Mitt. POLLICHIA	70	87–124	20 Abb.	4 Tab.	Bad Dürkheim/Pfalz 1982
					ISSN 0341-9665

Neek MAQSUD

Sedimentpetrographisch-geomorphologische und pedologische Untersuchungen pleistozäner Sedimente der ehemaligen Sandgrube Dammheim bei Landau/Pfalz

Kurzfassung

MAQSUD, N. (1982): Sedimentpetrographisch-geomorphologische und pedologische Untersuchungen pleistozäner Sedimente der ehemaligen Sandgrube Dammheim bei Landau/Pfalz. – Mitt. POLLICHIA, **70:** 87-124, Bad Dürkheim/Pfalz.

Das Dammheimer Pleistozän-Profil weist mehrere Sediment-Pakete auf, von denen der untere Teil, ca. 7 m mächtige Sande, Kiese und Schotter, aufgrund der sedimentologischen Merkmale, stratigraphischen und flußmorphologischen Positionen sowie sedimentologisch-pedologischen und periglazial-morphologischen Eigenheiten, den Riß-, Mindel- und Günz-Kaltzeiten und die obere, 3–3,40 m mächtige Lößabfolge der Würm-Kaltzeit angehören.

Eine weitere Untergliederung und Charakterisierung der sowohl fluviatilen Sande und Kiese als auch der äolischen Akkumulationen konnte neben den detaillierten Geländeaufnahmen nur unter Anwendung der kombinierten Arbeitsmethoden wie pedochemischen Analysen, Sedimentmorphoskopie sowie Schwer- und Tonmineralanalysen erfolgen. Insgesamt gesehen spiegelt das Dammheimer Profil durch das Auftreten von mächtigen fluviatilen Akkumulationen, Bodenbildung und Erosion und der durch dazwischen geschaltete, kryodynamischbedingte Kryoturbationsformen und Eiskeilbildungen sowie die darüberliegende Würm-Lößabfolge fast die gesamten Kalt- und Warmzeiten des Pleistozäns und des darauffolgenden Pleisto-Holozäns der Vorderpfalz wider.

Abstract

MAQSUD, N. (1982): Sedimentpetrographisch-geomorphologische und pedologische Untersuchungen pleistozäner Sedimente der ehemaligen Sandgrube Dammheim bei Landau/Pfalz.
[Petrographic-geomorphologic and pedologic investigations of Pleistocene sediments of the former sand-pit Dammheim near Landau/Palatinate]. – Mitt. POLLICHIA, **70:** 87-124, Bad Dürkheim/Pfalz.

The Pleistocene profile of Dammheim presents several sediment bundles of which the lower part, about 7 m thick sands, gravels and rubbels because of the sedimentary character, stratigraphic and river morphologic positions, as well as sedimentologic-pedologic and periglacial morphologic characteristics, the Riß-, Mindel and Günz cold periods and the upper, 3-3,40 m thick loess succession belong to the Würm cold period.

A further subdivision and characterization of the fluvial sands and gravels as well as of the aeolian accumulation could only be made beside the detailled area survey through the application of combined working methods like pedochemic analyses, sediment morphoscopy as well as heavy and clay mineral analyses. On the whole the Dammheim profile reflects through the occurrence of thick fluvial accumulations, formation of the ground and erosion and through cryodynamic conditioned cryoturbation forms that are put in between and ice wedge formations as well as the above lying Würm loess succession nearly the whole cold and warm periods of the Pleistocene and the following Pleisto-Holocene in eastern Palatinate.

Résumé

MAQSUD, N. (1982): Sedimentpetrographisch-geomorphologische und pedologische Untersuchungen pleistozäner Sedimente der ehemaligen Sandgrube Dammheim bei Landau/Pfalz.
[Recherches des sédiments du Pléistocène avec des méthodes pétrographiques, géomorphologiques et pédologiques dans une sablière ancienne de Dammheim près de Landau/Palatinat]. – Mitt. POLLICHIA, **70:** 87–124, Bad Dürkheim/Pfalz.

Le profil du Pléistocène de Dammheim contient plusiers couches des sédiments parmi lesquels la partie inférieure est constituée de sables et des galets d'une épaisseur de 7 m environ, et la partie supérieure constituée d'une suite de loess à une épaisseur de 3–3.40 m. Ces graces à des critères sédimentologiques, à des positions stratigraphiques et fluviomorphologiques de même qu'à des particularités sédimentologiques, pédologiques et périglacialmorphologiques que l'on peut dire que la partie inférieure appartient aux époques glaciaires de Riss, Mindel et Günz tandi que la partie supérieure appartient à l'époque glaciaire de Würm.

A coté des travaux détaillés entreprises sur le terrain, une division plus approfondie et une caractérisation des sables fluviaux et des galets fluviaux et des galets ainsi que des accumulations éoliennes ne pourrait être réalisées qu'avec l'utilisation de méthods de travail combinées comme des analyses pédochimiques des morphoscopies des sédiments et ainsi que des analyses des minéraux lourds et des argiles. D'un point de vue général, le profil de Dammheim contient presque toutes les époques glaciaires et interglaciaires du Pléistocène et du Pléisto-Holocène dans le Palatinat oriental et ceci par la présence d'accumulations fluviales épaisses, de la formation du sol et de l'érosion et par des cryoturbations et des fissures glaciaires qui y sont intercalées de même que la suite de loess du Würm qui les recouvre.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung 88
2. Das Untersuchungsgebiet im Rahmen der morphologisch-morphographischen Entwicklung der Vorderpfalz 94
3. Stratigraphie pleistozäner Sediment- und Bodenabfolgen in der Sandgrube Dammheim 94
3.1. Arbeitsmethoden 94
3.2. Schichtenfolge, sedimentpetrographisch-pedologischer Aufbau und Gliederung des Profils 96
3.2.1. Megaskopische Ausbildung, Aufbau und Beobachtung zum Aufschüttungsmechanismus der Ablagerungen 96
3.2.2. Granulometrische und sedimentmorphoskopische Charakterisierung der Sediment- und Bodenabfolge 105
3.2.2.1. Granulometrie 105
3.2.2.2. Sedimentmorphoskopie 114
4. Gesamtstratigraphische Deutung des Dammheimer Pleistozän-Profils 122
5. Literaturverzeichnis 123

1. Einleitung

Im Vorderpfälzer Gebiet sind größere und brauchbare Pleistozän-Profile im allgemeinen nur selten, so daß die hier und dort noch vorhandenen Sand- und Kiesgruben für eine sedimentpetrographisch-pedologische und geomorphologische Bearbeitung besondere Bedeutung erlangen. Das Dammheimer Pleistozän-Profil gewinnt noch mehr an Bedeutung, da die hier vorzulegenden Materialien Ergebnisse mehrjähriger Beobachtungen und Laboranalysen darstellen, bevor die Grube durch Müllabladen vollständig verfüllt wurde. Die bisher ausgeführten Untersuchungen

seitens der Geologen und Geomorphologen (vgl. PLEWE 1938, SPUHLER 1957, LIEDTKE 1968 und STÄBLEIN 1968) befaßten sich mit einer mehr megaskopischen, groben und z. T. unvollständigen Profilgliederung. Eine genauere, sedimentpetrographisch-pedologische Analyse und Aufnahme detaillierter periglaziär-kryodynamischer Formen blieben jedoch aus. In der vorliegenden Arbeit ist der Versuch unternommen worden, diese Lücke mit Ergebnissen moderner sedimentpetrographischer und pedologischer Methoden zu schließen und damit eine genauere stratigraphische Profilgliederung zu erreichen.

Bei der stratigraphischen Charakterisierung und Parallelisierung von Terrassen bedient man sich in der Regel der relativen Höhenlage der Terrassen-Unter- und -Oberkanten zu den Talauen oder zu dem Niederterrassen-Niveau. Diese Arbeitsweise versagt jedoch, wo durch die tektonischen Bewegungen und Brucherscheinungen in einem Senkungsraum, wie in dem Vorderpfälzer Tiefland, die älteren Terrassen bzw. deren Sedimentkörper von jüngeren Terrassenablagerungen überdeckt sind. Infolgedessen soll außer den erwähnten, für eine stratigraphisch-geomorphologische Terrassengliederung wichtigen, sedimentpetrographisch-pedologischen Arbeitsmethoden, besondere Beachtung auf die Sedimentationsabfolge, Schichtung und die Sedimentstrukturveränderungen wie Schrägschichtungsgefüge, auf die kalt- und warmzeitlichen Indikatoren, insbesondere auf kryogenbedingte Veränderungen und Umformung der Schichtung und die Stärke der Bodenbildungen gelegt werden.

Das Vorderpfälzer Tiefland weist von der Oberrhein-Niederung bis zum höhergelegenen Haardtrand in seiner Geomorphologie von Westen nach Osten abfallende und von den Bächen und Flüssen des Pfälzerwaldes konsequent zerschnittene, flachauslaufende, hügelige Rücken und Terrassen-Platten auf. Morphographisch und morphologisch betrachtet, wird die Oberfläche des Vorderpfälzer Tieflandes durch mindestens drei, jeweils dreieckförmige, über- und ineinandergreifende Hauptniveaus festgelegt. Es handelt sich dabei um tiefergelegene, von Westen nach Osten sich verbreiternde und im Bereich des Altrhein-Erosionsrandes (Hochgestade) auslaufende Niederterrassen-Schwemm- und Schotterfächer der zum Rhein hin fließenden Gewässer wie Lauter, Queich, Erlenbach, Klingbach, Modenbach, Speyerbach sowie Isenbach und um wenigstens zwei höher, morphographisch-stratigraphisch übereinandergelegene, zum Rhein hin sich zuspitzende, langgestreckte Riedel-Platten bzw. mittel- bis altpleistozäne Terrassensysteme. Diese höheren Riedel-Platten und der daran nach Westen sich anschließende hügelige Haardtrand, die über die letzten, würmzeitlichen Niederterrassen-Schwemmfächer bis zu einer relativen Höhenlage von 10–90 m (vgl. Tab. 1) ihre Ausbreitung finden, bestehen vorwiegend aus stark kryodynamisch gestörter tonig-siltig-sandiger und sandig-kiesiger Sedimentabfolge der vorwiegend drei älteren Terrassen, die deutlich durch denudative und fluviale Prozesse – wie entstandene Dellen, Muldentäler und Rücken – gegliederte und z. T. stark zerlappte Schwemmfächer-Reste darstellen. Sie sind besonders seit dem Mittel-Pleistozän aufgrund der nachfolgenden kalt- und warmzeitlichen Abtragungsvorgänge zu Terrassen-Riedeln erodiert und umgeformt. Auf diesen Terrassen liegen seit der Mindel- und insbesondere seit der Rißkaltzeit ausgedehnte, bis zu mehrere Meter mächtige Lößsedimente.

Die Morphogenese und die stratigraphische Abfolge dieser quartären Sedimente sind jedoch neben den klimatischen Einflüssen auf das engste mit den tektonischen Vorgängen des Oberrheingrabens verknüpft. Seit Beginn des Tertiärs befinden sich der Oberrheingraben und dessen Randgebiete in einem Zustand der kontinuier-

lichen Heraushebung des Gebirges und in einer stetigen, staffelweisen Absenkung des Grabengebietes, was eine ständige Einschneidung, Abtragung und Aufschüttung der Randflüsse zur Folge hatte. In Verbindung mit den tektonischen und klimatischen Veränderungen während des Plio-Pleistozäns und des Pleistozäns kam es also im Hebungsgebiet zur Erosion, Einschneidung und z. T. zu Akkumulationen und in dem Senkungsgebiet vorwiegend von 10 m bis zu 100 m zur Aufschüttung und zu Akkumulationen der Abtragungssedimente des zugleich aufsteigenden Gebietes, also des Pfälzerwaldes.

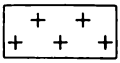
Infolge dieser bruchtektonisch bedingten Absenkung und klimatischen Veränderung mit mehr Kaltzeit-Charakter setzten ab der Günz-, vorwiegend ab der Mindel-Kaltzeit, im östlichen Teil der Vorderpfalz, vor allem in Richtung und im Bereich der Rhein-Grabenachse, fluviale Aufschüttung und periglazial-fluviale Zerschneidung und Abtragung nicht nur des Rheins, sondern zahlreicher Flüsse des Pfälzerwaldes ein.

Dem Senkungsmaximum in Richtung der dem Rhein-Urstrom angepaßten tieferen Erosionsbasis folgte eine bis zu mehreren, ja bis zu 100 m mächtige pleistozäne Sedimentation, die sich in einem System ineinandergeschachtelter Terrassen- und Schwemmfächer auszeichnet. Entsprechend dieser tektonisch- und klimagenetischen Entwicklung sind in dem östlich der Randzonenverwerfung bzw. östlich der Bruchstufe gelegenen „inneren Tiefland" der Vorderpfalz – wie am Beispiel des Untersuchungsgebietes aufzuzeigen ist – die älteren plio-pleistozänen Sedimente von jüngeren pleistozänen Ablagerungen zugeschüttet und überdeckt, während in den westlichen Randbereichen, Randhügel-Platten und Haardtrandhügel bis zum Pfälzerwald dagegen eine normale Terrassenabfolge – ältere Terrassen höher und jüngere Terrassen tiefer gelegen – herrscht. Somit nehmen die relativen Höhenabstufungen bzw. die Vertikalabstände zu den Talauen – wie aus der Tab. 1 (modifiziert nach Stäblein, 1968) zu entnehmen ist, weiter nach Osten, zum Rhein hin, stärker ab (vgl. Abb. 1).

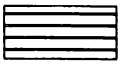
Tab. 1: Parallelisierung von Vorderpfälzer Terrassen nach relativen Höhenlagen zu den Talauen (nach STÄBLEIN, modifiziert).

Terrassen	Pfälzerwald	Randhügel- und Platten-Zone		Inneres Tiefland	Zeitliche Einordnung
		Queichtal	Klingbachtal		
	relative Höhenlage zur Nieder-Terrasse	relative Höhenlage zur Nieder-Terrasse			
Haardtrand Fußfläche „Glacisreste"	90–110	110–120	65–85	–	Oberpliozän – Ältest-Pleistozän
Haupt-Terrasse	80	70–80	55	–	Alt – Ältest-Pleistozän Günz – (Menap-) Prägünz-Kaltzeit
Hoch-Terrasse	30–60	30–60	20–40	15–30	Mittel – (Alt-) Pleistozän Mindel – (Elster-) Kaltzeit
Talweg-Terrasse	10–20	10–15	10	4–10	Mittel-Pleistozän Riß- (Saale-) Kaltzeit
Nieder-Terrasse	0	0	0–2	0 bis – 5	Jung-Pleistozän Würm- (Weichsel-) Kaltzeit
Rhein-Aue	–	–	–	bis - 10	Holozän

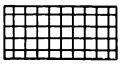

PFÄLZER WALD
Haardtrand
VORDERPFÄLZER TIEFLAND
Nördl. Oberrheinniederung
Annweiler
Albersweiler
Edenkoben
Queich
SANDGRUBE
LANDAU
Dammheim
Klingbach
Herxheim
Modenbach
Hainbach
Germersheim
RHEIN



Magmatische und metamorphe Gesteine des Paläozoikums



Vorwiegend rötliche Sand-, Silt- und Tonsteine sowie Konglomerate des Oberrotliegenden



Rötlich-brauner, toniger und sandig-kiesiger Sandstein des Unteren und Oberen Buntsandsteins



Kalke und Kalkmergel des Muschelkalke



Abfall des Pfälzerwaldes bzw. der Haardt zum Vorderpfälzer Tiefland mit Grabenrand-Bruchstufe und -linie



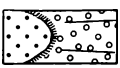
Lößbedeckte Haardtrand-Hügelzone, Flußflächenreste sind Hauptterrasse aus mio-pliozänen und ältestpleistozänen Sedimenten mit Randzonenverwerfung bzw. Bruchstufe zum inneren Tiefland



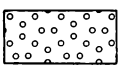
Lößbedeckte Hochterrassen
Schotter und Sande



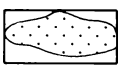
Lößbedeckte Talwegterrassen
Schotter und Sande



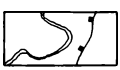
Niederterrassen-Schwemmfächer –
Schotter und Sande



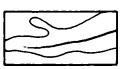
Niederterrassenfelder des Rheins mit verlassenen Mäanderbetten vom Rhein, Hochgestade



Flugsanddecken und Dünen



Rheinaue mit verlassenen Mäanderbetten und Hochgestade



Dellen und flache Muldentäler mit pleisto-holozänen Hang- und Auesedimenten

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im geomorphologischen Rahmen der Vorderpfalz (n. STÄBLEIN 1968, geologische Karten von Rheinland-Pfalz 1982, modifiziert und ergänzt nach eigenen Kartierungen).

2. Das Untersuchungsgebiet im Rahmen der morphogenetisch-morphologischen Entwicklung in der Vorderpfalz

Die Dammheimer Sandgrube befindet sich im Norden von Landau, etwa 1 km westlich von Dammheim (Straße Dammheim–Landau, TK 25 Blatt 6714 Edenkoben), mittelbar östlich der Randzonenverwerfung, einer tektonisch-morphologischen Grenze der Haardtrandhügel und Hauptterrasse zu den jüngeren Terrassenfeldern des inneren Tieflandes der Vorderpfalz. Sie liegt auf einem flachgeneigten Hang am Rande der höhergelegenen, mittelpleistozänen Queich-Talweg-Terrasse zur tiefergelegenen, jungpleistozänen Queich-Nieder-Terrasse (vgl. Abb. 1). Die Oberkante der etwa 20–380 m angelegten Sandgrube mit einer Höhe von 156 m NN weist zur Niederterrasse bzw. zur Queich-Aue einen relativen Vertikalabstand von ca. 19 m auf. Sie schließt insbesondere an der östlichen ca. 12 m hohen Grubenwand ein sedimentologisch-pedologisch und periglazial-morphologisch mehrfach gegliedertes Pleistozän-Profil auf. Ihre Genese und stratigraphische Gliederung sind eng verbunden mit den im folgenden zu erörternden Fragen der Gesamtmorphogenese und morphographischen Entwicklung der Vorderpfalz.

Die geomorphologischen Leitlinien der Vorderpfalz wurden durch eine Reihe von markanten Landschaftsformen wie die der Oberrhein-Niederung, der in Dreiecksform laufenden Schwemmfächer, der Löß- und Schotter-Platten und Riedeln und den aus Tertiärschollen sowie plio-pleistozänen Sedimenten aufgebauten Haardtrand-Hügeln bis zu den Flächen-Stufen- und Tallandschaften des Pfälzerwaldes charakterisiert.

Während der Pfälzerwald vorwiegend aus stark herausgehobenen, mächtigen Schichtpaketen des Buntsandsteins aufgebaut ist, befinden sich in dessen Tälern und Ausraumlandschaften z. T. tonig-sandige Sedimente des Rotliegenden und z. T. fluviale Sedimente des Quartärs. Die kristallinen, magmatischen und metamorphen Gesteine des Paläozoikums treten nur an wenigen Stellen, meist in den tiefausgeräumten und zerschnittenen Talausgängen wie z. B. westlich von Albersweiler und nordwestlich von Klingenmünster zutage.

3. Stratigraphische pleistozäne Sediment- und Bodenabfolgen in der Sandgrube Dammheim

3.1. Arbeitsmethoden

Da die Grundlage der Arbeit eine eingehende Untersuchung möglichst vieler Schicht- und Horizontlagen bildet, war es erforderlich, im Gelände die sedimentations- und kryodynamisch bedingten Sediment- und Bodengefügeveränderungen genauer zu analysieren. Die typologische Ansprache der Verwitterungs- und Bodenbildungszonen geschah nach der Farbbestimmung mit Hilfe der MUNSELL'schen Farbskala und allgemeingültigen sediment-petrographischen und pedologischen

Kriterien. Aus typischen Sedimentschichten und charakteristischen Bodenhorizonten und aus den inhaltlichen Füllungen der periglaziär-kryogenen Formen wie Eiskeile, Taschenböden, Brodelböden, wurden Proben zu intensiven bodenchemisch-sedimentpetrographischen Laboranalysen entnommen.

Die Untersuchungen im geomorphologisch-pedologischen und im mineralogischen Labor des Geographischen Instituts der Universität Mainz erfolgten zunächst mit Bestimmung des Korngrößenspektrums und der daraus berechneten sedimentologischen Parameter zur Frage der Sedimentkörnung und Sedimentsortierung als Indikator des Transportmediums sowie zur Erfassung der relativen Stärke der Verwitterung und Bodenbildung nach Sieb- und Schlämmanalysen-Methoden. Als Dispergierungsmittel wurden stets schwache Ammoniaklösung und Wasser oder 0,004 n Natriumpyrophosphat-Lösung und Wasser verwendet. Zwecks röntgenographischer Untersuchungen wurde zusätzlich das Material $< 2\mu$m-Fraktion mit Hilfe der Atterberg-Sedimentationsmethode gewonnen. Die Untersuchungen der fossilen Böden und Verwitterungsbänder erfolgte durch mineralogische und bodenkundliche Analysen. Hierbei war es wichtig, die Stärke der Mineralverwitterung anhand der Analysen der Leicht- und Schwerminerale zu charakterisieren. Zur Deutung der fossilen Bodenhorizonte und Bodenreste dienten folgende Parameter: Farbe, pH-Wert, Humus- und Karbonatgehalt, Menge des Gesamteisens und des pedogenen Eisens.

Die Untersuchung der Eisenoxide und Eisenoxidhydrate geschah zusätzlich mit Hilfe der Mineralmikroskopie und der Röntgenanalyse. Neben den bereits beschriebenen lichtmikroskopischen Merkmalen wurde die Tonmineralgarnitur: Illit, Montmorillonit und deren Wechsellagerungs-Tonminerale sowie Kaolinit röntgenographisch und kolloidchemisch semiquantitativ bestimmt.

Zur Charakterisierung der medium- und milieu-bedingten Transport-Sedimentation und diagenetischen sowie verwitterungs- und pedogenetischen Veränderung der Sedimente fanden in Anlehnung an Cailleux 1952, Krinsley & Doorkamp 1973 und Igel 1978 die Methoden der Quarzkorn-Morphoskopie mit Hilfe der mikroskopisch und rasterelektronenmikroskopisch und morphoskopisch aufgenommenen Bilder ihre optimale Anwendung. Die morphoskopischen Analysen – modifiziert nach Cailleux – der Kornformen und Oberflächengestaltung der Körner brachten folgende brauchbare Klassen hervor:
Kornform: kantig, kantengerundet, gerundet und unbearbeitet;
Kornoberfläche: matt, glänzend und indifferent.

Die diagrammatische Darstellung gibt dann die Kombination der beiden Merkmale wie folgt wieder: matt-kantig, matt-kantengerundet, matt-gerundet, glänzend-kantig, glänzend-kantengerundet, glänzend-gerundet und schließlich indifferente bzw. unbearbeitete Klasse. Ansatzpunkt der Rasterelektronenmikroskopie bildeten bis zu 1000 und mehrfache Vergrößerungen der Sandkörner und deren mikrophotographische Auswertungen zur Erfassung einzelner, milieuspezifischer Oberflächenmuster: V-förmige Schlagmuster (V-shaped patterns) des aquatisch-fluviatilen Milieus, V-förmige bis treppenartig freigelegte Bruchflächen, narbige Oberflächenmuster als Schlagmuster (upturned plates) des äolischen Milieus. Bei den diagenetischen und verwitterungs- und pedogenetisch-bedingten Kornoberflächenveränderungen waren die Beobachtungen der typischen, regelmäßigen und unregelmäßigen Auflösungs- und Zersetzungserscheinungen, insbesondere die SiO_2-Lösungs- und Niederschlagsformen sowie sonstige silikatisch-karbonatische Überzüge an Kornoberflächen- und Spaltenlinien von außerordentlicher Bedeutung.

3.2. Schichtenfolge, sedimentpetrographischer Aufbau und Gliederung des Profils

3.2.1. Megaskopische Ausbildung, Aufbau und Beobachtung zum Aufschüttungsmechanismus der Ablagerungen

Das Dammheimer Profil zeichnet sich – wie aus den Abbildungen 2 und 3 gut zu entnehmen ist – durch seine große Zahl von Sediment-Schichten bzw. Sediment-Boden-Horizonten aus. Das Liegende, Schicht 21, noch im Bereich der Grubensohle und die bis zu einem Meter Tiefe unter ihr feststellbaren Sedimentschichten stellen vorwiegend parallelgeschichtete, weißgrau-rosaweiße Fein-Mittelsande mit Zwischeneinschaltungen von z. T. türkisgrünlichen-graublauen Silt- und Tonbändern von 0,2–3 cm Mächtigkeit. Dazu kommen in enger Vergesellschaftung lagenweise helle Sande und Kiese, die vorwiegend aus Buntsandstein- und Quarzmaterial bestehen, vor. Dieser Sedimentationsrhythmus von Sand, Kies bis zu Ton und Silt deutet auf die unterschiedliche Strömungsgeschwindigkeit des transportierenden Mediums hin. Während die Kiesführung auf eine raschere Sedimentation zurückgeht, setzen die parallelgeschichteten Sande mehr eine ruhigere, regelmäßigere Sedimentation voraus. Die geringmächtigen Tone und Silte repräsentieren eine langsamere Sedimentation und somit durch energieärmere, verwildernde Wasserläufe bedingte Stillwasserablagerungen. Zum Hangenden hin wird diese basale Ablagerung von einer 2–20 cm mächtigen, torfig-kohligen und z. T. bituminösen Substanz mit feinsandigen, grauen Toneinschaltungen begrenzt (Schicht 20). Diese Schicht ist über die gesamte Aufschlußwand nicht gleichmäßig verbreitet. Oft ist sie in der horizontalen Richtung auskeilend oder man findet nur einige Schmitzen davon in sandige Silt- und Tonsubstanz eingerollt. Diese gestörte Lagerung und ungleichmäßige Verteilung kann auf die zeitweise einsetzende Abtragung und durch die periglazial-kryoturbate Verformung und Zerstückelung, wie die Formen im Hangenden aufzeigen, verursacht worden sein. Die eben besprochenen, periglazial-kryodynamisch bedingten Formen, wie die gut ausgebildeten Eiskeile und kleineren Taschenböden (vgl. Abb. 2 und 3 sowie Abb. 4, 1) sind in dem gesamten torfig-kohligen Tonhorizont eingearbeitet. Die Verfüllung der Eiskeile und Taschen (Schicht 19) besteht vorwiegend aus tonig-siltigem und sandigen, im unteren Bereich mit zahlreichen kohligen und braunschwarzen Fetzen (10 YR 4/2 – 3/2) durchsetzten, vergleyten Lehm von dunkelbrauner Farbe. Darüber folgt diskordant ein ca. 20–30 cm mächtiger, gelbbrauner, tonig-siltiger Sand (Schicht 18) mit Kieslinsen und kleineren Kalkkonkretionen. Diese Schicht wird von einem gelbbraunen, dünnen, kryoturbat verformten Ton-Silt-Band abgeschlossen. Auf dieses gelbe Ton-Silt-Band folgt eine 1,80 m mächtige, graubraune (10 YR 6/2 – 6/3), des öfteren parallel- und schräggeschichtete Sandfolge (Schicht 17), die nach oben zu zunehmend eine hellrosa-hellrötliche Farbe annimmt und von kryoturbaten Ton-Silt-Bändchen unterbrochen wird. Der Sedimentlagerung, d. h. der Parallel- und Schrägschichtung in Wechsellagerung, der granulometrischen und mineralogischen Zusammensetzung (s. Tab. 2, 3 und 4) und der starken Buntsandsteinmaterialführung sowie der groben Kies-und Schotterführung und schließlich der Sedimentfarbe nach, ist diese Sedimentfolge der unterlagernden Schicht 18 nicht gleichzusetzen. Das Liegende, also Schicht 18 bis Schicht 21, erlaubt sowohl der stratigraphischen Position nach als auch aufgrund der Ausbildung und mineralogischen Zusammensetzung, entgegen der Auffassung von Liedtke (1966: 163), eine Parallelisierung mit

den „Freinsheimer Schichten", die von einer Reihe von Autoren (vgl. STÄBLEIN 1968) ins Alt- bis Ältestpleistozän gestellt werden. Gegen eine frühere, zuletzt auch von SPUHLER (1957) postulierte Altersannahme, sprechen ebenso die Grobsand-Kiesführung und die z. T. synsedimentären Kryoturbationsformen und Eiskeilbildungen, die in dem Schichtkomplex 21–18 vorkommen. Aufgrund der darin vorkommenden torfig-kohligen Tonsubstanz und mineralfaziellen Ausbildung sowie der stratigraphischen Lage lassen sich gute Vergleiche mit den Torfhorizonten von Herxheim und Jockgrim herstellen. Nach KOLUMBE (1960) und PETERS (1965) gehören die dortigen Torfhorizonte nach den Ergebnissen der Pollenanalyse einer kühleren Phase, möglicherweise einem kühleren Abschnitt der Günz-Kaltzeit an. Danach ist sehr wahrscheinlich, daß zumindest die Schicht 21, also die weißgrauen-rosaweißen Sande im Liegenden des Profils der Günz-Kaltzeit und älteren Kaltzeiten angehören. Schwieriger ist die Frage zu beantworten, ob die darüberliegende Schicht 17



Abb. 2: Das Dammheimer Pleistozän-Profil. Die Abbildung zeigt eine von unten nach oben vierfache Gliederung (Interpretation siehe Abb. 3 und Text).

ebenso günz-kaltzeitlicher Ablagerung ist. Wie aber die Sedimentstrukturen, Schräg- und Parallelschichtung, Grobmaterialführung und die vergleichende, schwermineralogische Zusammensetzung (s. Tab. 4) der Schicht 21 und Schicht 17 belegen, gehört die letztere Schicht der nächstjüngeren, also der Mindel-Kaltzeit an. Bei dem vergleyten, lößähnlichen Sediment der Eiskeil-Verfüllung (Schicht 19) und

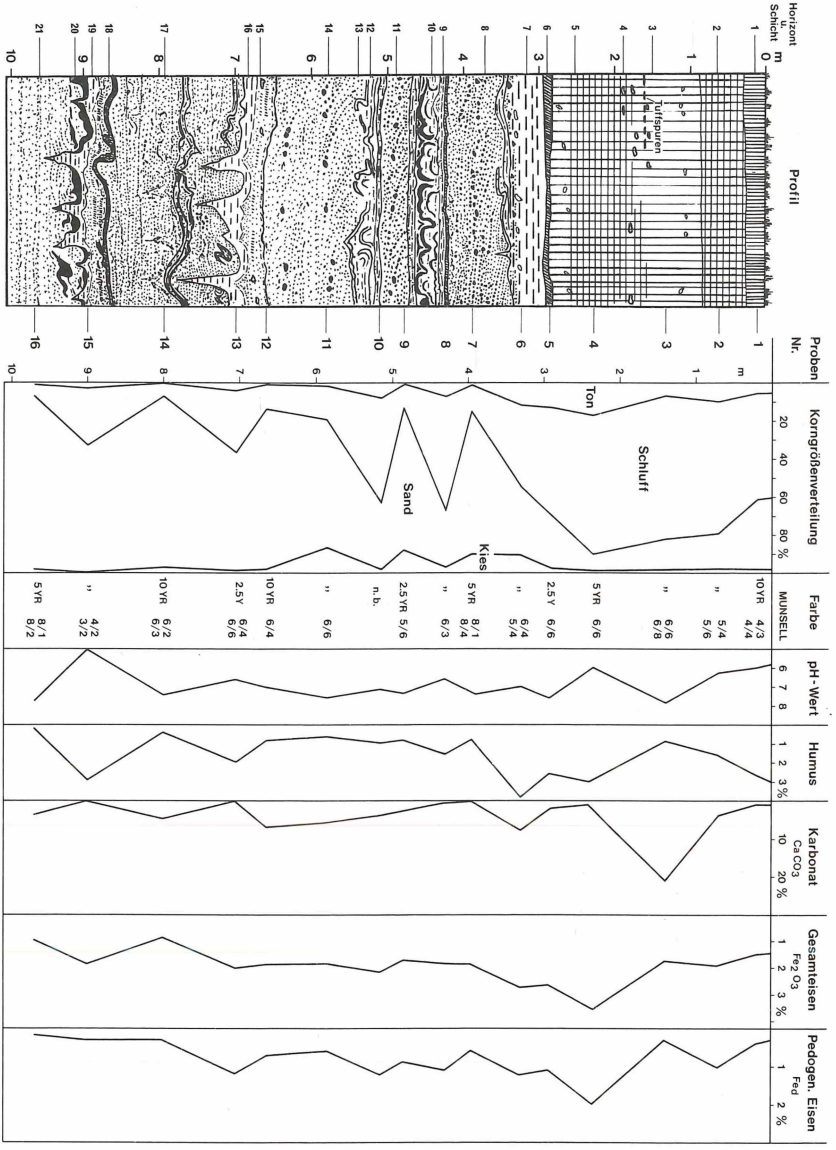


Abb. 3: Das stratigraphische Profil und dessen pedologisch-diagrammatische Auswertung.

dem darüberliegenden gelblichbraunen Sand mit Tonbändern (Schicht 18) handelt es sich dann um einen warmzeitlichen Bodenrest aus der Günz-/Mindel-Kaltzeit. Die Schichtfolge 17 wird wiederum durch eine Reihe gut ausgebildeter Eiskeil- und Kryoturbations-Schichten (Schicht 16) (vgl. Abb. 2 und 3 und Abb. 4–7) abgeschlossen. Bei der Verfüllung der Eiskeile handelt es sich um braunen, tonig-siltigen und feinsandigen Lehm mit stärkerer Eisendynamik und Mineralverwitterung. Sowohl die Farbe als auch die Bodenchemie sowie das Auftreten von stark angegriffenem Feldspat- und Biotitmaterial sprechen für eine stärkere Bodenbildung. Hierher gehört auch das Hangende, gelbbraune Sande mit Kalkkonkretionen. Nach der Stratigraphie und den pedochemisch-mineralogischen Hinweisen (vgl. Tab. 2, 3 und Abb. 3) kann es sich dabei um Reste ehemaliger, warmzeitlicher Bodenbildung, wahrscheinlich aus der Mindel-/Riß-Warmzeit handeln.

Mit deutlicher Diskordanz folgen als Zeichen neuerer Queichaufschotterung ein bis ca. 3 m mächtiger, in der Farbe meist rosarot bis fleischroter, vielfach schräggeschichteter Sand, Kies und Schotter (Schicht 14–8). Das Sedimentgefüge weist außer der Schrägschichtung eine starke Wechsellagerung von Fein-Grobsanden bis Kies-Schotterführung auf. Vielfach sind in den Mittel-Grobsanden auskeilende Schotterlagen und Schottertaschen aus dem Pfälzerwald-Buntsandsteinmaterial festzustellen. Darüber hinaus zeichnet sich dieser Schichtkomplex im Bereich der tonig-siltigen Bänderung durch zweimalige kryodynamisch bedingte Ausbildung von Brodelböden und formschönen Kryoturbationsformen (vgl. Abb. 2 und Abb. 3, Abb. 4,4 und Abb. 8) aus. Sowohl aufgrund der starken Aufschotterung als auch nach der syngenetisch periglaziär kryogenen Sedimentüberprägung sind die bunten rosaroten Sande und Kiese bzw. Schotter (2,5 YR 6/6 – 5 YR 5/6 – 8/1) eindeutig kaltzeitliche Akkumulationen. Aufgrund des überlagernden würmzeitlichen, mindestens dreigegliederten Lößkomplexes und der stratigraphischen Position sowie der flußmorphologischen Höhenlage, 14–15 m über der Queichaue (vgl. auch STÄBLEIN, 1968: 124), kann diese Sedimentfolge mit Sicherheit – als Ablagerung der Talweg-Terrasse – in die Riß-Kaltzeit eingestuft werden. In den Schichten 13–12 und 10–9 sind – worauf die Karbonat- und Eisenoxidgehalte sowie Ton- und Siltanreicherung hinweisen – Reste fossiler Böden bzw. eingeschwemmte Bodensedimente kryoturbat eingearbeitet. Sie markieren jeweils eine wärmere Phase während der Riß-Kaltzeit. Ob es sich bei den Sedimentfolgen 14–13 und 8 um Akkumulationen der Alt- bzw. Jungriß-Kaltzeit handeln könnte, kann hier ohne paläontologisch-geophysikalische Datierungshinweise – wenn diese Interpretation auch nicht auszuschließen ist – nicht ausgesagt werden. Im Anschluß an diese riß-kaltzeitlichen Sand-Kies-Schotter-Akkumulationen folgt nach Farbe, Aufbau und Ausbildung zu beurteilen, eine deutlich gegliederte Lößabfolge. Das Profil dieser Abfolge beginnt mit ca. 50–60 cm mächtigem, grünlich-gelbbraunen (2,5 Y 6/4 – 5/4), leichtgeschichteten Löß, der im unteren Bereich reichlich sandig-steinige Lagen aufweist und kryoturbat-solifluidal überprägt ist. In und vor allem über den solifluidal geprägten Sand- und Schuttlagen und sandigen Abspülungssedimenten befinden sich große und kleine Kalkkonkretionen als Zeichen pedogenetisch bedingter Entkalkung des Sediments bzw. der Verlagerung der Karbonatsubstanz der oberen Lagen, der grünlich-gelben Lößschicht (Schicht 7). Der Löß selbst ist relativ feinsandreich und weist mehrere humose Zonen mit ca. 3–4% Humus (vgl. diagrammatische Darstellung in der Abb. 3 und Tab. 3) auf. Somit und aufgrund ähnlicher Ausbildung im Rhein-Main-Gebiet und im südlichen Rheinhessen (vgl. SCHÖNHALS et al. 1974 und LESER, 1969) handelt es sich bei diesem Silt um eine

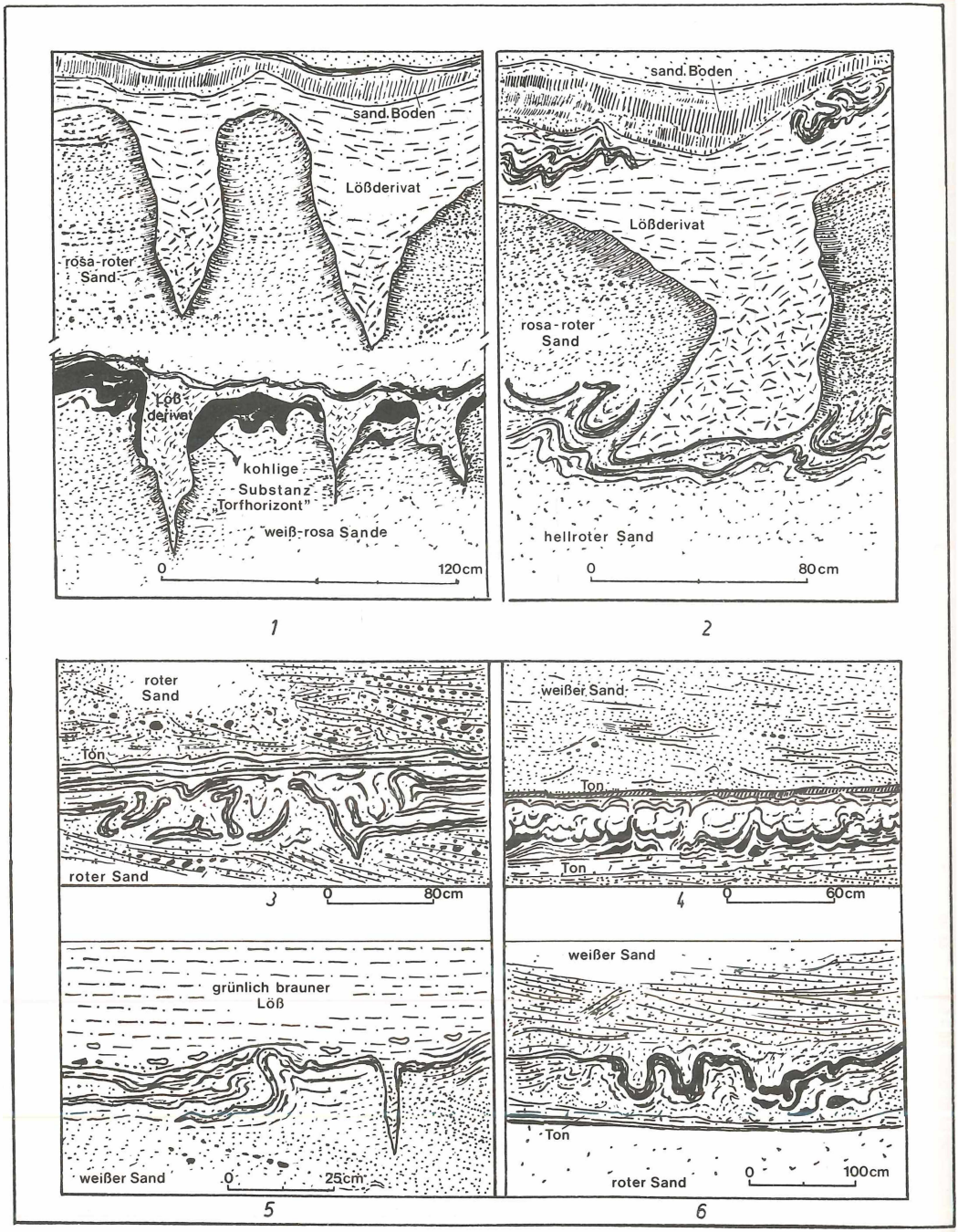

sand. Boden
Lößderivat
rosa-roter Sand
Löß-derivat
kohlige Substanz „Torfhorizont"
weiß-rosa Sande
0
120cm
1
sand. Boden
Lößderivat
rosa-roter Sand
hellroter Sand
0
80cm
2
roter Sand
Ton
roter Sand
3
0
80cm
weißer Sand
Ton
Ton
4
0
60cm
grünlich brauner Löß
weißer Sand
0
25cm
5
weißer Sand
Ton
roter Sand
0
100cm
6

Abb. 4: 1-6

altwürmzeitliche Lößakkumulation (WI-Löß). Für den äolischen Charakter sprechen sowohl die noch zu besprechende, typische Korngrößenverteilung als auch das morphoskopische Bild, also matte Quarzkornoberfläche des Sediments. Nach dem Hangenden zu findet man, in den Löß zum Teil eingelagert, zum Teil auf ihm konkordant aufgelagert, ein bis 25–30 cm mächtiges, braunrotes bis rostrotes, lehmiges (2,5 Y 6/6) Ton-Silt-Band (Schicht 6). Es zeichnet sich durch starke Karbonatverarmung und gewisse Eisenoxidanreicherung aus. Wie aus den Analysendaten der Probe 5 zu entnehmen ist, weist diese Zone eine Gesamteisenmenge von 2,65% und pedogenes Eisen von 1,1% auf. Nach der Ton-Silt-Zusammensetzung und den pedochemischen Daten zu beurteilen, dürfte es sich dabei um umlagerte Reste fossiler Böden, möglicherweise aus der wärmeren Phase zwischen Alt- und Mittelwürm (WI/WII) handeln. Der darunterliegende Altwürm-Löß weist, wie die angesprochenen Analysendaten (vgl. Abb. 3 u. Tab. 3) zeigen, ebenso aus dieser Zeit eine deutliche pedogenetische Überprägung auf.

Über dem rostroten, lehmigen Bodensediment folgt ein gelblicher, leichtgebleichter Silt, der aufgrund von Lage, Textur und Korngrößenverteilung als ein typischer Mittelwürm-Löß anzusprechen ist. Darauf hat sich ein bis zu einem Meter mächtiger plattig ausgebildeter Boden (Horizont 5 und Probe 4) von brauner bis rötlichgelber und stellenweiser rötlichbrauner Farbe (5 YR 6/6) und hoher Entwicklungsintensität als Korrelat der mittel- und jungwürmzeitlichen, interstadialen Verwitterungs- und Bodenbildungsphase entwickelt. Für eine intensivere Bodenbildung sprechen alle pedochemischen Analysendaten (vgl. physikalisch-chemische Analysendaten und diagrammatische Auswertung Abb. 3). Daraus läßt sich bei gleichzeitiger tiefer Entkalkung eine im Zuge der kräftigeren Verwitterung und Bodenbildung stärkere Anreicherung der Eisenoxide ablesen. Für eine stärkere Eisendynamik spricht auch die stärkere Verbraunung. Zeichen der Entkalkung und Verlagerung sind einmal die mit Calciumkarbonat-Ausscheidungen gefüllten, feineren Hohlräume und Poren, zum anderen die an der Basis des WII-Löß noch erhaltenen Kalkkonkretionen und kleineren Lößkindel. Nach dem Hangenden zu wird der eben beschriebene WII/WIII-Boden etwas streifiger und von dünneren Feinsandlagen durchsetzt. Dies sind Hinweise für eine auf der Bodenbildung erfolgten, leichten solifluidal überprägten Ablagerung.

Die Jungwürm-Folge über dem Mittelwürm-Lößboden beginnt mit 30 cm starkem, noch hellbraunen (10 YR 6/6–6/8) Löß, der sowohl im tieferen als auch im oberen Teil zahlreiche Kalkkonkretionen und Lößkindel aufweist. In dem oberen

---

Abb. 4: 1-6: Kryogener Formenschatz im Bereich des Auftau- und Dauerfrostbodens.
1: Ein System von gut ausgebildeten, mittelbar übereinandervorkommenden Eiskeilen aus der Günz- und Mindel-Kaltzeit. In den Eiskeilen ist die tonig-torfige bis kohlige Substanz eingearbeitet und stark gestört.
2: Ein gut ausgebildeter Eiskeil mit Lößderivat gefülltem Inhalt aus der Mindel-Kaltzeit, darunter sind stark gestörte Kryoturbationstaschen.
3: Würgeboden in den Sanden und Kiesen mit darüber und darunter anzeigender Schräg- und Kreuzschichtung.
4: Girlandenartige Kryoturbationstaschen zwischen zwei Tonhorizonten aus der Riß-Kaltzeit.
5: Syngenetische, schwach ausgebildete Kryoturbationen und kleinere Eiskeile im Jungpleistozän.
6: schwach und lokal ausgebildete Kryoturbationen in den ton- und siltreichen Sandlagen.

Teil dieser Zone wurde, allerdings nur an dem östlichen Abschnitt der Nordwand, im Jahre 1979 ein Bändchen von 0,5–1,70 cm dickem, gelbgrau-dunkelgrauen „Tuff" gefunden. Das Tuffbändchen befand sich in einer von Calciumkarbonat-Überzügen und z. T. von Kalkkonkretionen begleiteten und von feinem Kalkstaub verschleierten, bis 3 cm dicken, körnigen Sedimentlage eingebettet.

In ähnlicher stratigraphischer Position im unteren Abschnitt der Jungwürm-Akkumulation sind das Vorkommen der besprochenen Tuffbändchen aus Rheinhessen und dem Nordpfälzer Hügelland durch die Arbeit von SCHÖNHALS (1959) als „Kärlicher Tuff", heute als „Eltviller Tuff" bekannt. Wie dort liegt auch hier im Dammheimer-Jungwürm-Lößprofil das Tuffbändchen ca. 20–25 cm oberhalb des leicht solifluidal überprägten WII/WIII-Bodens. Zwischen diesem und dem Tuffbändchen liegt ca. 20 cm mächtiger, kalkhaltiger, autochthoner Löß. Somit handelt es sich bei dem gefundenen Tuffbändchen auf keinen Fall um eine solifluidale oder durch Abspülung hervorgerufene Umlagerungszone. Ähnliche Beispiele der



Abb. 5: Eiskeilbildung aus Schicht 16.

„Eltviller Tuff"-Ablagerung und ihrer stratigraphischen Stellung sind aus dem Rhein-Main-Gebiet und aus dem Hessischen Raum von SEMMEL (1968) beschrieben, so daß in dem Dammheimer Profil an dem stratigraphischen Wert der Tuffspuren als einem „Leitsediment" nicht gezweifelt werden kann. Nach SCHÖNHALS (1959) tritt diese Art von Tuffbändchen im tiefsten Teil des Jungwürm-Lößes (WIII-Löß) auf. Das Tuffsediment wurde nach einer schon vorhergehenden, wenn auch schwachen Lößsedimentation, abgelagert. Die hauptsächliche WIII-Löß-Sedimentation begann somit erst nach Ablagerung des Tuffs. Darauf lagert sich mindestens bis zu 1,60 m mächtiger Löß, aus dem sich nahe und an der Oberfläche eine bis 80 cm mächtige, relativ kräftig ausgebildete Parabraunerde entwickelte. Damit zeichnet sich das Jungwürm-Lößprofil des Dammheimer Pleistozäns durch eine ausgesprochene A-B-C-Profilausbildung aus. Bei der Mittelwürm-Lößfolge handelt es sich dann um ein noch erhaltenes B-C-Profil. Die darunter liegende Altwürm-Lößfolge stellt nur das unterste, also ein weit abgetragenes Profil mit Resten eines Bt- bzw. eines Bt-/C-Horizontes dar.



Abb. 6: Eiskeilbildung aus der Schicht 16 (siehe auch Abb. 4, 2).

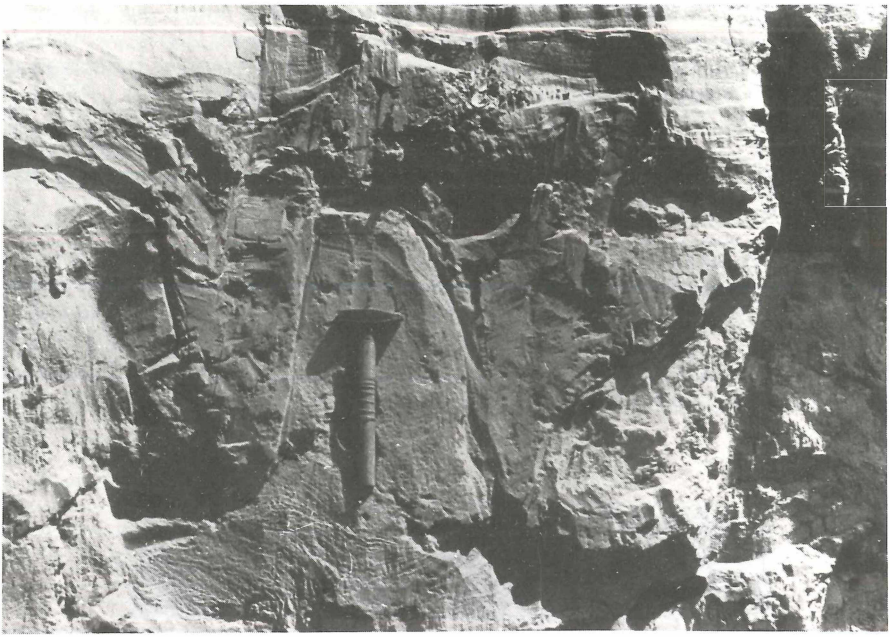


Abb. 7: Breite und relativ tiefe Doppeleiskeilbildungen, Schicht 16.

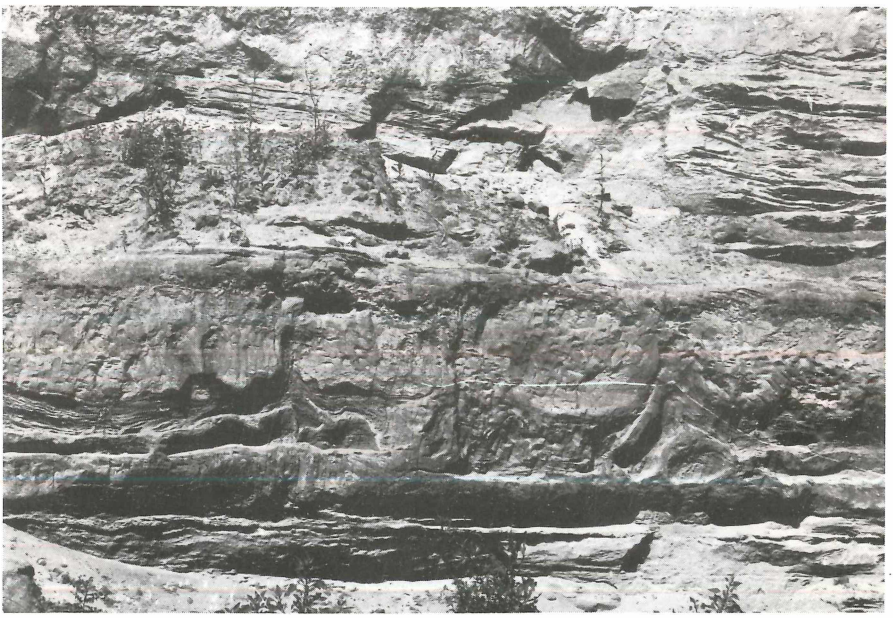


Abb. 8: Girlandenartige Kryoturbationsformen und Taschenbildungen aus der Zone 9-10 mit überlagernden, schräggeschichteten Sanden und Kiesen.

3.2.2. Granulometrische und sedimentmorphoskopische Charakterisierung der Sediment- und Bodenabfolge

3.2.2.1. Granulometrie

Es ist seit langem gut bekannt, daß zwischen der granulometrischen Zusammensetzung, also Korngrößenverteilung der Sedimente und Ablagerungsmilieu, eine enge Beziehung besteht. Aus den zahlreichen Darstellungsarten der Korngrößenanalysen, die über die Korngrößenverteilung eines Sedimentes detailliertere Auskunft geben können, ist die Darstellung der Kornsummenkurve hervorzuheben. Aus ihr lassen sich zur Charakterisierung des Korngemisches zahlreiche Parameter wie Median = Q_2 und Quartil-Maß Q_1 und Q_3 und die daraus errechneten, wichtigsten Parameter: Sortierungsgrad (So), Schiefe- und Kurtosiskoeffizienten (Sk und K) gewinnen. Der Sortierungsgrad des Sedimentes läßt sich durch den aus den Quartilen nach der TRASK'schen Formel $So = \sqrt{Q_3/Q_1}$ berechneten Sortierungskoeffizienten und nach einem Nomenklaturvorschlag von FÜCHTBAUER (vgl. auch G. MÜLLER, 1964) mit den daraus definierten Sortierungsintervallen:

$\sqrt{Q_3/Q_1}$	Sortierungsgrad
bis 1,23	sehr gut
bis 1,41	gut
bis 1,74	mittelmäßig
bis 2,0	schlecht
> 2	sehr schlecht

gut bestimmen.

In der Abb. 9, 1–16 sind 16 für das Gesamtprofil charakteristische Kornsummenkurven mit den jeweiligen Histogrammen dargestellt. In den Diagrammen sind eine Reihe aus den Kornsummenkurven abgeleitete und errechnete Parameter wie 1. Dezil, 1. Quartil, Median, 3. Quartil, 9. Dezil, mittlere Korngröße, Sortierung, Schiefe, Kurtosis eingetragen.

Nach den Diagrammen der Abb. 9, 1–16 und der Tabelle 2 weist das Pleistozänprofil eine relativ deutliche Differenzierung und Gruppierung in der Korngrößenverteilung auf. Während charakteristisch ausgebildete Sande Medianwerte zwischen 0,182–0,315 besitzen, weisen die darin eingeschalteten Ton- und Siltbänder sowie die Verfüllungen der Eiskeile Medianwerte zwischen 0,047–0,120 auf. Der Sortierungsgrad liegt bei den Sanden zwischen 1,12–2,7. Demnach sind Sande vorwiegend Fein- und Mittelsande, wenn dabei Grobsand und Kiesfraktionen sowie Silt und Tone nicht fehlen, sind sie von sehr guter bis sehr schlechter Sortierung. Wie aus der Tabelle und den Diagrammen zu entnehmen ist, haben die meisten Sande über 1,85 und sind daher schlecht sortiert. Diese entsprechen dem Sortierungsgrad der Sedimente aus dem Bereich der unregulierten, verwilderten Flüsse. Nach FÜCHTBAUER & MÜLLER (1970) liegt der Sortierungsgrad in unregulierten Flüssen meist größer als 1, häufig größer als 1,3. Da einige Sedimente Lagen größer als > 2 aufweisen, z. B. Schicht 11, 10 und 7, gehören sie sicherlich dem Überflutungsbereich an, der als typisches Milieu für die Schwemmfächer-Ablagerung gilt. Auch die Tonbänder der Schicht 10 und 8 zeigen schlechte Sortierung, die möglicherweise als Stillwassersediment angesprochen werden können.

Tab. 2: Korngrößenzusammensetzung und Kennziffer der profilrepräsentativen Proben.

Proben-Nr.	Entnahme-Tiefe	Ton	Fein-	Mittel-Silt	Grob-	Fein-	Mittel-Sand	Grob-	Kies
			0,002	0,0063	0,020	0,063	0,2	0,63	
	in	< 0,002	–	–	–	–	–		> 2
	m	mm	0,0063	0,020	0,063	0,2	0,63	2,0	mm
1	0,20	4,5	3,1	14,0	40,0	22,0	12,0	2,8	1,6
2	0,70	10,0	5,0	18,0	47,0	11,0	5,0	2,5	1,5
3	1,40	7,0	6,0	16,0	53,0	9,0	6,0	2,0	1,0
4	2,35	17,0	7,0	18,0	48,0	5,0	3,0	1,5	0,5
5	2,92	12,50	3,80	19,0	33,0	16,2	9,6	3,5	2,0
6	3,30	12,0	2,0	7,0	34,0	22,0	13,0	3,0	7,0
7	3,95	1,0	0,7	3,5	10,0	20,0	53,0	5,0	6,8
8	4,30	6,88	0,96	9,96	50,0	17,0	10,0	3,0	2,2
9	4,85	0,80	0,65	2,0	9,0	15,0	50,0	10,55	12,0
10	5,16	8,0	2,0	14,0	40,0	22,0	11,0	2,0	1,0
11	5,87	1,5	0,5	5,0	12,0	20,0	41,0	7,0	13,0
12	6,65	0,77	0,58	1,60	11,0	39,0	41,55	5,0	0,5
13	7,05	4,0	1,0	4,0	28,0	34,0	24,9	3,5	0,6
14	8,00	0,3	0,5	3,0	3,2	46,0	39,45	6,0	2,0
15	9,00	2,47	1,15	4,04	24,44	37,0	24,0	6,0	0,
16	9,70	0,5	1,0	1,0	4,0	50,0	37,0	5,0	1,5

Tab. 2a: Korngrößenzusammensetzung und Kennziffer der profilrepräsentativen Proben.

Proben-Nr.	Entnahme-tiefe	Quartile und mittlere Korngröße in mm				Dezile		Koeffizienten		
	in	Q_1	Q_3	$Q_2 = Md$	dm	$D_1 = P_{10}$	$D_9 = P_{90}$	So	Sk	K
1	0,20	0,0237	0,1464	0,0505	0,1041	0,0086	0,4293	2,4881	1,3568	0,1459
2	0,70	0,0139	0,0584	0,0356	0,0792	0,0020	0,1875	2,0494	0,6430	0,1200
3	1,40	0,0166	0,0573	0,0370	0,0670	0,0041	0,1848	1,8596	0,6926	0,1128
4	2,35	0,0071	0,0496	0,0272	0,0428	0,0012	0,0630	2,6494	0,4742	0,3437
5	2,92	0,0126	0,1163	0,0389	0,1074	0,0016	0,4284	3,0411	0,9649	0,1215
6	3,30	0,0251	0,1875	0,0567	0,2220	0,0017	0,6300	2,7357	1,4631	0,1293
7	3,95	0,1301	0,5229	0,3201	0,3105	0,0406	1,1232	2,0046	0,6642	0,1814
8	4,30	0,0262	0,1210	0,0477	0,1125	0,0093	0,4236	2,1496	1,3936	0,1144
9	4,85	0,1776	0,6089	0,3939	0,4501	0,0513	2,716	1,8515	0,6970	0,0809
10	5,16	0,0211	0,1315	0,0480	0,0836	0,0063	0,3564	2,4979	1,2054	0,1577
11	5,87	0,1041	0,5776	0,3154	0,04322	0,0308	2,9923	2,3554	0,6045	0,0799
12	6,65	0,1018	0,4248	0,1896	0,1635	0,0476	0,5834	2,0507	1,2123	0,3045
13	7,05	0,0446	0,2691	0,1154	0,1201	0,0215	0,5281	2,4570	0,9009	0,2216
14	8,00	0,1166	0,4426	0,1911	0,2004	0,0719	0,6079	1,9482	1,4137	0,3041
15	9,00	0,0489	0,2896	0,1259	0,1237	0,0225	0,5583	2,4329	0,8932	0,2246
16	9,70	0,1137	0,4150	0,1822	0,1813	0,0726	0,5893	1,9106	1,4314	0,2916

Tab. 3: Pedochemische Zusammensetzung fluvialer und äolischer Ablagerung und Akkumulation.

Proben-Nr.	Entnahme-tiefe in m	Farbe Munsell	pH-Wert in KCl	Humus in %	Karbonat in % v. $Caco_3$	Gesamteisen Fe_20_3 in %	Pedogenes Eisen Fe_d in %
1	0,20	10YR 4/3–4	6,00	2,65	1,0	1,5	0,40
2	0,70	10YR 5/4–6	6,25	1,62	4,0	1,93	1,08
3	1,40	10YR 6/6–8	7,85	1,10	21,15	1,72	0,30
4	2,35	5YR 6/6	6,00	3,00	1,3	3,58	2,00
5	2,92	2,5Y 6/6	7,50	2,60	2,0	2,65	1,10
6	3,30	2,5Y 6–5/4	7,10	3,83	8,0	2,72	1,20
7	3,95	5YR 8/1–4	7,38	0,81	0,5	2,00	0,58
8	4,30	5YR 6/3	6,60	1,60	1,0	1,98	1,10
9	4,85	2,5YR 5/6	7,39	0,85	3,0	1,72	0,90
10	5,16	m. 6.	7,20	1,00	4,0	2,15	1,20
11	5,87	2,5YR 6/6	7,62	0,62	6,0	1,85	0,60
12	6,65	10YR 6/4	7,00	0,85	7,0	1,88	0,70
13	7,05	10YR 6/4–6	6,58	1,95	0,3	2,10	1,20
14	8,00	10YR 6/2–3	7,45	0,40	5,0	0,86	0,31
15	9,00	10YR 4–3/2	5,00	3,00	0,35	2,12	0,30
16	9,70	5YR 8/1–2	7,80	0,20	3,85	0,85	0,17

Das bisher zum Sortierungsgrad Gesagte läßt in dem Parameter Schiefe (SK) seine Bestätigung finden. Der Parameter Schiefe gibt den Zustand der Symmetrie der Korngrößenverteilung wieder. Eine symmetrische Korngrößenverteilungskurve weist SK-Wert = 1 auf, dagegen hat eine auf feinerem Korndurchmesser abgeschnittene Verteilung den SK-Wert > 1 und auf dem groben Korndurchmesser abgeschnittene Verteilung SK < 1.

Die untersuchten Sandproben mit SK-Wert < 1 und lagenweise SK-Wert > 1 deuten daraufhin, daß die fluviale Sedimentation, in der energiereiches und energiearmes Milieu ständig gewechselt haben muß, nicht regelmäßig und kontinuierlich abgelaufen ist.

Zur Ergänzung wurde noch die Kurtosis als Maß für die Abweichung der Kurven von lognormaler Verteilung berechnet. Normale Kurven haben eine Kurtosis K-Wert = 1,0. Die untersuchten fluvialen, aber auch die äolischen Sedimente gehören zu den „platycurtic curves", mit einer besseren Sortierung im Bereich der Kurvenschwänze als auch in den zentralen Teilen der Kornverteilungskurven. Die Sedimente im oberen Teil des Pleistozäns und in den Eiskeilverfüllungen, also Schicht 1–6, Schicht 13 und Schicht 15 weisen eine für äolische Ablagerungen typische, schlechte bis sehr schlechte Sortierung auf.

Tab. 4: Schwermineralzusammensetzung des Buntsandsteins, des weißen Oberpliozän der Freinsheimer Schichten und der Sedimente des Dammheimer Pleistozän-Profils.

	Buntsandstein	Weißes Oberpliozän	Freinsheimer Schichten in Freinsheim
Turmalin, Zirkon, Rutil	31%	14,22%	34,15%
Eruptive und metamorphe Minerale	3,2	3,40	2,63
Hornblende, Biotit, Epidot, Augit, Grat	16,5	3,60	18,50
Muskovit	6,4	28,0	23,70
sonstige Minerale	19,0	27,78	4,71
Opake	23,5	23,0	16,32

	Freinsheimer Schichten bei Arzheim	Schicht–21 Dammheim	Schicht–17 Dammheim	Schicht–14 Dammheim
Turmalin, Zirkon, Rutil	40,0%	36%	28	17,5
Eruptive und metamorphe Minerale	7,0	4	11	15,5
Hornblende, Biotit, Epidot, Augit, Grat	16,4	22	29	36,0
Muskovit	19,7	20	8	9
sonstige Minerale	3,9	3	4	3
Opake	13,8	15	20	19

Insgesamt zu beurteilen, geben die Korngrößenverteilung, die Sortierungs-, Schiefe- und Kurtosis-Werte die unterschiedliche Sedimentation, unterschiedliche Strömungsverhältnisse und unterschiedliches fluviales oder äolisches Milieu wieder.

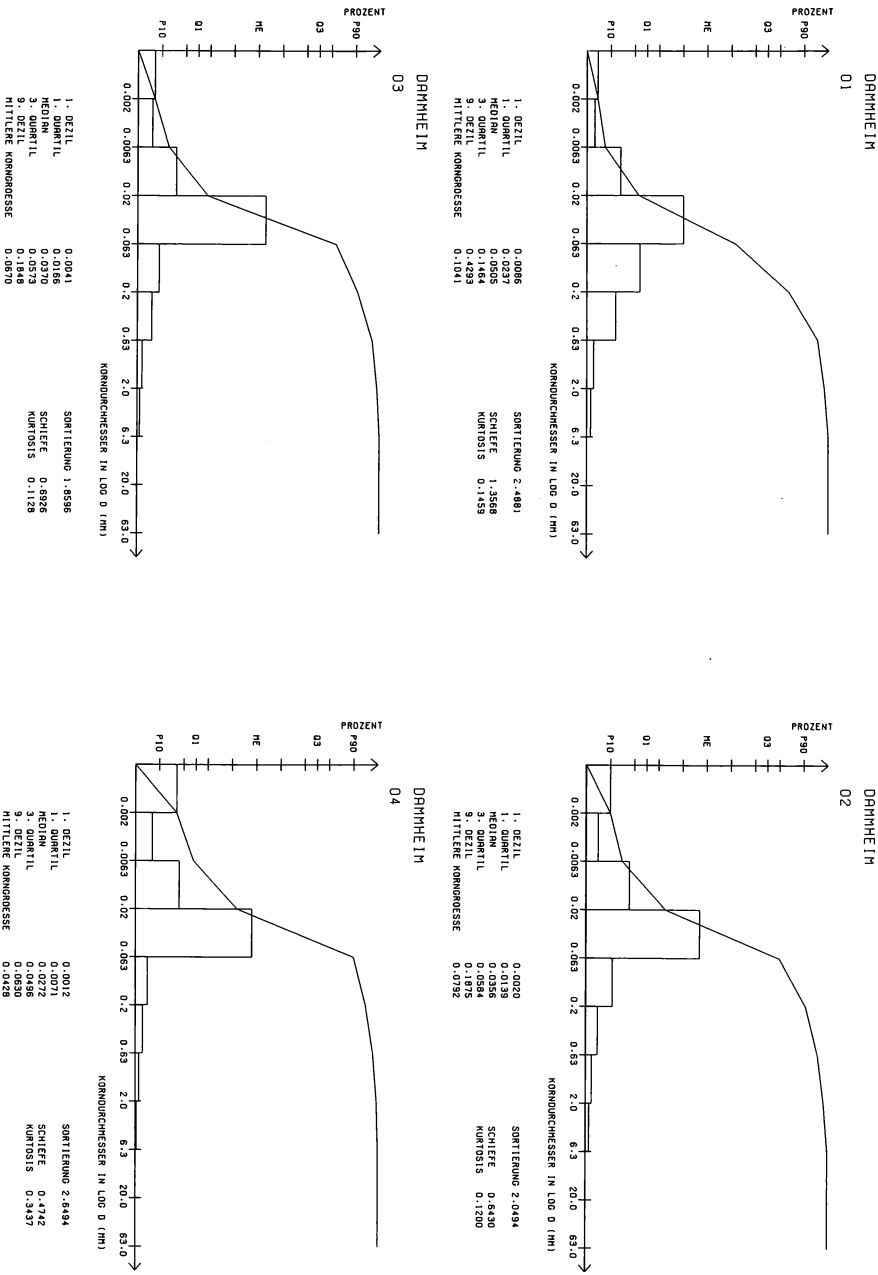


Abb. 9. 1-4: Kornsummenkurven, Histogramme und die Berechnung der Mediane, Quartilen und der daraus errechnete Sortierungsgrad und Schiefekoeffizienten sowie die Berechnung der Kurtosis-Werte der Dammheimer Ton-, Silt-, Sand-, Kies- und Lößsedimente.

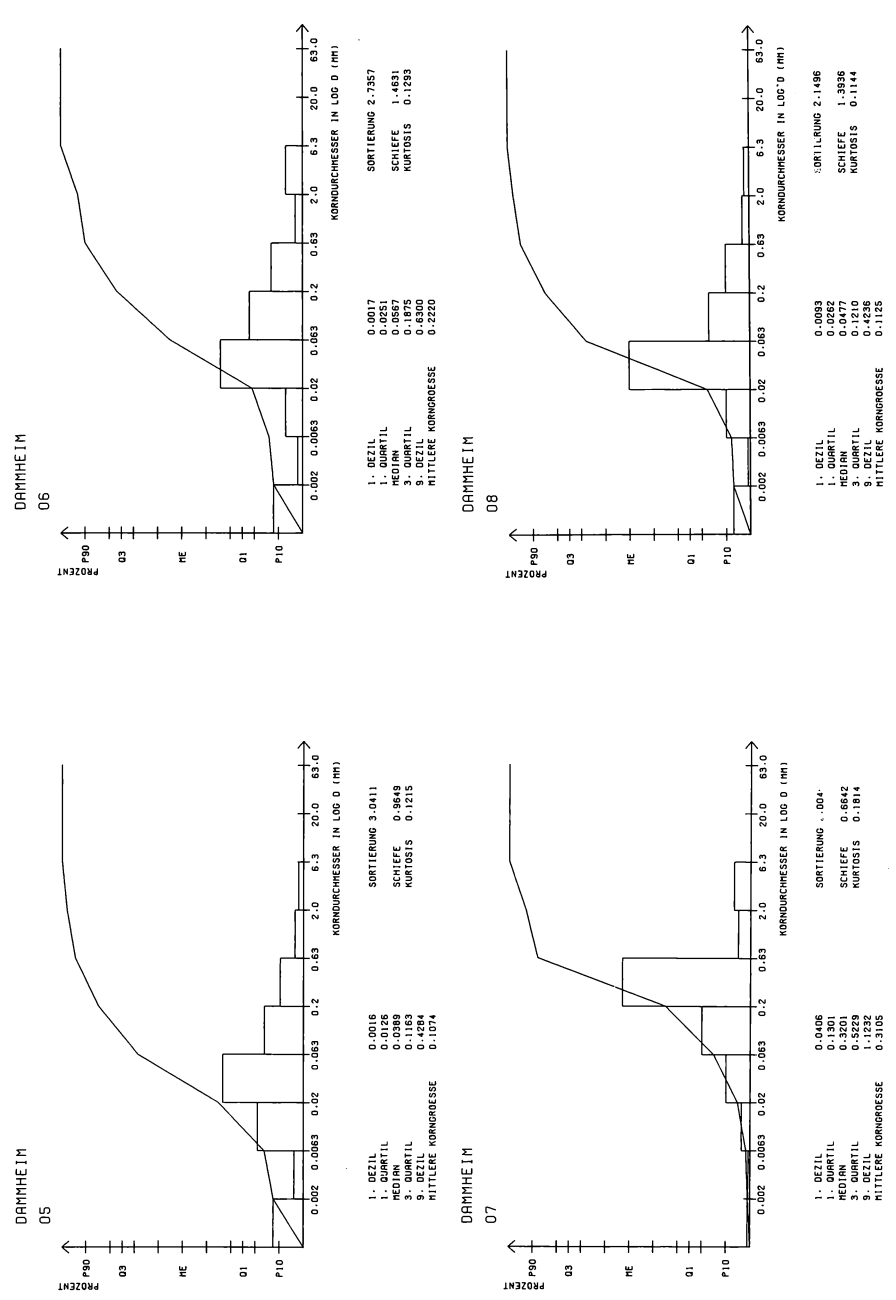


Abb. 9. 5-8: Kornsummenkurven, Histogramme und die Berechnung der Mediane, Quartilen und der daraus errechnete Sortierungsgrad und Schiefekoeffizienten sowie die Berechnung der Kurtosis-Werte der Dammheimer Ton-, Silt-, Sand-, Kies- und Lößsedimente.

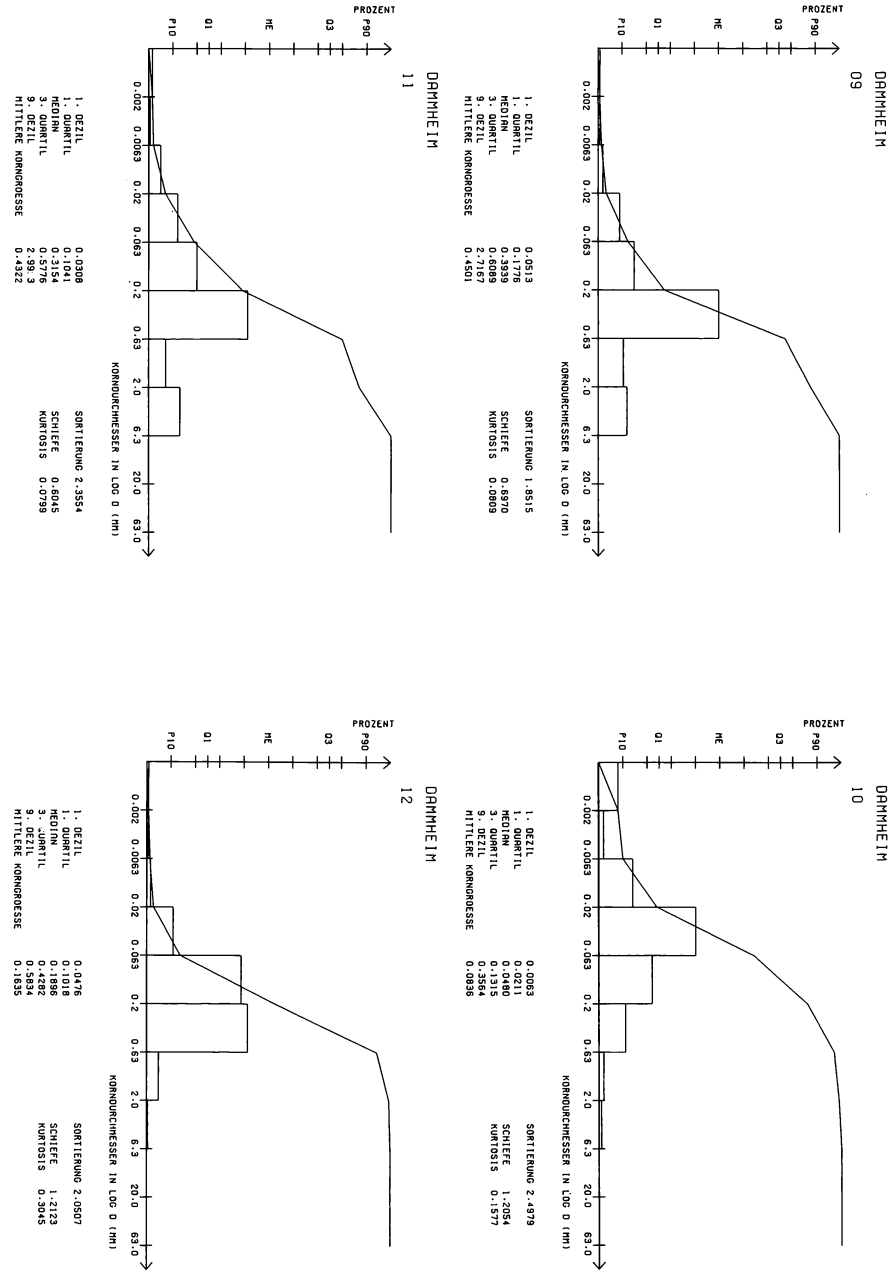


Abb. 9. 9-12: Kornsummenkurven, Histogramme und die Berechnung der Mediane, Quartilen und der daraus errechnete Sortierungsgrad und Schiefekoeffizienten sowie die Berechnung der Kurtosis-Werte der Dammheimer Ton-, Silt-, Sand-, Kies- und Lößsedimente.

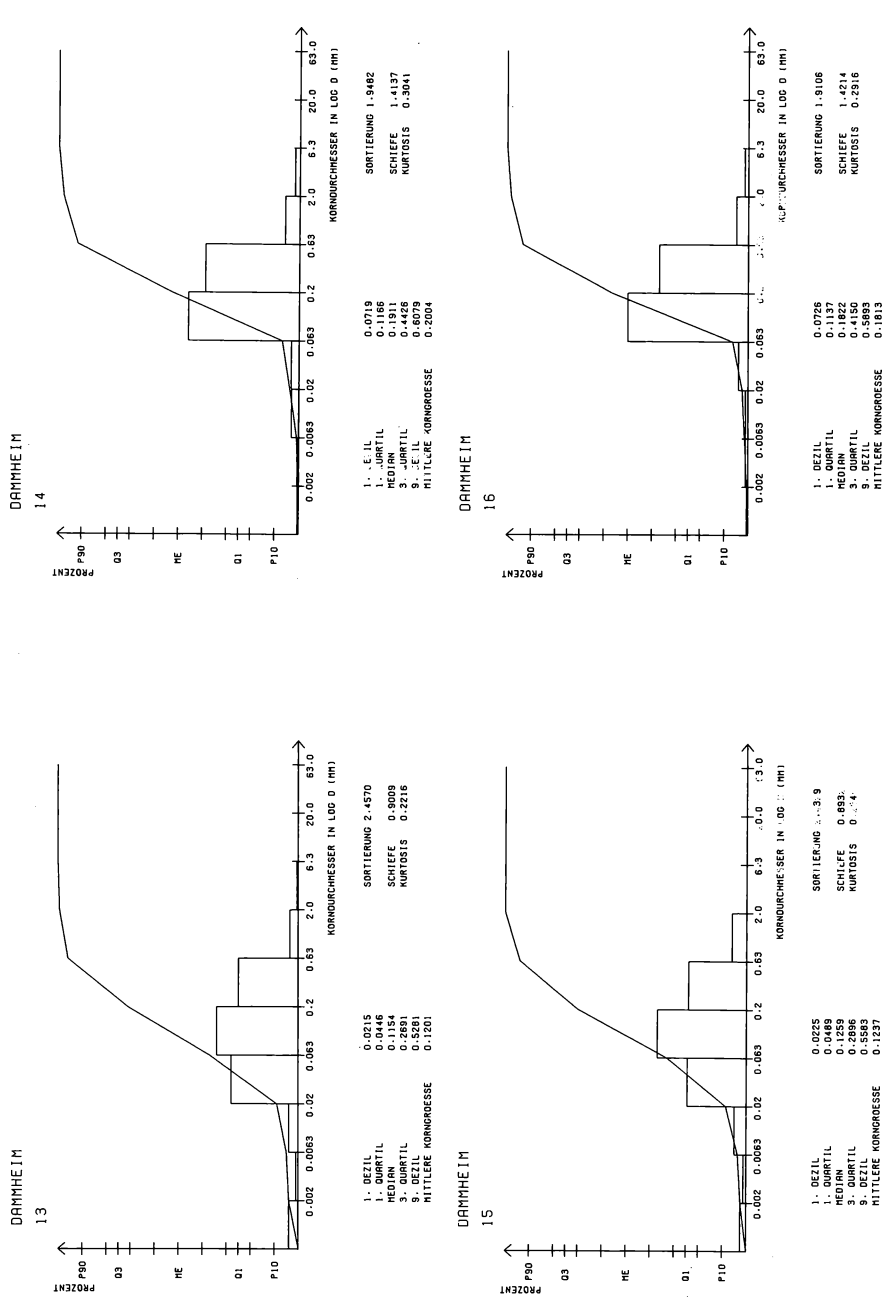


Abb. 9. 13–16: Kornsummenkurven, Histogramme und die Berechnung der Mediane, Quartilen und der daraus errechnete Sortierungsgrad und Schiefekoeffizienten sowie die Berechnung der Kurtosis-Werte der Dammheimer Ton-, Silt-, Sand-, Kies- und Lößsedimente.

In den Abb. 10, 1–4 sind typische, milieugebundene Kornsummenkurven des Dammheimer Pleistozän-Profils noch einmal hervorgehoben. Während Abb. 10, 1, Probe 1, 2, 3, 4, 6 und 13 typische Kurven äolischer Akkumulation wiedergeben, stellen in Abb. 10, 2 die Proben 7, 9, 11 und in der Abb. 10, 3 die Probe 12, typische fluviale Ablagerungen dar.

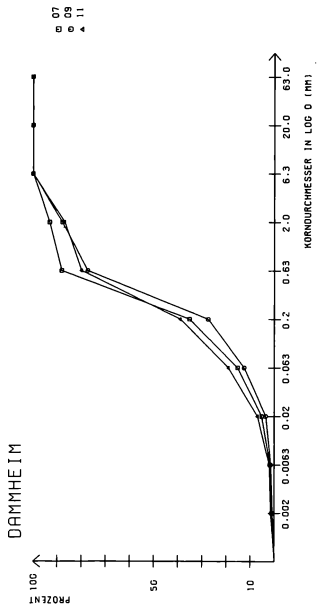
Die Kurventypen der Proben 15, 5 und 10 charakterisieren die jeweiligen Schichten als feinsandreiche, tonig-siltige Sedimente, die einer zumindest kurzfristigen und kurzstreckigen Umlagerung unterworfen waren.

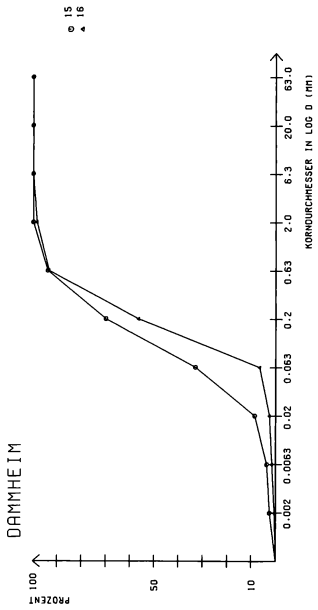
3.2.2.2. Sedimentmorphoskopie

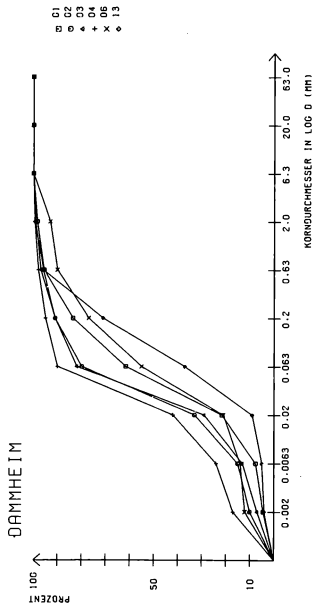
Zur Charakterisierung des Medium- und Milieu-bedingten Transportes der Sedimentation wurden zwei Wege beschritten, einmal die mikroskopische, zum andern die rasterelektronenmikroskopische Quarzkorn-Morphoskopie.

In der Abb. 11, 1–3, sind die mikroskopischen Aufnahmen der Quarzkorn-Oberfläche aus den Schichten 3, 6, 7, 9, 11, 15, 16, 17, 18 und 21 in Diagrammen wiedergegeben. Sie stellen die Kombination einmal der äolisch überprägten Merkmale, also matte Quarzkorn-Oberfläche, zum andern der fluvialen Merkmale, d. h. glänzende Quarzkorn-Oberfläche dar. Bei dieser Darstellung fanden gleichzeitig die Kornformen ihre Berücksichtigung. In den Histogrammen zeichnen sich die Schichten 3, 6 und 16 eindeutig als äolische Akkumulationen aus. Bei allen untersuchten Proben weisen die Quarzkorn-Oberflächen sowohl in der Fraktion 0,20–0,315 als auch in der Fraktion 0,315–0,63 mm überwiegend matte Oberfläche auf. Die Körner sind auch meistens kantengerundet-gerundet. Die rasterelektronen-mikroskopischen Aufnahmen belegen ebenso diese Aussagen. Die in Abb. 12 und 13 abgebildeten Kornoberflächen zeigen typische, äolisch bedingte Milieuüberprägung. Vielfach weisen die gut gerundeten, äolisch geprägten Körner durch die postsedimentären chemischen Einwirkungen starke Verwitterungserscheinungen auf (vgl. Abb. 14 u. 15 aus der Schicht 16).

Die in Abb. 11, 1 dargestellten Histogramme der Schicht 7, 9 und in Abb. 11, 2, 11, 15, 16, 17 und in der Abb. 11, 3, Schicht 18 und stellen überwiegend Sedimente mit relativ größerem Anteil an kantengerundet-gerundeten, glänzenden Kornformen und Kornoberfläche, einer fluvialen Überprägung während des Transportes und der Sedimentation dar. Dafür sprechen außer der an der Aufschlußwand beobachteten megaskopisch-makroskopischen Ausbildung der Sedimentlagen sowie der besprochenen Kornsummenkurven – wie in Abb. 16–20 zu sehen ist – die rasterelektronenmikroskopischen Aufnahmen der primär aquatisch-fluvialen geprägten Milieumerkmale.







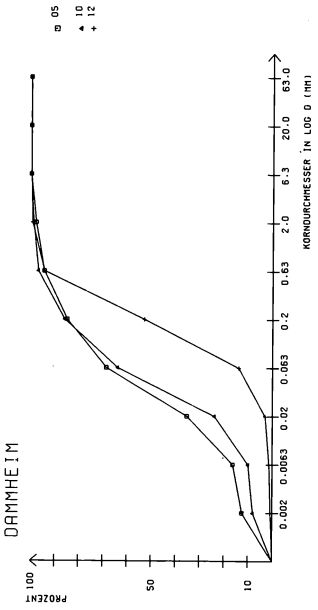


Abb. 10.1: Typische Korngrößenkurven äolischer Akkumulation.
Abb. 10.2: Typische Korngrößenkurven fluvialer Ablagerung.
Abb. 10.3: Probe 12: Typische Korngrößenkurven fluvialer Ablagerung.
Probe 5 und 10: Kurventypen leicht vorgelagerter tonig-siltiger Sedimente.
Abb. 10.4: Leicht angelagerte, feinsandreiche tonig-siltige Sedimente.

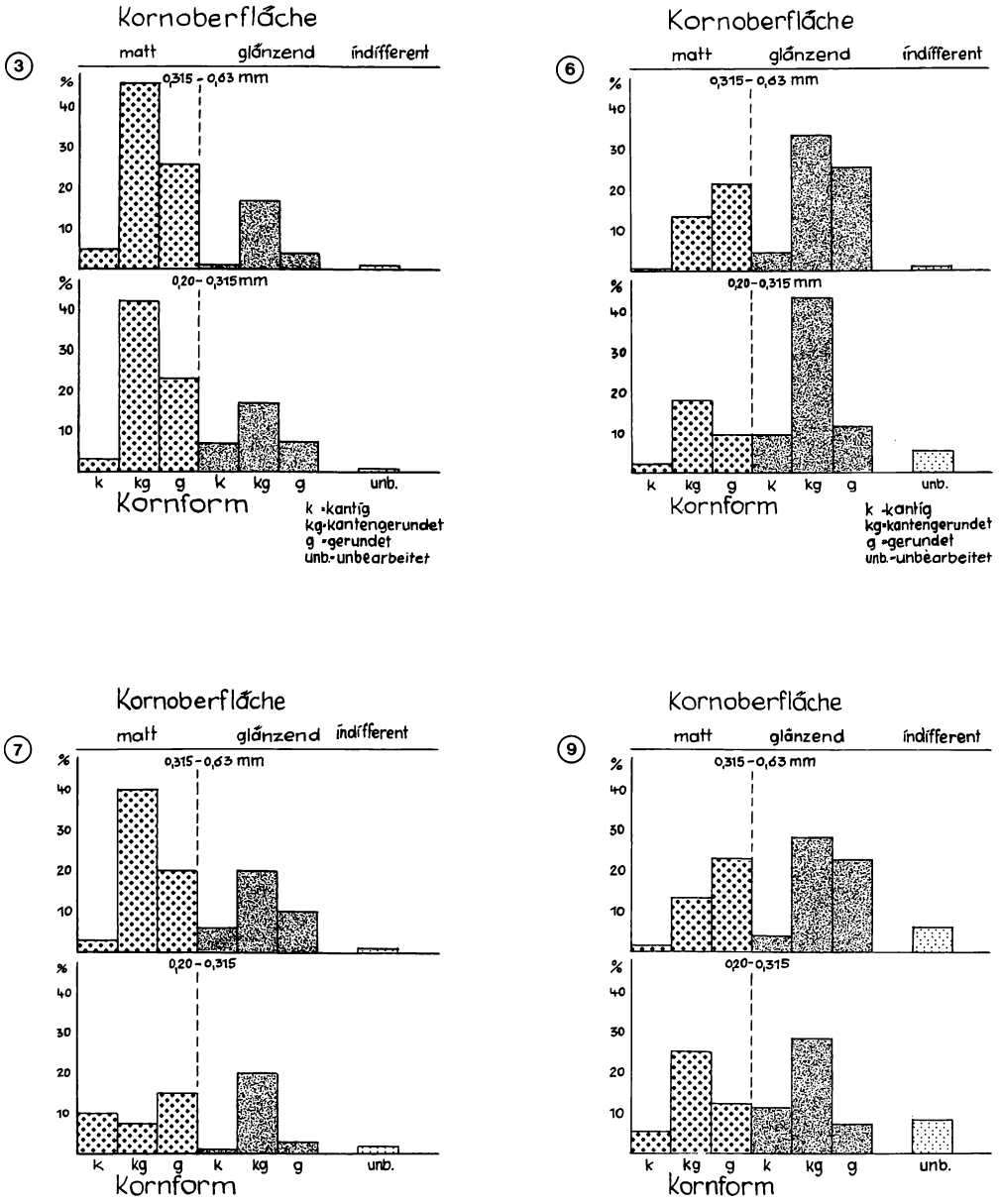


Abb. 11.1: Schicht 3, 6, 7, 9: sedimentmorphoskopische Histogramme der jungpleistozänen Sedimente.

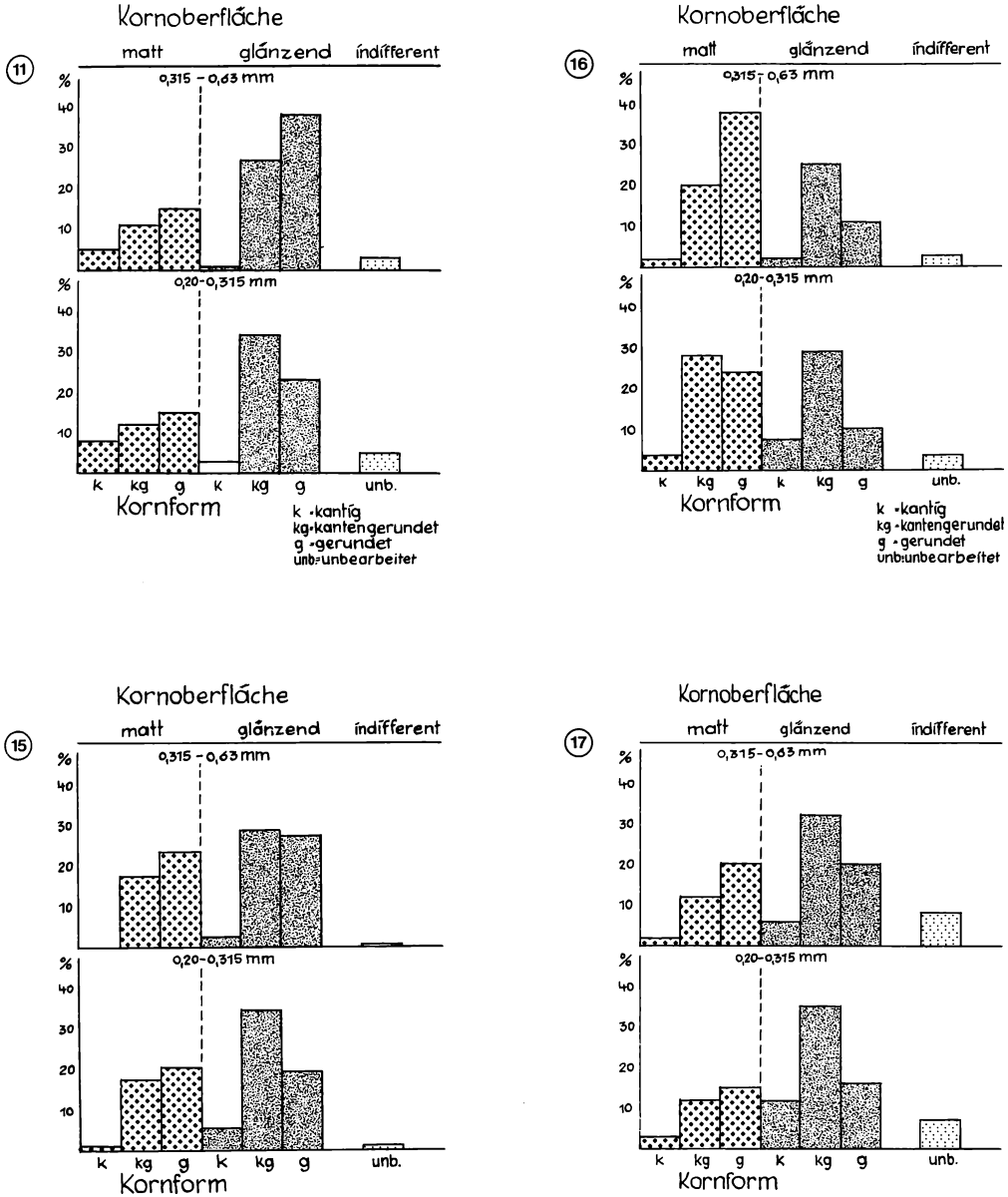
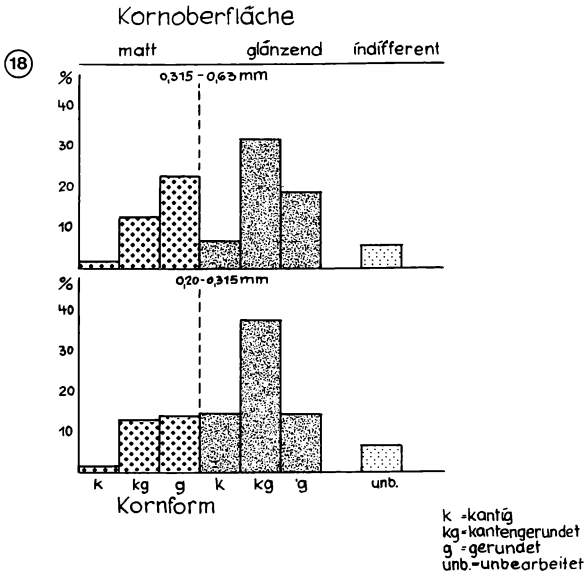


Abb. 11.2: Schicht 11, 15, 16, 17: sedimentmorphoskopische Histogramme der alt-mittelpleistozänen Sedimente.



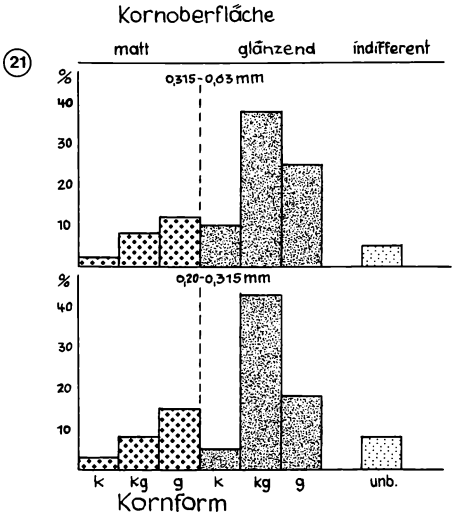


Abb. 11.3: Schicht 18 und 21: Sedimentmorphoskopische Histogramme altpleistozäner Sedimente.

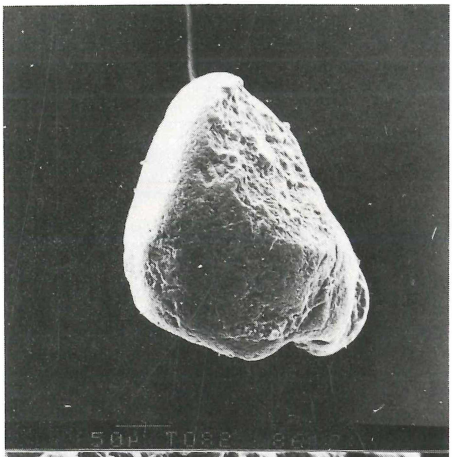


Abb. 12: Stark zernarbte Kornoberfläche, treppenartig freigelegte Bruchfläche mit typischem, äolischen Schlagmuster, „upturned plates" aus der Schicht 3.

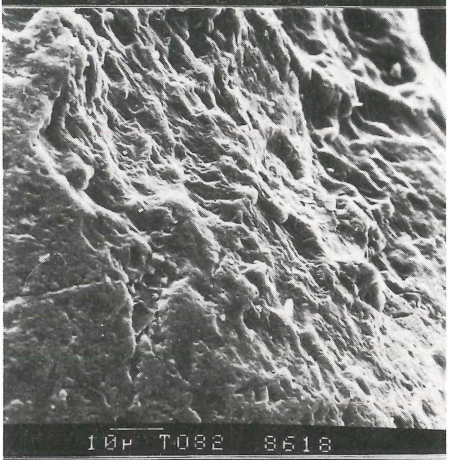


Abb. 13: Ausschnittvergrößerung aus der Abb. 12 mit deutlichen, äolisch bedingten Aufschlag-Rissen und Trichtern.

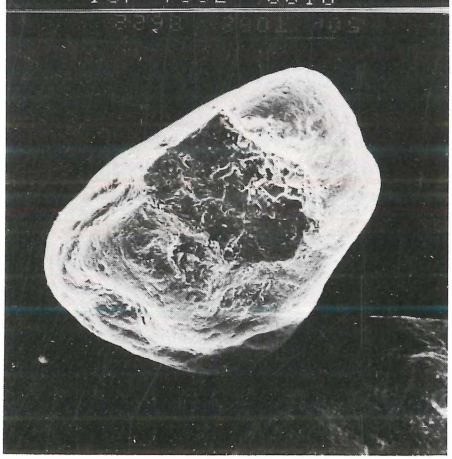


Abb. 14: Ein gerundetes, äolisch überprägtes Korn, erkenntlich an der narbigen, rauhen Oberfläche mit V-förmigen Vertiefungen und Grübchen. An der Oberfläche zeigt sich eine postsedimentäre, chemisch bedingte, kavernöse Oberflächenverwitterung.

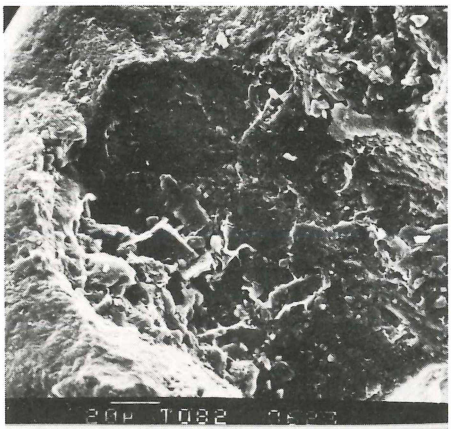
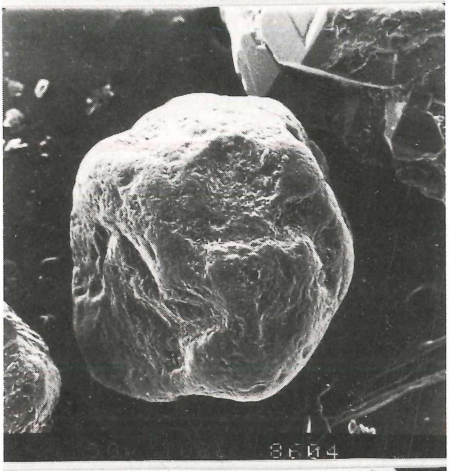


Abb. 15: Ca. 2,5fache Vergrößerung der Abb. 14. Eine von Verwitterung und Bodenbildung ergriffene Kornoberfläche aus der Lößverfüllung der Eiskeil-Schicht 16.



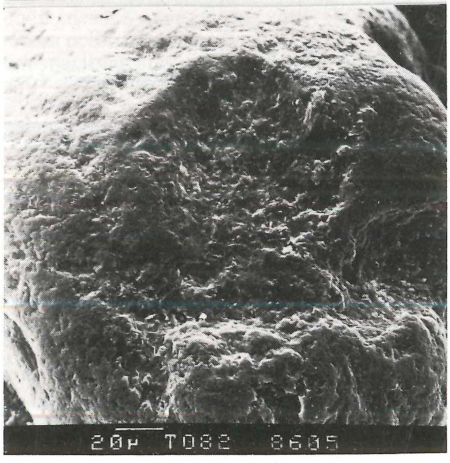


Abb. 16 u. Abb. 17: Kaltäolisch überprägtes Korn, bereits unter aquatisch-fluvialen Milieubedingungen geprägt (siehe glatte Oberfläche mit kleinem, V-förmigen Schlagmuster - V-shaped patterns), jüngst einsetzende, lösungschemische Erscheinungen aus dem Übergangsbereich Schicht 8 und 7.

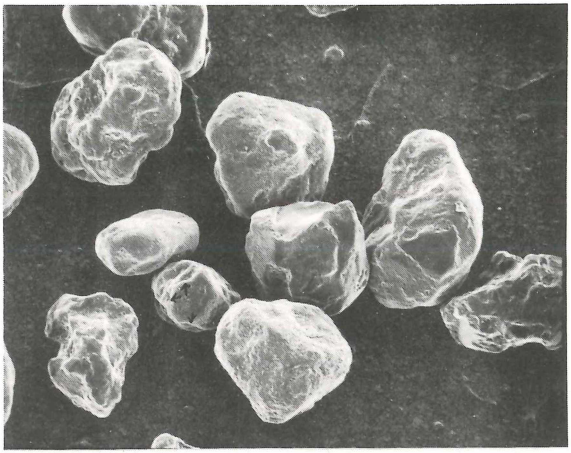
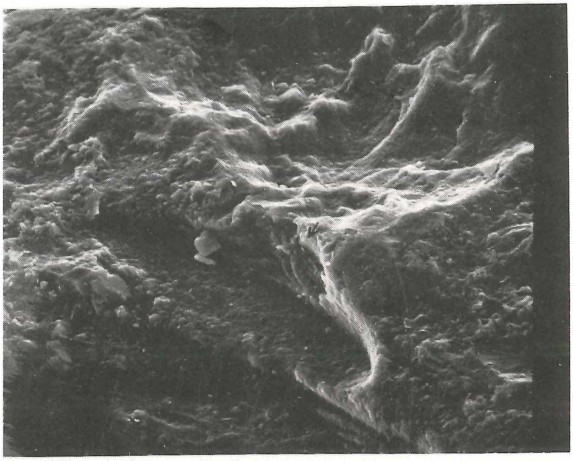


Abb. 18 u. Abb. 19: Fluvial überprägte, glatte und glänzende Kornoberfläche mit typischen, V-förmigen Schlagmustern des aquatischen Milieus.



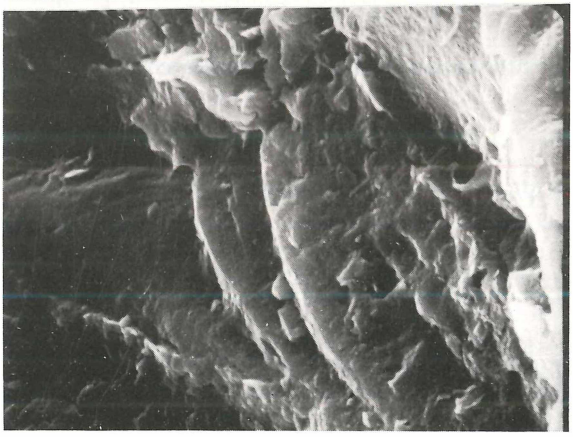


Abb. 20: Ca. 640fache bzw. 5000fache Vergrößerung der mit Pfeil markierten Schlagmuster der Abb. 19.
Bei allen drei Aufnahmen zeigt die Quarzkornoberfläche an den V-förmigen, tiefen Schlagrissen fluvial-periglaziäre Milieubedingungen.

4. Gesamtstratigraphische Deutung des Dammheimer Pleistozän-Profils

Aufgrund vorliegender Geländeaufnahmen und Ergebnisse sediment-petrographisch-pedologischer Untersuchungen der einzelnen Schichten und Proben ergeben sich folgende Feststellungen:

1. Das Profil weist eine mehrfache Gliederung auf, die durch die unterschiedlichen Sedimenttypen und jeweiligen Bodenbildungszonen bzw. ihre stellenweise periglazialklimatisch bedingte, kryogene Überformung und Verformung gekennzeichnet ist.

2. Sowohl die makroskopischen als auch die laboranalytischen Daten weisen auf 3–4 unterschiedliche, sedimentologisch-pedologische und geomorphologische Vorgänge hin.

   Einige, im unteren Teil des Profils, von ca. 3,40–10,50 m Tiefe, mächtige, fluviale Sand-, Kies- und Schotter-Akkumulationen werden überlagert von einer bis 3,40 m mächtigen äolischen Ablagerung mit entsprechenden Bodenbildungszonen. Die fluviale Schichtenfolge von unten nach oben zeigt sowohl petrofaziell als auch altersmäßig eine deutliche Differenzierung. Während die unteren, helleren, grauweißen und weißrosa Sande aufgrund einer Reihe von sedimentologisch-geomorphologischen Merkmalen wie auch aufgrund des Schwermineralspektrums eine Parallelisierung mit den „Freinsheimer Schichten" wahrscheinlich machen und sie somit der ältest- und altpleistozänen Zeit angehören können (vgl. auch Sindowski, 1937), stellen die darüber liegenden bunten Sand-, Kies- und Schotterführungen mindel- und rißzeitliche Ablagerungen dar. Für eine kaltzeitliche Ablagerung dieser Sedimente sprechen die vielfach im ganzen Sandprofil synsedimentär und z. T epigenetisch auftretenden kryogenen Formen von Brodel- bis Taschenböden und Eiskeilbildungen von unterschiedlicher Größe und Tiefe.

3. Das Hangende, die Lößabfolge, entspricht nach eingehender Parallellisierung mit den anderen Lößprofilen aus Rheinhessen, der Vorderpfalz und dem Rhein-Main-Gebiet als Äquivalente der Niederterrassenablagerungen dem Würm-Lößprofil. Das Auftreten von mehreren Verbraunungs- und Verlehmungszonen, die den innerkaltzeitlichen, interstadialen, also warmklimatischen Bodenbildungen entsprechen, läßt mit Hilfe der pedochemischen Daten (vgl. Abb. 3) eine gute, dreiteilige Gliederung des Lößes erkennen.

Die Altwürm-Lößfolge beginnt mit sandig-siltigen, z. T. schuttreichen, geschichteten Lagen, nach oben hin in Wechsellagerung mit kalkhaltigen, humosen Siltstreifen und rot-gelben Flecken. Sowohl im oberen als auch im unteren Bereich treten zahlreiche kleinere Kalkkonkretionen und Lößkindel auf. Sie zeugen – trotz der Umlagerung – von einer intensiveren Bodenbildung, die sich während und nach der Akkumulation dieses sandigen und im unteren Bereich solifluidal geprägten Lößes zugetragen hat. Bodentypologisch handelt es sich bei diesem Lößlehm um eine Lößbraunerde, die in den feuchten, aber wärmeren Phasen der Alt-/Mittelwürm-Zeit von einer Bodenbildung überprägt wurde.

Auf den Altwürm-Lößboden folgte dann nach einer dünnen Einschwemmungslage die Mittelwürm-Lößfolge mit vorherrschendem primären Löß und darauf entwickelter kräftigerer Bodenbildung (Mittel-/Jungwürm-Phase). Für eine weit

stärkere Bodenbildung mit hoher Entwicklung spricht auch, wie man aus den chemischen Daten entnehmen kann, die stärkere Entkalkung und Eisendynamik.

Den höchsten Abschnitt bildet dann die Jungwürm-Lößfolge mit den in dessen unterem Teil vorkommenden, sogenannten „Kärlicher" bzw. „Eltviller Tuffbändchen". Der Jungwürm-Löß weist ebenso eine, wenn auch etwas ausgeprägtere als der vorhergehende WII/WIII-Bodenhorizont, intensivere Bodenbildung mit gut ausgebildeter Löß-Parabraunerde jungwürmzeitlich-holozänen Alters auf.

5. Literaturverzeichnis

AHNERT, F. (1955): Die Oberflächenformen des Dahner Felsenlandes. – Mitt. POLLICHIA, III. R., **3:** 3–104, Bad Dürkheim.

BARTZ, J. (1959): zur Gliederung des Pleistozäns im Oberrheingebiet. – Z. dt. geol. Ges., **111,** 653–662, Hannover.

– (1960): Gliederung des Pleistozäns im Raum Karlsruhe. – Eiszeitalter und Gegenwart, **11:** 226, Öhningen.

BLÜMEL, W.-D. & HÜSER, K. (1974): Jüngere Sedimente in der südlichen Vorderpfalz. Ein weiterer Beitrag zur Pleistozänstratigraphie des Oberrheingrabens. – Karlsruh. Geogr. Hefte, **6:** 29–69, Karlsruhe.

BRÜNING, H. (1975): Paläogeographisch-ökologische und quartärmorphologische Aspekte im nördlichen und nordöstlichen Mainzer Becken. – Mainzer naturwiss. Arch., **14:** 5–91, Mainz.

CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. – Geol. Rundschau, **40:** 11–19, Stuttgart.

FRECHEN, J. (1959): Die basaltischen „Ausbläser" von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4:** 301–312, Krefeld.

FRECHEN, J. & BOOM, G.v. D. (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4:** 89–125, Krefeld.

GALLWITZ, H. (19): Eiskeile und glaziale Sedimentation. – Geologica, **2:** 24 S., Berlin.

GEISSERT, F. (1963): *Bythinia crassitesta* Broemme dans les argiles quarternaires de Jockgrim (Palatinat). – Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., **16:** 147–150, Strasbourg.

ILLIES, H. (1962): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. – Oberrhein. geol. Abh., **14:** 1–54, Karlsruhe.

IGEL, W. (1978): Sediment-Morphoskopie, Teil I: 87 S., Mainz.

JÄGER, H. (1964): Geologische und bodenkundliche Untersuchungen im Raume Wörth am Rhein. – Mitt. POLLICHIA, III. R., **11:** 141– 162, Bad Dürkheim.

KAISER K. (1960): Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. – Eiszeitalter und Gegenwart, **11:** 121–141, Öhningen.

KOLUMBE, E. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen an Interglazialen im Raum von Karlsruhe. – Eiszeitalter und Gegenwart, **11:** 227, Öhningen.

KRINSLEY, D. & DOORKAMP, P. J. O. (1973): Atlas of quartz and surface textures. – Cambridge.

LESER, H. (1966): Geomorphologische Karte. – Pfalzatlas, 69–104, Speyer.

(1969): Landeskundlicher Führer durch Rheinhessen. Rheinhessisches Tafel- und Hügelland. – Samml. geogr. Führer, **5**: 253 S., Berlin.

LESER, H. & MAQSUD, N. (1975): Spätglaziale bis frühholozäne Steppenbodenbildung und Klimaentwicklung im südlichen Rheinhessischen Tafel- und Hügelland. – Eiszeitalter und Gegenwart, **26:** 118–130, Öhningen.

LIEDTKE, H. (1968): Die geomorphologische Entwicklung der Oberflächenformen des Pfälzerwaldes und seiner Randgebiete. – Arb. geogr. Inst. Saarbrücken, Sonderband 1: 232 S., Saarbrücken.

LÖFFLER, E. (1929): Die Oberflächengestaltung des Pfälzer Stufenlandes. – Forsch. z. dt. Landes- u. Volkskd., **27:** 78 S., Bonn.

MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT, WEINBAU und FORSTEN (1982): Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Rheinpfalz. – 329 S., Mainz.

MÜCKENHAUSEN, E. (1959): Die stratigraphische Gliederung des Löß-Komplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4:** 282–300, Krefeld.

MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchung. Teil I. – 303 S., Stuttgart.

PACHUR, H. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. – Berliner Geogr. Abh., **4:** 5–35, Berlin.

PEMÖLLER, A. (1969): Die naturräumliche Einheit auf Blatt 160 Landau i. d. Pfalz. – 47 S., Bad Godesberg.

PETERS, I. (1965): Zur Altersstellung der Torfe und Gyttjen von Hexheim, Jockgrim und Rheinzabern in der Vorderpfalz. – Eiszeitalter und Gegenwart, **16:** 121–131, Öhningen.

PLEWE, E. (1938): Geomorphologische Studien am pfälzischen Rheingrabenrand. – Bad. Geol. Abh., **19:** 70 S., Heidelberg.

REIS, O. (1923): Über Böden, Gesteine, Schichtenfolgen und Gebirgsbau der östlichen Hälfte des Blattes Speyer, 1:100 000. – Geognost. Jh., **36:** 131–168, München.

SCHENK, E. (1955): Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. – Abh. hess. L.Amt Bodenforsch. H. **13:** 92 S., Wiesbaden.

SCHÖNHALS, E. (1959): Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4:** 313–322, Krefeld.

SCHÖNHALS, E.; RHODENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen – Eiszeitalter u. Gegenwart, **15:** 199–206, Öhningen.

SCHWEGLER, O. (1935): Das Diluvium von Jockgrim in der Rheinpfalz und seine Stellung innerhalb des oberrheinischen Diluviums. – Schr. Geol.-Pal. Inst. Uni. Kiel, H. 3, Kiel.

SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frank. Geogr. Hefte, **45:** 135 S., Frankfurt a. M.

SEMMEL, A. et. al. (1974): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein-Mainische Forsch., **78:** 210 S.

SINDOWSKI, K.-H. (1937): Zur Sedimentpetrographie des Oberpliozäns und Altdiluviums der mittleren Oberrheinebene. – Z. dt. Geol. Ges., **89:** 409–418, Hannover.

SPUHLER, L. (1957): Einführung in die Geologie der Pfalz. – Veröff. Pfälz. Ges. z. Förder. d. Wiss., **34:** S. 432, Speyer.

STÄBLEIN, G. (1968): Reliefgenerationen der Vorderpfalz. – Würzb. Geogr. Arb., H. **23:** 1–191, Würzburg.

WEILER, W. (1952): Pliozän und Diluvium im südlichen Rheinhessen. – Notizbl. hess. L.Amt Bodenforschung., **6:** 147–170, Wiesbaden.

(Bei der Schriftleitung eingegangen am 31.12.1982)

Anschrift des Verfassers:

Dr. Neek Maqsud, Geographisches Institut der Johannes Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, D-6500 Mainz.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen der POLLICHIA

Jahr/Year: 1982

Band/Volume: 70

Autor(en)/Author(s): Maqsud Neek

Artikel/Article: Sedimentpetrographisch-geomorphologische und pedologische Untersuchungen pleistozäner Sedimente der ehemaligen Sandgrube Dammheim bei Landau/Pfalz 87-124