



TÜBINGER GEOWISSENSCHAFTLICHE ARBEITEN (TGA)

Reihe D:
Geoökologie und Quartärforschung

Schriftleitung:
P. Steingrüber & Dr. B. Terhorst

Birgit Terhorst (Hrsg.)

Löß-/Paläoboden-Sequenzen in Oberösterreich

**22. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der
Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft
vom 29.5.03 - 31.5.03 in Aspach**

TGA, D9, 2003

ISBN 3-88121-056-3
ISSN 1430-1032

Löß-/Paläoboden-Sequenzen in Oberösterreich

**22. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der
Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft
vom 29.5.03 - 31.5.03 in Aspach**

Birgit Terhorst (Hrsg.)

Inhaltsverzeichnis

TERHORST, B.: Einführung in das Exkursionsgebiet Oberösterreich.....	1
SEMMELE, A.: Deutsche und österreichische stratigraphische Lößforschung – ein Rückblick mit persönlichen Erinnerungen.....	6
DOPPLER, G.: Geologische Übersicht des westlichen pleistozänen Salzachvorland- gletschers und seines Vorlands (Oberbayern).....	25
TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., HERR, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W.: Jungpleistozäne Deckschichten auf der Hochterrasse bei Altheim (Innviertel/ Oberösterreich).....	47
HERR, T.: Mikromorphologische Untersuchungen an den würmzeitlichen Deck- schichten auf der Inn-Hochterrasse im Profil Gunderding.....	87
GOLYEVA, A. & TERHORST, B.: Biomorphie analysis of palaeosols in the Upper Pleistocene Loess-paleosol sequence of Gunderding (Upper Austria).....	106
TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W.: Pleistozäne Deckschichten auf der Traun-Enns-Platte bei Linz (Oberösterreich).....	115

Herausgeber: Dr. B. Terhorst
Geographisches Institut
Universität Tübingen
Hölderlinstraße 12, D-72074 Tübingen

Schriftleitung der Reihe D: P. Steingrüber, Dr. B. Terhorst

ISBN 3-88121-056-3
ISSN 1430-1032

TGA	Reihe D	Nr. 09	S. 1-5, 2 Abb.	Tübingen 2003
-----	---------	--------	----------------	---------------

Einführung in das Exkursionsgebiet Oberösterreich

Birgit Terhorst¹

1. Einleitung

Die 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft findet vom 29. - 31.5.2003 in Aspach/Oberösterreich statt.

Die Arbeiten zur Aufnahme, Bearbeitung und Korrelation der Deckschichten in Oberösterreich wurden hauptsächlich in den letzten drei Jahren durchgeführt. Dankenswerterweise finanzierte die DFG die Forschungen in den Jahren 1998-2002. Schwerpunktmäßig fand eine Bearbeitung der Löß-/Paläobodensequenzen der fluvioglazialen Terrassen unterschiedlichen Alters statt. Zum Methodeninventar gehören neben den Standardanalysen insbesondere Datierungen, ton-, gesamtmineralogische und gesteinsmagnetische Analysen, Mikromorphologie sowie Fe, Al-, Mn-Bestimmungen (s. TERHORST et al. a und b, dieser Band).

In Österreich wurde die Lößforschung maßgeblich von FINK (1954, 1956) vorangetrieben und beeinflusst, welcher vor allem die niederösterreichischen Lößprofile bearbeitete (s. dazu SEMMEL, dieser Band). Die Begriffe Stillfrieder Komplex und Stillfried B wurden dabei von FINK (1956) geprägt, bzw. weiterentwickelt. Der Stillfrieder Komplex umfasst die Altwürm Humuszonen (Mosbacher Humuszonen nach SEMMEL 1968) sowie den Eemboden (OIS 5e). Stillfried B wird in der älteren Literatur mit dem Lohner Boden der deutschen Klassifikation verglichen. Zur Klärung der zeitlichen Stellung von Stillfried B wären detaillierte Datierungen an Typlokalitäten in Österreich sinnvoll.

Für Oberösterreich sind insbesondere die Arbeiten von WEINBERGER (u. a. 1955) und KOHL (u. a. 1955) von Bedeutung. Die Autoren beschrieben viele der heute nicht mehr zugänglichen Abbaue.

¹ Dr. Birgit Terhorst., Geographisches Institut, Hölderlinstr. 12, D-72074 Tübingen

Abb. 1: Lage der Profile in der Straßenkarte

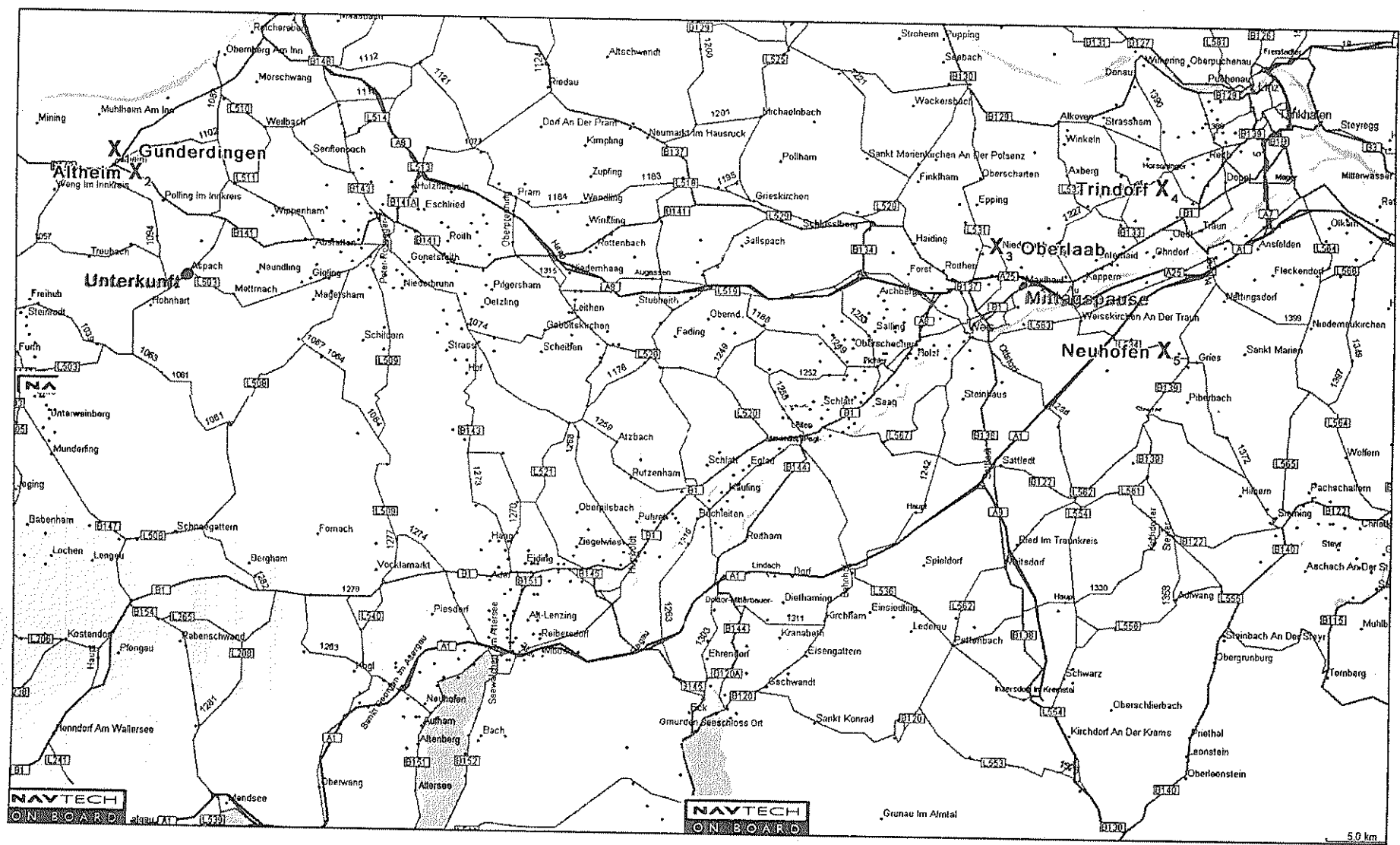
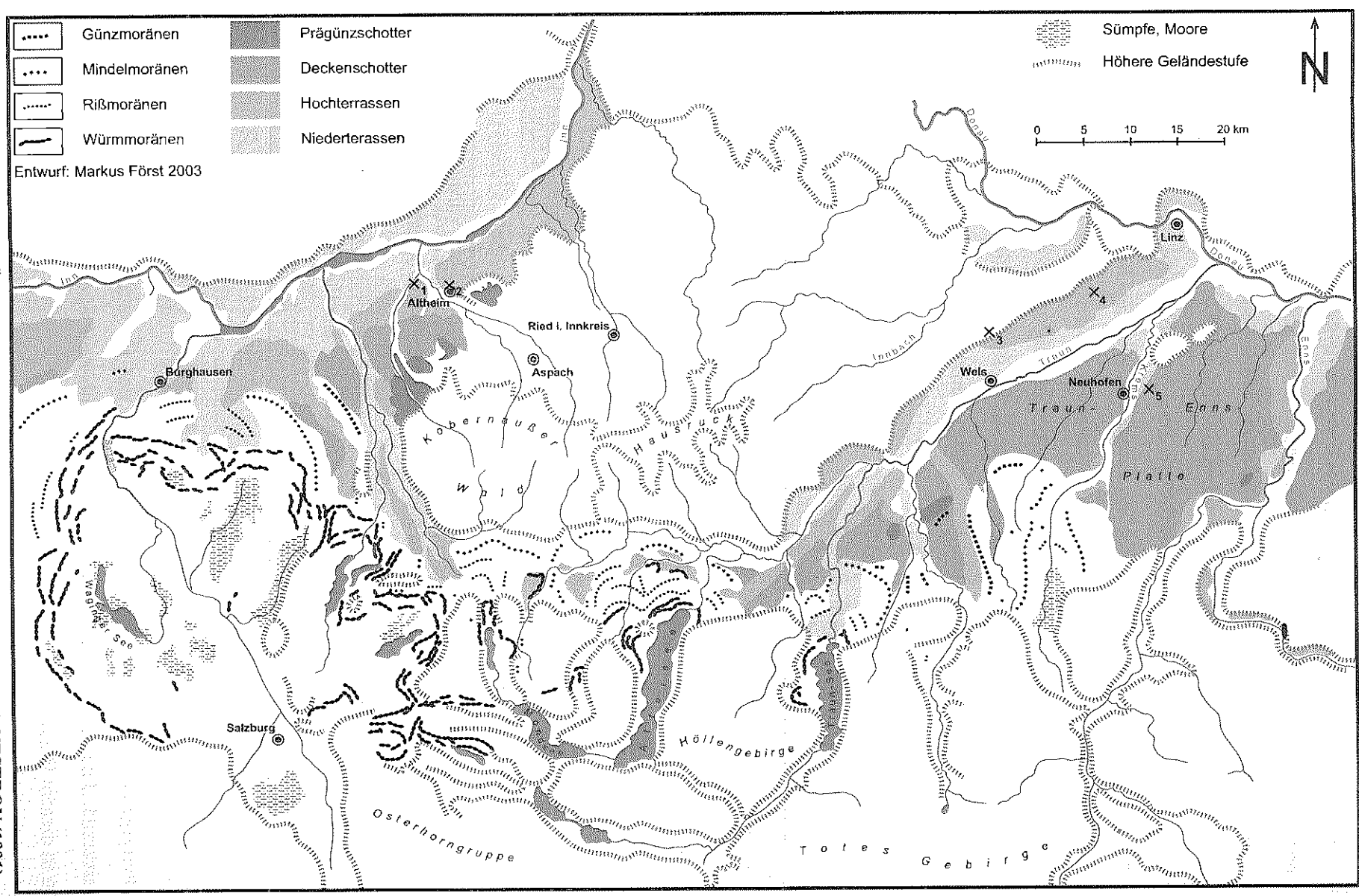


Abb. 2: Quartärgeologische Übersichtskarte des Exkursionsgebietes (verändert nach NESTROY (1991) auf einer Grundlage von Kohl und Weinberger)



2. Exkursionsrouten

Im Rahmen der Tagung werden zwei Exkursionen durchgeführt. Die Exkursion am 30.5.03 findet in der Linzer-Welser Region statt. Eine ausführliche geologische Übersicht ist bei KOHL (2000) dargestellt. Die Route führt von der Unterkunft in Aspach über Ried i. Innkreis auf die Autobahn A8 bis Wels durch tertiäres Hügelland (Abb. 1). Bei Wels verlassen wir die A8 und fahren auf der B1 über Marchtrenk zum Aufschluss x4, einer Kiesgrube der Fa. Wibau AG bei Trindorf (Abb. 1, 2). Der Kiesabbau schließt den kalkhaltigen Schotter der Hochterrasse auf, deren oberer Bereich von einem z. T. stark erodierten Interglazialboden überprägt ist. Darüber ist eine etwas verkürzte Würmlößabfolge zu finden, auf der sich im Holozän eine Parabraunerde entwickelt hat.

Von Trindorf aus geht die Exkursion wieder über die B1 in Richtung Westen zum Halt x3 bei Oberlaab (Abb. 1). Die Lehmgrube der Ziegelei Pichler befindet sich auf den Jüngeren Deckenschottern und schließt eine komplexe Abfolge von Interglazialböden auf. Das Profil ist zudem durch eine stark verkürzte Würmlößabfolge charakterisiert. Zeitweise ist der rezente Boden aufgeschlossen.

Von Oberlaab fahren wir dann Richtung Süden zum Gasthof Maxlhaid bei Wels.

Das Nachmittagsprogramm findet weiter im Süden bei Neuhofen statt (Punkt x5). Dort wird ein Einblick in die Deckschichten der Älteren Deckenschotter gegeben.

Am 31.5.03 findet der 2. Exkursionstag in der Nähe von Aspach statt. Zuerst führt die Exkursion in Richtung Norden in die Kiesgrube Weng bei Gunderding (Abb. 1, 2: x1). Dort ist die Hochterrasse mit einem gut entwickeltem Eemboden zu sehen. Die Würmlößabfolge ist hier am besten ausgebildet. Auch die rezente Parabraunerde ist aufgeschlossen, zeitweise mit Pfahlgruben ehemaliger Siedlungen.

Den Abschluß der Exkursion (gegen 13h 30) bildet die ehemalige Kiesgrube bei Altheim-Dangl (x2), wo ebenfalls Würmlöß auf der Hochterrasse gezeigt werden kann.

Danksagung

Die Autorin bedankt sich herzlich für die finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft und der Frauenkommission der Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität Tübingen. Insbesondere freue ich mich über die interessanten Beiträge der Autoren in diesem Band.

Die vielfältigen Forschungsarbeiten waren nur möglich durch interdisziplinäre Zusammenarbeit mit vielen deutschen und österreichischen Kollegen.

Deshalb bedanke ich mich hier stellvertretend für die tatkräftige Unterstützung bei folgenden Personen: Mag. Jürgen Reitner, Dr. Franz Ottner, Dr. Manfred Frechen, Dr. Thomas Poetsch, Dr. Gerhard Doppler, Dr. Wolfgang Rähle, Dr. Hermann Kohl, Prof. Dr. Dr. h. c. Arno Semmel, Prof. Dr. Erhard Bibus.

Zudem gilt mein Dank allen engagierten Helfern im Vorfeld der Tagung und v. a. während der Tagung: Dipl. geogr. Tanja Herr, Anja Kellner, Selina Heinrich, Markus Först, Patrick Steingrüber, Wiland Irmischer, Frank Baumann.

Mein herzlicher Dank gebührt zudem der Familie Reich/Reich-Gehrke und den zahlreichen Grubenbesitzern im Untersuchungsgebiet.

3. Literatur

- FINK, J. (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löß. – Quartär, 6: 85-108, Bonn.
- FINK, J. (1956): Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. – Eiszeitalter und Gegenwart, 7: 49-77, Öhringen.
- KOHL, H. (1955): Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. – In: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, SH D, 40-62, Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – Schriftenreihe des OÖ. Musealvereins – Gesellschaft für Landeskunde, 17: 487 S., Linz.
- NESTROY, O. (1991): Geologische, morphologische und pedologische Aspekte im Bereich der Exkursionsroute von der Stadt Salzburg über Oberndorf und Eggelsberg nach Braunau. – Mitt. d. Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft 43: 11 – 20. Wien.
- SEMME, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – Frankfurter geographische Hefte, 45: 1-133.
- SEMME, A. (2003): Deutsche und österreichische stratigraphische Lößforschung – ein Rückblick mit persönlichen Erinnerungen, dieser Band.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., HERR, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003a): Jungpleistozäne Deckschichten auf der Hochterrasse bei Altheim (Innviertel/Oberösterreich), dieser Band.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003b): Pleistozäne Deckschichten auf der Traun-Enns-Platte bei Linz (Oberösterreich)
- WEINBERGER, L. (1955): Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletscher. – Exkursionen zwischen Salzach und March, Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich, D: 7-34, Wien.

TGA	Reihe D	Nr. 09	S. 6-24	Tübingen 2003
-----	---------	--------	---------	---------------

Deutsche und österreichische stratigraphische Lössforschung – ein Rückblick mit persönlichen Erinnerungen

Arno Semmel¹

1. Einleitung

Anlässlich der Sitzung des Arbeitskreises Paläopedologie am 4.9.2001 auf der Tagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Wien wurde von mir ein Vortrag zum Thema "Deutsche und österreichische Lössforschung - mehr Gemeinsames als Trennendes" gehalten (FELIX-HENNINGSSEN 2001). Der Bitte von Frau Terhorst, die damaligen Ausführungen für den Exkursionsführer der Paläopedologie-Tagung in Oberösterreich 2003 schriftlich zu fassen, komme ich gerne nach, führt doch dieses Treffen in ein Gebiet, dessen hochinteressante Lößaufschlüsse seit langem auch für deutsche Lössforscher (vgl. dazu u.a. FINK 1978; STREMMER 1989) vor allem durch die Arbeiten von Ludwig Weinberger und Hermann Kohl ein Begriff sind. Diese Arbeiten waren, ganz ähnlich wie die deutscher Lössforscher im deutschen Alpenvorland (z.B. MIARA et al. 1996; BIBUS & KÖSEL 1997), bemüht, den Zusammenhang zwischen Glazial- und Lößstratigraphie zu klären. In einem Übersichtsaufsatz, der dem Jungpleistozän am nordöstlichen Alpenrand und dessen Vorland gewidmet ist, skizziert KOHL (1989: 74ff.) auch für die Würmlößgliederung Punkte, die nach wie vor der Klärung bedürfen. Zum großen Teil handelt es sich dabei um paläopedologische Probleme. Später wurde dazu eingehender Stellung genommen (KOHL 2000: 334ff.).

Die Paläopedologie spielt für die Lößstratigraphie von alters her eine bedeutsame Rolle, für Österreich ist hier hauptsächlich BAYER (1913) zu nennen, für Deutschland SOERGEL (1919). Beide Autoren verknüpften die Vorgeschichte mit der Lößstratigraphie. BAYER (1913: 210ff.) erkannte im Löß "humose Zonen" und "Verlehmungszonen", so unter anderem

¹ Anschrift des Verfassers: Prof. i.R. Dr. Dr. h.c. Arno Semmel, Theodor-Körner-Straße 6, D-65719 Hofheim

die "Göttweiger Verlehmungszone" mit Waldfossilien (*Helix pomatia* etc.) und großen Kalkkonkretionen an der Basis. Er benutzte diese Bodenbildungen als stratigraphische Leithorizonte für den Vergleich und eine eventuelle Parallelisierung mit anderen vorgeschichtlichen Fundorten, unter anderem mit Andernach am Rhein und Koblenz-Metternich.

2. Die Würmlößgliederung

Schwerpunkt der späteren Forschungen ist dann der Würmlöß gewesen. Besondere Beachtung fanden - auch von deutscher Seite (GRAHMANN 1937; FREISING 1951; LAIS 1951) - die stratigraphischen Arbeiten GÖTZINGERS (1935; 1936) in Niederösterreich. Demnach "...gelangte ich, fußend auf die Vorarbeiten von PENCK, BAYER, OBERMAYER und anderer Eiszeitforscher und auf Grund eigener vergleichender Studien im osteuropäischen Lößgebiet, zu näheren Fixierungen hinsichtlich des geologischen Alters des Lösses im Eiszeitalter" (GÖTZINGER 1937: 296). Die Kremser Verlehmungszone gehört danach ins vorletzte, besonders lange Interglazial, die Göttweiger Verlehmungszone in das letzte Interglazial. Der Löß der letzten Eiszeit wird von der schwachen Paudorfer Verlehmungszone (GÖTZINGER 1935: 130) geteilt.

Dieser Zweiteilung der letzten Kaltzeit widerspricht BRANDTNER (1950: 108ff.) vehement. Die Kremser Verlehmungszone sei nicht dem Mindel/Riß-Interglazial, sondern dem Riß/Würm-Interglazial zuzuordnen, die Göttweiger Verlehmungszone entspreche dem WürmI/WürmII-Interstadial (= Fellabrunner Bodenbildungskomplex) und die Paudorfer Verlehmungszone dem WürmII/WürmIII-Interstadial (BRANDTNER 1954: 73).

Die Dreigliederung der Würmkaltzeit fand in der deutschen Quartärforschung großen Anklang. Ein persönliches Erlebnis mag als Beleg für eine solche Einschätzung dienen: Als mich zum Abschluss meiner Dissertation Paul Woldstedt und Ernst Schönhals im Odenwald besuchten und ich ihnen ein Lößprofil erläutern wollte (SEMMELE 1961: 483), zeigte Paul Woldstedt sofort auf die aufgeschlossenen drei fossilen Böden und sagte, das zustimmende Nicken von Ernst Schönhals herausfordernd: "Krems, Göttweig, Paudorf; Riß/Würm, WürmI/II, WürmII/III." So einfach war das.

Vertrauend auf diese Stratigraphie wagte ich bei der Deuqa-Exkursion 1960 in das Elsass im Aufschluss Holtzheim Julius Fink, der gerade seine (leicht apodiktisch vorgetragene) Einstufung des obersten fossilen Bt-Horizontes als Riß/Würm-Boden zum Besten gegeben hatte, zu

fragen, ob es sich nicht auch um eine Bildung des WürmI/WürmII-Interstadials handeln könne. Das postwendend auf mich hernieder prasselnde Donnerwetter veranlasste mich, schleunigst in die hinteren Reihen der Exkursionsteilnehmer zu verschwinden und - ganz gegen meine sonstige Gewohnheit - mich nicht mehr zu äußern. Diese Diskussion wird übrigens von KAISER (1960: 235) erwähnt.

Julius Fink hatte zu Beginn der fünfziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts gleichzeitig mit Friedrich Brandtner die Würmlöss in Niederösterreich neu bearbeitet. Während BRANDTNER (1950; 1954) bereits die Dreigliederung als bewiesen ansah, hielt FINK (1954: 88) eine solche Festlegung noch für verfrüht. Zwei Jahre später kommt FINK (1956: 49) jedoch zu dem Schluss, dass im trockenen, dem gletscherfernen Lößgebiet Niederösterreichs die Verlehmungszone des "Stillfrieder Komplexes", die in der Regel mit "Göttweig" und "Ober-Fellabrunn" (BRANDTNER 1954: 58) stratigraphisch gleichgesetzt wurde, in der Zeit zwischen der Akkumulation der Hochterrasse (Gänserndorfer Terrasse) und der der (einzigen) Niederterrasse (Praterterrasse) gebildet wurde. Bereits BRANDTNER (1956: 167) wies darauf hin, dass - obwohl FINK eine eindeutige stratigraphische Zuordnung der Terrassen vermeide - doch wohl nur das Riß/Würm-Interglazial (= Eem) für den diskutierten Zeitabschnitt in Frage komme.

BRANDTNERs Formulierung (1956: 166), auch Julius Fink erkenne an, dass sich die letzte echte Warmzeit, eben das Eem-Interglazial, in der Kremser Bodenbildung widerspiegele, wird von Julius Fink entschieden zurückgewiesen. Ein mir vorliegender Sonderdruck der hier zitierten Arbeit BRANDTNERs, der diesen seinem "lieben Freund Prof. Dr. J. Fink mit herzlichen Grüßen" widmet, trägt an der entsprechenden Stelle die handschriftlich massiv ausgeführten Fragen "wo?" und "wann?". An anderer Stelle wird ebenfalls handschriftlich ein Zitat zu dieser angeblichen Aussage verlangt. Schließlich äußert FINK (1956: 49) eindeutig, dass im gletscherfernen Gebiet, eben im Raum Wien, nur Lokalnamen verwendet werden dürften, da die Korrelation mit dem Gletschervorland noch völlig offen sei. Diese Bedenken teilte WOLDSTEDT (1956: 82f.) nicht. Für ihn war klar, daß der Stillfried-Komplex (Stillfried A) und Ober-Fellabrunn in das WI/WII-Interstadial gehören und Paudorf in das WII/WIII-Interstadial. Diese Würm-Dreigliederung dürfe indessen nicht mit der SOERGELs (1919) gleichgesetzt werden, da dessen "Älterer Löß" nicht in die letzte Kaltzeit, sondern in die Riß-Kaltzeit gehöre (ib.: 78).

Julius Fink überprüfte sein Konzept durch einen Geländevergleich mit deutschen Lößprofilen. Er fand weitgehende Übereinstimmungen in verschiedenen Punkten bei den Führungen durch Hans Freising im Heilbronner Raum und durch Ernst Schönhals im Rheingau und Taunusvorland. Dem ist auch aus heutiger Sicht zuzustimmen, so etwa bei der Gleichsetzung der Verlehmungszone und der Humuszone im Erbacher Hohlweg im Rheingau mit dem Stillfried A. Gleichfalls kann man nur beipflichten, wenn im (auch heute) niederschlagsreicheren Gebiet von Bad Homburg die entsprechende Abfolge als Produkt der "feuchten Lößlandschaft" gesehen und dem "Linzer Komplex" gleichgestellt wird. Eine ähnliche Differenzierung nahmen später SCHÖNHALS et al. (1964: 200) zwischen "Erbacher" und "Homburger Boden" vor. Gleichwohl ist die Kritik RÖSNERs (1990: 254 ff.) an Versuchen, heutige Klimagebiete und Lößfazies eng zu verbinden, berechtigt.

2.1 Der ältere Würmlöß

SCHÖNHALS (1950: 248ff.; 1951: 110ff.) deutete früher die Erbacher Abfolge als degradierte Schwarzerde des Riß/Würm-Interglazials. Damit legte er sich im Gegensatz zu FINK nicht nur stratigraphisch fest, sondern setzte auch eine andere Profilgenese als FINK voraus, der Verlehmungszone und hangende Humuszone als jeweils eigenständige Bildung ansah. Für mich ist die Anmerkung FINKs (1956: 65) sehr interessant, Ernst Schönhals habe ihm von einem Erbacher Profil berichtet, in dem zwischen Verlehmungszone und Humuszone 10 cm mächtiger (fraglicher) heller Löß zu beobachten gewesen sei, also ein klarer Hinweis auf eine geologische Trennung zwischen beiden Bildungen. Als ich Ernst Schönhals zu Beginn der sechziger Jahre im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden anhand der "Mosbacher Humuszonen" (SCHÖNHALS et al. 1964) zeigte, dass die untere Humuszone den darunter liegenden Bt-Horizont (= Verlehmungszone) schneidet (SEMMELE 1963: 362), erschien er sehr überrascht, so dass ich mich für den Entdecker der zeitlichen Trennung von Verlehmungs- und Humuszone im Rhein-Main-Gebiet ansah.

Besondere Verdienste um die Klärung des bodengenetischen Verhältnisses zwischen Verlehmungs- und Humuszone kommen wohl vor allem GÖTZINGER (1935) zu, der einerseits zwar sah, dass im niederösterreichischen Löß die schwarzerdeartigen Humuszonen in der Regel eine "...Leimzone (= Verlehmung) als Untergrund benützen...", andererseits es aber auch Profile gebe, in denen Humuszonen ohne Verlehmungszone ausgebildet seien (ib.: 127). Diese Erkenntnis wurde sowohl von BRANDTNER (1954: 58ff.) als auch von FINK (1954:

89ff.) bestätigt. Aus Deutschland wurden ähnliche Befunde aus den mitteldeutschen Trocken- gebieten mitgeteilt (HAASE & LIEBEROTH 1965: 183f.; HAASE et al. 1970: 198). BRUNNACKER (1962) führte auf der Exkursion A der Deuqua-Tagung in Nürnberg bei Kit- zingen ein Lößprofil vor, in dessen Altwürm-Abschnitt zwei Humuszonen entwickelt waren. Die Behauptung, dies sei das derzeit einzige bekannte Profil Süddeutschlands "in kontinenta- ler Fazies" (vgl. auch KAISER 1963: 236) führte natürlich zu lebhaften Protesten von mir unter Verweis auf Profile im Rhein-Main-Gebiet mit sogar drei Humuszonen. Heinrich Roh- denburg erwähnte bei dieser Gelegenheit ähnliche Abfolgen in Niedersachsen.

Doch unabhängig von diesen bayerisch/hessisch-niedersächsischen Streitereien sind die öster- reichischen Verdienste bei der Erforschung des Verlehmungs-Humuszonenproblems deutlich höher zu bewerten als die deutschen. Die Beschreibung und Deutung des Profils Stillfried durch BRANDTNER (1954: 62ff.) und FINK (1954: 89ff.) trifft in großen Teilen zumindest auch für die Humuszonen im Rhein-Main-Gebiet zu, insbesondere das von BRANDTNER (1954: 64 ff.) für die parautochthone Humuszonen-Entwicklung dargestellte Schema ist bei- spielsweise auf die derzeit bei Mainz und Wiesbaden (SEMMELE 1999: 124ff.) aufgeschlos- senen Profile weitgehend übertragbar (vgl. auch BIBUS et al. 2002). Trotz dieser Ähnlichkeit differieren die Lumineszenz-Daten z.B. von Stillfried und Mainz-Weisenau (ZÖLLER et al. 1993; ZÖLLER 1995; FRECHEN & PREUSSER 1996; SEMMELE 2001) deutlich. Deutun- gen, die Profile mit einer Verlehmungs- und hangenden Humuszone als degradierte Schwarz- erde ausgeben (v. d. BOGAARD & SCHMINCKE 1990: 174) bedürfen der Überprüfung. Die von FINK (1956: 69) im Zusammenhang mit dieser Frage geäußerte Kritik an Ernst Schön- hals und tschechoslowakische Kollegen mutet durchaus modern an, ebenso die Skepsis ge- genüber dem Begriff "Pedokomplex" (LOZEK & KUKLA 1959; KUKLA 1969: 12ff.). Hier erscheint z.B. die Trennung der ältesten Altwürm-Humuszone von den beiden jüngeren und die Zuordnung in verschiedene Pedokomplexe nicht überzeugend begründet.

Die Kulmination der österreichischen Lößforschung wurde dann wohl mit der Einrichtung der INQUA-Subkommission für Lößstratigraphie erreicht, deren Leitung Julius Fink übernahm und deren erste Exkursion 1962 nach Niederösterreich führte. Nunmehr war klar, dass die Göttweiger Verlehmungszone GÖTZINGERS, der sowohl BRANDTNER (1954: 57) als auch FINK (1954: 99) die Qualifikation als stratigraphischer Leithorizont abgesprochen hatten, als der Boden des Riß/Würm-Interglazials angesehen werden musste und der Stillfrieder Verleh- mungszone gleichzusetzen war (FINK 1964: 231). Das galt für das Übergangsgebiet zwischen

feuchter und trockener Lößlandschaft FINKs (1956: 49). Die im älteren Würm entstandenen Humuszonen gehören in die trockene Lößlandschaft. Als unglücklich ist wohl die Bezeich- nung "tirsoid" im Zusammenhang mit den Humuszonen (z.B. BRUNNACKER 1962; FINK 1965: 265) anzusehen. Soweit ich sehe, fehlen sowohl in Österreich als auch in Deutschland entsprechende Merkmale (sehr hoher smectitischer Tongehalt, Schrumpfung mit ausgeprägter Polygonbildung).

Knapp 10 Jahre später kündigte sich aber bereits an, dass die Typlokalität Göttweig (ebenso wie auch das scheinbare Interstadial-Paudorf) als stratigraphischer Leithorizont ungeeignet ist, weil dieser Boden "...sicher älter ist als das R/W-Interglazial" (FINK 1973: 415). Das war aber noch nicht zum Zeitpunkt der Lößkommission-Exkursion im Jahre 1962 bekannt. Gleichwohl verlor der Begriff Göttweig (ebenso wie Paudorf) seine Bedeutung für die Lößstratigraphie. Nunmehr galt als klassisches Würmlößprofil das in der trockenen Lößland- schaft liegende Stillfried, das von FINK (1954: 89) in die "Komplexe" A und B gegliedert wurde. A umfasst die liegende Verlehmungszone (R/W-Interglazial) mit den hangenden drei Humuszonen, B ist eine schwache blassbraune Bodenbildung, die dem Übergangsgebiet zu- gehörigen Paudorf stratigraphisch entsprechen sollte (FINK 1964: 231).

In den feuchten Lößprovinzen sollen die Humuszonen durch "Braunlöss" (u.a. KOHL 2000: 346) vertreten werden, die wahrscheinlich dem "Lommatzcher Komplex" (LIEBEROTH 1963) der sächsischen Würmlöss entsprechen.

2.2 Der jüngere Würmlöß

Damit wenden wir uns der Gliederung des mittleren und jüngeren Würmlösses zu, einem Ge- biet, auf dem von deutscher Seite mehr geboten wird. Als wichtigster Leithorizont dieses Zeitabschnitts darf wohl der "Braune Verwitterungshorizont" gelten, den BRUNNACKER in Südbayern (1954: 85) und Unterfranken (u.a. 1956a: 46f.) entdeckte. Dieser Horizont wurde typologisch und stratigraphisch der "Arktischen Kalkbraunerde" (LIEBEROTH 1962: 74) und dem "Gleinaer Boden" (vgl. auch HAASE et al. 1970: 197) in Sachsen sowie dem "Lohner Boden" (SCHÖNHALS et al. 1964: 205) in Hessen gleichgesetzt. Er sollte stratigraphisch dem Paudorf- beziehungsweise dem Stillfried B-Interstadial entsprechen (BRUNNACKER 1956: 6; SCHÖNHALS et al. ib.). Er ist n i c h t mit dem belgischen "Sol de Kesselt" zu pa- rallelisieren, wie FINK (1979: 93) meint, obwohl er den Aufsatz von ROHDENBURG &

SEMMELE (1971) zitiert, dem zu entnehmen ist, dass der Sol-de Kesselt nicht - wie der Lohner Boden - u n t e r, sondern ü b e r dem Eltviller Tuff liegt. Der Braune Verwitterungshorizont hebt sich vom Löß durch seine meist leicht oliv-bräunliche Farbe, seine feinplattige Struktur, die Fe-Mn-Beläge auf den Aggregaten und weiße CaCO_3 -Ausscheidungen ab. Es überrascht nicht, dass er häufig gefunden wird. Er kommt in seiner typischen Ausbildung und stratigraphischen Position sowohl noch in der Normandie (SEMMELE 1995) als auch in Niederösterreich (BIBUS & SEMMELE 1977: 142) vor. Die schon erwähnte typologische Ähnlichkeit mit dem Stillfried B-Boden (u.a. SCHÖNHALS et al. 1964) ist wohl unzutreffend. In typischer Ausbildung wurde der Lohner Boden (= Brauner Verwitterungshorizont) von uns (BIBUS & SEMMELE ib.) gemeinsam mit Julius Fink in der Ziegeleigrube Feilendorf bei St. Pölten gefunden. Auch Fink (1976: 62) stellte keine typologische Ähnlichkeit mit Stillfried B fest.

Trotz seiner relativ guten Erkennbarkeit wurde der Lohner Boden manchmal übersehen, von mir beispielsweise bei Birkenau im Odenwald (SEMMELE 1961: 460). BRUNNACKER (1956: 6) erkannte den Boden nicht bei der ersten Aufnahme des Kitzinger Profils. Probleme entstehen dadurch, dass in trockeneren Gebieten Farbe (etwas rötlicher) und Struktur (weniger plattig) offensichtlich wechseln (SCHÖNHALS et al. 1964) und das im Liegenden des Lohner Bodens ein brauner Boden ausgebildet sein kann, den BIBUS (1989: 8) als "Böckinger Boden" bezeichnet. An einigen Orten (z.B. Nußloch und Wiesbaden) kommen zwei ähnliche Böden übereinander vor, der obere als tonärmere Variante. Der Tongehalt kann sehr verschieden sein, auch dem liegenden Löß gegenüber. BRUNNACKER (1956: 9) gibt 8% Tongehaltszunahme im Vergleich zum liegenden Löß an, ähnlich auch SEMMELE (1968: 34). ROHDENBURG & MEYER (1966: 84) ermittelten manchmal deutlich geringere Veränderungen (ähnlich BIBUS 1989: 10). Da der Lohner Boden häufig mehrschichtig aufgebaut ist, überraschen die Unterschiede nicht, zumal zusätzlich die regionale Verschiedenheit der Lössse und deren pedogene Vorprägung berücksichtigt werden muss. Die schematische Darstellung bei ROHDENBURG & MEYER (1966: 121) veranschaulicht das in eindrucksvoller Weise (vgl. auch RÖSNER 1990: 201).

Es überrascht, dass der Lohner Boden aus der Niederrheinischen Bucht nicht beschrieben worden ist. Eine gezielte Suche danach endete erfolglos (ROHDENBURG & SEMMELE 1971: 248). Die Annahme SCHIRMERS (2002: 318), der höhere Teil seiner acht interstadia-

len Kalkbraunerden entspreche dem Lohner Boden, erscheint noch beweisbedürftig. So sollten sich Übergänge zu den im Unteren Mittelrheintal liegenden Profilen mit dem Lohner Boden (BIBUS & SEMMELE 1977: 146) finden lassen. Außerdem müsste dem Einfluss der im frühen Jungwürm häufig zu beobachtenden Abtragungsphase (SEMMELE 1968: 42) gründlicher nachgegangen werden, die an vielen Orten Diskordanzen hinterließ (u.a. BROSCHE & WALTHER 1978: 65; RÖSNER 1990: 260).

Das gelegentliche Fehlen des Lohner Bodens erklärt wohl auch eine sowohl von BRUNNACKER (u.a. 1957: 11) als auch von FINK (u.a. 1976a: 224) vorgenommene Fehlparallelisierung: Der Lohner Boden soll in der feuchten Lößlandschaft von einem "Tundren-Naßboden" vertreten werden. Diese stratigraphische Gleichsetzung der beiden Bodentypen ist offensichtlich nicht haltbar (SEMMELE 1963: 362), auch nicht in Mainfranken, wie RÖSNER (1990) wiederholt eindeutig nachweist, denn in zahllosen Profilen liegt über dem Lohner Boden nicht nur ungegliederter Löß, sondern es sind mehrere Nassböden ausgebildet, die nirgendwo in Böden des Lohner Typs übergehen. Ähnliche Profile beschreibt KOHL (2000: 334ff.) aus Oberösterreich.

Auch FREISING (1951), der den Begriff "Nassböden" einführte, fand über dem "Göttweiger Boden" im Löß Nord-Württembergs nur einen (grau- und rostfleckigen) Nassboden (anders dagegen BIBUS 1989). Julius Fink kommt im Anschluss an die bereits erwähnte Führung durch Hans Freising zu dem Resultat, diese Bildungen seien problematisch und man sollte ihnen überhaupt keine stratigraphische Bedeutung beimessen. Eine solche Aussage versteht wohl, wenn jemand wie ich auf einer DEUQUA-Exkursion (1974) nach trockenen Witterungsperioden Interessenten die Jungwürm-Nassböden im Rhein-Main-Gebiet vorführen wollte, jedoch trotz intensiven Naßsprühens kaum etwas Entsprechendes zu sehen war. BRUNNACKER (1974: 215f.) lässt diese missliche Situation in seinem Exkursionsbericht freundlicherweise unerwähnt, kann jedoch nicht umhin zu monieren, dass für die Namensgebung der vielen Böden "...das Ortsregister des Rhein-Main-Gebiets ausgebeutet..." wurde. Wie hätte er erst die Lößstratigraphie seines Schülers SCHIRMER (2002) mit der horrenden Zahl von Böden und Lokalnamen kommentiert! Bekanntermaßen entspricht die (vorläufige) Verwendung von Lokalnamen einer Empfehlung der früheren INQUA-Subkommission für Lößstratigraphie (FINK 1964: 233; 1973: 415).

Unbeschadet der Schwierigkeiten, die Nassböden bei bestimmten Witterungsverhältnissen in Trockengebieten demonstrieren zu können, sind die intensiver entwickelten Nassböden in feuchteren Gebieten unübersehbar, etwa gerade am Niederrhein, aber ebenso in Oberösterreich (KOHL 1976: 37ff.; TERHORST & FRECHEN 2002: 359). Die Paläopedologie-Tagung 2003 gibt sicher Gelegenheit, entsprechende Profile zu studieren und ihre Parallelisierung mit deutschen Würmlöß-Profilen zu diskutieren. Die Meinung FINKs (1976a: 223), eine so starke Differenzierung des Würmlösses vor allem mit Hilfe der Nassböden wie sie im Rhein-Main-Gebiet praktiziert werde (SEMMELE 1969), stelle gleichsam das Endglied einer Reihe dar, die mit dem ungegliederten Staublehm im Alpenvorland beginne, wirkt angesichts der noch differenzierteren Würmlöß-Gliederung am Niederrhein (SCHIRMER 2002) oder des Profils Nußloch südlich Heidelberg (ZÖLLER & LÖSCHER 1999) überholt. Noch komplizierter wird die Stratigraphie, wenn man "unsichtbare", nur mit Hilfe der Gesteinsmagnetik erkannte "Böden" hinzuzieht (FRECHEN et al. 1999). In jedem Falle aber zeigen die Nassböden deutlich die Möglichkeit der stärkeren stratigraphischen Gliederung des Würmlösses, wie übrigens auch des Rißlösses (BIBUS 1974). Diese ist in dem (trockenen) klassischen Lößgebiet Niederösterreichs offensichtlich nicht gegeben. Das gilt anscheinend auch für weite Teile der asiatischen Lößgebiete (BRONGER 1999).

3. Prä-Würm-Lösse.

Ein solcher regionaler "Nachteil" macht sich offenbar noch auf einem anderen Gebiet der Lößstratigraphie bemerkbar: Eine wesentliche Festlegung der INQUA-Subkommission war, dass - wie es der Präsident Julius Fink (u.a. 1973: 426) formulierte - die jüngeren Interglazial-Böden - und eben auch der Boden der Riß/Würm-Warmzeit - als "...Bt-Horizonte normaler Prägung entwickelt..." sind. Das gilt allem Anschein nach vor allem für Niederösterreich, das Rhein-Main-Gebiet und andere trockenere Landschaften. Für den Verlehmungshorizont in Ober-Fellabrunn machte zudem FRENZEL (1964: 25) pollenanalytisch die interglaziale Bildung dieses Paläobodens wahrscheinlich. ROHDENBURG & MEYER (1966: 11ff.) zeigten jedoch, dass auch im Humuszonenbereich des älteren Würmlösses Bt-Horizonte entstanden sein können. Diese sind indessen deutlich schwächer entwickelt, also nicht "normaler Prägung" (vgl. auch SCHIRMER 2002: 317). Abweichend davon liegen im (trockenen) Neuwieder Becken kräftige Bt-Horizonte, die laut FRECHEN et al. (1999) in das ältere Würm gehören. Eine solche Einstufung erscheint nicht unproblematisch (SEMMELE 1999: 122).

Die Frage, ob intensiv ausgeprägte Bt-Horizonte in jedem Falle als echte Warmzeitbildungen gelten dürfen, bekommt besondere Bedeutung für die Prä-Würm-Lösse. In den sechziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts zeigte sich in manchen Löß-Profilen, dass mehr fossile Bt-Horizonte vorkamen, als damals Interglaziale bekannt waren (SEMMELE 1967). In den Lössen ging z.B. BRUNNACKER (1964: 420ff.) von drei "Interglazialböden normaler Entwicklungstiefe" aus, die er den klassischen Warmzeiten (Günz/Mindel, Mindel/Riß und Riß/Würm, z.B. in den Profilen Regensburg und Marktheidenfeld) zuordnete. Eine ähnliche Abfolge fand auch SCHIRMER (1967) in einer Ziegeleigrube in Hösbach (Spessart). In der nur einige Kilometer weiter westlich gelegenen Ziegeleigrube Reinheim (Odenwald) waren dagegen sechs (SEMMELE 1967a), später sogar acht (SEMMELE 1996: 134) fossile Bt-Horizonte aufgeschlossen. Inzwischen ist klar, dass es viel mehr Warmzeiten und fossile Löß-Bt-Horizonte gegeben hat (KUKLA 1969; LOZEK 1971).

Dennoch bleibt die Frage, ob jeder dieser Horizonte in einer echten Warmzeit gebildet wurde, zumal ja selten entsprechende paläontologische Belege möglich sind. Bekanntlich gibt es in der sibirischen Taiga, deren holozänes Klima allenfalls als (mitteleuropäisch) interstadial und nicht interglazial charakterisiert werden kann, tief entwickelte holozäne Bt-Horizonte (Dernopodsole) auf dem Löß der letzten Kaltzeit (u.a. SEMMELE 1993: 81). Die weiteren Forschungen zu diesem Thema zeigten nunmehr wiederum Österreich im Vorteil: FINK & KUKLA (1977) kombinierten das Profil Krems, das im jüngeren Teil deutliche stratigraphische Lücken aufweist, mit dem tschechischen Profil Ceverny Kopec und wiesen damit mindestens 17 Interglazialböden in Lössen nach, die in den letzten 1,7 Millionen Jahren gebildet worden sein sollen. Nicht völlig sicher scheint die (paläomagnetische) Datierung (FINK 1979a: 114; PECSI 1996: 156).

Doch man kommt auch ohne tschechische Lokalitäten aus: "Die Lößwände der Schießstätte Krems bilden zusammen mit dem Profil von Stranzendorf (gleichfalls Niederösterreich) die bedeutendsten Lokalitäten im mitteleuropäischen Raum, weil sie sowohl zur Gliederung des Pleistozäns als auch zur Frage der Abgrenzung Pliozän/Pleistozän herangezogen werden können" (FINK 1978a: 361). Zurecht merkt PECSI (1996: 156) kritisch an, dass die unteren fossilen Böden in Stranzendorf noch nicht auf Lössen ausgebildet sind. Das zu betonen, unterließ indessen auch Julius Fink auf keiner der vielen von ihm geführten Exkursionen in der "Lokalität Stranzendorf".

Um der österreichischen Lössforschung nicht auch bei den Prä-Würm-Lössen uneingeschränkt die Vormachtstellung einräumen zu wollen: Zumindest 13 Warmzeit/Kaltzeitzyklen im Löss beschreiben SABELBERG et al. (1976) aus dem Steinbruch Dreihausen am westlichen Vogelsberg. In Bad Soden am Taunus gibt es immerhin neun fossile Bt-Horizonte aus Löss, wobei die beiden letzten älter als das Jaramillo-Event sind (SEMMELE & FROMM 1976).

Resumierend (und resignierend) ist dennoch wohl festzustellen, dass die Frage, wo es die besseren Lössprofile gibt, der Frage verwandt erscheint, wo der bessere Fußball gespielt wird. Für Julius Fink war immer klar, dass in beiden Fällen die Antwort nur lauten konnte: in Österreich. Da in der Wissenschaft bekanntlich die Erkenntnis von heute der Irrtum von morgen ist, erscheint es unangebracht, deutscherseits das Rennen (zumindest was die Lössstratigraphie betrifft) schon aufzugeben. Allein, ein wesentliches Handicap ist unübersehbar: Es fehlt mit dem frühen Tod von Julius Fink, dessen außerordentliche Verdienste um die Lössforschung oftmals gewürdigt wurden (z.B. FRENZEL 1982; SMALEY et al. 2001), eine hinreichend positiv provozierende Persönlichkeit, die wirklichen Forschungsfortschritt gewissermaßen erzwingt. So schließe ich denn diesen Rückblick allein schon deswegen in - nicht wehmutsfreiem - Gedenken an Julius Fink.

4. Und wo bleibt die praktische Anwendung?

Der Rückblick wurde verfasst in der Erinnerung an viele Diskussionen im Gelände, für die charakteristisch war, dass sie ihre Prägung durch Lössforscher erhielten, die "Konfliktfähigkeit" auszeichnete. Es wurde über vieles kontrovers gesprochen, allerdings nicht darüber, was denn mit der Lössstratigraphie praktisch anzufangen sei. Man war vom Löss und der Möglichkeit, ihn bereits im Gelände diffizil gliedern zu können, begeistert und verstand es, andere zu begeistern. Begeistert zu neuen Erkenntnissen geführt und in die Lage versetzt zu werden, neue Ergebnisse selbst begeistert zu gewinnen, eine schönere wissenschaftliche Tätigkeit erscheint mir nicht vorstellbar.

Mit dieser Haltung gerät man heute indessen in Gefahr, mitsamt seiner Forschungsrichtung "finalisiert" zu werden. Als "Finalisierung" bezeichnete man an westdeutschen Universitäten während der besonders progressiven siebziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts das Verfahren, Forscher und deren Arbeitsrichtungen zu eliminieren, die als nicht zukunftsrelevant galten. Der Verdacht, zu diesen bedauernswerten Vertretern zu gehören, kam schnell auf, so-

bald man sich nicht in der Lage sah, die Bedeutung seines Faches für die Lösung praktischer, damals "gesellschaftsrelevanter" Fragen überzeugend zu demonstrieren. Da auch im Arbeitskreis Paläopedologie gelegentlich Zweifel aufkamen, ob denn die nach wie vor betriebene Lössstratigraphie Praxisrelevanz habe, meinte ich in einem Kurzvortrag auf der Tagung des Arbeitskreises in Bern 2001 (vgl. FELIX-HENNINGSSEN 2001: 60) zu diesem Thema eigene Erfahrungen vorstellen zu sollen. Diese sind durchweg bereits an anderen Orten publiziert worden, unter anderen waren einige Beispiele Gegenstand eines Vortrags auf der Deuqua-Tagung in Celle 1986.

Vorauszuschicken ist, dass auch von mir Lössforschung nicht betrieben wurde, um praktische Fragen zu lösen. Neben der Freude am reinen Erkenntnisgewinn war es für mich als Geomorphologen vor allem möglich, das mitteleuropäische Relief mit Hilfe der Lössstratigraphie besser erklären zu können. Auf diesem Gebiet ist mehr geboten worden, als es die Darstellung bei RICHTER (1996: 281ff.) vermuten lässt. Nahezu zwangsläufig wurden dabei auch angewandte Problemstellungen berührt. Das gilt übrigens mindestens in gleicher Weise für die im Zusammenhang mit der prognostizierten warmen Klimakatastrophe hochaktuelle Paläoklimaforschung. Die nachfolgenden Beispiele führen indes thematisch in andere Bereiche.

Erstmalig mit praktischer Bedeutung der Lössstratigraphie konfrontierte mich zu Beginn meiner Tätigkeit am Hessischen Landesamt für Bodenforschung in Wiesbaden im Jahre 1960 die Beobachtung, dass im Rahmen einer Flurbereinigung ein Areal von Löss-Pararendzinen drainiert werden sollte. Das von einem landwirtschaftlichen Bodenkundler begründete Vorhaben basierte auf der Grau- und Rostfleckigkeit des oberflächennahen Lösses, worin die Auswirkung aktueller Staunässe gesehen wurde. Es ließ sich mit Hilfe mehrerer Bohrungen alsbald das Abtauchen des Rostfleckenhorizonts unter den Eltviller Tuff zeigen und glaubhaft machen, dass die Staunässemerkmale fossiler Natur waren und dem jungwürmzeitlichen E2-Nassboden (SCHÖNHALS et al. 1964) zugehörten. Das Substrat dieses Nassbodens ist zwar etwas dichter gelagert als der normale Löss, seine Durchlässigkeit wird aber immer noch mit "mittel bis hoch" bezeichnet (kf-Gruppen-Bildung nach KA4: 306). Von drainungsbedürftigen Standorten konnte also keinesfalls die Rede sein.

Das Beispiel weist außerdem darauf hin, wie schwierig es ist, Modelle zu rechnen, die die Grundwasserbildung unter vielgliedrigen Lössdecken auch nur annähernd treffen.

Einmal differenzieren schon Nassböden den Löß hinsichtlich seiner Durchlässigkeit, zum anderen sind es aber vor allem fossile Bt- und Sd-Horizonte, die die Versickerung in manchen Fällen sogar zum Erliegen bringen. Entgegengesetzt wirken sich Unstetigkeiten mit sehr hohen Sickerleistungen und sogar "Verkarstungen" aus. Nicht zuletzt sind es diese Probleme, die HEINRICH et al. (1999: 74) bei der Bewertung von Erfolgchancen künstlicher Infiltration zu der Aussage veranlassen, letztere sei für Gebiete mit mächtigen Lößdecken nicht zu empfehlen.

Speziell die Löß-Nassböden machen sich oft auch bei der quantitativen Abschätzung der Bodenerosion als erheblicher Störfaktor bemerkbar. Bei Bodenerosionskartierungen in der Lößlandschaft der Reinheimer Bucht am nördlichen Odenwaldrand stellte sich heraus, dass in der Regel die gesamte Parabraunerde abgetragen war. Trotz dieser starken Bodenerosion hatte sich (scheinbar) eine verdichtete Pflugsohle gebildet, deren Rostfleckigkeit zudem auf Staunässe schließen ließ. Die genauere Untersuchung ergab indessen, dass der E2-Nassboden in den meisten Fällen vom Pflug erfasst worden war. Rostfleckigkeit und Verdichtung waren auch hier fossiler Natur, wobei die Verdichtung zu einer verstärkten CaCO_3 -Anreicherung in holozäner Zeit geführt hatte (Cc-Bildung), ein Vorgang, der die Scherfestigkeit erhöhte und die Erodibilität verringerte. Wird der Cc-Horizont vom Pflug erfasst, entsteht darüber hinaus eine gröbere Aggregatklasse mit größerer Erosionsstabilität als sie der normale Rohlöß aufweist. Infolgedessen bleibt der Nassboden länger an der Oberfläche erhalten (SEMMELE 1996a: 252).

Neben dem E2-Naßboden erweist sich im Rhein-Main-Gebiet der E4-Naßboden gleichfalls als besonders erosionsstabil. Das überrascht insofern, als dieser deutlich mehr Ton (bis zu sechs Prozent) enthält als der Rohlöß und außerdem dichter gelagert ist, somit eigentlich erosionsanfälliger sein sollte. Aber diese Nachteile werden offensichtlich durch die höhere Scherfestigkeit und Aggregatstabilität des Nassbodensubstrates mehr als aufgewogen, die den K-Wert der WISCHMEYER-Formel entscheidend verändern. Mir ist keine quantitative Bodenerosionsstudie bekannt, in der entsprechende Variationen des K-Wertes berücksichtigt werden. Allerdings gilt streng genommen die beschriebene Erosionsstabilität des E2- und des E4-Naßbodens nur für die zentralen hessischen und rheinhessischen Lößgebiete, da mir in anderen Regionen die nötige Kartiererfahrung für die entsprechenden Einschätzungen fehlt.

Am häufigsten ist jedoch die Lößstratigraphie gefragt, wenn es um die Einordnung von Massenverlagerungen geht. Hier lässt sich zum Beispiel anhand der verschiedenen alten Leithorizonte erkennen, wann eine Bewegung einsetzte oder aufhörte. Das gilt sowohl für tektonische Bewegungen als auch für einfache Hangrutschungen, periglaziale Aufpressungen und Erdfälle. Außerdem erlaubt der Vergleich der unterschiedlich großen Sprunghöhen in den einzelnen Leithorizonten Aussagen über den zeitlichen Verlauf der Bewegungen (Beispiele u.a. bei SEMMELE 2000: 59 ff.).

Selbstverständlich sind auch hier Fehlinterpretationen nicht auszuschließen. So wurde beispielsweise von mir schon frühzeitig auf eine mögliche Kontamination des Grundwassers durch die zentrale Sondermülldeponie Wicker zwischen Frankfurt a.M. und Wiesbaden verwiesen (SEMMELE 1977: 74), weil sich dort in der Lößdecke Verkarstung im Untergrund widerspiegelte, später jedoch (SEMMELE 1986: 26) eine baldige Kontamination für unwahrscheinlich gehalten. Es hatte sich gezeigt, dass die Jungwürm-Leithorizonte wie auch der holozäne Boden nicht mehr gestört waren, die Verkarstung mithin offensichtlich durch die Permafrostzeiten im Jungwürm unterbunden wurde und danach nicht wieder auflebte. Diese Einschätzung erwies sich leider als unzutreffend. Inzwischen sind starke Verunreinigungen des Grundwassers nachgewiesen und enorme Mittel für die Sanierung der Deponie bereitgestellt und auch verbraucht worden.

Die feinstratigraphische Differenzierung des Lösses, insbesondere die des Würmlösses, wirkt sich auch in verschiedener Weise auf die postglaziale Bodenbildung aus. Vor allem der E4-Naßboden führt manchmal zu einer Erhöhung des Tongehalts im Bt-Horizont der Parabraunerden. Die Auswirkung älterer Lößstraten auf die heutige Bodenbildung schildert BIBUS (1989a: 71) an einem Beispiel aus dem nördlichen Württemberg. Abschließend sei in diesem Zusammenhang auf ROHDENBURG & MEYER (1966: 5) verwiesen, deren grundlegende Beiträge zur Würmlöß-Stratigraphie aus dem Wunsch entstanden, für die Beurteilung der holozänen Bodenentwicklung auf zeitlich eindeutig fixierte Löss zurückgreifen zu können.

5. Literatur

- AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 4. Aufl.: 392 S., Hannover (KA4).
- BAYER, J. (1913): Die Chronologie des jüngeren Quartärs.- Mitt. prähist. Komm. kaiserl. Ak. Wiss., II: 199-227, Wien.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß.- Eiszeitalter und Gegenwart, 25: 166-182, Öhringen.
- BIBUS, E. (1989): 8. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft.- 31 S., Tübingen.
- BIBUS, E. (1989a): Die Auswirkung quartärer Formungsdynamik auf Relief und Standort in der lößbedeckten Gäulandschaft des Neckar-Enz-Gebietes.- Frankfurter geowiss. Arb., D10 : 69-83.
- BIBUS, E. & SEMMEL A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes.- Geol. Jb. Hessen, 105: 141-147, Wiesbaden.
- BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort.- Tübinger geowiss. Arb., D3: 91 S.
- BIBUS, E., RÄHLE, W. & WEDEL, J. (2002): Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnitts im Lössprofil Mainz-Weisenau.- Eiszeitalter und Gegenwart, 51: 1-14, Hannover.
- BOGAARD, P. v.d. & SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes.- Deuqua-Führer, 1: 166-190, Dormagen.
- BRANDTNER, F. (1950): Über die relative Chronologie des jüngeren Pleistozäns Niederösterreichs.- Archaeologia Austriaca, 5: 101-113, Wien.
- BRANDTNER, F. (1954): Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. - Eiszeitalter und Gegenwart, 4/5: 49-82, Öhringen.
- BRANDTNER, F. (1956): Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten.- Eiszeitalter und Gegenwart, 7: 127-175, Öhringen.
- BRONGER, A. (1999): Löß-Paläoboden-Sequenzen als Indikatoren einer globalen Klimageschichte des Quartärs?- Eiszeitalter und Gegenwart, 49: 35-54, Hannover.
- BROSCHKE, K.-U. & WALTHER, M. (1978): Die jungpleistozänen Löß-Deckschichten der Braunkohlentagebaue der Braunschweigischen Kohlenbergwerke (BKB) zwischen Helmstedt und Schöningen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 28: 51-67, Öhringen.
- BRUNNACKER, K. (1954): Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern.- Eiszeitalter und Gegenwart, 4/5: 83-86, Öhringen.
- BRUNNACKER, K. (1956): Das Lößprofil in Kitzingen (Unterfranken).- Germania, 34: 3-11, Nürnberg.
- BRUNNACKER, K. (1956a): Regionale Bodendifferentierungen während der Würmeiszeit – Eiszeitalter und Gegenwart, 7: 43-48, Öhringen.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Boden im jüngeren Pleistozän in Bayern.- Geologica Bavarica, 34: 95 S., München.
- BRUNNACKER, K. (1962): 6. Riß/Würm-interglazialer Boden und würmzeitliche Deckschichten bei Kitzingen.- Exkursion A 11. DEUQUA-Tag. Nürnberg 1962: 2, unpubliz. Exkursionsführer, Nürnberg.

- BRUNNACKER, K. (1964): Schätzungen über die Dauer des Quartärs, insbesondere auf der Grundlage seiner Paläoböden.- Geol. Rdsch., 54: 415-428, Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. (1974): DEUQUA-Tagung 1974: Bericht über die Exkursion zur Löß-Gliederung im Rhein-Main-Gebiet.- Eiszeitalter und Gegenwart, 25: 215-216, Öhringen.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (2001): Jahresbericht AK Paläopedologie.- Nachr. DBG, 20/2: 59-60, Oldenburg.
- FINK, J. (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löß.- Quartär, 6: 85-108, Bonn.
- FINK, J. (1956): Zur Korrelation der Terrassen und Löss in Österreich.- Eiszeitalter und Gegenwart, 7: 49-77, Öhringen.
- FINK, J. (1964): Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung.- Eiszeitalter und Gegenwart, 15: 229-235, Öhringen.
- FINK, J. (1965): Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung.- Eiszeitalter und Gegenwart, 16: 264-275, Öhringen.
- FINK, J. (1973): Internationale Lößforschungen, Bericht der INQUA-Lößkommission.- Eiszeitalter und Gegenwart, 23/24: 415-426, Öhringen.
- FINK, J. (1976): Fahrtstrecke W Ulmerfeld-Autobahn Auffahrt W Amstetten-Ybbs (Abfahrt)-Erlauf.- Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Ak. Wiss., I: 57-113, Wien.
- FINK, J. (1976a): Internationale Lößforschungen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 27: 220-235, Öhringen.
- FINK, J. (Schriftleiter)(1978): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und der Wiener Pforte.- Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Ak. Wiss., Ergänz. Bd. I: 31 S. Wien.
- FINK, J. (1978a): Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung (DEUQUA) in Österreich 1978.- Mitt. österr. geogr. Ges., 120: 358-364, Wien.
- FINK, J. (1979): Stand und Aufgaben der österreichischen Lößforschung.- Innsbrucker geogr. Stdn., 5: 79-102.
- FINK, J. (1979a): Palaeomagnetic Research in the northeastern Foothills of the Alps and in the Vienna Basin.- Acta geol. Ac. Sc. Hungaricae, 22: 111-124, Budapest.
- FINK, J. & KUKLA, J. (1977): Pleistocene climates in Central Europe: At least 17 interglacials after the Olduvai event.- Quaternary Research, 7: 363-371, Seattle.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau.- Frankfurter geowiss. Arb., D 20: 53-66.
- FRECHEN, M. et al. (1999): The Late Middle and Upper Pleistocene Loess/Palaeosol deposits of section Koblenz-Metternich, Mosel Valley.- In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (eds.): Loess in the Middle and Upper Rhine Area: 17-30, Mainz.
- FREISING, H. (1951): Neue Ergebnisse der Lößforschung im nördlichen Württemberg.- Jahreshefte geol. Abt. württ. statist. Landesamts, I: 54-59, Stuttgart.
- FRENZEL, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 15: 5-39, Öhringen.
- FRENZEL, B. (1982): Julius Fink, ein Nachruf.- Eiszeitalter und Gegenwart, 32: 217-221, Stuttgart.
- GÖTZINGER, G. (1935): Zur Gliederung des Lößes. Leimen- und Humuszonen im Viertel unter dem Manhartsberge.- Verh. geol. Bundesanst., 1935, 8/9: 126-132, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1936): Das Lößgebiet um Götting und Krems an der Donau.- Führer Quartär-Exkursionen Österreich, I. Teil: 1-11, Wien.

- GÖTZINGER, G. (1937): Neue Forschungen über das geologische Alter des Lösses und des Lössmenschen in Niederösterreich.- Mitt. geograph. Ges., 80: 296-298, Wien.
- GRAHMANN, R. (1937): Die dritte internationale Quartärkonferenz (INQUA) und ihre Belehrungsreisen in Österreich, September 1936.- Z. Gletscherkde., 25: 241-280, Innsbruck.
- HAASE, G. & LIEBEROTH, I. (1965): Verbreitung und Ausbildung von Löß und lößartigen Sedimenten.- In GELLERT, J.F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik: 159-187, Berlin.
- HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet.- Pet. geogr. Mitt., Ergänzungsheft, 274: 99-212, Gotha/Leipzig.
- HEINRICH, J., KLAWITTER, C. & SKORUPINSKI, T. (1999): Geomorphologisch-quartärgeologische Beiträge zu geoökologisch orientierten kommunalen Fachplanungen.- Frankfurter geogr. Hefte, 63: 59-83.
- KAISER, K. (1960): Bericht über die Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Karlsruhe vom 7. - 12.9.1960.- Eiszeitalter und Gegenwart, 11: 226-238, Öhringen.
- KAISER, K. (1963): Die 11. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Nürnberg vom 21. - 27. September 1962.- Eiszeitalter und Gegenwart, 14: 227-238, Öhringen.
- KOHL, H. (1976): Lehmgrube der Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels.- Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Ak. Wiss., I: 37-41, Wien.
- KOHL, H. (1989): Zur Frage der Korrelation unterschiedlicher Sedimentfolgen am nördlichen Alpenrand sowie in den Ostalpen und deren Vorland im Jungpleistozän.- Quat. Type Sections: Imagination or Reality?: 71-78, Rotterdam.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich.- Schriftenreihe oberöstr. Musealvereins-Ges. Landesde., 17: 487 S., Linz.
- KUKLA, J. (1969): Lagerungsverhältnisse und Stratigraphie der Löss.- In DEMEK, J. & KUKLA, J. (Hrsg.): Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei: 4-18, Brno.
- LAIS, R. (1951): Über den jüngeren Löß in Niederösterreich, Mähren und Böhmen.- Ber. naturforsch. Ges. Freiburg i.Br., 41: 119-178.
- LIEBEROTH, I. (1962): Ein Beitrag zum Klima und zur Chronologie des Jungpleistozäns.- Forschungen und Fortschritte, 36: 73-77, Berlin.
- LIEBEROTH, I. (1963): Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen.- Geologie, 12: 149-187, Berlin.
- LOZEK, V. (1971): Zum Problem der Zahl der quartären Klimaschwankungen.- Quartär, 22: 1-16, Bonn.
- LOZEK, V. & KULKA, J. (1959): Das Lößprofil von Leitmeritz an der Elbe, Nordböhmen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 10: 81-104, Öhringen.
- MIARA, S., ZÖLLER, L., RÖGNER, K. & ROUSSEAU, D. (1996): Quartäraufschlüsse bei Baltringen/Riß und Gliederung des Riß-Komplexes - neue stratigraphische, pedologische und geochronologische Aspekte.- Z. Geomorph. N.F., 40: 209-226, Berlin/Stuttgart.
- PECSI, M. (1996): Die chronologische Gliederung bedeutender Lössaufschlüsse.- Z. Geomorph. N. F., Suppl.bd. 98: 155-187, Berlin/Stuttgart.
- RICHTER, G. (1996): Formengemeinschaften der äolischen, solifluidalen und erosiven Prägung im Raum der kaltzeitlichen Löss Europas.- Z. Geomorph. N. F., Suppl.bd. 98: 283-290, Berlin/Stuttgart.

- RÖSNER, U. (1990): Die Mainfränkische Lößprovinz.- Erlanger geogr. Arb., 51: 306 S., Erlangen.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. 5: 1-135, Göttingen.
- ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 99: 246-252, Wiesbaden.
- SABELBERG, U. et al. (1976): Quartärgliederung und Aufbau von Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen in Bereichen mit Dominanz periglazialer Hangsedimente, dargestellt am Quartärprofil Dreihausen/Hessen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 27: 93-120, Öhringen.
- SCHIRMER, W. (1967): Das Profil der Ziegelei Grün in Hösbach.- Nachr. naturwiss. Museums Aschaffenburg, 74: 94-96.
- SCHIRMER, W. (2002): Frühes Würm/Weichsel im Rahmen der Glazial-Interglazial-Gliederung.- Terra Nostra, 2002/6: 314-321, Berlin.
- SCHÖNHALS, E. (1950): Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 1: 244-259, Wiesbaden.
- SCHÖNHALS, E. (1951): Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet.- Eiszeitalter und Gegenwart, 1: 109-130, Öhringen.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 15: 199-206, Öhringen.
- SEMMEL, A. (1961): Die pleistozäne Entwicklung des Weschnitztales im Odenwald.- Frankfurter geogr. Hefte, 37: 425-492.
- SEMMEL, A. (1963): Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken).- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 91: 359-365, Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1967): Über Prä-Würm-Löss in Hessen.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 91: 239-241, Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1967a): Das Lößprofil der Ziegelei Grün in Reinheim.- Nachr. naturwiss. Museum Aschaffenburg, 74: 108-112.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.- Frankfurter geogr. Hefte, 45: 133 S.
- SEMMEL, A. (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 97: 395-399, Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1977): Geowissenschaftliche Karten und ihre Anwendung bei der fachwissenschaftlichen Lehrerausbildung.- Frankfurter Beitr. Didaktik Geogr., 1: 70-75.
- SEMMEL, A. (1986): Angewandte konventionelle Geomorphologie.- Frankfurter geowiss. Arb., D6: 114 S.
- SEMMEL, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie.- 3. Aufl.: 127 S., Stuttgart.
- SEMMEL, A. (1995): Ein Lößprofil bei Lisieux (Normandie) und seine stratigraphische Parallelisierung mit Würmlössen in Hessen.- Eiszeitalter und Gegenwart, 45: 59-61, Hannover.
- SEMMEL, A. (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland.- 5. Aufl.: 199 S., Stuttgart.
- SEMMEL, A. (1996a): Bodenerosion und oberflächennaher Untergrund.- Heidelberger geogr. Arb., 104: 251-258.

- SEMMEI, A. (1999): Die paläopedologische Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa.- Z. geol. Wiss., 27: 121-133, Berlin.
- SEMMEI, A. (2000): Fahrt der ICE auf wackeligem Grund?- Forschung Frankfurt, 1/2000: 56-62.
- SEMMEI, A. (2001): Das Quartär am Nordrand des Oberrheingrabens.- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 83: 113-130, Stuttgart.
- SEMMEI, A. & FROMM, K. (1976): Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen an quartären Sedimenten des Rhein-Main-Gebiets. - Eiszeitalter und Gegenwart, 27: 18-25, Öhringen.
- SOERGEL, W. (1919): Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen.- 180 S., Leipzig.
- SMALLEY, I. J. et al. (2001): Some majors events in the development of the scientific study of loess.- Earth-Science Rev., 54: 5-18, Amsterdam.
- STREMMER, H. E. (1989): Die Korrelation quartärer Paläoböden aus den Gebieten der Vereisungen Nordeuropas und des Alpenvorlandes.- Quat. Type Sections: Imaginitos or Reality?: 125-136, Rotterdam.
- TERHORST, B. & FRECHEN, M. (2002): Neue Untersuchungen zu Löss-/Paläoboden-Sequenzen in Oberösterreich.- Terra Nostra, 2002/6: 358-362, Berlin.
- WOLDSTEDT, P. (1956): über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Löss in ihr.- Eiszeitalter und Gegenwart, 7: 78-86, Öhringen.
- ZÖLLER, L. (1995): Würm- und Rißlöss-Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten.- 199 und VII S., Habil. Schr. Fakultät Geowiss., Univ. Heidelberg (unpubliziert).
- ZÖLLER, L., OCHES, E. A. & McCoy, W. D. (1993): Towards a revised chronostratigraphy of Loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary.- Quatern. Sci. Rev., 13: 465-472, London.
- ZÖLLER, L. & LÖSCHER, M. (1999): The last glacial-interglacial cycle in the loess section at Nussloch and underlying upper Tertiary loams.- In WEIDENPELLER, M. & ZÖLLER, L. (eds.): Loess in the Middle and Upper Rhine Area: 39-50, Mainz.

TGA	Reihe D	Nr. 09	S. 25-46, 6 Abb., 3 Tab.	Tübingen 2003
-----	---------	--------	--------------------------	---------------

Geologische Übersicht des westlichen pleistozänen Salzachvorlandgletschers und seines Vorlands (Oberbayern)

Gerhard Doppler¹

Kurzfassung: Im Gegensatz zu anderen Gletschern des nördlichen Alpenvorlands reichen beim Salzachgletscher die ältesten Moränen am weitesten nach N und E. Aufgrund ihrer Position werden diese altpleistozänen Bildungen als günzzeitlich betrachtet. Sie verzahnen sich nach außen streckenweise mit Älteren Deckenschottern und korrelieren zum Becken hin mit Moränen- und Seeablagerungen in tiefgreifenden Rinnen im Liegenden des weit verbreiteten mindelzeitlichen Vorstoßschottern. Ein mindelzeitlicher Moränenwall, der den mächtigen Vorstoßschottern aufsitzt, zieht in weitem Bogen von Trostberg über die Alz in Richtung Burghausen, wird aber noch von rißzeitlichen Moränen überdeckt. Riß- und würmzeitliche Sedimente zeigen einen deutlich höheren Anteil zentralalpiner Kristallins als älterpleistozäne Ablagerungen. Die Rißmoränen lassen gegen das Becken hin vier getrennte Wallssysteme erkennen. Am inneren Wall setzen die Hochterrassenschüttungen Richtung Burghausen an. Das breite Hochterrassenfeld im Inntal im N des Salzachgletschers entstammt den Abflüssen des Inn-Chiemsee-Gletschers weiter westlich. Das Brunntal, östlich parallel zum Alztal, wird von einer deutlich tiefergelegenen, lößlehmbedeckten Hochterrasse begleitet, die sich im S unter hochwürmzeitlichen Ablagerungen verliert. Sie wird bisher in die späte Rißzeit eingestuft. Der Jungmoränenbereich zeigt einen anderen Vereisungsgebieten vergleichbaren Formenschatz: drei bis vier große hochglaziale Moränenstände bis zum Rand der Zweigbecken, getrennt durch periphere Abflußrinnen, dahinter fingerförmig ausgebreitete Zungenbecken mit drumlinbesetzten Rücken dazwischen. Bis ins Salzburger Stammbecken hinein können schwach ausgeprägte, spätglaziale Eisrandlagen verfolgt werden. Entlang Traun, Alz, Saalach, Salzach und Inn entwickelten sich durch fortgesetzte Eintiefung ausgeprägte Terrassentreppen bis zur Flußregulierung im jüngsten Holozän.

Abstract:

[General View on the Geology of the Western Salzach Foreland Glacier Region (Pleistocene, Upper Bavaria)]

The knowledge about the Bavarian part of the Pleistocene Salzach Glacier still refers substantially to GRIMM et al. (1979). Quaternary rock units are still classified according to traditional, morphostratigraphic terms.

In contrast to other glaciers of the Northern Alpine Foreland the earliest known moraines of the Salzach Glacier show the greatest extension to the north and east compared to later ones. Because of their position those old

¹ Anschrift des Verfassers: Dr. Gerhard Doppler, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-81797 München, e-mail: gerhard.doppler@gla.bayern.de

Pleistocene sediments are considered to be of Günz age. Moraines to the N and E pass into fluvioglacial gravels (Älterer Deckenschotter). Inwards they correlate with tills and lacustrine sediments in broad and deep reaching channels, situated below gravels of Mindel age (Jüngerer Deckenschotter). These widespread coarsening upward gravels were deposited during the advance of the Mindel age glacier and partly show morainic conglomerates on their top sides. A big terminal moraine stretches from NW of Trostberg over the river Alz to the west in the direction of Burghausen. It is completely covered by Riß age tills. Coarse-grained deposits of Riß and Würm age carry a significantly higher amount of crystalline rock debris from the Central Alps than older sediments do. Four distinctive rampart systems of terminal moraines dating from the Riß period can be identified toward the margin of the Würm age glacier. Wide fields of glaciofluvial gravels (Hochterrasse) proceeding from Riß moraines, extend southwest of Burghausen and at the Inn valley, the latter coming from the Inn-Chiemsee Glacier farther in the west. The Brunntal valley east of the river Alz is accompanied by a gravel terrace, which is incised nearly as deep as the Würm age terrace, but it is covered by loessic loam, like surfaces dating from Riß age. The supposed root of this gravel accumulation showed soil relics of interglacial character overlain by Upper Würm deposits, so that it is considered to be of late Riß age up to now. The region of the Würm moraines is structured similar to other glaciated areas in the Northern Alpine Foreland: three to four terminal moraine ramparts of the pleniglacial with draining channels between them, fingery tongue basins behind the inner moraines, and fields of drumlins on the top sides of the ridges between these basins. Traces of some late glacial ice margins can be found up to the Salzburg glacial basin. Continuing incision created sequences of terraces along the rivers Traun, Alz, Saalach, Salzach and Inn until situation changed due to hydrologic engineering in the latest Holocene.

In front of the Bavarian part of the Salzach Glacier there is a lack of older terrace surfaces. Only terraces of Riß age (Hochterrasse) are widespread. In consequence loess sediment record is very short in Bavaria compared to Upper Austria and its Mindel and Günz age terraces. But remains of paleosols of interglacial character, which are intercalated between gravels and tills, were found more frequently in recent time. Funnel- or pipe-shaped karstic weathering structures (Geologische Orgeln) are phenomena of the older conglomeratic gravels (Deckenschotter).

1. Einleitung

Das Gebiet des pleistozänen Salzachgletschers und sein glazifluvial geprägtes Vorland wird durch den namensgebenden Fluß, die Salzach, in eine österreichische und eine bayerische Hälfte geteilt. Die hier vorgelegte geologische Übersicht ist überwiegend auf den bayerischen Teil des Salzachvorlandgletschers bezogen und hier vor allem auf dessen nordwestlichen Sektor, etwa zwischen Alz, Inn und Salzach.

Dem Gebiet des pleistozänen Salzachvorlandgletschers wurde von BRÜCKNER (1886) die erste Monographie eines Vorlandgletschers gewidmet. EBERS et al. (1966) stellten in einer weiteren

monographischen Beschreibung ihre Forschungsergebnisse zu einem in den Grundzügen noch heute gültigen Gesamtbild zusammen.

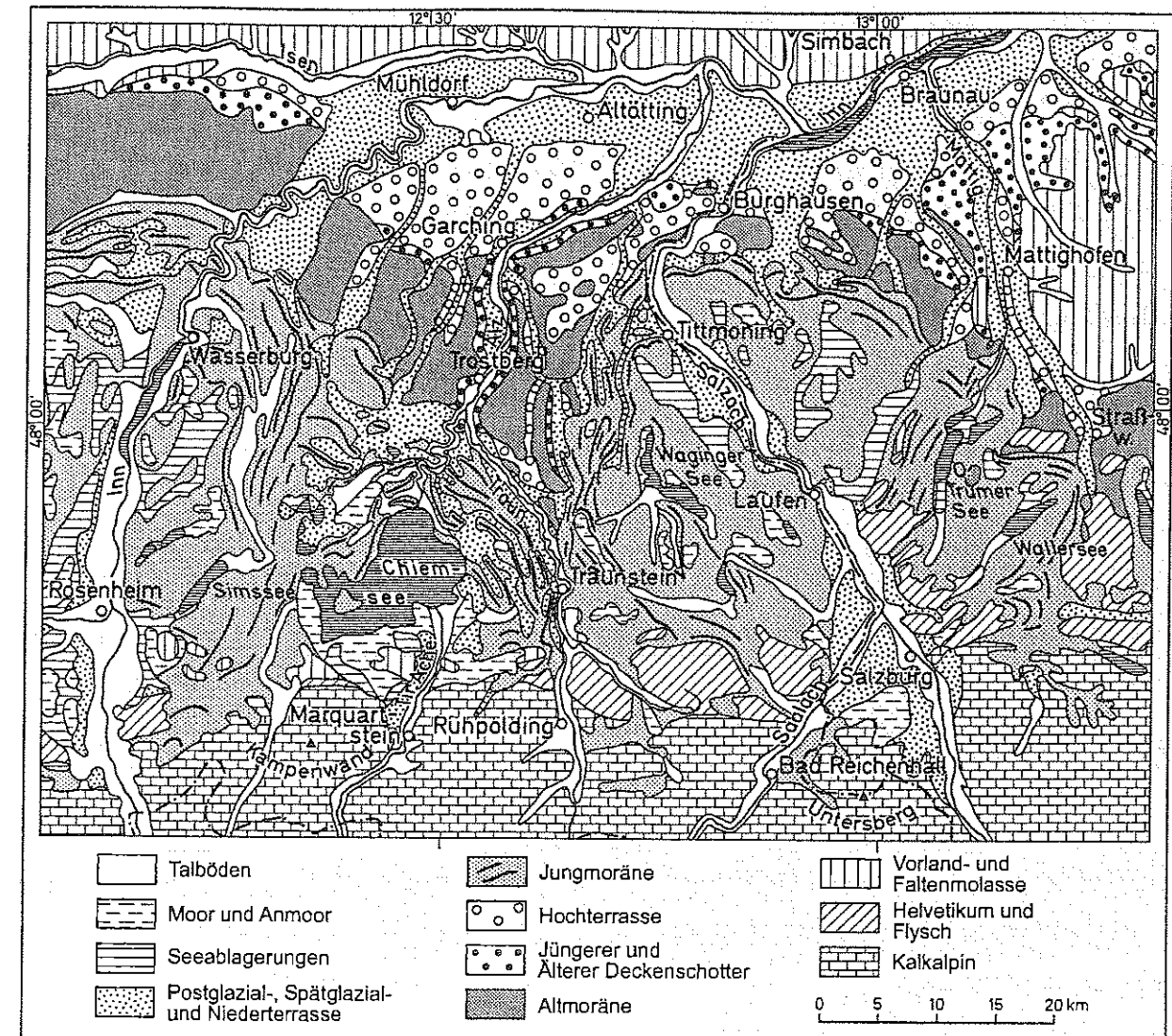


Abb. 1: Geologische Übersicht des Inn-Chiemsee- und Salzachgletschergebiets (nach GK 500 von Bayern, 3. Auflage; aus HABBE et al. 1996).

Während der siebziger Jahre wurde der Nordwestteil des Gebiets mit Diplomkartierungen unter Leitung von Prof. W.-D. GRIMM geologisch und hydrogeologisch neu aufgenommen. Die hier gemachten Ausführungen beruhen im wesentlichen auf den Ergebnissen dieser Arbeitsgruppe (GRIMM et al. 1979; DOPPLER 1980), ohne daß einzelne Diplomarbeiten zitiert werden können. Einige, noch nicht in einen größeren Zusammenhang gestellte Aufnahmen sind von Seiten des Bayerischen Geologischen Landesamts in jüngerer Zeit hinzugekommen. Den Stand der Forschung im Salzachgletscher und seinem Vorland faßte jüngst KOHL (1998,

Wie generell im terrestrischen Quartär, mangelt es auch im Salzachgletschergebiet an biostratigraphischen oder anderweitigen Korrelationsmöglichkeiten. Bisher ist nur das Eem-Interglazial über das Profil von Zeifen pollenanalytisch gut belegt (JUNG et al. 1972). Magnetostratigraphische Untersuchungen von STRATTNER & ROLF (1995) erbrachten keinen Hinweis auf eine Magnetfeldumkehr in den beprobten Beckensedimenten, weder in den mindelzeitlich, noch den günzzeitlich eingestuft. In den letzten Jahrzehnten vermehrt aufgefundene Paläobodenreste (z. B. Abb. 4, 5) sind noch nicht systematisch ausgewertet. Eine durch Lumineszenz-Datierungen abgesicherte Deckschichtengliederung wurde durch TERHORST et al. (2002) erst kürzlich durchgeführt.

Die bisher im Salzachgletschergebiet verwendete Gliederung beruht im wesentlichen auf morpho- und lithostratigraphischen Kriterien. Sie leitet sich aus den Lagerungsverhältnissen der Sedimente ab, der Höhenlage ihres Tertiärsockels, der Anbindung der Schotter an Moränen sowie der Geometrie der Moränenzüge. Hinzu kommen Unterschiede im Vorkommen äolischer Deckschichten, im Grad der Verfestigung (Nagelfluhbildung) und in Tiefgründigkeit und Ausprägung der Verwitterung. Die Summe dieser Kriterien ermöglichte die Erstellung einer regionalen Abfolge, die vor allem über zusammenlaufende glazifluviale Schotter, aber auch über andere der o. g. Indizien mit Nachbargebieten korreliert. Die Einheiten werden bisher den klassischen Vereisungskomplexen Günz, Mindel, Riß und Würm zugerechnet. Mit Hilfe der Zusammensetzung des Geröll- und Geschiebespektrums ist eine eindeutige lithologische Unterscheidung zumindest älterer von jüngeren Ablagerungen möglich, d. h. günz- bis mindelzeitliche Sedimente zeigen ein kristallinarmes, riß- bis würmzeitliche Sedimente ein kristallinreiches Spektrum (s. Tab. 2).

An der Einstufung des Großteils der Würm-, Riß- und Mindelsedimente besteht wenig Zweifel. Mindelzeitliche Vorstoßschotter bilden um das jetzige Stannbecken herum ein ausge dehntes, mehrere Zehnermeter mächtiges Bezugsniveau, das von jüngeren Ablagerungen teils überdeckt, teils zerschnitten wird. Im Gegensatz zu den im W des Alpenvorlandes beschriebenen Verhältnissen (z. B. ELLWANGER et al. 1995), werden diese Vorstoßschotter in becken-seitigen Rinnenstrukturen aber noch von älteren pleistozänen Sedimenten in großer Mächtigkeit unterlagert (s. Abb. 2). Obwohl der Nachweis eines interglazialen Hiatus zum Hangenden noch aussteht, werden diese Ablagerungen vorläufig dem Günz-Komplex zugerechnet.

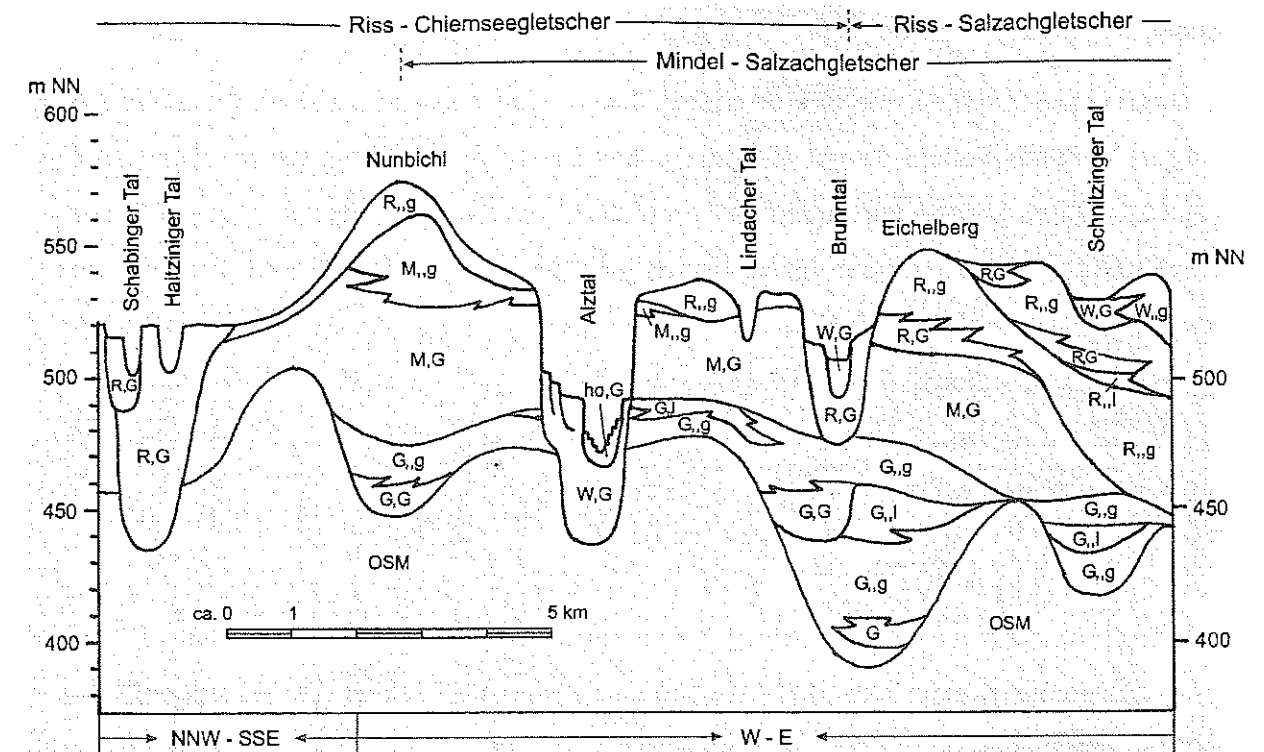


Abb. 2: Schematischer W—E-Schnitt durch das Altmoränengebiet bei Trostberg (aus DOPPLER 1980). Erklärung der Abkürzungen: G = Günz; „G = Schotter; „g = Moräne; „l = Beckenablagerungen; M = Mindel; R = Riß; W = Würm.

Im bayerischen Sektor des Salzach-Vorlandgletschers liegt vor dem würmzeitlichen Jungmoränenkranz ein ausgedehntes Altmoränengebiet, dem sich nach N zum Inn hin ein breites Hochterrassenfeld und eine ähnlich ausgedehnte jungpleistozäne bis holozäne Terrassentreppe anschließen. Mit Ausnahme eines kleinen Restes Jüngerer Deckenschotter bei Wald a. d. Alz sind alt- bis ältestpleistozäne Deckenschotter dagegen nur vor der NE-Stirn des Salzachvorlandgletschers im Bereich des oberösterreichischen Mattig- und Inntals erhalten. Hier treten auch die Eichwaldschotter als älteste, schon terrassenförmig in die Molasseablagerungen des Kobernauber Walds eingeschnittene Ablagerungen auf. Für diese etwa 20 m über Älteren Deckenschottern gelegenen Schüttungen ist keine Moränenverbindung nachzuweisen (KOHL 1998). Über eine genauere Einstufung, vermutlich innerhalb des ältesten Pleistozäns, sind derzeit nur Mutmaßungen möglich.

2. Günz - Komplex

Wie bereits zuvor erwähnt, werden die pleistozänen Ablagerungen im Liegenden des mindelzeitlichen Vorstoßschotter derzeit als günzzeitlich betrachtet. Dort, wo entsprechende Sedimente entlang des Alztales auch oberflächlich aufgeschlossen sind oder waren, liegen sie häufig als dicht gelagerte, matrixreiche Geschiebemergel oder als Beckensedimente vor, die wohl Eisrandseen entstammen. Teilweise ist auch nur grobes Blockwerk an der Basis jüngerer Schüttungen angereichert. Am Eschelberg W Burghausen treten zusätzlich glazifluviale Schotter auf, die aufgrund der Umlagerung grober Molasseschotter von der Hochscholle des Landshut-Neuöttinger Abbruchs besonders quarzreich ausgebildet sind.

Durch Explorationsbohrungen auf Braunkohlevorkommen in den ältesten Abschnitten der Oberen Süßwassermolasse wurden im Gebiet zwischen Salzach und Alz in tiefen Rinnenstrukturen unter dem mindelzeitlichen Vorstoßschotter noch pleistozäne Sedimente mit bereichsweise über 100 m Mächtigkeit erschlossen. Sie sind überwiegend als Moränenablagerungen beschrieben, es treten aber auch Seeablagerungen und glazifluviale Schotter auf. Die verbreitete Einschaltung von Seeablagerungen zwischen glazigenen Sedimenten (s. Abb. 2) belegt eine Unterbrechung dieser frühesten, nachweisbaren Vorlandvereisung. Über Ausmaß und Umfang der auslösenden Klimaverbesserung kann bisher allerdings nur spekuliert werden.

Bereits 1950 hat WEINBERGER die mit über das Mattigtal hinwegziehenden Älteren Deckenschottern verknüpfte Siedelbergmoräne als günzzeitlich eingestuft. Von dort läßt sich diese altpleistozäne Randlage über den oberösterreichischen Adenberg E Burghausen bis zum Hechen- und Eschelberg W der Stadt weiterverfolgen. Dieser frühe Eisvorstoß des Salzachgletschers reichte also weiter als alle späteren Gletscherzungen nach NE (s. Abb. 3). Das weite Vordringen wurde vermutlich durch einen Talweg im Bereich des heutigen Oichtentales in Oberösterreich begünstigt.

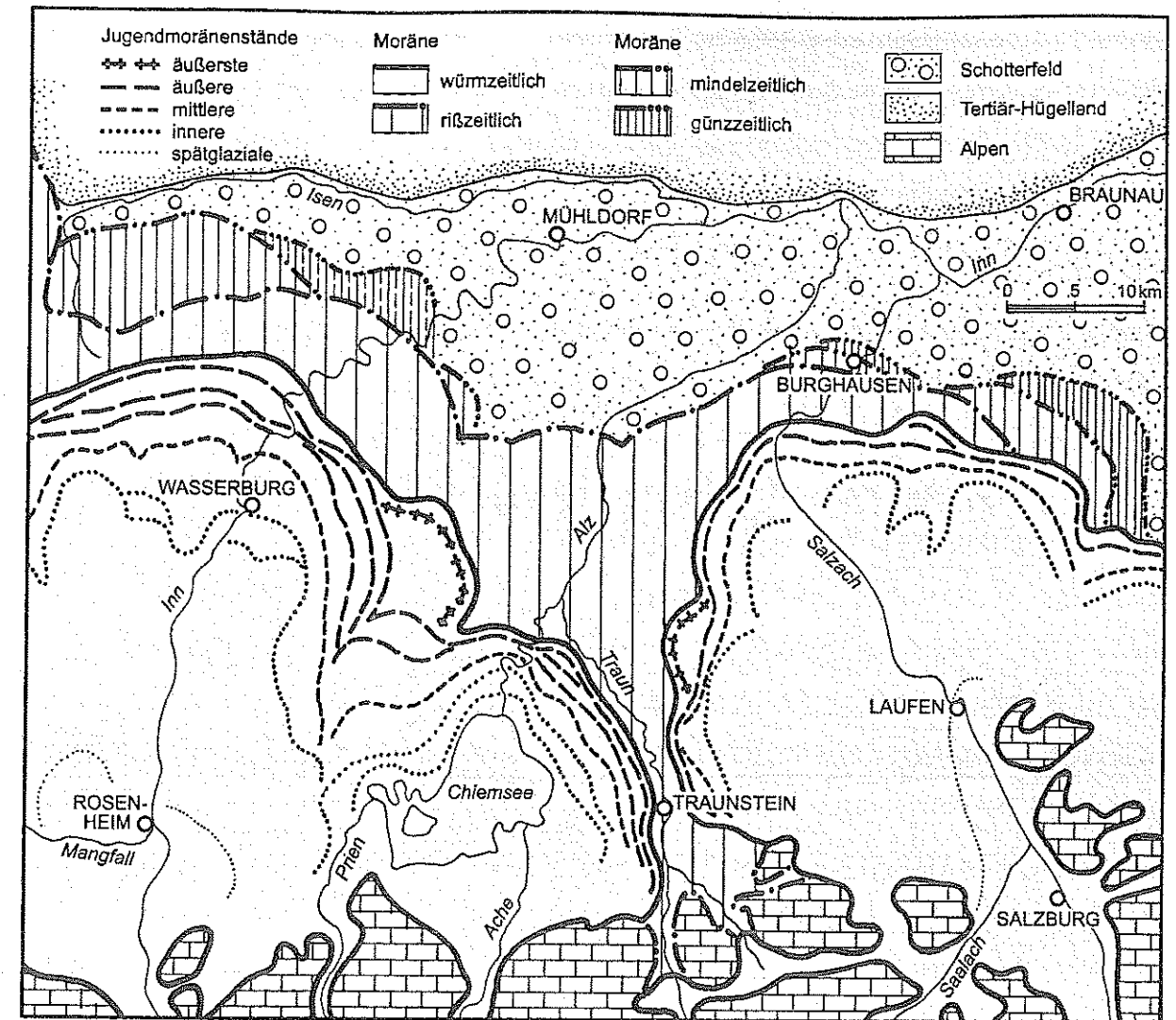


Abb. 3: Pleistozäne Eisrandlagen von Inn-Chiemsee- und Salzachgletscher (aus HABBE et al. 1996)

Terrassenflächen des Älteren Deckenschotter mit gut entwickelten Deckschichtenfolgen wie am oberösterreichischen Mattig- und Inntal sind im westlicheren Salzachgletschervorland nicht erhalten. Die Bodenbildung hat in den verbreitet konglomerierten Älteren Deckenschottern zu teilweise mehr als 10 m tief reichenden, breit angelegten Verwitterungstrichtern geführt.

3. Mindel - Komplex

Einschaltungen interglazialer Sedimente oder Böden, die eindeutig günz- von mindelzeitlichen Ablagerungen trennen, sind derzeit nicht bekannt. Der S Trostberg kurzfristig in einem Kanalgraben aufgeschlossene, rotbraune Lehm (Abb. 4) ist vermutlich als Bodensediment zu deuten und seine Fortsetzung hangeinwärts unklar. Durch einen Felssturz an der Alz bei Al-

tenmarkt S Trostberg wurden 1987 noch von etwas Lößlehm überlagerte zapfenförmige Bodenreste freigelegt, die in dem entstandenen Steilhang allerdings nur schwer zugänglich sind (Abb. 4). Ihre Position am Beginn oder bereits innerhalb des Mindel-Komplexes (vgl. HABBE et al. 1996) ist derzeit nicht geklärt.

Eine gut erkennbare, weit durchhaltende Einheit mit bis zu 50 m Mächtigkeit stellen die mindelzeitlichen Schotter im Bereich des Alztals und seiner Nebentäler dar. In dieser Akkumulation ist häufig eine Kornvergrößerung zum Hangenden hin zu beobachten, mit blockreichen, teilweise moränenhaft unregelmäßigen Lagen zuoberst. Das belegt den Vorstoßcharakter der Schotter, die zuletzt offenbar noch weitestgehend vom Salzachgletscher überfahren wurden. Eindeutige Mindelmoränensedimente sind zwar kaum aufgeschlossen, jedoch können markante Höhenzüge als mindelzeitlicher Moränenwall gedeutet werden, die von Trostberg W der Alz Richtung Garching (Trostberg-Oberbrunnhamer Rücken) und weiter südlich der Alz in Richtung Burghausen ziehen (Margarethenberger Rücken). Der mutmaßliche Mindelmoränenwall ist fast durchgehend von Reißmoränenablagerungen überdeckt, läßt sich aber zwanglos auf die nicht mehr überdeckten, entsprechend eingestufteten Adenberg und Sperledter Rücken in Oberösterreich verlängern.

An diesen Moränen setzen Jüngere Deckenschotter an, während der Übergang vom Margarethenberger Rücken in die nicht mehr moränenüberdeckten Jüngeren Deckenschotter des Klaffelsbergs auf bayerischer Seite E Garching heute durch das Alztal unterbrochen ist.

Eine auffallende Erscheinung der Jüngeren Deckenschotter sind Geologische Orgeln. Als karstartige Verwitterungserscheinungen, die sich vermutlich aus Bodenzapfen entwickelten, greifen sie mit engen zylindrischen Röhren bis zu 10 m in die zu kalkiger Nagelfluh verbakkenen Schotter hinunter. Das geschah offenbar nur dort, wo die mindelzeitlichen Schotter nicht von einer Moränendecke vor dem Sickerwasserangriff geschützt wurden. Je nach Lage und Alter der späteren Anschnitte sind die Geologischen Orgeln noch von lehmigen Verwitterungsresten plombiert oder bereits ausgeräumt.

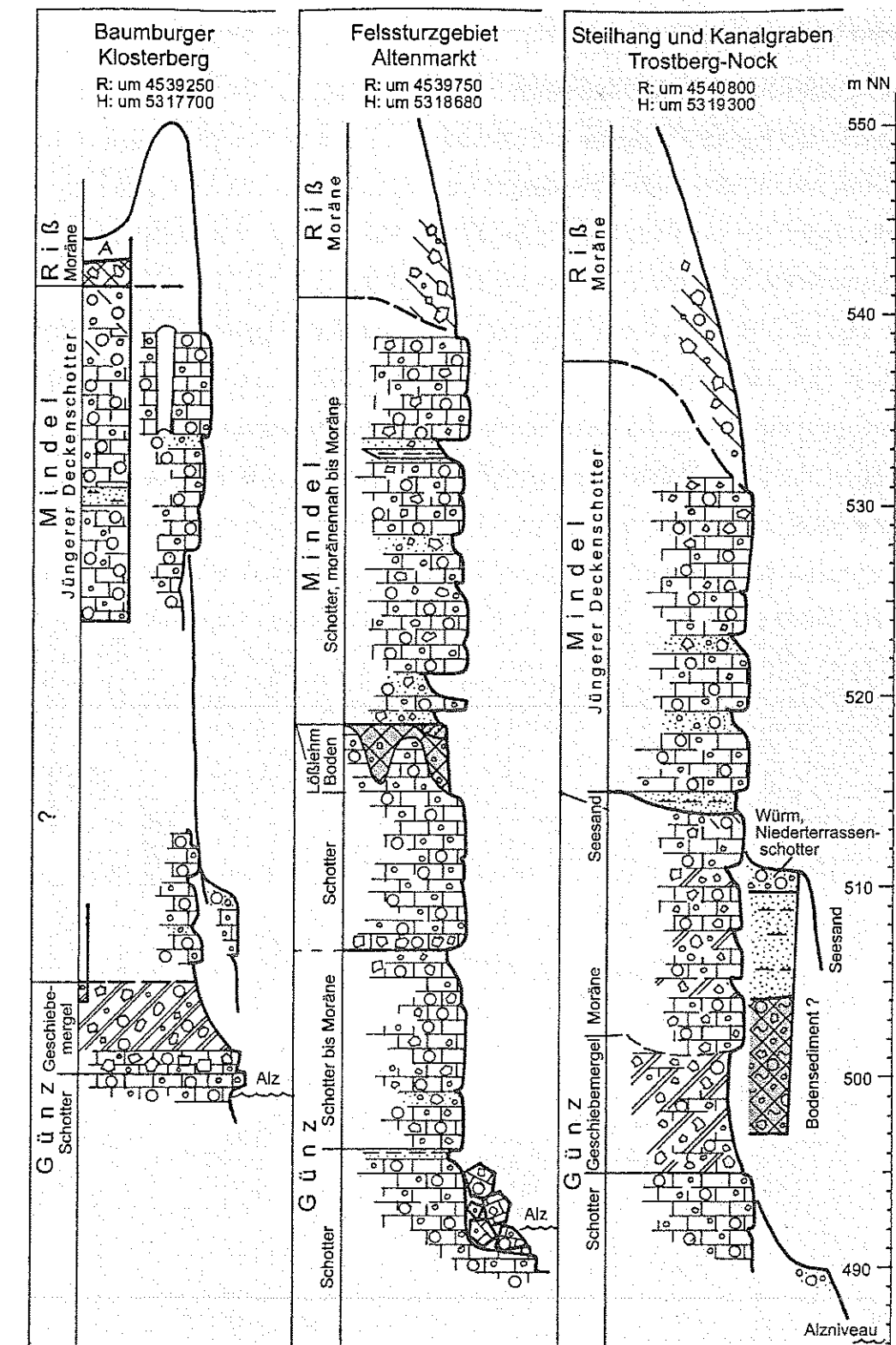


Abb. 4: Schichtenprofile der Alztalhänge um Trostberg (aus HABBE et al. 1996).

4. Riß – Komplex

Die oben beschriebenen Reste interglazialer Verwitterung auf Sedimenten der Mindelzeit werden im Alztalhang bei Mankham N Trostberg von jüngeren Schottern gekappt, deren Kristallinführung sie als rißzeitliche Schüttungen ausweist (Tab. 2b). Auch in gekernteten Untersuchungsbohrungen von 1993 am Margarethenberger Rücken, also am Außenrand sowohl der mindel- als auch der rißzeitlichen Vereisung (Abb. 3), konnten vielfach noch mehr als metermächtige Verwitterungsböden unter jüngeren, rißzeitlichen Ablagerungen nachgewiesen werden. Darüber sind bereichsweise Lößlehm- und Fließerdebildungen erhalten, die dem weitesten Vorstoß des rißzeitlichen Salzachgletschers vorangingen und in einem Fall ebenfalls Bodenbildung zeigen (Abb. 5). Bei der Bohrung Berg mehrfach eingeschaltetes Bodenmaterial ohne erkennbare Entwicklung aus einem Ausgangssubstrat im Liegenden belegt allerdings auch Umlagerungsvorgänge am Eisrand und läßt auch auf das Auftreten glazialer Scherkörper unbekannter Größe schließen.

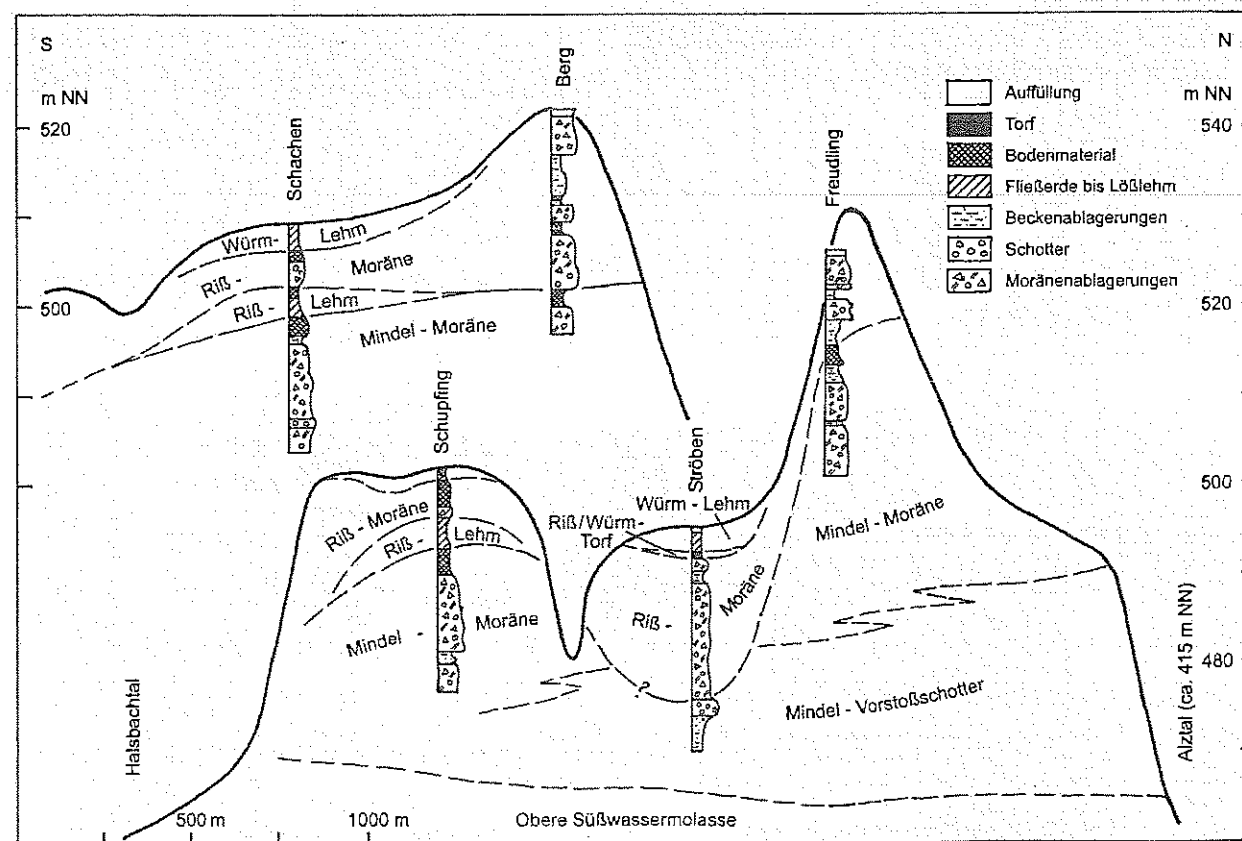


Abb. 5: Übersicht der Untersuchungsbohrungen des Bayerischen Geologischen Landesamts am Margarethenberger Rücken von 1993. Bohrungen im Projekt „Schutzpotential des Tieferen Untergrunds“: Berg (R: 45 48 150, H: 53 33 100); Freudling (R: 45 50 680; 53 33 810); Schachen (R: 45 48 260; H: 53 32 360); Ströben (R: 45 51 000; H: 53 33 660); Schupfing (R: 45 50 800; H: 53 32 980).

Zumeist werden die mindelzeitlichen Ablagerungen aber unmittelbar von einer jüngeren Moränendecke oder zugehörigen Schmelzwasserschottern überlagert bzw. zerschnitten. Die jüngeren Sedimente zeichnen sich durch einen signifikant höheren Kristallinanteil im Geschiebe- bzw. Geröllspektrum aus (Tab. 2). Aufgrund ihrer Lagebeziehung zu den Ablagerungen des würmzeitlichen Moränenkranzes und seiner Schmelzwasserabflüsse, werden sie dem Riß-Komplex zugeordnet. Anders als die Mehrzahl der würmzeitlichen Bildungen werden die Rißablagerungen zusätzlich weithin von jüngeren Lössen, Lößlehm und Fließerden verhüllt.

Die riß-, aber auch die würmzeitlichen Sedimente zeichnen sich durch einen gegenüber den älteren Ablagerungen signifikant höheren Kristallinanteil im Geschiebe- bzw. Geröllspektrum aus (Tab. 2). Die Ursache dieses markanten Anstiegs könnte mit einer erst nachmindelzeitlich erfolgten Öffnung oder Erweiterung der Talwege von Saalach und Salzach aus der Salzach-Ennstal-Furche zusammenhängen.

Einstufung	Karbonat	Kristallin	Quarz
Würm-Komplex	55--65%	10--20%	10--20%
Riß-Komplex	60--75%	10--20%	10--20%
Mindel-Komplex	80--95%	~5%	5--15%
Günz-Komplex	85--90%	~5%	5--10%

Tab. 2a: Westliches Salzachgletschergebiet (Bereich des Blattes 7941 Trostberg):

Einstufung	Karbonat + Sonst.	Kristallin	Quarz + Quarzit
Riß-Komplex	70--80%	10--15%	10--15%
Mindel-Komplex	80--90%	1--10%	5--10%
Günz-Moräne	62%	16%	22%
Günz-Schotter	25--30%	15%	55--60%

Tab. 2b: Nördliches Salzachgletschergebiet (Bereich der Blätter 7841 Garching a. d. Alz und 7842/(43) Burg-hausen):

Tab. 2a und b: Entwicklung von Geröll- und Geschiebespektren (Grobkiesfraktion 2—6 cm) aus dem Salzachgletscherbereich (schematisiert nach Zählungen aus Diplomarbeiten des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München unter W.-D. GRIMM für den westlichen Salzachgletscherbereich bzw. EICHLER & SINN 1974 für den nördlichen bayerischen Salzachgletscherbereich)

Die wallförmigen Moränenreste des Riß-Komplexes lassen sich im Altmoränengebiet an der Alz in 4 Randlagen gliedern (Tab. 3), von denen die beiden äußeren nur undeutlich ausgebil-

det oder weitgehend in späteren Schottererschüttungen ertrunken sind. Sie repräsentieren den weitesten Vorstoß des Rißeises, im N bis auf den bestehenden Mindelmoränenwall, sowie einen offenbar nur untergeordneten Rückzugshalt.

Kernbohrungen am Margarethenberger Rücken, im Bereich der äußersten Randlage belegen einen lebhaften Wechsel von Moränen-, Schmelzwasser- und Beckenablagerungen in diesem Randbereich der Vereisung (Abb. 5).

An den weiter zurückliegenden, höher aufragenden Wallzügen von Kirchweidach und Tyrlaching setzen Schmelzwasserschotter an, die südlich des Margarethenberger Rückens nach NE gegen Burghausen ziehen. Dabei fanden die Schmelzwässer über verschiedene Durchbrüche durch die vorgelagerten älteren Moränenwälle über das heutige Alztal hinweg auch Anschluß an das große Neukirchener Hochterrassenfeld, das vom Inn-Chiemsee-Gletscher aus geschützt wurde. Die im Nordwesten getrennt entwickelten Wallzüge laufen im E von Trostberg und

Stratigraphie	Moränenzüge		
	allgemein	Salzachvorlandgletscher	
		Bayern	Oberösterreich
Spätwürm	spätglaziale Randlagen	Laufen u. a.	Oberndorf
Hochwürm	Innere Randlage	Lanzing	Vormoos
	Mittlere Randlage	Radegund	Eggelsberg
	Äußere Randlage	Nunreut (heute Nonnreit)	Aschau
	Äußerste Randlage	Unterweißenkirchen	Weilharter Forst
?	---	(Brunntal-Hochterrasse)	(„Zwischenterr.“ N Schwand?)
Riß	Innere Randlage	Tyrlaching	Hochburg
	Äußere Randlage	Kirchweidach	Gilgenberg
	Äußerste Randlagen	Schmidtstadt	---
		Racherting	---
Mindel	---	Margarethenberg	Sperledter Rücken
Günz	---	Hechenberg	Siedelberg
?Ältestpleistozän	---	---	(Eichwaldschotter)

Tab. 3: Eisrandlagen des pleistozänen Salzachgletschers (nach GRIMM et al. 1979; ZIEGLER 1983; KOHL 1998); Die Einstufung der Brunntal-Hochterrasse und einer damit verknüpften, unbekannten Eisrandlage ins späte Riß oder frühe Würm ist unklar.

ESE Burghausen in Oberösterreich zusammen. Für eine größere Oszillation zwischen beiden Ständen gibt es Hinweise, fehlen derzeit aber eindeutige Belege (GRIMM et al. 1979). Die Geometrie der Moränenwälle legt nahe, daß sich in der Rißzeit vermutlich erstmals im Bereich der mittleren Alz ein Chiemseegletscherlobus zwischen den Inn- und den Salzach-Vorlandgletscher schob. Er wurde über Transfluenzen (Paß Thurn, Sattel von Hochfilzen) großteils durch Salzacheis gespeist und unterscheidet sich deshalb im Geschiebebestand nur wenig vom Salzachgletscher.

Als jüngstes, derzeit noch als rißzeitlich eingestuftes Element zieht im Brunntal, E parallel zum Alztal, eine deutlich eingeschnittene, lößlehmbedeckte Hochterrasse nach N. Ihre südlichen Wurzeln bei Palling im E von Trostberg werden von eisrandnahen, jüngeren Niederterrassenschottern überdeckt. Eine Eisrandlage, von der die ablagernden Schmelzwässer ausgingen, ist im südöstlich anschließenden Jungmoränengebiet nicht mehr erkennbar. Flußabwärts scheint sich die jüngere Hochterrasse nach ihrer Einmündung ins Alztal N Trostberg mit dem Alzlauf Richtung ENE fortgesetzt zu haben, ohne daß heute noch Reste davon erkennbar wären.

Neue Datierungen von FIEBIG & PREUSSER (in Vorb.) an Hochterrassen des Lech- und Donaugebiets lassen es nicht mehr ausgeschlossen erscheinen, daß auch die Brunntal-Hochterrasse des Salzachgletschers in die frühe Würmzeit, anstelle ins späte Riß gestellt werden muß.

5. Würm – Komplex bis Holozän

Die Deckschichten des Neukirchener Hochterrassenfelds umfassen nach bisherigen Erkenntnissen die vollständige jungpleistozäne Abfolge über den unterschiedlich mächtigen Resten des letzterglazialen Schotterlehms. Die Aufschlußsituation auf der Brunntal-Hochterrasse erlaubte bisher keine vergleichbare Beurteilung. In den Kiesgruben des Pallinger Felds E Trostberg waren unter ca. 10 m Niederterrassenschottern noch 1981 Reste von Bodenzapfen aus rotbraunem Schotterlehm zu beobachten. Sie müssen der Oberfläche der Brunntal-Hochterrasse oder einem noch tieferen, unbekannten Niveau zugeordnet werden.

Durch die Untersuchungsbohrung Ströben wurden auf dem Margarethenberger Rücken unter verschwemmtem Lößlehm auch geringmächtige Torfe über rißzeitlichen Moränen- und Staubeckensedimenten angetroffen. Drei durch die Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung mit der U/Th-Methode untersuchte Proben erbrachten ein konsistentes Alter von 104 ± 8 ka (frdl. Mitt. 1994 von Prof. GEYH, Hannover, an Prof. JERZ, München). Die kursorische Überprüfung des Polleninhalts bestätigte den Verdacht auf eine Bildung aus der letzten Warmzeit (frdl. Mitt. 1996 von Prof. GRÜGER, Göttingen, an Prof. JERZ, München). Eine eingehendere Untersuchung des Profils steht allerdings noch aus.

In Seeablagerungen, vorwiegend Kalkmudden, beim Weiler Zeifen östlich des Waginger Sees, konnten erstmals für den betrachteten Raum interglaziale Sedimente belegt werden. Aufgrund ihrer Pollenführung können sie dem Riß/Würm-Interglazial oder Eem zugeordnet werden (JUNG et al. 1972).

Für den überlagernden, sog. Laufenschotter, der am Rand des Salzburger Beckens bei Laufen größere Verbreitung erreicht, ist die frühwürmzeitliche Entstehung (z. B. EBERS et al. 1966), die Entstehung als Vorstoßschotter des Hochwürms (z. B. ZIEGLER 1983) oder eine entsprechende Zweiteilung des Pakets (z.B. Habbe et al. 1996) noch immer nicht geklärt. Die von den gleichen Autoren W und N des Tachinger Sees vermuteten, überfahrenen Moränen eines frühwürmzeitlichen Eisvorstosses („Tenglinger Phase“) bestehen nach jüngeren Aufnahmen (GRIMM et al. 1979) im Kern nicht aus Moränensedimenten, sondern aus glazifluvialen Schottern und Seeablagerungen.

Die oberflächlich verbreiteten Ablagerungen des Jungpleistozäns stammen somit wohl weitestgehend aus dem Würm-Hochglazial. Sie werden aufgrund der frischeren, steileren Formen der Moränen, der geringeren Verwitterungstiefen und des weitgehenden Fehlens äolischer Deckschichten sowie aufgrund ihrer Lagebeziehungen von den rißzeitlichen Sedimenten getrennt. In ihrem Geschiebe- und Geröllspektrum sind sie von diesen dagegen nicht signifikant zu unterscheiden (Tab. 2).

Die äußersten Würmmoränen liegen bis über 6 km hinter der Maximalverbreitung des rißzeitlichen Eises zurück (Abb. 3). Bis zu 4 bedeutendere Randlagen des würmzeitlichen Salzachgletschers sind durch ausgeprägte, z. T. noch weiter untergliederte Wallzüge zwischen Traunstein und dem Salzachknie S Burghausen vertreten (Tab. 3; Abb. 6). Die Schmelzwässer benutzten teilweise langgezogene periphere Täler entlang der Wälle, flossen direkt oder über verschiedene Durchbrüche zum Brunntal, Traun- und Alztal sowie später auch zum bereits eisfreien unteren Salzachtal.

Die Moränenwälle des schmalen Unterweißenkirchener Lobus repräsentieren einen offenbar nur lokalen „Supermaximal“-Vorstoß im SE von Trostberg. Die Wälle der Radegunder Phase belegen vermutlich nur einen Rückzugshalt von der Maximalausdehnung der Nunreuter Phase (Äußere Jungendmoräne). Dagegen gibt es Hinweise auf ein weites Rückschmelzen in die Zungenbecken für den Zeitraum danach. Womöglich kam es schon vorübergehend zur Bildung eines Eisrandsees bei Tittmoning, bevor ein erneuter Vorstoß zur Lanzinger Randlage (Innere Jungendmoräne) erfolgte (GRIMM et al. 1979; Einwände bei ZIEGLER 1983). Durch diesen Eisvorstoß könnten auch die ausgedehnten Drumlinschwärme zwischen Waginger See und Salzach geformt worden sein (HABBE et al. 1996).

Die frisch geschütteten Moränen und vor allem Schotterfelder der Würmeiszeit bildeten die Ausblasungsgebiete für die jungpleistozänen Löss. Sie selbst weisen im allgemeinen nur geringmächtige, spätere Anwehungen auf, die meist im oberen Teil des holozänen Bodens aufgegangen sind. Nur von wenigen älteren Terrassenflächen, die bisher in das Würm-Hochglazial gestellt werden, sind auch mächtigere Lößdecken bekannt, die nächstgelegene auf der Innthal-Niederterrasse N Waldkraiburg.

Eine Besonderheit stellt ein nur ganz lokal im Salzachsteilhang von Duttendorf (Oberösterreich) gegenüber Burghausen aufgeschlossenes Lößvorkommen dar. Die Ablagerungen sind bis zu 4 m mächtig und liegen auf Hochterrassenschottern mit Resten des interglazialen Schotterlehms, werden aber noch von etwa 4 m Niederterrassenschotter überlagert. Letztere werden dem ersten Rückzugshalt des hochwürmzeitlichen Salzachgletschers, der Radegunder Phase zugerechnet. Anhand der Schneckenfauna wurde für den oberen Teil des Lößpakets ein

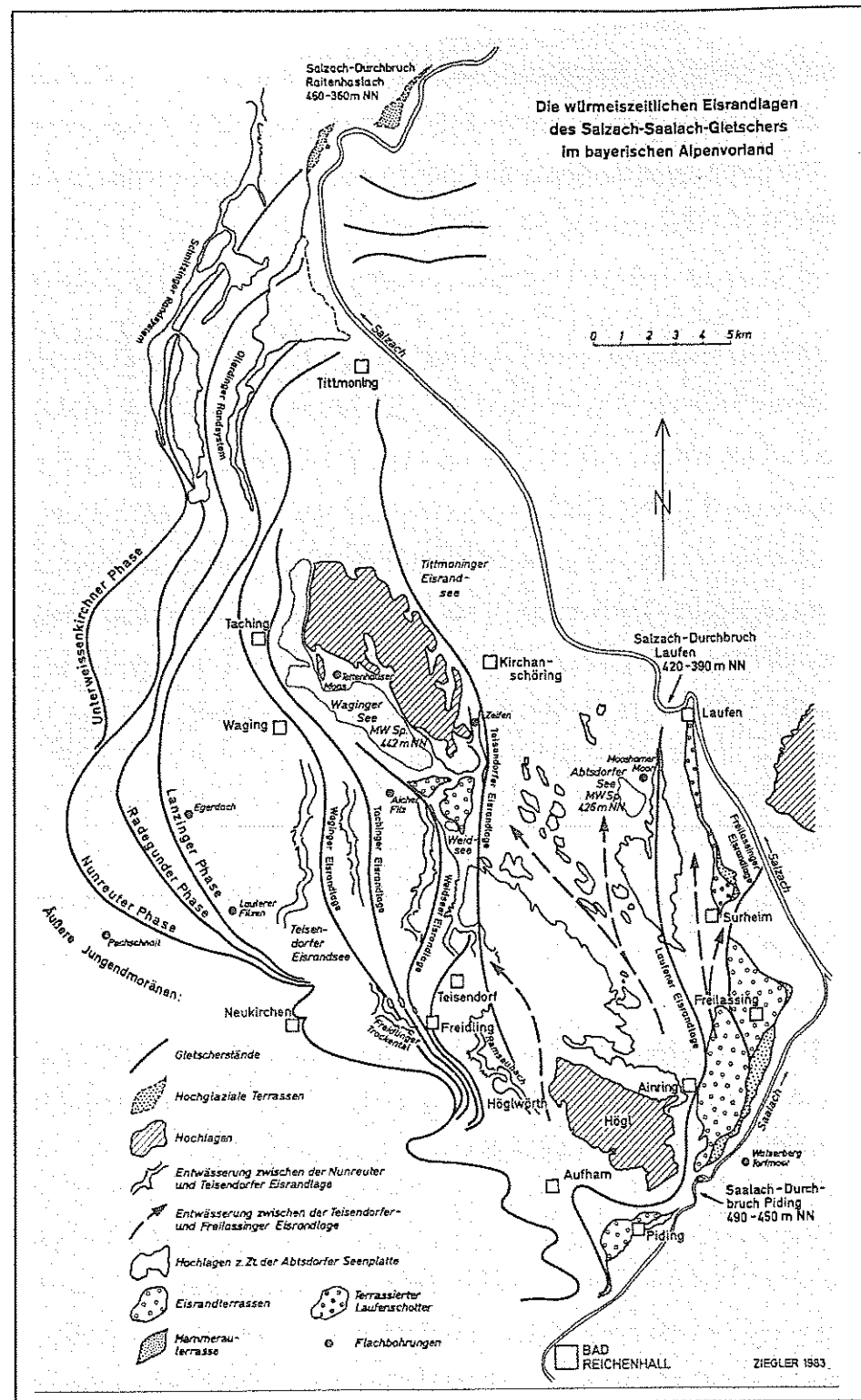


Abb. 6: Würmzeitliche Eisrandlagen im bayerischen Teil des Salzachvorlandgletschers (aus ZIEGLER 1983)

konventionelles Radiokarbonalter von $21\,500 \pm 250$ Jahren vor 1950 ermittelt (TRAUB & JERZ 1976).

Mit dem Rückschmelzen von der Inneren Jugendmoräne der Lanzinger Phase begann definitionsgemäß die spätglaziale Phase des Würms im Salzachgletschergebiet und damit die Geschichte der Seen in den verschiedenen Zungenbecken sowie schließlich auch im Salzburger Stammbecken. Verschiedene Rückzugslagen zwischen Waging und Freilassing konnte ZIEGLER (1983) vor allem aufgrund der Rekonstruktion der Entwässerungswege erkennen (Abb. 6). Der Laufener Stand am Außenrand des Stammbeckens ist auch durch kleine Moränenwälle belegt.

Mit dem Rückschmelzen des Eises in die Becken tieften sich die Abflüsse im Gletschervorfeld in Form reich gegliederter Terrassentreppen ein. Die teilweise entstehenden Zungenseen und die unterschiedliche Dauer bis zur Durchschneidung abdämmender Moränen oder Molasseschwellen führte zu einer Abfluß-spezifischen Entwicklung der Terrassenbildung. So verhinderten die verschiedenen Seebildungen die Entwicklung durchgehender Terrassenstufen im Salzachtal (HEUBERGER 1972, ZIEGLER 1983). Terrassenflächen korrelieren aber zumindest grob anhand ihrer Deckschichten oder Bodenbildungen miteinander.

Die natürliche Entwicklung der Flüsse in den Hauptabflußrinnen wurde erst mit der künstlichen Regulierung im jüngsten Holozän abgeschnitten.

6. Diskussion

Die vorliegende Arbeit ist als Einführung in das weitere Exkursionsgebiet 2003 des Arbeitskreises Paläoböden der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft gedacht und faßt die Erkenntnisse zahlreicher Bearbeiter zusammen. Neue Ergebnisse für den dargestellten Bereich sind nur ganz untergeordnet enthalten. Wie eingangs festgestellt, beruhen die Vorstellungen zum Bau und zur Gliederung der quartären Ablagerungen im bayerischen Teil des Salzachvorlandgletschers im Wesentlichen noch auf Aufnahmen, die bis etwa 1980 durchgeführt wurden. Spätere Ansätze erfassen nur kleinere Teilgebiete oder bestimmte Aspekte (z. B.

DOPPLER 1982; ZIEGLER 1983; DOPPLER & JERZ 1995; STRATTNER & ROLF 1995; GROTTENTHALER & JERZ 1996; JERZ 1999).

Die in den letzten Jahrzehnten vor allem vom Rheingletschergebiet ausgehenden Bestrebungen nach Verfeinerung oder auch Ablösung der traditionellen Quartärgliederung (z. B. SCHREINER 1997; ELLWANGER et al. 1995) lassen neue, großräumigere Untersuchungen wünschenswert erscheinen, die diese Vorstellungen zur Interpretation mit heranziehen. Gezielt sollte Sedimenten nachgegangen werden, die eine Korrelation mit anderen Vereisungsgebieten, wenn möglich über eine absolute Datierung erlauben. Fortschritte in der Datieretechnik ermöglichen dabei auch neue Ansätze. TERHORST et al. (2002) haben in Oberösterreich mit entsprechenden Untersuchungen begonnen. Für weitere Forschungsansätze geeignete Gebiete werden im vorstehenden Text aufgezeigt, wie der Margarethenberger Rücken oder der Bereich der tiefen Quartärrinnen im Trostberger Raum. Technisch entsprechend ausgeführte Forschungsbohrungen könnten helfen, vor allem die älteren, tieferreichenden Pleistozänablagerungen besser zu beurteilen.

7. Literatur

- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., FLYNN, J. J. & COUVERING, J. A. VAN (1985): Cenozoic Geochronology. - Geol. Soc. America, Bull., 96: 1407-1418, USA.
- BRÜCKNER, E. (1886): Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. - Geogr. Abh., 1(1): 183 S., Wien.
- DOPPLER, G. (1980): Das Quartär im Raum Trostberg an der Alz im Vergleich mit dem nordwestlichen Altmoränengebiet des Salzachvorlandgletschers (Südostbayern). - Unveröff. Diss. Univ. München: 206 S., München.
- DOPPLER, G. (1982): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7941 Trostberg. - 131 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- DOPPLER, G. & GRIMM, W.-D. (1983): Mittel- und Altpleistozän des Salzach-Vorlandgletschers. - In: INTERNATIONAL UNION FOR QUATERNARY RESEARCH, STRATIGRAPHIC COMMISSION [Hrsg.]: Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie vom 13.-20. September 1983: 203-228, München.
- DOPPLER, G. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands - Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. - Geologica Bavarica, 99: 7-53, München.
- EBERS, E., WEINBERGER, L. & DEL-NEGRO, W. (1966): Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. - Veröff. Ges. Bayer. Landeskd., 19-22: 216 S., München.
- EICHLER, H. & SINN, P. (1974): Zur Gliederung der Altmoränen im westlichen Salzachgletscher-Gebiet. - Z. Geomorph., N.F., 18: 133-158, Berlin.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Baden-Württemberg. - In: Benda, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 255-295, Stuttgart (Borntraeger).
- ELLWANGER, D., KOENIGSWALD, W. VON & FEJFAR, O. (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. - Münchner Geowiss. Abh., A 26: 173-191, München.

- FEJFAR, O. & HEINRICH, W. D. (1990): Murid Rodent Biochronology of the Neogene and Quaternary in Europe. - In LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. [Hrsg.]: European Neogene Mammal Chronology: 91-117, New York (Plenum Press).
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (in Vorb.): Das Alter von Hoch- und Niederterrassen, Hochflutsedimenten und Dünen aus der Region Ingolstadt (Bayern). - Z. Geomorph., N.F., Berlin.
- GRIMM, W.-D., BLÄSIG, H., DOPPLER, G., FAKHRAI, M., GORONCEK, K., HINTERMAIER, G., JUST, J., KIECHLE, W., LOBINGER, W. H., LUDEWIG, H., MUZAVOR, S., PAKZAD, M., SCHWARZ, U. & SIDIROPOULOS, T. (1979): Quartärgeologische Untersuchungen im Nordwestteil des Salzach-Vorlandgletschers (Oberbayern). - In: SCHLÜCHTER, CH. [Hrsg.]: Moraines and Varves: 101-114, Rotterdam (Balkema).
- GROTTENTHALER, W. & JERZ, H. (1996): Zwei Quartärprofile mit Paläoböden in Südbayern. - STREMMER-Festschrift: 77-83, Kiel (L.-Amt Natur und Umwelt).
- HABBE, K.A., JERZ, H. & DOPPLER, G. (1996): Alpenvorland (Inn-Chiemsee- und Salzachgletschergebiet). - Unveröff. Exkursionsführer DEUQUA Gmunden / Oberösterreich: 59 S., München.
- HEUBERGER, H. (1972): Die Salzburger "Friedhofterrasse" - eine Schliernterrasse? - Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 8: 237-251, Innsbruck.
- JERZ, H. (1999): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000; Blatt Nr. 8041 Traunreut. - München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- JUNG, W., BEUG, H.-J. & DEHM, R. (1972): Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. - Bayer. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abh., N.F., 151: 131 S. + 6 Taf., München.
- KOHL, H. (1998): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. Teil II - Die eiszeitliche Vergletscherung in Oberösterreich. - Jb. Oberösterreich. Museal-Ver., 143(1): 175-390, Linz.
- KOHL, H. (1998): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. Teil III - Das eiszeitliche Geschehen in den nicht vergletscherten Gebieten Oberösterreichs und die Entwicklung im Holozän. - Jb. Oberösterreich. Museal-Ver., 144(1): 249-429, Linz.
- MÜLLER, M. & ZIEGLER, J. H. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8042 Waging a. See. - 97 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHREINER, A. (1997): Einführung in die Quartärgeologie. - 2. Auflage: 257 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- STRATTNER, M. & ROLF, C. (1995): Magnetostratigraphische Untersuchungen an pleistozänen Deckschichtprofilen im bayerischen Alpenvorland. - Geologica Bavarica, 99: 55-101, München.
- TERHORST, B. & FRECHEN, M. (2002): Neue Untersuchungen zu Löß/Paläoboden-Sequenzen in Oberösterreich. - Terra Nostra, 2002/6: 358-362, Berlin.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J. (2002): Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lößprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. - Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd., 127, Berlin, Stuttgart.
- TRAUB, F. & JERZ, H. (1976): Ein Lößprofil von Duttendorf (Oberösterreich) gegenüber Burghausen an der Salzach. - Z. Gletscherkde., Glazialgeol., 11(2): 175-193, Innsbruck.
- UNGER, H. J. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 50 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7740 Mühldorf am Inn. - 184 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- WEINBERGER, L. (1950): Gliederung der Altmoränen des Salzach-Gletschers östlich der Salzach. - Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 1: 176-186, Innsbruck.
- WIEGANK, F. (1990): Magnetostratigraphisch-geochronologische Untersuchungen zur Geschichte des Plio-Pleistozäns in Mitteleuropa und ihrer Beziehungen zur globalen geologischen, paläoklimatischen und paläoökologischen Entwicklung. - Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, 1990 (113): 307 S., Potsdam.
- ZIEGLER, J. H. (1983): Verbreitung und Stratigraphie des Jungpleistozäns im voralpinen Gebiet des Salzachgletschers in Bayern. - Geologica Bavarica, 84: 153-176, München.

Geologische Übersichtskarten

DEL NEGRO, W., EBERS, E. & WEINBERGER, L. (1966): Der Salzachvorlandgletscher 1:100 000. - München (Ges. Bayer. Landeskunde).

UNGER, H. J., BABUREK, J., FUCHS, G., KRENMAYR, H. G., OTT, W.-D., ROETZEL, R. & THIELE, O. (1999): Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200 000, Blatt CC 7942 Passau. - Hannover (BGR).

GANSS, O. (1980): Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200 000, Blatt CC 8734 Rosenheim. - Hannover (BGR).

HEIL, E., MANDL, G. W., PAVLIK, W. & GANSS, O. (1988): Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200 000, Blatt CC 8742 Bad Reichenhall. - Hannover (BGR).

UNGER, H. J., DOPPLER, G. & JERZ, H. (1991): Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200 000, Blatt 7934 München. - Hannover (BGR).

TGA	Reihe D	Nr. 09	S. 47 – 86, 23 Abb., 8 Tab.	Tübingen 2003
-----	---------	--------	-----------------------------	---------------

Jungpleistozäne Deckschichten auf der Hochterrasse bei Altheim

(Innviertel/ Oberösterreich)

Terhorst, Birgit¹, Ottner, Franz², Poetsch, Thomas³, Herr, Tanja¹, Kellner, Anja¹ & Rähle, Wolfgang⁴

Kurzfassung: Zwei Löß-/Paläobodensequenzen aus Oberösterreich werden vorgestellt und stratigraphisch diskutiert. Die Profile umfassen den letzten Glazial-/Interglazialzyklus und liegen in der geomorphologischen Position der Hochterrasse. Die untersuchten Profile sind sehr detailliert ausgebildet und lassen sich zum Teil mit der deutschen Lößstratigraphie korrelieren. Die durchgeführten IRSL-Datierungen sind gut mit der Pedostratigraphie zu parallelisieren. Als Besonderheit zeichnet sich im Jungwürm eine weit verbreitete Umlagerungszone ab, die aus dem Material des Lohner Boden-Äquivalents besteht und regelmäßig Lumineszenz-Altersüberbestimmungen ergibt. Für die stratigraphischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet ist es von Bedeutung, dass auf der Hochterrasse bei Altheim zwei Paläoböden mit interglazialer Charakteristik vorkommen.

Abstract: Two well-exposed loess-/paleosol sequences have been investigated in Upper Austria and stratigraphically discussed. The profiles are situated on top of the fluvio-glacial terrace called "Hochterrasse", designated to represent the penultimate glacial period in the study area. The last glacial/interglacial cycle and in particular palaeosols and pedocomplexes of the Middle Pleniglacial are well exposed. The typical loess/paleosol succession of the Middle Pleniglacial makes a correlation with loess profiles from Germany possible. Pedostratigraphy is in good agreement with IRSL-age estimates. Furthermore, it is important to note that on the top of the "Hochterrasse" two interglacial horizons are intercalated.

1. Das Untersuchungsgebiet

Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag auf den Hochterrassenfluren des Inn, hier die Lokalitäten Altheim und Gunderding (Abb. 1). Das Gebiet schließt unmittelbar nördlich an den pleistozänen Salzachvorlandgletscher an. Die Jahresdurchschnittstemperatur in Ried liegt bei 7,9° C und die Niederschläge betragen 932 mm/Jahr (Abb. 2). Als rezente Klimaxböden kommen insbesondere Parabraunerden mit allen Übergängen zu Pseudogleyen vor.

¹ Geographisches Institut, Hölderlinstr. 12, D-72074 Tübingen

² Dr. Franz Ottner, Angewandte Geologie, Peter-Jordan-Str. 70 A-1190 Wien

³ Dr. Thomas Poetsch, Geographisches Institut, Univ. Hamburg

⁴ Dr. Wolfgang Rähle, Spezielle Zoologie, Univ. Tübingen

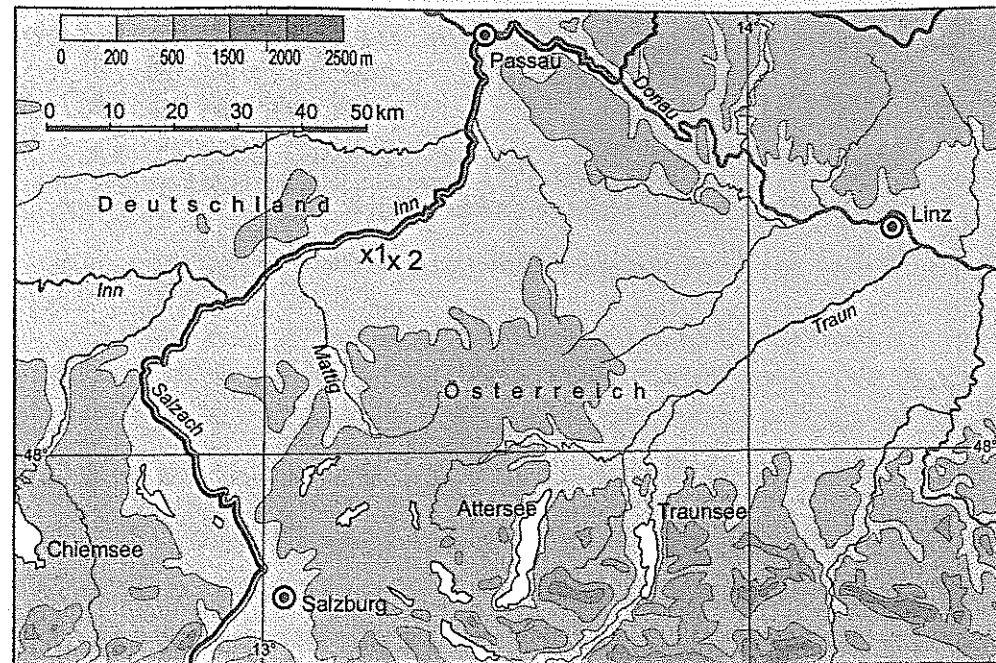


Abb. 1: Lage der Profile, x1 = Gunderding, x2 = Altheim (Dangl)

Der Salzachgletscher ist der nach Osten hin letzte große Gletscher, welcher das Alpenvorland zu verschiedenen Eiszeiten erreicht hat (Abb. 3, s. auch DOPPLER 2003, dieser Band). Die ersten Forschungsarbeiten in den Glazialablagerungen des Salzachgletschers wurden bereits von BRÜCKNER (1886) und PENCK & BRÜCKNER (1909) durchgeführt. Diese Forscher erkannten auch im Salzachgebiet die klassische Viergliederung in Günz, Mindel, Riß und Würm.

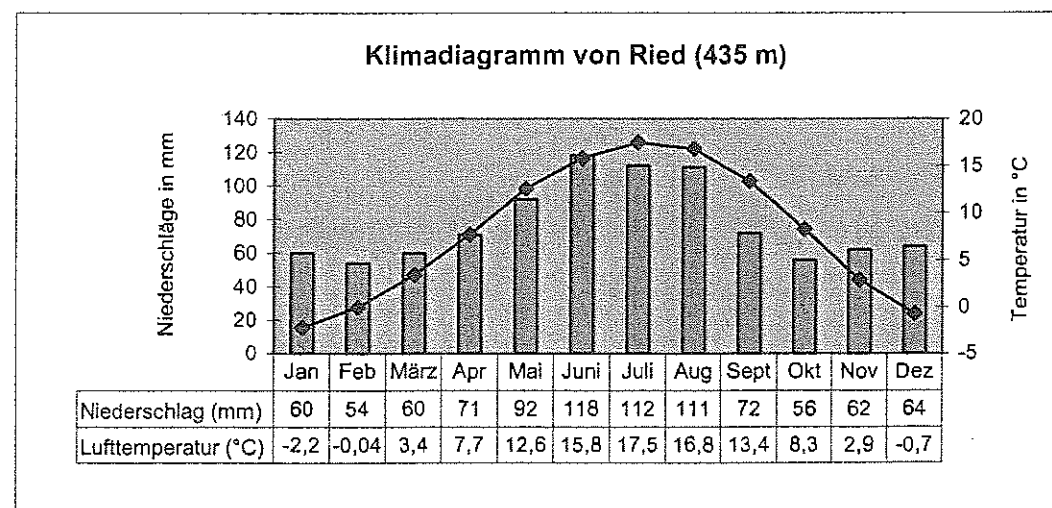


Abb. 2: Klimadiagramm Ried (<http://www.oe.gv.at/geographie/klima>, vgl. HERR 2002)

EBERS & WEINBERGER (1954) sowie EBERS et al. (1966) führten detaillierte Untersuchungen zur paläogeographischen Geschichte des Salzachvorlandgletschers durch und konnten dabei Moränenzüge mit Terrassenfluren in einen ursächlichen Zusammenhang stellen.

Die untersuchten Profile befinden sich auf den periglazialen Hochterrassen, die nordöstlich an das ehemalige Gebiet des Salzachgletschers anschließen (Abb. 3). Die rißzeitlichen Terrassen sind von Löß und lößähnlichen Sedimenten überdeckt, die an den Terrassenrändern Mächtigkeiten von bis zu 10 m, stellenweise auch mehr, erreichen können. Nach FINK et al. (1976) gehören die Lössablagerungen des Untersuchungsgebietes zur feuchten Lößlandschaft. Der Karbonatgehalt der Lössen kann v.a. in den Jungwürmablagerungen bis zu 30% betragen, dagegen sind ältere Ablagerungen weitgehend karbonatfrei.

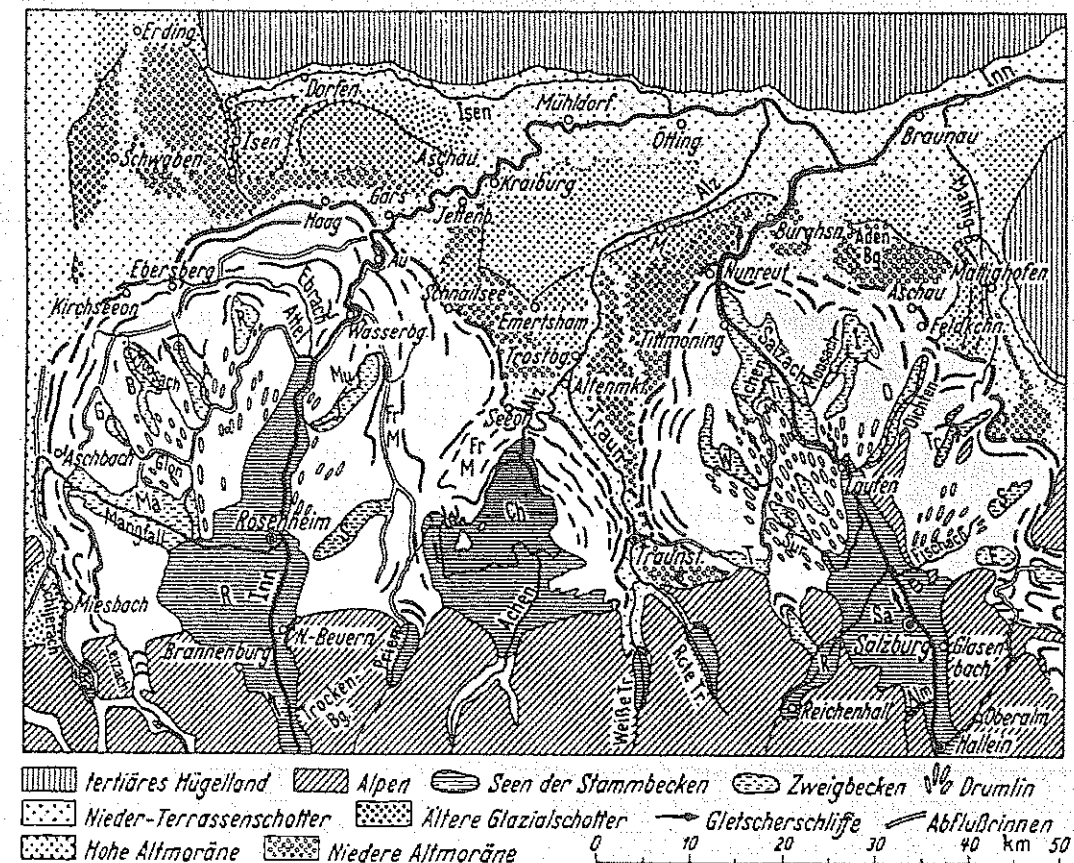


Abb. 3: Quartärgeologische Übersicht des Untersuchungsgebietes

aus: HABBE et al. (1996)

Die Hochterrasse tritt bei allen drei Lokalitäten als weitflächige Ebene in Erscheinung, die im Arbeitsgebiet keinerlei morphologische Gliederung aufweist. Nur im Kontaktbereich zu den Endmoränen des ehemaligen Salzachgletschers tritt eine kurze Zweistufigkeit der Terrasse auf. DOPPLER (1980, 2003: dieser Band) konnte die glazialen Rißvorkommen in 5 eigen-

ständige Phasen unterteilen, von denen nicht klar ist, ob dazwischen Interstadial- oder Interglazialzeiten liegen. Eine Bohrung des Bayerischen Geologischen Landesamtes am Margarethenberger Rücken bei Schachen zeigt interessanterweise eine Unterteilung der Rißablagerungen durch eine Bodenbildung (DOPPLER 2003, dieser Band).

Untersuchungen in den westlichen pleistozänen Glazialgebieten zeigen, dass die Riß-Hochterrassen, beispielsweise im Rheingletschergebiet, eine morphologische Dreigliederung aufweisen (SCHREINER 1992), wobei die glazialen Phasen von mindestens 3 Interglazialen unterteilt sind (BIBUS & KÖSEL 1997). Die chronostratigraphische Stellung dieser Glazial-/Interglazialphasen ist derzeit noch unklar.

Im österreichischen Alpenvorland wie auch in den Alpen konnte bisher eine Zweigliederung sowohl der Moränen als auch der Terrassen des Riß erkannt werden (vgl. van HUSEN 1986). Die Erklärung für diese Oszillation wird einerseits mit einem kurzen Vorstoß (van HUSEN, 1977), andererseits in einer längeren Unterbrechung mit einer Erosionsphase gesucht (GRIMM et al. 1979). Im übrigen sieht van HUSEN (1999) die zeitliche Position von Rißmoräne und Hochterrasse in der Sauerstoffisotopenstufe (OIS) 6. Neuerdings argumentierte KOHL (u. a. 2000) für eine Dreigliederung der Rißmoränen im Bereich des Traungletschers und Steyr-Kremsgletschers mit einem dazwischengeschalteten Interstadial.

Eine ausführliche Literaturdiskussion findet sich in TERHORST et al. (2002) und SEMMEL (2003, dieser Band).

2. Profil Gunderding

2.1 Paläopedologische Beschreibung Profil Gunderding

Das untersuchte Profil liegt 2 km westlich des Ortes Altheim in dem Kiesabbau Weng (Fa. Bodenhofer). Es handelt sich mit einer Mächtigkeit von ca. 10 m um das mächtigste Würm-lößprofil auf einer Hochterrasse im Arbeitsgebiet. Über die paläopedologischen und mikromorphologischen Befunde liegt u. a. eine ausführliche Diplomarbeit von HERR (2002) vor sowie ein Artikel in diesem Band (HERR 2003).

Die mindestens 10 m mächtigen Terrassenschotter sind nicht nur am unmittelbaren Talrand sondern auch in den internen Bereichen z. T. sehr stark mit sekundärem Kalk zementiert. Die Karbonate liegen bankweise auch als reine Kalzitausfällungen vor.

Im obersten Bereich der Terrasse sind die Kiese zu einem bis zu 2 m mächtigen, interglazialen Bt-Horizont verwittert (Abb. 4, GD 2), der intensiv dunkelrote Tonbeläge zeigt.

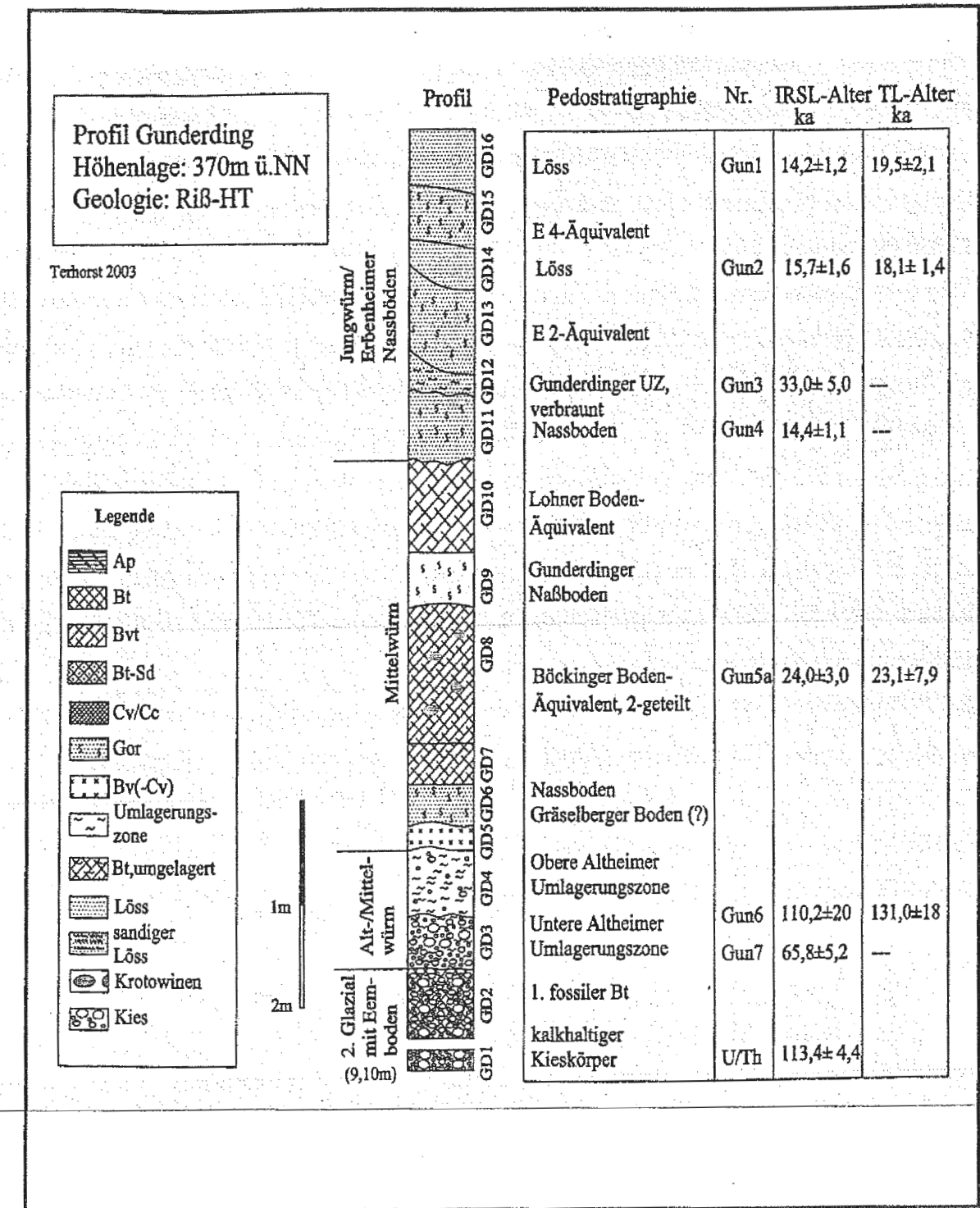


Abb. 4: Profil Gunderding: Pedostratigraphie und Datierungsergebnisse (verändert nach TERHORST et al. 2002)

Darüber liegt eine Umlagerungszone mit Kiesen und Bt-Material, mit der die würmzeitliche Abfolge im Profil beginnt (GD 3). Nach oben folgt mit GD 4 eine weitere Umlagerungszone mit Holzkohlestücken, die sich hauptsächlich aus *Picea*, *Larix* und *Betula* zusammensetzen,

wobei Pinus in der Regel fehlt (Holzkohlebestimmung nach W.Schoch, Adliswil, Terh00515). Die überwiegend schluffigen Umlagerungszonen werden nach dem locus typicus mit der Bezeichnung "Altheimer Umlagerungszone" benannt, die nicht chronostratigraphisch sondern als Faziesbegriff zu verstehen ist.

Auf der Umlagerungszone befindet sich ein schwacher, entkalkter Bv-Horizont, der mit dem überlagernden Nassboden einen Pedokomplex bildet und dessen stratigraphische Stellung derzeit unklar ist.

Über dem Nassboden ist ein bis zu 2 m mächtiger, kräftig brauner, mehrfach unterteilter Pedokomplex entwickelt (GD 7/GD 8), der bioturbate Merkmale, mit eindrucksvollen Krotowinen, zeigt. Die Bodenhorizonte entsprechen Bv- bis Bv(t)-Horizonten, stellenweise mit schwachen Tonüberzügen. Der untere Bereich (GD 7) ist durch eine Kieslinie vom darüberfolgenden Abschnitt (GD 8) getrennt. Der Pedokomplex ist durchweg kalkfrei. Er entspricht aufgrund seiner stratigraphischen Lage sowie der charakteristischen Ausbildung einem Äquivalent des Böckinger Bodens (i. S. v. BIBUS 1989). Dieser Interstadialkomplex enthält stellenweise Phytolite und Schwammspiculen (s. GOLEYVA & TERHORST, dieser Band) und zeigt ständig wechselnde Umweltverhältnisse an.

Der Pedokomplex wird nach oben hin von einem kräftigen grauen Nassboden begrenzt (GD 9), der auch mikromorphologisch belegt, für eine kaltzeitliche Unterbrechung steht. Dieser Nassboden wird mit der Lokalbezeichnung "Gunderdinger Nassboden" angesprochen (vgl. TERHORST et al. 2002).

Es folgt dann das Äquivalent des Lohner Bodens, der in Gunderding mit seinen typischen Merkmalen, wie z. B. olivbraune Färbung, entwickelt ist (GD 10). Der oberste Bereich des Lohner Boden-Äquivalents ist durch Kryoturbationen gestört und verlagert.

Unmittelbar darüber folgt der Jungwürmabschnitt mit einem weiteren kräftigen Nassboden (GD 11). Der E1 der Erbenheimer Böden (i. S. v. SEMMEL 1967, 1968) ist in der Regel nur sehr schwach ausgebildet und kommt vermutlich an dieser Stelle zur stratigraphischen Interpretation nicht in Frage. Möglich wäre an dieser Stelle jedoch ein Vergleich mit dem E0 i. S. v. BIBUS (2002). Auch hier liegen Untersuchungen über den biomorphen Inhalt des Tundragleys vor.

Es folgt eine verbraunte Umlagerungszone (GD 12), auf der ein weiterer mächtiger, intensiver Nassboden entwickelt ist (GD 13). Dieser zweigeteilte Nassboden mit einer unterlagernden bräunlichen Zone kann als Äquivalent des E 2-Bodens, wie er bei SEMMEL (1968) und BI-

BUS (1995) beschrieben ist, angesehen werden. In dem oberen Teil des Nassbodens wird das Profil kalkhaltig.

An einigen wenigen Punkten im Aufschluß folgt ein weiterer intensiver, kryoturbat gestauchter Nassboden (GD 15) im Löß (GD 14), der dann vermutlich einem Äquivalent des E 4-Bodens (i. S. v. SEMMEL 1968, vgl. BIBUS 1995) entspricht.

Neuere Aufschlussverhältnisse zeigen zusätzlich einen weiteren Nassboden, der dann mit dem E5-Boden korreliert werden könnte.

Darüber lagert mit der Schicht GD 16 nochmals ein molluskenhaltiger Jungwürmlöß der z. T. von der rezenten Bodenbildung erfasst wurde.

Die Schneckenfauna der Region ist sehr artenarm, häufig kommt *Succinella oblonga* vor (KOHL 2000). Nach den Bestimmungen von W. Rähle (schriftl. Mitt.) treten hier in Gunderding ausschließlich *Vertigo parcedentata* als hochkaltzeitliche Leitart auf (Tab. 1).

	GD 15	GD 16
A. Hochkaltzeitliche Leitarten		
<i>Vertigo parcedentata</i>	3	-
B. Kaltzeitliche Häufigkeitsarten		
<i>Succinella oblonga</i>	102	10
<i>Trichia hispida</i>	1	-
D. Akzessorische Lößarten		
c. Schatten liebende Arten		
<i>Arianta arbustorum</i>	-	1
ARTENZAHL	3	2
INDIVIDUENZAHL	106	11

Tab. 1: Molluskenauswertung Profil Gunderding

Der rezente Boden ist eine Pseudogley-Parabraunerde, die im Aufschluß mit Mächtigkeiten bis zu 2 m aufgetreten ist und deren unterer Horizont auch als Bbt-Horizont ausgebildet sein kann. Weiterhin treten kolluviale Böden und anthropogene Grubenfüllungen auf (Abb. 5).

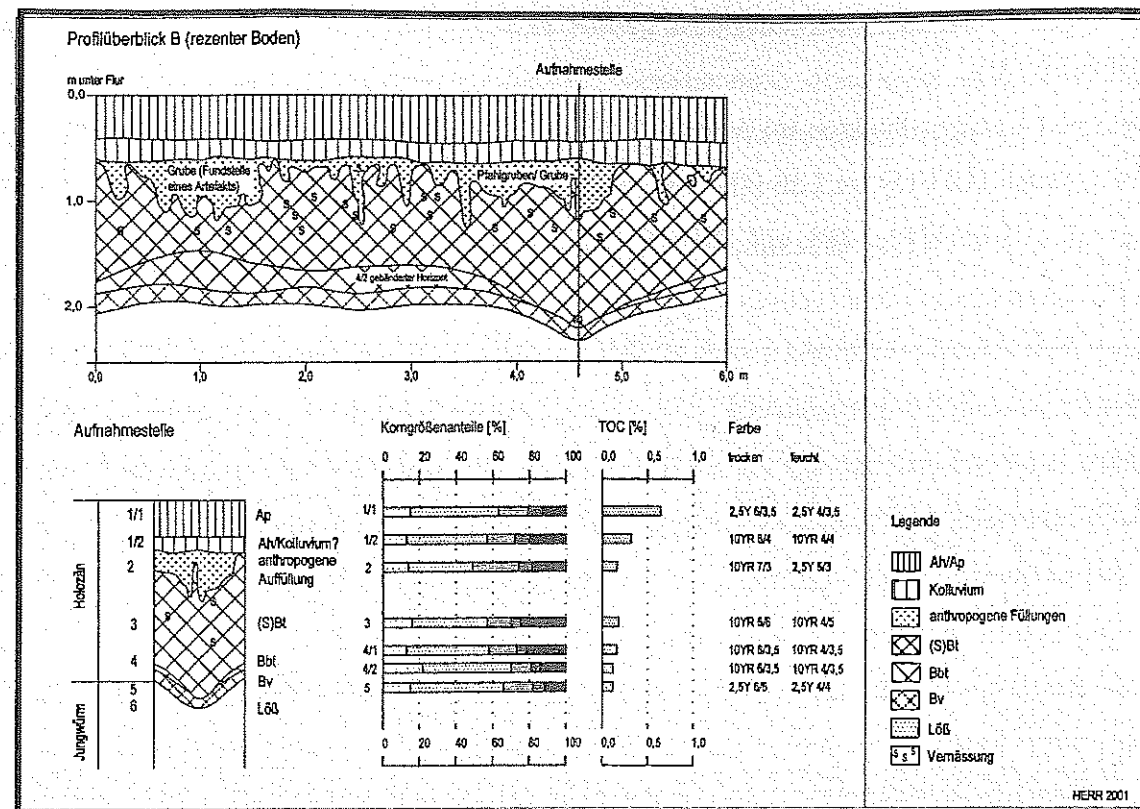


Abb. 5: Profilausschnitte des holozänen Böden und Sedimente (aus Herr 2002)

2.2 Die IRSL-Datierungen in Gunderding

Eine U/Th-Datierung in den reinen sekundären Kalziten der Gunderdinger Hochterrasse liegt mit einem Alter von 113.400 Jahren (± 4.400 ; Nr. 1962, A. Mangini, Heidelberg) im terrestrischem Eem und ist vergleichbar auch mit anderen Datierungen im Alpenvorland (GEYH et al. 1997). Es ist somit sehr wahrscheinlich, dass die Bodenbildung nicht älter als eemzeitlich ist und stellt eine wichtige Datierung für die Basis des Profils sowie für die regionale Landschaftsgenese dar. Dies steht in Übereinstimmung mit der geomorphologischen Position (nördlicher Terrassenrand) der Profile Gunderding und Trindorf.

Als unterste letztglaziale Ablagerungen treten in allen Profilen Umlagerungszonen auf (Abb. 4). Das Erscheinungsbild dieser Umlagerungszonen ist in allen Lokalitäten sehr ähnlich, trotzdem streuen die Datierungen sehr stark in diesem Bereich. In Gunderding treten Alter zwischen 65.800 (± 5.200 , Gun7) und 110.200 Jahren (± 20.000 , Gun6) auf (vgl. TERHORST et al. 2002). Naturgemäß schwanken Altersangaben im umgelagerten Material sehr stark, da die Datierungsvoraussetzungen nicht oder nur zum Teil erfüllt sind. Durch die gewonnenen Ergebnisse zeichnet sich eine mehrfache Umlagerung dieser Horizonte vom Altwürm bis ins Mittelwürm hinein ab. Eine Parallelisierung mit der Nidereschbacher Zone nach SEMMEL

(1968) lässt sich nicht durchführen, da das Altwürm sehr verkürzt in Erscheinung tritt und die Mosbacher Humuszonen als pedostratigraphische Leithorizonte im Untersuchungsraum nicht vorkommen.

Die hier durchgeführte Datierung im Mittelwürm entspricht nicht den stratigraphischen Erwartungen. Mit einem Alter von 24.000 Jahren (± 3.000 , Gun 5a) erscheint es für ein älteres Mittelwürminterstadial zu jung. Dieses Alter erklärt sich vermutlich aus den intensiven Bioturbationen im Äquivalent des Böckinger Bodens und spricht für eine Verjüngung des Materials (vgl. Diskussion in TERHORST et al. 2002).

Die Alter im Jungwürmlöß liegen zwischen 14.200 Jahren (± 1.200 , Gun1) und 15.700 Jahren (± 1.600 , Gun2). Dies lässt sich im Rahmen der Schwankungen auch mit internationalen Datierungen vergleichen. Beachtlich ist auch hier, wie bereits im Profil Trindorf bei Linz beschrieben, ein Alter von 33.000 Jahren (± 5.000) in einer verbrauchten Zone unterhalb des E 2-Naßbodens. Man kann folglich davon ausgehen, dass das Äquivalent des E 2-Naßbodens im Arbeitsgebiet keine in situ-Verbraunung besitzt, sondern dass das Material umgelagert worden ist und somit als Bodensediment interpretiert werden muss. Es stammt aller Wahrscheinlichkeit nach aus dem Material des Lohner Boden-Äquivalents. Die Lumineszenz-Datierungsvoraussetzung sind somit für die letzte Umlagerung nicht erfüllt, d. h. die Mineralkörner sind dem Sonnenlicht nicht genügend lange bzw. überhaupt nicht ausgesetzt gewesen (TERHORST et al. 2002). Die letzte Umlagerung erfolgte durch Solifluktion. Ein weiterer Beweis für diese Hypothese sind IRSL-Alter von 14-15 ka unterhalb der Umlagerungszone (Profil Gunderding, Abb. 4, Gun4). Die verbrauchte Umlagerungszone im Jungwürmlöß wird im folgenden regionalstratigraphisch als Gunderdinger Umlagerungszone bezeichnet.

Eine ähnliche Umlagerungszone, allerdings direkt auf dem Lohner Boden positioniert, wird aus dem Regensburger Raum beschrieben (BUCH & ZÖLLER 1990). Die dort durchgeführten ^{14}C -Datierungen mit Altern zwischen 28.780 (± 1.735 BP) und 29.450 (± 1.900 BP) (BUCH & ZÖLLER 1990) lassen vermuten, dass auch dort eine vergleichbare Umlagerungszone an der Basis des Jungwürms auftritt. Ein ähnliches Phänomen ist in der Ziegeleigrube Offingen beschrieben worden. Über dem Lohner Boden ergab eine TL-Datierung im Löß des Jungwürmabschnitts ein zu hohes IRSL-Alter von 31.100 Jahren (± 3.600) (RÖGNER et al. 1988). Die Autoren vermuten auch dort eine solifluidale Beimengung.

2.3 Gesamt-und tonmineralogische Ergebnisse

(Methodik s. TERHORST & OTTNER (2003))

2.3.1 Rezenter Boden (GDB 1, GDB 2, GDB 23, GDB 24, GDB 25)

- Gesamtmineralanalyse

Quarz zeigt eine geringe Anreicherung im rezenten Boden gegenüber dem Löß als Ausgangsmaterial. Feldspäte kommen sowohl als Kalifeldspäte in geringen Mengen sowie auch als Plagioklase in mittleren Mengen vor. Deutliche Mengen an Schichtsilikaten sind vorhanden. Hornblende tritt in Spuren auf, in der obersten Probe des Profiles (GDB 1) ist sie etwas angereichert. Die Böden sind karbonatfrei mit Ausnahme der obersten Probe GDB 1. Es treten dort Spuren von Kalzit und etwas Dolomit auf (Tab. 2).

- Tonmineralanalyse

Vermikulit ist die dominante Tonmineralgruppe in den rezenten Böden des Profiles Gunderding.

Es erfolgt generell eine sehr starke Kontraktion des 14 Å Reflexes mit K. Mit Ethylenglykol kommt es bei den Mg-belegten Proben zu einer starken Aufweitung auf 17 Å, während die K belegten Varianten nur eine geringe oder keine Aufweitung zeigen. Es dominiert somit ein quellbarer Vermikulit (18Å Vermikulit oder Bodenvermikulit), ebenso tritt auch ein 14 Å-Vermikulit auf. Geringere Mengen der quellbaren Anteile kann man auch zur Smektitgruppe zählen. Ein eindeutiger Trend in der Verteilung der Vermikulite ist im Profil nicht zu erkennen.

Illit und Kaolinit treten mit deutlichen Anteilen auf und zeigen eine einheitliche Verteilung in den Horizonten (Tab. 3).

Auffällig ist das Verhalten von Chlorit. Er tritt als detritärer primärer Chlorit im obersten Ap-Horizont auf (durch Tempern bei 550°C bestätigt), nimmt in den tieferen Bodenhorizonten deutlich ab und lässt sich dort nur noch in Spuren nachweisen. Es liegt somit geringer verwittertes Material über stärker verwittertem Bodenmaterial. Aus tonmineralogischer Sicht kam es zu einer „Auffrischung“ der Tonmineralverteilung - durch Pflugtätigkeit oder kolluviale Prozesse.

Ein Chlorit/Illit Mixed Layer Mineral tritt im obersten Bodenhorizont auf und nimmt in tieferen Bereichen zu.

Lab. Nr.	Proben Nr.	Bezeichnung	Qu	KFSp	Plag	HBL	Kalzit	Dolom	Schi Sil
4337	GDB23	Rez. Boden, Bt oben	**	*	**	.			**
4338	GDB24	Rez. Boden, Bt unten	**	*	**	.			**
4339	GDB25	Rez. Boden, Bv	**	*	**	.			**
4315	GDB1	Rez. Boden, Ap	**	*	**	*	.	*	**
4316	GDB2	Rez. Boden, Bv	**	*	**	.			**
4317	GD 16	Löß	*	*	**	.	*	**	**
4318	GD 13	E2-Äquivalent	*	*	**	.		**	***
4319	GD 12	Gunderdinger UZ	*	*	**	*	*	**	**
4320	GD 11	Nassboden	*	*	***	*	.	**	**
4321	GD 10	Löhner Boden-Äquivalent	*	*	**	*		*	**
4322	GD 9	Gunderdinger Nassboden	*	*	**	*		.	**
4323	GD 8o	Böckinger Boden-Äquivalent oben	*	*	**	*			**
4324	GD 8u	Böckinger Boden-Äquivalent unten	*	*	**	*			**
4325	GD 6	Nassboden	*	*	***	*			**
4326	GD 4	Obere Altheimer Umlagerungszone	**	*	**	*			**
4327	GD 3o	Untere Altheimer Umlagerungszone	**	*	**	*			**
4330	GD 2o	1. fBt, Eemboden, oben	**	.	.				**
4331	GD 2u	1. fBt, unten	**	*	*				**
4332	GD 1	Hochterrasse, schwach verwittert	*	*	*		**	*	.
4333	GD 1	Hochterrasse, unverwittert	**	*	**	.	*	*	.
4334	GD 1	Hochterrasse, verwitterter Sandstein	**	*	*				*
4336	GD 1	Hochterrasse, verwitterter Schotter	**	***	**				*
Mengenangaben:			viel	***	Spuren				
			mittel	**	nicht nachweisb. leeres Feld				
			wenig	*					

Tab. 2: Gesamtmineralbestand Profil Gunderding

Lab.N	Proben Nr.	Bezeichnung	Smek	Vc 18	Vc 14	Illit	Chl	Kaol	ML
4337	GDB23	Rez. Boden, Bt oben		.	.	*	*	**	.
4338	GDB24	Rez. Boden, Bt unten,		**	*	*	.	**	.
4339	GDB25	Rez. Boden, Bv	*	**	*	*	.	**	*
4315	GDB1	Rez. Boden, Ap	.	**	*	*	*	*	.
4316	GDB2	Rez. Boden, Bv	.	**	*	*	.	*	*
4317	GD 16	Löß	*	*	*	**	*	*	*
4318	GD 13	E2-Äquivalent	*	*	**	**	*	*	*
4319	GD 12	Gunderdinger UZ	*	*	**	**	*	*	*
4320	GD 11	Nassboden	*	*	**	**	*	*	*
4321	GD 10	Lohner Boden-Äquivalent		*	**	**	*	*	*
4322	GD 9	Gunderdinger Nassboden		*	***	**	*	*	*
4323	GD 8o	Böckinger Boden-Äquivalent oben		*	***	*	*	*	*
4324	GD 8u	Böckinger Boden-Äquivalent unten		*	***	**	*	*	*
4325	GD 6	Nassboden		*	***	**	*	*	*
4326	GD 4	Obere Altheimer Umlagerungszone		*	***	**	*	*	*
4327	GD 3o	Untere Altheimer Umlagerungszone			**	*	*	*	*
4330	GD 2o	1. fBt, Eemboden, oben		.	**	*		*	*
4331	GD 2u	1. fBt, unten		.	**	.		*	*
4332	GD 1	Hochterrasse, schwach verwittert	*	**	*	*		*	*
4333	GD 1	Hochterrasse, unverwittert	.	.	.	***	***	.	.
4334	GD 1	Hochterrasse, verwitterter Sandstein	*	*	*	.		.	.
4336	GD 1	Hochterrasse, verwitterter Schotter	**	*	.	*		*	.
Mengenangaben:			viel	***	Spuren				
			mittel	**	nicht nachweisb. leeres Feld				
			wenig	*					

Tab. 3: Tonmineralbestand Profil Gunderding

2.3.2 Jungpleistozäne Löß-/Paläoböden-Sequenz (GD 3 – GD 16)

- Gesamtmineralanalyse

Quarz kommt im gesamten Profil in geringen Mengen vor und ist in der Umlagerungszone GD 4 etwas angereichert. Von den Feldspäten ist Kalifeldspat einheitlich mit geringen Anteilen vorhanden, während Plagioklase deutlich höhere Anteile zeigen. Der Anteil der Hornblende bleibt gering und tritt nur bis zur Umlagerungszone GD 4/GD 5 in Erscheinung (Tab. 2).

Interessant ist das Verhalten der Karbonatminerale Kalzit und Dolomit: Während Kalzit im Profil von geringer Bedeutung ist (nur geringe Mengen bis Spuren im obersten Profilbereich), tritt Dolomit mit deutlich größeren Anteilen in Erscheinung. Er ist bis GD 11 (Nassboden) mit mittleren Mengen vertreten, nimmt dann aber rasch ab und kann unter GD 9 nicht mehr nachgewiesen werden. Die tieferen Bereiche des Profiles sind schließlich karbonatfrei.

Schichtsilikate sind im Löß in mittleren Mengen anzutreffen, wobei insbesondere Muskowit hervorzuheben ist.

- Tonmineralanalyse

Illit ist im Löß in mittleren Mengen vorhanden und zeigt eine deutlich bessere Kristallinität als in den rezenten Böden (Tab. 3). Er tritt nur in der Unteren Altheimer Umlagerungszone (GD 3) stärker zurück und zeigt dadurch den Übergang zu stärker verwitterten Zonen an.

Kaolinit ist in allen Proben deutlich nachweisbar, zeigt aber keine klimatisch verwertbaren Unterschiede im Profil. Der Großteil des Kaolinites ist gut kristallisiert und weitet nach Bedampfung mit DMSO auf 11,2 Å auf. Aufgrund des vorhandenen Chlorites ist eine Unterscheidung von pedogenem Kaolinit nicht durchführbar.

Smektit tritt ausschließlich in den obersten drei Metern des Profiles auf.

Vermikulit, der mit Ethylenglykol auf 17 Å aufweitet, kommt neben Smektit bis zur Umlagerungszone GD 4 vor.

Das dominierende Tonmineral ist aber ein 14 Å-Vermikulit, der besonders im Mittelteil des Profiles von GD 9 (Gunderdinger Nassboden) bis GD 4 (Obere Altheimer Umlagerungszone) in großen Mengen vorkommt und mit K-Belegung zur Gänze auf 10 Å kontrahiert.

Primärer Chlorit findet sich nur in geringen Mengen (GD 16 – GD 3). Ebenso wie im rezenten Boden kommt auch im Löß ein Mixed Layer Mineral in geringen Mengen vor, was eine genauere Bestimmung schwierig gestaltet. Durch das Auftreten eines Röntgenreflexes im Bereich um 12 Å insbesondere nach dem Temperrn (002 Reflex) und wegen der nicht nachweisbaren Quellfähigkeit handelt es sich aber um ein Illit/Chlorit Mixed Layer Mineral.

2.3.3 Eem-Interglazialboden (GD 2o, u)

- Gesamtmineralanalyse

Die Horizonte sind karbonatfrei und zeigen etwas Quarzanreicherung (Tab. 2). Im obersten Abschnitt des Bt-Horizontes sind die Feldspäte ebenfalls sehr stark verwittert und nur noch in geringen Spuren nachweisbar. Die untere Probe enthält dagegen etwas mehr Feldspäte. Schichtsilikate sind vorhanden, weisen aber eine äußerst geringe Kristallinität auf. Hornblende lässt sich nicht nachweisen.

- Tonmineralanalyse

Eine deutlich unterschiedliche Tonmineralassoziation tritt in dem oberen Bt-Horizont auf (Tab. 3) Smektit fehlt gänzlich, quellbarer Vermikulit ist nur in Spuren vorhanden, 14Å Vermikulit tritt auch in diesem Bereich, wie auch in den Mittelwürmböden, als das wichtigste Tonmineral auf. Die Kristallinität ist deutlich schlechter als im Löß darüber. Illit kommt nur in geringen Mengen vor, Chlorit fehlt ganz. Auch in den oberen Bereichen des nur wenig verwitterten Terrassenkörpers fehlt Chlorit (GD 1).

2.3.4 Hochterrasse/Riß (GD 1)

- Gesamtmineralanalyse

Die Terrassenschotter weisen neben Quarz und Feldspäten auch deutlich Anteile an Kalzit und Dolomit auf, Schichtsilikate und Hornblende sind in Spuren vorhanden.

- Tonmineralanalyse

Die unverwitterten Terrassenschotter (etwa 10 m unter der Geländeoberkante beprobt) stellen das Ausgangsmaterial für die interglaziale Pedogenese dar. Es dominieren erwartungsgemäß die Tonminerale Illit und Chlorit mit gut ausgebildeter Kristallinität. Quellbare Tonminerale, wie Smektit und Vermikulit sowie Kaolinit und Mixed Layer Minerale treten nur in Spuren auf.

2.3.5 Verwitterte Gesteine aus der Hochterrasse (GD 1)

Im Bereich der starken Verbraunung wurden einige stark verwitterte Gerölle entnommen. Es handelt sich um unterschiedliche Sandsteine und Gneise. Sie weisen alle eine deutliche Anreicherung von Quarz und teilweise von Feldspäten auf, geringe Mengen an Schichtsilikaten sind nachweisbar.

Sie enthalten keinen Chlorit, geringe Mengen an Illit sowie Smektit und Vermikulite. Kaolinit und Mixed Layer Minerale treten stark zurück.

2.3.6 060 Reflexe

Zur Unterscheidung von dioktaedrischen und trioktaedrischen Tonmineralen wurden auch die 060 Reflexe der Tonfraktion gemessen.

Der Haupt 060 Reflex liegt bei allen Proben im Bereich von 1,50 Å, was bedeutet, dass die Minerale eindeutig dioktaedrisch sind. Bei einigen wenigen Proben (v. a. GD 1) treten im Bereich von 1,53 Å sehr schwache Reflexe auf, die auf eine Anwesenheit von trioktaedrischen Mineralen schliessen lassen. Es handelt sich dabei um trioktaedrischen Chlorit. Die vorhandenen Vermikulite sind demnach größtenteils dioktaedrisch, da kaum trioktaedrische Reflexe vorhanden sind.

2.3.7 Diskussion der gesamt- und tonmineralogischen Ergebnisse

Die (ton-)mineralogische Zusammensetzung in diesem Profil wird durch die Verwitterungsvorgänge während der "Warmzeiten" sehr stark beeinflusst. Das vermutliche Ausgangsmaterial für die Bodenbildung konnte aus einer Kiesprobe etwa 10 m unter GOK (aus offener Kiesgrube) gewonnen werden. Die Probe ist ein optisch unverwitterter Kies, der vor Ort für die Bauindustrie verwendet wird. Die Tonfraktion (<2µm) der gering verwitterten Kiese ist fast ausschließlich aus Tonmineralen zusammengesetzt, die in erster Linie auf physikalische Verwitterungsvorgänge, welche hauptsächlich in Kaltzeiten auftreten, hinweisen. Der überwiegende Anteil der Tonfraktion besteht aus gut kristallisierten dioktaedrischen Illiten (aus der Glimmerverwitterung) und trioktaedrischen primären Chloriten. Lediglich Spuren an Tonmineralen mit geringer bis stärkerer chemischer Verwitterung sind nachweisbar. Dazu gehören Smektit, Vermikulit und Mixed layer Minerale. Diese Tonminerale dürften aus älteren Verwitterungszyklen stammen und während der Kaltzeiten erosiv in die frischen Sedimente gelangt sein.

Durch die interglazialen Verwitterungsvorgänge wurde der primäre Chlorit gänzlich aufgelöst und die Glimmer durch K-Verlust stark degradiert und in Vermikulite umgewandelt. Smektite sind nicht nachweisbar. Die Tonfraktion des Eembodens lässt keine besonders starken Verwitterungserscheinungen erkennen, da es sich um einen Bt-Horizont aus Kies handelt, aus deren Grobfractionen laufend geringer verwittertes Material nachgeliefert wird und so zu einer permanenten Verjüngung des Bodens führt.

Die Löss mit den eingeschalteten Interstadialböden sind nur im obersten Bereich karbonathaltig, wobei Dolomit deutlich höhere Gehalte aufweist als der Kalzit. Ab Horizont GD 8 (Böckinger Boden-Äquivalent) sind die Schichten karbonatfrei. Durch das Vorhandensein von Karbonaten im oberen Bereich kann auf geringere Verwitterungsintensitäten geschlossen werden. Gleichzeitig tritt aber Smektit auf, der somit nicht in situ entstanden sein kann, sondern aus älteren tertiären Sedimenten umgelagert wurde. Die großen Mengen an 14 Å-Vermikulit im gesamten Lößprofil sprechen für eine moderate Glimmerverwitterung. Dieser Vermikulitisierungsprozess wirkt sich insbesondere in den schwachen interstadialen Bodenbildungen bedeutend auf die tonmineralogische Zusammensetzung der Feinfraktion aus. Im rezenten Boden (GDB 1) ist auffällig, dass leicht verwitterbare Minerale wie Chlorit, Kalzit und Hornblende im Oberboden höhere Gehalte aufweisen als im Unterboden, was durch kolluviale Verjüngung im Ap-Horizont zu erklären ist.

2.4 Laborergebnisse

2.4.1 Ergebnisse der Korngrößenanalyse

Aus Tab. 4 sind die Korngrößenzusammensetzungen und Bodenarten des Profils Gunderding ersichtlich. Die Korngrößenzusammensetzungen der Horizonte GD 14 bis GD 6 sind insgesamt gesehen ziemlich ähnlich, jeweils mit einem deutlichen Maximum im Grobschluffbereich (45 – 59 %).

Horizont	Bezeichnung	Korngröße [%]									Bodenart
		gS	mS	fS	S ges	gU	mU	fU	U ges	T	
GD 14	Löß (Cc)	0,2	0,7	10,7	11,6	55,5	17,9	4,8	78,2	10,2	Ut2
GD 13	E2-Nassboden- Äqu.	0,1	0,5	9,2	9,8	51,3	20,6	6,3	78,2	12,0	Ut2
GD 12	Gunderdinger UZ	0,0	0,6	13,0	13,6	53,9	17,6	6,3	77,8	8,6	Ut2
GD 11	Nassboden	0,0	0,2	10,5	10,7	58,8	18,3	5,8	82,9	6,4	Uu
GD 10	Lohner Boden-Äqu. oben (Bv)	0,0	0,3	8,5	8,8	53,4	18,8	9,9	82,1	9,1	Ut2
GD 10	Lohner Boden-Äqu. unten (Bv)	0,1	0,4	12,6	13,1	43,4	25,9	9,1	78,4	8,5	Ut2
GD 9	Gunderdinger Nassboden	0,0	0,6	8,1	8,7	55,1	21,1	8,5	84,7	6,6	Uu
GD 8	Böckinger Boden-Äqu. o. (Bv)	0,1	1,0	9,5	10,6	51,0	20,0	10,3	81,3	8,1	Ut2
GD 8	Böckinger Boden-Äqu. mitte (Bv(t))	0,1	1,0	10,0	11,1	49,8	21,1	7,8	78,7	10,2	Ut2
GD 7	Böckinger Boden-Äqu. u. (Bv)	0,1	1,8	14,2	16,1	47,9	17,6	8,7	74,2	9,7	Ut2
GD 6	Nassboden	0,2	2,1	13,4	15,7	52,6	19,6	5,5	77,7	6,6	Us
GD 4	Ob. Altheimer Umlagerungsz.	2,5	11,1	10,8	24,4	42,5	15,5	8,5	66,5	9,1	Ut2
GD 4	Ob. Altheimer Umlagerungsz.	6,4	18,3	9,3	34,0	35,8	13,3	7,6	56,7	9,3	Uls
GD 4	Ob. Altheimer Umlagerungsz.	26,1	18,6	7,5	52,2	23,5	10,6	6,7	40,8	7,0	Su4
GD 3	Unt. Altheimer Umlagerungsz.	14,0	44,8	3,6	62,4	7,1	6,2	6,5	19,8	17,8	Ls4
GD 2	Eemboden (1. fBt)	15,9	33,4	5,0	54,3	2,8	3,0	3,2	9,0	36,7	Ts3

Tab. 4: Ergebnisse der Korngrößenanalyse Profil Gunderding, verändert nach HERR (2002)

Der gesamte Bereich enthält kaum Grob- und Mittelsand, doch ist eine deutliche Feinsandkomponente zu verzeichnen. Möglicherweise enthält der Löß hier eine Komponente lokalen sandigen Molassematerials. In den kalkreichen Horizonten haben auch sekundäre Kalkkonkretionen Anteil an der Feinsandfraktion.

Ein klarer Unterschied in der Materialzusammensetzung ist ab Horizont GD 4 (Obere Altheimer Umlagerungszone, s. auch Abb. 6) zu erkennen. Vor allem die Grob- und Mittelsandfraktion nimmt nach unten hin stark zu. Der Gesamtsandanteil steigt um mindestens 10 – 20 % im Vergleich zum äolischen Material. Dies ist ein deutlicher Hinweis darauf, dass hier nicht nur äolischer Löß vorliegt. Es handelt sich um eine Umlagerungszone, in der Löß und Fremdmaterial, z. B. aus der Reißterrasse, miteinander vermischt wurden. Das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung kann auch ein Hochflutlehm sein. Die Einarbeitung von Kiesen spricht aber für Umlagerungsprozesse. Die mit 66 % dennoch hohe Schluffkomponente lässt auf die Beteiligung lößbürtigen Materials schließen. In der

Rißterrasse wurde für die Analysen Feinmaterial zwischen den größeren Kiesen entnommen. Teilweise waren die Kiese stark verwittert und zu mürbem Sand zerbröseln, wodurch sich der hohe Mittel- und Grobsandanteil erklären läßt. Im Bt-Horizont sind die Mittelschluff- und Grobschluffanteile zugunsten der Tonanteile stark vermindert. Mit über 36 % Tongehalt ist der Bt-Horizont des Eembodens intensiv verwittert.

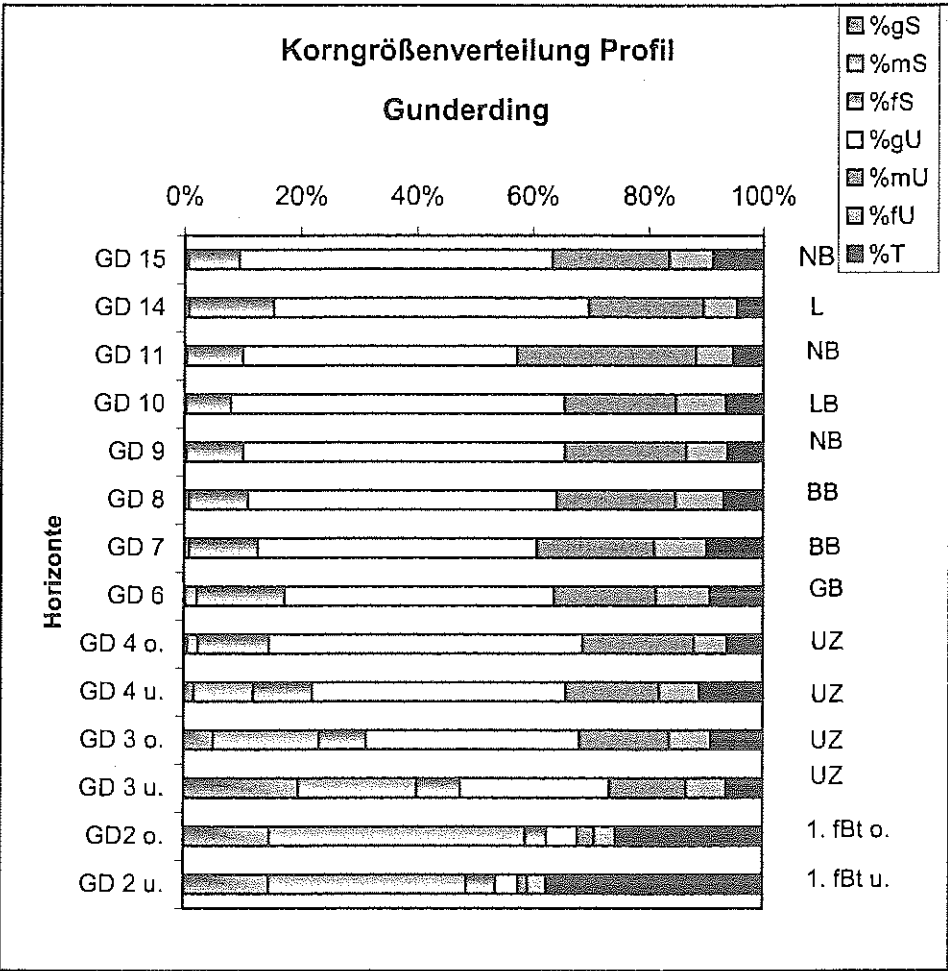


Abb. 6: Verkürzte Übersicht über die Korngrößenanalysen (Köhn'sche Pipette)

Die Grobschluffanteile sind bis zur Oberen Altheimer Umlagerungszone (GD 4) sehr hoch. Es lässt sich kein Trend feststellen, sondern die Werte schwanken im lößbürtigen oberen Profilbereich zum Teil stark, bewegen sich zumeist aber im Bereich 51 – 58 %. Erst ab dieser Umlagerungszone ist nach unten hin eine starke kontinuierliche Abnahme des Grobschluffanteils festzustellen. Der Eemboden hat mit ca. 10 % Gesamtschluff sehr geringe Werte. Dies ist einerseits auf das veränderte Ausgangsmaterial (fehlende Lößkomponente) und andererseits sicher auch auf die hohe Verwitterungsintensität zurückzuführen, welche u. a. durch die hohen Tonanteile angezeigt wird.

Der Böckinger Boden-Komplex (Äquivalent) enthält mit 48 – 51 % im lößbürtigem Material relativ geringe Grobschluffanteile, gleichzeitig sind seine Tongehalte etwas erhöht, was von einer im Vergleich zum Restprofil deutlicheren pedogenen Überprägung zeugt.

Die Werte des unteren Bereichs des Lohner Boden-Äquivalents sind ungewöhnlich. So hat dieser Bereich im lößbürtigen Material mit 43 % die geringsten Anteile an Grobschluff. Er weist dagegen höhere Feinsand und Mittelschluffanteile auf, sein Tongehalt ist aber nicht wesentlich erhöht. Die unterschiedliche Korngrößenzusammensetzung scheint in diesem Fall nicht durch einen Verwitterungsprozeß erklärbar zu sein.

Die Feinschluffanteile sind im gesamten Profil ziemlich niedrig, steigen kaum über 10 % und haben außerdem eine geringe Schwankungsbreite. Die höchsten Feinschluffanteile weisen der obere Bereich des Lohner Boden-Äquivalents (GD 10) mit 9,9 % und das obere Böckinger Boden-Äquivalent (GD 8) mit 10,3 % auf. In diesem Profilbereich gehen im Vergleich zu den anderen Horizonten geringfügig verringerte Grobschluffanteile mit etwas höheren Fein- und auch Mittelschluffanteilen einher. Dies könnte auf eine kryoklastische Verwitterung hinweisen, wobei jeweils der oberste Bereich am stärksten dem Frost ausgesetzt war. Der hellgelbe Löß (GD 14) hat neben dem Bt-Horizont des Eembodens (GD 2) den geringsten Feinschluffanteil (4,8 % bzw. 3,2 %).

Horiz.	Bezeichnung	Korngröße [%]									Bodenart
		gS	mS	fS	S ges	gU	mU	fU	U ges	T	
B1/1	Ap	0,1	2,8	12,3	15,2	48,0	16,2	7,6	71,8	13,0	Ut3
B1/2	M (Kolluvium)	0,2	1,7	10,8	12,7	44,2	15,0	7,7	66,9	20,4	Ut4
B2	anthropogene Auffüllung, Gruben	0,1	2,1	11,7	13,9	35,4	24,5	7,2	67,1	19,0	Ut4
B3	(S)Bt	0,0	1,8	14,6	16,4	40,5	13,2	4,6	58,3	25,3	Lu
B4/1	Bt	0,2	1,8	11,0	13,0	45,5	14,0	5,6	65,1	21,9	Ut4
B4/2	Bbt (Lamellenstreifenzone)	0,2	3,1	19,0	22,3	47,3	11,7	4,8	63,8	13,9	Uls
B5	Bv	0,2	2,6	12,3	15,1	50,7	16,3	4,9	71,9	13,0	Ut3
B6	Cc	0,2	,07	10,7	11,6	55,5	17,9	4,8	78,2	10,2	Ut2

Tab. 5: Ergebnisse der Korngrößenanalyse Profil B (rezenten Boden), aus HERR (2002)

Der rezente Boden (vgl. Tab. 5) hat im Vergleich zum oberen Bereich des Profils Gunderding relativ geringe Grobschluffwerte. Bis auf den Bv-Horizont (ca. 51 %) bleiben die Werte deutlich unter 50 %. In Verbindung mit den höheren Tongehalten ist dies ein deutliches Anzeichen für eine fortgeschrittene Verwitterung. Der höchste Tongehalt ist im Bereich B 3 festzustellen, mit 25 % zeigt er eine deutliche Erhöhung gegenüber den anderen Horizonten. Mit seinen im Gelände deutlich wahrzunehmenden Tonbelägen und der prismatischen

Aggregation ist er als typischer Bt-Horizont ausgebildet. Mit ca. 20 % haben das Kolluvium (B 1/2) und die Grubenfüllung (B 2) ebenfalls relativ hohe Tongehalte. Die manchmal sehr auffallende helle Farbe des Abschnitts B 2 kann damit nicht auf eine ausgesprochene Tonverarmung zurückgehen, sondern eher auf eine intensive Pseudovergleyung. Der Horizont B 5, im Gelände als Bv-Horizont angesprochen, hat erwartungsgemäß weniger Ton (13 %). Auch der durch Tonbänder und Flecken gekennzeichnete Abschnitt B 4/2 hat insgesamt nur 14 %, wird aber aufgrund des eingeschwemmten Tons in Bänderform als Bbt-Horizont bezeichnet. Der Geländebefund einer starken Toneinlagerung im Bereich B 4/1 bestätigt sich durch die Korngrößenanalyse (22 %).

2.4.2 Analytischer Anhang

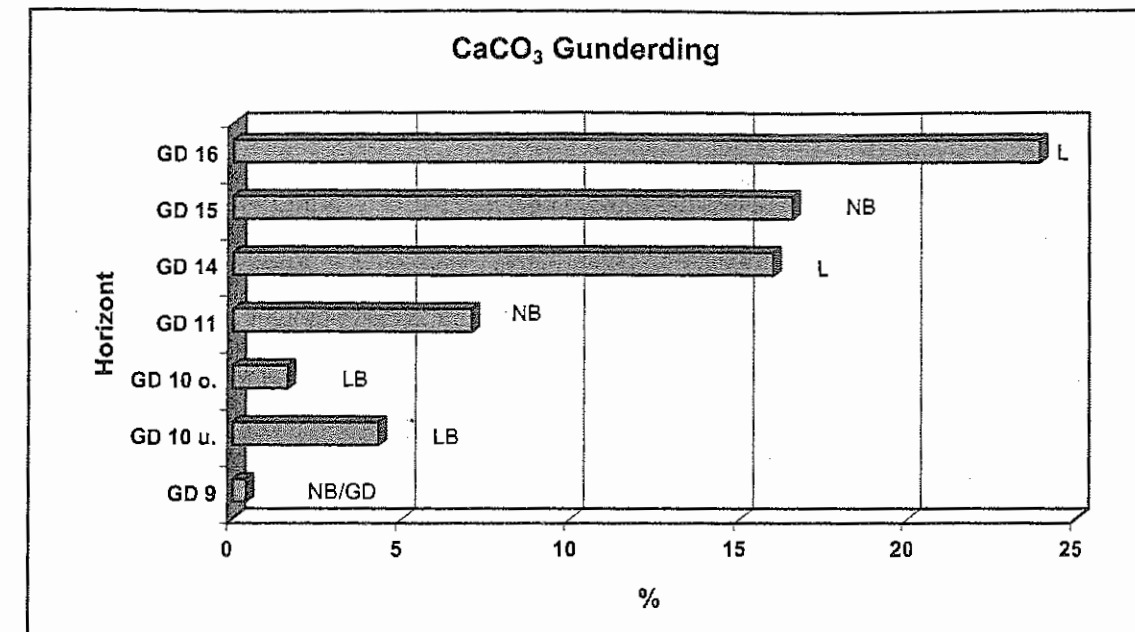


Abb. 7: Karbonatgehalte Profil Gunderding (Scheibler)

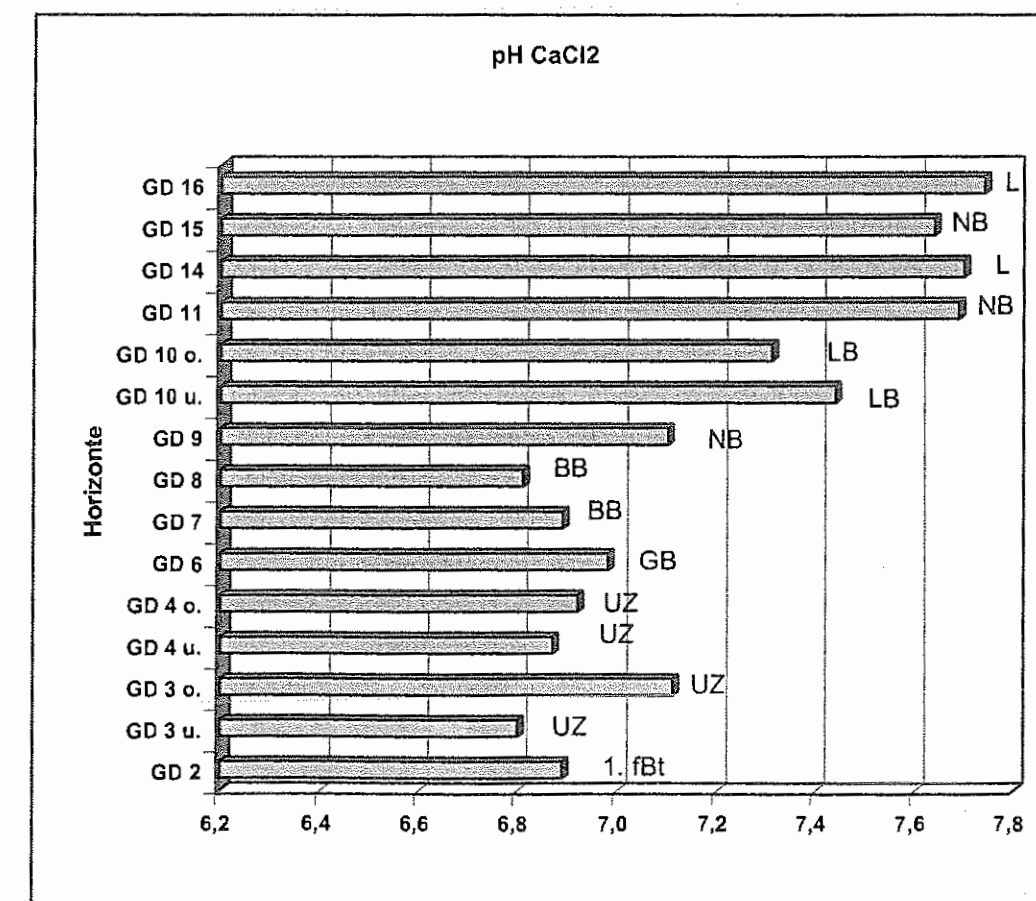


Abb. 8: pH-Werte Profil Gunderding

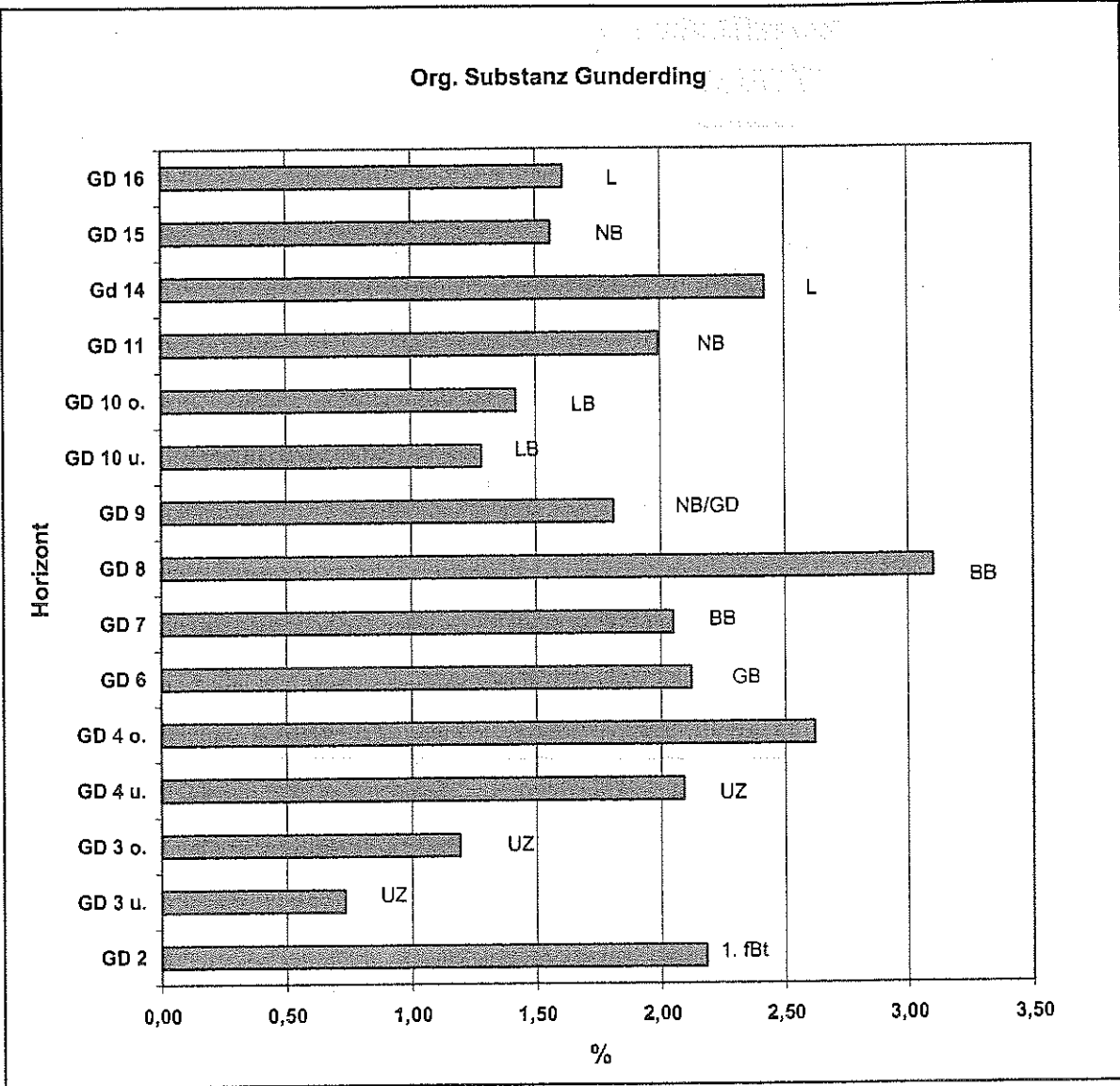


Abb. 9: Organische Substanz (%) Profil Gunderding

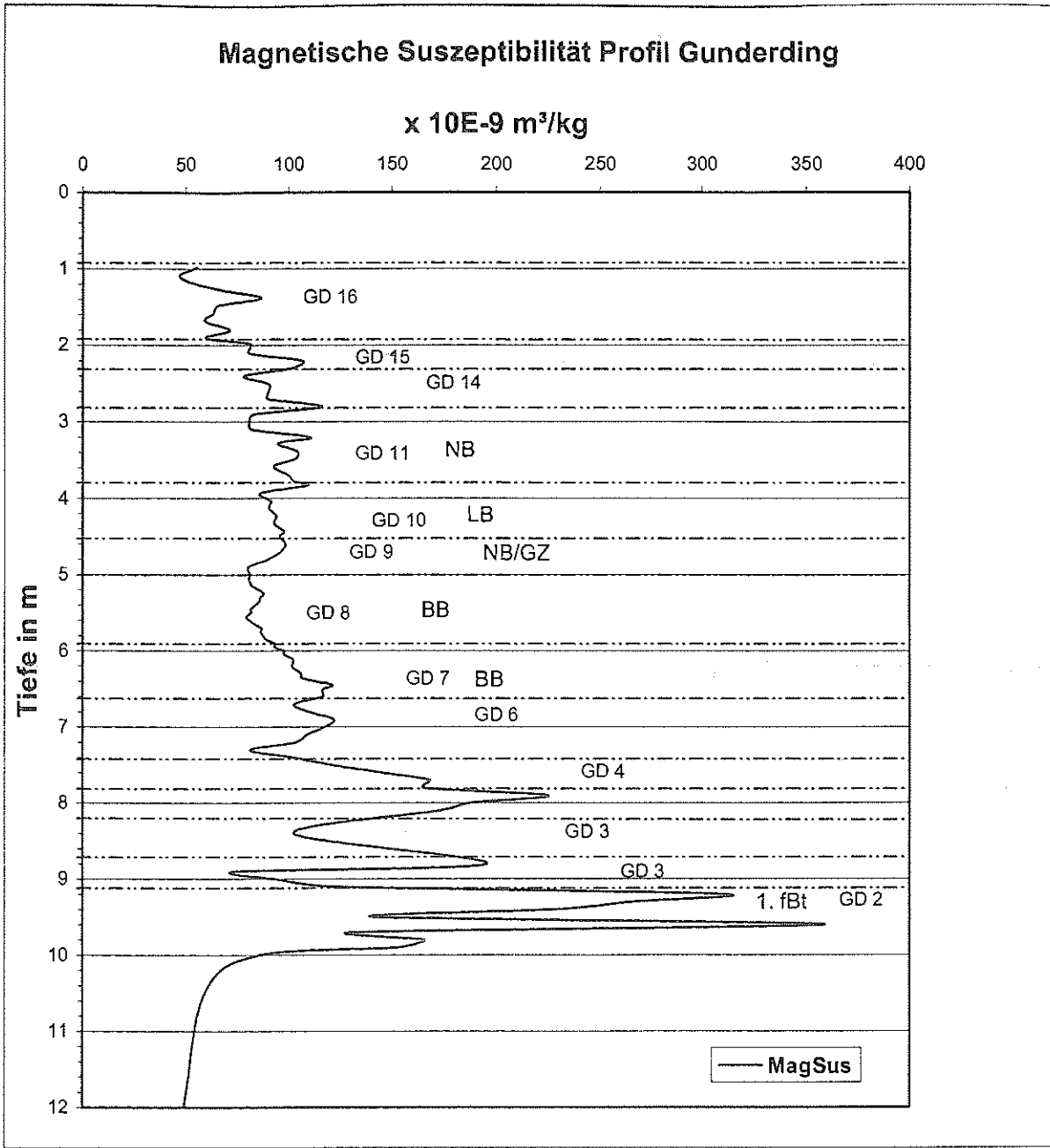


Abb. 10: Magnetische Suszeptibilität Profil Gunderding (HERR 2002)

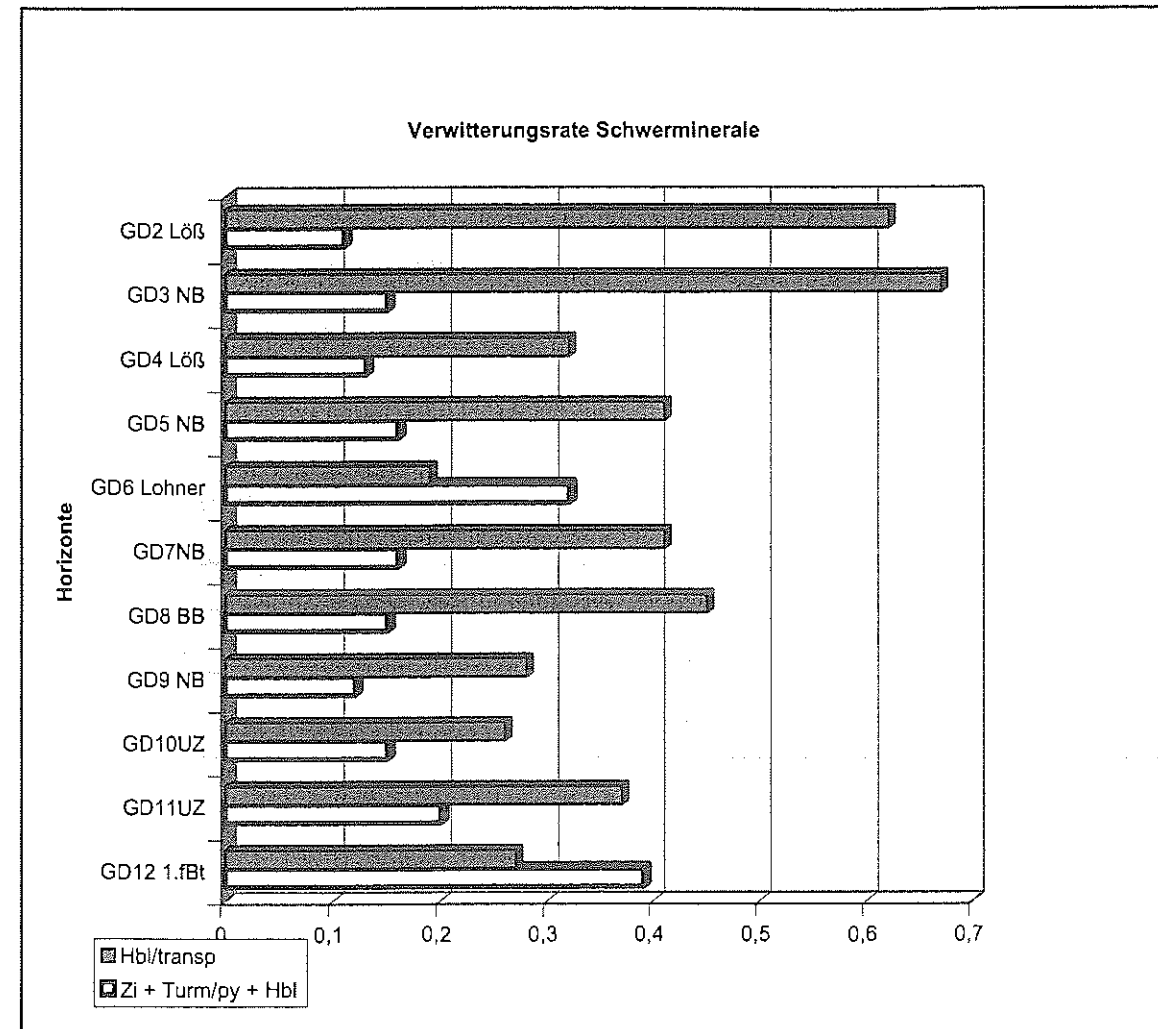


Abb. 11: Verwitterungsrate der Schwerminerale Profil Gunderding

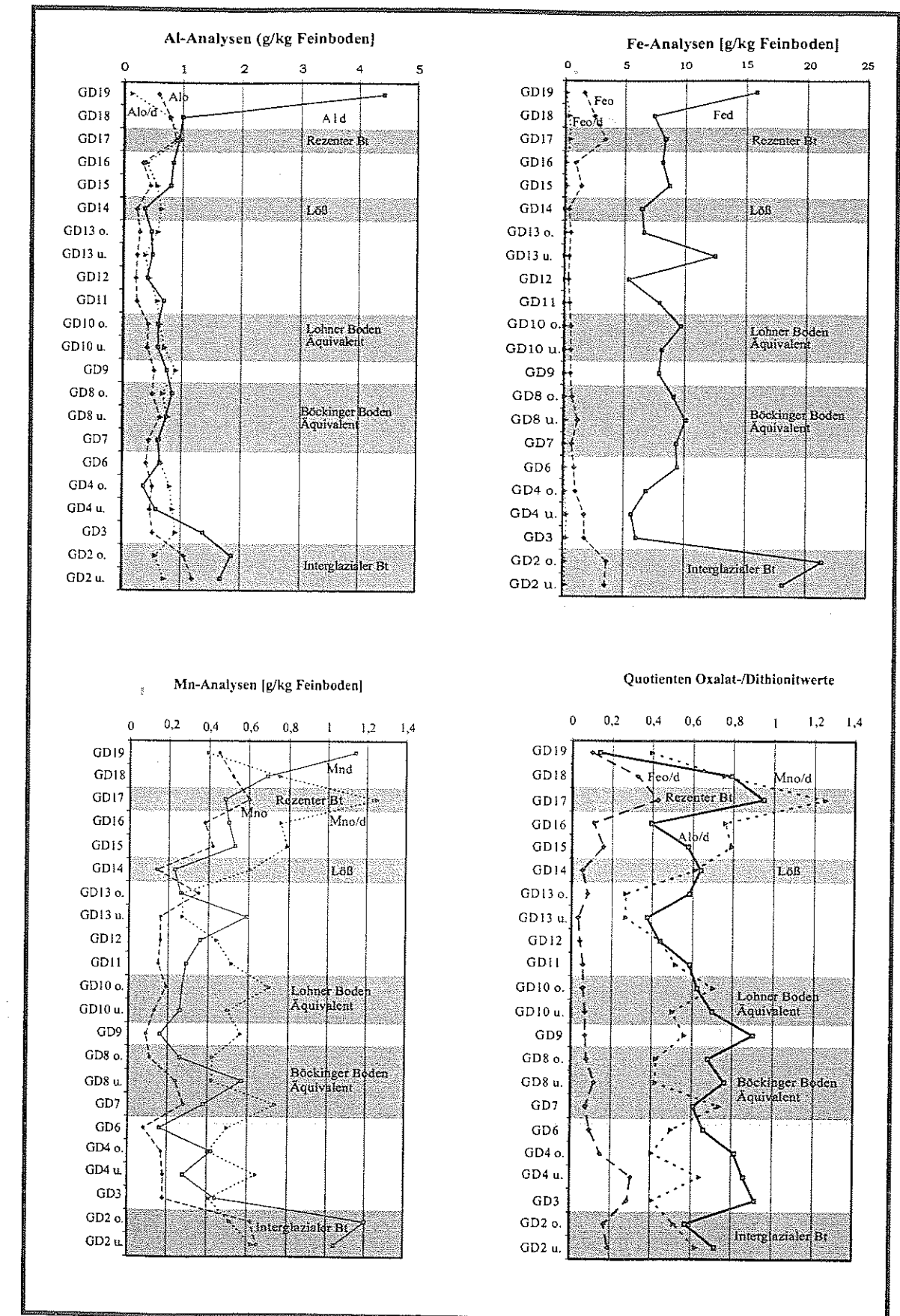


Abb. 12: Pedomische Analysen Profil Gunderding

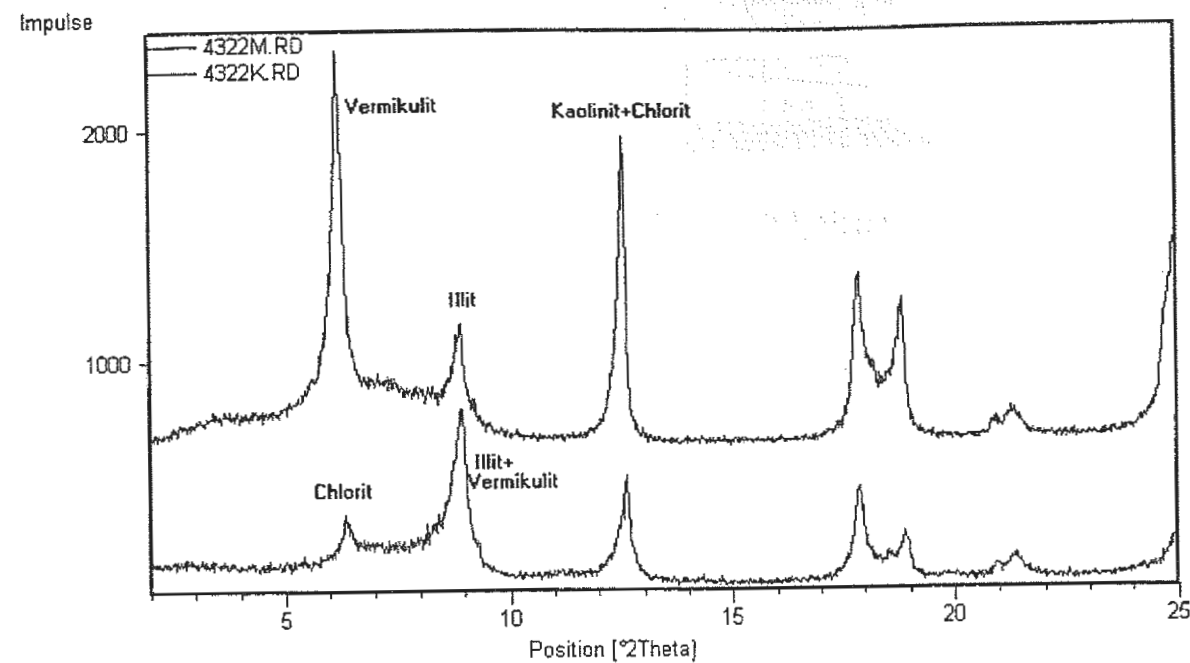


Abb. 13: Diffraktogramm Profil Gunderding, Horizont GD 9, Gunderdinger Nassboden, Kontraktion von Vermikulit mit K-Belegung (untere Kurve, obere Kurve Mg-belegt)

3. Profil Altheim

3.1 Paläopedologische Beschreibung Profil Altheim

Das Profil Altheim befindet sich direkt am östlichen Ortsrand von Altheim in einer aufgelassenen Kiesgrube (Abb. 1). Es liegt als einziges Profil im Untersuchungsgebiet nicht unmittelbar am nördlichen Inn-Hochterrassenrand sondern 1,4 km südlich davon.

Über den kalkhaltigen Kiesen der glazio-fluvialen Terrasse (Abb. 14, AH 1) ist ein 1,2 m mächtiger, gut entwickelter, kiesiger Bt-Horizont einer Parabraunerde ausgebildet, deren oberster Bereich erodiert ist (AH 2).

Darüber folgt ein weiterer, pseudovergleyter schluffig-toniger, kiesfreier Bt-Horizont, ebenfalls mit intensiven Tonbelägen (AH 3). Er ist 0,7 m mächtig und in seiner Ausbildung ebenfalls von interglazialer Intensität.

Darüber liegen, wie in den meisten würmzeitlichen Deckschichten im Untersuchungsgebiet, zwei Umlagerungszonen, wobei die unterste noch Bt-Material enthält (AH 4), die oberste hingegen sehr stark von Holzkohlen durchsetzt ist (AH 5). Auch hier ergaben die Bestimmungen überwiegend *Picea* und *Larix* (Holzkohlebestimmung von W. Schoch, Adliswil, Terh991025).

	AH7	AH8	AH9
A. Hochkaltzeitliche Leitarten			
<i>Columella columella</i>	22	4	2
<i>Pupilla muscor. densegyrata</i>	4	22	1
<i>Pupilla loessica</i>	6	-	-
<i>Vertigo parcedentata</i>	11	2	-
B. Kaltzeitliche Häufigkeitsarten			
<i>Pupilla spec. (indet.)</i>	28	-	-
<i>Succinella oblonga</i>	569	77	275
<i>Trichia hispida</i>	8	3	-
C. Vorwiegend warmzeitliche Arten			
<i>Truncatellina cylindrica</i>	2	-	-
D. Akzessorische Lößarten			
a. Offenlandarten			
<i>Vallonia costata</i>	1	-	-
ARTENZAHL	8	5	3
INDIVIDUENZAHL	651	108	278

Tab. 6: Molluskenbestimmungen Profil Altheim

Unmittelbar auf diesem umgelagerten Material befindet sich das Äquivalent des olivfarbenen Lohner Bodens (AH 6), der an dieser Lokalität zweigeteilt erscheint. Der oberste Bereich wurde leicht durch Umlagerungen gestört. Das Lohner Boden-Äquivalent ist gekappt und stellenweise sehr stark erodiert. Er ist nicht direkt von einem Nassboden überlagert, sondern von einem kalkhaltigen Würmlöß (AH 7).

Der Jungwürmabschnitt erscheint sehr stark verkürzt und deshalb kann der einzig auftretende Nassboden (AH 8) nicht eindeutig mit einem der Erbenheimer Böden korreliert werden. Im oberen Bereich kommen vereinzelt Sandlagen sowie verbrauchte Bänder vor.

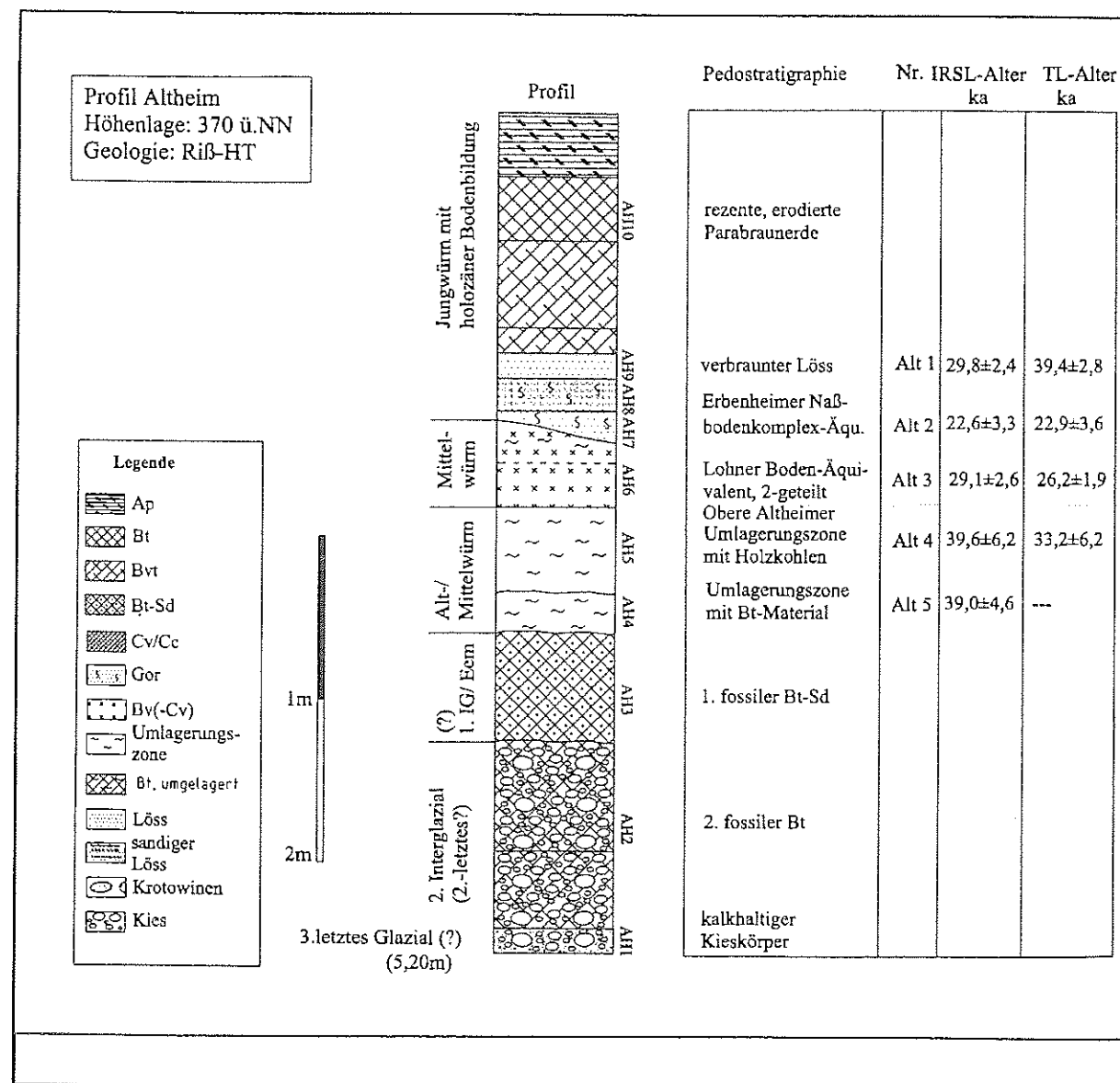


Abb. 14: Profil Altheim: Pedostratigraphie und Datierungsergebnisse (verändert, aus: TERHORST et al. 2002)

Der rezente Boden (AH 10), der in einer Dellenlage noch einen mächtigen Bv-Horizont besitzt, liegt auf einer geringmächtigen Schicht von kalkhaltigem Jungwürmlöß (AH 9).

Die Molluskengesellschaften in Profil Altheim sind vielfältiger aufgebaut. Der unterste Jungwürmlöß enthält (hoch-)kaltzeitlichen Molluskenarten, wie *Columella columella*, *Pupilla loessica* und *Succinella oblonga*, auch wenige warmzeitliche Arten wie *Truncantellina cylindrica* (Tab. 6, RÄHLE, schriftl. Mitt.), die vermutlich aus dem darunterliegenden Interstadial stammen. In den darüberfolgenden Schichten treten ausschließlich hochkaltzeitliche und kaltzeitliche Arten auf, hier ist insbesondere *Succinella oblonga* sehr zahlreich vertreten.

3.2 Die IRSL-Datierungen in Altheim

Die Datierungen aus dem 1. fossilen Bt-Horizont liegen zur Zeit noch nicht vor. Die IRSL-Alter im Mittelwürm sind nicht älter als 39.600 Jahre (± 6.200 , Alt4), was eine mittelwürmzeitliche Umlagerung der Sedimente belegt (vgl. TERHORST et al 2002).

Die Datierung im Lohner Boden-Äquivalent ergab mit 29.100 Jahren (± 2.600 , Alt 3) den erwarteten Zeitraum für das jüngste Mittelwürm-Interstadial (Abb. 14).

Im Äquivalent des Erbenheimer Nassbodenkomplexes tritt an der Basis des Jungwürmlösses ein Alter von 22.600 Jahren (± 3.300 , Alt 2) und überliefert damit eine erste Phase der Lößakkumulation im Jungwürm.

Im obersten verbrauchten Löß tritt wiederum ein zu hohes Alter im Jungwürm auf, welches mit 29.800 Jahren (± 2.400 , Alt 1) wiederum das jüngste Mittelwürminterstadial zu repräsentieren scheint. Dieser Zeitraum ist damit in allen vorgestellten Jungwürmlössen vorhanden.

3.3 Mikromorphologische Ergebnisse

- AH 5, Obere Altheimer Umlagerungszone

Sprunghafter Anstieg von Fe-, Mn-Konkretionen (Abb. 17), weniger Tonbeläge und diese, offenbar durch kollabierte Hohlräume, häufig in gestörter Lagerung. Weiterhin schwermineralreich, Spektrum vergleichbar mit AH 4. Wahrscheinlich verkohlte pflanzliche Reste und Pseudomorphosen nach pflanzlichen Resten in Konkretionen.

- AH 4, Untere Altheimer Umlagerungszone

Etwas marmorierter Lehm mit stärkeren Sandanteilen, Eisenflecken und Konkretionen, auch Ton in der Grundmasse, aber ungleichmäßig verteilt. Wechsel von tonreicheren und -ärmeren

Teilgefügen, manche Bereiche mit blankgewaschenen Sand- und Schluffkörnern. Ungestörte Tonbeläge in Grobporen, gestörte Tonbeläge in der Grundmasse, auch schlierenartig verteilte Tonansammlungen. Matrix relativ reich an transparenten Schwermineralen: Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe, grüne Hornblende, Granat, Turmalin u.a.

- AH 3 oben, 1. fBt-Sd oben

Sehr ähnlich der AH 4, etwas ärmer an Sand und weniger Konkretionen. Unregelmäßiger Wechsel zwischen glimmerreichen und weniger glimmerreichen Teilgefügen (Abb. 15). Keine verlagerten und abgerundeten Toncutane.

- AH 3 unten, 1. fBt-Sd unten

Ähnlich AH 3, wieder etwas sandiger, etwas mehr Skelettbestandteile, stellenweise mikroskopische Feinschichtung (Abb. 16), markiert durch den Wechsel von mehr plättchenförmigen (Glimmer) und mehr isometrisch-körnigen Bestandteilen (v.a. Quarze), wahrscheinlich als Folge von Umlagerungsprozessen.

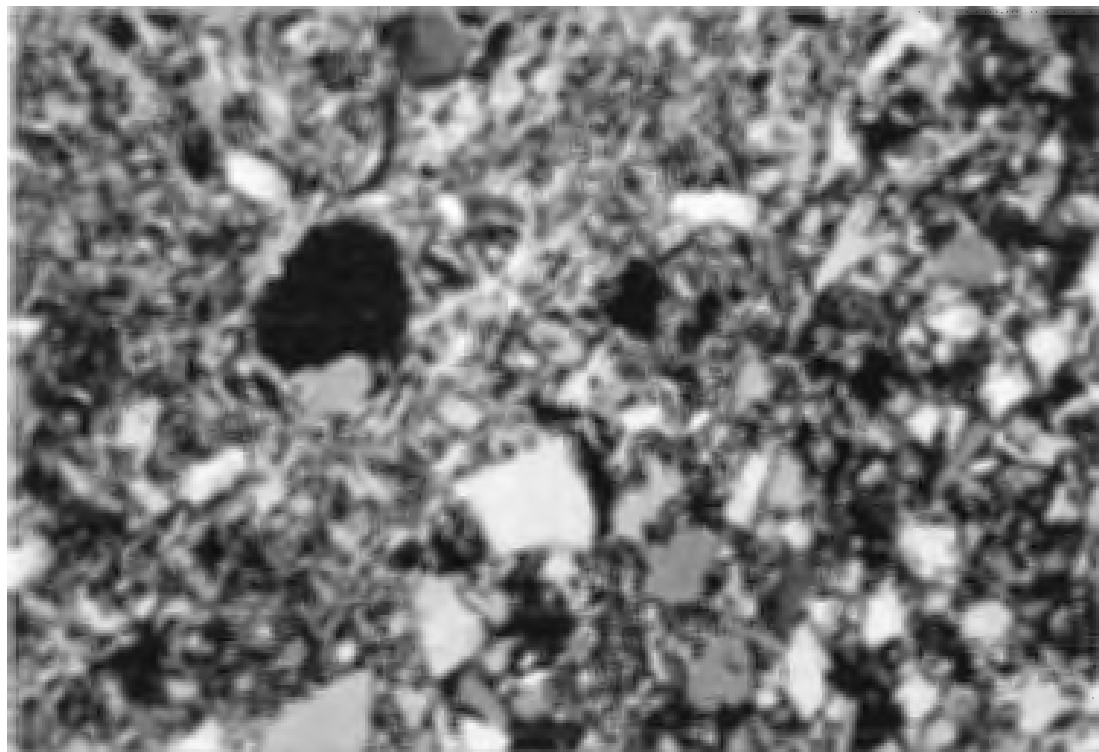


Abb. 15: Probe AH 3o/1. fBt-Sd: Heterogener Aufbau, Unregelmäßiger Wechsel zwischen glimmerreichen und weniger glimmerreichen Teilgefügen. Gekreuzte Polarisatoren.

Bildmaße: 0,7 x 1,0 mm

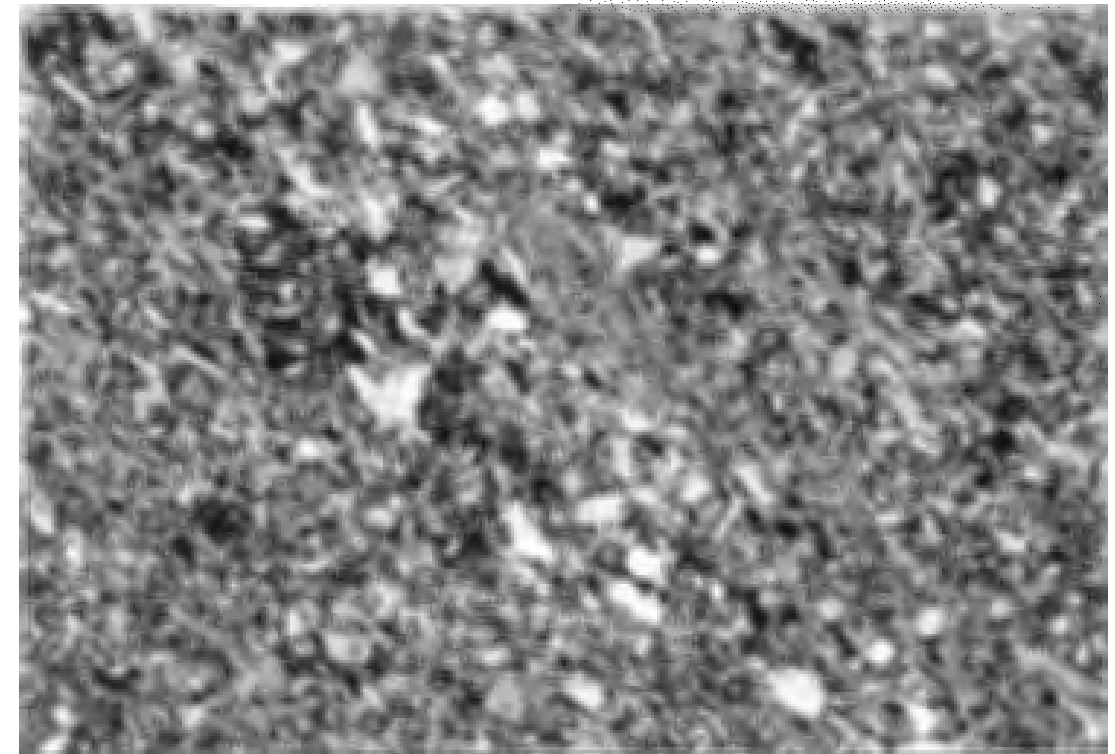


Abb. 16: Probe AH 3u/1. fBt-Sd: Mikroschichtung: glimmerreiche und weniger glimmerreiche Mikroschichten wechseln sich ab. Gekreuzte Polarisatoren.

Bildmaße: 1,1 x 1,6 mm

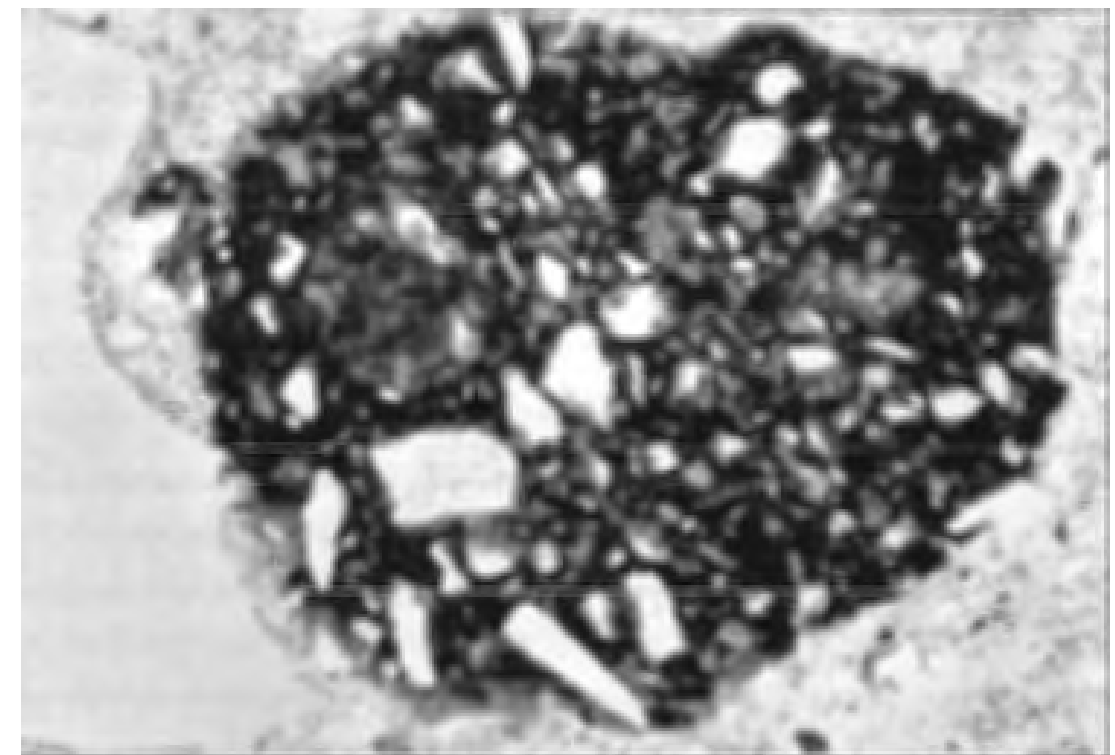


Abb. 17: Probe AH 5/Altheimer UZ: Rostbraune Fe/Mn- Anreicherung in Form einer Konkretion. Gekreuzte Polarisatoren.

Bildmaße: 0,7 x 1,0 mm

3.4 Gesamt- und tonmineralogische Ergebnisse

(Methodik s. (TERHORST & OTTNER (2003))

3.4.1 Gesamtmineralbestand

Quarz ist in allen Proben als Hauptkomponente (40-50 Masse-%) vertreten. Ein Trend in der Verteilung ist nicht feststellbar (Tab. 7).

Feldspäte sind sowohl als **Plagioklas** wie auch als **Kalifeldspäte** als Nebenbestandteile im gesamten Profil vorhanden. Während Kalifeldspat in geringen Anteilen relativ konstant im gesamten Profil verteilt ist, tritt Plagioklas deutlich unregelmäßiger auf: In der Unteren Altheimer Umlagerungszone sowie im 1. fBt-Sd (AH 4, AH 3) sind die Anteile etwas höher, im 2. fBt (AH 2, 1-3) sind deutlich geringere Mengen vorhanden, in der Probe AH 1 aus der unverwitterten Terrasse treten die höchsten Plagioklasanteile auf.

Kalzit und Dolomit kommen nur in der untersten Probe AH 1, die der unverwitterten Terrasse entspricht, mit Werten um je 10 - 20 Masse-% vor, alle anderen Proben sind gänzlich karbonatfrei.

Lab.Nr	Bez.	Probe	Qu	KFSp	Plag	HBL	Kalz	Dolom	Schi Sil
4796	AH 4	Untere Altheimer Umlagerungszone	**	.	*	.			*
4797	AH 3	1. fBt-Sd, oben	**	.	*	.			*
4798	AH 3	1. fBt, unten	**	.	*	.			*
4799	AH 2-1	2. fBt, oben	**	.	.				*
4800	AH 2-2	2. fBt, mitte	**	.	.				*
4801	AH 2-3	2. fBt, unten	**	.	.				*
4802	AH 1	Unverwitterter Kies	**	.	**	.	*	*	.
Mengenangaben:			viel	***	Spuren				
			mittel	**	nicht nachweisb. leeres Feld				
			wenig	*					

Tab. 7: Gesamtmineralbestand Profil Altheim

Muskowit tritt als Nebengemengteil vor allem in den Horizonten AH4 und AH3 auf (1. fBt-SD und Untere Altheimer Umlagerungszone), während die Anteile im 2. fBt deutlich zurückgehen.

Spuren von **Hornblende** finden sich nur im 1. fBt (AH 3), der Umlagerungszone (AH 4) und dem unverwitterten Kies (AH 1).

Die Verwitterungsintensität erreicht in dem 2. fBt AH 2, 1-3 den höchsten Grad, in der unverwitterten Terrasse (AH 1) den niedrigsten (aufgrund der Verteilung von Plagioklas, Kalzit/Dolomit und Muskowit). Die Verwitterungsintensität des 1. fBt-Sd (AH 3) ist dem darunterliegenden 2. fBt sehr ähnlich, allerdings ist im letzteren keine Hornblende mehr nachzuweisen.

3.4.2 Tonminerbestand

Illit und **Kaolinit** verteilen sich in mittleren bzw. geringen Mengen gleichmäßig im Profil, ein Trend lässt sich nicht erkennen (Tab. 8). Kaolinit weitet mit DMSO fast vollkommen auf, nur geringe Anteile an nichtaufweitbarem schlecht kristallisiertem Kaolinit sind nachweisbar.

Smektit ist in geringen Mengen bzw. Spuren in den meisten Proben vorhanden.

Auch in der Tonfraktion des Profils Altheim treten als markante Bestandteile Tonminerale mit einer sehr starken K-Selektivität auf. Nach Belegung mit K kontrahieren die Zwischenschichten ganz. Der 14 Å-Reflex verschwindet zugunsten eines verstärkten 10 Å-Reflexes. Nach Glykolisierung der Mg-belegten Proben weitet ein Teil auf 17 Å auf. **Vermikulit** tritt somit in zwei verschiedenen quellbaren Varietäten auf.

Chlorit - das verwitterungsempfindlichste Tonmineral - tritt im 1.fBt unten (AH 3 unten) und auch in der untersten Kiesprobe in Spuren auf.

Bemerkenswert ist das Auftreten eines Mixed Layer Mineralen in allen Proben des Profiles. Es tritt in allen K-belegten Varianten ein Reflex mit etwa 8 Å (003 von Mixed Layer mit 24 Å) auf, der durch Vermikulit-Beteiligung in einem Mixed Layer Mineral zu erklären ist. In Frage kommt v. a. ein **Chlorit/Vermikulit Mixed Layer Mineral** mit einem d-Wert von 24 Å. Dafür spricht auch der in allen Proben nach dem Tempern bei 550°C auftretende deutliche 12 Å-Reflex, der als ein 002-Reflex dieses Mixed Layers zu interpretieren ist.

Insgesamt gesehen fällt auf, dass der 1. fBt-Sd mehr Vermikulit 14 Å und mehr Illit aufweist als der darunterliegende 2. fBt. Interessanterweise tritt in dem unteren Abschnitt des 1. fBt-Sd Chlorit auf (Tab. 8). Aus tonmineralogischer Sicht sind das Hinweise auf eine etwas geringere Verwitterungsintensität im unteren Abschnitt des 1. fBt.

Lab.Nr	Bez.	Probe	Sm	Vc18	Vc14	Ill	Chl	Kao	MI Ch/Vc
4796	AH 4	Untere Altheimer Umlagerungszone			**	**		*	*
4797	AH 3	1. fBt-Sd, oben	.	*	*	**		*	*
4798	AH 3	1. fBt, unten	.	*	**	***	.	*	.
4799	AH 2-1	2. fBt, oben	.	*	*	**		*	*
4800	AH 2-2	2. fBt, Mitte	*	*	*	**		*	.
4801	AH 2-3	2. fBt, unten	.	*	*	**		*	*
4802	AH 1	Unverwitterter Kies	*	*	*	**	.	.	*
Mengenangaben:			viel mittel wenig	*** ** *	Spuren nicht nachweisb. leeres Feld				

Tab. 8: Tonmineralbestand Profil Altheim

3.4.3 Diskussion der gesamt- und tonmineralogischen Ergebnisse

Da bereits in Profil Gunderding eine komplette (ton-)mineralogische Analyse der Würmlöß-Deckschichten durchgeführt wurde, zeigen die Tabellen 7 und 8 nur einen Ausschnitt der Deckschichten in Altheim.

Die mineralogischen Analysen in Profil Altheim fokussieren die beiden fBt-Horizonte AH 3 und AH 2, die hier von besonderem Interesse sind. Auf den ersten Blick erscheinen beide Horizonte einen ähnlichen Verwitterungsgrad zu besitzen. Bei der Gesamtmineralogie fällt jedoch die fehlende Hornblende im 2. fBt auf. Der 1. fBt-Sd besitzt im unteren Bereich höhere Anteile von Vermikulit 14 Å und Illit im Vergleich zum unterlagernden 2. fBt Horizont.

Wichtig für die Frage nach der Eigenständigkeit der beiden Bodenhorizonte ist insbesondere, dass die Verwitterungsintensität im unteren 1. fBt-Sd nachlässt, was durch das Auftreten des Chlorits und etwas höherer Anteile an Illit nachgewiesen werden kann und auch mit anderen Analyseergebnissen übereinstimmt.

3.5 Analytischer Anhang

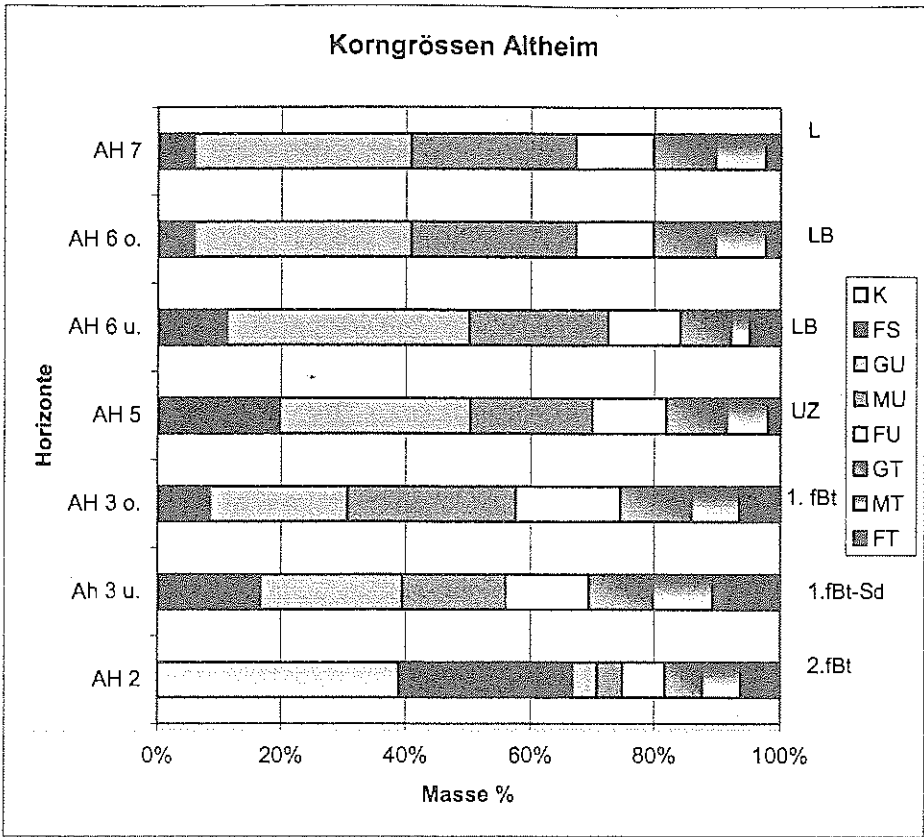


Abb. 18: Korngrößenverteilung Profil Altheim (Sedigraph)

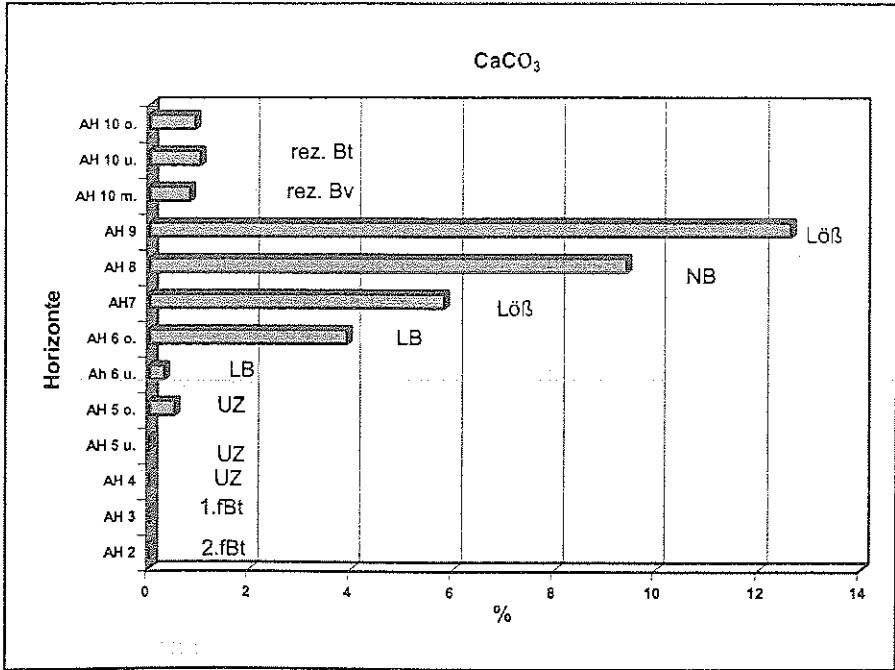


Abb. 19: Karbonatgehalt Profil Altheim nach Scheibler

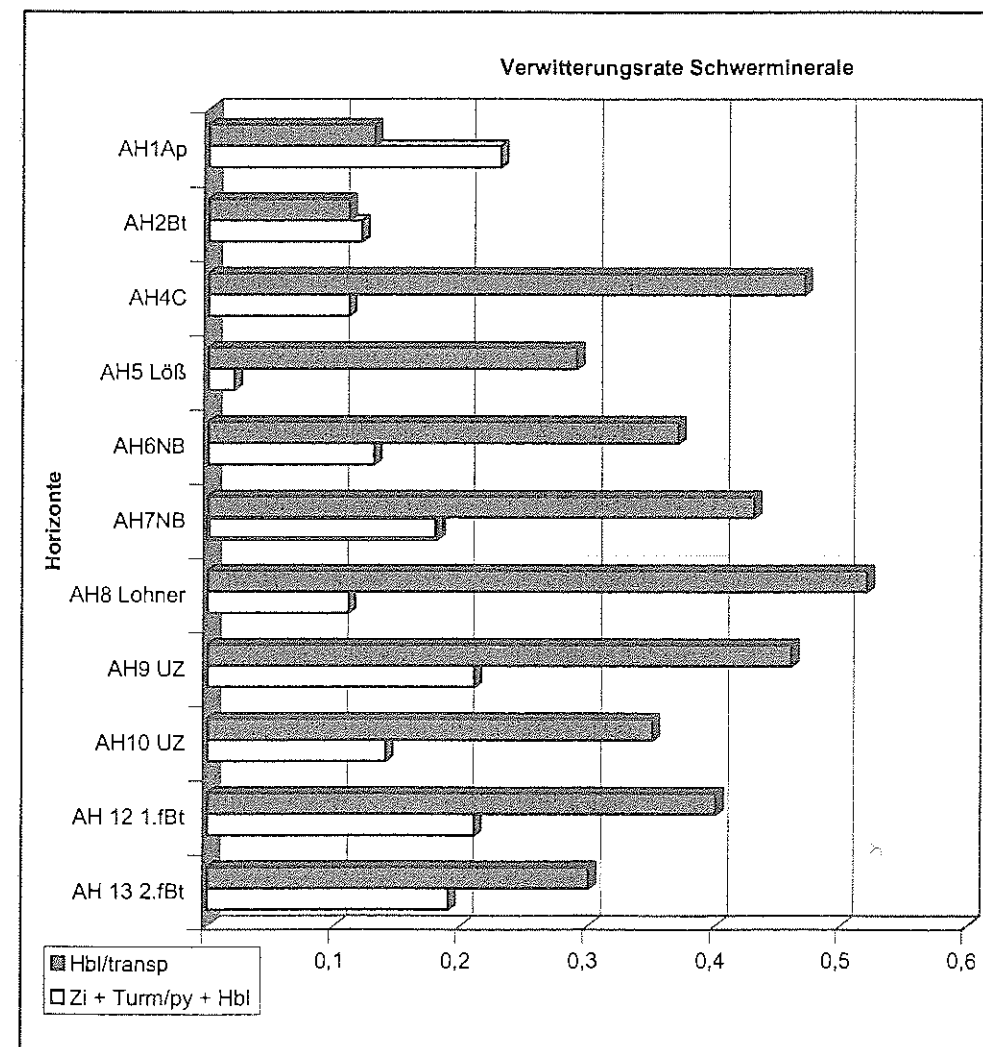


Abb. 20: Verwitterungsrate der Schwerminerale in Profil Altheim

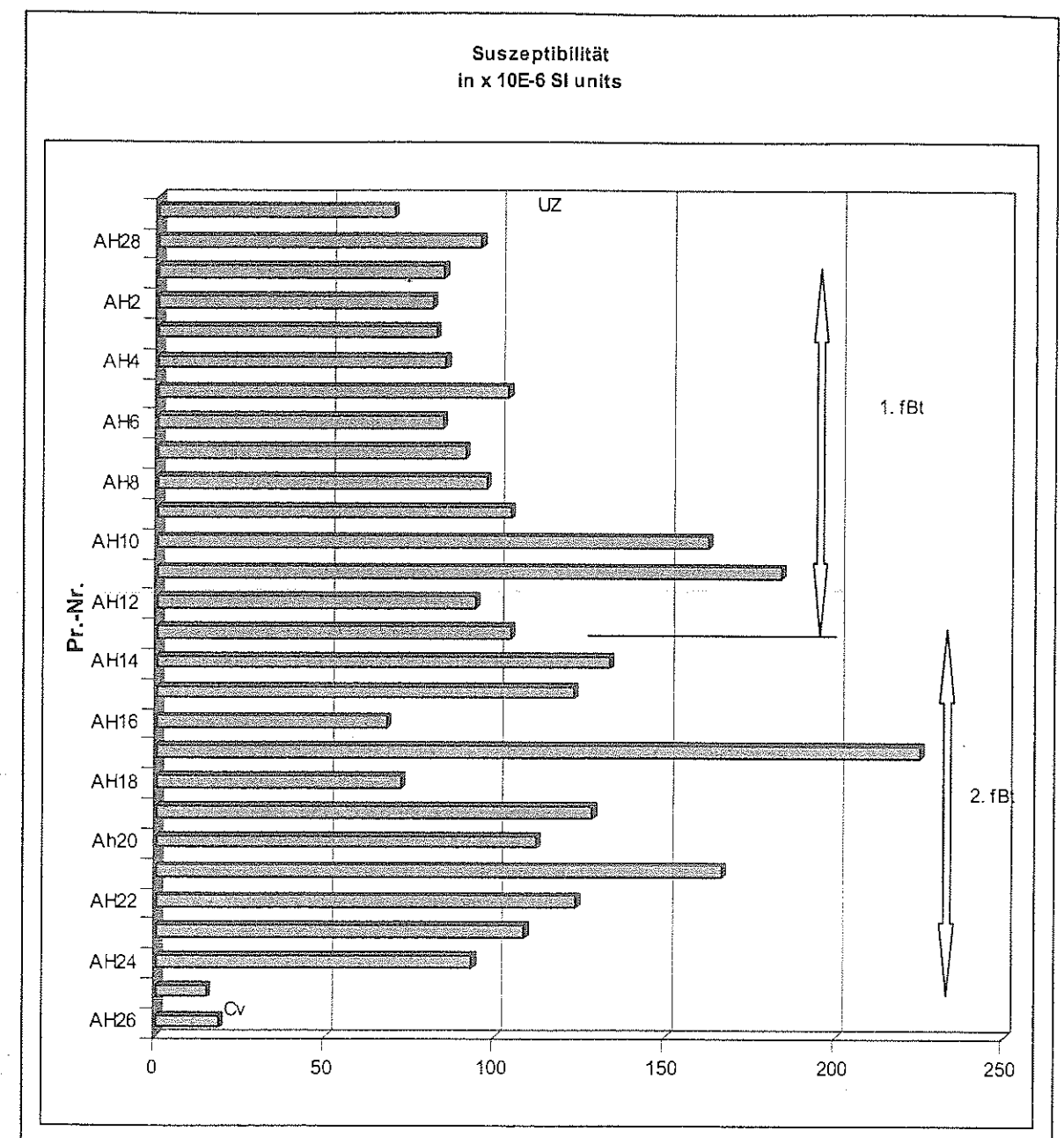


Abb. 21: Suszeptibilitätsgehalte im unteren Profilausschnitt von Altheim

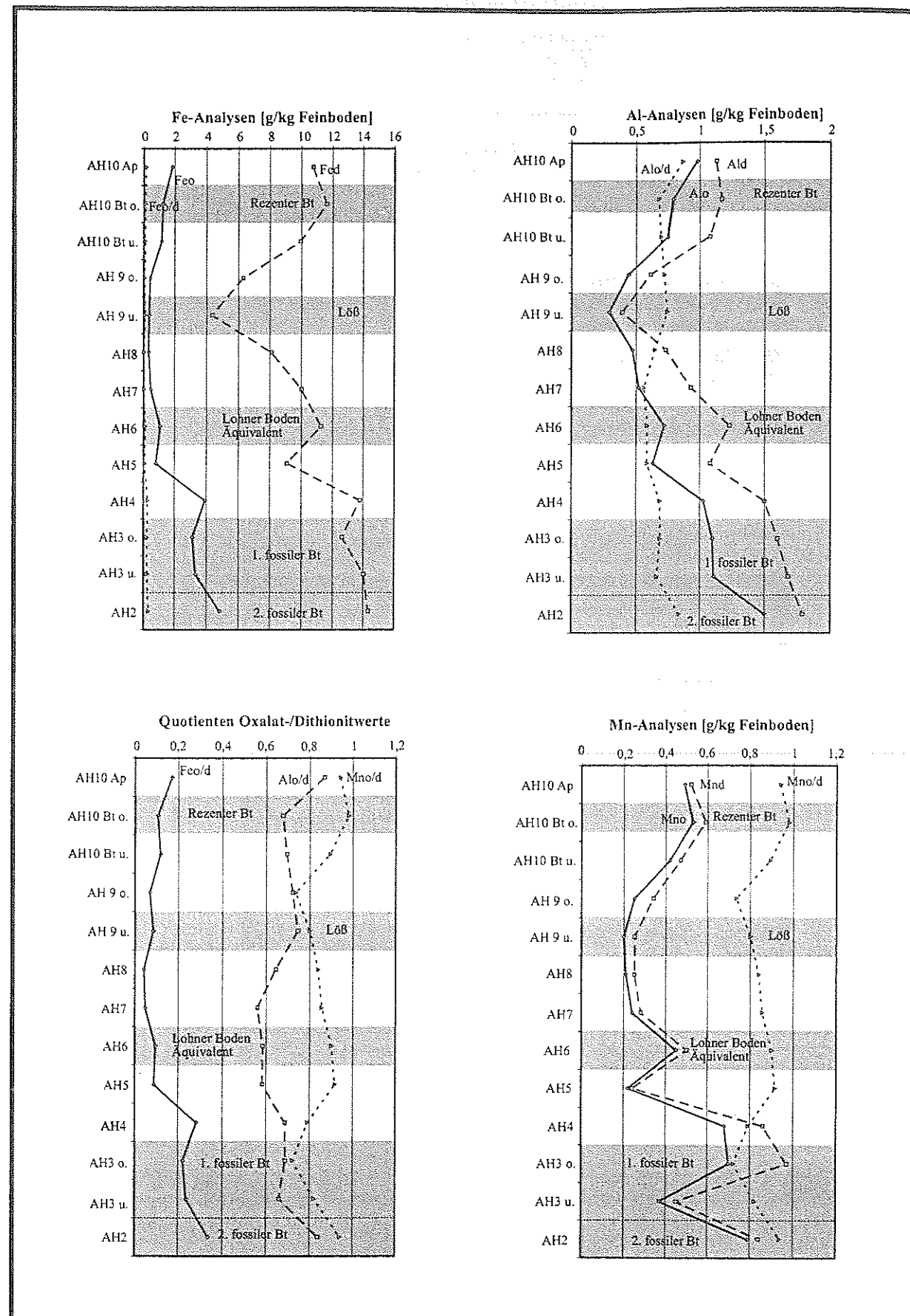


Abb. 22: Pedochemische Analysen Profil Altheim

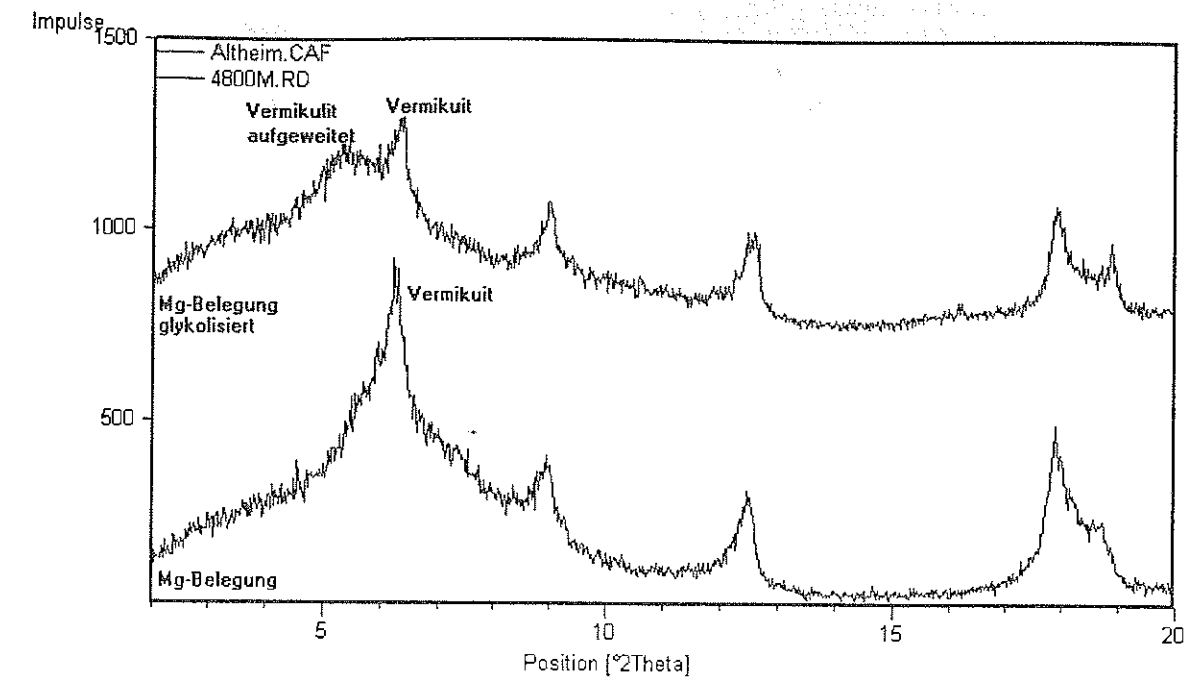


Abb. 23: Diffraktogramm Profil Altheim, Horizont AH2-2, 2. fBt Mitte, Aufweitung von Bodenvermikulit

4. Literatur

- BIBUS, E. [Hrsg.] (1989): Paläoböden im mittleren Neckarbecken unter besonderer Berücksichtigung von Lössstratigraphie und Paläoböden.- Exkursionsführer, 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundl. Gesellschaft, Heilbronn, 31 S.
- BIBUS, E. (1995): INQUA-Congress 1995 Berlin, Exkursionsführer Exkursion C8, Weser-Bodensee-Traversal, Bereich Süddeutschland.- In: SCHIRMER, W.: Quaternary field trips in Central Europe, 1, 459-470, München.
- BIBUS, E. (2002): Zum Quartär im mittleren Neckarraum – Reliefentwicklung, Löss/Paläobodensequenzen, Paläoklima. – Tübinger Geowiss. Arb., Reihe D, 8: 236 S., Tübingen.
- BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1997): Rezent und fossile Böden als Gliederungsmöglichkeit der Rheingletscherablagerungen am Höchsten (Oberschwaben).- Jahreshefte Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 20 S., Freiburg.
- BRÜCKNER, E. (1886): Die Vergletscherung des Salzachgebietes.- Geographische Abhandlungen, I, (1): 183S., Wien.
- BUCH, M. & ZÖLLER, L. (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlöss im Raum Regensburg.- Eiszeitalter und Gegenwart, 40: 63-84, Hannover.
- DOPPLER, G. (1980): Das Quartär im Raum Trostberg an der Alz im Vergleich mit dem nordwestlichen Altmoränengebiet des Salzachvorlandgletschers (Südostbayern).- Dissertation Universität München, 198 S., München.
- DOPPLER, G. (2003): Geologische Übersicht des westlichen pleistozänen Salzachvorlandgletschers und seines Vorlands (Oberbayern), dieser Band.
- EBERS, E. & WEINBERGER, L. (1954): Die Periglazialscheinungen im Bereich und Vorfeld des eiszeitlichen Salzachvorlandgletschers im nördlichen Alpenvorland.- Göttinger geographische Abhandlungen, 15: 5-90, Göttingen.
- EBERS, E., WEINBERGER, L. & DEL NEGRO, W. (1966): Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher.- Veröffentlichung Gesellschaft für Bayrische Landeskunde, 19-22: 216 S., München.
- FINK, J., FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOZEK, V., PIFFL, L. & RABEDER, G. (1976): Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte.- Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie für Wissenschaften, 1: 113 S., Wien.

- GEYH, M.A., HENNIG, G. & OETZEN, D. (1997): U/Th-Datierung interglazialer und interstadialer Niedermoortorfe und Lignite. – *Schr. Dt. Geol. Ges.*, 4: 187 – 200.
- GOLYEVA, A. & TERHORST, B. (2003): Biomorph analysis of palaeosols in the Upper Pleistocene Loess-paleosol sequence of Gunderding (Upper Austria), dieser Band.
- GRIMM, W.-D., BLÄSIG, H., DOPPLER, G., FAKHRAI, M., GORONCEK, K., HINTERMAIER, G., JUST, J., KIECHLE, W., LOBINGER, W. H., LUDEWIG, H., MUZAVOR, S., PAKZAD, M., SCHWARZ, U. & SIDIROPOULOS, T. (1979): Quartärgeologische Untersuchungen im Nordwestteil des Salzach-Vorlandgletschers (Oberbayern). – In: SCHLÜCHTER, CH. [Hrsg.]: *Moraines and Varves*: 101-114, Rotterdam (Balkema).
- HERR, T. (2002): Paläopedologische, mikromorphologische und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Würmlöbfaufschlüssen auf der Hochterrasse des Inn bei Altheim, Oberösterreich. – *Dipl.-arb. Univ. Tübingen*, 161 S., unveröffentlicht.
- HERR, T. (2003): Mikromorphologische Untersuchungen an den würmzeitlichen Deckschichten auf der Inn-Hochterrasse im Profil Gunderding, dieser Band.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien.*, 120/1:1-130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1986): Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 74/75: 197-230, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1999): Geological processes during Quaternary. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 92: 135-156, Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – *Schriftenreihe des OÖ. Musealvereins – Gesellschaft für Landeskunde*, 17: 487 S., Linz.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter.* – Bd.1., 393 S., Leipzig.
- RÖGNER, K., LÖSCHER, M. & ZÖLLER, L. (1988): Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenzdatierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte (Nördliches Alpenvorland, Deutschland). – *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl.-Bd.* 70: 51-73, Berlin-Stuttgart.
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SEMMEI, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischen Material in Lössen. – *Notizblatt Hessisches Landesamt für Bodenforschung*, 95: 104-108.
- SEMMEI, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – *Frankfurter geographische Hefte*, 45: 1-133.
- SEMMEI, A. (2003): Deutsche und österreichische stratigraphische Lössforschung – ein Rückblick mit persönlichen Erinnerungen, dieser Band.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J. (2002): Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lössprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. – *Z. Geomorph., Suppl.-Bd.*, 127: 213 – 232, Berlin, Stuttgart.
- TERHORST, B. & OTTNER, F. (2003): Polycyclic Luvisols in Northern Italy: Palaeopedological and Clay Mineralogical Characteristics. – *Quaternary International*, 106-107C: 215 to 231, in press.

TGA	Reihe D	Nr. 09	S. 87-105, 9 Abb.	Tübingen 2003
-----	---------	--------	-------------------	---------------

Mikromorphologische Untersuchungen an den würmzeitlichen Deckschichten auf der Inn-Hochterrasse im Profil Gunderding

Tanja Herr¹

Kurzfassung: Der vorliegende Artikel stellt einige charakteristische Dünnschliffe der Löss-/Paläoboden-Sequenz Gunderding vor. In den Lössablagerungen werden vor allem der Prozess der Kalkdynamik sowie die Auswirkungen von Frost auf das Mikrogefüge deutlich. Der hier vorgestellte Nassboden soll als Beispiel für hydromorphe Merkmale dienen. Die Gunderdinger Umlagerungszone zeigt mikromorphologische Merkmale, die auf Verschwemmung zurückgehen. Am Beispiel des Lohner Bodens werden die höhere Verwitterungsintensität, ein dichtes Gefüge mit Spuren von Bodenlebewesen sowie eine deutliche Hydromorphie nachgewiesen. Der Komplex des Böckinger Boden-Äquivalentes wird mikromorphologisch sehr differenziert betrachtet. Hier kommt es zur Überlagerung mehrerer Prozesse (Vernässung, sehr intensive Bioturbation und Frost), die hinsichtlich ihrer Reihenfolge aufgelöst werden können. In Ermangelung eines Dünnschliffs aus dem Eemboden wird eine Umlagerungszone mit eemzeitlichen Bt-Material mikromorphologisch analysiert. Zahlreiche Tonbeläge beweisen die hohe Verwitterungsintensität, viele sind allerdings zerbrochen, zugerundet und wieder zusammengeschwemmt, was die Charakteristik einer Umlagerungszone unterstreicht. Der interglaziale Paläoboden wird mit dem Bt-Horizont der rezenten Parabraunerde verglichen.

Abstract: This article describes some characteristic thin sections of the loess-paleosol sequence of Gunderding. In the loess deposits the dynamics of calcium carbonate and the effects of frost on the microstructure are obvious. Hydromorphological features are shown in a tundra gleys. The presented colluvial horizon demonstrates micromorphological characteristics of transportation. A higher intensity of weathering and a relatively dense matrix which includes traces of biological activity as well as apparent features of hydromorphology, contrastingly, are illustrated by the sample of the Lohne soil (equivalent). The micromorphology of the equivalent of the Böckingen soil is very complex, as there is a superimposition of several processes, such as hydromorphological features, intensive bioturbation and frost. These have been studied with regard to their chronological order. As it was not possible to take a sample of the last interglacial soil (developed in terrace gravel), a colluvial horizon with Eemian Bt-material was taken to study its micromorphological features. Numerous clay coatings prove high weathering intensity of the interglacial paleosol. Most cutans, however, are broken, rounded, displaced and then, later, were cemented again. The recent soil corresponds to a luvisol with hydromorphological features.

¹ Tanja Herr, Geographisches Institut Tübingen, Hölderlinstr. 12, 72074 Tübingen

1. Einleitung und Methode

Im Rahmen der Untersuchungen wurden detaillierte mikromorphologische Analysen in den Deckschichten des Profils Gunderding durchgeführt (vgl. TERHORST et al., dieser Band). Anhand von ausgewählten, charakteristischen Dünnschliffen werden die Lößablagerungen, Paläoböden sowie eine rezente Parabraunerde vorgestellt. Ergänzende Angaben zur Mikromorphologie und Stratigraphie sind in HERR (2002) erläutert.

Für die Dünnschliffuntersuchungen wurden insgesamt 38 ungestörte Bodenquader von ungefähr 5 x 5 x 10 cm Größe entnommen. Die Dünnschliffe wurden an einem Polarisationsmikroskop (Olympus BH-2) mit Fotoaufsatz untersucht. Die Beschreibung der Dünnschliffe lehnt sich an die Systematik des „Handbook For Soil Thin Section Description“ (BULLOCK et al. 1985) und die „Guidelines for Soil Thin Section Description“ (STOOPS 1999) an.

2. Ergebnisse der mikromorphologischen Untersuchungen im Profil Gunderding

2.1 Die Lößablagerungen (GD 16)

Das Dünnschliffbild wird von der für den Löß typischen Grobschluff-Korngröße bestimmt. Dabei herrschen eckige, teils kantengerundete Quarzkörnchen vor. Untergeordnet kommen Feldspäte und feine Glimmerblättchen vor. Eine wichtige Komponente sind zudem Karbonatkörner im Grob- bis Feinschluffbereich.

In diesem Dünnschliff wird der Prozess der Kalkdynamik besonders deutlich. Die beobachteten Karbonatkörnchen sind z. T. klastisch-kantig oder mechanisch angerundet, aber auch durch Lösungsvorgänge angewittert. Nach RODENBURG & MEYER (1979) können sie als primär angesehen werden. Zusätzlich wird das gesamte Gefügebild von feinem sekundärem Kalzit dominiert, welcher die einzelnen Körnchen der Matrix miteinander verkittet. Dieser sekundäre Kalzit ist auf chemische Umfällung des Primärkarbonats zurückzuführen. Dabei entsteht zum einen eine Verbackung des Lößgefüges durch die Anreicherung von Sekundärkalk in Feinschluff- und Tongröße in den intergranulären Hohlräumen, zum anderen kommt es zur Ausbildung von Kalkbelägen an den Wänden von Grobporen (Kalkröhren) (Abb. 2). Der hohe Kalkanteil (von meist über 24 %) und die sekundäre Kalkausfällung äußern sich bei Betrachtung des Dünnschliffs unter gekreuzten Polarisatoren als kristallitisches Gefüge oder Konkretionen in verschiedenster Korngröße, die entweder als Einschlüsse in der Matrix liegen oder sich auf Porenwänden niederschlagen. Die Matrix erhält durch den feinstverteilten Kalk einen leicht grauen Farbeinschlag. RODENBURG & MEYER (1979) zufolge beschränkt sich die Ausfällung von größeren Karbonaten auf durchlüftete Porenberei-

che (Schwankungen des CO₂-Partialdrucks, häufiger Durchfeuchtungswechsel) unter sonst staunassen Bedingungen, während sich sekundärer intergranulärer Feinkalk bevorzugt dort bildet, wo das Bodenwasser ungehindert abfließen kann. Das Vorliegen einiger Kalkröhren im Dünnschliff weist darauf hin, dass zumindest zeitweise wasserstauende Bedingungen geherrscht haben müssen. Andere Autoren (vgl. WIEDER & YAALON 1982, CATT 1992, BECZE-DEAK et al. 1997) vertreten die Meinung, dass vor allem auch chemische Vorgänge im Wurzelbereich für die Kalkröhrenbildung verantwortlich sind (z.B. Kalkausscheidung um verwesende Wurzeln oder Wassersog von Wurzeln und dadurch induzierte Austrocknung in unmittelbarer Umgebung der Wurzel).

Die Annahme von zeitweise stauenden Bedingungen und damit eine beginnende Pseudovergleyung wird auch durch die Bildung von Eisen- und Mangankonkretionen unterstützt. Vermutlich ist die temporäre Wassersättigung auf einen Wasserstau über gefrorenem Untergrund zurückzuführen. Vernässungsmerkmale können dabei sehr schnell entstehen (STEPHAN, mündl. Mitteilung).

Neben den Fe-/Mn-Konkretionen treten im Dünnschliff zahlreiche schwarz-braune Gebilde in unterschiedlichen Größen und Formen auf, vor allem auch kleine schwarze Körnchen und Punktierungen, die als organische Substanzen gedeutet werden. Zusammen mit vielen kleinen Poren im Substrat kann man daraus schließen, dass auch der Löß von einer spärlichen Vegetation bedeckt war. Ein Teil der (gröberen) Poren kann dabei sicherlich auch auf rezente Einflüsse zurückgehen, da die Landoberfläche an der Profilaufnahmestelle nur etwa 1 m höher liegt.

Obwohl das Gefüge bei makroskopischer Betrachtung des Dünnschliffs dicht gepackt wirkt, zeigt sich bei Vergrößerung, dass das Mikrogefüge eine sehr feine parallele Lamellierung aufweist (Abb. 3). Dünne, plattige Aggregate in der Größe von mehreren Millimetern entsprechen dem im Gelände wahrnehmbaren blättrigen Erscheinungsbild des oberen Würmlösses. Die Anordnung der einzelnen Lamellen verläuft oft gebogen oder geneigt. Glimmerblättchen sind entlang der Aggregate eingeregelt. Die lamellenartige, feinplattige Ausprägung des Gefüges - ein mikromorphologisches Kennzeichen vieler Bodengefüge im periglazialen Raum - ist ein deutlicher Hinweis auf Frostaktivität. Die Lamellen sind auf ehemalige Eislin sen zurückzuführen, die sich beim langsamen Einfrieren des feuchten Materials bilden. Ansatzpunkte sind feine Risse, die sich parallel zur in den Boden vordringenden Frostfront öffnen. Das Bodenwasser wandert dabei in Richtung der kalten Boden/Luft-Grenzschicht und bildet dort Kristallisationskerne (vgl. VAN VLIET-LANOE 1998). Da die Beeinflussung des

Bodens durch den Frost von der Oberfläche mit der Tiefe abnimmt, liegen Eislinsen – eine ausreichende Wasserversorgung vorausgesetzt – im allgemeinen nahe der Bodenoberfläche eng nebeneinander und weisen nach unten hin größere Abstände auf (VAN VLIET-LANOE 1985a). Nach Abtauen des Eises zeigt das frostbeeinflusste Material gewöhnlich eine blättrige bis plattige Struktur. Die Größe der Aggregate kann dabei je nach Abstand und Größe der Eislinsen von wenigen Zehntel mm bis zu mehreren cm Mächtigkeit variieren. In Oberflächennähe bildet sich also eine blättrige Struktur aus, die nach unten hin gröber wird. Während des Abtauens kann es zu einem leichten lateralen Materialversatz und zum Kollaps der durch das Eis entstandenen Lücken kommen. Nach dem Abtauen und Absetzen des Bodens bleiben dann diskontinuierliche Poren bestehen (VAN VLIET-LANOE 1985a: 16).

Die zu beobachtende Einregelung von Glimmerblättchen entlang der Frostrisse geschah unter dem Druck, der mit der Eislinsenbildung entstand. Die einzelnen dünnen Platten sind im Fall des Lößhorizonts nur recht schwach ausgebildet und durch diskontinuierliche längliche Risse mit relativ rauer Oberfläche voneinander getrennt. Während der Tauprozesse, die zum Ausmelzen des Bodeneises führten, muss eine Konsolidierung des Materials erfolgt sein, wobei die von den Eislinsen geschaffenen Lücken teilweise auch zusammengebrochen sind. Schon bei geringer Vergrößerung ist zu erkennen, dass entlang der feinen Risse eine deutliche Abfuhr von Feinmaterial (Ton und Kalzit) stattgefunden hat. Zurück bleiben oft gröbere Quarzkörnchen, wie unter gekreuzten Polarisatoren deutlich zu sehen ist. Das Feinmaterial wurde vermutlich von Schmelzwässern, die den Horizont durchsickerten, ausgewaschen. Die Wegfuhr von Kalk an den Aggregatoberflächen legt nahe, dass die Verkittung des Gefüges durch Sekundärkalk vor den einsetzenden Frostprozessen stattgefunden haben muss, wahrscheinlich schon kurz nach der Ablagerung des Lößstaubes.

Die manchmal gebogene und geneigte Ausprägung der lamellenförmigen Aggregate ist zudem ein deutlicher Hinweis auf Stauchungsprozesse, die im Zusammenhang mit frostinduzierten Spannungen entstehen (Kryoturbationen). Diese kryoturbate Verwürgung des Horizonts im mikroskopischen Maßstab konnte im Gelände nicht wahrgenommen werden.

Die Porosität des Lößhorizontes besteht neben den oben beschriebenen feinen Rissen auch aus ehemaligen Wurzelröhren und Tiergängen. Im Dünnschliff sind diese biogenen Poren (Gänge, Kammern) durch ihre gerundeten Enden zu erkennen. Da der Horizont an der Profilstelle nur etwa einen Meter unter Flur liegt, ist sicher nicht ausgeschlossen, dass es sich bei einem Teil der größeren Gänge um rezente Beeinflussung handelt. Sehr feine Poren sind dagegen höchstwahrscheinlich fossil, da sie von dünnen Wurzeln stammen müssen, die im

Allgemeinen auf oberflächennahe Bereiche beschränkt sind. Ein weiteres Kennzeichen für bioturbate Vorgänge ist die Einarbeitung von vereinzelt Regenwurmkalzit in die Matrix. Auch einige Tonbelagsfragmente (teilweise angerundet) können nur durch Bioturbation vom rezenten Boden in diesen Horizont gelangt sein, da der Löß hier keine Anzeichen von Verlagerung zeigt. Zudem sind im Dünnschliff auch Merkmale zu finden, die als mit Losung verfüllte Wurmgänge zu interpretieren sind (passage features = verfüllte Wurmrohren mit bogenförmigem Innengefüge) und vermutlich rezenten Ursprungs sind.

2.2 E2-Äquivalent (GD 13)

Der beprobte Nassboden wurde hinsichtlich seiner Ausprägung sowie seiner Position im Profil als Äquivalent des E2 angesehen. Er zeigt im Dünnschliffbild dieselbe feinlamellare, frostbedingte Mikrostruktur wie der hangende Löß. Die makroskopisch sichtbaren Vernäsungsstrukturen sind deutlich kryoturbat verwürgt, wie sie für einen arktischen Auftauboden typisch sind. Sesquioxidkonzentrationen können im Dünnschliff als durch feinverteiltes Fe- und Mn-Oxid gefärbte Bereiche oder einzelne Konkretionen identifiziert werden (Abb. 4).

Die Grundmasse hat weiterhin eine insgesamt etwas dunklere Farbe, hervorgerufen durch eine erhöhte Anzahl kleiner, opaker Körnchen - vermutlich organischer Natur -, die über den Dünnschliff fein verteilt sind. Der organische Ursprung dieser Körnchen steht im Einklang mit den Laborergebnissen, welche für die Nassböden einen erhöhten Wert an organischer Substanz ergibt.

Im Dünnschliff ist außerdem eine sehr große Pore (biogene Kammer), die mit rundlichen Aggregaten gefüllt ist, angeschnitten. Die Kammer wird als Grabgang interpretiert, welcher mit den Exkrementen eines Bodenlebewesens lose gefüllt ist. Diese biologische Aktivität kann rezent sein, zumindest erfolgte sie nach der allgemein zu erkennenden Pseudovergleyung, da die Struktur einer Eisenkonzentration durch die Kammer gestört wird. Die Kalkdynamik ist im Nassboden E2 ähnlich wie im hangenden Löß. Allerdings treten nicht so viele Kalkröhren auf, was den Beobachtungen von ROHDENBURG & MEYER (1979) hinsichtlich des Zusammenhangs von Wasserstau und Kalkröhrenbildung nicht ganz entspricht. Da die Laboranalyse für den Nassboden E2 einen deutlich verringerten Kalkgehalt von knapp 16% ergeben hat, ist die geringere Zahl von Kalkröhren vielleicht auch auf einen niedrigeren Absolutgehalt an Kalk zurückzuführen. Die sekundäre Verkittung ist hier aber noch beständig. Zudem ist hier eine kalkhaltige Molluskenschale angeschnitten, welche unter weniger kalkhaltigen Verhältnissen aufgelöst werden würde.

2.3 Gunderdinger Umlagerungszone (GD 12)

Der Horizont weist dünne Rostbänder auf, die in parallelen horizontalen Bahnen auftreten. Die Intensität der Verrostungsbahnen ist nicht so stark wie beim Präparat des Nassbodens E2. Vermutlich wurde das Eisen entlang geringer Inhomogenitäten im Material ausgefällt, was auf eine feine Schichtung hinweist. Eine solche Schichtung ist für verschwemmtes Material charakteristisch. Die ungestörte Ausbildung der Rostbahnen lässt vermuten, dass der Horizont im Gegensatz zum oberen Nassboden keinen Kryoturbationen ausgesetzt war. Bruchstücke von Molluskenschalen zeugen davon, dass das Material während der Verlagerung wahrscheinlich einer höheren mechanischen Beanspruchung unterlegen war.

An diesem Dünnschliff fällt zudem auf, dass der Anteil an biogenen Poren etwas geringer ist als in den höher liegenden Horizonten, vor allem auch im unteren Bereich. Die Porung ist vermutlich zum größten Teil fossil, da es sich um sehr kleine Poren handelt, die nur durch dünne Gras- oder Krautwurzeln entstanden sein können und die rezente Grasvegetation offensichtlich nicht in diese Tiefe reicht.

Gegenüber dem hellen Würmlöß zeigt dieser Horizont im Gelände einen leicht olivbräunlichen Farbeinschlag, der sich bei Betrachtung des Dünnschliffs mit bloßem Auge ebenfalls erkennen lässt. Unter XPL zeigt der Schwemmlöß zwar noch ein kristallistisches b-Gefüge, die sekundäre Verkittung ist aber augenscheinlich geringer als im Nassboden E2.

2.3 Lohner Boden-Äquivalent (GD 10)

Im Lohner Boden sind im Dünnschliff deutliche Unterschiede zu den höher liegenden Horizonten erkennbar. Das Gefüge erscheint immer noch sehr massiv, es ist jedoch wieder ein höherer Anteil an länglichen und runden Gängen zu beobachten, die hier wahrscheinlich nicht durch rezentes Bodenleben geschaffen wurden, sondern fossil sind. Die etwas dunklere Farbe der Matrix weist auf einen erhöhten Anteil von feinstverteilten, färbenden Fe-Oxiden hin und zeigt damit eine höhere Verwitterungsintensität des Lohner Bodens gegenüber unverwittertem Löß an (Verbraunung).

Die hydromorphen Merkmale sind im oberen Bereich des Lohner Bodens relativ kräftig. Es treten vorwiegend diffuse, schwarzbraune Fe-/Mn-Konzentrationen auf. Konzentrische rostbraune Fe-Konkretionen und -Anreicherungen (ca. 1 – 2 mm groß) entsprechen dem für den Lohner Boden typischen makromorphologischen Merkmal der Rostknötchen. Entlang einiger länglicher Poren konnten außerdem starke schwarze Mn-Ausfällungen beobachtet werden.

Leichte rostige Konzentrationen sind eher bandförmig in horizontaler Richtung ausgebildet.

Die fast vollständige Entkalkung äußert sich darin, dass nur noch vereinzelt Primärkarbonatkörnchen in der Grundmasse vorhanden sind und keine Verkittung der Matrix durch sekundären Feinkalk mehr vorliegt. Stattdessen ist nun ein getüpfeltes (stipple speckled) b-Gefüge recht gut zu erkennen, das aus der Tonmineralneubildung durch Verwitterung resultiert. Vor allem an den Glimmern ist diese Silikatverwitterung sichtbar. Um die Glimmerblättchen entstehen gelbe Tonsäume. Bei fortschreitender Verwitterung werden die Glimmer vollständig in Ton umgewandelt; hier sind allerdings noch Glimmerkerne vorhanden (Abb. 5).

2.4 Böckinger Boden-Äquivalent (GD 8 und 7)

Besonders beachtenswert ist die frostbedingte Mikrostruktur des als Böckinger Bodenkomplex angesprochenen Profilbereichs. Der obere Bereich des Böckinger Boden-Äquivalentes hebt sich dabei sehr auffallend von den anderen Bereichen ab. Er ist ebenfalls deutlich kryo-gen strukturiert. Neben vereinzelt horizontalen Frostrissen sind vor allem verzweigte Bahnen aus gebleichtem Material und z.T. feinste Risse für die Aggregation verantwortlich. Dies führt zu einer ausgesprochen lentikulären Mikrostruktur (Abb. 6). Die einzelnen Aggregate sind etwa 2 bis 5 mm lang und 1 mm breit und an ihrer oberen Grenze mit Feinmaterial imprägniert (Schluffseparierung). Diese lentikulären Aggregate sind auf intensive Frostwechsel zurückzuführen (vgl. VAN VLIET-LANOE 1985a, 1985b). Auch die Bildung von Schluffkappen und eines damit zusammenhängenden Auswaschungs-Mikrohorizontes (skeleton, BREWER 1964) ist nur durch Frostwechsel zu erklären. Nach VAN VLIET-LANOE (1985a, b) werden grobe und feine Partikel von Gefrierprozessen unterschiedlich betroffen. Durch den sogenannten Corte-Effekt (feine Partikel wandern vor die wachsende Eislinse, grobe Partikel werden schnell vom Eiskristall „eingefangen,“) findet eine in-situ-Sortierung statt. Zudem können während Auftauphasen unter dem Einfluss von ionenarmem Schmelzwasser schwache Aggregate (nahe der Bodenoberfläche oder entlang von Frostrissen) dispergiert werden (Mikroerosion). Das mit Suspension angereicherte Schmelzwasser perkoliert durch das Bodenprofil. Weiter unten kommt es dann wieder zur Ausfällung des Feinmaterials, das dann auf Aggregatoberflächen oder groben Körnern liegt (HUIJZER 1993, STEPHAN 1993). Die verlagerten feinen Partikel können auch in Grobporen wieder zur Ablagerung kommen, im Allgemeinen oberhalb der Frostfront des Permafrostbodens (VAN VLIET-LANOE 1985b). Aggregate, die auf Wurmlösungen zurückgehen, sind zwar zahlreich vorhanden, größtenteils aber durch die genannten Frost- und Tauprozesse überprägt worden und nur noch schlecht zu erkennen.

Fe-Imprägnierungen zumeist unter 1 mm Durchmesser mit diffuser Begrenzung belegen die Hydromorphie des Horizontes. Größere, tiefschwarze, starke Mn-Imprägnierungen sind nur vereinzelt vorhanden. Sie zeigen diffuse Wucherungen und sind in situ entstanden. Dahingegen sind einzelne scharf begrenzte Mn-Konkretionen eindeutig verlagert und weisen darauf hin, dass sich das Äquivalent des Böckinger Bodens wahrscheinlich auf umgelagertem Material entwickelt hat.

Die relativ tonreiche Mikromasse gibt dem Dünnschliff eine rötlich-braune Farbe. Unter XPL ist deutlich ein getüpfeltes (stipple-speckled) b-Gefüge zu erkennen. Der Boden ist allerdings noch nicht vollständig verwittert; immer noch sind unverwitterte Glimmerkerne festzustellen. Der mittlere Bereich des Böckinger Boden-Äquivalentes ist grobplattiger als oben, wobei die Grobplattigkeit nach unten hin zunimmt und die einzelnen Platten bis zu einem 1 cm dick werden. Die lentikuläre Überformung durch Frostwechsel ist hier nicht so stark ausgeprägt. Sehr viele runde, biogene Aggregate geben dem Dünnschliff ein „lockeres“ Aussehen. Diese Beobachtung kann auch gut mit den Befunden aus der Geländearbeit in Einklang gebracht werden. Dort fiel auf, dass das Bodenmaterial von zahlreichen Wurmlosungen durchzogen war. Vordergründig plattige Aggregate sind dabei bei leichtem Druck in subpolyedrische Bröckel zerfallen. Die Anzahl der Poren ist deutlich höher als im hangenden Horizont. Es liegen einige Tier- und Wurzelgänge vor, die Masse des Porenraums geht aber auf Zwischenräume zwischen den Bioaggregaten und auf Frostrisse zurück. Zum Teil zerteilen Frostrisse auch die biogenen Aggregate, was darauf hinweist, dass die biogene Tätigkeit zumindest zum Teil vor der Frostbeeinflussung stattgefunden hat. Auffallend sind auch dünne Tonbeläge auf Porenoberflächen und durch Toneinwaschung gekennzeichnete Bereiche der Matrix. Dieser erhöhte Tongehalt äußert sich in einem deutlich gefleckten (mosaic-speckled) bzw. einem gestreiften (strial) b-Gefüge (Abb. 7).

Hinsichtlich der Vernässungsmerkmale zeigt der mittlere Bereich des Böckinger Boden-Äquivalentes ebenfalls Mn-Konkretionen, die nach unten hin größer werden und stärker konzentriert erscheinen. Sehr auffällig sind sehr große konzentrische Mn-Konkretionen, welche einen Durchmesser von bis zu 2 mm erreichen. Um den Kern der Konkretion verläuft oft ein Riss, der eventuell auch auf die Frostbeeinflussung zurückgeht. Radial nach außen schließen sich diffuse Mn-Konzentrationen an, die nur in situ entstanden sein können.

Auch im unteren Bereich des Böckinger Boden-Äquivalentes ist die Frostbeeinflussung durch das Vorhandensein grober plattiger Aggregate nachzuvollziehen. Doch das gesamte Erscheinungsbild hat sich gegenüber dem hangenden Bereich geändert. Jener ist eher durch eine

gleichmäßige Tondurchschlammung gekennzeichnet, was eine relativ einheitliche Farbe der Matrix zur Folge hat, wohingegen dieser Horizontbereich eine deutliche Inhomogenität aufweist, die sich in einer Aneinanderreihung dunklerer und gebleichter Bereiche äußert. Die Fleckung hat vermutlich verschiedene Ursachen. Sie geht z. T. auf eine unvollständige biogene Durchmischung des Böckinger Bodenmaterials mit dem liegenden Nassbodenmaterial zurück. Im Dünnschliff kann auch für diesen Horizont eine intensive Durchwühlung festgestellt werden, von der zahlreiche Wurmlosungen und ein hoher biogener Porenanteil zeugen. Der Dünnschliff weist demnach viele Bereiche mit bogenförmig angeordnetem Gefüge (passage feature, mit Losung aufgefüllter Gang) auf, die wieder auf eine zeitweise hohe Zahl an Bodenlebewesen (v.a. Würmer o.ä.) hinweisen. Teilweise sind diese Gänge mit gebleichtem Nassboden-Material verfüllt, das von den Würmern wieder ausgeschieden wurde. Es stammt vermutlich aus dem nahen, liegenden Nassbodenbereich (Gräselberger Boden?). Andererseits kann die Fleckung auch auf in Wühlgänge eingeschwemmtes gebleichtes Material aus dem hangenden Nassbodenbereich zwischen den Äquivalenten des Böckinger und Lohner Bodens zurückgehen. Perkulations- und Schwemmvorgänge sind auch durch Feinschluff- und Grobtonbeläge an größeren Poren nachgewiesen. Auch eine Durchmischung durch Umlagerungsprozesse denkbar. Zum einen ist im untersten Bereich des Böckinger Boden-Äquivalentes eine deutliche Streifung der Matrix zu erkennen, die vielleicht auf eine umlagerungsbedingte Schichtung hindeuten könnte. Zum anderen spricht das Vorliegen eines stark mit Ton imprägnierten und verlagerten Matrixfragments sowie der leicht erhöhte Anteil an Grobsand (Gesteinsfragmente und gröbere Quarze) für Verlagerungsprozesse.

2.5 Nassboden (GD 6, Gräselberger Boden?)

Im oberen Bereich ist die vorherrschende starke Bleichung der Matrix sehr auffallend, was für einen Nassboden charakteristisch ist. Bereiche mit hoher Eisenkonzentration sind ebenfalls zu erkennen. Weitere Vernässungskennzeichen sind kleine Mn- und Fe-Konkretionen, vorwiegend entlang von Poren. Bei makroskopischer Betrachtung weisen die rostroten Eisenkonzentrationen eine schlierenförmige Struktur auf, die mit jener der anderen Nassböden im Profil vergleichbar ist. Die Schlieren sind meist schräg angeordnet. Das gesamte Material erscheint eingeregelt, was vielleicht wieder auf Druck und Spannungen in Verbindung mit Kryoturbationen hinweist oder auch auf eine umlagerungsbedingte Schichtung zurückgeht. Da zahlreiche gröbere Gesteinsbruchstücke in die Matrix eingearbeitet sind (Korngrößenana-

lyse ca. 2 % mS, ca. 13 % fS) und einzelne scharf begrenzte Mn-Konkretionen sowie Holzkohleflitter vorgefunden wurden, sind Umlagerungsvorgänge wahrscheinlich.

Nur wenige Spuren von Bodelebewesen (verfüllte Wurmpassagen, Wurmlosungen) sind sichtbar, diese zerstören aber die Eisenschlieren. Deshalb liegt die Vermutung nahe, dass der Vernässungsprozess vor der Bioturbation abgelaufen sein muss und Bodenlebewesen aus der Bildungszeit des Böckinger Boden-Äquivalentes in den liegenden Bereich eingegriffen haben.

2.6 Obere Altheimer Umlagerungszone (GD 4)

Dieser Dünnschliff zeigt wieder eine Frostüberprägung, wobei die plattigen Aggregate hier etwas größer sind als im hangenden Bereich des Nassbodens. Die Risse sind sehr fein und mit bloßen Auge kaum zu erkennen. Da an den Aggregatoberflächen teilweise Feinmaterial angereichert ist, muss eine leichte Materialsortierung durch Schmelzwässer stattgefunden haben.

Die Matrix ist von zahlreichen schwarzen, punktgroßen Körnchen und zumeist gerundeten und scharfrandigen mm-großen Konkretionen durchsetzt. Diffuse Mn-Konzentrationen um und an Poren deuten ebenfalls auf eine Vernässung hin, die aber nicht mit einer Bleichung des Materials einhergeht. Auch eine gewisse bioturbate Durchwühlung ist wieder festzustellen (verfüllte Wurmgänge, rundliche Aggregate).

Die Charakterisierung des Horizonts als Umlagerungszone wird durch mehrere Verlagerungskennzeichen begründet. Einzelne zugerundete Holzkohlestücken sind hier – wie auch die gerundeten und scharf begrenzten Konkretionen – Verlagerungskennzeichen. Deutlich kommt im Dünnschliff zudem der hohe Gesamt sandanteil heraus, der sich auch in der Korngrößenanalyse bestätigt (gS 2,5 %, mS 11,1 %, fS 10,8 %). Viele grobe Quarzkörner und Gesteinsfragmente sind in die Matrix eingestreut und zeigen Anzeichen von Verwitterung.

Nach unten hin wird die Beteiligung groben Materials noch deutlicher. Die hohe Anzahl recht großer Quarzkörnchen lässt den Dünnschliff sehr hell gefärbt erscheinen - sofern er nicht unter XPL betrachtet wird -, so dass der Eindruck entsteht, der Horizont sei „lockerer“ aufgebaut. Bei genauerer Betrachtung erkennt man ein ausgeprägt plattiges Gefüge, wobei das gesamte Präparat von dünnen nahezu horizontalen Rissen durchzogen ist und so in mehrere 5 – 10 mm große Aggregate eingeteilt werden kann.

2.7 Untere Altheimer Umlagerungszone (GD 3)

Eine Probe direkt aus dem eemzeitlichen Warmboden konnte aufgrund des groben Ausgangsmaterials dieser Bodenbildung (Terrassenkies) nicht entnommen werden. Die Probe für

den Dünnschliff stammt deshalb aus einer Sandlinse am Grenzbereich zum Terrassenkies. In diesem Bereich liegt aufgearbeitetes eemzeitliches Bodenmaterial vor. Im Dünnschliff sind vor allem Quarzkörnchen in Sandgröße zu erkennen, die dicht aneinander grenzen und sich meist berühren.

Der primäre Porenraum, der durch die Packung zwischen den einzelnen Sandkörnern entsteht (packing voids), ist nahezu vollständig mit Feinmaterial gefüllt. Diese Feinmasse besteht aus feinem Quarzschluff und zu einem großen Teil aus Toneinschwemmungen. Der Porenraum, der das Dünnschliffbild sekundär charakterisiert, wird durch Trockenrisse hervorgerufen. Die durch diese Risse begrenzten Aggregate haben eine polyedrische bis subpolyedrische Form.

Im Dünnschliff sind deutlich gestörte Beläge und zugerundete Tonbelagsfragmente zu erkennen. Teilweise sind diese Fragmente in Grobporen zusammengeschwemmt und wieder miteinander verbacken (Abb. 8). Diese Tatsache verdeutlicht sehr gut, dass der vorliegende Horizont ein Umlagerungshorizont ist, bei dem Bt-Material aufgearbeitet wurde. Damit unterstreicht die Dünnschliffauswertung die Erkenntnisse aus dem Gelände und aus der Korngrößenanalyse.

Auffallend ist, dass der Dünnschliff aber auch mächtige (1 – 2 mm dick) und nahezu ungestörte Tonbeläge entlang von Grobporen aufweist. Diese Beläge sind oft durch eine feine Laminierung gekennzeichnet, was einen allmählichen Aufbau erkennen lässt. Dass in diesem Dünnschliff eindeutig verlagerte Tonbelagsbruchstücke und außerdem ungestörte Beläge zugleich auftreten, kann nur durch eine weitere, sekundäre Tonverlagerungsphase erklärt werden. Anzeichen einer Pseudovergleyung sind ebenfalls deutlich, da einige Tonbeläge mit Sesquioxiden imprägniert sind.

2.8 Der rezente Boden

Die Verwitterungsintensität des rezenten Bodens ist intensiv, doch im Vergleich zum Eemboden deutlich geringer. Der Boden ist vollständig entkalkt, und im Dünnschliff ist eine tondurchschlammte Matrix mit Tonbelägen charakteristisch. Auch Anzeichen für eine Pseudovergleyung (zahlreiche Konkretionen und Konzentrationen) sind zu belegen. Es gibt keine Anzeichen für Frostaktivität. Auffallend an der Aufnahmestelle des Profils ist das Vorliegen von Spuren einer früheren menschlichen Besiedlung (Pfahlgruben, Faustkeil). Exemplarisch wird an dieser Stelle nur der rezente Bt-Horizont präsentiert (weiteres siehe HERR 2002).

Der rezente pseudovergleyte Bt-Horizont hat einen deutlich erhöhten Tongehalt ($> 25\%$), der sich in einer rötlichen Grundfarbe der Matrix und einer Tondurchschlammung äußert sowie durch Tonbeläge, die sehr viele Hohlräume auskleiden (Abb. 9). Die Tonbeläge werden bis zu $200\ \mu\text{m}$ mächtig, sind aber oft nur wenige $10\ \mu\text{m}$ dick. Ein Teil der Tonbeläge ist leicht zerbrochen, was vorwiegend auf Quellungs- und Schrumpfungsvorgänge, teils auch auf Bioturbation zurückzuführen ist. Der Bt-Horizont hat eine insgesamt gleichmäßige Farbverteilung. Die Pseudovergleyung äußert sich in diffusen Rostflecken und nur leichten Bleichungen.

3. Diskussion der chronologischen Abfolge der Prozesse

Durch die mikromorphologische Betrachtung können Reihenfolge von Ereignissen bzw. Bodenbildungsvorgängen besser aufgelöst werden als durch die alleinige Untersuchung des Profils im Gelände. So eignet sich die Methode vor allem, um polygenetische Entwicklungen von Böden aufzudecken, da sich die einzelnen Prozesse im Mikrogefüge des Bodens niederschlagen. Besonders für den Bereich des Böckinger Boden-Äquivalentes konnte die mikromorphologische Untersuchung dazu beitragen, die einzelnen Bodenbildungsprozesse chronologisch zu ordnen (Abb. 9):

Hier hat der Frost als letzter überprägender Prozess gewirkt. Der oberste Bereich zeigt dabei ein Erscheinungsbild, das am stärksten durch den Frost beeinflusst wurde, wie feine Aggregation, lentikuläre Aggregate, die überwiegend durch Frostwechsel entstanden sind. Nach unten hin nimmt die Frostüberprägung ab, was sich in einer zunehmenden Grobplattigkeit äußert. Vor der Frostüberprägung muss zumindest zeitweise eine sehr aktive Bioturbation geherrscht haben. Im gesamten Bereich sind zahlreiche Wurmlösungen und mit Losungen verfüllte Gänge (sogenannte passage features) zu erkennen. Beim obersten Horizont sind die biogenen Aggregate durch die starke Frostbeeinflussung z.T. kaum sichtbar. Nach unten hin werden sie wegen der geringeren Frostüberprägung deutlicher wahrgenommen. Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass mehrere Phasen der Bodenbelebung in diesem Profilbereich überliefert sind. Die biogenen Aggregate werden teilweise von Frostrissen durchzogen, weshalb davon ausgegangen werden kann, dass die Bioturbation vor der Frostbeeinflussung stattgefunden haben muss und nicht eine Überprägung aus einer späteren wärmeren Zeit sein kann. Im gesamten Bereich des Böckinger Boden-Äquivalentes lassen sich in situ gebildete Konkretionen in verschiedener Größe feststellen. Insbesondere im mittleren Bereich sind sehr große Konkretionen (bis zu $2\ \text{mm}$) gehäuft vorhanden. Diese Phase der Vernässung scheint noch vor der starken Frostbeeinflussung stattgefunden zu haben, vermutlich aber nach der hohen Bio-

aktivität, da die Konkretionen nicht durch Bioturbation gestört sind. Sie weisen aber um ihren stark konzentrierten Kern Risse auf, welche vermutlich auf die Frostaktivität zurückzuführen sind.

Besonders im mittleren Böckinger Bodenkomplex konnte auch eine Tendenz zur Tonverlagerung durch dünne Tonbeläge auf einigen Porenoberflächen nachgewiesen werden. Auffallend im unteren Bereich ist der höhere Sandanteil und eine angedeutete Schichtung, was eine Umlagerung vermuten lässt. Die im Gelände wahrgenommene Kieslinie in diesem Bereich deutet zumindest eine Zweiteilung des Ausgangssubstrats des Pedokomplexes an. Zahlreiche Konkretionen, die Verlagerungsmerkmale zeigen, verteilen sich zudem über den gesamten Bodenbereich.

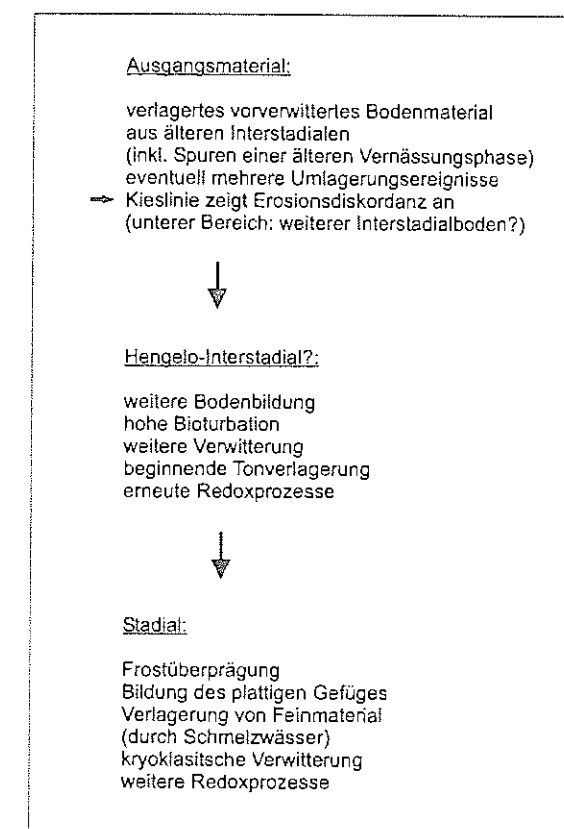


Abb. 1: Prozessabfolge bei der Bildung des Böckinger Boden-Äquivalentes im Profil Gunderding.

Dies deutet darauf hin, dass sich das Böckinger Boden-Äquivalent auf einem vorverwitterten und vernässten Substrat einer früheren, umgelagerten Bodenbildung entwickelt hat. Mehrere Bodenbildungs-, Abtragungs- und Umlagerungsphasen sind dabei nicht ausgeschlossen. So könnte der untere Bereich des Böckinger Boden-Komplexes auch eine eigenständige ältere Bodenbildung darstellen.

Die vermutete Prozessabfolge bei der Bildung des Böckinger Boden-Äquivalentes im Profil Gunderding ist in Abb. 1 dargestellt.

4. Schlussbetrachtung

Die Mikromorphologie erweist sich im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen als ein sehr gutes Hilfsmittel, um eine detaillierte Genese der einzelnen Horizonte zu erkennen. Während der Bodenbildung schlagen sich sehr viele Prozesse (z.B. Tonverlagerung, Umlagerung, Frostüberprägung, Kalkdynamik) im Gefüge eines Bodens nieder – und genau dort hat die mikromorphologische Methode ihren Ansatzpunkt. Sie ist in der Lage, einzelne Prozesse auch hinsichtlich ihrer Reihenfolge aufzulösen. Damit ist sie ein wertvolles Instrument insbesondere in der Analyse von mehrfach überprägten und polygenetischen Bodenbildungen.

Die paläopedologischen und mikromorphologischen Analysen ergeben für große Bereiche der untersuchten Profile sehr komplexe Bodenbildungsprozesse, die durch Vorverwitterung, Umlagerung, Vernässung und Frost gekennzeichnet sind. Das Äquivalent des Böckinger Bodens z.B. ist vermutlich aus einem umgelagerten Material entstanden und zeigt als deutliche Vernässungsmerkmale sehr viele Mn-Konkretionen. Mit Hilfe der mikromorphologischen Analyse konnte der Profilbereich des Böckinger Bodens (Äquivalent) genauer differenziert werden. So wurde die im unteren Bereich sehr deutliche Durchmischung mit Nassbodenmaterial erst im Dünnschliff erkennbar.

Auch am Beispiel der Frostbeeinflussung wurde der Wert der Mikromorphologie deutlich. Die Frostprozesse wurden i. A. schon bei der Betrachtung im Gelände durch eine plattige Ausprägung der Horizonte erkannt. Die mikromorphologische Analyse konnte aber auch hier ein weit differenzierteres Bild der Frostbeeinflussung aufzeigen. Kryogene Mikrogefüge zeigen eine hohe Variabilität hinsichtlich der Größe und Ausbildung ihrer Aggregate, was in unmittelbarem Zusammenhang mit der verursachenden Frosteinwirkung steht.

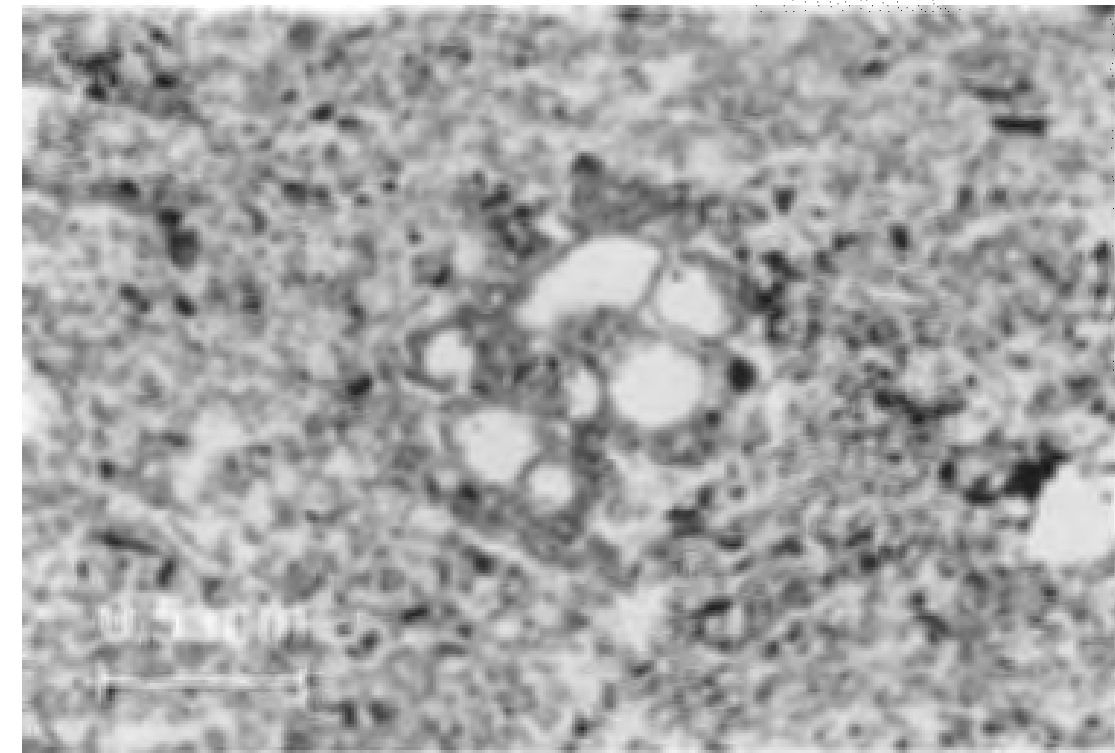


Abb. 2: Der obere Würmlöß. Ein Beispiel einer Kalkröhre. Die Karbonatausfällung fand in diesem Fall zweifelsfrei an einer Wurzel statt, da sie die Wurzelumrisse nachbildet.

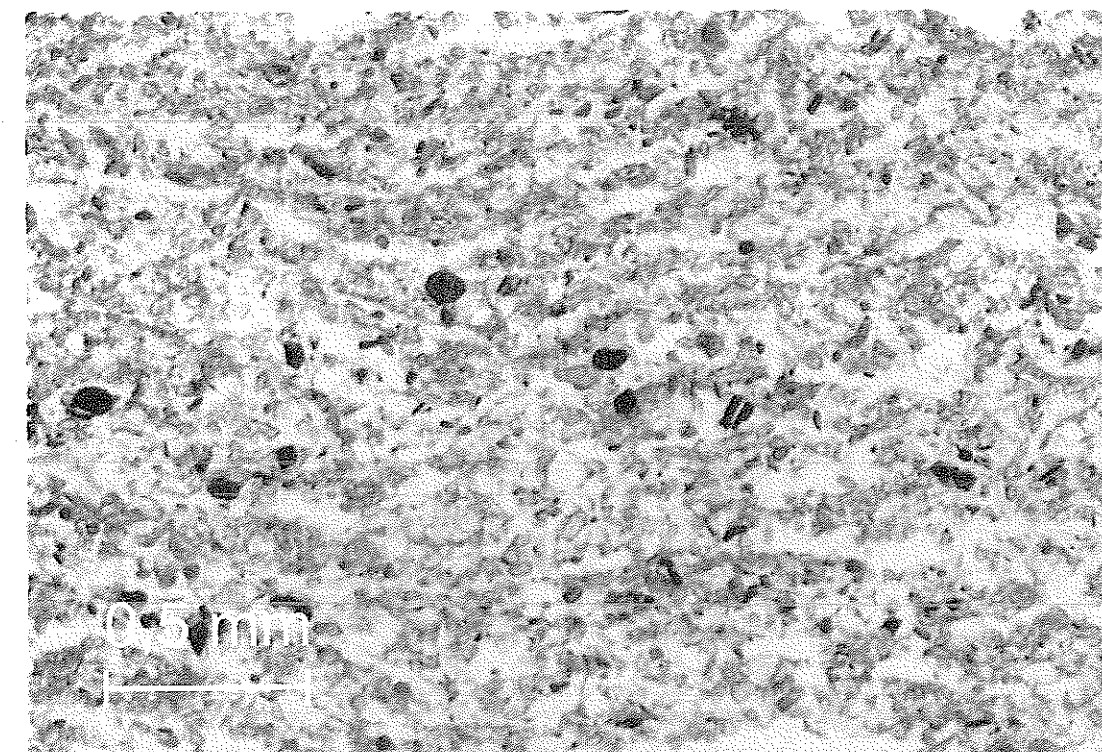


Abb. 3: Der obere Würmlöß. Hier wird die feinblättrige Struktur des Lösses deutlich. Die einzelnen länglichen Aggregate werden durch diskontinuierliche Poren getrennt.

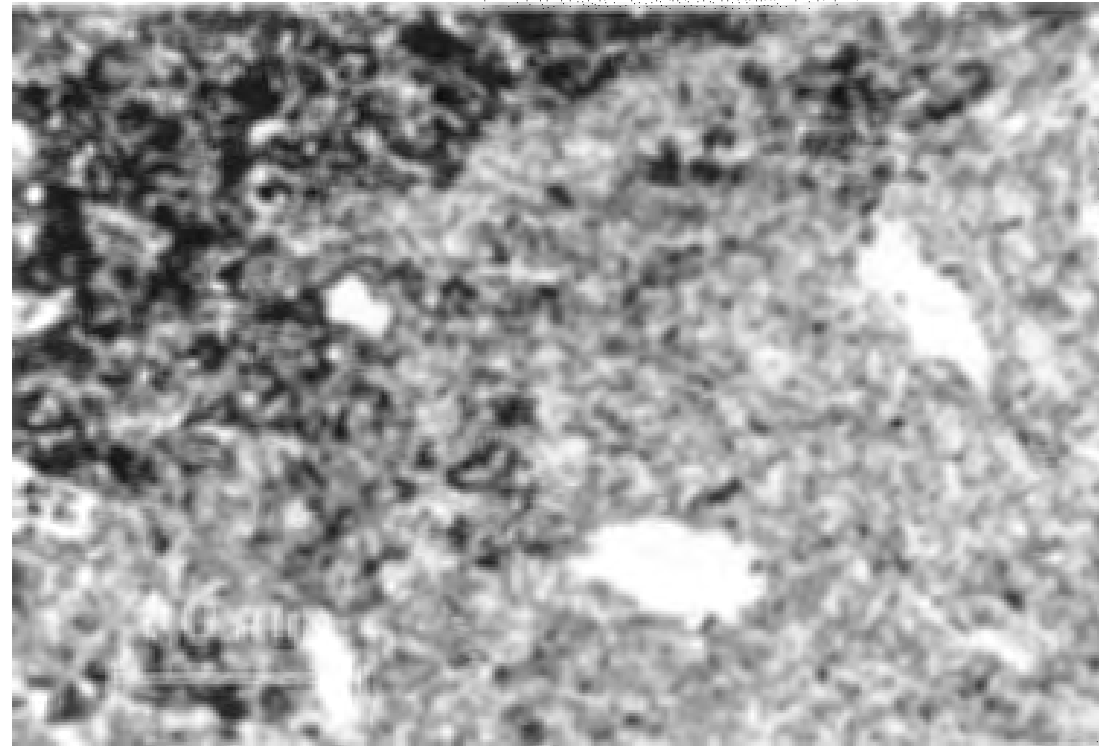


Abb. 4: Nassboden-Äquivalent E2. Links auf dem Bild ein von Sesquioxiden stark angefärbter Bereich. Innerhalb der diffusen Konzentration sind auch sehr dunkle konkretionäre Anreicherungen zu erkennen.

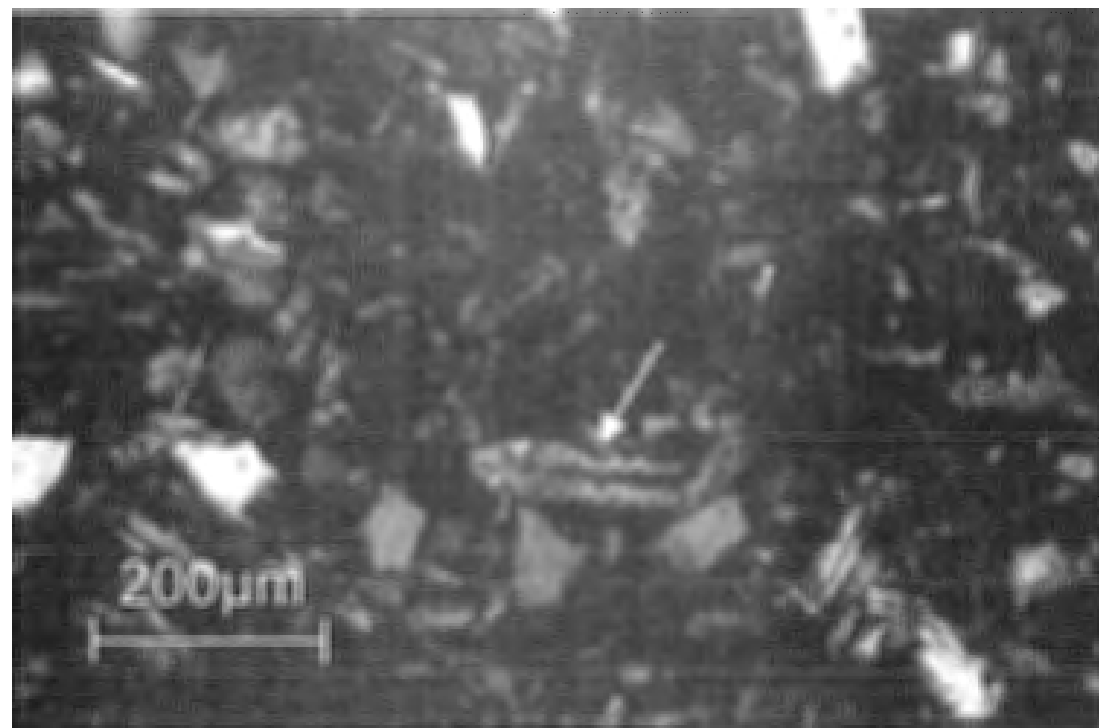


Abb. 5: Lohner Boden-Äquivalent. Tonsäume an einem Glimmerkern zeigen die fortschreitende Verwitterung des Bodens an.

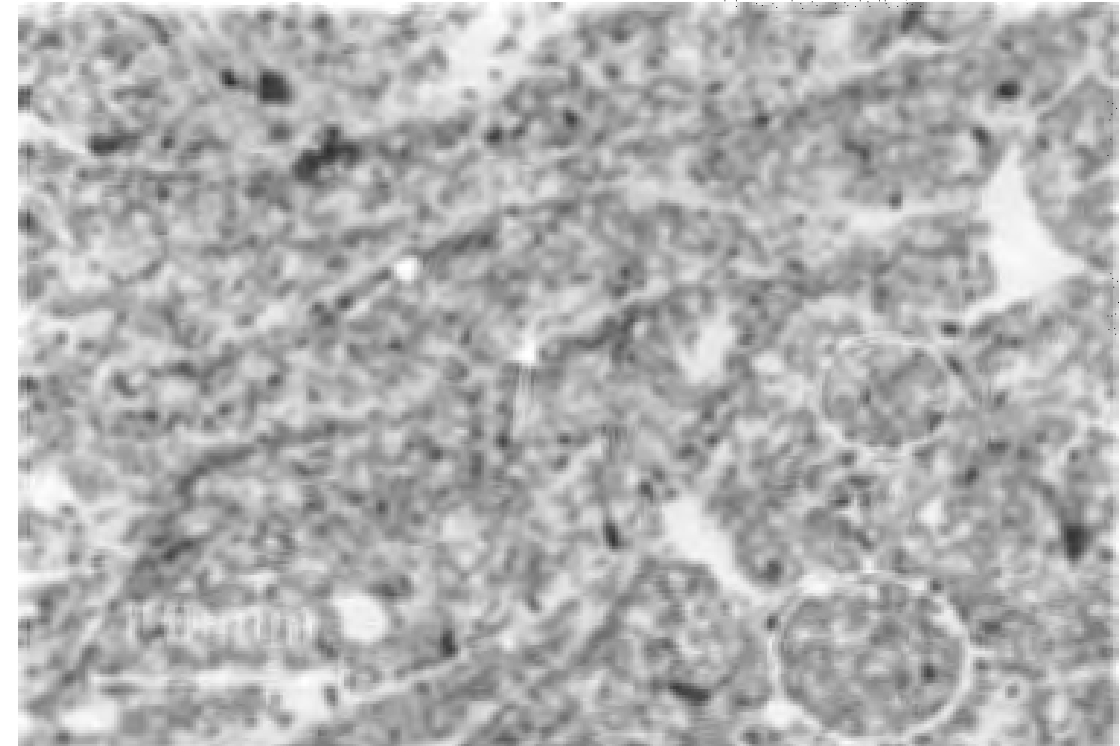


Abb. 6: Der obere Bereich des Böckinger Boden-Äquivalentes. Deutlich sind lentikuläre Strukturen zu erkennen. Die Aggregate sind an ihrer Oberfläche von Feinmaterial imprägniert und im unteren Bereich leicht ausgewaschen und gebleicht (Pfeile). Teilweise sind noch runde biogene Aggregate in der Matrix zu erkennen.

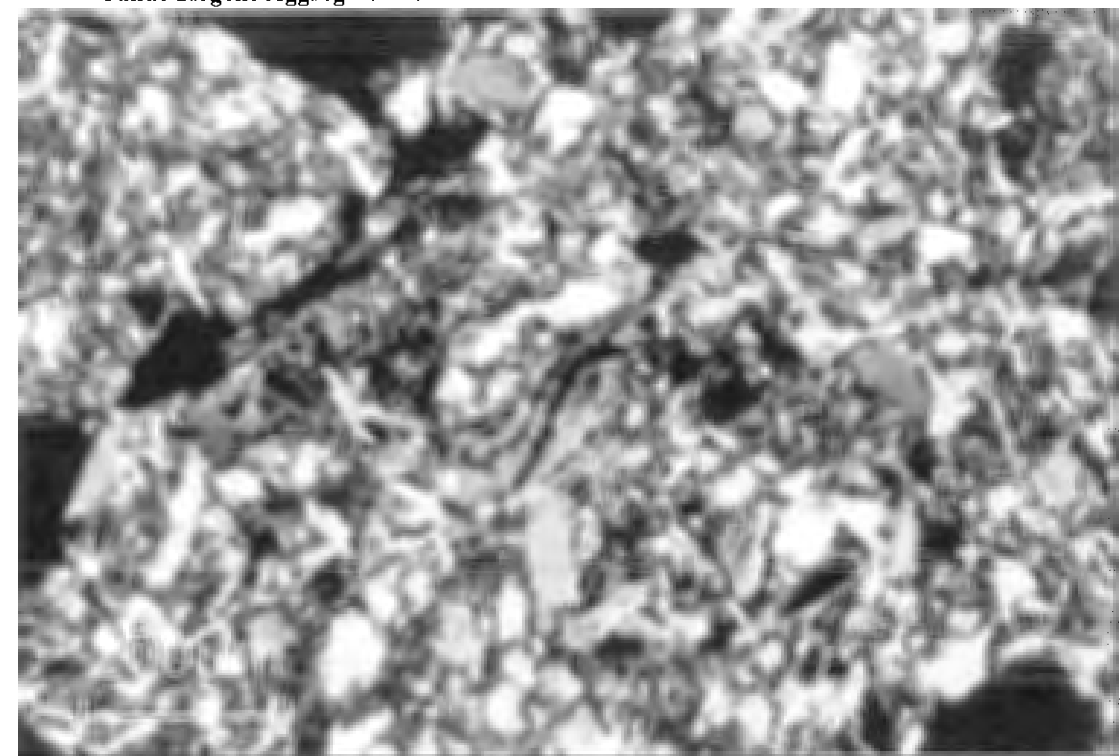


Abb. 7: Der mittlere Bereich des Böckinger Boden-Äquivalentes. Unter XPL sind deutliche Tonbe-läge zu erkennen (Doppelbrechung bei stark orientiertem Ton).

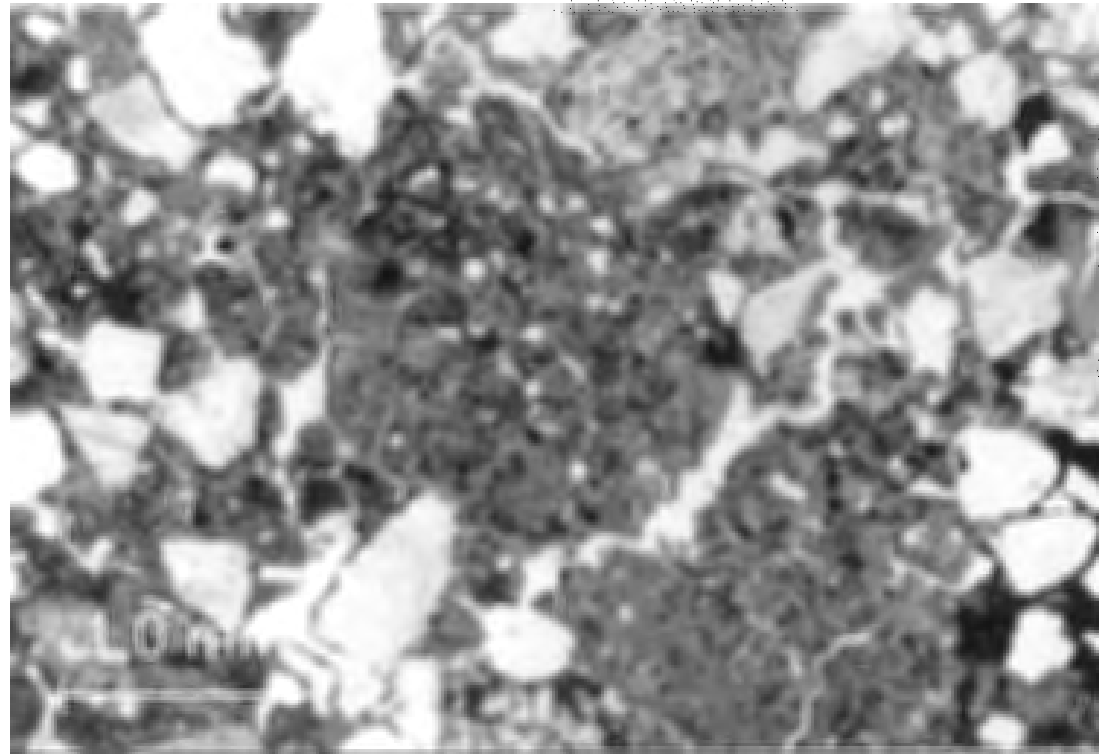


Abb. 8: Altheimer Umlagerungszone mit Bt-Material. Fragmentierte, angerundete, zusammengeschwemmte und wieder miteinander verbackene Tonbeläge.

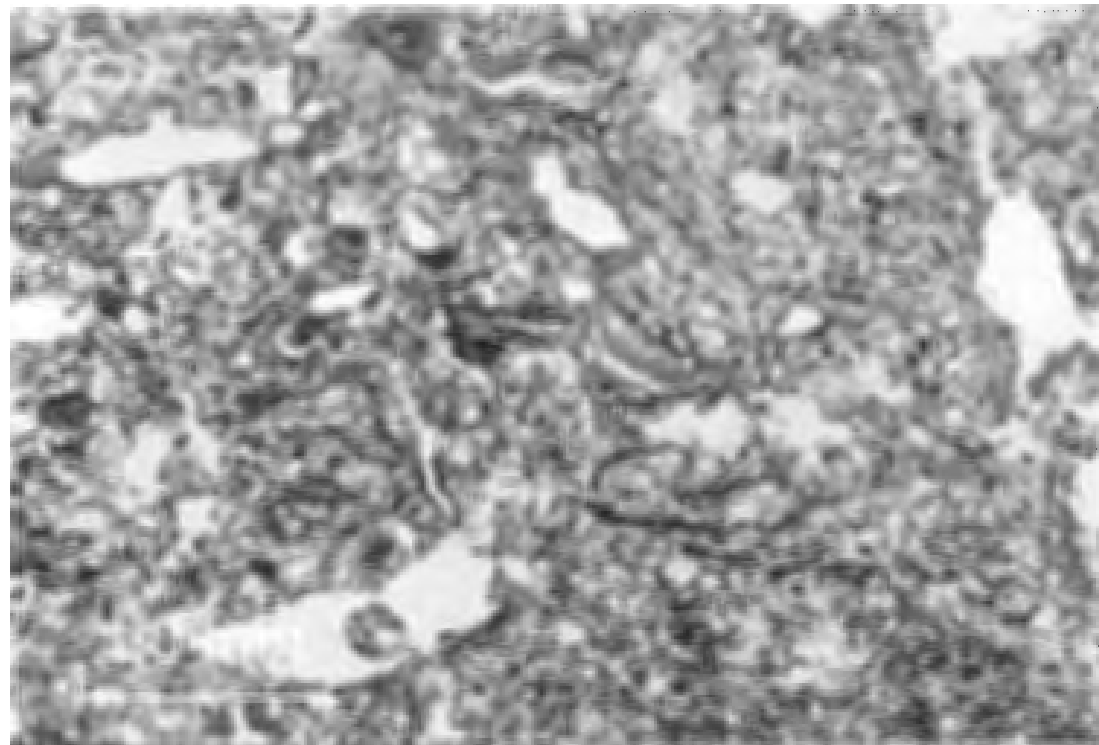


Abb. 9: Rezenter Bt-Horizont. Sehr viele Tonbeläge sind entlang von Rissen und Poren zu erkennen.

5. Literaturverzeichnis

- BECZE-DEÁK, J., LANGOHR, R. & VERRECCHIA, E.P. (1997): Small scale secondary CaCO_3 accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. – *Geoderma*, 76: 221 – 252; Amsterdam.
- BREWER, R. (1964): *Fabric and Mineral Analyses of Soils*. – 470 S., New York.
- BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. & TURSINA, T. (1985): *Handbook for Soil Thin Section Description*. – 152 S.; Albrighton.
- CATT, J. A. (1992): *Angewandte Quartärgeologie*. – 358 S.; Stuttgart.
- HERR, T. (2002): *Paläopedologische, mikromorphologische und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Würmlössaufschlüssen auf der Hochterrasse des Inn bei Altheim, Oberösterreich*. – Dipl.-Arb. geogr. Inst. Univ. Tübingen: 161 S.; Tübingen (unveröffentlicht).
- HUIJZER, A.S. (1993): *Cryogenic microfabrics and macrostructures: interrelations, processes, and paleoenvironmental significance*. – Thesis Vrije Universiteit Amsterdam: 245 S.; Sassenheim/Niederlande.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1979): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – *Landschaftsgenese u. Landschaftsökol.*, 3: 1 – 89; Braunschweig.
- STEPHAN, S. (1993): Zur mikromorphologischen Unterscheidung allochthoner und autochthoner Prozesse in den Lößderivaten und fossilen Böden von Rheindalen-Niederrhein. – *Mitt. dtsh. bodenk. Ges.*, 72: 1065 – 1068; Göttingen.
- STOOPS, G. (1999): *Guidelines for Thin Section Description*. – Lecture notes prepared for Intensive Course on Soil Micromorphology, International Training Centre for Post-Graduate Soil Scientist Universiteit Gent 22/03 – 02/04/1999: 120 S.; Gent (unveröffentlicht).
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., HERR, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003): Jungpleistozäne Deckschichten auf der Hochterrasse bei Altheim (Innviertel/ Oberösterreich). – *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D*, 9, dieser Band.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1985a): From frost to gelifluction: a new approach based on micromorphology. Its applications to arctic environment. – *Inter-Nord*, 17: 15 – 20; Paris.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1985b): Frost Effects in Soils. – in: BOARDMAN, J. [Ed.](1985): *Soils and Quaternary Landscape Evolution*: 117 – 158; Chichester.
- VAN VLIET-LANOE, B. (1998): Frost and soil: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. – *Catena*, 34: 157 – 183; Amsterdam.
- WIEDER, M. & YAALON, D.H. (1982): Micromorphological fabrics and developmental stages of carbonate nodular forms related to soil characteristics. – *Geoderma*, 28: 230 – 220; Amsterdam.

TGA	Reihe D	Nr. 09	S. 106-114, 1 Abb.	Tübingen 2003
-----	---------	--------	--------------------	---------------

Biomorphic analysis of palaeosols in the Upper Pleistocene Loess-paleosol sequence of Gunderding (Upper Austria)

Golyeva, Alexandra¹ and Terhorst, Birgit²

Abstract:

Biomorphic analysis is the microscopic investigation of detritus, phytoliths and other remains of biota for the reconstruction of ancient pedogenic conditions. Each biomorph is associated with certain types of landscape, and provides information on conditions of soil development and on landscape evolution. Biomorphic analysis enables the researcher to obtain complementary information about the genesis of loess-paleosol sequences. Furthermore it can give information about the origin of parent material, especially in cases of hydromorphic soils. It is important that identification of erosional and accumulative events can be obtained by the study of biomorphs. Also determination of the composition of local and regional plant communities is possible. Biomorphic data give an unambiguous, complimentary picture of the genesis of a sequence; their integrated analyses make it possible to reveal different events in the development of paleosols.

Samples were studied from the Upper Pleistocene Loess-paleosol sequence of Gunderding. Two excerpts of the Gunderding profile were selected: an interstadial pedocomplex of Middle Pleniglacial age, the Böckingen soil, and a well-developed Tundragleysol, which formed during the Upper Pleniglacial period. The studied samples show the polygenetic origin of both pedocomplexes in profile Gunderding.

On the one hand, biomorphs of the studied samples give evidence of interstadial and stadial periods, and on the other hand, erosional and colluvial processes can be proved.

1. Introduction

Biomorph analysis is the study of the macro and micro remains of biota (biomorphs) in the context of their origin's conditions (GOLYEVA, 2001a). The term biomorphs involves various kinds of biogenic inclusions in the soil. Each of the biomorphs (phytoliths, pollen, diatoms, sponge spicules and others) characterises the specific conditions of the origin and the evolution of a soil profile. Multiple biomorph analysis that includes the study of as many different biomorphs as possible, allows to obtain additional information on the genesis and evolution of a soil in its natural conditions as well under the anthropogenic impact. Data on these

studies complement themselves; their integrated analyses make it possible to reveal an unambiguous picture of the sequence of events in the development of a particular soil object.

1.1 Analytic categories

Phytoliths represent microscopic opal plant "stones" that form in plants during their course of life. They result from intracellular precipitation of silica. The morphology of phytoliths resembles the morphology of host plant cells. Therefore, these bodies can be used as diagnostic indicators to investigate the evolution of plant cover (ROVNER, 1971). The phytolith fraction of 20-100 µm in size is the most informative one with respect to paleobotanical studies due to its high resistance to external impacts, weathering and to physical damage during transportation. Furthermore, it can easily be studied under the microscope (PIPERNO, 1988).

Biogenic silica enters the soil through leaf fall and accumulates in fine fractions in the soil profile. The penetration of phytoliths into deep soil horizons is conditioned by physico-chemical soil properties, the impacts of soil fauna, and the burying of soil horizons under new portions of sediment. The migration of phytoliths in alluvial soils is influenced by water flow. The stability of phytoliths in soil is also connected with the depth of their occurrence. The degree of preservation of phytoliths in the underlying horizons increases. Therefore, buried soils often contain significant amounts of phytoliths.

It is important to note that, in contrast to pollen, phytoliths are not spread by aerial migration. They only can characterise the vegetation which is (was) strictly confined to the place of study. Data of phytolith analysis enable the researcher to trace back the changes in vegetation and their tendencies, to study the number and sequence of these changes, to judge their character (single events, regular sequences, irreversible changes, cyclic changes, etc.), and to determine whether the soil was affected by erosion or deposition of new sediments, etc. Thus those data provide the basis for the conclusion on the driving forces of pedogenesis at the study site (GOLYEVA, 2001b).

Sponges have shells composed of spicules. In the study of soil we usually deal with sponges that had grown in fresh waters. Sponge spicules have an elongated and rounded form with a tubular central channel that serves as the main diagnostic feature of sponges and enables the researcher to distinguish between some forms of phytoliths and the fragments of sponge spi-

¹ Dr. Alexandra Golyeva, Institute of Geography RAS, Staromonetnyi, 29, Moscow, 109017

² Dr. Birgit Terhorst, Geographisches Institut, Hölderlinstr. 12, 72074 Tübingen

cules. Their content in a soil sample may be indicative for the duration and intensity of floods at the studied site.

Plant detritus usually has microscopic dimensions and is found in surface soil horizons. Some portions of detritus can be present in lower horizons as well. Plant detritus in soils is composed of the remains of skeletal plant tissue that protect all parts of a plant from rupture or breakdown. These tissues are relatively refractory to decomposition; therefore, they can be preserved in the upper soil horizons. The pattern of plant tissue is rather specific and can be used for the generic identification in some cases.

Pollen and spores. Almost all the surface horizons of soils contain pollen (DIMBLEBY, 1957). However, the degree of pollen preservation in soils is much less than in peat deposits because of the high microbiological and biochemical activity of soils (HAVINGA, 1974). Pollen of some plant families can be completely destroyed in a soil due to selective processes of decomposition (HAVINGA, 1985). Thus, the soil pollen spectrum may be incomplete. Hence, while analysing and interpreting the soil pollen spectra, one should be very careful; the results obtained should be verified, if possible, by the comparative study of pollen spectra from adjacent peatlands.

The occurrence and distribution pattern of pollen in the soil profile may be of great interest in pedogenic studies even if the degree of pollen preservation is insufficient for species identification. Pollen migration along the soil profile often is insignificant and mainly confined to zones of large fissures and cracks. Accordingly the presence of a pollen maximum in deep soil horizons is a good indication that the respective horizon has a buried character.

2. Methods

2.1 Comparative study of phytoliths and pollen analyses

The analysis of a plant's pollen and spore material allows to identify the generic and even the species composition of the plant coverage. Phytolith analysis offers this opportunity as well, but to a considerably smaller extent; usually, it provides data for a general characterisation of the plant community. At the same time, a substantially lower migration capacity of phytoliths allows the exact locating of data for a particular site. In other words, pollen analysis offers a general description of vegetation over a vast territory, whereas the phytolith method allows one to trace back particular sites' vegetation evolution, and to study the spatial variability of

plant coverage (KURMANN, 1985). Therefore the combined use of both methods enables us to judge a site's vegetation evolution of the landscape itself and of those surrounding it. Also hints of the role of human influences on the environment, and the intensity and duration of land cultivation, etc. can be found (ROVNER, 1988).

2.2 Multiple biomorph analysis

The most interesting results can be gained in the course of multiple biomorph analysis. Different biomorphs (mineral and organic) can help to reveal different aspects of environmental and soil development. Their information capacity is different and analyses of different biomorphs have a complementary character.

2.3 Methods of biomorphic analysis

The main method of biomorphic analysis is the consecutive study of separate kinds of biomorphs under the microscope.

The amount of 50 grams of sample is treated with a hot, 30% solution of H_2O_2 and subjects to flotation in a heavy liquid (cadmium iodide and potassium iodide solution with a specific gravity of 2.3 g/cm^3). After a 10-minute centrifugation, the floating siliceous and other biomorphs are put in a tube and washed with distilled water several times, then immersed in oils (silica oil or glycerine), and studied under the optical microscope at magnifications varying from 200 to 900 times.

Analysing the entire complex of soil biomorphs enables one to determine the entire spectrum of biomorphs from one sample.

3. Objects of study

The study area is located in Upper Austria close to the city of Altheim, between Passau and Salzburg. We took samples of the Upper Pleistocene Loess-paleosol sequence of Gunderding (Fig. 1). Two excerpts of the Gunderding profile were selected: an interstadial pedocomplex of Middle Pleniglacial age, the Böckingen soil (see TERHORST et al., this volume), and a well-developed Tundragleysol, which formed during the Upper Pleniglacial period.

As it was not possible to gain pollen in the loess sequences, we made a first attempt to study phytoliths in Upper Austria. Generally these are much better preserved in loess than pollen.

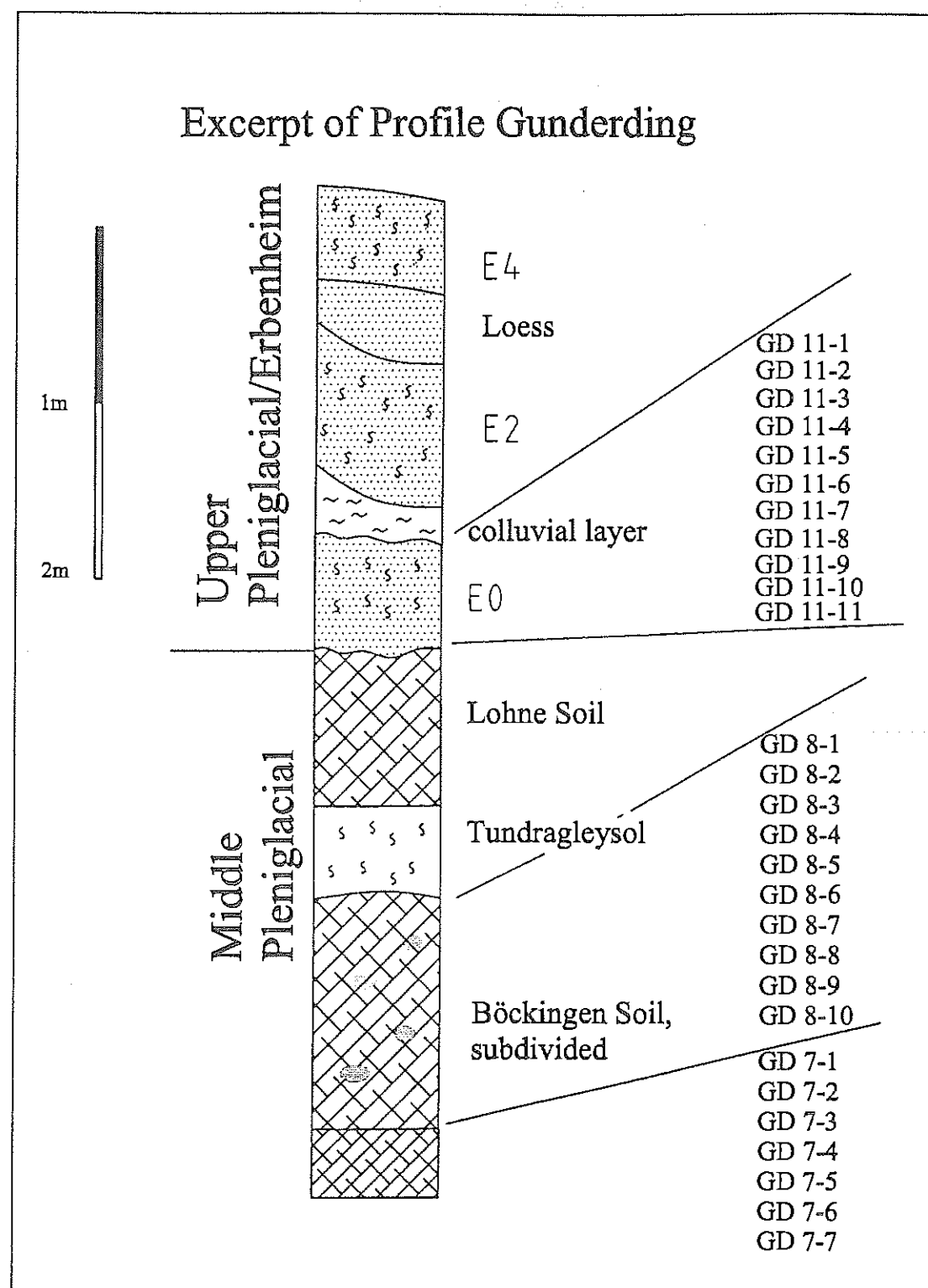


Fig. 1: Sampled part of the Gunderding profile

4. Results of biomorphic analyses in the loess-paleosol sequence of Gunderding

4.1 Tundragleysol, GD 11 (2,80m – 3,70 m, 10 samples, Fig. 1)

GD11-1. There are no biomorphs present, therefore it is a mineral deposit without any organic material.

GD11-2. This sample shows a lot of plant detritus, phytoliths, remains of roots and sponge spicules. Among the phytoliths there are forms of mosses (predominantly), different grasses, needles of conifers and steppe cereals. Spicules are complete without any corrosion traces. This fact yields that they have been formed in situ. Therefore, we can conclude that this sample is of alluvial origin or melting water in spring or summer. In general, such deposits consist of phytoliths originating from a larger area. The sample gives evidence of open places partly covered with steppe plants and places that had conifer trees during the formation of the deposits.

GD11-3 and GD11-4. Samples have no biomorphs - they are mineral deposits without any organic material.

GD11-5. The biomorph proportion of the sample is very reduced. Therefore this sample was not part of the surface soil horizon.

GD11-6. Many particles of detritus, phytoliths and single pollen are present. Pollen grains are deformed and can not be identified exactly. But their combination with other biomorphs gives evidence of the fact that sample GD11-6 was the top soil of a paleosol. Mostly there are phytoliths of mosses and grasses, but needles of conifers trees occur sometimes as well. The conclusion is that we have to expect cold conditions (subpolar) yielding mosses and grasses and only few conifers during the pedogenesis.

GD11-7 and GD11-8. These sample contain only small amounts of biomorphs. We suppose that this part of GD11 was never close to the surface.

GD11-9 and GD11-10. There are no traces of biomorphs recorded. Again we have to assume that this part of GD 11 was never a surface horizon.

Layer GD11 consists of two different parts which must be differentiated according to their mineral deposits. The lower part (sample GD11-6) shows relicts of a paleosol, whereas the upper part (sample GD11-2) shows biomorphs of alluvial or melting water origin. Cold conditions (subpolar) are recorded in both cases. The vegetation was simple, it consisted of mosses, grasses and conifers. We can obtain forms which are typical for xeromorphic climate conditions (like steppe cereals) in the upper part of the horizon.

4.2 Böckingen Interstadial Complex

4.2.1 Böckingen Soil, upper part (GD 8; 5 m – 5,50 m, 6 samples)

Only two of the samples (GD8-1 and GD8-2) yield biomorphs - they contain much detritus and many phytoliths of mosses.

All remaining samples (GD8-3, GD8-4, GD8-5, GD8-6) have no biomorphs.

The results show that only the upper part of the layer was close to the surface, while the lower part corresponds to a mineral deposit or a deeper soil horizon. The latter has been formed under cold conditions yielding mosses.

4.2.2 Böckingen Soil, central part (GD 8; 5,60 m – 6,00 m, 3 samples)

Sample GD8-7 contains only some plant detritus and phytoliths of mosses. That means that mosses were predominant during its formation, but it was never a top soil. Perhaps it was the lower part of a paleosol.

Sample GD8-8 contains only spicules - it might have been deposited by water.

Samples GD8-9 and GD8-10 are free of any biomorphs - they correspond to mineral deposits or basal soil horizons.

4.2.3 Böckingen Soil, basal part (GD 7; 6,10 m – 6,60 m, 7 samples)

Samples GD7-1 to GD7-5 contain only some small particles of detritus. It has never been a surface horizon and the material might have been transported.

Sample GD7-6 consists of some small amounts of plant detritus and yields a single hole sponge spicule. The amount of phytoliths, consisting of mosses and single grasses, is very reduced. The paleoclimatic conditions during the formation of GD7 must have been cold (subpolar-polar) and yielding mosse vegetation.

Sample GD7-7 yields a lot of grass detritus and phytoliths. That means that GD7-7 was close to the former surface. Its phytolith assemblages consist of meadow cereals, grasses and mosses. Here climatic conditions had been subboreal yielding meadow-steppe vegetation.

For the central and basal parts of the Böckingen Soil we can conclude that there were cold and wet paleoclimatic conditions all the time (subpolar-polar). Some stable conditions are displayed only in the uppermost part in the middle of the Böckingen Soil (GD8-7) and basal part of the Böckingen Soil (GD7-7). The vegetation was different - mosses in the uppermost sample (GD8-7) and meadow grasses in the underlying sample (GD7-7). We must assume that there had been different climatic conditions - cold ones (subpolar-polar) during the formation of horizon GD8-7, and a warmer paleoenvironment condition during the pedogenesis of sample GD7-7. We cannot exclude however, that erosional processes took place on the top of the paleosols.

5. Conclusion

Biomorphic analysis enables the researcher to obtain complementary information about the genesis of loess-paleosol sequences. Thus he can elucidate some controversial questions on pedogenesis. Furthermore it can give information about the origin of parent material, especially in cases of hydromorphic soils.

It is important that identification of erosional and accumulative events can be obtained by the study of biomorphs. Also determination of the composition of local and regional plant communities is possible. Biomorphic data give an unambiguous, complimentary picture of the genesis of a sequence; their integrated analyses make it possible to reveal different events in the development of paleosols.

The studied samples show the polygenetic origin of both pedocomplexes in profile Gunderding. The Upper Pleniglacial tundra gleysol GD 11 gives evidence for different phases: parts of this horizon have never been close to the surface (like GD 1, 3, 4, 5, 7-10), GD 11-2 were formed by running water. This can be seen by the occurrence of sponge spicules. Additionally, layer GD11-6 shows that there had been subpolar conditions. Particularly this result (GD 11-6) is very interesting because we cannot expect such paleoenvironmental conditions in the Upper Pleniglacial, but in the latest interstadial period during the Middle Pleniglacial. Nevertheless we suppose that GD 11-6 corresponds to the former topsoil of the underlying

Middle Pleniglacial Lohne Soil (Fig. 1), which has been affected by erosional processes and frost periods in the Upper Pleniglacial.

On behalf of the Böckingen Soil (GD 8 and GD 7) it is obvious that it was formed under polygenetic conditions as well. The upper parts of the pedocomplex are almost free from phytoliths, only few spicules which were formed under the influence of running water, occur. The phytolith association of the basal part of the Böckingen Soil reveals that there had been subpolar to polar paleoenvironmental conditions (GD 7-6), and one sample was formed in a subboreal climate (GD 7-7).

On the one hand, biomorphs of the studied samples give evidence of interstadial and stadial periods, and on the other hand, erosional and colluvial processes can be proved.

6. References

- DIMBLEBY, G.W. (1957): Pollen Analysis of Terrestrial Soils. *New Phytol.* 56, 12-28.
- GOLYEVA, A.A. (2001a): Biomorph analysis as a part of soil morphological investigations. *Catena*, V.43: 217-230.
- GOLYEVA, A.A. (2001b): Phytoliths and their information role in natural and archaeological objects. Moscow, Syktyvkar, Elista. 120p.
- HAVINGA, A.J. (1974): Problems in the Interpretation of Pollen Diagrams of Mineral Soils. *Geol. Mijnb.*, 53, 449-453.
- HAVINGA, A.J. (1985): A 20-year Experimental Investigation Into the Differential Corrosion Susceptibility of Pollen and Spores in Various Soil Types. *Pollen et Spores*. 26, 541-558.
- KURMANN, M.H. (1985): An Opal Phytolith and Palynomorph Study of Extant and Fossil Soils in Kansas (USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 49, 217-235.
- PIPERNO, D.R. (1988): *Phytolith Analysis: an Archaeological and Geological Perspective*. San Diego: Academic Press, 280p.
- ROVNER, I. (1971): Potential of opal phytoliths for use in paleoecological reconstruction. *Quaternary Research* 1, 343-359.
- ROVNER, I. (1988): Macro- and micro-ecological reconstruction using plant opal phytolith data from archaeological sediments. *Geo-Archeologia* 3, 155-163.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., HERR, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003): Jungpleistozäne Deckschichten auf der Hochterrasse bei Altheim (Innviertel/ Oberösterreich). – *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D*, 9, dieser Band.

TGA	Reihe D	Nr. 09	S. 115-155, 29 Abb., 10 Tab.	Tübingen 2003
-----	---------	--------	------------------------------	---------------

Pleistozäne Deckschichten auf der Traun-Enns-Platte bei Linz (Oberösterreich)

Terhorst, Birgit¹ & Ottner, Franz², Poetsch, Thomas³, Kellner, Anja¹ & Rähle, Wolfgang⁴

Kurzfassung: Auf der Traun-Enns-Platte werden drei Deckschichten Profile vorgestellt. Profil Trindorf zeigt die charakteristische Würmlöß-Abfolge auf der Hochterrasse mit einigen IRSL-Datierungen. In Profil Oberlaab wird eine komplexe Deckschichten-Abfolge mit mächtigen interglazialen Pedokomplexen auf den Jüngeren Deckenschottern vorgestellt. Die Lehmgrube bei Neuhofen erschließt die Paläoböden auf den Älteren Deckenschottern. Die Exkursion beginnt chronostratigraphisch mit der jüngsten Abfolge auf der Hochterrasse, zeigt dann die Jüngeren Deckenschotter und endet bei den Älteren Deckenschottern.

Abstract: Three profiles of Pleistocene covering layers on the Traun-Enns-plate will be presented. The Trindorf profile with some IRSL-datings yields the characteristic series of Würmian loess on the "Hochterrasse" (Terrace of the 2nd last glacial period). A complex series of Pleistocene covering layers with mighty interglacial pedocomplexes on top of the Mindel terrace in the classical meaning (Jüngere Deckenschotter) will be presented by the Oberlaab profile. The clay pit nearby Neuhofen reveals the paleosols on top of the classical Günz terrace (Ältere Deckenschotter). The excursion begins chronostratigraphically with the youngest series on top of the Hochterrasse, then it shows the Mindel terrace in the classical meaning (Jüngere Deckenschotter), and finally ends by showing the classical Günz terrace (Ältere Deckenschotter).

1 Das Untersuchungsgebiet

Die Untersuchungen wurden auf der Traun-Enns-Platte durchgeführt, zwischen den Städten Wels und Linz. Die Aufschlüsse sind zwischen 10 und 20 km von den äußeren Endmoränen des Traungletschers entfernt (Abb. 1). In dem heute schlecht zugänglichen Profil Weingartshof wurde ehemals das Standardprofil für die feuchte Lößlandschaft definiert (KOHL 1955, 1999). Die Jahresdurchschnittstemperatur liegt hier zwischen 9,1° C und die Niederschläge

¹ Geographisches Institut, Hölderlinstr. 12, D-72074 Tübingen

² Dr. Franz Ottner, Angewandte Geologie, Peter-Jordan-Str. 70 A-1190 Wien

³ Dr. Thomas Poetsch, Geographisches Institut, Univ. Hamburg

⁴ Dr. Wolfgang Rähle, Spezielle Zoologie, Univ. Tübingen

betragen 821 mm/Jahr (Abb. 2). Als rezente Klimaxböden kommen insbesondere Parabraun-
erden mit allen Übergängen zu Pseudogleyen vor.

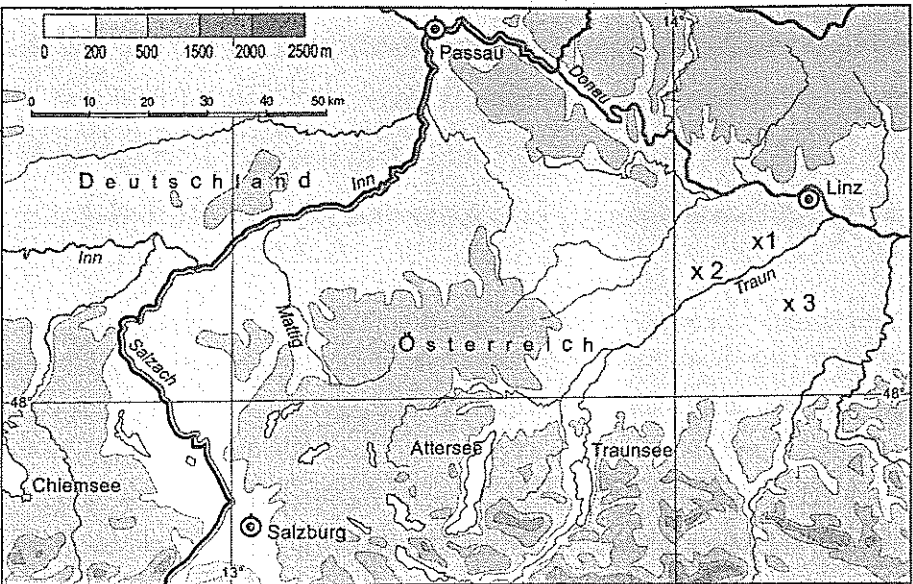


Abb. 1: Untersuchungsgebiet und Lage der Profile, x1 = Profil Trindorf,
x2 = Oberlaab, x3 = Neuhofen

Die auf der Exkursion benutzte Autobahn (A8) führt bei Wels über die Niederterrasse und
zeigt nach Norden hin die Stufen der Hochterrasse sowie der Jüngeren Deckenschotter, wäh-
rend man nach Süden hin zumeist auf die höhere Stufe der Älteren Deckschotter auf dem
Tertiären Sockel schaut (Abb. 3, 4).

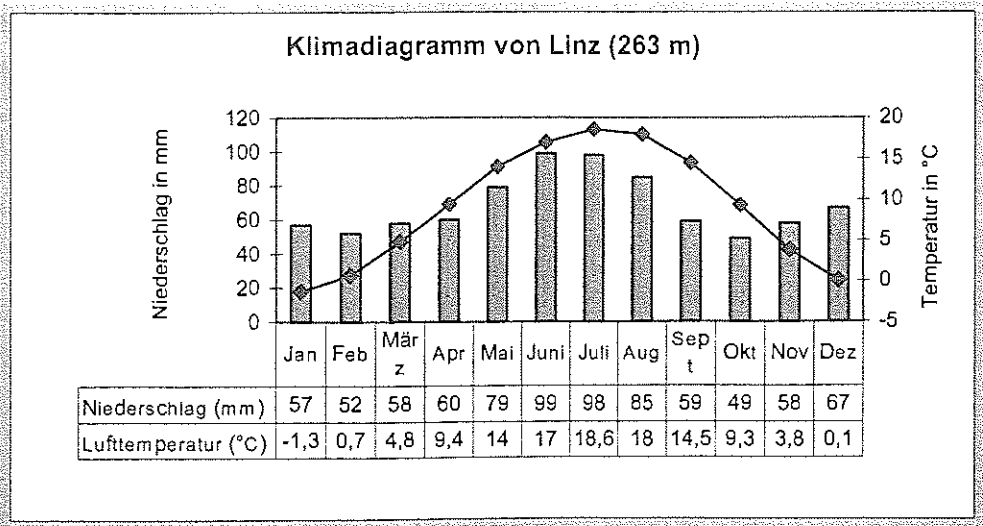


Abb. 2: Klimadiagramm Linz (www.oe.gv.at/geographie/klima)

Die rißzeitlichen Terrassen sind von Löß und lößähnlichen Sedimenten überdeckt, die in den
untersuchten Aufschlüssen Mächtigkeiten bis zu 5 m, erreichen können. Die Deckschichten
der Deckenschotter weisen bis zu 10 m mächtige Sedimente und Paläoböden-Sequenzen auf.
Der Karbonatgehalt der Lössen kann v.a. in den Jungwürmablagerungen bis zu 30% betragen,
dagegen sind die älteren Ablagerungen weitgehend karbonatfrei.

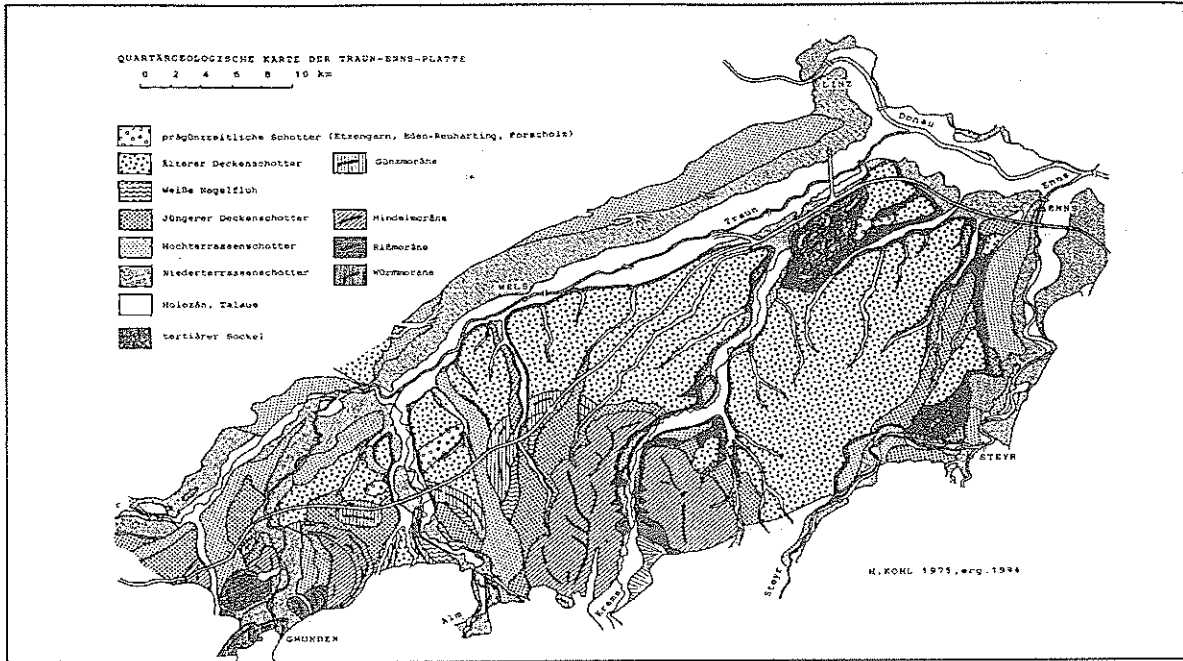


Abb. 3: Quartärgeologische Karte des Untersuchungsgebietes, aus: KOHL (2000)

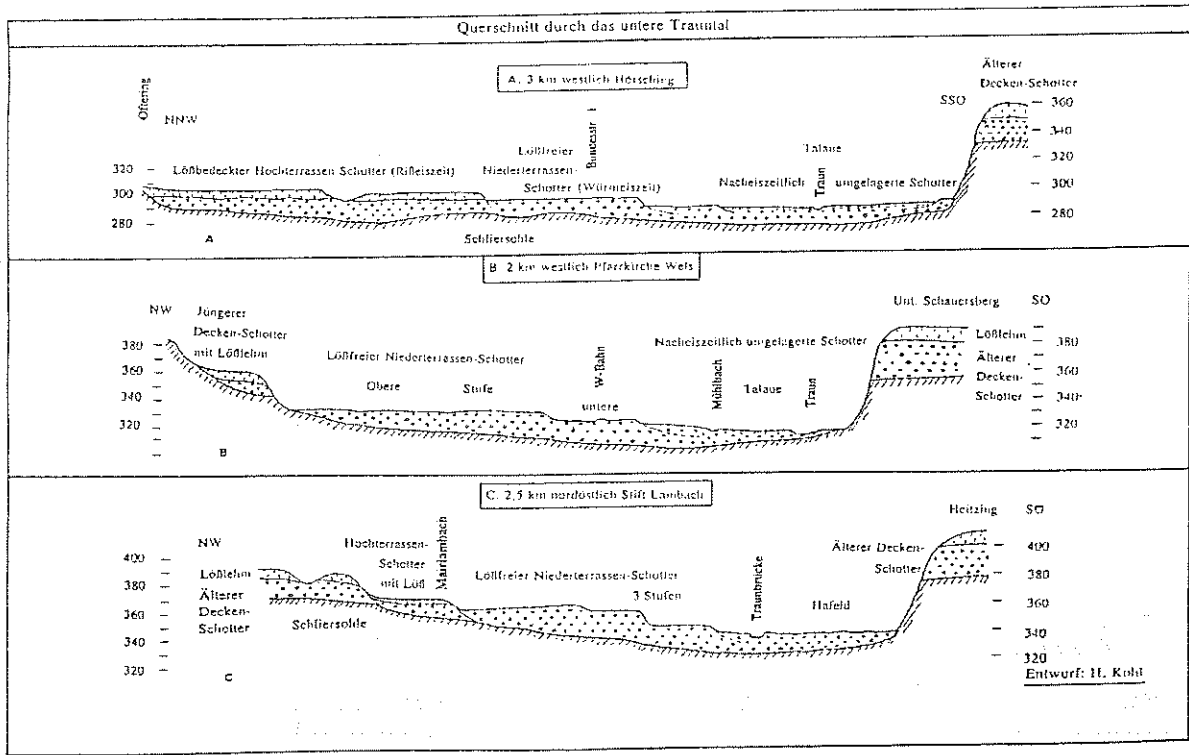


Abb. 4: Geologische Profile durch das Untersuchungsgebiet, aus: KOHL (2000)

2. Profil Trindorf

2.1 Paläopedologische Beschreibung Profil Trindorf

Profil Trindorf ist in der Wibaugrube bei Hörsching-Trindorf, 13km südwestlich von Linz, aufgeschlossen. Die quartären Deckschichten sind hier weniger mächtig als in Gunderding, aber dennoch mit der für die Region charakteristischen Pedostratigraphie entwickelt.

Über den kalkhaltigen Schottern der Riß-Hochterrasse folgt ein stark erodierter, dunkelrot verwitterter Rest eines interglazialen Bt-Horizontes mit deutlichen Tonüberzügen (Abb. 5, TD 2). Der Bt-Rest ist durchschnittlich nur 25 cm mächtig und in Form von kleinen Rinnenstrukturen auf der Terrassenoberkante verbreitet. Er ist in allen aufgeschlossenen Positionen mit einer holzkohle- und kiesführenden Umlagerungszone (TD 3), ähnlich wie sie auch in Gunderding auftritt, überdeckt worden. Über diesem Material lagert wieder - als Zeugnis des Mittelwürmabschnitts -, in der für den Untersuchungsraum so typischen und mächtigen Ausbildung, das Äquivalent des Böckinger Bodens (TD 4). Die österreichische Nomenklatur bezeichnet diesen kräftig verbrauchten Boden als braunen Lehm (KOHL 1999).

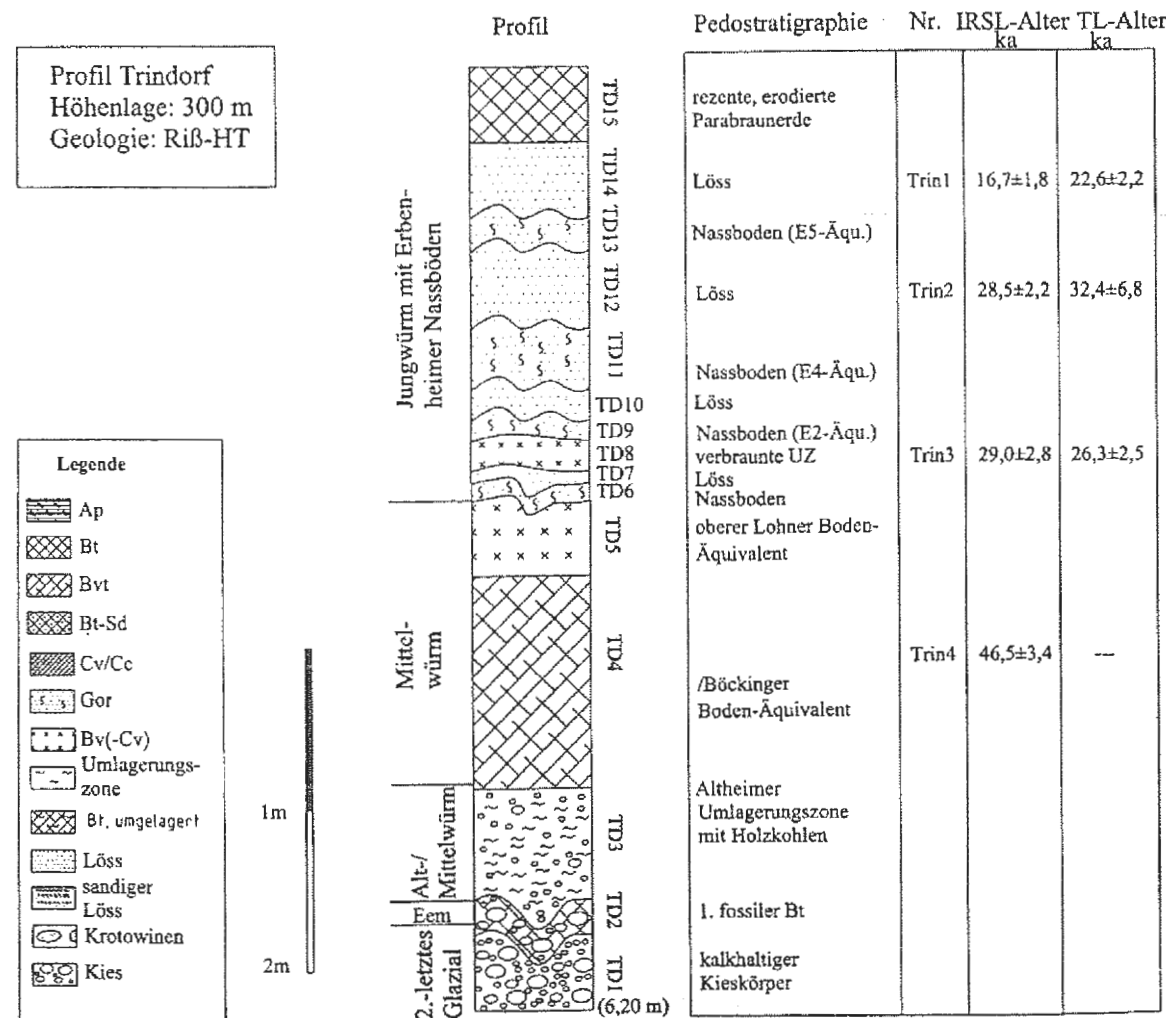


Abb. 5: Profil Trindorf: Pedostratigraphie und Datierungen (verändert, aus: TERHORST et al. 2002)

Er ist im Unterschied zu Gunderding nicht von Krotowinen durchsetzt und lässt sich zudem nicht weiter unterteilen. Er wird hier auch nicht von einem Nassboden überdeckt, sondern es folgt unmittelbar nach oben hin das olivstichige Äquivalent des Lohner Bodens (TD 5). Dieser interstadiale Horizont wird durch eine vernässte Kryoturbationszone überlagert (TD 6). Darüber tritt ein kryoturbat beanspruchter Löss auf, auf dem wiederum ein sehr intensiver zweigeteilter Nassboden entwickelt ist. Wie auch in Gunderding ist der untere Bereich verbraunt (TD 8) und der oberste Horizont kräftig gebleicht (TD 9). Aus diesem Grund ist ein Vergleich mit dem E 2- Nassboden sehr naheliegend. Dieser ist von einem unverwittertem Löss überdeckt (TD 10).

	TD 8	TD 9	TD 11	TD 12
A. Hochkaltzeitliche Leitarten				
<i>Columella columella</i>	16	50	-	49
<i>Pupilla mucor. densegyrata</i>	20	29	8	12
<i>Pupilla loessica</i>	12	12	-	8
<i>Vertigo parcedentata</i>	-	13	-	3
B. Kaltzeitliche Häufigkeitsarten				
<i>Pupilla spec. (indet.)</i>	79	56	-	28
<i>Succinella oblonga</i>	375	627	474	556
<i>Trichia hispida</i>	17	21	-	4
D. Akzessorische Lößarten				
b. Ubiquisten				
<i>Agriolimacidae/Limacidae</i>	-	3	-	-
c. Schatten liebende Arten				
<i>Arianta arbustorum</i>	-	1	-	-
d. Ufer- und Sumpfbewohner				
<i>Succineidae</i> (große Art)	3	-	-	-
ARTENZAHL	6	8	2	6
INDIVIDUENZAHL	522	812	482	660

Tab. 1: Molluskenauswertung Profil Trindorf

Nochmals erscheint im vertikalen Profilverlauf ein kräftiger und mächtiger Nassboden, der sich aufgrund seiner Intensität und der typischen kryoturbaten Verwürgungen am ehesten mit dem E 4 des Erbenheimer-Komplexes vergleichen lässt (TD 11). An einigen wenigen Stellen im Aufschluss tritt zusätzlich noch ein schwacher Vernässungsbereich über dem E 4 -Äquivalent auf (TD 13), getrennt durch eine verschiedenmächtige Lößlage (TD 12). Vorausgesetzt, dass die voranstehenden Betrachtungen zur Stratigraphie richtig sind, ist eine Parallelisierung mit dem E 5-Nassboden sehr wahrscheinlich. Dieser ist wiederum von einer Löß-

schicht (TD 14) und dem rezenten Bt-Horizont einer erodierten Parabraunerde überdeckt (TD 15).

Die untersuchten Molluskenproben setzen sich überwiegend aus *Succinella oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Pupilla loessica* und *Columella columella*, also aus einem hochkaltzeitlichen und kaltzeitlichen Artenspektrum zusammen (Tab. 1).

2.2 Die IRSL-Datierungen in Trindorf

Die IRSL-Äquivalentdosis der Proben aus Trindorf nehmen mit zunehmender Tiefe von 48,7 ($\pm 4,4$) bis auf 183,8 ($\pm 7,6$) Gy zu (TERHORST et al. 2002). Die IRSL-Alter nehmen vom Hangenden zum Liegenden zu. Der jüngste Löss hat ein IRSL-Alter von 16.700 (± 1.800) Jahren und ist in guter Übereinstimmung mit den stratigraphischen Vorstellungen (Abb. 5, Trin1). Die Proben Trin2 und 3 ergaben IRSL-Alter von 28.500 (± 2.200) und 29.000 (± 2.800) Jahren, stimmen somit nicht mit der stratigraphischen Vorstellung überein. Aus dem Äquivalent des unteren Lohner Bodens („Böckinger Boden“) liegt ein IRSL-Alter von 46.500 (± 3.400) Jahren vor. Dies stimmt innerhalb der Fehlerabweichung sehr gut mit IRSL-Datierung aus der Typlokalität des Böckinger Bodens in Böckingen sowie in Bönningheim im Neckar-Main-Gebiet überein (FRECHEN 1999).

2.3 Mikromorphologische Ergebnisse

- TD 8, Gunderdinger Umlagerungszone

Grobschluffreich, mit einigen Nadelstichporen, sie sind ganz überwiegend tonbelagsfrei. In weniger als 10 % der Nadelstichporen (Schätzung) nicht durchgehende, unterbrochene Tonbeläge von etwa 10 bis max. 40 μm Dicke. In Spuren korrodierte Calcit-Ausscheidungen (Abb. 6). Es sind Stellen, wo Hohlraumwände saumartig durch Calcit imprägniert worden sind. Ansonsten geringer Verwitterungsgrad des Materials, wie das Vorhandensein vieler frischer Glimmerminerale bezeugt. Frische und schwach angewitterte Glimmer bilden im Dünnschliff etwa 20 – 25 % der Grundmasse. Wenige Eisenflecke und Konkretionen, letztere mit Zeichen rhythmischer Anlösung.

- TD 5, Lohner Boden-Äquivalent

Keine Carbonate. Etwas stärkere Glimmerverwitterung als TD 8, entsprechend etwas mehr Ton und etwas mehr Tonbeläge. Stärkere Riss- und Aggregatbildung. In geringem Umfang Anhäufung von blankgewaschenen Schluffkörnern (Abb. 7).

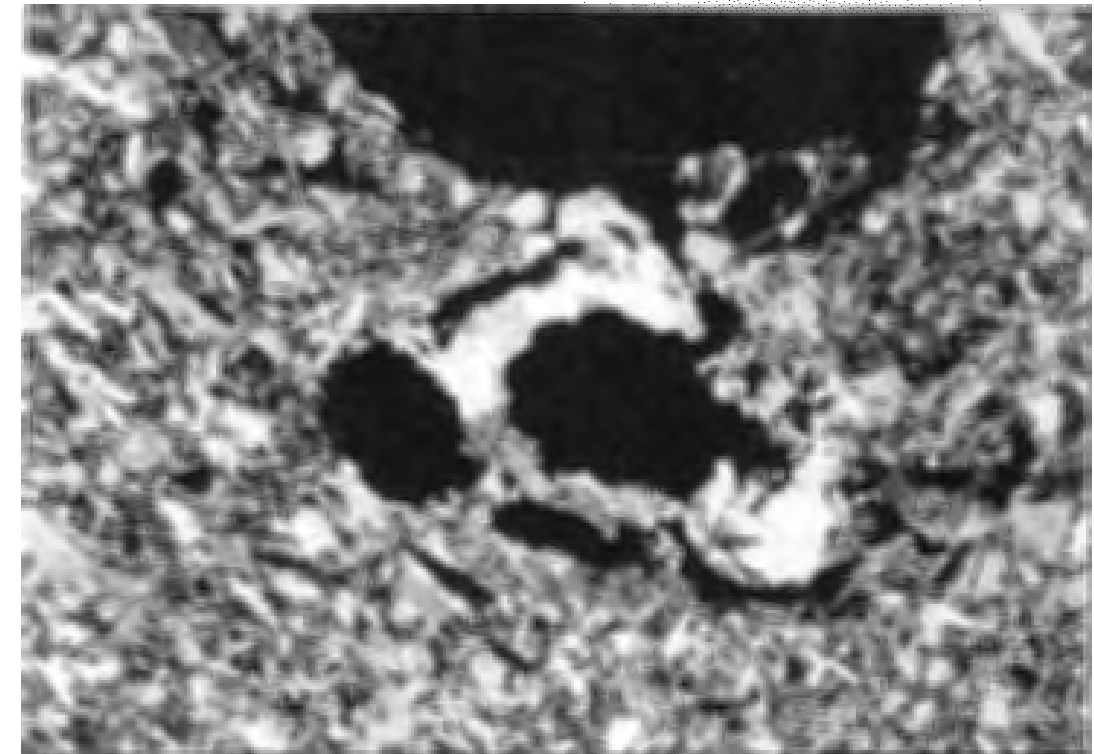


Abb. 6: Probe TD 8/Gunderdinger UZ: Reste einer Calcitausscheidung am Rand eines Hohlraums. Calcit stark korrodiert. Gekreuzte Polarisatoren. Bildmaße 0,7 x 1,0 mm

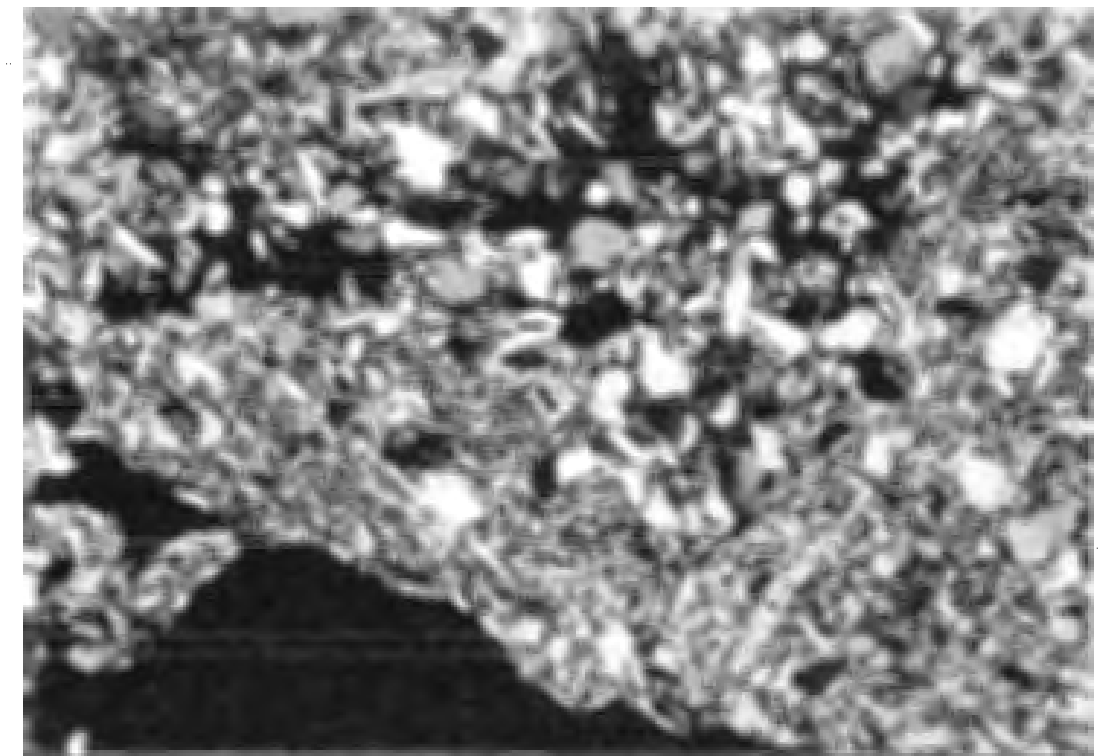


Abb. 7: Probe TD 5/Lohner Boden-Äqu.: Teilgefüge mit blankgewaschenen Schluffkörnern. Gekreuzte Polarisatoren. Bildmaße: 0,7 x 1,0 mm

- TD 4, Böckinger Boden-Äquivalent

Ähnlich zu TD 5, weniger Aggregation, etwa 10 – 20 % der Nadelstichporen enthalten sehr dünne Tonbeläge, Glimmerbestand stärker verwittert, Material etwas toniger. Etwas mehr Fe-/Mn - Flecken und Konkretionen als TD 8 und 5, Konkretionen häufig unregelmäßig angelöst. Teilgefüge mit blankgewaschenen Schluffkörnern (wie TD 5, Abb. 7).

2.4 Gesamt- und tonmineralogische Ergebnisse

2.4.1 Gesamtmineralbestand

Quarz kommt mit geringen Mengen in allen Proben des Profils, mit Ausnahme der unverwitterten Terrassenschotter, welche nur Spuren enthalten, vor (Tab. 2).

Von den Feldspäten ist **Plagioklas** im Löß, den Intestadialböden und auch im rezenten Boden immer in mittleren bzw. geringen Mengen vorhanden, im Interglazialboden dagegen sind nur noch Spuren nachweisbar. In den unverwitterten Terrassenschottern fehlt Plagioklas. **Kalifeldspat** tritt generell nur in Spuren auf, im Interglazialboden fehlt er vollkommen.

Im mittlerem Bereich des Profils (TD 3 – TD 5) sind Spuren von **Hornblende** nachweisbar. Während im gesamten Profil mittlere Gehalte von **Schichtsilikaten** vorhanden sind, stellen diese in den Interglazialböden den Hauptanteil der Minerale dar. Aufgrund der sehr starken Verwitterung zeigen sich aber keine Basalreflexe, lediglich hkl Reflexe verweisen auf den Hauptbestandteil des Bodens.

Kalzit und **Dolomit** sind nur im Löß (TD 14) mit etwa 20 Masse % vertreten; sämtliche Horizonte sind karbonatfrei. Ein ganz anderes Bild ergibt sich aber in den unverwitterten unterlagernden Kiesen der Rissterrasse. Dort bestehen über 90 Masse % der Kiese aus Karbonatmineralen, wobei Dolomit gegenüber Kalzit sehr stark dominiert. An weiteren Mineralen treten nur Spuren von Quarz und Kalifeldspat auf, Plagioklas und Schichtsilikate liegen unter der Nachweisgrenze.

2.4.2 Tonmineralbestand

Aus tonmineralogischer Sicht kann das Profil in drei stark unterschiedliche Bereiche gegliedert werden:

- Deckschichten (TD 3, 4, 14, 15)

Dieser Abschnitt des Profils ist durch die Dominanz der beiden **Vermikulite** (14 Å Vermikulit bzw. quellbarer Bodenvermikult) gekennzeichnet (Tab. 3). Mit leicht schwankenden Mengenverhältnissen machen sie den Hauptteil der Tonfraktion aus.

Lab.Nr	Probe Nr.	Bezeichnung	Qu	KFSp	Plag	HBL	Kalz	Dolo	Schi Sil	Ton [M. %]
5918	TD 15	rezenter Bt	*	.	*				**	44
5919	TD 14	Löß	*	.	*		*	*	**	23
5920	TD 5	Lohner B.-Äqu.	*	.	**	.			**	26
5921	TD 4	Böck. Boden-Äqu.	*	.	*	.			**	21
5922	TD 3	Altheimer UZ	*	.	**	.			**	21
5923	TD 2 o.	Eemboden, o.	*		.				***	nb
5924	TD 2 u.	Eemboden, u.	*		.				***	nb
5925	TD 1	Hochterrasse/Riß	.	.			*	***		nb
Mengenangaben:			viel	***	Spuren					
			mittel	**	nicht nachweisb. leeres Feld					
			wenig	*						

Tab. 2: Gesamtmineralbestand Trindorf

Lab.Nr	Probe Nr.	Bezeichnung	Sm	Vc ₁₈	Vc ₁₄	Ill	Chl	Kao	ML Ch
5918	TD 15	rezenter Bt	*	**	**	*	.	*	.
5919	TD 14	Löß	*	**	*	*	.	*	.
5920	TD 5	Lohner B.-Äqu.	.	**	**	.	.	*	.
5921	TD 4	Böck. Boden-Äqu.	.	**	**	*	.	*	.
5922	TD 3	Altheimer UZ	.	**	**	*	.	*	.
5923	TD 2 o.	Eemboden, o.		*	*	.		*!	
5924	TD 2 u.	Eemboden, u.		*	*	.		*!	
5925	TD 1	Hochterrasse/Riß	***			**		*	.
Mengenangaben:			viel	***	Spuren				
			mittel	**	nicht nachweisb. leeres Feld				
			wenig	*					

Tab. 3: Tonmineralbestand Trindorf

Smektit kommt im rezenten Boden und im Löß in geringen Mengen vor, in den darunterliegenden Interstadialböden ist er in Spuren nachweisbar. **Illit** besitzt nur geringe Anteile, wobei die geringsten Gehalte im Lohner Boden auftreten. **Chlorit** liegt in allen Proben an der Grenze der Nachweisbarkeit, der temperaturresistente 14 Å Reflex weist ihn ohne Zweifel als primären Chlorit aus. Ein Trend in der Verteilung lässt sich nicht feststellen. Ebenfalls gleichmäßig im Profil verteilt treten geringe Mengen an Kaolinit auf. Das gesamte Profil enthält Spuren eines chlorithaltigen Mixed Layer Minerals (Chlorit/Illit), welches nur im Eemboden (TD 2) fehlt.

- Interglazialboden (TD2 o., TD 2 u.)

Die Vermikulite dominieren auch diesen Profilabschnitt, wobei die sehr breiten und wenig intensiven Röntgenreflexe auf eine sehr schlechte Kristallinität dieser Tonminerale hinweisen. Illit taucht nur in Spuren auf und besitzt ebenfalls eine sehr niedrige Kristallinität. Als weitere Komponente der Tonfraktion tritt noch Kaolinit auf, der jedoch ebenfalls sehr schlecht kristallisiert ist, mit DMSO nicht aufweitet und daher als Bodenkaolinit bezeichnet werden kann. Insgesamt weisen die Proben durch die sehr schlechte Kristallinität und sehr grosse d-Werte auf beginnende Tonzerstörung hin.

- Hochterrasse/Riß (TD 1)

Ein völlig unerwartetes Bild zeigt die Tonmineralverteilung in der quantitativ zwar geringen, aber doch interessanten 2µm-Fraktion der unverwitterten Terrassenschotter. Im Gegensatz zu den verwitterten Profilabschnitten tritt hier **Smektit** als das dominierende Tonmineral auf. Es handelt sich dabei um einen niedrig geladenen dioktaedrischen Smektit. Als zweites Tonmineral kommt **Illit** in mittleren Mengen vor, dessen Kristallinität als mittelmäßig zu bezeichnen ist. **Kaolinit** lässt sich deutlich nachweisen, ein geringer Anteil weitet mit DMSO auf, der Grossteil ist aber nicht interkalierbar. Es liegt somit ein pedogenetisch gebildeter Kaolinit vor. Spuren von einem chlorithaltigen Mixed Layer Mineral treten auf.

2.4.3 Diskussion der gesamt- und tonmineralogischen Ergebnisse

Die unverwitterten tieferen Bereiche der Rißterrasse setzen sich fast ausschließlich aus kalkalpinen Dolomitschottern zusammen (Tab. 2, TD 1). Der in dieser Terrassenoberkante entwickelte Interglazialboden ist jedoch vollkommen entkalkt (TD 2). Die vollständige Verwitterung der Feldspäte und Glimmer, das Fehlen von Chlorit in der Tonfraktion sowie Hinweise auf Tonzerstörung ergeben das Bild einer sehr starken interglazialen Verwitterung.

Die abgelagerten Lösser erfuhren bereits durch die schwachen interstadialen Bodenbildungen eine deutliche Vermikulitisierung (Tab. 3, TD 4, 5). Karbonate sind durch die Pedogenese gelöst worden, nur noch der Jungwürmlöß (TD 14) im obersten Bereich des Profils enthält Karbonate, wobei insbesondere wieder Dolomit vertreten ist.

Die Zusammensetzung der Tonfraktion in der unverwitterten Terrasse (TD 1) mit Smektit und Bodenkaolinit kann keinesfalls in situ entstanden sein, sondern nur während der Terrassenbildung durch Erosions- und Umlagerungsprozesse in die Kiese gelangt sein. Dies bedeutet für den Interglazialboden (TD 2), dass schon geringe Anteile an vorverwitterten Komponenten vorhanden waren, die während der interglazialen Pedogenese noch stärker beeinflusst wurden. Aufgrund der Tatsache, dass es sich auch hier um einen im Kies entwickelten Interglazialboden handelt, muss damit gerechnet werden, dass wie in den anderen Profilen, eine Beeinflussung der Tonfraktion durch permanente Nachlieferung frischer Minerale aus den Grobfractionen stattgefunden hat.

2.5 Analytischer Anhang

Probe	Probenbezeichnung	Kies [M %]	Sand [M %]	Schluff [M %]	Ton [M %]
5918	TD 15 rezenter Bt-Horizont	0,2	2,1	53,6	44,1
5919	TD 14 Löß	0,1	7,5	69,9	22,5
5920	TD 5 Lohner Boden-Äquivalent	5,6	4,1	64,8	25,5
5921	TD 4 Böckinger Boden-Äquivalent	0	4,4	75,0	20,6
5922	TD 3 Altheimer Umlagerungszone	0,1	4,8	74,0	21,1

Tab. 4: Übersicht Korngrößen Trindorf (Sedigraph)

Probe	Probenbezeichnung		Kies	Sand				Schluff			Ton		
			[M %]	[M %]				[M %]			[M %]		
			G	gS	mS	fS	gU	mU	fU	gT	mT	fT	
5918	TD 15	rezenter Bt-Horizont	0,2	0,0	0,1	2,0	21,9	20,1	11,6	10,1	9,2	24,8	
5919	TD 14	Löß	0,1	5,2	0,3	2,0	28,3	28,2	13,4	8,1	3,2	11,2	
5920	TD 5	Lohner Boden-Äquivalent	5,6	0,6	1,3	2,2	24,5	23,8	16,5	9,9	9,1	6,5	
5921	TD 4	Böckinger Boden-Äquivalent	0,0	0,6	1,2	2,6	25,5	29,8	19,7	9,4	4,3	6,9	
5922	TD 3	Altheimer Umlagerungszone	0,1	0,6	1,1	3,1	23,6	32,2	18,2	9,4	4,7	7,0	

Tab. 5: Detaillierte Korngrößen Trindorf (Sedigraph)

Horizont	Bezeichnung	Farbe		pH			
		feucht	trocken	H ₂ O	CaCl ₂	%CaCO ₃	TOC %
TD 14	Löß	2,5YR 5/6	2,5Y 7/6	7,33	6,9	0,4	0,3
TD 5	LB-Äqu.	2,5YR 5/6	2,5Y 6/6	7,85	6,88	0,28	0,21
TD 4	BB-Äqu.	2,5YR 5/6	2,5Y 6/6	7,48	6,83	0,28	0,21
TD 3o.	Uml.zone	10YR 4/6	2,5Y 6/6	7,48	6,78	0,08	0,06
TD 3u.	Uml.zone	10YR 3/4	10YR 3,5/6	7,42	6,79	0,6	0,45
TD 2	1. fBt	10YR3/4	10YR 3/5	7,45	6,81	0,39	0,29

Tab. 6: Standardanalysen Profil Trindorf

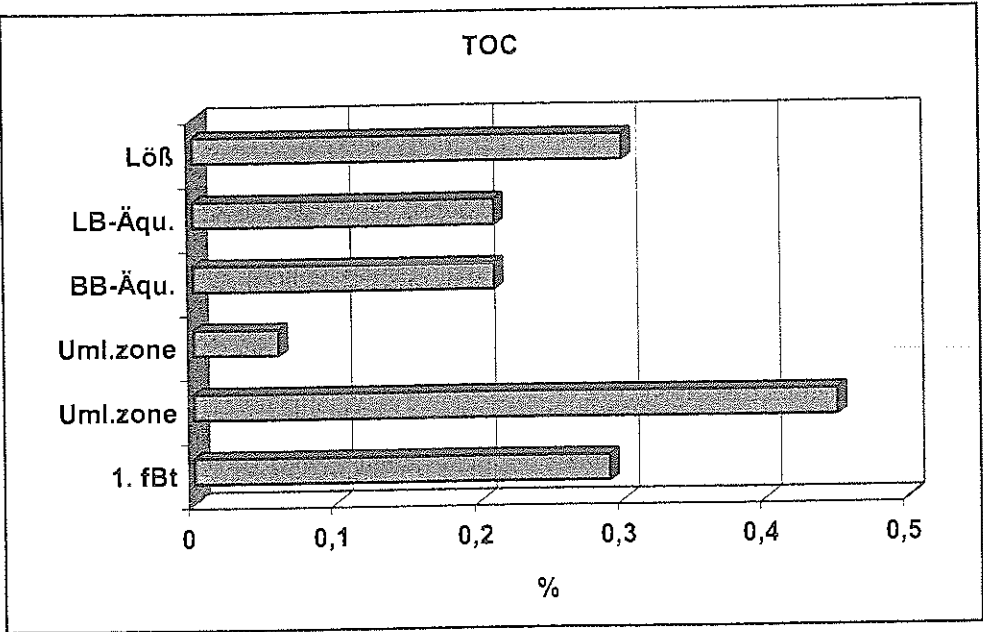


Abb. 8: TOC-Gehalte Trindorf (Total Organic Carbon, Element-Analyser)

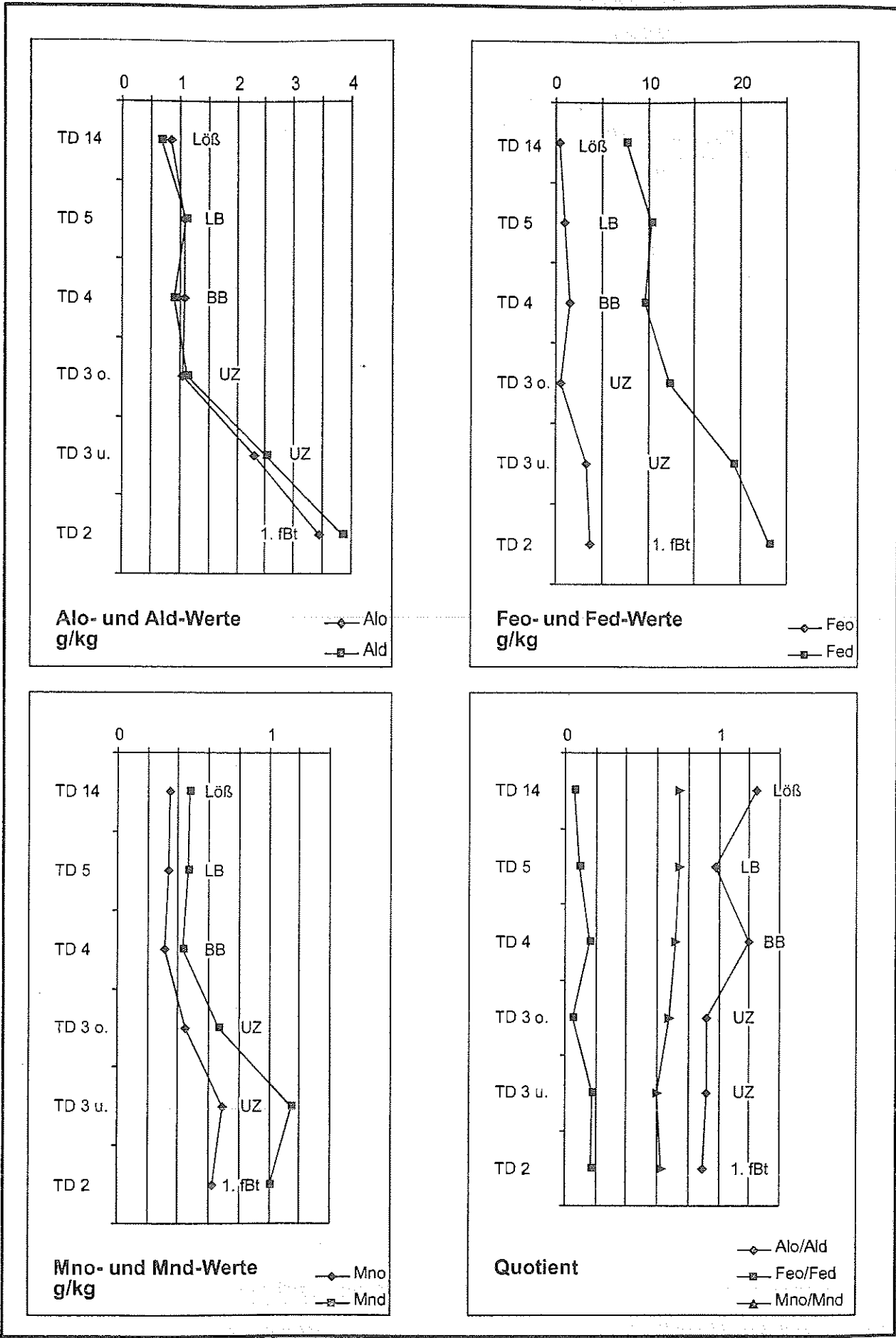


Abb. 9: Pedomische Analysen Profil Trindorf

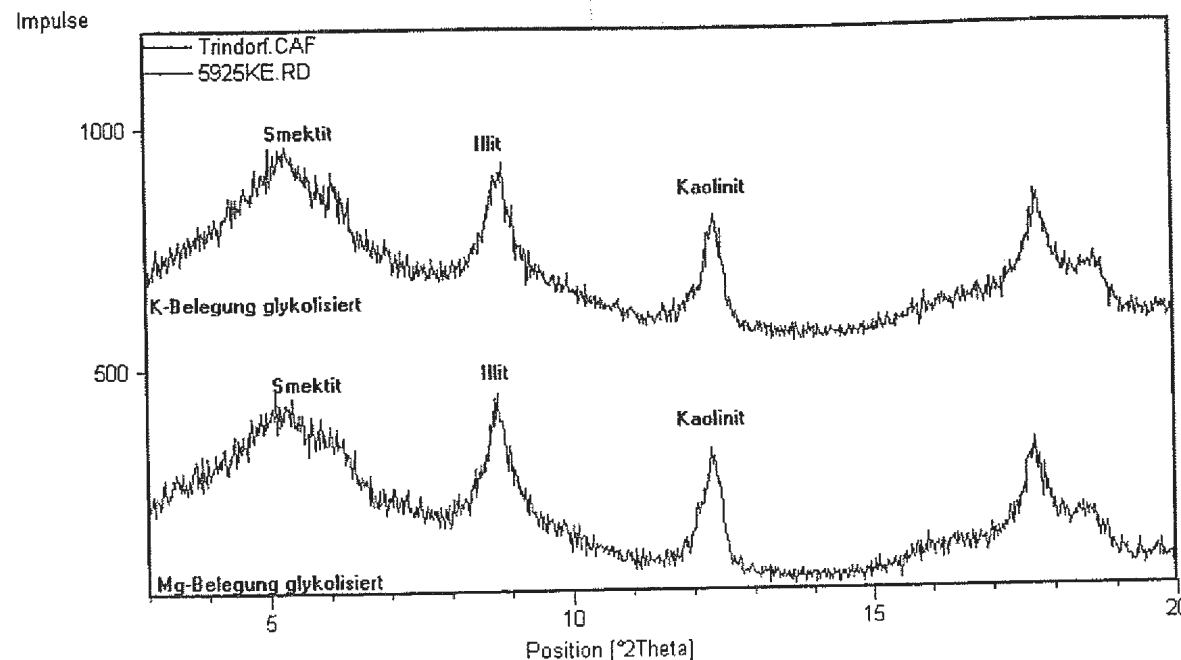


Abb. 10: Diffraktogramm aus Trindorf, Hochterrasse (Horizont TD 1), Smektit in Rißterrasse nach K-Sättigung, quellbar

3. Profil Oberlaab

3.1 Paläopedologische Beschreibung Profil Oberlaab

Die Lehmgrube Oberlaab liegt ca. 1,5 km nördlich von Wels und gehört zum Ziegelwerk Pichler. Die Deckschichten liegen auf den Jüngeren Deckenschottern, es handelt sich zur Zeit um den einzigen zugänglichen Aufschluss auf Jüngeren Deckenschottern.

Der Abbau hat sich in den letzten drei Jahren immer wieder sehr stark verändert.

Insgesamt gesehen, ist der obere Abschnitt der Sequenz (Abb. 11, OL3 – OL7) im westlichen Bereich der Grube mächtiger entwickelt, die Schichten keilen dann in Richtung Osten aus, bzw. laufen zu einem einzigen Pedokomplex zusammen. Dahingegen sind die unteren Horizonte (OL 8 – OL 14) auf der östlichen Seite differenzierter entwickelt. Dort war im Jahr 2002 ein Schurf mit relativ unverwitterten Kiesen und Sanden zu sehen (Abb. 11, OL 15-17). Obwohl die Jüngeren Deckenschotter hier karbonatfrei und die Sedimentgerölle z. T. angewittert sind, zeigen die Kristallingerölle kaum Verwitterung. KOHL (2000) beschreibt hingegen auch das Vorkommen von stark verwitterten Schottern.

In den Jüngeren Deckenschottern sind kräftige Eisen- und Manganbänder entwickelt, die ehemalige Grundwasserstände anzeigen.

Ebenfalls im östlichen Teil der Grube kommt ein kräftiger, grauer Gley vor (OL 14), der ungewöhnlich intensiv durchwurzelt ist und stellenweise auch noch Wurzelreste zeigt.

Darüber tritt lokal ein bis zu 60 cm mächtiger Ah-Horizont auf (OL 13). Von der Durchwurzlung und der Verwitterungsintensität her, kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich bei beiden Horizonten um einen interglazialen Paläoboden handelt.

Darüber kam ein stark schluffiger, vergleyter, ebenfalls verwitterter Lößlehm zur Ablagerung, der im gesamten Aufschluss zu verfolgen ist (OL 12).

Der darauffolgende Abschnitt im Profil umfasst die Horizonte OL 11 – OL 8, die als Pedokomplex zu bezeichnen sind. Der Pedokomplex, welcher im Profilverlauf bis zu 3 m mächtig werden kann, besteht aus den unteren Horizonten von Parabraunerde-Pseudogley-Paläoböden oder auch reinen Pseudogleyen, die z. T. mehrfach verwittert sind und vermutlich nicht nur in einem Interglazial gebildet worden sind. Die Paläoböden wurden somit mehrfach überprägt und sind mit der Zeit zusammengewachsen. Solche Pedokomplexe sind auch als Riesenböden bekannt, wie sie u.a. im westlichen Alpenvorland auftreten (vgl. auch BIBUS 1996). Auffällig ist, dass die Grenzen der Horizonte stellenweise sehr scharf sind und damit Erosionsoberflächen darstellen können. Zwischen OL 8 und OL 9 ist zudem eine Stoneline mit abgerundeten Kiesen entwickelt.

Profil Oberlaab, Jüngere Deckenschotter
GK R5427822/H5341779
347 ü.NN
Deckschichten < 9,5 m

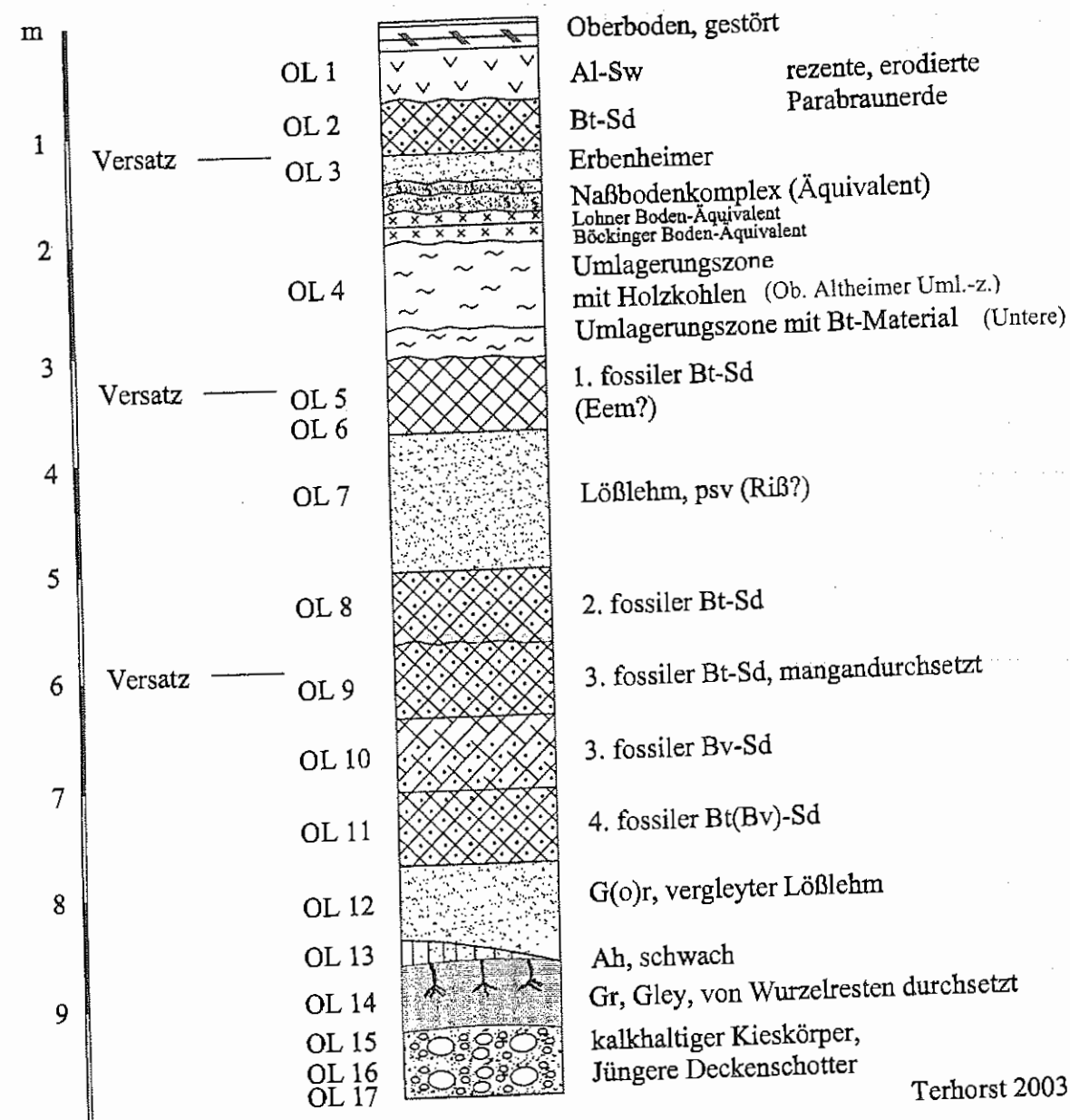


Abb. 11: Profil Oberlaab, paläopedologische Beschreibung

Wichtig ist weiterhin, dass die einzelnen Bodenhorizonte mit ihren charakteristischen Merkmalen über den gesamten Aufschluss nachvollzogen werden können, was m.E. ihre Eigenständigkeit unterstreicht. So ist der 3. fossile Bt-Sd durch seine Mn-Ausfällungen gekenn-

zeichnet, während zwischen dem 3. und 4. fossilen Boden eine Zone mit geringerem Tongehalt und erhöhtem Schluffgehalt auftritt.

Ein weiteres Argument für die Eigenständigkeit der Böden ist die Tatsache, dass die unteren Horizonten OL 10 und 11 nach Westen hin auskeilen und wohl durch Erosion beseitigt wurden.

Der Pedokomplex ist von einem bis zu 2 m mächtigen Lößlehm überdeckt, der z. T. pseudovergleyt sein kann (OL 7). Wahrscheinlich handelt es sich bei dem Sediment aufgrund seiner stratigraphischen Position im Profil um rißzeitlichen Lößlehm.

Darauf hat sich der vermutlich eemzeitliche Interglazialboden ausgebildet, der in der Abbildung xx als 1. fBt-Sd bezeichnet wird.

Die westliche Aufschlusswand zeigt eine bis zu 2 m mächtige Würmlößabfolge, die obwohl sehr verkürzt, mit den Profilen der Hochterrasse vergleichbar ist. So tritt basal die alt- bis mittelwürmzeitliche Umlagerungszone mit Bt-Material auf, die von einer hellen Umlagerungszone mit Holzkohlenfragmenten überlagert wird (OL 4).

Darauf sind schwach umgelagerte Residuen der Mittelwürminterstadiale erhalten, das Äquivalent des Böckinger Bodens unten und dasjenige des Lohner Bodens oben.

Darüber folgt ein stark verkürztes Äquivalent der Erbenheimer Böden und unter dem rezenten Boden eine Lößschicht (OL 3). Die etwas über 1 m mächtige rezente Pseudogley-Parabraunerde ist nur geringfügig erodiert. Generell ist der Al-Sw-Horizont noch vorhanden.

Wenn man davon ausgeht, dass der Pedokomplex OL 8 – OL 11 mindestens 2, vermutlich aber sogar 3 Interglaziale repräsentiert, so ist die Entstehung des unterlagernden Schotterkörpers mindestens in die 4. – 5. letzte Kaltzeit zu stellen. Man kann zudem nicht ausschließen, dass der basale Gley aufgrund seiner Verwitterungsgrades und seiner Durchwurzelung einem weiteren Interglazial entspricht, so dass auch das 6.-letzte Glazial für den Schotterkörper möglich wird. Die Magnetisierung der unteren Deckschichten war positiv, die Matuyama-/Brunhes-Grenze war nicht nachzuweisen, was sich zudem aufgrund der Verwitterung schwierig gestaltet. Die klassische Vorstellung für die Mindelablagerungen ins 3.-letzte Glazial ist für das vorgestellte Profil auf jeden Fall nicht zutreffend.

Bereits KOHL hat bei seinen Aufnahmen in 1985 und 1993/94 drei fossile Interglazial-Böden beschrieben (KOHL & KRENMAYR 1997), folglich war auch zu diesem Zeitpunkt die klassische Vorstellung vom Alter der Jüngeren Deckenschotter in Frage gestellt.

3.2 Mikromorphologische Ergebnisse

- OL 5, 1. fBt-Sd

Hellgraue, gebleichte, d.h. eisenverarmte und braune eisenreichere Teilgefüge wechseln engräumig und bilden komplexe Muster. Saumartige bis fleckenartige Ausfällungen von Fe- und Mn-Oxiden und ihre Anreicherung in Form von Konkretionen sind zu beobachten. Die Matrix ist durch einige Risse aufgeteilt und von mehreren röhrenförmigen Hohlräumen mit rundlichen bis länglichen Querschnitten durchsetzt. Die letztgenannten Hohlräume, sogenannten Nadelstichporen, haben einen Durchmesser von 0,2 – 0,4 mm. Der überwiegende Teil der Risse und Nadelstichporen enthält Tonbeläge (Abb. 12), die aus feingeschichtetem, orientiertem Ton, z. T. mit dispers verteilten, sehr feinkörnigen Schwermineralpartikeln (überwiegend in Grobtongröße), bestehen. Vereinzelt sind die Tonbeläge in ihrer räumlichen Verteilung gestört, vermutlich durch biogene Aktivitäten. In der Abbildung 13 sind solche Tonbelagstrümmern, die in einem ehemaligen Tiergang vorliegen, abgebildet. Die Matrix besteht hauptsächlich aus mittel- und grobschluffgroßen Quarzen, Feldspäten, Glimmern und glimmerverwandten Schichtsilikaten (weiter zusammenfassend nur als Glimmer bezeichnet).

- OL 7, Lößlehm

Das Material ist etwas heller als OL 5, Fe- und Mn-Akkumulationen sind deutlich weniger vertreten. In den Nadelstichporen und Rissen befinden sich nicht so viele Tonbeläge und der Glimmerbestand in der Matrix ist etwas weniger verwittert. Der Tonanteil ist entsprechend niedriger. Den starken Gehalt von Glimmern in der Grundmasse zeigt die Abbildung 14, charakteristische Schwerminerale sind hier die der Epidot-Zoisit-Gruppe.

- OL 8, 2. fBt-Sd

Sehr stark marmoriert, mit vielen Fe-Flecken und Konkretionen. Manche Konkretionen sind nachweislich mechanisch trümmerartig aufgearbeitete Fe- und Mn-verhärtete Zonen, manchmal mit Resten von Tonbelägen im Innern. Einige der Konkretionen zeigen im Inneren auch pflanzliche Strukturen. Die früheren pflanzlichen Zellen sind durch pedogene Eisenoxide fast vollständig ersetzt (Abb. 15). Der Anteil an Tonbelägen ist ähnlich wie in OL 5. Auffallend sind Teilgefüge mit blankgewaschenen (also tonbelagsfreien) Schluffkörnern. Stellenweise lässt sich eine schwach ausgeprägte Mikroschichtung beobachten.

- OL 9, 3. fBt-Sd

OL 9 erscheint sehr stark marmoriert im Dünnschliff. Die Tonbeläge sind, außer in Nadelstichporen, stark an Klüften konzentriert, einige Tonbeläge befinden sich auch in gestörter Lagerung. Abbildung 16 zeigt Fe-Mn-Flecken und eine Grobpore, die mit Ton und Fe-Mn-Oxiden in unterschiedlicher Konzentration ausgekleidet ist. Mosaikartig wechseln in der Grundmasse Teilgefüge mit unterschiedlichen Tongehalten.

- OL 11, 4. fBt(Bv)-Sd

Die Marmorierung ähnelt der in OL 9. Einige komplex aufgebaute Konkretionen zeigen auch konservierte Grobporen mit Tonbelägen. Außerdem ist der relativ heterogene Aufbau auffällig: es wechseln Teilgefüge mit mehr Grobschluff (glimmerarm) und mehr Mittelschluff (glimmerreich). Als wichtiges Merkmal sind noch Mikrobereiche mit blankgewaschenen Grobschluffkörnern zu erwähnen.

- OL 12, Lößlehm

Nur schwach marmoriert, mehr Nadelstichporen als in OL 11, d. h. auch weniger Störungen im Gefügebau. Vielfach ist die Probe etwas sandiger und auch mit einigen Skelettbestandteilen, gröbere Glimmer erscheinen weniger verwittert. Einige Biotite weisen noch eine kräftige braune Färbung mit charakteristischem deutlichen Pleochroismus auf. Der Wechsel von grobkörnigeren (glimmerärmeren) und feinkörnigeren (glimmerreicheren) Bereichen ist nicht so ausgeprägt wie in OL 11. Insgesamt sind weniger Tonbeläge vorhanden.

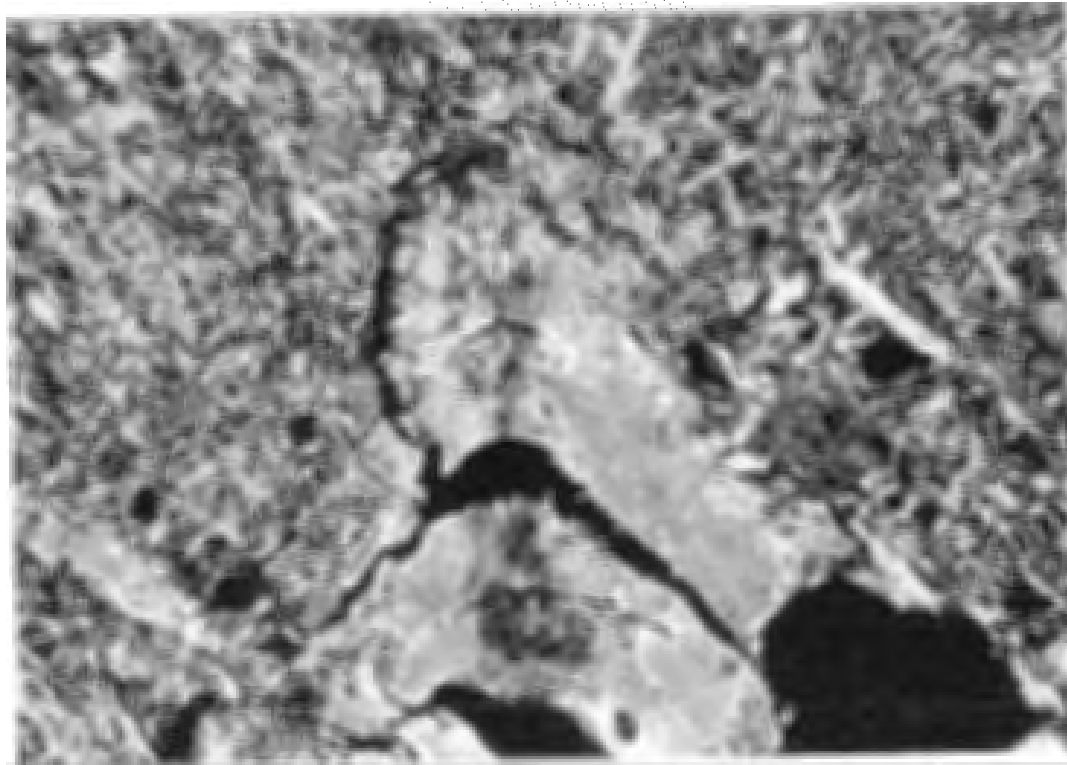


Abb. 12: Probe OL 5/1. fBt-Sd: Tonbeläge aus geschichtetem Ton kleiden eine Gropore aus.
Gekreuzte Polarisatoren.
Bildmaße: 0,7 x 1,0 mm

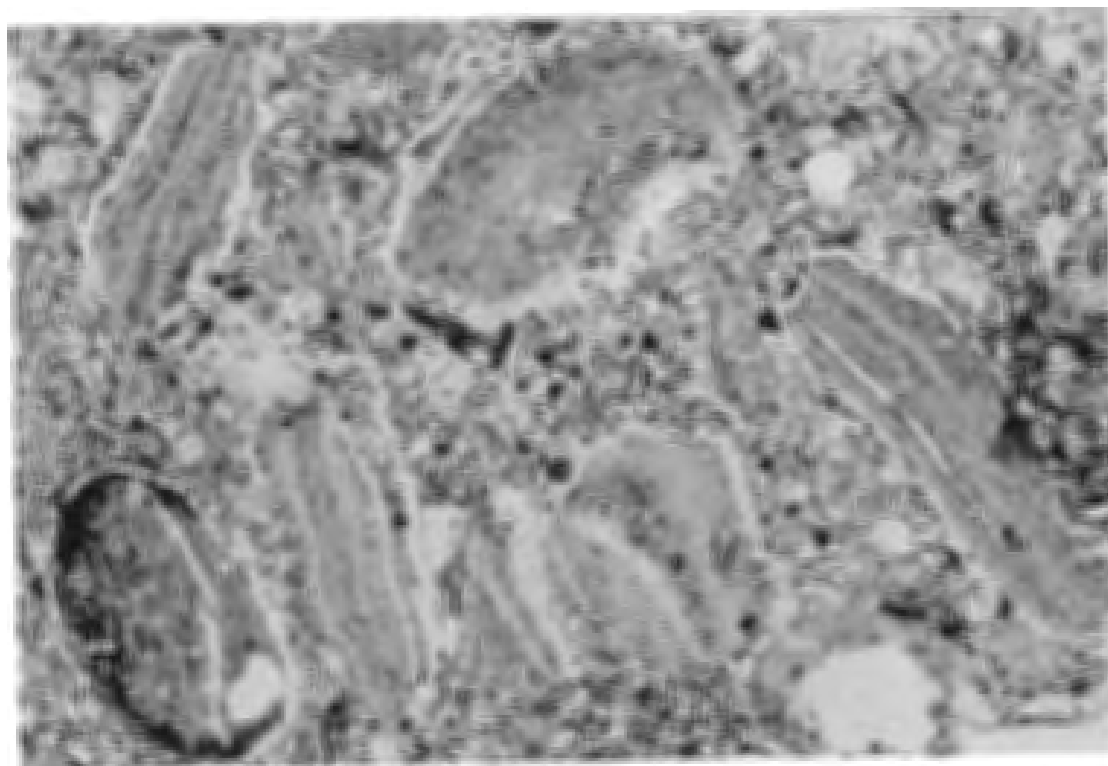


Abb. 13: Probe OL 5/1.fBt-Sd: Tonbelagstrümmern in der Grundmasse verteilt, sie sind ein Teil einer größeren Gefügeeinheit, die für biogene Umlagerung der Tonbeläge spricht. Hellfeld.
Bildmaße: 1,1 x 1,6 mm

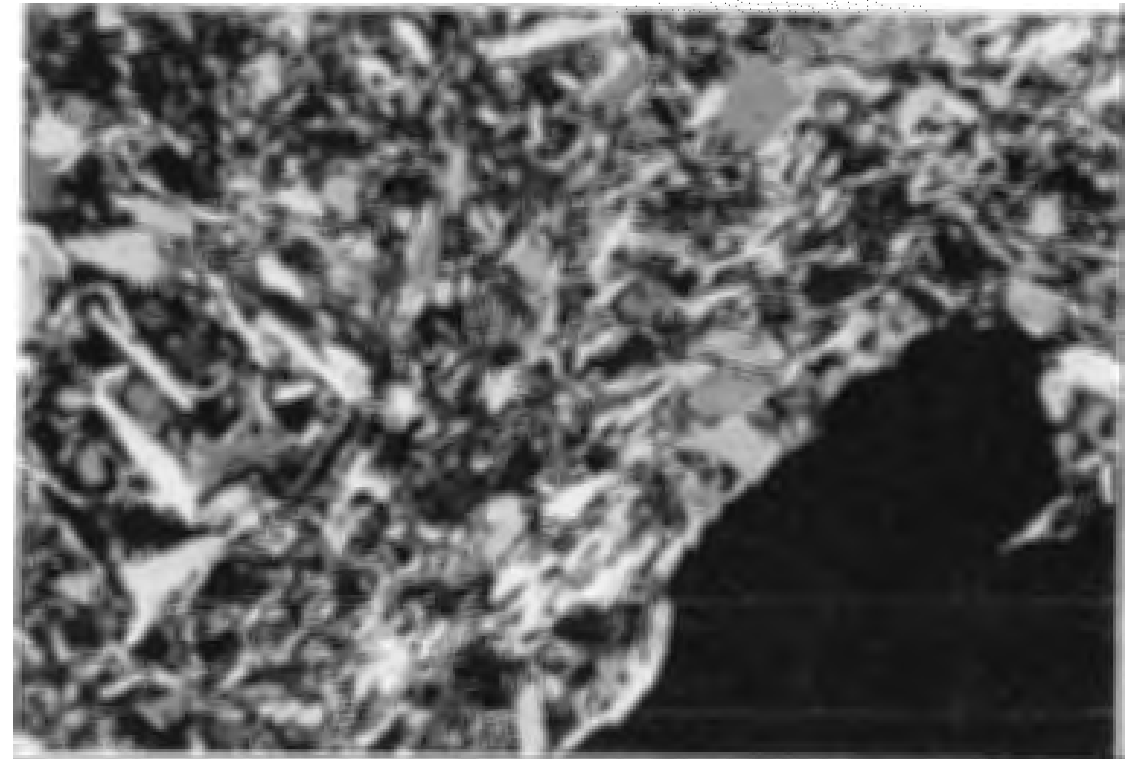


Abb. 14: Probe OL 7/Lößlehm: Überwiegend Groschluffpartikel: Klastische Quarze und Feldspäte, sowie plättchen- und schüppchenförmige, meistens angewitterte Glimmerminerale. Rechts von der Mitte ein Schwermineral. Gekreuzte Polarisatoren.
Bildmaße: 0,4 x 0,6 mm

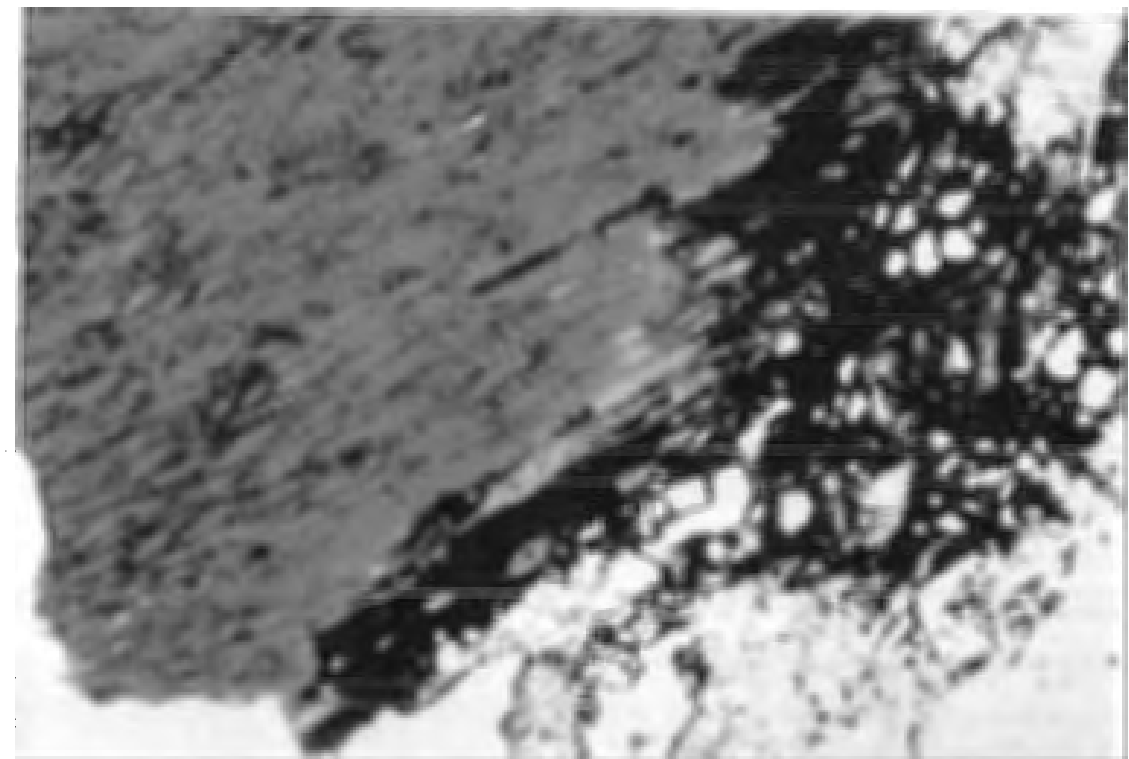


Abb. 15: Probe OL 8/2. fBt-Sd: Pedogene Eisenoxide zeichnen pseudomorph ehemalige pflanzliche Gewebe nach. Hellfeld
Bildmaße: 0,7 x 1,0 mm

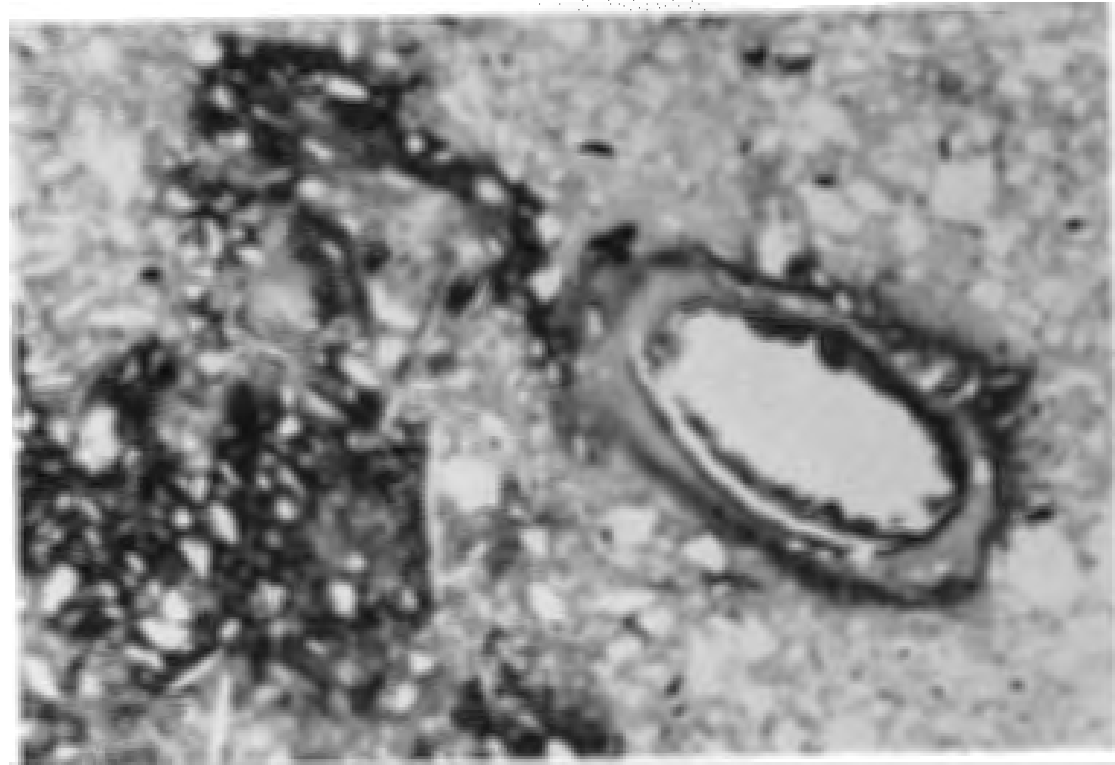


Abb. 16: Probe OL 9/3. fBt-Sd: Saumartige und fleckenartige Ausfällungen von Fe-, Mn- Oxiden.
Hellfeld
Bildmaße 0,7 x 1,0 mm

3.3 Gesamt- und tonmineralogische Ergebnisse

3.3.1 Gesamtmineralbestand

Alle Proben des Profils Oberlaab sind **karbonatfrei**. Weder im Löß noch in den tieferen Abschnitten des Profils ist Kalzit oder Dolomit nachweisbar (Tab. 7).

Quarz ist sowohl im rezenten Boden (OL 1, OL 2) als auch im Löß (OL 3) etwas stärker vertreten, in den tieferen Bereichen der Deckschichten ist er jedoch reduziert (OL 9 – OL 14 o.).

Eine deutliche Anreicherung findet in den intensiv verwitterten Kiesen statt.

Bei den Feldspäten sind die Plagioklase stets stärker vertreten als die Kalifeldspäte. **Plagioklase** sind im gesamten Profil nachweisbar, insbesondere in den oberen Profilabschnitten (OL 1 – OL 7). In den Paläoböden treten sie meist deutlich zurück (ab OL 8). Der rezent Boden sowie der Würmlöß weisen geringe Mengen an **Kalifeldspat** auf, in den älteren und tieferen Horizonten lassen sich hingegen nur Spuren erkennen.

In den meisten Horizonten zeigen sich deutlichen Mengen von **Schichtsilikaten**. Allerdings sind die (Hell-)glimmer mit nur sehr geringen Anteilen mit relativ schlechter Kristallinität vorhanden.

Des weiteren fällt die sehr starke Tonanreicherung (bis 58 Masse-% Ton in OL 14u) in den älteren Paläoböden und den Gleyen des Profils auf.

Lab.Nr	Prob. Nr.	Bezeichnung	Qu	KFSp	Plag	Kalz	Dolo	Schi Si	Ton [M %]
5603	OL 1	Rez. Al	**	*	**			*	32
5604	OL 2	Rez. Bt	**	*	*			**	43
5605	OL 3	Löß (Bv)	**	*	**			*	31
5606	OL 4	Löß	**	*	**			*	45
5607	OL 5	1. fBt/Eem	*	.	*			**	53
5608	OL 6	1. fBv/Eem	*	*	**			**	42
5609	OL 7	Lößlehm/Riß (?)	**	*	**			**	29
5610	OL 8	2. fBt-Sd	**	.	*			**	50
5611	OL 9	3. fBt-Sd	*	.	*			**	41
5612	OL 10	3. fBv-Sd	*		*			**	47
5613	OL 11	4. fBt-Sd	*	.	*			**	55
5614	OL 12	Lößlehm	*	.	*			**	50
5615	OL 14o	Gley oben	*	.	*			**	53
5616	OL 14u	Gley unten	**	.	*			***	58
5617	OL 15	Terrasse, Ton	*	.	*			**	47
5618	OL 16	Terrasse, Sand verw.	**	.	.			*	21
5619	OL 17	Terrasse, Kies	***		.			*	13
Mengenangaben:			viel	***	Spuren				
			mittel	**	nicht nachweisb. leeres Feld				
			wenig	*					

Tab. 7: Profil Oberlaab, Gesamtmineralbestand

3.3.2 Tonmineralbestand

Im Gegensatz zu allen anderen Profilen dominiert **Smektit** in Oberlaab die Tonmineralgruppe. Smektit konnte in allen analysierten Proben nachgewiesen werden. Die Mengenteile reichen von gering im Riß-Lößlehm, über mittlere Gehalte im tieferen Teil des Profils (Tab. 8, OL 10 – 15) bis hin zu dominanten Mengen im Würmlöß und im Eem-Paläoboden (OL 5). Auch an der Basis der Deckschichten, in den stark verwitterten Kiesen, kommt Smektit z. T. in großen Mengen vor.

Die in anderen Profilen meist vorherrschenden Vermikulite treten in Oberlaab etwas zurück. Es ist sowohl der stärker quellbare **Bodenvermikulit** als auch der **14 Å-Vermikulit** im Profil nachweisbar. Der quellbare Bodenvermikulit tritt häufig in mittleren Mengen, vor allem in den Pseudogleyen unter dem Eem-Paläoboden, zusammen mit geringen bis mittleren Mengen Smektit auf. Insbesondere in den Proben mit starker Tonanreicherung ist der Bodenvermikulit in mittleren Mengen anzutreffen. Der weniger quellfähige 14 Å-Vermikulit kommt nur im obersten Al-Horizont des rezenten Bodens sowie in zwei Proben im Liegenden des Eem-Paläobodens mit mittleren Mengen vor, ansonsten sind nur geringe Mengen oder Spuren nachweisbar.

Das gesamte Profil enthält geringe Anteile von **Illit** mit vergleichsweise schlechter Kristallinität. Ein Trend in der Verteilung lässt sich nicht erkennen.

Kaolinit fehlt nur in den untersten Profilabschnitten (OL 14 u. – OL 17).

Chlorit konnte nur im rezenten Al-Horizont in mittleren Mengen nachgewiesen werden, im rezenten Bt-Horizont hat er noch geringe Mengen, während sich bereits im Würmlöß nur noch Spuren zeigen. Ab dem Eem-Paläoboden lässt sich kein Chlorit mehr nachweisen.

In vielen Proben treten geringe Mengen bzw. Spuren eines Mixed Layer Minerals auf, das Chlorit enthält. Es dürfte sich um einen Illit/Chlorit Mixed Layer handeln, der beim Tempern bei 550°C einen 002-Reflex von 12 Å erzeugt.

3.3.3 Diskussion der gesamt- und tonmineralogischen Ergebnisse

Auffällig sind im Profil Oberlaab das Fehlen von Karbonatmineralen und die geringen Mengen an Chlorit (Tab. 7, 8). Im Gegensatz zu den anderen untersuchten Profilen dominieren hier deutlich die Smekтите. Aus der Abwesenheit der Karbonatminerale und dem dominanten Auftreten der Schichtsilikate kann vor allem in den Horizonten der Paläoböden, ab dem Eemboden (OL 5) von einer deutlich ausgeprägten Verwitterungsintensität ausgegangen werden. Die starken Tonanreicherungen in diesem Profileil unterstützen diese Annahme.

Während der Eemboden nur 14 Å -Vermikulite in Spuren aufweist und keinerlei 18 Å-Vermikulite, erscheinen diese Tonminerale sehr stark in den älteren Paläoböden, die sich somit in ihrer Verwitterungsintensität eindeutig von dem Eemboden unterscheiden.

Die hohen Smektitanteile insbesondere im rezenten Boden und im darunter liegenden Löß können wohl nicht in situ entstanden sein, sondern dürften durch Umlagerungen aus tertiären Peliten in den Löß gelangt sein.

Lab.Nr	Prob. Nr	Bezeichnung	Sm	Vc 18	Vc 14	Ill	Chl	Kao	ML	Ton [M %]
5603	OL 1	Rez. Al	*	*	**	*	**	*		32
5604	OL 2	Rez. Bt	***		*	*	*	*		43
5605	OL 3	Löß (Bv)	***		*	*	.	*	*	31
5606	OL 4	Löß	**		*	*	.	*	*	45
5607	OL 5	1. fBt/Eem	***		.	*		.	.	53
5608	OL 6	1. fBv/Eem	***		.	*		*	.	42
5609	OL 7	Lößlehm/Riß (?)	*	*	**	*		*	*	29
5610	OL 8	2. fBt-Sd	*	**	**	*		*	.	50
5611	OL 9	3. fBt-Sd	*	**	.	*		*	.	41
5612	OL 10	3. fBv-Sd	**	**	.	*		.	.	47
5613	OL 11	4. fBt-Sd	**	**	*	*		.	.	55
5614	OL 12	Lößlehm	**	**	.	*		*	.	50
5615	OL 14o	Gley oben	*	**	.	*		.	.	53
5616	OL 14u	Gley unten	**	*	.	*			.	58
5617	OL 15	Terrasse, Ton	**	*	.	*				47
5618	OL 16	Terrasse, Sand verw.	***		.	*				21
5619	OL 17	Terrasse, Kies	**	**		*			?	13
Mengenangaben:			viel	***	Spuren					
			mittel	**	nicht nachweisb. leeres Feld					
			wenig	*						

Tab. 8: Profil Oberlaab Tonmineralbestand

3.4 Analytischer Anhang

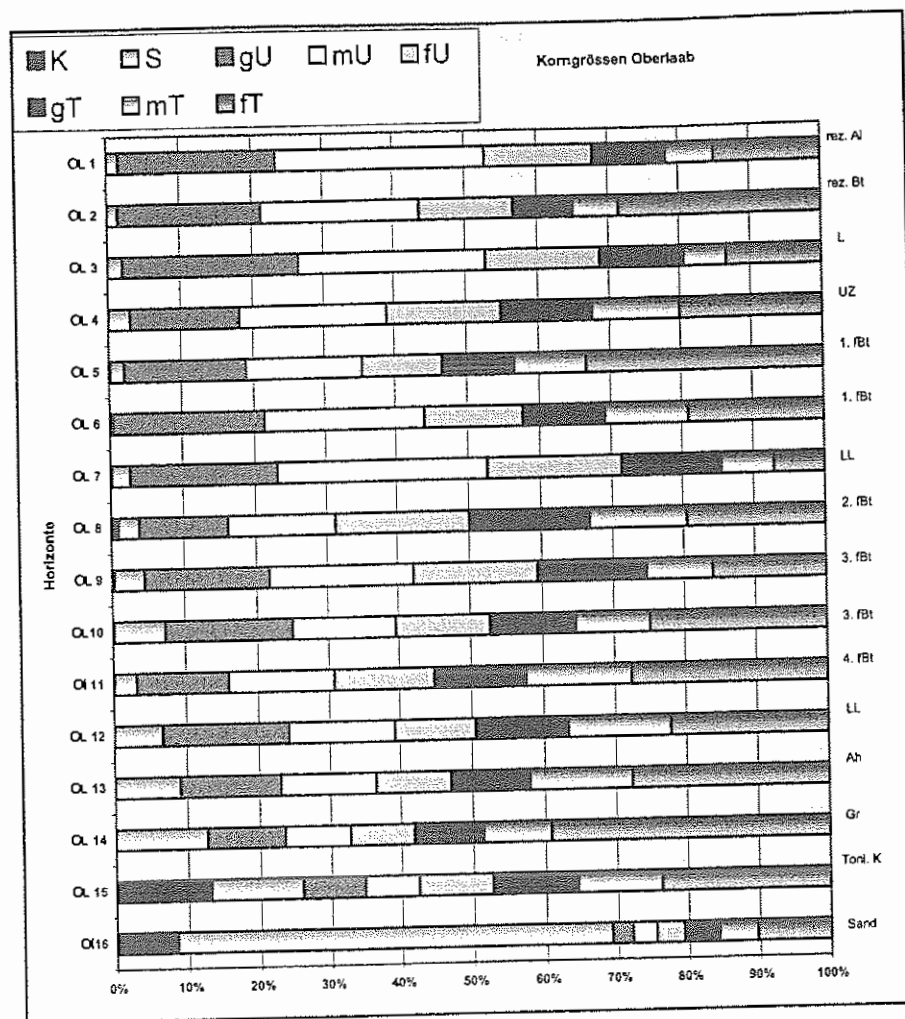


Abb. 17: Korngrößenanalyse Profil Oberlaab

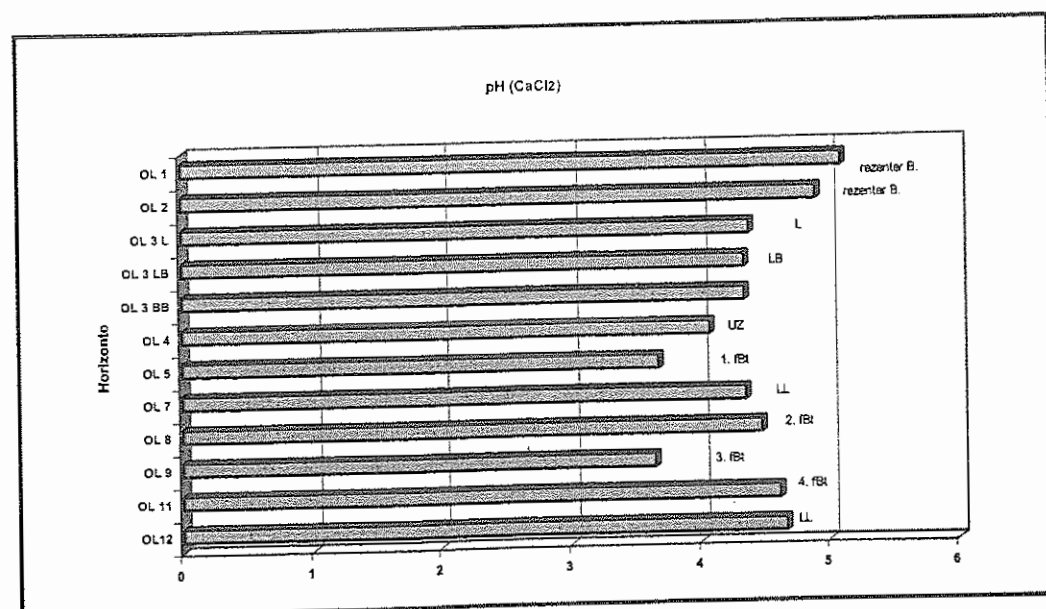


Abb. 18: pH-Werte Profil Oberlaab

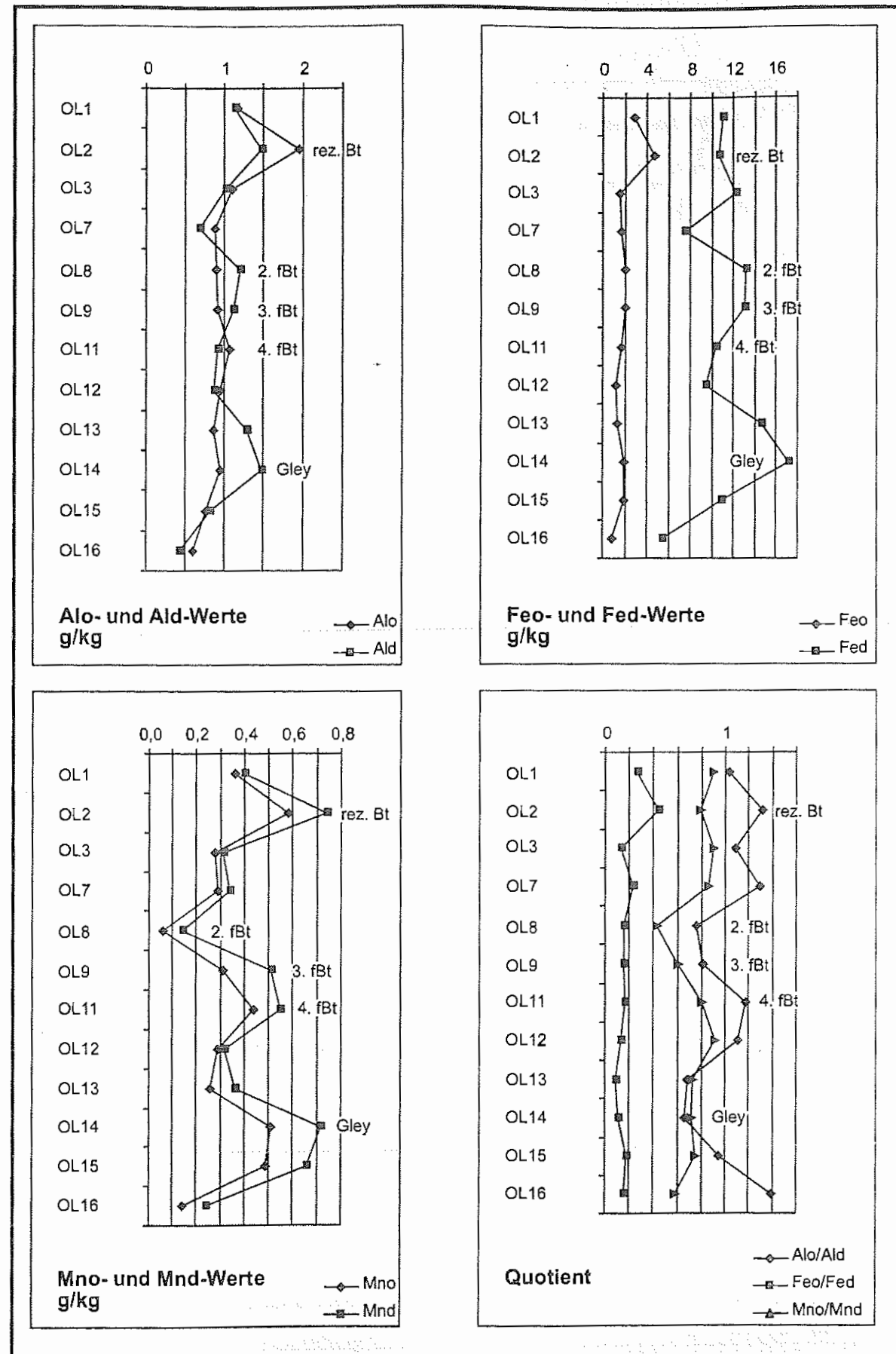


Abb. 19: Pedomische Analysen Profil Oberlaab

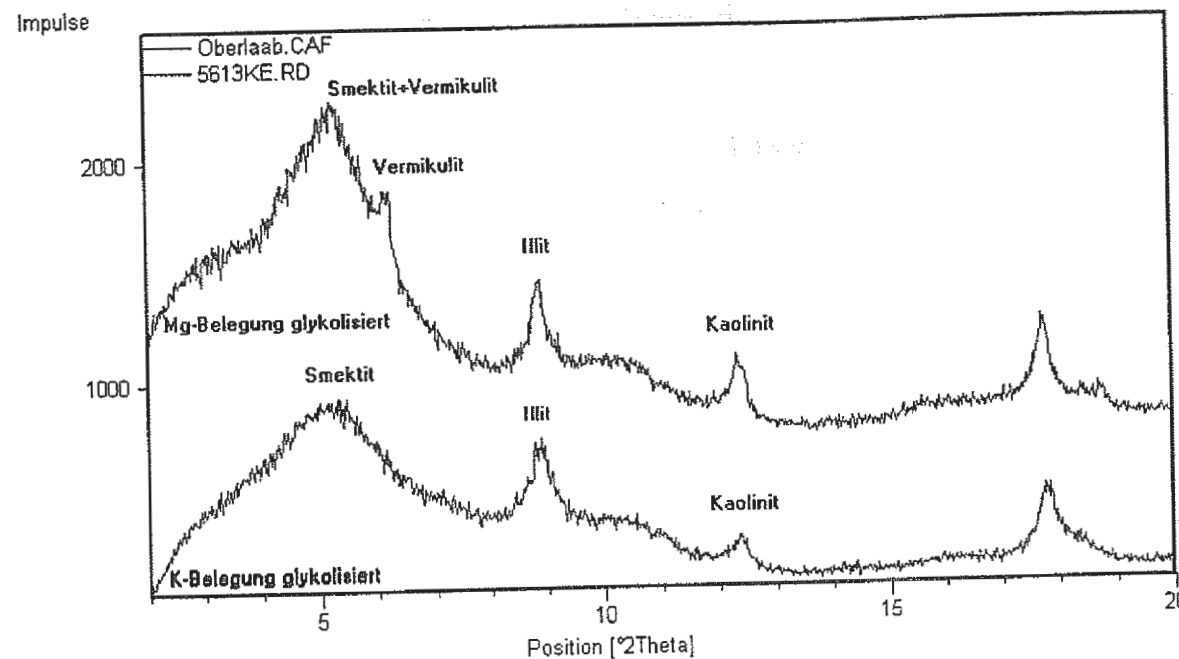


Abb. 20: Diffraktogramm Profil Oberlaab, Horizont OL 11, Aufweitung von Smektit nach K-Belegung und Glykolisierung, Vermikulit ist kontrahiert

4. Profil Neuhofen

4.1 Paläopedologische Beschreibung Profil Neuhofen

Das Profil Neuhofen ist in Abbildung 21 dargestellt. Die Deckschichten sind im Mittel 6,5 m mächtig, können aber stellenweise bis zu 10 m mächtig werden und laufen in Richtung Nordwesten in eine Dellenposition hinein. Auf der südöstlichen Seite war in den letzten Jahren der untere, extrem stark verwitterte, "ferrettoartige" Ältere Deckenschotter aufgeschlossen. In der nordwestlichen Ecke des Aufschlusses kommen, vermutlich in Form einer Rinnenfüllung, graue schluffige Tone vor, die z. T. deutlich geschichtet ausgebildet sind. Das mineralogische Spektrum ist eher tertiärer Zusammensetzung und unterscheidet sich von den Lößlehmen (s. unten). Alle untersuchten Profilabschnitte sind entkalkt.

Nach den letzten Profilaufnahmen entspricht der unterste, intensiv verwitterte Paläoboden in den Kiesen dem 5. fossilen Paläoboden (Abb. 21, NH 13). Der Boden ist aufgrund seiner Verwitterung als Interglazialboden einzustufen, wobei auch eine Entstehung in mehreren Interglazialen angenommen werden kann. Seine Oberfläche ist erodiert und von einem vergleyten Lößlehm, der ca. 1m mächtig ist, überdeckt (NH 12, NH 11). Ein kräftiges Eisen-/Manganband unterteilt diesen Horizont.

Über dem Lößlehm ist ein Bt-Sd-Horizont ausgebildet, der sehr stark pseudovergleyt ist (NH 10). Er entspricht in dem vorgestellten Profil dem 4. fossilen, interglazialen Paläoboden. Seine Oberfläche ist gekappt.

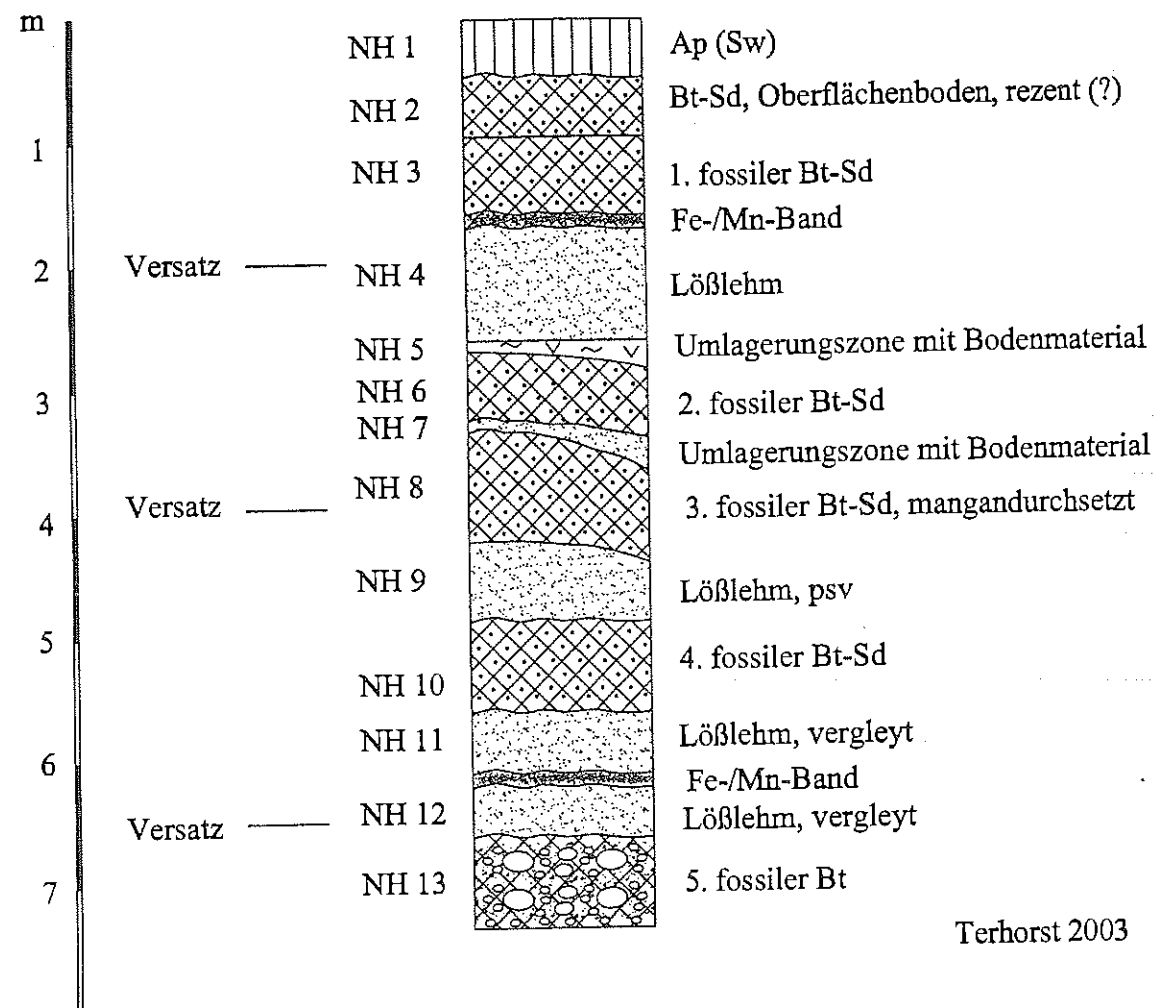
Darüber kam wiederum ein Lößlehm zur Ablagerung (NH 9), auf dem ein weiterer interglazialer Paläoboden (3. fBt-Sd, NH 8) entwickelt ist. Auch dieser Bodenhorizont ist in seinem obersten Bereich erodiert, wobei die überlagernde Umlagerungszone (NH 7) auch als Rest des ehemaligen Al-Sw-Horizontes, jedoch geringfügig umgelagert, gelten kann.

Mit NH 6 ist dann nach oben folgend, ein weiterer interglazialer Paläobodenhorizont überliefert, der stellenweise von einer geringmächtigen Umlagerungszone mit Bodensediment (NH5) überlagert wird.

Es folgt ein bis zu 1,5 m mächtiger Lößlehmhorizont, welcher nach oben hin an einigen Stellen im Profil von einem Eisen-/Manganband begrenzt wird. Das Band fällt in Richtung Rinnenfüllung ein.

Der oberste Abschnitt des Profil Neuhofens wird flächenhaft von einem Pedokomplex begrenzt, der aus zwei unterschiedlichen Bt-Sd-Horizonten besteht. Die Bt-Sd-Horizonte sind bis zu 1,50 m mächtig. Abbildung 22 zeigt, dass der Pedokomplex durch eine Lößlehmschicht getrennt sein kann und so zweifelsfrei zwei selbständige Bodenbildungen überliefert sind.

Profil Neuhausen, Ältere Deckenschotter
GK R5441902/H5335773
344m ü.NN
Deckschichten < 6,5 m



NH 13 = Graue Rinnenfüllung

NH 14 = Graue Rinnenfüllung

Abb. 21: Profil Neuhausen

Profil Neuhausen, Ältere Deckenschotter
GK R5441902/H5335773
344m ü.NN

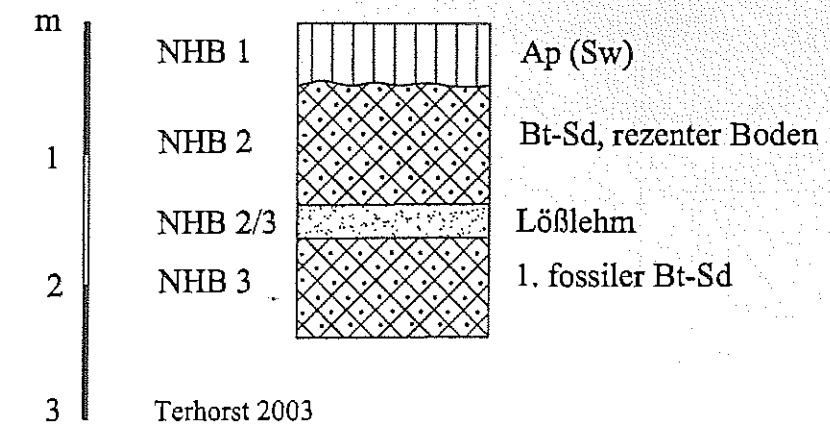


Abb. 22: Neuhausen Profilausschnitt, rezent Boden und 1. fBt-Sd

Auf den Älteren Deckenschottern bei Neuhausen, Ziegelei Obermair ließen sich zeitweise insgesamt bis zu 5 Interglazialböden nachweisen. Dabei muss berücksichtigt werden, dass der untere Paläoboden so intensiv verwittert ist, dass hier auch die Bodenbildung während zwei unterschiedlicher Interglaziale möglich erscheint. Für die zeitliche Einordnung der Älteren Deckenschotter muss demnach mindestens das 6.-letzte Glazial angenommen werden, wobei auch das 7.-letzte Glazial als Entstehungszeit durchaus möglich erscheint. Die Untersuchungen zur Paläomagnetik zeigen auch hier eine positive Magnetisierung, allerdings lässt die starke Verwitterung des untersten Paläoboden eine eindeutige Messung nicht zu.

Bereits KOHL (2000) beschreibt vier Interglazialböden in Neuhausen, auch in diesem Fall ein Interglazial zu viel für die klassischen Vorstellungen von den Älteren Deckenschottern, die dem klassischen Günz entsprechen. Das gleiche gilt für die Deckschichten der ehemaligen Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels, wo ebenfalls vier Interglazialböden beschrieben werden (KOHL 2000).

4.2 Mikromorphologische Ergebnisse

- NH 2, rez. enter Bt-Sd

Etwas marmorierter relativ dichter Lehm, Fe-Mn-Flecken und Konkretionen, manche Konkretionen komplex zusammengesetzt mit Merkmalen, wie eingearbeiteten Tonanlagerungen, die frühere Entwicklungsstadien charakterisieren. Tonbeläge in Nadelstichporen und auf Kluftflächen, manchmal auch alternierend mit komplexen tonigen und schluffigen Belägen. Einige in die Grundmasse eingearbeiteten Tonbelagstrümmern (Abb. 23).

- NH 3, 1. fBt-Sd

Große Ähnlichkeit zu NH- 2, jedoch deutlich schwächere Marmorierung. Abbildung 24 zeigt eine Kombination von tonigen und schluffigen Belägen am Rande einer Kluft. Die letzteren wohl als Ergebnis einer stärkeren Wasserbewegung im Boden.

- NH 13, 5. fBt

Dieses Material ist von den anderen NH-Proben ganz unterschiedlich, auffallend ist die intensiv rötlich braune Färbung und vor allem die von den anderen Proben abweichende Korngrößenzusammensetzung. Es überwiegt Ton, Schluff tritt dagegen stark in den Hintergrund, etwas Sand und einige Skelettbestandteile sind ebenfalls vertreten. Unter den tonigen Gefügeelementen sind einige ungestörte Tonbeläge zu erkennen. Ein großer Teil der Tonbeläge ist jedoch in die Grundmasse mechanisch eingearbeitet. Ansonsten wird die Grundmasse durch doppelbrechende Schlieren (Abb. 25) gekennzeichnet, sie sind das Ergebnis von wiederholten Scher- und Gleitbewegungen (Quellung und Schrumpfung). Schluff kommt hauptsächlich unregelmäßig inselweise verteilt vor. Die hohen Tongehalte, verbunden mit der intensiv rötlich braunen Farbe, sprechen für einen starken Verwitterungsgrad des Materials. Dementsprechend enthält die Grundmasse nur sehr wenige Glimmerminerale. Auch die Skelettbestandteile, die hauptsächlich aus polykristallinen Quarzen, Hornsteinen, Gneisen u.a. Gesteinsarten bestehen, sind teilweise stark angewittert, es muss allerdings offen bleiben, ob diese Verwitterungsmerkmale des Skeletts in situ entstanden sind. Einige Eisen-Mangan Flecken, Anlagerungen, Konkretionen sowie vereinzelte Fe-, Mn-Pseudomorphosen von pflanzlichen Bestandteilen ergänzen das Bild.

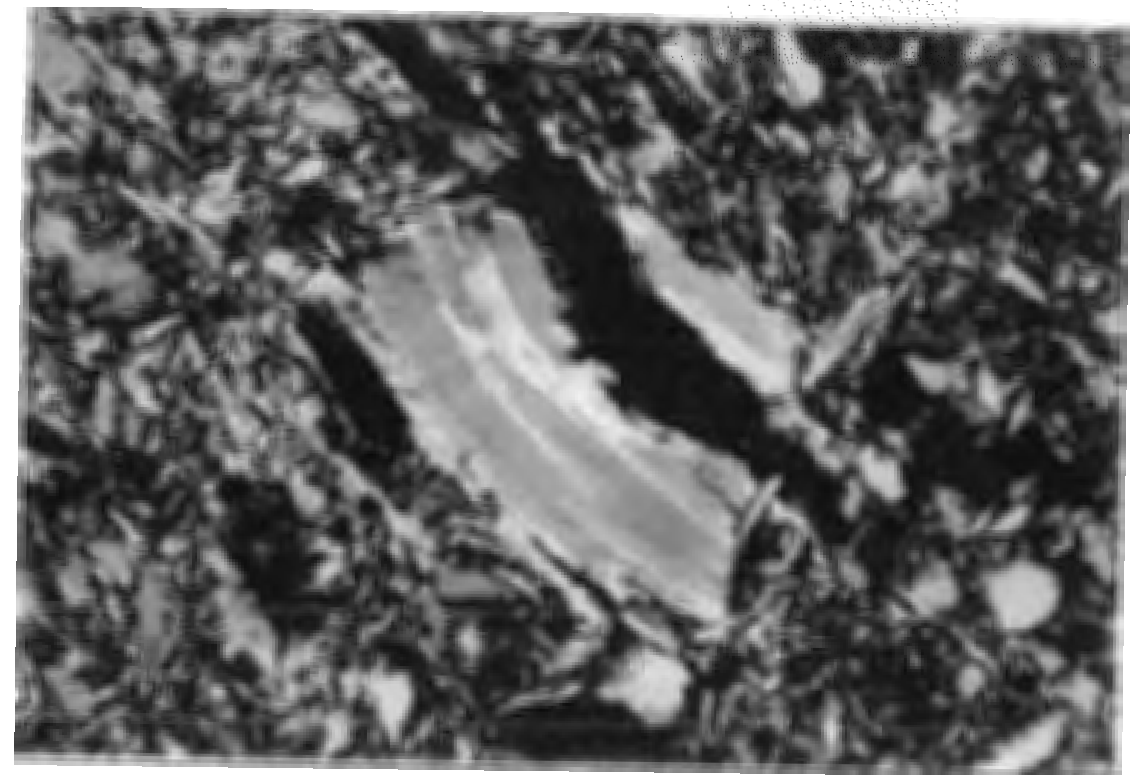


Abb. 23: Probe NH 2/rez. Bt: Vereinzelte Tonbelagstrümmern sind in die Bodenmasse eingearbeitet. Gekreuzte Polarisatoren.
Bildmaße 0,4 x 0,6 mm

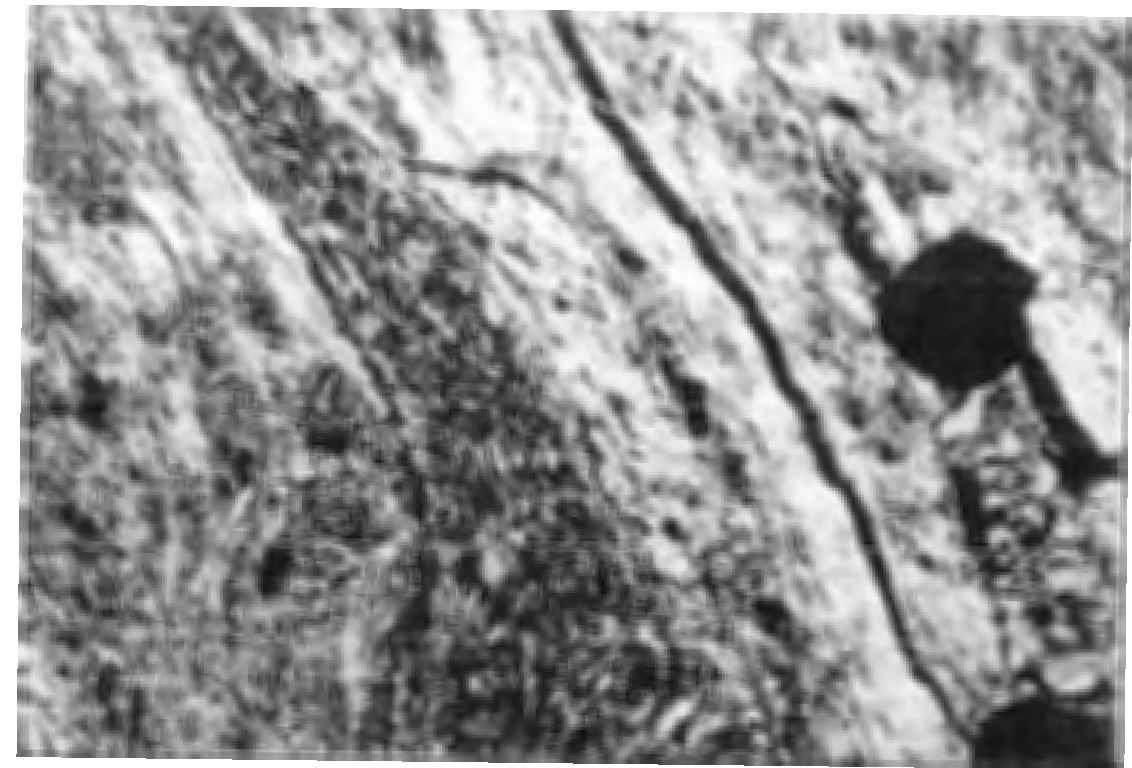


Abb. 24: Probe NH 3/1. fBt: Ton und teilweise Schluff sind an einer Kluftfläche angelagert. Gekreuzte Polarisatoren.
Bildmaße 0,4 x 0,6 mm

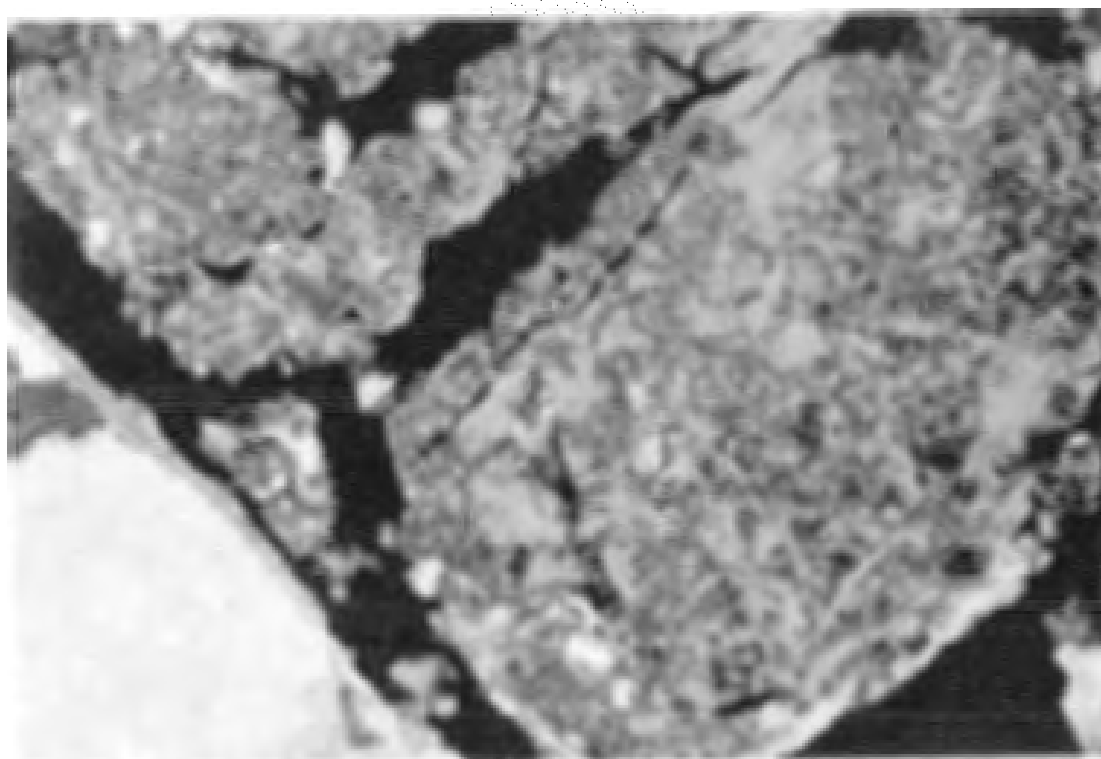


Abb. 25: Probe NH 13/stärkste Verwitterung: Sehr tonreiche und relativ eisenreiche Bodenmasse. Gekreuzte Polarisatoren. Bildmaße 0,7 x 1,0 mm

4.3 Gesamt- und tonmineralogische Ergebnisse

4.3.1 Gesamtmineralbestand

Quarz tritt vor allem in den Lößlehmen und Ap-Horizonten in mittleren Mengen auf, in den restlichen Proben sind nur geringe Anteile nachweisbar (Tab. 9).

Feldspäte kommen nur in geringen Mengen, bzw. in Spuren vor, im 5.fBt (NH13), dem intensiv pedogenetisch überprägten Paläoboden in den Älteren Deckenschottern, sind sie vollkommen verwittert. Es ist grundsätzlich etwas mehr Plagioklas als Kalifeldspat vorhanden.

Alle Proben sind sehr reich an **Schichtsilikaten**, besonders aber die Tonkutane sowie der stark verwitterte Deckenschotter. Auffällig ist aber, dass trotz der hohen Gehalte an Schichtsilikaten in den Diffraktogrammen kaum Basalreflexe dieser Minerale zu sehen sind. Selbst Muskowit, ein Mineral, dass durch Textureffekte immer sehr starke Röntgenreflexe zeigt, ist in keiner der untersuchten Proben deutlich nachweisbar.

Kalzit und **Dolomit** fehlen im gesamten Profil.

Lab.Nr	Probe Nr.	Bezeichnung	Qu	KFSp	Plag	Kalzit	Dolomit	Schi Sil
5762	NH 1	Ap	**	.	*			**
5763	NH 2	Bt-Sd gesamt	*	.	*			**
5764	NH 2 c	Tonkutane	*	.	.			***
5765	NH 2 c2	Tonkutane	*		.			***
5766	NH 2/3	Lößlehm	*	.	*			**
5767	NH 3	1. fBt-Sd	*	.	.			**
5768	NH 4	Lößlehm/Al	**	.	*			**
5769	NH 6	2. fBt-Sd	**	.	.			**
5770	NH 7	Lößlehm	**	.	.			**
5771	NH 8	3. fBt-Sd	*	.	.			**
5772	NH 9	Lößlehm	**	.	.			**
5773	NH 11	Lößlehm	**	.	*			**
5774	NH 13	5. fBt	*					***
5775	NH 14	Graue Rinnenf.	*	.	*			**
5776	NH 15	Graue Rinnenf.	*		*			**
Mengenangaben:			viel	***		Spuren		
			mittel	**		nicht nachweisb. leeres Feld		
			wenig	*				

Tab. 9: Gesamtmineralbestand Neuhofen

4.3.2 Tonmineralbestand

Die Anteile von **Illit** bleiben im gesamten Profil zumeist gering, lediglich in der untersten Probe (Tab. 10, NH 15), die vermutlich aus tertiären Molassesedimente besteht, tritt er deutlicher in Erscheinung. In den Tonkutanen und den stark verwitterten Deckenschottern konnte Illit nur noch in Spuren nachgewiesen werden.

Die vorherrschende Tonmineralgruppe ist auch im Profil Neuhofen die **Vermikulitgruppe**. In jeder Probe kommt Vermikulit vor, entweder als 14 Å Vermikulit oder auch als stärker quellbarer Vermikulit (als Boden- oder 18Å Vermikulit). Sowohl in den Lößlehmen als auch in den Bt- und Al-Horizonten tritt zumindest eine Vermikulitvariante in bedeutenden Mengen auf. Auch die Tonkutane sind zum überwiegenden Teil aus den beiden Vermikulit-Varietäten zusammengesetzt. Die höchsten Vermikulitanteile treten schließlich in der Tonfraktion des

5.fBt (NH 13), dem Paläoboden in den Älteren Deckenschottern, auf. Andere Tonminerale als Vermikulit können in diesem Horizont lediglich in Spuren nachgewiesen werden.

Nur die obersten beiden Proben (NH1 und NH2) besitzen Spuren von **Smektiten**. Geringe Gehalte finden sich zudem in einem Lößlehm (NH 9) und der basalen grauen Rinnenfüllung (NH 15).

Primärer Chlorit zeigt sich nur im rezenten Ap-Horizont (NH 1) in geringen Mengen, in tieferen Bereichen des Profiles ist er nicht mehr vorhanden. In den grauen basalen Rinnensedimenten kann wiederum Chlorit belegt werden. Nach dem Tempern bei 550°C verschwindet allerdings der für primären Chlorit indikative Reflex mit 14 Å. Infolgedessen muss es sich um einen **sekundären Chlorit** handeln, dessen Temperaturempfindlichkeit bekannt ist.

Lab.Nr	Probe Nr.	Bezeichnung	Sm	Vc ₁₈	Vc ₁₄	Ill	Chl	Kao	ML Ch	ML V
5762	NH 1	Ap	.	.	*	*	*	**	*	
5763	NH 2	Bt-Sd gesamt	.	**	**	*		*	*	
5764	NH 2 c	Tonkutane		**	**	*		*	.	
5765	NH 2 c2	Tonkutane		**	**	.		?		*
5766	NH 2/3	Lößlehm		**	**	.		.		
5767	NH 3	1. fBt-Sd		**	*	*		*		*
5768	NH 4	Lößlehm/Al		*	*	*		*	*	
5769	NH 6	2. fBt-Sd		*	**	*		*	*	
5770	NH 7	Lößlehm		*	**	*		**	.	
5771	NH 8	3. fBt-Sd		**	*	*		*	.	
5772	NH 9	Lößlehm	*	**	*	*		*	.	
5773	NH 11	Lößlehm		*	**	*		*	*	
5774	NH 13	5. fBt		***		.		.		*
5775	NH 14	Graue Rinnenf.		*	*	*	(*sek)	*	*	
5776	NH 15	Graue Rinnenf.	*	*	**	**	(*sek)	*	**	
Mengenangaben:			viel	***	Spuren					
			mittel	**	nicht nachweisb. leeres Feld					
			wenig	*						

Tab. 10: Tonmineralbestand Neuhofen

In vielen Proben tritt nach der thermischen Behandlung ein meist schwacher Reflex mit etwa 12 Å auf, der wiederum auf einen 002 Reflex eines 24 Å Mineralen hinweist. Es dürfte sich um ein **Illit/Chlorit Mixed Layer Mineral** handeln, genauere Untersuchungen sind jedoch noch im Gange. Die höchsten Anteile sind in den basalen Rinnensedimenten anzutreffen (NH 15).

Ein weiteres Mixed Layer Mineral mit einer Vermikulitkomponente dürfte ebenfalls in einigen Proben vorhanden sein, da ein Reflex mit etwa 8 Å auftritt, der je nach Belegung (K oder Mg) seinen d-Wert ändert. Wegen der geringen Mengen in den Proben konnte eine genaue Identifizierung derzeit noch nicht durchgeführt werden.

4.3.3 Diskussion der gesamt- und tonmineralogischen Ergebnisse

Die stärksten Verwitterungserscheinungen sind in dem untersten Paläoboden in den Älteren Deckenschottern nachgewiesen (NH 13). Das gesamte Profil Neuhofen macht aufgrund der fehlenden Karbonate, des weitgehenden Fehlens von Chlorit, der geringen Feldspatanteile sowie der sehr schlechten Kristallinität der Glimmer den Eindruck starker Verwitterung. Es dürfte von allen untersuchten Profilen dasjenige mit der höchsten Verwitterungsintensität sein. Die grauen Sedimente der Rinnenfüllung zeigen Ähnlichkeit mit dem tertiären Feinkornsediment der Molassezone, dem Schlier (NH 14, NH 15). Die tonmineralogische Zusammensetzung weicht von der im Löß ab. Insbesondere tritt dort ein sekundärer Chlorit auf, der im gesamten Profil an keiner anderen Stelle anzutreffen ist (NH 15). Aufgrund der fehlenden Karbonatpufferung können sich bei deutlich sauren pH-Werten feste nicht austauschbare Al-OH-Einlagerungen in den Zwischenschichten von Vermikult, bzw. Smektit gebildet haben. Durch diese Veränderung wird die Quellfähigkeit stark reduziert und es entsteht der Eindruck von Chlorit.

4.4 Analytischer Anhang

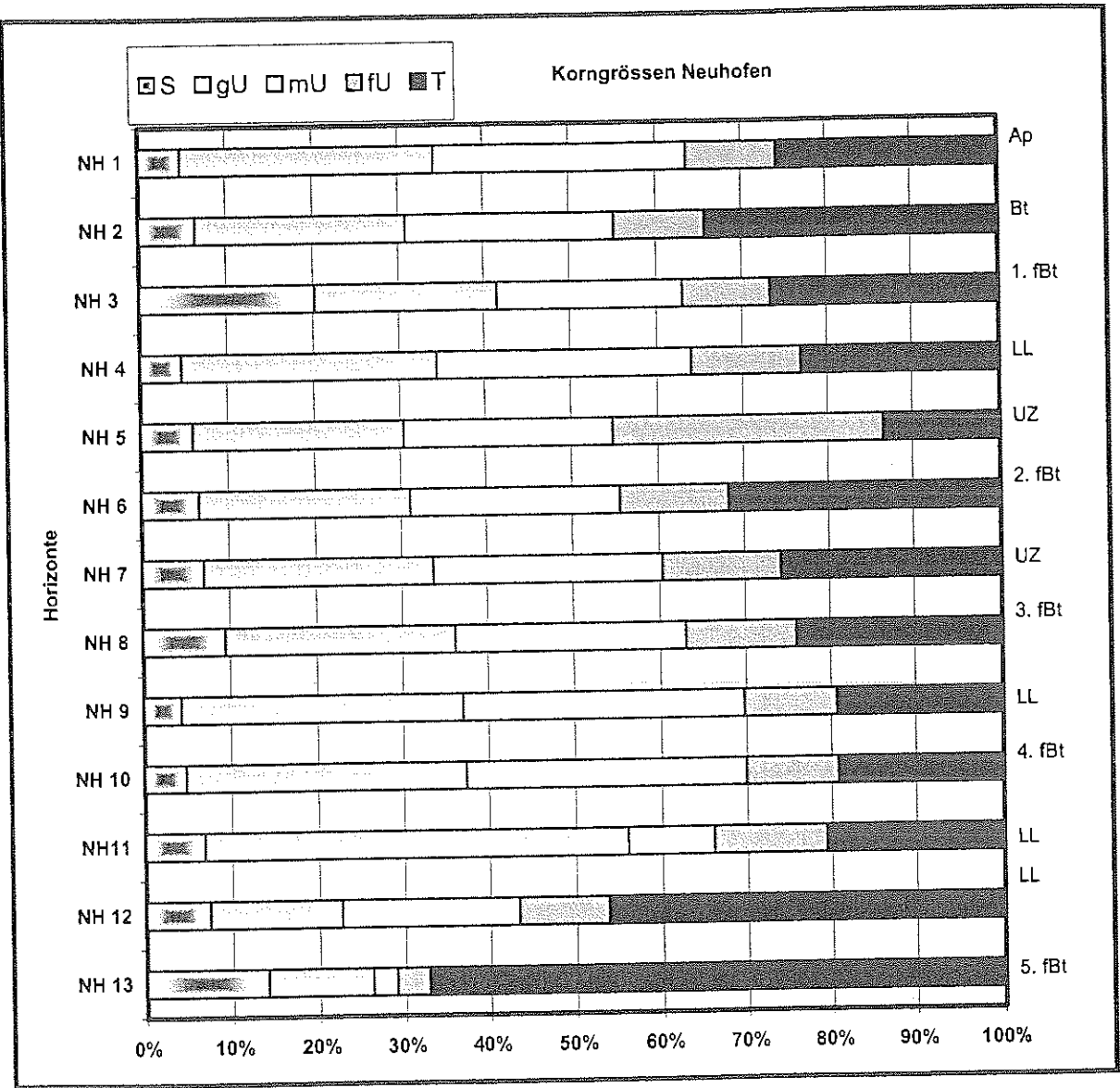


Abb. 26: Korngrößenverteilung Profil Neuhausen

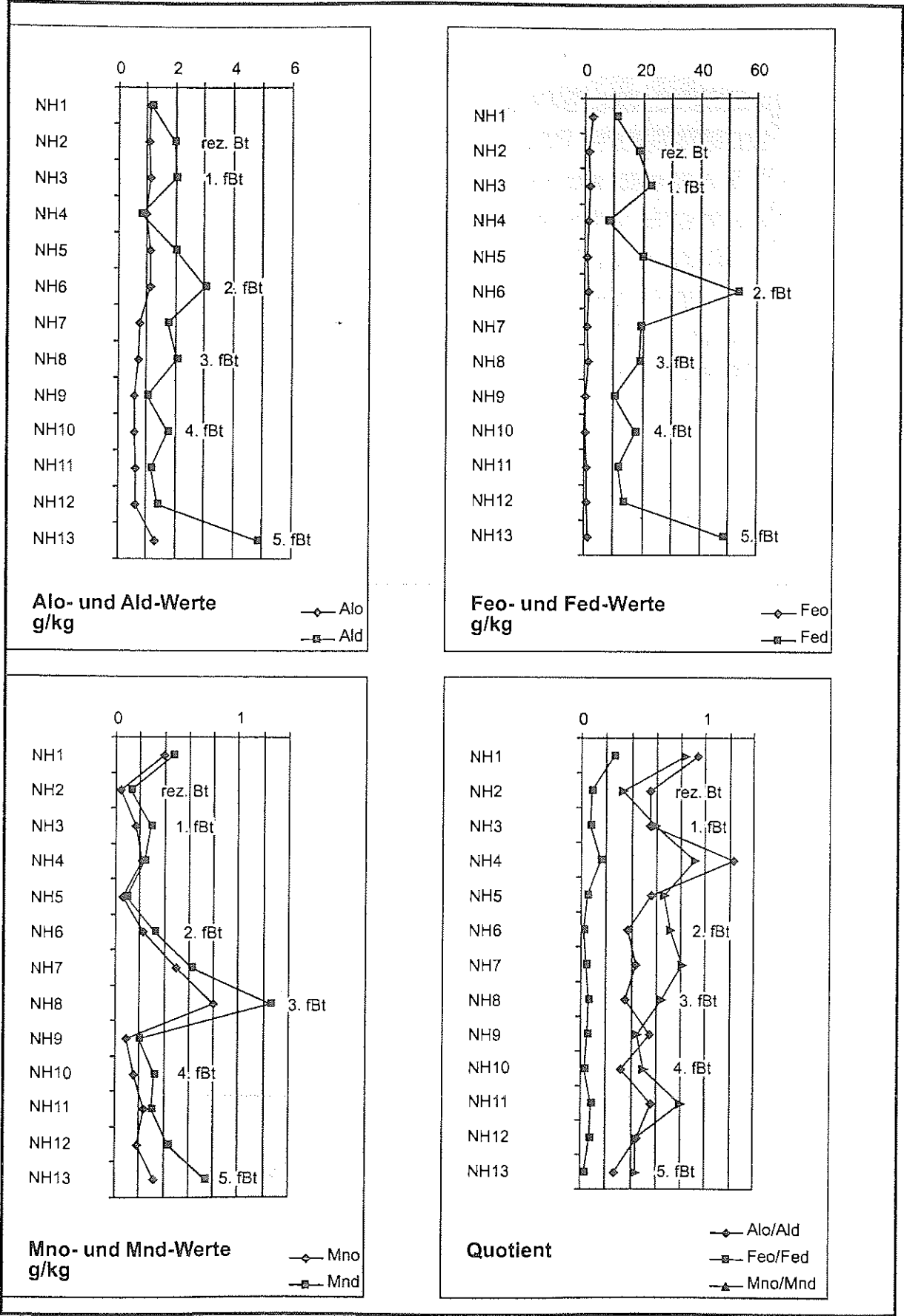


Abb. 27: Pedomische Analysen Profil Neuhausen

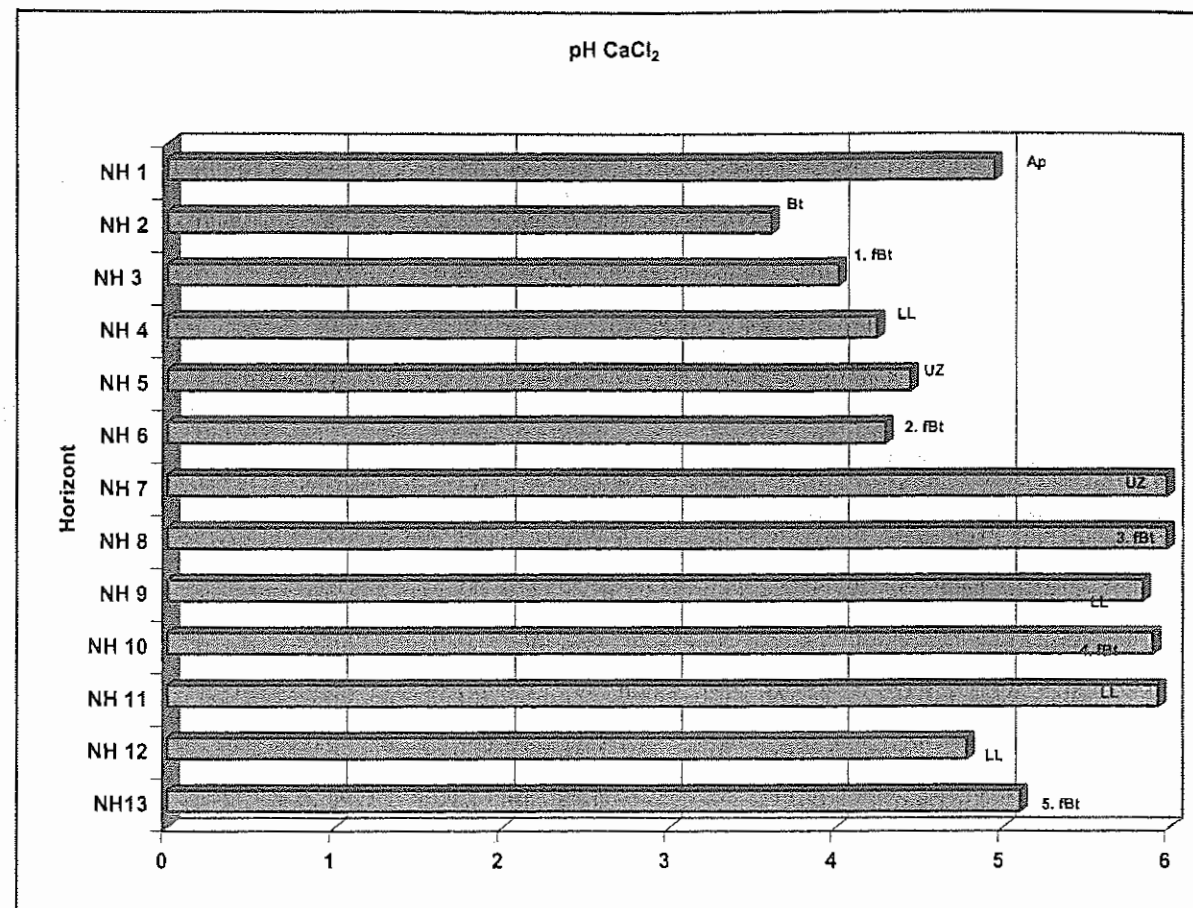


Abb. 28: pH-Werte Profil Neuhofer

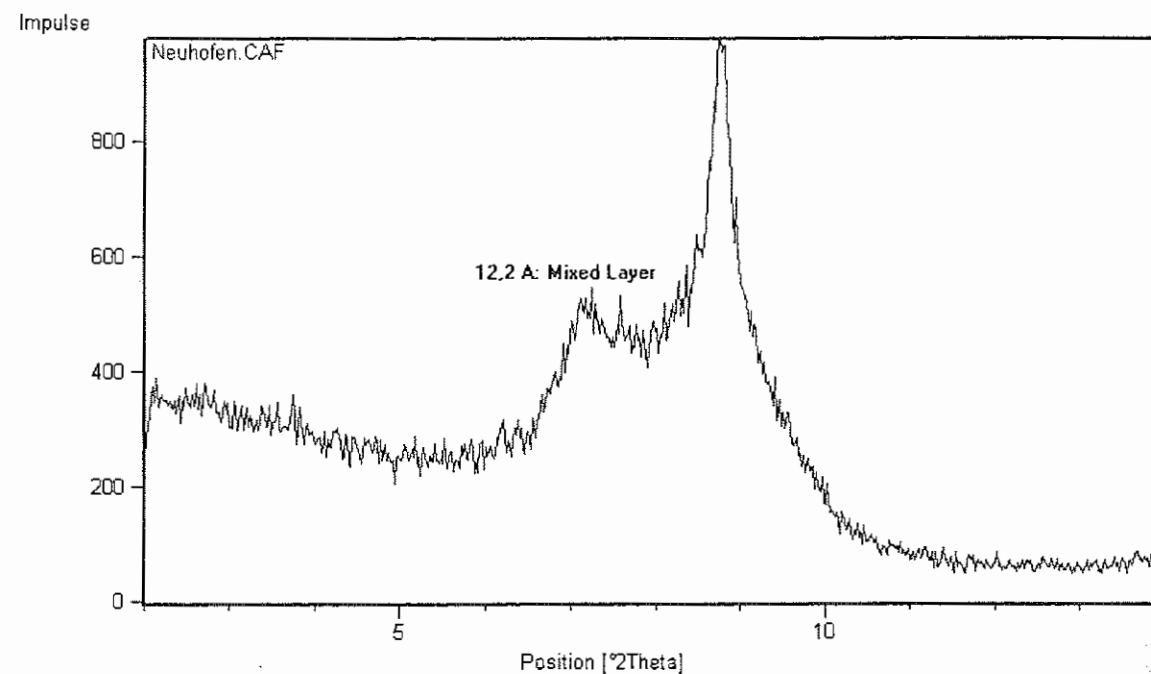


Abb. 29: Diffraktogramm Profil Neuhofer, 12 Å -Reflex nach Temperung bei 550°C. 002 Reflex von Illit/Chlorit, Mixed Layer. Kein 14 Å - Reflex von primären Chlorit vorhanden

5. Literatur

- BIBUS, E. (1996): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte.- *Geologica Bavarica*, 99, 135-164.
- FRECHEN, M. (1999): Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany.- *Quaternary Geochronology*, 18: 243-269.
- KOHL, H. (1955): Die Exkursion zwischen Lambach und Enns.- In: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, SH D, 40-62, Wien.
- KOHL, H. & KRENMAYR, H. G. (1997): Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. - Geologische Bundesanstalt Wien, 77 S., Wien.
- KOHL, H. (1999a): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. Teil III - Das eiszeitliche Geschehen in den nicht vergletscherten Gebieten Oberösterreichs und die Entwicklung im Holozän.- *Jahrbuch Oberösterreichischer Museal-Verein*, 144/1: 250 - 429, Linz.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. - Schriftenreihe des OÖ. Musealvereins - Gesellschaft für Landeskunde, 17: 487 S., Linz.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J. (2002): Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lößprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. - *Z. Geomorph., Suppl.-Bd.*, 127: 213 -232, Berlin, Stuttgart.

Teilnehmer-Liste

Aust	Günther
Bibus	Erhard
Bronger	Arnt
Bussemer	Sixten
Doppler	Gerhard
Felix-Henningsen	Peter
Fiebig	Markus
Frechen	Manfred
Grottenthaler	Walter
Hennig	Thomas
Janotta	Andreas
Keil	Bernhard
Koch	Randy
Kohl	Hermann
Kühn	Peter
Kührer	Mathias
Leopold	Matthias
Lucke	Bernhard
Lüftenegger	Johann
Marjanac	Ljerka
May	Jan-Hendrik
Megies	Holger
Nestroy	Othmar
Opp	Christian
Pecina	Emmerich
Pehamberger	Alfred
Peticzka	Robert
Pietsch	Dana
Poetsch	Thomas
Preusser	Frank
Raab	Thomas
Reitner	Jürgen
Reuter	Gerhard
Reuter	Ursula
Riegler	Dieter
Roeschmann	Günter
Roeschmann	Klara
Sauer	Daniela
Schmidt	Rolf
Scholten	Thomas
Semmel	Arno
Stich	Robert
Strunk	Horst
Terhorst	Birgit
Thiemeyer	Heinrich
Veit	Heinz
Weicken	Hans-Michael
Weidenfeller	Michael
Werner	Gerd
Zech	Michael
Zech	Roland
Zech	Wolfgang

Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)

Reihe D: Geoökologie und Quartärforschung

- Band 1 KÖSEL, M. (1996): Der Einfluß von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. – 147 S., 52 Abb., 3 Tab., Tübingen
ISBN-Nr.: 3-88121-031-8
€ 15.--
- Band 2 TERHORST, B. (1997): Formenschatz, Alter und Ursachenkomplexe von Massenverlagerungen an der schwäbischen Juraschichtstufe unter besonderer Berücksichtigung von Boden- und Deckschichtenentwicklung. – 212 S., 51 Abb., 57 Tab., Tübingen
ISBN-Nr.: 3-88121-026-1
€ 18.--
- Band 3 BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1997): Paläoböden und periglaziale Deckschichten im Rheingletschergebiet von Oberschwaben und ihre Bedeutung für Stratigraphie, Reliefentwicklung und Standort. Exkursionsführer zur 16. Tagung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 8.-10.5.1997 in Biberach a.d. Riss. – 91 S., 28 Abb., 6 Tab., Tübingen
ISBN-Nr.: 3-88121-032-6
€ 12.--(Nachdruck)
- Band 4 KALLINICH, J. (1999): Verbreitung, Alter und geomorphologische Ursachen von Massenverlagerungen an der Schwäbischen Alb auf der Grundlage von Detail- und Übersichtskartierungen. – 166 S., 42 Abb., 32 Tab., Tübingen
ISBN-Nr.: 3-88121-036-9
€ 16.--
- Band 5 BIBUS, E. & TERHORST, B. (Hrsg.) (1999): Angewandte Studien zu Massenbewegungen. Mit Beiträgen u.a. von: Bibus, E.; Moser, M. & Rentschler, K.; Semmel, A.; etc. – 242 S., 73 Abb., 22 Tab., Tübingen
ISBN-Nr.: 3-88121-037-7
€ 22.--
- Band 6 THEIN, S. (2000): Massenverlagerungen an der Schwäbischen Alb – statistische Vorhersagemodelle und regionale Gefährdungskarten unter Anwendung eines Geographischen Informationssystems. – 187 S., 62 Abb., 36 Tab., 6 Karten, Tübingen
ISBN-Nr.: 3-88121-038
€ 23.--
- Band 7 MÜLLER, U. (2001): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im jüngeren Quartär anhand ausgewählter Profile aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. – 118 S., 30 Abb., 3 Tab., Tübingen
ISBN-Nr.: 3-88121-054-7
€ 13.--
- Band 8 BIBUS, E. (2002): Zum Quartär im mittleren Neckarraum – Reliefentwicklung, Löß/Paläobodensequenzen, Paläoklima. – 236 S., 45 Abb., 2 Tab., 8 Photos, Tübingen
ISBN-Nr. 3-88121-055-5
€ 18.--
- Band 9 TERHORST, B. (Hrsg.) (2003): Löß-/Paläoboden-Sequenzen in Oberösterreich - 22. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 29.5.03 - 31.5.03 in Aspach –
ISBN-Nr. 3-88121-056-3
€ 15.--

Bestellungen zu richten an:

Prof. Dr. E. Bibus / Dr. B. Terhorst
Geographisches Institut der Universität Tübingen, Hölderlinstraße 12, D-72074 Tübingen
e-mail: erhard.bibus@uni-tuebingen.de, birgit.terhorst@uni-tuebingen.de