieser Stelle der untere Teil eines Ca-Horizontes angeschnitten ist. Die obersten hellgelb-braunen Lagen sind als deutlicher Kindel-Horizont ausgebildet. Die Konkretionen sind bis zu 20 cm lang und stark brüchig.

Der Kalkgehalt ist mittel bis hoch. Die niedrigsten Werte liegen mit 10,62 % (Pr. 110)–18,75 % (Pr. 107) an der Basis. Dann steigen die Werte deutlich bis zu einem Maximum von 34,37 % (Pr. 101) an.

Der Humusgehalt ist niedrig. Der Höchstwert beträgt 0,397 % (Pr. 97).

Die Helligkeitskurve oszilliert deutlich. Die Höchstwerte liegen in der Mitte der Schicht mit 390 S (Pr. 101, 100) und 400 S (Pr. 98, 97), die niedrigste Helligkeitsstufe ist basal (Pr. 107) und in den obersten Lagen (Pr. 91–88) mit 360 S gegeben.

Den äolischen Charakter des Sedimentes und einen geringen Verwitterungsgrad bestätigt das Quarz-Feldspat-Verhältnis, das sich bei beiden Bestimmungen (Pr. 100 u. 95) mit 1,01 bzw. 0,86 als eng bzw. sehr eng erwies. Der Quarzanteil beträgt nur 52,4 bzw. 46,3 %. Orthoklas und Plagioklas sind in nahezu gleichen Teilen vorhanden. Der prozentuale Gehalt an Orthoklas wird mit 25,2 bzw. 24,1 % ermittelt, der an Plagioklas mit 22,4 bzw. 29,6 %.

Am Grunde der Lössschicht wurde die qualitative Mineralanalyse vorgenommen. Die Probe 110 enthält stark verwitterten Augit, Granat, die Minerale Zirkon, braungrauen bis schwarzen Turmalin, sowie Opake. Ferner ist Basalt vorhanden.

Über dem Lösspaket lagert in 8,70–8,40 m Tiefe ein schmaler Bodenhorizont, der durch die Lösskindelzone im Liegenden als autochthone Bildung ausgewiesen wird. Er besitzt eine Mächtigkeit von nur 0,40 cm (Pr. 87–84 einschl.), ist rötlich braun, stark mit weißem Pseudomycel durchsetzt und enthält vereinzelte schwarze Pflanzenflitter.

Die Entkalkung ist nicht so weit fortgeschritten wie bei dem unteren Boden in 11,60–11,00 m Tiefe. Der Kalkgehalt liegt zwischen 16,56 % (Pr. 86) und 28,13 % (Pr. 85). Die Humuswerte steigen bis 0,458 % an (Pr. 85).

Nach oben werden die Farben dunkler. Die Helligkeitswerte sinken von 370 bzw. (Pr. 87 u. 86) 375 S auf 355 S (Pr. 84) ab. Die in der untersten Lage des Bodens vorgenommene Bestimmung der Korngrößenverteilung (Pr. 87) ergab einen Anteil der Tonfraktion von 25,55 %. Dieser verhältnismäßig hohe Prozentsatz zeigt, daß bodenbildende Prozesse von relativ hoher Intensität abgelaufen sind, die auch anhand der rötlich-braunen Tönung zu erkennen sind. Der Schluff macht insgesamt 48,49 % aus, wovon 28,61 % dem Grob- und 14,6 % dem Mittelschluff zuzurechnen sind. Der Gehalt an Korngrößen über  $63 \mu$  ist mit 15,96 % hoch.

In der Pr. 86 wurde ein für eine Bodenbildung sehr enges Quarz-Feldspatverhältnis von 1,94 errechnet. Der Quarzanteil beträgt 66,1 %, der des Orthoklases 23,1 %, des Plagioklases 10,8 %.

In 8,30 m–5,70 m Tiefe (Pr. 83–58 einschl.) folgt ein 2,50 m mächtiger Lößkomplex. Bei der Probeentnahme wurde in 7,70 m Tiefe ein Versatz von ca. 3 m vorgenommen, und obwohl genau von oben in der Wand vermessen wurde, ist eine Überlappung von 50 bis 80 cm möglich.

Der Löß des unteren Abschnittes ist gelbbraun und wird von weißem Kalk-Pseudomycel durchzogen. Stellenweise erscheint er etwas dunkler und lehmig. Etwa ab 7,30 m Tiefe zeigt er eine graugelblich-braune Färbung mit dunkelgrauem Schimmer. In Richtung zum Hangenden ist die Farbe aufgehellt und der Grauton wird deutlicher. Schwarze Pflanzenfitter treten auf. Die obersten Lagen weisen Flecken auf und enthalten einzelne Kindel von 2 bis 4 cm Durchmesser, die auf eine autochthone Bodenzone im Hangenden hindeuten. Graufärbung, Fleckenbildung und Pflanzenreste lassen auf eine humide Oszillation schließen.

Der Kalkgehalt ist hoch und erreicht sein Maximum mit 38,5 % etwa in der Mitte des Lößpaketes (Pr. 74). Er sinkt nicht tiefer als 26 % (Pr. 81, 72, 71, 60).

Die Humuswerte sind etwas höher als in den unteren Lößlagen und Bodenzonen. Den höchsten Gehalt von 0,53 bis 0,47 % besitzt die Zone in 7,20–6,80 m Tiefe (Pr. 72–67 einschl.). Möglicherweise liegt hier ein überprägter A-Horizont vor, wozu auch die Schwankung der Helligkeitskurve, die bei Pr. 70 bis auf 330 S zurückgeht, in Einklang stünde.

Die Lößschicht ist von mittlerer Helligkeit. Die Maxima von 380 bzw. 390 S wurden im unteren Drittel festgestellt (Pr. 77 u. 76).

Schließlich sei noch auf die Taschenbodenbildung in Probe 80 hingewiesen. Diese Erscheinung in der basalen Lage weist auf eine feucht-kalte Übergangsphase hin.

In Pr. 78 wurde ein sehr enges Quarz-Feldspat-Verhältnis von 1,02 festgestellt, wie es für unverwitterten primären Löß kennzeichnend ist. Der Quarzanteil beträgt 50,13 %, der des Orthoklases 23,25 %, des Plagioklases 26,72 %.

Auch die im oberen Drittel (in Pr. 63) vorgenommene Korngrößenanalyse ist typisch für reinen Löß. Der Tonanteil ist mit 16,63 % verhältnismäßig niedrig, der Schluffgehalt mit 77,37 % jedoch hoch. Dem Grobschluff sind 46,55 %, dem Mittelschluff 25,67 % zuzurechnen. Die gröbere Fraktion ist mit 6 % vertreten.

Die Lößschicht wird von einer schwach entwickelten Bodenzone überlagert. Sie besitzt eine Mächtigkeit von 1,20 m und nimmt den Profilabschnitt von 5,70 bis 4,50 m (Pr. 57–46 einschl.) ein. Es handelt sich um mittel-rötlichbraun-gelblichen Lößlehm. Er ist in den unteren Lagen farblich aufgehellt und enthält in den oberen Schichten Pflanzenreste, die teilweise schwarz verkohlt sind. Ferner weisen die im Hangenden abschließenden Lagen unregelmäßig verteilte Kalkausfällungen von 3 bis 5 mm Durchmesser auf. Diese „Biologaska“ zeigen einander sich überlappende Prozesse der Bodenbildung und Sedimentation an.

Die Entkalkung ist nur schwach. Der Kalkgehalt liegt zwischen 25 % (Pr. 47, 55, 54) und 28,43 % (Pr. 50).

Der Humusgehalt mit Werten zwischen 0,35 % (Pr. 51) und 0,42 % (Pr. 55, 48) entspricht etwa dem der oberen Lagen des Lößpaketes im Liegenden.

Die Helligkeitskurve zeigt bei allgemein leicht sinkender Tendenz Schwankungen zwischen den Helligkeitsstufen 365 S (Pr. 50) und 345 S (Pr. 48, 46).

Das in der unteren Hälfte der Bodenbildung (Pr. 54) ermittelte Quarz-Feldspat-Verhältnis weist auf schwache Verwitterungsvorgänge hin. Der Quotient ist mit 2,16 innerhalb eines Bodenhorizontes niedrig. Einem Quarzgehalt von 68,4 % stehen ein Anteil an Orthoklas von 18,07 % und an Plagioklas von 13,53 % gegenüber.

Die beiden ebenfalls im unteren Abschnitt der Zone vorgenommenen Korngrößenanalysen lassen die geringe Intensität der Bodenbildung erkennen (Pr. 65, 53). Die Verteilung unterscheidet sich nur un-

wesentlich von der innerhalb der Lößschichten festgestellten Fraktionierung. Der Tonanteil ist mit 18,74 bzw. 18,33 % niedrig, der Gehalt an Schluff mit 73,13 bzw. 81,68 % hoch bis sehr hoch. Auf Grobschluff entfallen 47,38 bzw. 52,18 %, auf Mittelschluff 20,84 bzw. 24,09 %. Während in Pr. 56 die Fraktion größer als  $63 \mu$  8,13 % beträgt, ist sie in Pr. 53 nicht vertreten.

Im Hangenden folgt eine weitere Lößzone von größerer Mächtigkeit, die in 4,50 m–2,50 m Tiefe insgesamt 2 m erreicht (Pr. 45–26 einschl.) Innerhalb dieses Paketes wechselt die Farbe des Lösses von Schicht zu Schicht. An der Basis lagert hellgraubrauner, fleckiger Löß mit kleinsten Kalkausfällungen von 2 bis 3 mm Durchmesser, die unregelmäßig verteilt sind. Die Lage ist mit schwarzen Pflanzenresten durchsetzt.

In Richtung zum Hangenden ist zuerst eine intensivere Braunfärbung erkennbar, dann nimmt der Löß eine hellgraubraun-gelbe Färbung an, die schließlich in ein Braungelb bis Rötlichbraun übergeht. Diese obere Schicht ist durch starke Rostfleckbildung und durch unregelmäßig eingestreute, schwarz-verkohlte Pflanzenreste gekennzeichnet. Oberhalb von Probe 29 wurde ein Versatz von 15 m vorgenommen. Der Löß oberhalb dieses Versatzes weist eine hellbraune Färbung mit deutlichem Grauton auf. Vereinzelte Rostflecken, die einen Durchmesser von nur 3 bis 4 mm besitzen, treten auf. Die obersten Lagen stellen einen schwachen Ca-Anreicherungshorizont dar. Die Kindel erreichen im Durchmesser nur eine Größe von 0,5 bis 2 cm. Graufärbung und Rostfleckbildung zeigen feuchte Überprägung und schwache Pseudovergleyung an.

Der Kalkgehalt der Lößschicht ist hoch bis sehr hoch. Die Kalkwerte umfassen den Bereich von 30,25 % (Pr. 26) bis 40,0 % (Pr. 39). Die Humuskurve entspricht etwa derjenigen der Bodenbildung im Liegenden und bewegt sich zwischen 0,31 % (Pr. 42, 41) und 0,46 % (Pr. 38). Ungeachtet des hohen Kalkgehaltes weist die Lage nur eine mittlere Helligkeit auf. Die Schwankungen sind beträchtlich. Das Minimum liegt mit 335 S bei Pr. 32, das Maximum mit 327 S bei Pr. 30. Die verhältnismäßig niedrige Helligkeitsstufe kann durch Rostfleckbildung und eingestreute Pflanzenfitter mit verursacht sein.

Im unteren Abschnitt der Schicht (Pr. 40) wurde das Quarz-Feldspat-Verhältnis mit 0,929 ermittelt. Der Quarzanteil beträgt 48,16 %. Orthoklas und Plagioklas sind zu etwa gleichen Teilen vorhanden, und zwar in einem Prozentsatz von jeweils 27,32 und 24,52. Das außerordentlich enge Verhältnis weist den Löß als äolisches Sediment mit einem sehr geringen Verwitterungsgrad aus. Die Bestimmung des Quarz-Feldspat-Verhältnisses in Pr. 35 erbrachte ein ähnliches Ergebnis. Der Quotient ist mit 1,02 nur unwesentlich höher. Auf 50,56 % Quarz treffen 31,04 % Orthoklas und 18,40 % Plagioklas.

Die schwache Lößkindelzone zeigt einen wenig ausgeprägten schmalen Boden im Hangenden an. Er liegt in einer Mächtigkeit von 40 cm in 2,50–2,10 m Tiefe (Pr. 25–22 einschl.).

Der Horizont hat eine dunkel gelbbraune Farbe. Die Flecken weisen auf humide Bedingungen bei der Bodenbildung hin.

Die Entkalkung ist gering. Die Werte sinken nicht unter 24,37 %. Das Maximum beträgt 28,75 %.

Der Humusgehalt ist gering und liegt zwischen 0,34 % und 0,44 % (Pr. 25 u. 23).

Vor allem die bis auf einen Wert von 345 S abfallende Helligkeit (Pr. 24, 23) läßt die Bodenbildung erkennen.

Auch der in Pr. 24 errechnete Quarz-Feldspat-Quotient von 2,8 zeigt Verwitterungsvorgänge von mittlerer Intensität an. Der Quarzanteil ist mit 73,73 % hoch, der prozentuale Gehalt an Orthoklas beträgt 16,27 %, der an Plagioklas 10,0 %.

Ein 50 cm breites Band hell gelbbraunen Lösses lagert in 2,10–1,60 m Tiefe (Pr. 21–17) über der Bodenzone. Der Kalkgehalt erreicht 35,31 % (Pr. 18). Die Helligkeit steigt bis zu 370 S an (Pr. 18). Das Maximum des Humusgehaltes beträgt 0,45 % (Pr. 18).

Die bei Pr. 20 vorgenommene Korngrößenanalyse ergibt mit einem Tonanteil von 17,08 % und einem Schluffgehalt von 80,57 % eine für primäre Lösses typische Fraktionierung. Auf Grobschluff entfallen 52,39 %, auf mittleren Schluff 23,74 %. Der prozentuale Gehalt der gröberen Fraktion ist mit 2,64 %

sehr niedrig. Vereinzelt treten in der Lössschicht poröse Stellen auf. Die oberste Lage enthält kleine Lößkindel, die einen schwach entwickelten Boden im Hangenden anzeigen.

Dieser 30 cm mächtige Horizont liegt in einer Tiefe von 1,60 bis 1,30 m (Pr. 16–14 einschl.). Er erscheint als schwach dunkles, gelbbraunes, von Flecken durchsetztes Band. Sein Aussehen weist auf eine Bildung unter humid-kühlen Klimaverhältnissen hin.

Die Entkalkung ist dementsprechend gering. Der Kalkanteil schwankt zwischen 24,37 % (Pr. 16) und 26,25 % (Pr. 15).

Die Helligkeitsstufe ist mit 365–370 S verhältnismäßig hoch.

Der Humusgehalt liegt zwischen 0,30 (Pr. 14) und 0,47 % (Pr. 16). Die abgeschwächte Bodengenese ist an dem für eine Bodenbildung engen Quarz-Feldspat-Verhältnis von 2,35, das in Probe 16 errechnet wurde, erkennbar. Einem Quarzanteil von 70,18 % stehen 17,8 % Orthoklas und 12,02 % Plagioklas gegenüber.

Auch die qualitative Mineralanalyse in Pr. 14 läßt vermuten, daß ein Verwitterungshorizont vorliegt. Schwerminerale wurden kaum gefunden, nur etwas Zirkon und vor allem Opake. Ferner wurden Hornblende und Granat festgestellt.

Nach oben wird das Profil durch einen 1 m mächtigen Lößkomplex abgeschlossen, der in einer Tiefe von 1,30 bis 0,30 m (Pr. 13–4 einschl.) lagert. Die unteren Lagen sind hellbraun mit leicht graugrünlichem Schimmer. Hier finden sich unregelmäßig verteilte Biologlaska von 2 bis 3 mm Durchmesser. Die Poren der oberen Lagen sind stellenweise mit hellem Karbonat ausgefüllt. Die Farbe des Lösses ist ins Hellgelb-Bräunliche aufgelichtet. Die oberste Schicht enthält kleine Lößkindel und stellt den Ca-Horizont des rezenten Bodens dar.

Die Lössschicht ist durch einen sehr hohen Kalkgehalt gekennzeichnet. Die Schwankungen sind gering und bewegen sich zwischen 34,37 % (Pr. 13) und 39,0 % (Pr. 10). Erst in Pr. 4 ist – wohl unter dem Einfluß des rezenten Bodens im Hangenden – ein leichter Rückgang bis auf 29,37 % gegeben.

Dem Kalkgehalt entspricht die Helligkeitskurve, die in Richtung zum Hangenden von 365 S (Pr. 16, 15), dem an der Basis ermittelten Wert, bis zu einem Maximum von 410 S (Pr. 5) ansteigt.

Auch der Humusgehalt zeigt eine nach oben hin steigende Tendenz (0,27 % in Pr. 13 bis 0,58 % in Pr. 5). Der hohe Wert von 0,95 % in Pr. 5 ergibt sich durch rezente Durchwurzelung.

Für Pr. 10 wurde das Quarz-Feldspat-Verhältnis festgestellt. Der niedrige Quotient von 1,05 zeigt den geringen Verwitterungsgrad äolischen Lösses an. Der Quarzgehalt beträgt nur 51,32 %, auf Orthoklas entfallen 28,24 %, auf Plagioklas 20,44 %.

Aufschlußreich war auch die qualitative Mineralanalyse. Die Analysen der basalen Proben gaben einen Hinweis auf stärkere Verwitterung. Möglicherweise waren bodenbildende Vorgänge hier noch schwach wirksam (Pr. 13, 10, 9). Die Proben enthalten vor allem Opake, die, wie in Pr. 9, teilweise schlecht getrennt sind, ferner Augit und Hornblende. Die Ausbeute an Augit beträgt in Pr. 9 nur 1 Korn, in Pr. 10 ist Augit z. T. stark angeätzt, fast farblos, z. T. sehr frisch. Erheblich angeätzt ist auch die Hornblende in Pr. 13; in Pr. 9 wurden nur 2–3 Körner gezählt. Pr. 13 enthält vor allem das Schwermineral Zirkon, ferner rosa Granat.

Weitere Mineralanalysen wurden in den Proben 8–4 vorgenommen. Probe 5 enthält kein Material, in Probe 7 wurden nur Opake, in Probe 8 neben Opaken nur 1 Korn Augit festgestellt. In Probe 6 wurde 1 Korn Biotit gefunden.

Wenig Material bei allgemein schlechter Trennung wies auch Probe 4 auf. An Mineralien fanden sich Opake, Hornblende, Muskovit und Granat.

Die rezente Bodenbildung ist 30 cm mächtig, dunkelbraun, schwach verlehmt und kann als Pararendzina bezeichnet werden.

Der Kalkgehalt ist mit 15,62–20,93 % (Pr. 3, 1) verhältnismäßig hoch, der Humusgehalt steigt von

0,85 % (Pr. 3) bis auf 2,37 % (Pr. 1) an. Die Helligkeit sinkt von 325 S (Pr. 3) auf 270 S (Pr 1) ab. Die Verwitterung ist nur mäßig fortgeschritten, wie das verhältnismäßig sehr enge Quarz-Feldspat-Verhältnis von Probe 2 zeigt. Der Quotient beträgt 1,66, der Anteil des Quarzes 62,52 %, der von Orthoklas bzw. Plagioklas 21,32 bzw. 16,16 %.

Sämtliche Proben des rezenten Bodens wurden auch auf ihren Mineralgehalt hin untersucht.

Probe 3 enthielt Augit, 2–3 Körner Hornblende und das stark verwitterte Mineral Apatit. In Probe 1 waren nur wenige Schwerminerale vorhanden. Gefunden wurden Opake, Hornblende, Muskovit und Granat.

In den Proben, in denen die Korngrößenverteilung festgestellt wurde, erfolgte auch eine qualitative Analyse der Tonminerale. Bei allen Bestimmungen ergab sich der gleiche Befund. Die Proben enthalten an Zweischichtmineralen Kaolinit, an Dreischichtmineralen Illit und Montmorillonit, an Vierschichtmineralen Chlorit.

#### 4. Biologische Untersuchungen

##### a) Mollusken

Die Molluskenfauna von Hangenbieten ist ausgesprochen artenarm: Vertreten sind die typischen Lößarten *Succinea oblonga* DRAPARNAUD, *Pupilla muscorum* (LINNÉ) (bzw. *P. densegyrata* LOŽEK), *Trichia concinna* (JEFFREYS = *Trichia hispida*), *Vallonia tenuilabris* (A. BRAUN), *Clausilia parvula* (FERUSAC), *Arianta abustorum* LINNÉ.

Vereinzelt findet man die akzessorischen Lößarten *Vallonia costata* (O. F. MÜLLER), *Carychium minimum* (O. F. MÜLLER), die Sumpflöß-Art *Gyraulus rosmaessleri* (AUERSWALD) sowie die rezente Art *Discus rotundatus* (O. F. MÜLLER).

*Succinea oblonga*, die rezent im europäisch-westasiatischen Raum vorkommt, ist in der Gesamtart sehr variabel (Jaekel 1962, 110) und zeigt einen verwirrenden Polymorphismus. *Succinea oblonga* gilt als Bezeichnung der forma typica. Die Form *elongata* (A. BRAUN) wird als Kälteanzeiger gewertet. Mazonot (1963) sieht in der Verlängerung der „columelle“, der Spindel, eine kältebedingte Erscheinung, die auch bei anderen Faunen feststellbar sei. Die große und schöne Varietät *schumacheri* ANDR., die Andreae (1884) im sandigen Löß der Umgebung von Straßburg fand, ist nach Mazonot (1963, 58) hygrophil. Kukla, Ložek u. Barta (1961) definieren *Succinea oblonga* DRAP. als feuchtigkeitsliebend.

*Pupilla muscorum* LINNÉ stellt rezent eine holarktisch variable Art dar, die von NW-Afrika bis ins nördlichste Europa verbreitet ist. Im Pleistozän war sie in Lössen sämtlicher Glaziale und Interglaziale bis nach Osteuropa weit verbreitet (Jaekel 1962, 98).

Als Biotop bevorzugt diese typische Lößart Steppen und offene Flächen von trockenen Felsen bis feuchten Wiesen (Kukla, Ložek u. Barta 1961). In elsässischen Lössen entfaltet sie einen erstaunlichen Formenreichtum. Geissert (1968) stellt in dem von ihm beschriebenen Lößprofil von Niederbetschdorf die Varietät *Pupilla muscorum densegyrata* LOŽEK heraus. Nach Jaekel (1962, 98) ist *Pupilla densegyrata* im Würmlöß der ČSSR, besonders im Donaugebiet, vertreten, heute ist sie jedoch ausgestorben. Sie dürfte wohl dem *Pupilla alpicola*-Formenkreis angehören.

Ausgesprochen polymorph ist auch *Trichia (Fruticicola) hispida* L., was nach Mazonot (1963, 58) bei einem schlechten Erhaltungszustand die Unterscheidung oft erschwert. Was das Biotop betrifft, ist diese mesophile, den typischen Lößarten zuzurechnende Art wenig spezifisch und lebt sowohl in Wäldern wie in offenem Gelände (Kukla, Ložek, Barta 1961, 80 f.). Rezent bewohnt sie ganz Europa bis in die nord-europäischen Küstengebiete und steigt bis auf die hochalpine Grasheidenstufe empor. *Trichia concinna* JEFFREYS ist die Bezeichnung für die forma typica (Jaekel 1968, 103). *Vallonia tenuilabris* wurde in würm-

eiszeitlichen Lössen des Oberrheintales bisher noch nicht festgestellt, tritt aber in würmzeitlichen Schichten von Hangenbieten häufig auf (Geissert, schriftl. Mitteil.).

Während *Vallonia tenuilabris* zu den typischen Lößarten gerechnet wird, gilt *Vallonia costata* (O. F. MÜLLER) als akzessorische Lößart. Diese rezent holarktische Art, die in Norwegen bis 71° vorkommt und in alpine Höhen von 2200 m emporsteigt, trat im Pleistozän in Mitteleuropa in fast allen Glazial- und Interglazial-Zeiten auf (Jaekel 1962, 103). Im oberen Löß erscheint *Vallonia costata* nur in der großen normalen Form, nicht in der kleinen xerophilen Form *helvetica Sterki* (Mazenot 1963, 58).

Zu den Lößarten wird auch *Clausilia parvula* (FERRUSSAC) gezählt. Sie ist rezent ein Bewohner vorwiegend der europäischen Mittelgebirge, bevorzugt kalkhaltigen Untergrund und ist wärmeliebend. Im Pleistozän gilt sie als typische Lößschnecke, die auch im Oberrheingraben allenthalben auftritt (Jaekel 1962, 150). Als Kälteanzeiger kommt sie nur in der Form *ventricosa* GERMAIN vor (Jaekel 1962, S. 58).

*Arianta arbustorum* erscheint lokal. Es ist eine Waldart, die gelegentlich in die Waldsteppe vordringt (Kukla, Ložek, Barta 1961, 81). Rezent kommt sie im alpinen, mittel- und nordeuropäischen Raum als Bewohner von Buschwerk und feuchten Laubwäldern bzw. feuchten Wiesen vor, steigt allerdings auch auf die Matten und Geröllhalden der Gebirgslagen empor. Im Pleistozän tritt sie im gesamten europäischen Raum in Glazialen und Interglazialen auf, so im oberrheinischen Gebiet, wo sie sich auch im Schwemmlöß findet (Jaekel 1962, 116). Nach Mazenot (1963, 57) kommt sie in der Varietät *intermedia*, und zwar vorwiegend im Unteren Jüngeren Löß vor. Wernert (1597, 178) berichtet über eine kleine kugelige Form in den Jüngeren Lössen des Rheingrabens. Sie zählt, mit Ausnahme der Form *alpicola*, nicht zu den ausgesprochenen Kaltzeitschnecken; für gemäßigtes Klima ist die Varietät *major* kennzeichnend, die rezent sowie postglazial in großer Zahl im Untersuchungsgebiet zu finden ist.

Als akzessorische Lößart ist *Carychium minimum* MÜLLER zu bezeichnen. Sie bewohnt heute Europa und Sibirien und steigt in Höhen bis zu 1800 m empor. Sie kann insgesamt als feuchtigkeitsliebend betrachtet werden. In pleistozänen Sedimenten findet man sie vornehmlich in interglazialen Schichten des europäischen Lößgebietes, u. a. des Oberen Rheingrabens (Jaekel 1962, 55).

*Gyraulus rossmaessleri* AUERSWALD galt, bis ihre spezifische Stellung erkannt wurde, als Kümmerform von *Gyraulus acronicus* FERRUSSAC (Jaekel 1962, 69). Sie kommt in der Gegenwart als eiszeitliches Relikt in den flacheren Zwischengebieten im Ried des Unter-Elsaß vor und kann als typische Art des Sumpflösses bezeichnet werden.

*Discus rotundatus* ist west- und mitteleuropäisch häufig im Alpen- und Voralpengebiet sowie im Sudentenbogen vertreten, im Pleistozän erscheint sie im europäischen Raum, darunter auch im Unterelsaß, vor allem in den Interglazialen (Jaekel 1962, 116). Nach Kukla, Ložek u. Barta (1961) bezeichnet sie feuchte Perioden. Als Biotop kommen sowohl Wälder als auch offenes Gelände in Frage.

#### b) Versuch einer stratigraphischen Deutung der Molluskenfunde in Hangenbieten

Die Proben 13 und 14 (12–14 m unter Obfl.) wurden aus der interglazialen Bodenbildung und der unteren Hälfte des ins Ältest-Würm zu stellenden Lösses entnommen. Bei dem eem-zeitlichen Boden handelt es sich um einen schwer löslichen Lehm. Die Proben waren fossilfrei. Der hohen Verwitterungsintensität des interglazialen Bodens, die auch in den unteren Lagen des Lößpaketes im Hangenden des Paläosols noch nachwirkte, fielen die Molluskenschalen zum Opfer.

Pr. 12 (11–12 m u. Obfl.):

Gefunden wurden: *Pupilla muscorum*, 1 Exempl., *Trichia hispida*, 1 Exempl., *Vallonia costata*, 1 Exempl.

Die Proben stammen aus der oberen Schicht des Ältest-Würm-Lösses sowie aus der unteren der interstadialen Humuszonen des Alt-Würm. Der Löß des Ältest-Würm dürfte Wernerts „Loess jaune paille“

bzw. dem „Limon loessique de couleur jaune-paille foncée“, dem Lößlehm von tief strohgelber Farbe entsprechen. Er ist, wie auch die nach oben anschließende Bodenzone, individuen- und artenarm. Angetroffen werden Vertreter der typischen Lößfauna. Wernert (1957, S. 31) berichtet über spärliche Funde von *Succinea oblonga* und *Trichia hispida*. Die karge Molluskenfauna und das Fehlen von Wirbeltierresten deuten auf ein dem pflanzlichen und tierischen Leben wenig günstiges Klima. Weiterhin muß man auch die Verwitterungsvorgänge mitberücksichtigen, die im Zusammenhang mit der interstadialen Bodengenese tierische Relikte zerstörten. Insgesamt mag ein kaltzeitliches Klima vorgeherrscht haben, das zusammen mit sehr feuchten Klimabedingungen zu Beginn des Stadials zu Abtragungsvorgängen und zum Entstehen der großen Diskordanz führte. Die kaltzeitliche Säugerfauna mit je einem Exemplar *Rangifer tarandus*, *Mam. primigenius* BLUMENBACH und *Mam. primigenius trogontherii* POHL. wird von Wernert (1957, 30) der Oberflächenschicht des „Roten Plateaulehms“ zugewiesen, und zwar einer kalten Periode, die unmittelbar auf die gemäßigte Phase der interglazialen Bodenbildung folgt und den Horizont kryoturbar beeinflusst hat.

Pr. 11 (10–11 m u. Obfl.):

Diese Schicht umfaßt die untere Hälfte des Altwürm-Lösses, der zwischen Amersfoort- und Brörup-Interstadial abgelagert wurde. Es fanden sich:

*Pupilla muscorum*, 3 Exempl., *Trichia hispida*, 3 Exempl., *Clausilia parvula*, 1 Exempl., *Carychium minimum*, 1 Exempl., *Gyraulus rosmaessleri*, 1 Exempl.

*Pupilla muscorum* und *Trichia hispida* sind typische Lößarten. Dies gilt auch für die kalkliebende, im allgemeinen auch thermophile Spezies *Clausilia parvula*. Die feuchtigkeitsliebende Art *Carychium minimum*, die den akzessorischen Lößarten zuzurechnen ist, weist auf leicht humide Klimabedingungen, was durch den Fund von *Gyraulus rosmaessleri* noch verstärkt wird.

Deutliche Hinweise auf Klima und Fazies liefern die Molluskenfunde nicht. Immerhin kann man auf warm-feuchte Oszillationen schließen, die die trocken-kühle Epoche der Lößanwehung unterbrechen.

Pr. 10 (9–10 m u. Obfl.):

Die Probe gibt ein Bild der oberen Hälfte des ins frühe Alt-Würm zu stellenden Lösses. An Mollusken wurden ermittelt: *Pupilla muscorum*, 15 Exempl., *Succinea oblonga*, 12 Exempl., *Trichia hispida*, 6 Exempl., *Vallonia tenuilabris*, 15 Exempl., *Arianta arbustorum* (F.).

Diese Lößschicht ist somit sehr reich an Pulmonaten. Insbesondere verdient die hohe Individuenzahl von *Vallonia tenuilabris* Beachtung, die in den würmeiszeitlichen Lössen des Oberrheintales sonst nicht vorkommt. Die Art bezeugt ein kühles Klima, während das Fragment von *Arianta arbustorum* mehr auf gemäßigte Klimaverhältnisse hinweist. Insgesamt ließe sich aus den Molluskenfunden auf einen vorherrschend kaltzeitlichen Klimatyp mit gemäßigten Schwankungen schließen, wie er für das Altwürm kennzeichnend sein dürfte.

Pr. 9 (8–9 m u. Obfl.):

Die Zone, aus der die Probe entnommen wurde, umfaßt die den unteren Altwürm-Löß abschließende Lage, die obere Humuszone, also das jüngere Altwürm-Interstadial – möglicherweise das Brörup-Interstadial –, und die untersten Schichten des jüngeren Altwürm-Lösses. Bestimmend waren die bodenbildenden Prozesse, die die Molluskenreste weitgehend vernichteten. Erhalten blieben einzig: *Trichia hispida*, 1 Exempl. und *Arianta arbustorum* (1 Exempl. Fragment).

Das Fragment könnte zu Rückschlüssen auf gemäßigtes Klima führen. Nach Wernert war *Arianta arbustorum* kennzeichnend für die oberen Lagen des Loess ancien moyen von Achenheim, den „Loess atypique“ (1957, 35), der seine Entstehung klimatischen Bedingungen verdankt, die nicht als streng arid-kalt, sondern eher als gemäßigt anzusprechen sind. Jedoch kann das vereinzelte Fragment nicht als Grundlage einer gesicherten paläoklimatischen Aussage dienen.

Pr. 8 (7–8 m u. Obfl.):

Die Probe entstammt der unteren Hälfte des jüngeren Altwürm-Lösses im Hangenden der oberen altwürmzeitlichen Bodenbildung. Gefunden wurden nur *Pupilla muscorum*, 4 Exempl.

Pr. 7 (6–7 m u. Obfl.):

Es handelt sich um die obere Lage des jüngeren Altwürm-Lösses, in der so gut wie keine bodenbildende Aktivität wirksam war. Dementsprechend findet sich eine zwar nur auf zwei Arten beschränkte, aber individuenreiche typische Lößfauna, bestehend aus *Succinea oblonga*, 13 Exempl., *Pupilla loessica*, 18 Exempl.

Pr. 6 (5–6 m u. Obfl.):

Diese Schicht umschließt die oberste Lage des jüngeren Altwürm-Lösses und etwa zwei Drittel des Paläosols des Alt/Mittelwürm-Interstadials, der mit Riegel-E bzw. Stillfried-A zu parallelisieren ist. Diese Zone erwies sich als die weitaus individuenreichste des gesamten Profils. Die Fauna umfaßt 4 typische Lößarten: *Succinea oblonga*, 2 Exempl., *Pupilla muscorum*, 30 Exempl., *Pupilla loessica*, 10 Exempl., *Trichia hispida*, 13 Exempl.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von *Pupilla loessica* LOŽEK in verhältnismäßig hoher Individuenzahl. Diese ausgestorbene Lößart bewohnte Steppen und offene Flächen, und zwar sowohl trockenes und feuchtes Gelände, somit ein Biotop, das für die Lößsedimentation günstig war (Kukla, Ložek u. Barta 1961, 80). Kukla, Ložek u. Barta (1961, 81) stellten diese Art nur im Jungwürm fest, hier allerdings in außerordentlich hoher Anzahl (174), wenn man von dem 1 Exemplar im vorangehenden Interstadial absieht. Die individuenreiche Fauna zeigt, daß im Alt/Mittelwürm-Interstadial mit Phasen der Lößsedimentation zu rechnen ist und daß die pedologischen Vorgänge zu schwach waren, um die Molluskenfossilien zu vernichten.

Pr. 5 (4–5 m u. Obfl.):

Die Probe wurde dem oberen Riegel-E-Boden und den basalen Lagen des Mittelwürm-Lösses entnommen. Im jüngeren Abschnitt des Alt/Mittelwürm-Interstadials bewirkten die bodenbildenden Prozesse eine weitgehende Verminderung der Molluskenrelikte.

Gefunden wurden lediglich: *Pupilla muscorum*, 5 Exempl. und *Trichia hispida*, 6 Exempl.

Pr. 4 (3–4 m u. Obfl.):

Die Probe wurde der mittleren Lage des Mittelwürm-Lösses entnommen. Es handelt sich um Vertreter der typischen Lößfauna, wobei *Pupilla muscorum* in relativ hoher Individuenzahl erscheint: *Succinea oblonga*, 1 Exempl., *Pupilla muscorum*, 16 Exempl., *Trichia concinna*, 8 Exempl.

Pr. 3 (2–3 m u. Obfl.):

Die Zone der Probenentnahme umfaßt die oberste Schicht des Mittelwürm-Lösses und die unterste Verbraunungszone des Paudorf-Interstadials. Die Fauna erwies sich als außergewöhnlich arten- und individuenarm. Vertreten waren nur zwei typische Lößarten, und zwar *Succinea oblonga*, 2 Exempl. und *Pupilla muscorum*, 2 Exempl.

Pr. 2 (1–2 m u. Obfl.):

Die Lage umschließt das den Paudorf-Komplex durchziehende Lößband, die obere Bodenzone dieser Bodenbildung und die basalen Lagen des oberen Jungwürm-Lösses. Die Schicht enthält mehr Individuen als das Bodenband und der Löß im Liegenden. Die Lößarten waren die gleichen wie in Probe 3: *Succinea oblonga*, 8 Exempl., *Pupilla muscorum*, 4 Exempl.

Pr. 1 (0–1 m u. Obfl.):

Es handelt sich um die oberste Schicht des Jungwürm-Lösses sowie um die rezente Bodenbildung. Es fanden sich nur *Pupilla muscorum*, 3 Exempl. und die rezente Art *Discus rotundatus*, 1 Exempl.

Zusammenfassend sei festgestellt: Zwischen *Pupilla muscorum* und *P. densegyrata* wurde nicht unterschieden, die Exemplare wurden unter einer Art, und zwar *P. muscorum* zusammengefaßt.

Nur wenige Schichten zeigten sich als ausgesprochen fündig. Es sind dies der ältere Altwürm-Löß (Pr. 10), der jüngere Altwürm-Löß einschließlich des Riegel-E-Bodens (Pr. 6 u. 7) und die mittleren Lagen des Mittelwürm-Lösses (Pr. 4). Es handelt sich hier jeweils um die mittleren bzw. obersten Schichten eines Lößpaketes im Liegenden einer schwachen Bodenbildung, bei Pr. 6 ist sogar der Fall gegeben, daß ein Bodenkomplex selbst als Schneckenhorizont erscheint. Stets muß natürlich auch mit Verlagerungen gerechnet werden, was eine paläoklimatisch-stratigraphisch fundierte Auswertung sehr erschwert (siehe Mitt. von Guenther).

In erster Linie sind die typischen Lößarten vertreten, vor allem *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum* und *Trichia hispida*. Sie gelten zwar grundsätzlich als kaltzeitlich und sind kennzeichnend für den Jüngeren Löß, jedoch ist ihr Wert als Klimazeiger umstritten. Sie sind nämlich weitgehend eurytherm, d. h. sie können in einem breiten Temperaturspektrum leben, so daß sich trotz wechselnder klimatischer Bedingungen die allgemeine Lößfauna in ihrer Zusammensetzung ziemlich konstant erhalten hat (Mazenet 1963, 61). *Succinea oblonga* deutet auf insgesamt gemäßigtes Klima hin, sofern sie nicht in der kälteliebenden Form *elongata* auftritt. Dem gemäßigten Klimatyp ist auch *Clausilia parvula* und die akzessorische Lößart *Vallonia costata* zuzurechnen.

Als zuverlässiger Kälteanzeiger ist nur *Vallonia tenuilabris* zu werten, die in unserem Profil in Pr. 10, d. h. im unteren Altwürm-Löß, zusammen mit den drei klassischen Lößarten des Würmglazials *S. oblonga*, *P. muscorum* und *Tr. hispida* erscheint. Nun werden zwar im allgemeinen für das Altwürm keine streng kaltzeitlichen Bedingungen angenommen. Dieser Horizont birgt auch ein Fragment von *Arianta arbustorum*, die sich zudem in Probe 9 vorfindet, also in einer Schicht, die sich aus der oberen altwürminterstadialen Humuszone mit schmalen Lößbändern im Hangenden und Liegenden zusammensetzt. Die Art ist deutlich gemäßigt bis wärmeliebend. Sie kann aber – je nach der Form, die sie ausbildet – auch ziemlich kaltes Klima anzeigen, was für die Varietäten *intermedia* und *trochoidales* gilt (Wernert 1957, 178, Mazenet 1963, 19). Die Anpassungsfähigkeit der meisten Mollusken erschwert somit eine gültige Aussage.

Auffällig ist das Fehlen der ausgesprochen kälteliebenden *Columella columella*, die sonst in kaltzeitlichen Lößpaketen häufig ist (Mitteil. v. Geissert).

Probe 11 aus einer Lage, die dem basalen Altwürm-Löß angehört, liefert Hinweise auf humide Beeinflussung. Die akzessorische Lößart *Carychium minimum* ist hygrophil, *Gyraulus rossmaessleri* ist eine Art des Sumpflösses, verweist also auf feuchte Fazies. Die Molluskenfunde bestätigen somit die feuchten Oszillationen des Altwürm.

## 5. Zusammenstellung der Profile von Hangenbieten und Achenheim

### a) Die untersten Lehme und Löss

An der Basis der Aufschlüsse (Bild 3) befindet sich zumeist eine Verlehmungszone mit einer teilweise feuchten Überprägung. In Hangenbieten ist sie nur gering, in der Grube Hurst in größerer Mächtigkeit ausgebildet. In der Grube Schaeffer fehlt sie. Es dürfte sich um das Relikt eines Bodens handeln, der vielleicht mit dem Riegel-B-Boden des Lößaufschlusses von Riegel am Kaiserstuhl zu parallelisieren ist. Dieser Boden wird von Guenther (1961) in ein Riß-Interstadial, eventuell das Saale-Warthe-Interstadial, gestellt. In Riegel handelt es sich um einen 0,80 m mächtigen Bodenkomplex, der durch dunkle Streifen feinst geschichtet ist, was unter Umständen eine Folge von Verschwemmungen sein kann. Der Kalkgehalt des Riegel-B-Bodens ist am locus typicus mit 15 % erheblich höher als in Hangenbieten (2,5–1,25 %) und Hurst (5 u. 6,25 %). Wahrscheinlich entspricht dieser Horizont dem „Limon brun humifère“, dem braunen humushaltigen Lehm, der bei Wernert (1957) als Schicht 20a bezeichnet wird. Nach Wernert entstand diese Ablagerung zu einer Zeit, in der offene Wälder, aber auch Prärien vorkamen.

In Hangenbieten folgt darüber ein Lößpaket in einer Mächtigkeit von 2,10 m, das aller Wahrschein-

lichkeit nach dem Riß-Glazial zuzuordnen ist. Diese Schichten fehlen in der Grube Schaeffer. Nur ihr unterer Teil ist rein äolisch. Der obere Abschnitt zeigt in Hangenbieten Spuren von Verschwemmungen, in Hurst eine leichte Pseudovergleyung. Man kann daraus auf ein feuchtkühles Übergangsklima des ausgehenden Stadials schließen, das zu dem feucht-gemäßigten Klima des beginnenden Interglazials überleitet. Das rißzeitliche Lößpaket ist dem unteren Löß des Riegeler Profils gleichzusetzen, das dort eine Mächtigkeit von 4 m erreicht und einen Kalkgehalt von mehr als 30 % aufweist.

#### b) Der Riegel-C-Boden

Die darüber folgende Bodenzone ist in das Eem-Interglazial zu stellen. Sie besitzt in Hangenbieten eine Mächtigkeit von 2,40 m, in der Grube Hurst von nur 1,30 m, auch liegt hier der Horizont höher als in Hangenbieten. In der Grube Schaeffer findet sich eine entsprechende Lage in einem nur 90 cm mächtigen Bodenhorizont, der in 7,90–8,90 m Tiefe liegt. Er hat mit minimal 1,88 % einen ähnlich niedrigen Kalkgehalt wie die entsprechende Lage in der Grube Hurst. In Richtung zum Hangenden erfolgt ein Anstieg der Kalkwerte. Dieser läßt sich auf eine sekundäre Aufkalkung zurückführen. Höchste Intensität und Mächtigkeit erreicht die Bodenbildung im Hangenbietener Aufschluß.

Dieser Boden bildet eine entscheidende Grenze, nicht nur in Hangenbieten, er findet sich auch in den meisten anderen Profilen, und es kann kaum ein Zweifel sein, daß er dem Riegel-C-Boden entspricht, den Guenther (1961) mit der Kremser Bodenbildung gleichsetzt, worauf noch später eingegangen werden soll. Im Profil von Riegel am Kaiserstuhl erreicht dieser Boden eine Mächtigkeit von 1,50 m, im badischen Oberland ist er meist sehr viel mächtiger und besitzt Stärken von 3,0–3,50 m. Allgemein geht der Kalkgehalt auf 2–0 % zurück. Er stellt somit die intensivste Verlehmungszone dar, was auch an dem außerordentlich starken Lößkindel-Horizont kenntlich wird, der sich stets im Liegenden findet.

Gewisse Schwierigkeiten bereitet die Parallelisierung dieses Interglazialbodens mit der von Wernert (1957) beschriebenen Folge, da der Autor stratigraphisch jede zeitliche Festlegung vermeidet. Der Lage entsprechend ist er jedoch mit dem „Limon rouge argileux de plateau à faune tempérée“ gleichzusetzen (roter, tonhaltiger Plateaulehm mit gemäßigter Fauna).

Er bildet den Übergang zwischen den „sandigen Älteren Lössen und dem Vogesen-Alluvium“ und den eigentlichen „Älteren Lössen“ und beginnt in Hangenbieten etwa 13,0 m unter Profiloberkante. Im Aufschluß von Hurst liegt die Verlehmungszone nach Wernert dem „Grand Ravinement“ auf, der großen oberen Diskordanz, die den „Loess ancien supérieur“ schneidet und schräg nach unten bis in die Zone des mittleren Älteren Lösses verläuft. Wernert schildert den Horizont im Hangenbietener Aufschluß als fossilhaltigen Lehm von leuchtend gelber Farbe, hervorgegangen aus dem sandigen Älteren Löß (lehm du loess ancien sableux de couleur canari), in den Achenheimer Profilen als rotbraunen Lehm, der an der Oberseite eine schwärzliche, humushaltige Schicht trägt. Franc de Ferrière (1937, zit. Wernert 1957) bezeichnet ihn als Eluvialboden von rotem Lehm (sol eluvial de lehm rouge). Die Angaben von Wernert hinsichtlich der Intensität und der Zeitdauer der Bodenbildung stimmen mit unseren Ergebnissen überein. Das Entstehungsklima ist als warm-gemäßigt anzunehmen mit feuchten Abschnitten, die insbesondere zu Ende des Interglazials auftraten. Die Bodenzone beherbergt eine artenreiche Fauna. Sie wird beherrscht von wärmeliebenden Formen, wie *Pal. antiquus* und *Dic. kirchbergensis*. Die Lage wird von Wernert (1957) und Geissert u. Mitarb. (1969) mit der „Kulturschicht“ Schumachers (1900, 1914) gleichgesetzt. Sie birgt Feuerstellen und zweiseitig bearbeitete Steinwerkzeuge, die Wernert dem Moustérien zugliedert. Auch der Verf. stellte verkohlte Holzreste fest, die aller Wahrscheinlichkeit nach als Kulturspuren zu deuten sind.

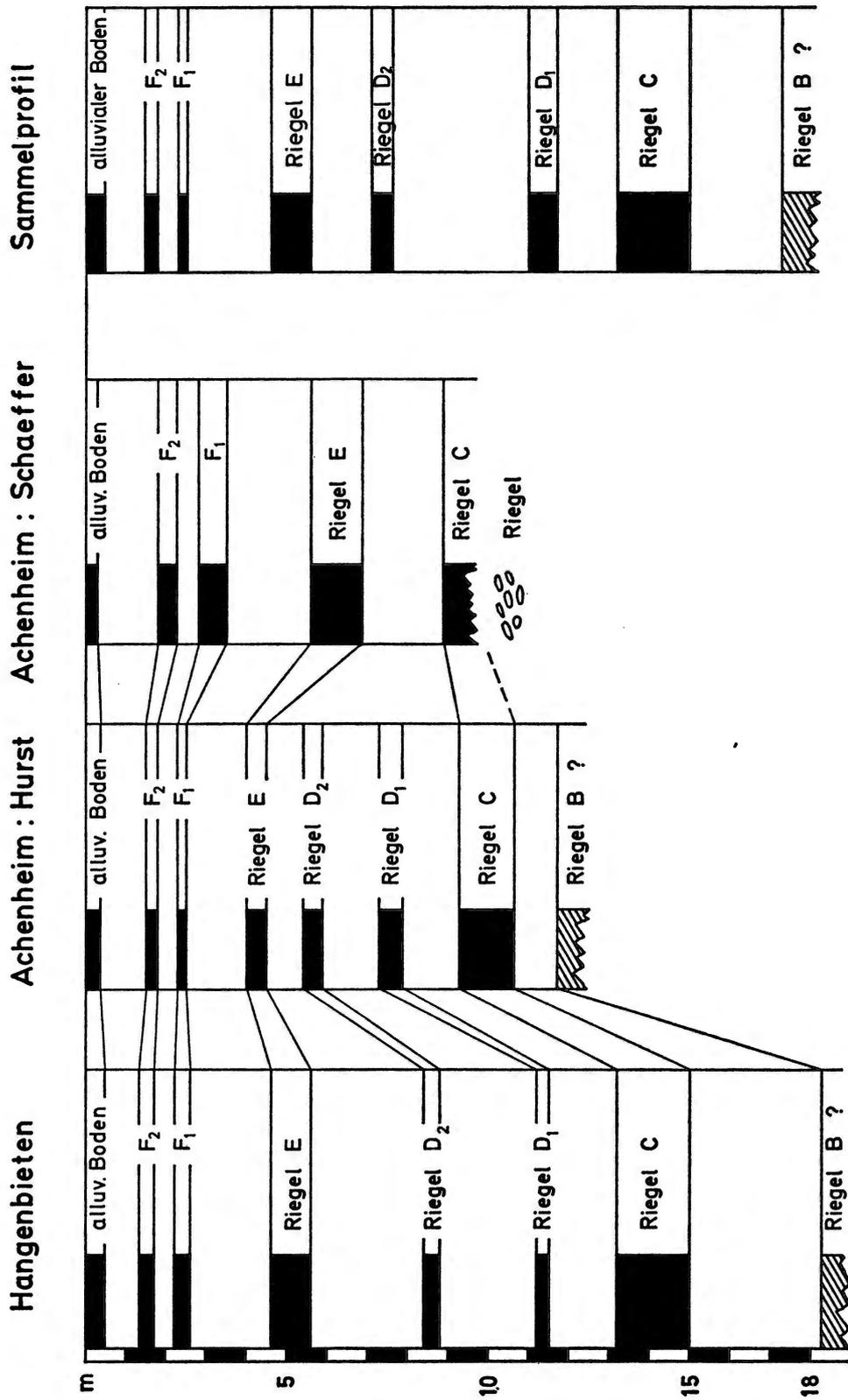


Bild 3. Vergleich von 3 Profilen der Lößgruben von Achenheim und Hangenbieten, sowie ein sich aus den Untersuchungen ergebendes Sammelpprofil.

### c) Die Lössse über dem Riegel-C-Boden

Im Hangenden dieses Interglazialbodens folgt eine Lössschicht, die die äolische Sedimentation des ältesten Würm repräsentieren dürfte (Wernerts Schicht 19). Sie besitzt im Hangenbietener Aufschluß eine Mächtigkeit von 1,10 m, in der Grube Hurst von etwa 1,50 m. Das 1,90 m mächtige Lößpaket des Profils von Grube Schaeffer ist nicht einheitlich entstanden. Ein nach oben hin steigender Kalkgehalt ist in allen drei Profilen deutlich. Daß es sich bei dem Ältest-Würm-Löß – zumindest in seiner unteren Hälfte – um einen Übergangshorizont zwischen Bodenbildung und Sedimentation handelt, wird besonders im Hangenbietener Aufschluß sichtbar, in dem die Lößschichten des Ältest- und Altwürm am deutlichsten differenziert sind. Der Kalkgehalt ist basal hier sehr niedrig. Auf feuchte, das Pflanzenwachstum begünstigende Verhältnisse deuten die zahlreichen, eingestreuten Pflanzenreste. Die Lössschicht ist mit dem Mittleren Löß des Riegeler Profils zu parallelisieren, die dort eine Mächtigkeit von 1,50 m aufweist und einen Kalkgehalt von ca. 30 % besitzt. Ein gleichgroßer Wert wird nur in Achenheim erreicht. Basal liegt in Riegel eine Verschwemmungszone, die Guenther (1961) zur Rekurrenzzone Steinmanns stellt. Sie läßt den humiden Klimacharakter des beginnenden Stadials klar erkennen.

Wernert (1957) gibt auf seiner Profilskizze im Hangenden des Roten Plateau-Lösses einen schmalen Streifen „Loess jaune paille“ (strohgelben Lösses) an, den er in der Beschreibung (S. 30/31) als 1,50 m mächtige Lößlehmschicht von dunkel-strohgelber Farbe charakterisiert. Nach Wernert steht diese Schicht nur in Hangenbieten an. Die hier im Liegenden auftretende Diskordanz läßt auf eine bedeutende Abtragungs- und Abschwemmungsphase schließen (Grande phase de ravinement), was mit den Befunden in anderen Lößgebieten, wie im Riegeler Profil, in Einklang steht, in dem vom Verf. in Hangenbieten untersuchten Profilschnitt jedoch nicht deutlich zum Ausdruck kommt. Auf bodenbildende Vorgänge im Hangenden weist ein Horizont mit starken Konkretionen hin.

### d) Der Riegel-D-Komplex

Bei den nächstfolgenden Schichten lassen sich die Aufschlüsse von Hangenbieten und von Hurst verhältnismäßig leicht miteinander in Beziehung setzen. Die Grube Schaeffer bereitet hingegen große Schwierigkeiten. Die Ausführungen seien deshalb vorerst auf Vergleich der Profile von Hurst und Hangenbieten beschränkt. In diesen beiden Aufschlüssen folgen im Hangenden zwei Bodenbildungen, die durch einen Lößgürtel voneinander getrennt sind. Sie lassen sich dem Altwürm zuordnen. In Hangenbieten besitzt der untere Horizont eine Mächtigkeit von 60 cm, der obere, weniger stark entkalkt, ist nur 40 cm stark. Die Dicke der Bodenzonen von Hurst entspricht etwa der der Hangenbietener Horizonte, die Entkalkung ist jedoch sehr viel geringer. Die untere Bodenzone in Hangenbieten stellt hingegen innerhalb des gesamten Würm-Komplexes den am meisten entkalkten Paläosol dar. Die jeweils unterlagernden Lößkindel-Horizonte weisen die Böden als autochthone Bildungen aus.

Das breite, die beiden Bodenbildungen trennende Lößband, ist altwürmzeitlich. Dieses erreicht im Hangenbietener Aufschluß mit 2,30 m eine besonders große Mächtigkeit. Der äolische Charakter des Sedimentes wird durch die hohen Kalkwerte bestätigt. Die beiden Bodenhorizonte entsprechen dem Riegel-D-Boden, über den Guenther (1961) berichtet. Er ist braun und mit einem Kalkgehalt von im Durchschnitt 10 % relativ stark entkalkt. In seinem Liegenden finden sich größere Lößkindel. Auffällig ist eine schmale verschwemmte Zone zwischen Konkretionen und Bodenbildung. Hier liegt offenbar eine ähnliche Bildung wie an der Basis des älteren Würm-Lösses vor, wo Verschwemmungen und kryoturbate Verlagerungen nachgewiesen werden konnten. In Riegel muß der Boden unter feuchteren Bedingungen entstanden sein als in Hangenbieten und Achenheim, was bei der nicht sehr großen Entfernung beider Orte voneinander überrascht. Vielleicht ist die Geländeform von Einfluß gewesen, die in Riegel Verschwemmungen und Bodenfließen begünstigt haben mag.

Riegel-D wird von Guenther als möglicherweise „warme Nachphase der Kremser Bodenbildung“ bzw. auch als „Vorphase der Stillfried-A-Bodenbildung“ betrachtet, vielleicht aber auch nach einer neueren Deutung einem Interstadial zwischen Alt- und Ältest-Würm zugeordnet, eben dem Riegel-D-Interstadial. Vielleicht entspricht es dem Amersfoort-Interstadial. Andererseits zeigen die Aufschlüsse von Hangenbieten und Hurst, daß es sich bei den beiden Bodenbändern um zwei selbständige Bildungen handelt. Die untere wäre somit dem Amersfoort-Interstadial, die obere vielleicht dem Brörup-Interstadial zuzuweisen. In Riegel, dem locus typicus, scheinen die beiden Horizonte zu einem einheitlichen Boden, eben dem Riegel-D-Komplex, vereinigt. Die Sedimente des früheren Alt-Würm bzw. auch Teile der Bodenbildung dürften Solifluktion bzw. Verschwemmungen zum Opfer gefallen sein. Die im Profil von Riegel in fast jeder Lage auftretenden verschwemmten und verlagerten Zonen können als Stütze dieser Annahme gelten.

#### e) Die Lössse über Riegel-D

Das im Hangenden der oberen Bodenzone anschließende Lößpaket von mittlerem bis hohem Kalkgehalt stellt die Sedimentation des zweiten Abschnittes des älteren Würm dar. Seine Mächtigkeit ist in Hangenbieten mit 2,50 m weit größer als in Hurst, wo die Schicht nur 1 m umfaßt. Zwar ist auch im Aufschluß von Hurst das stratigraphische Schema des gut gegliederten und weit auseinandergezogenen Profils von Hangenbieten erkennbar, doch muß man auch hier mit größeren Umschichtungen und Verlagerungen rechnen, und zwar schon auf Grund der Lage oberhalb der Großen Diskordanz, die Wernert (1957) aufgezeigt hat. Die Lößschicht hat kaltzeitlichen Charakter mit leichter feuchter Überprägung, die in Richtung zum Hangenden deutlicher wird. Hier dürfte sich der Einfluß des nahenden Mittelwürm-Interstadials geltend machen. Die Lage findet ihr Äquivalent im oberen Mittleren Löß des Riegeler Profils. Dieser lagert in einer Mächtigkeit von 3,50 m über dem Riegel-D-Boden, besitzt einen Kalkgehalt von 25 bis 30 % und eine kräftig gelbe Farbe. Auch hier wechselt eine rein äolische Schicht mit einer verschwemmten Zone an der Basis und im oberen Abschnitt (Guenther 1961).

Wernert (1957) beschreibt im Profil von Hangenbieten einen „Lehm brun-rougeâtre“, einen braunrötlichen Lehm von 0,50 m Mächtigkeit mit meist zylindrischen Konkretionen im Liegenden. Er entspricht den von uns untersuchten rotbraunen Böden der Alt-Würm-Interstadiale. Er enthält *Equus*-Funde, auch Reh (*Capreolus*) und Hirsch (*Cervus elaphus*), die für ein gemäßigt-warmes Klima typisch sind. Nach Wernert (1957) dürfte der Hangenbietener Horizont mit dem „Lehm rouge-brun“ von Achenheim zu parallelisieren sein, der den „Loess ancien moyen“ nach oben abschließt und der in seinen obersten Schichten Solifluktionerscheinungen aufweist. Auch der Fließerde-Horizont ist durch eine gemäßigt-warme Fauna gekennzeichnet, enthält aber daneben kaltzeitliche faunistische Elemente. Deren Auftreten erklärt der Autor durch Umlagerung.

#### f) Die Schichtfolge der Grube Schaeffer

Schließlich sei noch das Profil der Grube Schaeffer in die Parallelisierung mit einbezogen. Im Hangenden des Interglazial-Bodens lagert hier in einer Mächtigkeit von 2,10 m ein Lößkomplex, der maximal nur 20 % Kalkgehalt aufweist. Die Schwankungen der Kalk- und Helligkeitswerte legen die Vermutung nahe, daß es sich bei dieser Schicht um keine einheitliche Folge handelt. Der erhebliche Rückgang des Kalkgehaltes auf 7,5 %, der etwa in der Mitte der Schicht festgestellt wurde (Pr. 78), kann als Hinweis dafür gelten, daß hier ein überprägter fossiler Boden bzw. das Relikt eines weitgehend verlagerten Bodenhorizontes vorliegt, der mit Riegel-D gleichzusetzen wäre. Allerdings ist nur ein Altwürm-Interstadial-Boden, wenn auch nur andeutungsweise, vorhanden.

Die obersten Schichten stehen in dem stark komprimierten Profil bereits unter dem Einfluß der Boden-

bildung des Mittelwürm-Stadials. Die nach oben abschließenden Lagen sind bereits als Lößkindel-Horizont mit großen Konkretionen ausgebildet. Eine darüber folgende Bodenzone könnte durch sekundäre Aufkalkung im Zusammenhang mit der im Alt/Mittelwürm-Interstadial einsetzenden Bodengenese überprägt worden sein. Da der Paläosol dieses Interstadials gerade im Aufschluß von Schaeffer in größerer Mächtigkeit als im Profil der Grube Hurst vorliegt, ließe sich auch an eine Einbeziehung der oberen altwürmzeitlichen Bodenbildung in den Komplex des Alt/Mittelwürm-Interstadials denken, auf den im Folgenden näher eingegangen sei.

#### g) Der Riegel-E-Boden

Dieser Boden ist in Hangenbieten in einer Mächtigkeit von 1,20 m ausgebildet; eine gleiche Mächtigkeit hat der Horizont im Aufschluß Schaeffer, während er in Hurst mit 40 cm Dicke nur geringmächtig ist. Der Wechsel stärker verlehmteter, dunkler Zonen mit aufgehellten Bändern, die oszillierende Helligkeitskurve und das Auftreten feinsten Kalkausfällungen lassen erkennen, daß keine einheitliche Bodenzone mit kontinuierlich verlaufenden pedologischen Prozessen vorliegt, sondern ein Bodenkomplex, der sich in einem längeren Interstadial mit wechselnden klimatischen Verhältnissen gebildet hat. Die geringe Intensität der Bodenbildung ist aus dem hohen Kalkgehalt von 25 bis 30 % sowie aus dem relativ engen Quarz-Feldspat-Verhältnis ersichtlich.

Der Bodenkomplex ist mit Riegel-E im Profil des Michelsberges bei Riegel am Kaiserstuhl zu parallelisieren, den Guenther (1961) als autochthone Bodenbildung beschreibt. Aus dem weitaus niedrigeren, nur 10 % betragenden Kalkgehalt geht die höhere Intensität der Bodenbildung hervor. Der 1,50 m mächtige Horizont wird von einer deutlichen Lößkindelzone unterlagert und ist in stark verschwemmte Schichten eingelagert. Im Hangenden findet sich eine umgeschichtete Zone, die sogenannte Rekurrenzzone Steinmanns (1893). Die Einbettung in solifluidal beeinflusste Sedimente sowie die intensivere Bodenbildung legen den Schluß nahe, daß das Klima im Vergleich zu Hangenbieten insgesamt feuchter war. Dies führte in Verbindung mit der interstadialen Wärme zu einer höheren Intensität der Bodenbildung als in Hangenbieten und Achenheim. Allerdings muß auch die Geländemorphologie mit berücksichtigt werden. Zeitlich verlegt Guenther den Komplex in das Alt- und Mittelwürm-Interstadial.

#### h) Die Lössse über Riegel-E

Die Sedimentation des Mittelwürm-Stadials erreicht eine Mächtigkeit von 1,50 m (Profil Hurst) bis 2,20 m (Profil Schaeffer). Die Schichten bestehen aus primärem Löß mit hohem Kalkgehalt zwischen 30–40 % und einem geringen Verwitterungsgrad, wie die niedrigen Quarz-Feldspat-Quotienten beweisen. Niedrigere Kalkwerte (zwischen 20–30 %) werden lediglich im unteren Abschnitt des Lößpaketes im Aufschluß der Grube Schaeffer festgestellt. Die Schwankungen der Helligkeitskurve, die eingestreuten Pflanzenfitter, der stellenweise deutliche Grauton und die an Rostfleckbildung kenntliche leichte Pseudovergleyung lassen hier auf feuchte Oszillationen und Ansätze zu temporärer Naßbodenbildung schließen.

Die Lößzone ist mit dem oberen Löß des Riegeler Profils zu parallelisieren, der dort in einer Mächtigkeit von etwa 11 m lagert. Äußerlich stellt er sich durch gleichförmige Farbe und hohen, wenig wechselnden Kalkgehalt als einheitliches Sediment dar. Mineralanalysen zeigten jedoch Unterschiede zwischen den einzelnen Schichten auf. Die „Rekurrenzzone“ im Liegenden sowie eingelagerte, verschwemmte Horizonte weisen auf die für das Mittelwürm typischen feuchten Schwankungen hin, wenn auch insgesamt der kaltzeitlich-stadiale Charakter vorherrscht.

Wernert (1957) kennt keine einheitliche Bodenbildung, die mit Riegel-E gleichzusetzen wäre. Er berichtet über ein lößartiges Sediment innerhalb des Hangenbietener Aufschlusses, das von 5 Verbraunungszonen durchzogen wird, die jeweils durch ein schmales Band von „Loess clair“ getrennt werden.

Dieser 5 m mächtige Komplex wird als „Oberer Älterer Löß“ bezeichnet und mit der entsprechenden Schicht der Achenheimer Terrasse, die ebenfalls von 5 Verbraunungszonen durchsetzt wird, gleichgestellt. Deren oberste ist in den die Profile von Hangenbieten und Achenheim verdeutlichenden Schemata mit leicht krypturbar beeinflusster Oberfläche, etwa in der Form eines Taschenbodens dargestellt.

Eine solche Frostboden-Auftau-Zone im Liegenden des Jüngeren Lösses, des „Loess récent“, wäre paläoklimatisch durch den Übergang vom gemäßigt-feuchten Interstadial-Klima zum trockenkalten Klima des Mittel-Würmstadiums zu erklären, d. h. durch eine feucht-kühle bis feucht-kalte Zwischenperiode mit Bodengefrorenis und Auftauerscheinungen. Der oberste Verbraunungshorizont ist nach Wernert (1957, 31) stark solifluidal beeinflusst und enthält keine Konkretionen. Die Verbraunungszonen selbst stellen nach Wernert eine Unterbrechung der Lößanwehung dar und sind unter einer sehr kargen Vegetation, wahrscheinlich einer Art Tundra, entstanden.

Der Komplex erscheint in unseren Profilen weitaus einheitlicher. Trotz geringer Verwitterungsintensität überwiegt der Charakter der Verlehmung. Die Phasen der Sedimentierung werden durch die der Bodenbildung weitgehend überprägt. Die schwache Bodenentwicklung im basalen Teil des Aufschlusses von Schaeffer entspricht etwa den von Wernert beschriebenen Verbraunungszonen.

Der Mittelwürm-Löß in unseren Aufschlüssen dürfte der untersten Lage des „Loess récent“ von Wernert (1957) gleichzusetzen sein. Dieser wird im Schema des Hangenbietener Profils vom Autor als „Loess clair“ gekennzeichnet, in der Profilbeschreibung als „dernier Loess, couche basale“ von sehr heller, „weißlicher“ Farbe charakterisiert. Er hat eine Mächtigkeit von 1,50 bis 1,80 m und enthält kleine Kindel. Der kaltzeitliche Charakter wird durch das Auftreten von *Rangifer tarandus* LIN. bezeugt. Die im Hangenden anschließenden Verbraunungszonen sind somit schon dem folgenden Bodenkomplex zuzuweisen.

#### i) Der Bahlinger Boden (Riegel-F)

In allen drei Profilen schließt im Hangenden ein schwach entwickelter Bodenkomplex an, der durch eine geringmächtige Lößlage in zwei Teile getrennt wird. Die Lößkindelzonen jeweils im Liegenden weisen die beiden Bodenhorizonte als autochthone Bildungen aus. Der hohe Kalkgehalt, der kaum unter 25 % sinkt, der geringe Tonanteil und das relativ niedrige Quarz-Feldspat-Verhältnis zeigen die geringe Verwitterungsintensität dieser Böden an. Rostflecken weisen auf humide Klimabedingungen hin. Das den Bodenkomplex durchziehende Lößband ist deutlich aufgehellt, besitzt einen hohen Kalkgehalt bis zu 35 % und einen niedrigen Tonanteil. Die Rostflecken treten zurück. Diese Zwischenlage dürfte somit ein äolisches Sediment sein. Der Bodenkomplex ist in das Mittel/Jungwürm-Interstadial zu verlegen, wobei die Erwärmungszeit durch eine trocken-kühle Phase unterbrochen wurde. Er ist mit dem Paudorfer Bodenkomplex gleichzusetzen.

Im Profil von Riegel sind diese Schichten verlagert und überwachsen und daher nicht zu erkennen. Es findet sich jedoch im benachbarten Profil von Bahlingen im Hangenden von 2 m Oberen Löß eine 50 cm mächtige Verlehmungszone, die von 2 bis 3 m Löß überlagert wird. Auf diesen Horizont hat schon Herion (1921 zit. Guenther 1961) hingewiesen. Der Boden wird von Guenther (1961) als braun bis graubraun in seinem oberen, rötlichbraun bis rötlichgelb in seinem unteren Abschnitt beschrieben. Der Kalkgehalt geht bis auf 20 % zurück. Die schwache Entkalkung weist – wie in den Aufschlüssen von Achenheim und Hangenbieten – auf eine geringere Verwitterungsintensität bzw. auf eine kürzere Zeitdauer der für die Bodenbildung günstigen klimatischen Schwankung hin. Daß es sich um eine autochthone Bodenbildung handelt, beweist die schmale Kindelzone im Liegenden. Die Konkretionen sind in Bahlingen mit 5–10 cm Durchmesser größer als in Achenheim bzw. Hangenbieten. Die beiden 40–50 cm mächtigen Verbraunungszonen, die Wernert (1957) im oberen Abschnitt des Loess récent beschreibt, dürften diesem Paudorfer Komplex entsprechen. Sie sind durch ein 40 cm breites Band sehr hellen Lösses getrennt.

### k) Die obersten Lössse

Der Löß des Jungwürm überlagert mit einer Mächtigkeit von 1,0 bis 1,60 m diesen Bodenkomplex. Der hohe bis sehr hohe Kalkgehalt (bis 40 ‰), die insgesamt hohe Helligkeitsstufe und der geringe Verwitterungsgrad kennzeichnen ihn als äolisches Sediment einer streng arid-kalten Epoche. Diese Schicht findet ihr Äquivalent in der obersten Lage des Bahlinger Profils. Als kaltzeitliches Sediment mit *Rangifer tarandus* LIN. beschreibt Wernert den obersten Löß (den „dernier Loess“ innerhalb des „Loess récent“) im Achenheimer Profil. Die Farbe dieser Schicht wird als gelblich angegeben. Die entsprechende Lage im Hangenbietener Aufschluß wird als „couche blanche“, als Horizont mit weißlicher Farbe, bezeichnet. Die Mächtigkeit dieser Schicht im unmittelbaren Liegenden der rezenten Bodenbildung wird mit 0,90 m angegeben (Wernert 1957).

## 6. Deutung der Profile und Vergleiche mit Lößgliederungen aus anderen Gebieten

Die stratigraphische Deutung der Profile erfährt durch Vergleiche mit Profilen, die in der Literatur beschrieben sind, ihre Vertiefung. Zur Begründung der oben vorgeschlagenen Einordnung der einzelnen Horizonte sei Schicht für Schicht eine Parallelisierung mit anderen Profilen vorgenommen. Während wir uns bisher bei Vergleichen auf die Aufschlüsse von Riegel im benachbarten Kaiserstuhlgebiet und auf die Deutungen von Wernert beschränkten, seien im Folgenden auch die Lößvorkommen vor allem Mittel- und Osteuropas mit herangezogen.

Guenther beschreibt im untersten Abschnitt des Lößprofils von Riegel zwei Böden, die er wegen ihrer nicht allzustarken Verwitterungsintensität in Interstadiale – vermutlich der Rißvereisung – stellt.

Der unterste Boden in den Aufschlüssen von Hangenbieten und Hurst könnte das Relikt des Pedokomplexes IV sein. Bronger (1966) fand im Profil von Heitersheim in ähnlicher Lage drei interglaziale Parabraunerden mit beträchtlichem Feldspatabbau und intensiver illitischer und montmorillonitischer Verwitterung, was auf lange Zeiträume der Bodenbildung und ein im Vergleich zum Holozän wärmeres und feuchteres Klima hindeutet. Drei interglaziale Böden wurden auch von Khodary-Eissa (1968) in Lößaufschlüssen des Kaiserstuhls festgestellt. Smolikova (1968), die den pleistozänen Bodenkomplex von Letky beschreibt, stellt PK V, eine braunlehmartige Parabraunerde mit sekundärer Granulierung und Vererdung sowie schwacher Pseudovergleyung, ins Holstein-Interglazial. Den in zwei selbständige Böden unterteilten PK IV weist sie der Treene- bzw. der Jüngeren Holstein-Warmzeit zu. (Hierbei ist der untere Boden eine stark granuliert bis vererdete Parabraunerde mit Konkretionen von Eisenhydroxydgelen im Oberboden, der obere Horizont eine unter lichtem Wald gebildete Braunerde, die aus einer granulierten und schwach vererdeten Parabraunerde hervorgegangen ist.)

Die Einteilung in Pedokomplexe ist das Ergebnis von Untersuchungen, deren Schwerpunkt im mährischen Lößgebiet liegt. Eine Parallelisierung mit mährischen Lößprofilen bereitet insofern Schwierigkeiten, als das Paläoklima regional verschieden war und im mährischen Lößgebiet im Vergleich zum Oberrhein mehr kontinental gewesen sein dürfte. Die feuchte Überprägung des Hangenbietener Lehm im Hangenden des Vogesendiluviums erinnert an die feuchteren Bodentypen von Letky, die vielleicht dem unteren PK IV zuzugliedern sind. Unter Umständen könnte man den Lehm jedoch auch den mehr kontinental bestimmten Ablagerungen zuordnen, die den oberen PK IV geprägt haben. Gemeinsam ist diesen Bodenkomplexen eine auf zyklische Klimaveränderungen zurückzuführende polygenetische Bildung (Smolikova 1968), die auch Bronger (1969/70) bei den Paläoböden des Lößprofils bei Buggingen im Markgräflerland Südbadens feststellte.

Im Hangenden des den unteren Boden überlagernden rißzeitlichen Lößpaketes folgt die Bodenbildung des Eem-Interglazials, die mit Riegel-C gleichgesetzt wird. Der Boden ist mit der Kremser Bodenbildung (bzw. PK III) zu parallelisieren, was auch Guenther (1961) vorschlägt. Der eemzeitliche PK III von Letky

an der Elbe wird von Smolikova (1968) als doppelte Bodenbildung beschrieben, und zwar basal als Parabraunerde, über der tirsoider Pseudotschernosem lagert. Dieser läßt auf ursprünglich kontinentale, semiaride bis semihumide Klimabedingungen und baumarme Vegetation schließen, gefolgt von zunehmender Feuchtigkeit (Scheffer u. Schachtschabel 1966). Die Parallelisierung schließt somit regional bedingte Unterschiede der Bodenentstehung nicht aus.

Ložek (1964) beschreibt den PK III der tschechischen Lößprofile als „vollausgebildeten basalen Lessivé“ mit Tschernosem oder Pseudotschernosem im Hangenden. Zwischen die beiden Böden schiebt sich in manchen Profilen eine solifluidale Lage oder ein Karbonathorizont ein.

Fink (1967) hält an einer Zweiteilung des Würmglazials fest. Er sieht im unteren Teil des Stillfrieder Komplexes im trockenen österreichischen Lößgebiet eine Bildung des Riß-Würm-Interglazials. Diesem „Interglazial“ weist er auch die Göttweiger Bodenbildung in der Umgebung von Krems zu, sowie die der Riß-Terrasse aufliegende Verlehmungszone des feuchten Lößgebietes des nördlichen Alpenvorlandes. Er setzt alle diese Bodenhorizonte mit dem PK III von Ložek u. Kukla (1961) gleich. Bei seinen stratigraphischen Deutungen stützt sich Fink auf den Vergleich zwischen der Göttweiger Verlehmungszone und Stillfried-A einerseits und der Kremser Bodenbildung andererseits. Die Göttweiger Verlehmung und Stillfried-A zeigen nach Fink die gleiche Verwitterungsintensität, während der Rotlehm des Kremser Komplexes auf einen weit höheren Verwitterungsgrad bzw. auf eine längere Zeitdauer der Bodenbildung hindeutet. Aus ähnlichen Gründen verlegt Guenther (1961) den Kremser Boden in das letzte Interglazial, weist jedoch die Göttweiger Verlehmungszone und Stillfried-A einem Würm-Interstadial zu. Fink (1961/62) hingegen nimmt als Entstehungszeit der Kremser Bodenbildung das Mindel-Riß-Interglazial an und parallelisiert sie mit Pedokomplex IV. Die Göttweiger Verlehmungszone und der Basisboden von Stillfried-A werden als eemzeitliche Bildung und als letzter fossiler Waldboden bezeichnet.

Bronger (1969) fand im Profil des Hahnengrabens bei Buggingen eine – wie er meint – lückenlose Folge von präwürmzeitlichen Lössen und Paläoböden. Der oberste dieser fossilen Böden fällt nach seiner Ansicht in das Riß-Würm-Interglazial. Er wird als Braunerde gekennzeichnet, „die durch Granulierung und Vererdung aus einer schwach durchschlämmten Parabraunerde hervorgegangen ist“ und nur noch wenig Braunlehm-Teilplasma enthält.

Bronger nimmt eine während der Bodenbildung erfolgte Veränderung der Klimabedingungen in Richtung auf ein „trockeneres, kontinentaleres Braunerdeklima“ an.

Nach Rohdenburg und Meyer (1966) ist der letztinterglaziale Boden unter Laubwald entstanden – worauf auch die von Fink (1963) hervorgehobene Pollenanalyse von Frenzel hindeutet –, und als Parabraunerde mit deutlichem, rötlich-braunem  $B_t$ -Horizont ausgebildet. Zu Ende des Interglazials setzte eine mehr oder minder tief gehende Pseudovergleyung ein. In den von den Autoren untersuchten südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen erwies sich die eemzeitliche Bodenbildung als  $B_t$ -Horizont einer Parabraunerde, der häufig gekappt, oft auch stark pseudovergleyt war. Die Verfasser berichten über charakteristische Bleichbahnen mit orangeroten Säumen. Die sekundäre Pseudovergleyung erfolgte zum Teil erst im Altwürm. Deshalb werden die altwürm-interstadialen Bodenbildungen auch mit dem interglazialen B-Horizont zu einem Komplex zusammengefaßt, dem „Bilshäuser Bodenkomplex“, der mit Lieberoths „Lommatscher Bodenkomplex“ zu parallelisieren ist (1963) und der dem Stillfrieder Komplex Finks (1967) entspricht. Die interglazialen Bodenbildungen von Lößprofilen aus Thüringen und Sachsen werden von Unger und Rau (1961) je nach Klimazone unterschiedlich beschrieben. In der trockenen Zone des Thüringer Beckens treffen wir Parabraunerden mit gut erhaltenem Humushorizont. Die Unterschiede zwischen den Böden der einzelnen Profile sind hier nur gering. Im Übergangsbereich, z. B. im östlichen Harzvorland, findet sich Parabraunerde, die teilweise pseudovergleyt ist, mit deutlicher Differenzierung der einzelnen Aufschlüsse. In den nassen Randzonen, z. B. in Sachsen, sind die Böden als Fahlerden und Pseudogley, teilweise auch als Parabraunerden ausgebildet, wobei die strukturellen Unterschiede sehr erheblich sind.

Brunnacker (1957) untersuchte die interglazialen Horizonte, die sich unter den humiden Bedingungen des nördlichen bayerischen Alpenvorlandes gebildet haben. Typisch für die interglaziale Bodenbildung im „mittleren Faciesbereich Südbayerns“ ist ein „rötlicher lehmiger Schotterverwitterungshorizont“, der, wie südlich von Straubing, teilweise als Pseudogley auf verbrauntem Auelehm liegt (1957). Unter den perhumiden Bedingungen des südlichen Faciesbezirks ist die Bodenbildung des Riß-Würm-Interglazials entweder nur als rötlichbraune, lehmig verwitterte Altmoräne, oder als Hochterrassenschotter, wie in Anzing, vertreten, oder sie liegt als grauer, toniger Lehm, sogenannter Seeton, wie bei Argelsried, vor; als grauer, toniger Lehm mit Eisenröhren bzw. mit Restgeröllen, eine Ausprägung, die ebenfalls bei Argelsried festgestellt wurde (Brunnacker 1957).

Die regionalen Klimabedingungen haben also zu jeweils sehr unterschiedlichen Bodenbildungen geführt. Hangenbieten-Achenheim dürfte eine Mittelstellung zwischen kontinental und humid beeinflusster Pedogenese darstellen, wobei der kontinentale Klimaeinfluß wohl überwiegt. Die unterschiedlichen Verwitterungsvorgänge, die die Böden des Riß-Würm-Interglazials geformt haben, sucht Fraenzle (1969) zu koordinieren, indem er die Umwandlungsprozesse des Riß-Lösses während des Interglazials als Verwitterung zu stark lessivierter Braunerde mit dem Kennzeichen eines Plastosols beschreibt („une altération du type sol brun fortement lessivé avec caractères de plastosol“). Das Klima entsprach dem des vorhergehenden Interglazials, war aber bei einem Temperaturmittel von nur 15° C gegenüber 17° C etwas kühler.

Das Altwürm ist im Untersuchungsgebiet nur in den Aufschlüssen von Hangenbieten und Hurst durch zwei Bodenbildungen untergliedert. Die regionalen Unterschiede sind so groß, daß die Deutungen der einzelnen Autoren erheblich divergieren. Im mährisch-niederösterreichischen Lößgebiet sind die Altwürm-Böden als Humuszonen ausgebildet. Groß (1967) faßt die altwürmzeitlichen Humuszonen als Bestandteile des „wahren Stillfried-A-Komplexes“ auf und beschreibt sie als „sehr humos“. Horizonte in der Art eines Tschernosem sind auf die trockene Lößlandschaft beschränkt, da arid-kontinentale Klimaverhältnisse die Schwarzerdebildung begünstigen. In feuchteren Gebieten, zu denen z. B. auch die westliche Slowakei zu zählen ist, dürfte eine Verlehmung in der Art von Riegel-D oder Hangenbieten vorherrschen. Groß weist darauf hin, daß in humiden Regionen die altwürmzeitlichen Humuszonen bis auf Reste zerstört seien, und zwar durch Solifluktion und Hangabspülung. Dies stimmt mit den Feststellungen von Kukla, Ložek und Barta (1961) überein, die diese Humuszonen als basale Horizonte des PK II auffassen, unterlagert von „geringmächtigem Löß und Abspülungsschichten“ (Ložek 1964).

Ložek (1961) fand zwischen PK II und PK III selten echten Löß, meist nur diluviales Material. Im westslowakischen Lößprofil von Nové Mesto sind die beiden Humuszonen nur schwach entwickelt, im feuchteren Gebiet der Slowakei fehlen sie mitunter, während sie in Böhmen und Mähren intensive Bodenbildungen darstellen (Kukla, Ložek u. Barta 1961). Ložek (1964) weist PK II den Amersfoort- und Brörup-Interstadialen zu und bezeichnet sie als das „Produkt der klimatischen Oszillationen“ des „Frühwürm“ (S. 542). Er sieht im „Humusbodenpaket“ eine autochthone Bildung und den Teil eines Komplexes, der mit Stillfried-A zu parallelisieren sei. Die klimatischen Schwankungen, denen die Humusböden ihre Entstehung verdanken, waren nach Ložek (1964) relativ schwach. Den basalen Löß zwischen PK III und PK II führt er jedoch auf eine ausgeprägte Kälteperiode zurück.

Lais (1951) nimmt eine feuchte, insgesamt atlantische Klimaperiode für die Bildung der „Hollabrunner Humuszonen“ an, die sich im Hangenden der eemzeitlichen Verlehmung befindet. Bei Brünn (Mödlan) ist sie als rotbrauner Lehm mit Karbonat, in Wielandsthal als bräunlicher Lehm ausgebildet, teilweise erscheint sie als dunkelbraune degradierte Schwarzerde mit Humusbändern, die auf starke Durchschlammung unter humiden Bedingungen schließen lassen. Der feuchte Charakter des frühen Würm wird auch von Fraenzle (1969) hervorgehoben. Er beschreibt die basalen Würmsedimente norditalienischer Lößprofile als „des manteaux de solifluxion et de cryoturbation venant de sols interglaciaires“ („solifluidal und kryptoturbat beeinflusste Schichten, hervorgegangen aus Interglazial-Böden“ [S. 95]). Sie gehen – wie im Profil

Torrion bei Bandolino – in humushaltige Schwemmlösse von mehreren Metern Dicke über. Löß dieses Typus bezeichnet der Autor als typisch für das mittlere und untere Quartär in gewisser Entfernung der Alpen. Die Beschreibung von Fraenzle stimmt mit der Darstellung Brunnackers (1957) überein, die der Autor von süd- und nordbayerischen Lößprofilen gibt.

Die feuchten Klimaverhältnisse der früheren Würmstadiale begünstigten Solifluktionvorgänge und Verschwemmungen, was auch das Profil von Riegel deutlich zeigt. Žebera (1958, zit. Ložek 1961/64) stellt die Profile der tschechoslowakischen Lößdecken des Würm als eine Folge von Solifluktionshorizonten, Lößdecken und interstadialen Braunerden dar.

Fast in allen Profilen trifft man über dem eemzeitlichen Boden auf Fließerden. Dies gilt auch für die mitteldeutschen Profile, deren Gliederung sich mit den Aufschlüssen von Hangenbieten besonders gut parallelisieren läßt.

So lagert auch über dem Interglazialhorizont in den Lößprofilen des Thüringer Beckens, die von Unger u. Rau (1961) untersucht wurden, schwarzbrauner, humoser Lößlehm, der reich an groben Bestandteilen ist.

Ruske u. Wünsche (1961) berichten über Humuszonen in den Lößprofilen des mittleren Saaletales, die zum Teil Bröckelgefüge besitzen und im Wechsel mit Fließerden über der interglazialen Verlehmungszone liegen. Rohdenburg u. Meyer (1966) fanden entsprechende Humuszonen auch in südniedersächsischen und nordhessischen Lößgebieten. Sie lagen allerdings meist in Mulden. Die Autoren beschreiben die Bodenfolge des Altwürm in ihrem Arbeitsgebiet als „weiter auseinandergezogen“ im Vergleich zu den entsprechenden Profilabschnitten des südöstlichen Mitteleuropas, was durch regionale klimatische Unterschiede zu erklären sei. Die ersten Kältespitzen wirkten sich in dem mehr ozeanischen Klima des westlichen Mitteleuropas stärker aus als in den durch kontinentales Klima beeinflussten Räumen. Ein feucht-kühler Klimatyp dürfte auch in unserem Untersuchungsgebiet vorgeherrscht haben, wenn auch die Humidität geringer war als bei den meisten mitteldeutschen Profilen.

Einige Autoren weisen auf eine sehr unterschiedliche Ausbildung der Humuszonen des Altwürm hin. Nach Rohdenburg u. Meyer (1966) handelt es sich um „A-Horizonte sehr verschiedener Ausprägung, von ausgesprochenen Trockenschwarzerden mit hoher biologischer Aktivität bis zu vergleyten, z. T. gebleichten, biologisch trägen Ausbildungsformen, wobei im Untersuchungsgebiet (Südniedersachsen und Nordhessen) letztere oder ihnen nahestehende Typen deutlich überwiegen“ (S. 124). Verbraunung und Verlagerung traten ebenso auf, wie Feuchtschwarzerden (vom Typus holozäner Bildungen) mit kräftiger schwarzer Durchschlammung. Die Autoren nehmen Pedogenese unter Waldvegetation an.

Die Profile von Hangenbieten und Achenheim stehen zwischen feuchter und trockener Ausprägung. Die Aufschlüsse von Hangenbieten und Hurst zeigen eine klare, weit auseinandergezogene Gliederung, die die stratigraphische Deutung erleichtert; im Profil von Schaeffer-Achenheim sind die Bodenhorizonte fast völlig überprägt bzw. verlagert. Entsprechend der Mittelstellung des Gebietes zwischen feuchten und trockenen Bedingungen liegt keine reine Tschernosembildung vor, sondern mehr eine Verlehmung, jedoch, wie die Pflanzenflitter beweisen, durchsetzt mit biologischen Relikten, die auf einen ursprünglich humosen Charakter deuten.

Die verhältnismäßig geringe Verschwemmung der basalen Schichten weist darauf hin, daß der feuchtkalte Klimacharakter des beginnenden Würmglazials im Untersuchungsgebiet regional gemildert war.

Stratigraphisch ist der „Stillfried-A-Komplex“ von besonderer Bedeutung. Er wird mit Riegel-E gleichgesetzt und in das längere Interstadial zwischen Alt- und Mittelwürm-Stage eingegliedert. Meist handelt es sich nicht um einen einheitlichen Horizont, sondern um eine Folge von Bodenbildungen unterschiedlicher Intensität, die durch Lößbänder getrennt sind. In den Aufschlüssen von Hangenbieten und Achenheim stellt sich der Horizont zwar als mehr oder minder geschlossene Zone dar, geringe Entkalkung und Verwitterungsintensität, sowie auch die schwankenden Helligkeitswerte, lassen jedoch vermuten, daß zwischen den bodenbildenden Epochen auch Abschnitte sind, in denen neues Material herangeführt wurde.

Vergleicht man den Horizont des Alt/Mittelwürm-Interstadials von Hangenbieten und Achenheim mit dem von Fink (1962) im niederösterreichischen Lößgebiet, so wird klar, daß eine Parallelisierung nicht ohne weiteres möglich ist.

Ložek (1961/64), Kukla, Ložek u. Barta (1961), sowie die meisten tschechischen Lößforscher (Smolikova 1968, Musil u. Valoch 1966) fassen den Stillfried-A-Boden als Doppelkomplex auf, der die zu einem mächtigen Verwitterungshorizont verschmolzenen Pedokomplexe II und III umfaßt, wobei PK II die ins Alt- bzw. Ältestwürm zu verlegenden fossilen Schwarzerdeazonen, PK III die interglaziale Bodenbildung darstellen.

Wie Ložek (1961/64) berichtet, sei das „nichthumose Löß- und Abspülungspaket“ – „geringmächtiger Löß und humusfreie Abspülschichten mit schwachen parautochthonen Böden“ – vor allem in Mähren und in der Slowakei so schwach ausgebildet, daß die Horizontfolge als ein einziger, mächtiger Komplex erscheine. Fink (1967) faßt diese Ergebnisse nochmals zusammen und parallelisiert den Stillfried-A-Komplex in der Ausprägung der feuchten niederösterreichischen Lößlandschaft mit den entsprechenden Bildungen in anderen feuchten Regionen Europas: mit dem Sol de Rocourt (F. Gullentops 1954), mit dem Boden von Warneton (R. Paepe 1963), mit dem „Lommatscher Komplex“ in Sachsen (Unger u. Rau 1961), dem „Naumburger Bodenkomplex“ an Saale und Unstrut (Ruske u. Wünsche 1961), sowie dem Komplex von Mesin in Osteuropa zwischen Desna und Dnjepr (A. Welitschko 1963).

Es finden sich in der Literatur eine Reihe von Hinweisen, die eine Verlegung von Stillfried-A in das Alt/Mittelwürm-Interstadial rechtfertigen. Rohdenburg u. Meyer (1966) parallelisieren – wie oben ausgeführt – eine Bodenfolge von meist zwei Humuszonen im oberen Abschnitt des Altwürm (wa 2) in süd-niedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen mit dem tschechischen PK II. Hierzu wird auch der „Niedervellmarer Bodenkomplex“ gerechnet, „ein braunes, verlehmted Lößpaket“, das zwischen humoser und brauner Ausbildung steht. Am locus typicus, in Niedervellmar erscheint dieser Boden nicht als einheitliche Zone, sondern in Bänder aufgeteilt mit deutlicher Marmorierung des mittleren und oberen Bandes. Diese Form der Bodenbildung erinnert an die Ausbildung in unserem Arbeitsgebiet.

Groß (1967) hält die klimatischen Schwankungen im Mittelwürm für so bedeutend, daß er von einem Interstadial spricht und die Bildung von Stillfried-A, das er mit der Göttweiger Bodenbildung parallelisiert, in dieses Interstadial verlegt. Da es sich bei Stillfried-A um keinen einheitlichen Horizont, sondern um einen Bodenkomplex handelt, der sich nach Groß in drei fossile Böden unterteilen läßt, gliedert der Autor das „Mittelwürminterstadial“ in drei Teilinterstadiale. Er sieht im Mittelwürm eine Epoche der Wald- und Steppenvegetation, die nur von wenigen kalten Oszillationen unterbrochen wurde. Die geringe Mächtigkeit der Lößablagerung führt er auf Winderosion zurück, die in extrem ariden Klimazonen bedeutend gewesen sein muß. Selbstverständlich ist trotz schwacher und weitgehend überprägter Bodenbildung der stadiale Charakter des Mittelwürm-Lösses unverkennbar. Die weit intensivere und mächtigere Bildung des Stillfried-A ist – wie oben ausgeführt – in das vorangehende Interstadial zu verlegen. Den relativ feuchten Klimatyp des Mittelwürm-Stadials betont auch Fraenzle (1969). Das „Würm moyen“ ist nach ihm durch solifluidal beeinflusste Sedimente, die ihren Ursprung im Löß haben, gekennzeichnet, also durch Solifluktion von ursprünglich äolischem Löß (. . . le Würm moyen semble caractérisé par des dépôts soliflués avec matrice loessique . . .). Der Wechsel primär äolischer und verschwemmter Zonen ist im Mittelwürmlöß des Profils von Riegel (Guenther 1961) weitaus deutlicher als in den Aufschlüssen von Hangenbieten und Achenheim.

Zwei schmale Bodenhorizonte von braun bis braunrötlicher Farbe, die in allen drei untersuchten Profilen auftreten, sind in das Mittel/Jungwürm-Interstadial zu stellen. Wie erwähnt, weisen die Lößkindeizonen im Liegenden die Böden als autochthone, wenn auch schwache Paläosole aus. Sie zeigen stellenweise deutliche Rostfleckbildungen, die mitunter auch auf das die beiden Böden trennende Lößband übergreifen.

Ein entsprechender Boden findet sich im obersten Löß des Aufschlusses von Bahlingen im Kaiserstuhl (Rückgang des Kalkgehaltes von 35 % bis auf 20 %). Die Farbe ist braun, graubraun bis rötlichbraun, die Lößkindel im Liegenden messen 5–10 cm (Guenther 1961; Herion 1921). Guenther (1961) verweist auf entsprechende Profile im niederösterreichischen Lößgebiet.

Khodary-Eissa (1968) berichtet über eine Verbraunungszone im Profil von Bötzingen am Kaiserstuhl. Sie ist durch verhältnismäßig hohen Humusgehalt und ausgesprochenes Krümelgefüge mit relativ hohem Karbonatgehalt gekennzeichnet, der teilweise auf eine sekundäre Aufkalkung zurückzuführen ist. Tonverlagerung fand nicht statt.

Eine Verbraunungszone im oberen Löß fand auch Bronger (1966) im Profil von Heitersheim. Ähnlich wie in den Aufschlüssen von Hangenbieten und Achenheim läßt sich eine Zweiteilung erkennen. Bourdier (1967) spricht im obersten Pleistozän französischer Profile über einen doppelten Boden und weist die untere Lage dem Arcy-, die obere dem Paudorf-Interstadial zu.

Parallelen zu dieser Bodenbildung finden sich in den Aufschlüssen des niederösterreichischen Raumes, worauf Guenther (1961) hinweist. Stillfried-B treffen wir am locus typicus als schwach entwickelte, 1 m mächtige Bodenzone zwischen verschwemmten bzw. verlagerten Schichten.

Im Ebersbrunner Lößprofil ist Stillfried-B als graues, zum Teil verschwemmtes Bodenband mit nur schwacher Entkalkung ausgebildet (Guenther 1961).

Lais (1951) beschreibt einen entsprechenden Boden in niederösterreichischen Lößaufschlüssen als braunrote „Laimenzone“ und bezeichnet sie als „Paudorfer Verlehmungszone“.

Fink (1961/62) setzt den Boden von Paudorf mit Stillfried-B gleich und stützt sich hierbei auf die an Humus und Holzkohle gemessenen C<sup>14</sup>-Daten: das Alter der Oberkante der Paudorfer Bodenbildung wird mit etwa 30 000 Jahren angesetzt. Fink, De Vries und Waard (1962) kennzeichnen Stillfried-B am locus typicus im Hangenden von vergleytem (Löß) und im Liegenden von typischem Löß als blaßbraune Steppen-Bodenbildung, die nur gering verlehmt, aber deutlich entkalkt sei. Die obere Zone ist schwach humos und solifluidal gestört, der Unterboden wird von Krotowinen durchzogen, die bis in den Kalkilluvialhorizont hinabreichen (Fink 1961/62). Das Auftreten von Rostflecken, das auch in den Profilen von Achenheim und Hangenbieten häufig feststellbar ist, erinnert nach Fink (1956) an die Gleyfleckenzone der feuchten Lößlandschaft Niederösterreichs. Der Autor (1961/62) bezeichnet die Fleckung als „Symbol dieser Strate“ und sieht darin ein Zeichen chemischer Umsetzung oder physikalischer Verlagerung, die bei fossilen Böden in Mulden alter Landoberflächen erfolgte. Ein rezentes Analogon zu dieser Bodenbildung ließe sich nicht aufzeigen.

Im mährischen Raum erscheint der oberste Bodenhorizont als blaßbraune, mehr oder minder stark entkalkte Bildung, die von Ložek als „PK I“ zusammengefaßt und mit dem „Stillfried B“ der österreichischen Trockengebiete gleichgesetzt wird. Das „W 2/3-Interstadial“ ist nach Musil u. Valoch (1954–55) in mährischen Profilen als schwache, braune, lössige Schicht vertreten. Der Horizont wird auch in den Schichtfolgen der Höhlen des mährischen Karst angetroffen, und zwar als blaßbraune zum Teil lössige, zum Teil mit viel Steinschutt durchsetzte Lage (Musil u. Valoch 1966; Klima 1962).

Conea u. Munteanu (1964) beschreiben den höchsten Paläosol im rumänischen Lößgebiet als rötlichen Waldboden, der nach oben von einem schmalen Tschernosem abgeschlossen wird und im Liegenden des obersten Lösses (L V) lagert.

Freising (1949, 1951, 1953/54) berichtet über Naßböden im oberen Löß (Löß III) der Profile von Nordwürttemberg und Hessen mit ockergelben Verfärbungen und Bleichflecken.

Brunnacker (1957) traf im obersten Löß (W II) in Profilen des mittleren und nördlichen Faziesbezirkes Südbayerns (Straubinger Kasernen, S. 16; Köfering bei Regensburg, S. 38) sowie Mainfrankens (Estenfeld bei Würzburg, S. 41) einen rötlichen bzw. braunen, bröckeligen, zum Teil säuligen Lößlehm, der als schwache Verlehmung im Löß des Jungwürm die Stelle von Stillfried-B vertreten könnte. Er entschließt

sich für eine Parallelisierung des W I/II-Tundrenbodens mit Stillfried-B, wobei er sich auf Fink (1954) beruft. In den braunen arktischen Böden erblickt er eine rezente analoge Bodenbildung (Hinweis auf Tedrow u. Hill 1955).

Der Paudorf-Komplex tritt uns in den einzelnen Profilen in sehr unterschiedlicher Ausbildung entgegen. Im mitteldeutschen Raume überwiegt die feuchte Ausprägung. Brüning (1957) berichtet über einen „3. Naßboden in 2 m Tiefe“ im Liegenden von hellbraunem, sandstreifigem und rostfleckigem Löß und im Hangenden einer frostdynamisch beeinflussten Bänderzone im Talrand-Löß von Magdeburg. – Lieberoth (1959) findet im nordsächsischen Lößgebiet unter der lamellenartig strukturierten Lößzone des jüngsten Würmstadiums ein Paket von rostig verfärbten Lössen, die im Liegenden in eine Gleyfleckenzone übergehen. Zwischen die Feuchtlößbänder ist hellrostbrauner, lehmiger Staubsand eingelagert. Die unterste Lage des Bodenkomplexes wird von völlig verflossener Braunerde gebildet. Auch in dieser ausgesprochen feuchten Überprägung ist somit die Mehrschichtigkeit des Komplexes noch erkennbar, der in den Profilen unseres Arbeitsgebietes als deutlich zweigeteilte Zone erscheint.

Ruske u. Wünsche (1961) beschreiben die „Kösener Bodenbildung“ als schwach entwickelten Boden, der den Würmglazial-Löß in zwei Zonen unterteilt. Unger u. Rau (1961) verlegen die „Kösener Verlehmungszone“, einen flachen braunen, stark entkalkten Boden mit geringer Tonbildung, ins Paudorf-Interstadial.

In den thüringisch-sächsischen Lößfolgen wurde möglicherweise der Paudorf-Komplex weitgehend überprägt. So könnten die Gleyflecken-Bänder, die im obersten Löß der feuchten Randzone Sachsens auftreten (Unger u. Rau 1961), als Rest der Mittel/Jungwürm-interstadialen Bodenbildung angesehen werden.

Nach Rohdenburg u. Meyer (1966) sind „braune Verwitterungshorizonte“, die nicht auf Parabraunerde-Dynamik zurückgehen, charakteristisch für das Paudorf-Interstadial. Sie werden gekennzeichnet durch Verbraunung, höheren Humusgehalt, starke Glimmer- und tiefgehende kryoklastische Verwitterung. Sie entstanden in kaltem Klima bei häufigem Frostwechsel und großer Bodenfeuchte. Eine gewisse Anreicherung der Tonfraktion ist zu erkennen sowie ein durch spätere Solifluktion meist festes, frostplattiges Gefüge.

In den von den Autoren untersuchten Profilen Südniedersachsens und Nordhessens findet sich ein „Lohner Bodenkomplex“, der in zwei Horizonte gegliedert ist, von denen der untere farbintensiver ist. Die Zweiteilung ergibt eine Parallele zu unseren Profilen. Die Autoren verweisen auf die sekundäre Aufkalkung der Paläosole und führen den Braunerdecharakter auf Bildung unter lichtem Wald zurück, der in den trockenen Gebieten wohl nur als „Galeriewald“, in den feuchteren als Walddecke ausgebildet war. Die Verfasser setzen auf Grund von  $C^{14}$ -Daten das Alter des Paudorf-Interstadial auf 26 000–30 000 Jahre an und parallelisieren den Komplex mit PK I sowie mit den oben erwähnten Paläosolen von Mittel- und Süddeutschland, nämlich der Verbraunungszone des Thüringer Beckens, der „Gleinaer Bodenbildung, der Kösener Verlehmungszone und dem Braunen Verwitterungshorizont“ von Bayern. Andererseits führen die Autoren aus, daß sich das Paudorf-Interstadial in Profilen, die nur Naßböden enthalten, nicht sicher identifizieren läßt und verweisen auf das häufige „Zusammenwachsen“ von Bodenkomplexen, so des altwürmzeitlichen „Niedervellmarer Komplexes“ mit dem „Lohner Boden“ zu mächtigen braunen Lößlehm-schichten (S. 32 f., 121 f., 126 f., 129 f.).

Die klare Gliederung unserer Profile erleichtert die stratigraphische Einordnung. Sie nehmen eine Mittelstellung zwischen kontinentaler und ozeanischer Ausbildung ein. Insbesondere gab es eine beträchtliche Lößanwehung während der kalt-kühlen Phase, die das Paudorf-Interstadial unterbrach. So blieb in allen drei Aufschlüssen eine, die Bodenhorizonte trennende, Lößlage erhalten.

Der im Hangenden anschließende Lößkomplex des Jungwürm, primärer, heller Löß von hohem Kalkgehalt und geringem Verwitterungsgrad, ist das Sediment einer anhaltend arid-kalten Epoche.

In den von Rohdenburg u. Meyer (1966) beschriebenen Profilen treten auch in diesem obersten Löß-

paket Rostbänderzonen auf bzw. geringmächtige graufleckige Naßböden, die den Jungwürm-Löß in 4 Schichten untergliedern. Eine solche Untergliederung des Jungwürm-Lösses ist in den Aufschlüssen von Hangenbieten und Achenheim nicht nachweisbar. Auch läßt sich eine Braunerdebildung der Allerödzeit, die in den von Schönhals (1960) untersuchten Eifelprofilen vorliegt, nicht nachweisen. Jedoch deuten geringmächtige Lagen von höherer Verwitterungsintensität auf Ansätze zu Bodenbildung innerhalb kurzer Phasen mit feuchteren und etwas wärmeren Klimabedingungen. So ließe sich Probe 9 des Hangenbietener Profils als schmaler Verwitterungshorizont deuten, in gewisser Beziehung auch die Schicht der Proben 9 und 13, und zwar auf Grund der quantitativen bzw. qualitativen Mineralanalyse. Im Profil Hurst ist eine dunkle Oszillation bei den Proben 13 und 14 auffällig, in Grube Schaeffer der leichte Rückgang des Kalkgehaltes bei Probe 12 sowie die in diesem Aufschluß deutliche Rostfleckenbildung, in denen man Ansätze einer Naßboden-Genese erblicken könnte. Die Schwankungen sind jedoch zu gering, als daß sich eine differenzierte Parallelisierung etwa mit den Jungwürm-Horizonten in den von Rohdenburg u. Meyer (1966) beschriebenen Profilen durchführen ließe.

## Schriften

- Andreae, A., 1884: Der Diluvialsand von Hangenbieten im Unter-Elsaß. – Abhandl. Geol. Spezialkarte Elsaß-Lothringen 4, H. 2.
- Bourdier, Fr., 1967: *Préhistoire de France*, Flammarion Edition, Paris (VI<sup>e</sup>).
- Bronger, A., 1966: Löss, ihre Verbraunungszonen und fossilen Böden, ein Beitrag zur Stratigraphie des oberen Pleistozäns in Südbaden. – *Schriften Geogr. Inst. Univ. Kiel* 24, H. 2, 1–104.
- 1969–1970: Zur Mikromorphogenese und zum Tonmineralbestand quartärer Lößböden in Südbaden. – Geoderma-Elsevier-Publishing Company Amsterdam, 281–320.
- Brunnacker, K., 1957: Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. – *Geol. Bavarica* 34, 1–95.
- Brüning, H., 1957: Eiszeitliche „Klein-Frostbodenformen“ im Talrand-Löß von Magdeburg. – *Hallesches Jahrbuch Mitteldeutsche Erdgesch.* 2, 4. Lief., 248–257.
- Chabot, G., 1969: *Géographie Régionale de la France*. – 2<sup>e</sup> édition, Masson et Cie, Paris VI, 242 ff.
- Conca, A. u. Munteanu, I., 1964: Intern. Bodenkundl. Kongr., Bukarest-Rumänien, 31. 8. 64–9. 9. 64. – *Exkursionsführer* 1. Bd., 1. und 3. Exkursion, 369–377.
- Ferrière, J.-Fr. (de), 1937: *Géologie et Pédologie, Contribution à l'étude des formations quaternaires de la plaine d'Alsace*, 1–68.
- Fink, J., 1954: Die fossilen Böden im österreichischen Löß. – *Quartär* 6, 85–107.
- 1956: Zur Systematik fossiler und rezenter Böden in Österreich. – VI<sup>e</sup> Congrès de la Science du Sol. Paris, 585–591.
- 1961/1962: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. – *Mitt. Geol. Ges., Wien*, 54, 1–25.
- 1963: Intern. Quartärvereinigung, Subkommission f. Löß. Wien, 4. 11. 1963. Protokoll v. 22.–28. 9. 1963 in der ČSSR stattgefundene Tagung mit Exkursionen.
- 1967: La position actuelle de l'étude des Loess en Europe. – Meeting of the Sub-Commission for Loess. – *Stratigraphie in Belgium. Discussion*, 1–16.
- Die Autoren F. Gullentops, 1954; R. Paeppe, 1963; A. Welitschko, 1963; sind zitiert bei Fink, J., 1967.
- Fink, J.; De Vries, H.; Waard, H., 1962: Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich. 2. Wetzleinsdorf und Stillfried. – *Archaeol. Austr.* 31, Wien.
- Fraenzle, O., 1969: Les Loess Rissiens et Würmiens de l'Italie du Nord. – *Bull. Association française pour l'étude du Quaternaire*, 93–97.
- Frenzel, B., 1964: Zur Pollenanalyse von Lössen. – Untersuchungen der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillfried (Niederösterreich). – *Eiszeitalter und Gegenwart* 15, 5–39.
- Freising, H., 1949: Löss, Fließerdien und Wanderschutt im nördlichen Württemberg. – *Diss. Naturw.*, 1–50.
- 1951: Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg. – *Jh. geol. Abt. Württ. Stat. L.-Amt* 1, 54 bis 59.
- 1953–1954: Gibt es in Hessen drei Löss? – *Jb. u. Mitt. Oberrhein. geol. Verein*, N. F. 35, 54–66.
- Gabriel, A. u. Cox, E. P., 1929: A staining method for the quantitative determination of certain rock minerals; *Am. Mineralogist*, v. 14, 290–292.
- Geissert, F. 1968: Mollusken und Celtis-Feste aus einem Lößprofil in Niederbetschdorf, Kreis Weißenburg, Elsaß. – *Mitt. bad. Landesverb. Naturk., Natursch.*, N. F. 9, 4, 671–679.

- Geissert, F.; Sittler, Cl.; Sittler, J. u. Wernert, P., 1969: Livret Guide de l'excursion A. 1. – VIII<sup>e</sup> Congrès INQUA Paris. 1. Partie. Le Quaternaire d'Alsace, 1–27.
- Groß, H., 1967: Welches ist das Standard-Profil des jungpleistozänen Lösses in Mitteleuropa. – Z. mitteldeutsch. Vorgesch. 51, Halle, 11–14.
- Guenther, Ekke W., 1961: Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen. – Zur Gliederung des Eiszeitalters und zur Einordnung paläolithischer Kulturen. 1. Meth. Grundlagen mit Erläuterungen an Profilen. Köln-Graz.
- Hayes, John R. and Klugman, Michael, A., 1959: Feldspar staining methods, in: Journal of Sedimentary Petrology. – Vol. 29, No. 2, 227–232. (Obige Autoren zitiert ebenda.)
- Herion, H., 1921: Die Lößlandschaft am Kaiserstuhl. – Diss. Freiburg, 70 S.
- Jaeckel, S. G. A., 1962: Ergänzungen und Berichtigungen zum rezenten und quartären Vorkommen der Mitteleuropäischen Mollusken. – Die Tierwelt Mitteleuropas 2, Ergänz.-Lief. 1, hrsg. v. Brohmer, P.; Ehrmann, P.; Leipzig, 27–294.
- Khodary Eissa, O., 1968: Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden). – Freib. bodenkundl. Abhdl., hrsg. v. Inst. Bodenkunde d. Albert-Ludwig-Univ. Freiburg i. Br., H. 2, 1–149.
- Klíma, B., 1962: Die archäologische Erforschung der Höhlen in Mähren. – Anthropozoikum NS 5, 7–96, Brno.
- Kukla, J. u. Ložek, V., 1961: Loesses and related Deposits. – Survey Czechoslovak Quaternary, 5. Beil. Pl. I–III, Warszawa-Prace, Inst. Geol. 34, cz. 1, 1–28.
- Kukla, J.; Ložek, V. u. Bárta, J., 1961: Das Lößprofil von Nové Mesto im Waagtal. – Eiszeitalter u. Gegenwart 12, 73–91.
- Lais, R., 1951: Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen. – Ber. Natf. Ges. Freiburg/Br. 41, 119–178.
- Lieberoth, L., 1959: Beobachtungen im nordsächsischen Lößgebiet. – Z. Pflanzenern., Dg. u. Bodenkunde 86 (131), H. 2, 141–155.
- 1963: Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. – Geologie 12, 149–187.
- Ložek, V., 1961: Internationale Quartärvereinigung. Subkommission für Löß-Stratigraphie. – Verhandl. INQUA VI, Warschau 1961, 1–8.
- 1961–1964: Mittel- und Jungpleistozäne Löß-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Lößstratigraphie Mitteleuropas (reprinted of the VI<sup>th</sup> Intern. Congr. on Quaternary). – Warschau 1961, Lodz 1964.
- Mazenot, G., 1963: Recherches malacologiques sur les loess et les complexes loessiques d'Alsace. – Bulletin du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, 16, Fasc. 1, 1–69.
- Musil, R. u. Valoch, K., 1954–1955: Necessary VI Pleistocenni sedimenty okoli. – Anthropozoikum 4, Praha, 107–167.
- 1966: Beitrag zur Gliederung des Würms in Mitteleuropa. – Eiszeitalter und Gegenwart 17, 131–138.
- Rohdenburg, H. u. Meyer, B., 1966: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – Mitteilungen der deutschen bodenkundlichen Ges. 5, 1–135. Lößforschung in Südniedersachsen und Nordhessen, Sonderheft zur Tagung der Deutschen Quartärvereinigung.
- Ruske, R. u. Wünsche, M., 1961: Löss und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. – Geologie 10, H. 1, 9–29.
- Russel, R. D., 1935: Frequency percentage determinations of detrital quartz and feldspar. – Journ. Sedimentary, Petrology, v. 5, 109–114.
- Scheffer, F. u. Schachtschnabel, P., 1966: Lehrbuch der Bodenkunde. – 6. erw. u. umgearb. Aufl., Stuttgart, 473 S.
- Schoenhals, E., 1959: Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenf., VI. Folge, Wiesbaden, 244–259.
- 1960: Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. – 7<sup>th</sup> Inter. Congr. Soil Science, Madison, Wisc., USA, 283–290.
- Schreiner, A., 1958: Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl. – Mitt. bad. Landesverb., Naturk. u. Natursch., N. F. 7, 113–125.
- Schumacher, E., 1883: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Straßburg. – Commis. Geol. Landes-Untersuchung v. Els.-Lothr., 17–19.
- 1900: Exkursion 9. – Geol. Führer durch das Elsaß, 215–242.
- 1914: Achenheim als geologisch-prähistorische Station. – Die Vogesen 8, 144–146.

- Smolikova, L., 1968: Morphologie und Mikromorphometrie der pleistozänen Bodenkomplexe. – Rozoravy-Ceskoslovenské Akademie, Ved, Rada Matematický Prodnich Ved Rocnik 78. Sesit 2, Prag, 47 S.
- Steinmann, G., 1893: Über die Gliederung des Pleistozäns im badischen Oberland. – Mitt. Großherz. Bad. Geol. L.-Amts. 2, Heidelberg.
- Tedrow, J. C. F. u. Hill, D. E., 1955: Arctic brown soil. – Soil Science 80, 265–275.
- Unger, K. P. u. Rau, D., 1961: Gliederung und Altersstellung der Lößablagerungen im Thüringer Becken und in dessen Randgebiet. – Beiträge zum Stand der Quartärforschung in der DDR, INQUA Warschau 1961. Inst. Geol. Prace 34, Warschau 1961.
- Wernert, P., 1946–47: Le dédoublement de la Moyenne Terrasse du Rhin entre Strasbourg et Bâle. – La Géologie des Terrains Récents dans l'ouest de l'Europe. Session Extraordinaire des Sociétés Belges de Géologie (19. bis 26. Sept. 1946). Bruxelles 1947, 383–396.
- 1957: Stratigraphie Paléontologique et Préhistorique des Sédiments Quaternaires d'Alsace-Achenheim. – Service de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine. Strasbourg 1957.
- Willmann, H. B., 1942: Feldspar in Illinois sands. – Illinois State Geol. Survey, Report of investigations, No. 79.
- Žebera, K., 1958: Československo ve starše době kammenné. – Die Tschechoslowakei in der älteren Steinzeit. – Prag, 211 S.
- Zeuner, E. Fred., 1959: The pleistocene Period, Its Climate, Chronology and Faunal Succession, London.
- Zotz, L., 1951: Altsteinzeitkunde Mitteleuropas. – Stuttgart, 291.
- Geissert, schriftl. Mitteilung; Guenther, schriftl. Mitteilung.
- Skriptum: Praktikum der Pflanzenernährung und Bodenkunde, 1963.