BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

ABHANDLUNGEN · NEUE FOLGE, HEFT 172

Ablagerungsmilieu, Verwitterung und Paläoböden feinklastischer Sedimente der Oberen Süßwassermolasse Bayerns

von

Wolfgang Schmid

Vorgelegt von Herrn Dietrich Herm
am 3. Mai 2002

MÜNCHEN 2002

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

IN KOMMISSION BEIM VERLAG C. H. BECK MÜNCHEN

Mit 49 Abbildungen und 29 Tabellen im Text,
27 Tafeln und 3 Blockbildern

Inaugural – Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität
in München

vorgelegt von Wolfgang Schmid

München, den 10. 3. 2001

ISSN 0005–6995
(Abhandlungen – Bayerische Akademie der Wissenschaften,
Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse)

ISBN 3 7696 2562 5
© Bayerische Akademie der Wissenschaften, München 2002
Gesamtherstellung: Druckerei C. H. Beck, Nördlingen
Gedruckt auf säurefreiem, alterungsbeständigem Papier
(hergestellt aus chlorfrei gebleichtem Zellstoff)
Printed in Germany

Meinen Eltern

Kurzfassung

Während der seit den 30iger Jahren des letzten Jahrhunderts intensiv betriebenen Erforschung der Schichtfolgen in der Oberen Süßwassermolasse (OSM) im Bayerischen Teil des Molassebeckens wurden bislang nur wenige Untersuchungen zum Ablagerungsmilieu und zur Paläoverwitterung der dort auftretenden feinklastischen Sedimente durchgeführt.

Dies war Anlass, im Rahmen eines interdisziplinären Forschungsprojekts 6 ausgewählte Aufschlussprofile der Älteren, Mittleren und Jüngeren Serie zwischen Niederbayern und Bayerisch Schwaben mit sedimentologischen, geochemischen, mineralogischen und bodenkundlichen Methoden zu charakterisieren und auftretende Paläoböden soweit möglich zu identifizieren und zu klassifizieren. Sedimentfazielle und paläopedologische Untersuchungen ohne Laboranalytik wurden darüber hinaus in 3 weiteren Aufgrabungen durchgeführt.

In Verbindung mit geologischen Aufnahmen des lateralen und basalen, grobklastisch-fluviatilen Umfeldes ließen sich in den Feinsedimentabfolgen verschiedene Faziesbereiche ausscheiden, deren Habitus wahrscheinlich im wesentlichen von der jeweils zugrunde liegenden ehemaligen Flußarchitektur bestimmt wird. Im Einzelnen waren dies „overbank"- und „floodplain"-Sedimente mäandrierender und anastomosierender Flüsse, geringmächtige „overbank"- und „floodplain"-Sedimente verflochtener Flüsse, Stillwassersedimente in Form von „oxbow lakes", „floodplain ponds" sowie feinklastische Flußrinnenfüllungen.

In ehemals subhydrischen Arealen oder Faziesbereichen mit intensiver fluviatiler Sedimentation waren nur wenige pedogene Strukturen wie z.B. Wühlspuren zu beobachten. Intensivere Bodenbildung mit z.T. analytisch nachweisbarer, chemischer Verwitterung beschränkte sich auf typische „floodplains" mit nicht zu rascher Sedimentablagerung.

Aus der Kombination der dort vorgefundenen pedogenen Merkmale ließen sich Bodentypen ableiten, welche systematische Ähnlichkeiten zu Rezentböden besitzen. Somit sind erstmals für die Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse Bayerns verschiedene Paläoböden der flussbegleitenden Auen nachgewiesen. Im Einzelnen handelt es sich um Auen(roh)böden, Auengleye (z.T. in Verbindung mit Grundwasser-Calcrete) oder Auenpseudogleye (z.T. mit polygenetischen Karbonatausfällungen und/oder Tonilluvation).

Bislang unbekannt war das häufige Vorkommen senkrechter Wühlstrukturen in schluffigen „overbank"-Ablagerungen, welche als ehemalige Wohnbaue von Süßwasserkrebsen gedeutet werden können. Diese Spurenfossilien liefern in Verbindung mit den gleichzeitig in diesen Profilabschnitten auftretenden Paläoböden wichtige paläoökologische und paläohydrologische Indizien für genaue Fazies-Rekonstruktionen der ehemaligen Flusslandschaften.

Neue paläoklimatische und paläoökologische Aspekte ergeben sich u.a. aus der wahrscheinlich pedogenen Rubefizierung in Paläo-G- und Sd-Horizonten einzelner Aufschlüsse sowie aus dem Auftreten charakteristischer Typen von Karbonatkonkretionen. Sie weisen für bestimmte Zeitabschnitte des Mittel- und Obermiozäns auf ein wechselfeuchtes, saisonales Klima mit warmen, trockenen Sommern (z.B. Csa-Klima) hin.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort und Dank 15

1. Zielsetzung 19

2. Untersuchungsgebiet 20
2.1 Übersicht über die bearbeiteten Aufschlüsse 20
2.2 Geologischer Überblick 21
2.2.1 Die Obere Süßwassermolasse im Untersuchungsgebiet 22
2.2.2 Zur stratigraphischen Gliederung der OSM Bayerns unter besonderer Berücksichtigung feinklastischer Ablagerungen 26
2.2.3 Lithofazies feinklastischer Sedimente und mögliche Bildungsbereiche von Paläoböden im Untersuchungsgebiet 29
2.3 Zum Kenntnisstand paläopedologischer Untersuchungen in der OSM Bayerns 32

3. Methodik 33
3.1 Vorbereitende Geländearbeiten 33
3.2 Probenahme und Dokumentation 33
3.3 Laboruntersuchungen 34
3.3.1 Probenaufbereitung 34
3.3.2 Bodenchemische Analysen 34
Messung der pH-Werte 34
Bestimmung der Karbonatgehalte 34
Bestimmung der Gesamt-Kohlenstoff- und Schwefelgehalte 35
Bestimmung der Gehalte an Stickstoff und organischem Kohlenstoff 35
Bestimmung der (Hydr-)Oxide des Eisens, Mangans und Aluminiums 35
Colorimetrische Messung der Gehalte an $NaHCO_3$-löslichem Phosphor 35
3.3.3 Mineralogische und geochemische Analysen 36
Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) 36
Röntgendiffraktometrie 36
Differenzthermoanalyse 37
Mikrosondenuntersuchungen 38
3.3.4 Granulometrische und mikromorphologische Untersuchungen 38
Korngrößenanalysen 38
Dünn- und Anschliffanalyse 40
Mikroskopische Untersuchungen 40

4. Ergebnisse und Interpretation der sedimentologischen und paläopedologischen Detailuntersuchungen 41
4.1 Laimering – Lehmberg 41
4.1.1 Einführung 41

4.1.2 Stratigraphie und Lithologie im Gesamtaufschluß 42
4.1.3 Paläopedologische Untersuchungen am Detailprofil 46
4.1.3.1 Allgemeine Beschreibung des Detailprofils 46
4.1.3.2 Korngrößenfraktionierung 48
4.1.3.3 Mineralbestand 49
4.1.3.4 Chemische Eigenschaften 60
4.1.3.5 Makrostrukturelle Eigenschaften 70
4.1.3.6 Mikrostrukturelle Einheiten 77
4.1.3.7 Interpretation der sedimentologischen Entwicklung 86
4.1.3.8 Identifikation und Interpretation der pedogenen Entwicklung 90
4.2 Oberbernbach 97
4.2.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick 98
4.2.2 Beschreibung des Detailprofils im Ostteil der Grube 99
4.2.3 Korngrößenfraktionierung 100
4.2.4 Mineralbestand 102
4.2.5 Chemische Eigenschaften 105
4.2.6 Ergebnisse der Anschliffuntersuchungen 107
4.2.7 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung im Detailprofil am Ostrand der Grube 107
4.2.8 Kurzbeschreibung und Interpretation des Übersichtsprofils im westlichen Grubenbereich 109
4.2.9 Interpretation der Faziesentwicklung im Gesamtaufschluß 110
4.3 Puttenhausen 111
4.3.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick 112
4.3.2 Übersicht über die Lithologie des Gesamtaufschlusses 112
4.3.3 Beschreibung des Detailprofils 112
4.3.4 Korngrößenfraktionierung 113
4.3.5 Mineralbestand 116
4.3.6 Chemische Eigenschaften 116
4.3.7 Ergebnisse der Anschliff- und Dünnschliffuntersuchungen 119
4.3.8 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung im Detailprofil 119
4.3.9 Modellvorstellung zu Landschaftsgeschichte im Gesamtaufschluß Puttenhausen . 123
4.4 Hemhausen 124
4.4.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick 124
4.4.2 Beschreibung des Detailprofils der Grube Hemhausen 124
4.4.3 Korngrößenfraktionierung 127
4.4.4 Mineralbestand 128
4.4.5 Chemische Eigenschaften 128
4.4.6 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung 132
4.5 Weihern bei Pfaffenhofen a. d. Ilm 136
4.5.1 Kurzbeschreibung des Übersichtsprofils 137
4.5.2 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung 138
4.6 Die Fossillagerstätte Sandelzhausen 139
4.6.1 Einführung 139
4.6.2 Geologisch – stratigraphischer Überblick 140
4.6.3 Ergebnisse der sedimentologischen und bodenkundlichen Untersuchungen 142
4.6.4 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung 151

4.6.5 Zusammenfassende Modellvorstellung zur Genese der Fossilfundstelle Sandelzhausen 155
4.7 Pfaffenzell am Weiler 156
4.7.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick 156
4.7.2 Kurzbeschreibung und Interpretation des Übersichtsprofils der Grubenhauptwand 157
4.7.3 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung 158
4.8 Oberschöneberg 159
4.8.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick 160
4.8.2 Kurzbeschreibung des Gesamtprofils der Grube Oberschöneberg 160
4.8.3 Beschreibung des Detailprofils 161
4.8.4 Korngrößenfraktionierung 164
4.8.5 Mineralbestand 164
4.8.6 Reaktion und chemische Eigenschaften 165
4.8.7 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung im Detailprofil 167
4.9 Allenberg 168
4.9.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick 168
4.9.2 Beschreibung der paläopedologischen Befunde 168
4.9.3 Interpretation der Befunde 169

5. Zusammenfassende Diskussion 170
5.1 Neue Erkenntnisse hinsichtlich sedimentärer Faziesräume und zugeordneter Paläobodenbildungen in den OSM-Ablagerungen des Untersuchungsgebiets . . . 170
5.2 Nachweis paläopedogener Merkmale und Prozesse 172
5.2.1 Vorbemerkungen 172
5.2.2 Pedogene Merkmale 173
5.3 Pedogene Prozesse 177
5.4 Versuch der Typisierung sekundärer Karbonatausfällungen in den untersuchten Profilen 178
5.5 Rückschlüsse auf Paläoökologie und Paläoklimatologie 182
5.6 Folgerungen zur Fossilführung der untersuchten Ablagerungen 185

6. Zusammenfassung und Ausblick 187

7. Literatur 198

8. Tafelteil 209

Verzeichnis der Abbildungen, Tabellen, Tafeln und Blockbilder

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Geographischer Überblick über das Arbeitsgebiet
Abb. 2: Stratigraphische Gliederung der Oberen Süßwassermolasse im Untersuchungsgebiet
Abb. 3: Legende wichtiger geologischer und bodenkundlicher Symbole
Abb. 4: Aufschlussplan Laimering – Lehmberg
Abb. 5: Gesamtprofilskizze (S – N) des Aufschlusses Laimering – Lehmberg
Abb. 6: Detailprofil Laimering Lehmberg: Korngrößen der Feinerde (< 2 mm)
Abb. 7: Röntgenübersichtsaufnahmen des Feinbodens (lufttrocken) der Straten LL0 bis LL12
Abb. 8: Prozentuale Gehalte an Quarz und Feldspäten der Feinerde (< 2 mm)
Abb. 9: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktionen (< 2 µm)
Abb. 10: Differenzthermoanalysen der Tonfraktion der Feinerde der Straten LL0 bis LL12
Abb. 11: Prozentuale Anteile verschiedener Schichtsilikate an der Feinerde (< 2 mm)
Abb. 12: Prozentuale Gehalte an Calzit und Dolomit in der Feinerde (< 2 mm)
Abb. 13: Schwermineralkonzentrat der Lage LL -2
Abb. 14: Profil Laimering – Lehmberg: pH-Werte der Feinerde in $CaCl_2$ –Lösung
Abb. 15: Gehalte an organischem Kohlenstoff und Stickstoff der Feinerde in g/kg
Abb. 16: Gehalte an Gesamtschwefel der Feinerde in mg/kg
Abb. 17: Gesamtgehalte an Silizium und Aluminium in der Feinerde in g/kg
Abb. 18: Gesamtgehalte an Ca und Mg der Feinerde in g/kg
Abb. 19: Gesamtgehalte an K der Feinerde in g/kg
Abb. 20: Gehalte an Dithionit-löslichem Eisen und Gesamteisen der Feinerde in g/kg und Verhältnis Fe_d/Fe_t
Abb. 21: Gehalte an Dithionit-löslichem Aluminium und Gesamtaluminium (:100) in der Feinerde in g/kg und Verhältnis Al_d/Al_t
Abb. 22: Gehalte an Dithionit-löslichem Mangan und Gesamtmangan der Feinerde in g/kg und Verhältnis Mn_d/Mn_t
Abb. 23: Gehalte an Gesamtphosphor und $NaHCO_3$-extrahierbarem Phosphor in der Feinerde in g/kg und Verhältnis $P_{cit.}/P_{ges}$
Abb. 24: Detailprofil Laimering Lehmberg: Lithologie
Abb. 25: Detailprofil Laimering Lehmberg: Pedologie
Abb. 26: Lageskizze der Ziegeleigrube Oberbernbach
Abb. 27: Detailprofil Oberbernbach
Abb. 28: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion im Aufschluss Oberbernbach
Abb. 29: Übersichtsprofil im westlichen Grubenbereich des Aufschlusses Oberbernbach
Abb. 30: Lageskizze der Ziegeleigrube Puttenhausen
Abb. 31: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion im Profil Puttenhausen

Abb. 32: Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt
Abb. 33: Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt
Abb. 34: Lageskizze der Mergelgrube Hemhausen
Abb. 35: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion in den Detailprofilen von Hemhausen
Abb. 36: Hemhausen: Liegendprofil und Hangendprofil Teil a
Abb. 37: Hemhausen: Hangendprofil Teil b
Abb. 38: Übersichtsprofil der Abgrabung Weihern bei Pfaffenhofen a. d. Ilm
Abb. 39: Lageplan der Fossillagerstätte Sandelzhausen
Abb. 40: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Profil Sandelzhausen
Abb. 41: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion
Abb. 42: Detailprofil Sandelzhausen – Lithologische Abfolge
Abb. 43: Detailprofil Sandelzhausen – Pedologie
Abb. 44: Übersichtsprofil der Grube Pfaffenzell
Abb. 45: Lageskizze der Ziegeleigrube Oberschöneberg
Abb. 46: Gesamtprofil des Aufschlusses Oberschöneberg
Abb. 47: Detailprofil Oberschöneberg
Abb. 48: Röntgenübersichtaufnahme des Bentonits (OSB 4) im Detailprofil Oberschöneberg
Abb. 49: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion im Detailprofil Oberschöneberg

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Verwendetes Kartenmaterial und Lage der bearbeiteten Aufschlüsse in Gauß-Krüger Koordinaten.
Tab. 2: Gesamtgehalte an Titan der Feinerde in g/kg und Verhältnis Si_t/Ti_t
Tab. 3: Wichtige pedogene Eisenverbindungen
Tab. 4: Relative Häufigkeit und Verteilung pedogener, färbender Eisen(hydr)oxide im Feinbodendes Profils Laimering – Lehmberg:
Tab. 5: Typen und mögliche Genese fossiler Wurzelspuren in Lagen des Profils Laimering – Lehmberg
Tab. 6: Typen fossiler Durchwurzelungsintensitäten und Hydromorphiemerkmale
Tab. 7: Beschreibung des Mikrogefüges in den Lagen des Profils Laimering – Lehmberg
Tab. 8: Formen und Intensität der Mikrobioturbation in verschiedenen Lagen des Profils Laimering – Lehmberg
Tab. 9: Beschreibung von Formen und Verteilung pedogener Eisen(hydr)oxide und Manganoxide in Dünnschliffen aus verschiedenen Lagen des Profils Laimering – Lehmberg
Tab. 10: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Aufschluss Oberbernbach
Tab. 11: Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse der Feinerde aus dem Aufschluss Oberbernbach
Tab. 12: Ausgewählte bodenchemische Parameter der Feinerde aus dem Aufschluss Oberbernbach
Tab. 13: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt
Tab. 14: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt

Tab. 15: Elementgesamtgehalte der Feinerde im Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt – Ergebnisse der RFA
Tab. 16: Elementgesamtgehalte der Feinerde im Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt – Ergebnisse der RFA
Tab. 17: Reaktion sowie Gehalte an Karbonaten, organischem Kohlenstoff, Schwefel und Eisen der Feinerde des Profils Puttenhausen – Liegendabschnitt
Tab. 18: Reaktion sowie Gehalte an Karbonaten, organischem Kohlenstoff, Schwefel und Eisen der Feinerde des Profils Puttenhausen – Hangendabschnitt
Tab. 19: Kornfraktionen der Feinerde (%) der Detailprofile Hemhausen
Tab. 20: Reaktion sowie Gehalte an Karbonaten, Dithionit-löslichem Eisen, Aluminium und Mangan der Feinerde der Profile Hemhausen
Tab. 21: Elementgesamtgehalte der Feinerde der Profile Hemhausen – Ergebnisse der RFA
Tab. 22: Gegenüberstellung der klassischen und neuen Schichtengliederung im Profil Sandelzhausen
Tab. 23: Gesamtgehalte an Silizium, Metallen und Phosphor in der Feinerde des Profils Sandelzhausen
Tab. 24: Reaktion und Gehalte an Karbonaten, organischem Kohlenstoff, Gesamt-Stickstoff, Gesamt-Schwefel und Phosphor in der Feinerde des Profils Sandelzhausen
Tab. 25: Abgeschätzte Anteile der verschiedenen Minerale der Tonfraktion in den Straten des Profils Sandelzhausen
Tab. 26: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Detailprofil Oberschöneberg
Tab. 27: Elementgesamtgehalte der Feinerde im Profil Oberschöneberg – Ergebnisse der RFA
Tab. 28: Reaktion, Gehalte an Karbonaten, Schwefel sowie an $NaHCO_3$-löslichem Phosphor der Feinerde des Detailprofils Oberschöneberg
Tab. 29: Typen und mögliche Genese verschiedener sekundärer Karbonatausfällungen in den untersuchten Profilen

Tafelverzeichnis

Tafel 1: Aufschluss Laimering – Lehmberg
Tafel 2: Ein fossiler Wurzelboden im Aufschluss Laimering – Lehmberg
Tafel 3: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Makrogefüge
Tafel 4: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen
Tafel 5: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen
Tafel 6: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen
Tafel 7: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen
Tafel 8: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen
Tafel 9: Oberbernbach – Grubenostwand
Tafel 10: Detailprofil Oberbernbach: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen
Tafel 11: Detailprofil Oberbernbach: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen

Tafel 12: Oberbernbach – westlicher Grubenbereich
Tafel 13: Detailprofil Puttenhausen
Tafel 14: Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen
Tafel 15: Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen
Tafel 16: Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen
Tafel 17: Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen
Tafel 18: Hangenddetailprofil Hemhausen, östliche Grubenwand
Tafel 19: Liegenddetailprofil Hemhausen
Tafel 20: Paläopedologische Befunde in der Aufgrabung Weihern
Tafel 21: Fossillagerstätte Sandelzhausen
Tafel 22: Detailprofil Sandelzhausen: Dünnschliffe des Substrats verschiedener Lagen
Tafel 23: Detailprofil Sandelzhausen: Dünnschliffe des Substrats von Lage Sa 18
Tafel 24: Aufschluss Pfaffenzell
Tafel 25: Aufschluss Oberschöneberg
Tafel 26: Detailprofil Oberschöneberg: Anschliffe und Dünnschliffe repräsentativer Lagen
Tafel 27: Befund eines fossilen, durchwurzelten Bodens im Aufschluss Allenberg

Verzeichnis der Blockbilder

Blockbild 1: Fossilfundstelle Sandelzhausen – Modellvorstellung der Ablagerungsverhältnisse
Blockbild 2: Blockbilder wichtiger Bildungsräume von Feinsedimenten im Untersuchungsgebiet
Blockbild 3: Rekonstruktionsversuch einer jungtertiären Paläobodencatena

Vorwort und Dank

Die vorliegende Arbeit entstand im Zeitraum 1997 bis 2000 im Rahmen des interdisziplinären Forschungsvorhabens „Ablagerungsmilieu, Verwitterung und Paläoböden feinklastischer Sedimente der Oberen Süßwassermolasse Bayerns“ unter Leitung von Herrn Prof. Dr. Kurt Heißig vom Institut für Paläontologie und Historische Geologie und Herrn Prof. Dr. Karl Eugen Rehfueß vom Institut für Bodenkunde und Standortlehre der forstwissenschaftlichen Fakultät der Ludwig-Maximilians-Universität in München. Die Finanzierung des Projekts wurde für 2 Jahre von der Deutschen Forschungsgemeinschaft übernommen, wofür an dieser Stelle den Verantwortlichen herzlich gedankt sei.

Eine erste intensivere Berührung mit der komplexen Thematik der feinklastischen Sedimente in der OSM ergab sich für mich während zahlreicher Aufschlussbegehungen im Zusammenhang mit meiner 1995 abgeschlossenen Diplomarbeit und Kartierung im Raum Aichach – Friedberg/Regierungsbezirk Schwaben.
Dort konnte ich innerhalb von Mergel-, Ton- und Schluffabfolgen wiederholt auftretende, auffällig gefärbte, karbonatisch verhärtete oder konkretionäre Straten beobachten, jedoch deren Genese im Rahmen der Diplomarbeit nicht weiter untersuchen.

Anlass für die Durchführung dieses Forschungsvorhabens war der bislang unzureichende Kenntnisstand zur Genese feinklastischer Sedimente der OSM. Um diese Forschungslücke zu schließen, waren Herr Prof. Dr. K. Heißig und Herr Prof. Dr. V. Fahlbusch vom Institut für Paläontologie und Historische Geologie der Universität München gerne bereit, im Rahmen ihrer intensiven Molasseforschungen und säugerstratigraphischen Arbeiten die Thematik im Rahmen einer Promotion bearbeiten zu lassen. Erfreulicherweise konnte als weiterer Betreuer, insbesondere für bodenkundliche Fragen, Herr Prof. Dr. K. E. Rehfueß gewonnen werden. Die durch seine Mitwirkung gewonnene bodenkundliche Fachkompetenz hat für das Gelingen des Projekts ein Wesentliches beigetragen.

Da tonige Gesteine der OSM heute einen wichtigen Rohstoff der Steine- und Erden-Industrie, insbesondere für grobkeramische Erzeugnisse und als Dichtungsmaterial darstellen, ergab sich eine nützliche Zusammenarbeit mit der Erlus Baustoffwerke AG, Neufahrn/Niederbayern. Der Leiter des Bereichs Zentrallabor und Rohstoffversorgung Herr Dr. Albert Ulbig, war in diesem Zusammenhang gerne bereit, seine Erfahrungen in den Bereichen Tonmineralanalytik und Grobkeramik in dieses Forschungsvorhaben einfließen zu lassen.
An erster Stelle gebührt den Leitern des Forschungsprojekts, Herrn Prof. Dr. K. E. Rehfueß, Herrn Prof. Dr. K. Heißig, Herrn Prof. Dr. V. Fahlbusch, Frau Dr. Rößner sowie Herrn Dr. J. Prietzel herzlichster Dank für die unbegrenzte und intensive Betreuung des gesamten Projekts.

Zur Entlastung des Verfassers bei der Abwicklung des umfangreichen Untersuchungsprogramms wurden im Frühjahr 1997 drei Diplomarbeiten vergeben, die auf die geologische und bodenkundliche Beschreibung jeweils eines Aufschlussprofils angelegt waren. Mit den Arbeiten wurden Frau Bernadette Sotier (Aufschluss Hemhausen), Frau Bettina Schenk (Aufschluss Oberbernbach) sowie Herr Michael Maier (Aufschluss Puttenhausen) betraut. Ihnen sei für Ihren Einsatz und die gute Zusammenarbeit besonders gedankt.

Nach Fertigstellung dieser Arbeiten Ende 1999 wurde eine weitere Diplomarbeit begonnen, um die Genese der in verschiedenen Profilabschnitten auftretenden Karbonatkonkretionen anhand von Messungen an den stabilen Isotopen des Kohlenstoffs und Sauerstoffs zu untersuchen. Die hierzu notwendige Laboranalytik konnte dank des Interesses und der Mitwirkung von Herrn Dr. A. Gilg am Mineralogischen Institut der Technischen Universität München/Garching im Verlauf des Jahres 2000 durchgeführt werden. Dem Diplomanden Herrn Bernhard Huber danke ich herzlich für seine engagierte Mitarbeit in unserem Forschungsprojekt.

Dank Herrn Prof. Dr. Rehfueß konnten sämtliche bodenanalytischen Messungen in den Labors des Lehrstuhls für Bodenkunde und Standortslehre durchgeführt werden. Den dort tätigen Mitarbeitern und Hilfskräften des Lehrstuhls bin ich für ihre Mitwirkung und die herzliche Aufnahme im Hause zu großem Dank verpflichtet. Namentlich nennen möchte ich insbesondere Frau Karin Richter, Frau Rita Heibl, Frau Ilse Süß, Frau Christine Pfab, Frau Kathrin Jung, Herrn Reiner Kaa, Herrn Michael Engelschall, Herrn Josef Skrebsky, Herrn Wolfgang Petrik sowie Herrn Dr. Christoph Hirsch.

Dem Leiter des Universitätsinstituts und der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie Herrn Prof. Dr. Reinhold Leinfelder danke ich für die großzügige Erlaubnis, die Einrichtungen des Hauses benutzen zu dürfen. In diesem Zusammenhang möchte ich mich auch bei den Präparatoren des Instituts Herrn Peter Veit, Herrn Georg Fuchs, Herrn Matthias Born, Herrn Ulrich Projahn und Frau Elisabeth Biber bedanken. Für die fotografische Dokumentation von Paläobodendünnschliffen danke ich besonderes dem Fotografen Gustav Bergmeier.

Den Netzwerkadministratoren des Instituts für Paläontologie und Historische Geologie Herrn Dr. Stefan Götz und Herrn Robert Martin möchte ich für wertvolle Tipps bei PC-Problemen Dank sagen. Dankenswerte technische Beratung erhielt ich auch von Herrn Dipl.-Ing. Gernot Steger und Herrn Dipl.-Ing. Ralf Schuster.

Dank einer Genehmigung durch Herrn Prof. Dr. K. Weber-Diefenbach, Herrn Prof. Dr. H. Miller und Herrn Prof. Dr. R. Höll vom Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München konnten an den Dünnschliffen auch geochemische Bestimmungen mit der Mikrosonde (EDX) vorgenommen werden. Dem Mikrosondenfachmann Herrn Dr. Andreas Murr möchte ich Dank sagen für die zeitaufwendige Messung der Proben. Auch den technischen Angestellten dieses Instituts Frau Susanne Grähler, Frau Marianne Werner und Frau Lisa Böck danke ich für ihre praktische Unterstützung.

Ein Teil der Probenaufbereitung sowie granulometrische Messungen (u.a. mit einem Laserpartikelsizer) wurde in den Labors des Instituts für Geographie der Universität München durchgeführt. Den Verantwortlichen, Herrn Prof. Dr. Baume und Herrn Dr. S. Bussemer sowie dem Techniker Herrn G. Wagner sei ebenfalls gedankt.

Für die Beratung der Arbeitsgruppe in bodenchemischen, mineralogischen und isotopenanalytischen Fragen danke ich Herrn Prof. Dr. U. Schwertmann, Herrn Dr. P. Schad, Herrn Dr. H. Stanjek und Herrn Dr. A. Gilg. Aufrichtiger Dank gilt auch Herrn Prof. Dr. Herbert Scholz für seine wertvollen Diskussionen im Gelände und im Rahmen der „Molasserunde".

Für fachliche Ratschläge möchte ich mich auch bei Herrn Prof. Dr. H. Hagn, Herrn Prof. Dr. D. Herm, Herrn Prof. Dr. A. Selmeier, Herrn Dr. H. Mayr, Frau Dr. M. Boehme, Herrn Dr. D. Schmid, Frau Dr. U. Göhlich, Frau Dipl.-Geol. B. Bassler und Frau Dipl.-Geol. A. Schuster (am Institut für Paläontologie und Historische Geologie der Universität München), bei Herrn Prof. Dr. R. Höfling (an der Universität Erlangen) sowie bei Herrn Dr. A. Dobner, Herrn Dr. G. Doppler und Herrn Dipl.-Min. T. Sperling (am Bayerischen Geologischen Landesamt) herzlich bedanken.

Für die freundlicherweise erteilten Genehmigungen, die Werks- und Grubengelände zu betreten, sage ich auch den Verantwortlichen der Firmen Kormann (Laimering – Dasing), Renz (Aichach), Leipfinger-Bader (Puttenhausen) und Wöhrl (Berghaselbach) Dank. Insbesondere die Firma Erlus Baustoffwerke AG, Neufahrn Nb. unterstützte unser Projekt ganz wesentlich. Dank Herrn Dr. A. Ulbig sowie der Laborassistenten Frau I. Rennschmid-Ulbig und Herrn D. Tröger konnten ca. 300 Bodenproben geochemisch und mineralogisch in den betriebseigenen Labors der Firma Erlus untersucht werden. Bei der Familie Ulbig möchte ich mich neben ihrer umfassenden fachlichen Unterstützung auch für ihre herzliche private Aufnahme bedanken.

Nicht zuletzt sei auch meiner Mutter für ihre Geduld, die sie während der letzten Jahre für mich aufbrachte, herzlichst gedankt.

1. Zielsetzung

Im Rahmen dieses Forschungsvorhabens sollte die Kenntnis feinklastischer Sedimente der OSM im bayerischen Tertiärhügelland erweitert werden. Hierzu waren an ausgewählten, repräsentativen, besonders auffälligen oder faunistisch bzw. floristisch interessanten Profilausschnitten die Genese dieser Gesteine und eventuelle Paläobodenbildungen mit Hilfe von sedimentologischen, mineralogischen und bodenkundlichen Methoden zu untersuchen.

Von vorn herein war geplant, sowohl stratigraphisch unterschiedliche als auch äquivalente Ablagerungen zu berücksichtigen, um zeitliche wie auch fazielle Variationen der Phänomene erschließen zu können. Insbesondere die darin als Paläoböden identifizierten Stratenabfolgen sollten mit bodenkundlichen Methoden charakterisiert und klassifiziert werden.

Für die Beschreibung fossiler Böden und Verwitterungshorizonte besteht im Gegensatz zu rezenten Böden noch kein einheitliches Klassifikationsschema. Daher wurden neben der gängigen sedimentpetrographischen Gesteinsansprache die in der Bodenkunde zur Horizontgliederung üblichen Symbole und Begriffe verwendet (siehe AG BODEN 1994).

Paläobodenbildungen fanden bislang in der Molasseforschung Bayerns wenig Beachtung. Daher ist es ein besonderes Anliegen dieser Arbeit, das bisher nur auf Augenschein und Vermutung beruhende Vorkommen von Paläoböden auf eine wissenschaftliche Basis zu stellen und zur Diskussion und zu weiterer intensiver Forschungstätigkeit in diesem Bereich anzuregen.

2. Untersuchungsgebiet

2.1 Übersicht über die bearbeiteten Aufschlüsse

Die untersuchten Aufschlüsse liegen im Nordflügel des bayerischen Molassebeckens südlich der Donau zwischen Günzburg (Regierungsbezirk Schwaben) und Landshut (Regierungsbezirk Niederbayern).

Für Detailuntersuchungen wurden 6 Einzelaufschlüsse ausgewählt, deren feinkörnige Profilabschnitte vom Verfasser und den Diplomanden MEIER, SCHENK und SOTIER untersucht wurden (siehe Abb. 1). Ihre genaue geographische Lage, unter Angabe von Gauß-Krüger Koordinaten, ist in Tabelle 1 ersichtlich. Eingehend untersucht wurden im Ostteil der Molasse die Ziegeleigrube Puttenhausen mit 31 vollständig analysierten Lagen sowie die berühmte Fossillagerstätte von Sandelzhausen mit 19 vollständig analysierten Straten, beide im Raum Mainburg. Nördlich von Freising wurde das Profil der Mergelgrube Hemhausen mit 16 vollständig analysierten Lagen bearbeitet. Der Übergangsbereich West – Ostmolasse ist durch die Ziegeleigrube Oberbernbach mit 19 analysierten Lagen sowie durch die Grube Laimering – Lehmberg mit 13 vollständig analysierten Lagen vertreten.

In der Westmolasse beprobte ich die Ziegeleigrube Oberschöneberg bei Dinkelscherben mit 8 vollständig analysierten Lagen.

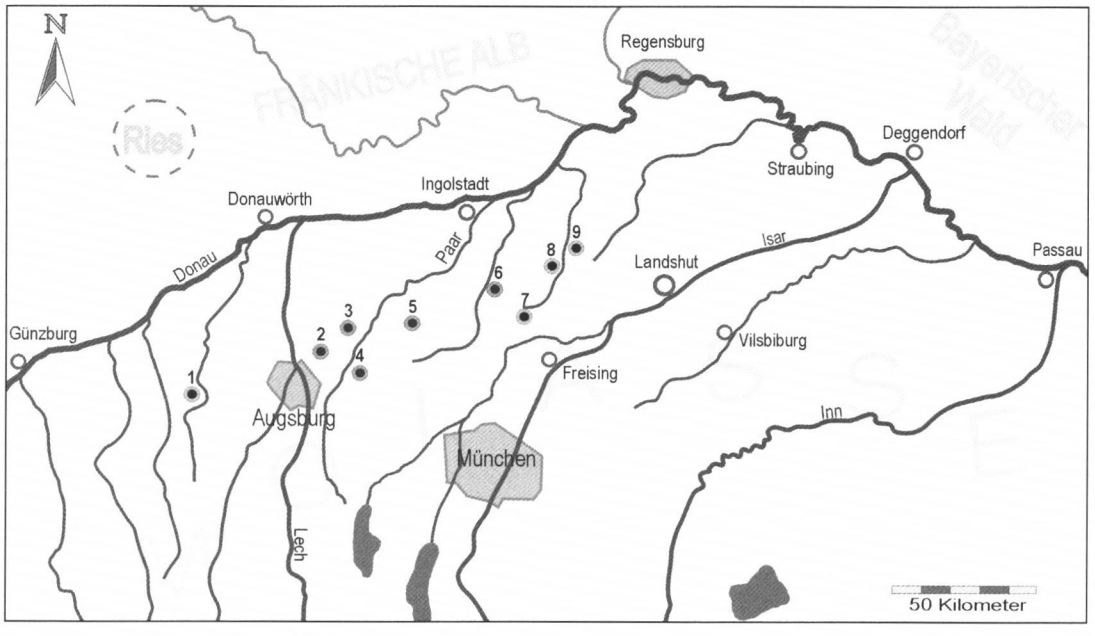


Abb. 1: Geographischer Überblick über das Arbeitsgebiet mit Lage aller untersuchten Einzelaufschlüsse: ***1****. Oberschöneberg,* ***2****. Pfaffenzell,* ***3****. Oberbernbach,* ***4****. Laimering – Lehmberg,* ***5****. Allenberg,* ***6****. Weihern,* ***7****. Hemhausen,* ***8****. Puttenhausen,* ***9****. Sandelzhausen – Fossilfundstelle*

Sedimentfazielle und paläopedologische Untersuchungen ohne Laboranalytik führte ich in den Aufschlüssen von Weihern bei Pfaffenhofen a.d. Ilm, Allenberg und Pfaffenzell durch. Ihre geographischen Koordinaten sind ebenfalls Tabelle 1 zu entnehmen.

Darüber hinaus wurden auch Beobachtungen aus weiteren Aufgrabungen des gesamten Bereichs zwischen Günzburg und Landshut hinzugezogen. Hierzu zählen beispielsweise die Sand- und Mergelgruben von Eggingen, Offingen, Taiting, Zahling, Laimering I, Unterzell, Autenzell, Oberempfenbach, Arth, Artlkofen und Höhenberg.

Aufschluss	**Topographische Karte 1:25 000**	**Gauß-Krüger Koordinaten**
Oberschöneberg	7629	RW 93 262 HW 54 325
Pfaffenzell	7532	RW 26 700 HW 66 550
Oberbernbach	7532	RW 34 325 HW 71 950
Laimering – Lehmberg	7632	RW 33 750 HW 61 700
Allenberg	7533	RW 41 50 HW 69 300
Weihern	7435	RW 65 150 HW 77 150
Hemhausen	7436	RW 76 250 HW 74 925
Puttenhausen	7336	RW 83 375 HW 86 50
Sandelzhausen	7336	RW 85 575 HW 87 737

Tab. 1: Verwendetes Kartenmaterial und Lage der bearbeiteten Aufschlüsse in Gauß-Krüger Koordinaten.

2.2 Geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt im ungefalteten Nordteil des Süddeutschen Molassebeckens. Die Entstehung dieser tektonischen Großmulde war eine unmittelbare Folge der alpinen Orogenese (vergl. LEMCKE 1988).

Infolge großräumiger tektonischer Bewegungen wurde seit der Wende Eozän/Oligozän das Alpenvorland zwischen Passau, Bodensee und Donau abgesenkt und mit dem Abtragungsschutt des jungen, aufsteigenden Gebirges sukzessive aufgefüllt.

Mehrfache Änderungen bzw. Kippungen im Achsengefälle des Beckens führten zu wechselnden Hauptentwässerungsrichtungen im Laufe seiner Verfüllung. Als Folge des Nordschubs der alpinen Decken wurden im Obermiozän die südlichsten Teile der Molasse abgeschert und in einer Reihe von Ost-West verlaufenden Mulden zur Faltenmolasse zusammengestaucht.

In der weiter nördlich liegenden, ungefalteten Vorlandmolasse führte die alpine Deckenüberschiebung lediglich zu beckenparallelen, durch Zerrungstektonik bedingten, antithetischen Störungen. Außerdem wurden bereits im kristallinen Untergrund (Basement) angelegte und vorgezeichnete strukturelle Elemente wieder aktiv und reagierten mit bruchtektonischen Verstellungen. Als bekanntestes Beispiel ist das Landshut-Neuöttinger Hoch zu nennen.

Im Liegenden des Molassebeckens sind, soweit erbohrt, verkarsteter Malm, Gesteine der Kreide sowie am Alpenrand auch eozänes Helvetikum anzutreffen (z.B. HAGN et

al. 1992). Gegen Norden steigen die Schichten des Malm an und streichen an der Donau aus.

Die Entwicklung der ungefalteten Vorlandmolasse Bayerns begann im Obereozän (Priabon) mit einer Meerestransgression und der Ablagerung der marinen bis brackischen Schichten der Unteren Meeresmolasse (UMM). Im Verlauf des Eger wurde der Paratethys-Arm soweit mit alpinem Detritus aufgefüllt, dass sich in Bayerisch Schwaben und Teilen Oberbayerns ein limno-fluviatiles Entwässerungssytem ausbildete. Diese Schichten werden als Untere Süßwassermolasse (USM) bezeichnet (vergl. SCHOLZ 1995).

Nach einer Sedimentationsunterbrechung vom jüngeren Obereger bis ins mittlere Eggenburg (Untermiozän) erfolgte erneut eine Meerestransgression, die vor allem im Ottnang zur beckenweit marinen Schichtenfolge der Oberen Meeresmolasse (OMM) führte. Mit einer Meeresregression zu Ende des mittleren Ottnang setzte die wechselhafte Sedimentation der Süßbrackwassermolasse ein. Neben brackischen Sedimentationsräumen existierten auch trockengefallene Bereiche, auf denen Erosion vorherrschte. Von Norden und Nordosten kommend, schnitten sich der Urmain und die Urnaab als sogenannte Graupensandrinne in Bayerisch Schwaben und Baden-Württemberg in ältere Ablagerungen ein. Über der Sedimentfüllung der Graupensandrinne, den Grimmelfinger Schichten, dokumentieren die Kirchberger Schichten einen letzten, kurzfristigen Meeresspiegelanstieg im höheren Oberottnang, welcher in Teilen Schwabens und Oberbayerns zu brackischen bis limnischen Verhältnissen führte. Etwa gleichzeitig existierte in Ostniederbayern, nordöstlich des Landshut-Neuöttinger Hochs eine zweite brackische Depression, in der u.a. die sogenannten Oncophoraschichten zur Ablagerung gelangten (siehe DOPPLER & SCHWERD 1996).

Mit dem endgültigen Rückzug des Meeres am Beginn des Karpat setzten die fluviatil – limnischen Schüttungen der Oberen Süßwassermolasse (OSM) ein. Die jüngsten erhaltenen Ablagerungen der OSM im Becken sind obermiozänen Alters.

2.2.1 Die Obere Süßwassermolasse im Untersuchungsgebiet

Im Folgenden wird die lithostratigraphische und sedimentologische Entwicklung im ungefalteten Teil des Molassebeckens nördlich einer Linie Krumbach – Augsburg – Freising – Landshut – Deggendorf beschrieben. Die in den Text eingearbeiteten, unveröffentlichten Untersuchungsergebnisse des Verfassers zu diesem Themenbereich sind besonders betont.

Älteste Ablagerungen des Karpat bis unteren Baden

Nach der Verlandung der brackischen Oncophora-See Ostbayerns gelangten mit dem Ortenburger Schotter am Ostrand des Beckens erste stärkere fluviatil – grobklastische Schüttungen von Südosten an den nordöstlichen Rand des Molassebeckens bis Straubing.

Mit dem Ende der brackischen Phase (Kirchberger- und Oncophoraschichten) bildete sich zwischen Ostbayern und Schwaben ein W-orientiertes Entwässerungssystem heraus, dessen Ablagerungen in Nieder- und Oberbayern als „Limnische und Fluviatile Süßwasserschichten i. w. S" bezeichnet werden (UNGER 1989).

Ihre stratigraphischen Äquivalente treten in Bayerisch Schwaben, z.B. in der Ziegeleigrube Offingen bei Günzburg, als Limnische Untere Serie (DOPPLER 1989) zu Tage. Die Limnische Untere Serie gilt als Zeit behinderten Abflusses, in der träge Flüsse, flache Seen bzw. Teiche und Überschwemmungsebenen das Land prägten. Dies spiegelt sich besonders in der Sedimentation von karbonatreichen Feinsanden, Schluffen und Tonmergeln wider.

Ältere Serie

Infolge starker tektonischer Bewegungen in den Alpen, die zum Aufsteigen der Ostalpen führten, wurden mit Beginn des Baden sukzessive gewaltige Mengen alpinen Abtragungsschutts (einschließlich Teilen der Augensteinschotter) bis in den mittleren und nördlichen Teil des Vorlandbeckens geschüttet. Dabei entwickelte sich ein beckenaxiales Flußsystem, das aus dem heutigen Salzach – Enns – Gebiet gespeist wurde (vergl. LEMCKE 1988). Weitere radiale Entwässerungssysteme aus den Alpen waren dem gegenüber eher untergeordnet und sind nur durch kleinere Konglomeratfächer (z.B. Taubenberg, Tischberg) belegt. Die zeitweilig hohe Geschiebefracht und damit verbundene hohe Akkumulationsraten dieser Flüsse führten wahrscheinlich zum Ausgreifen des Hauptstromstriches bis weit in den Nordflügel des Vorlandbeckens.

Von Niederbayern bis ins östliche Oberbayern baute das vorherrschende „braided river" System ein bis ca. 200m mächtiges Sedimentpaket auf, die sogenannte Nördliche Vollschotter-Abfolge bzw. den Landshuter Schotter (UNGER 1989). Im ehemaligen Zentralbereich des Stromes abgelagertes Flussgeschiebe kann örtlich Blockgröße erreichen.

Nach Westen zu, von Oberbayern bis ins altbayerische Schwaben, nehmen die Korngrößen stark ab. Neben dieser allgemeinen Tendenz zeigen frühere Untersuchungen des Verfassers z.B. im Aichach – Schrobenhausener Raum ein differenzierteres Bild: Dort findet sich eine vertikal wie lateral stark wechselnde lithologische Abfolge. Während noch nördlich von Schrobenhausen eine Dominanz zusammenhängender Sedimentationsbereiche von mittel- bis feinkörnigen Sanden mit Gesamtmächtigkeiten von zum Teil über 20m erkennbar ist, sind südlich davon praktisch in allen vergleichbaren Höhenlagen zwischen den Sanden häufig Kiese, Mergel und Schluffe eingeschaltet. Die Verbreitung von Mittel- bis Feinkiesen scheint sich auf größere und kleinere Einzelrinnen zu beschränken. Neben den häufig nur linsen- und lagenartig ausgebildeten Schluffen, Mergeln und Tonen lassen sich auch mächtigere Auenmergel (z.B. bei Aresing) nachweisen.

Die Grobschüttungen des Nördlichen Vollschotters bzw. seiner Äquivalente reichen stratigraphisch bis ins mittlere Baden (bereits Mittlere Serie !), wo sie mit der Sedimentation der Sandmergeldecke (Feinkies, Sand und Schluff) vorerst einen Abschluss fanden (z.B. HEROLD 1970, LEMCKE 1988 und ULBIG 1994).

BOON (1991) zufolge wurde der Bereich westlich von Augsburg während der gesamten Älteren Serie von einem System mäandrierender Flüsse durchzogen, in das die stärkeren Schüttungen der weiter östlich vorherrschenden „braided river" Systeme nicht vordrangen. Dort sedimentierte das Glimmersand- Stromsystem der Fluviatilen Unteren Serie Bayerisch-Schwabens (DOPPLER 1989) vor allem Fein- bis Mittelsande.

Während der Ablagerung der Älteren Serie gelangten auch vulkanische Aschen durch äolischen Transport ins süddeutsche Molassebecken, wie die geringmächtigen Bentonitschichten von Stiersdorf in Niederbayern und Oberschöneberg in Bayerisch Schwaben dokumentieren. Diese Bentonite können ebenso wie die jüngeren Bentonitvorkommen der Mittleren Serie (z.B. in Unterneul bei Dasing) als Verwitterungsprodukte vulkanischer Aschen angesehen werden (vergl. ULBIG 1999).

Mittlere Serie

Gegen Ende der Älteren Serie und weit in die Mittlere Serie reichend, fanden im nördlichen und östlichen Bereich des Beckens und im Gebiet des Landshut-Neuöttinger Hochs mehrfache tektonische Hebungen statt, die das akkumulative Sedimentationsgeschehen in diesen Bereichen für längere Zeit beendeten und stellenweise zu tiefgreifender Erosion führten (HEISSIG 1989). In diesem Zusammenhang ist auch die Bildung des ostnie-

derbayerischen Quarzrestschotters und Quarzitkonglomerats (GRIMM 1973, HEROLD 1970) zu sehen.

Auf dem Landshut-Neuöttinger Hochgebiet sind seit dem tieferen mittleren Baden (präriesische Mittlere Serie, d.h. vor dem Riesereignis) Erosionsrinnen nachweisbar (u.a. durch Kartierungen des Verfassers im Raum Landshut – Rottenburg – Mainburg), die verschieden weit in Ablagerungen der Älteren Serie eingriffen. Nach ULBIG (1994) wurde in Folge dieser Erosionsphase auf dem Hochgebiet im Oberen Baden auch die Sand-Mergel-Decke, eine großflächige Auenbildung im Hangendabschluss des Nördlichen Vollschotters, stellenweise durcherodiert. Erst im Verlauf des höheren mittleren Baden (post-riesische mittlere Serie, d.h. nach dem Riesereignis) und im oberen Baden konnten geschiebeführende Flußsysteme das entstandene Relief in den ostbayerischen Molassebereichen wieder auffüllen.

Östlich von Augsburg, im Übergangsbereich von Ost- und Westmolasse, vollzog sich nach Untersuchungen des Verfassers während der Mittleren Serie auf einer Breite von mindestens 25 Kilometern (in N-S Erstreckung) eine Sedimentationsentwicklung, deren Wurzeln bis in den Pfaffenhofener Raum und zur Bruchlinie des Landshut – Neuöttinger Hochs reichen dürften.

Die besonders im Raum Aichach – Dasing bis zur östlichen Lechleite genau aufgenommene stratigraphische Abfolge (FIEST 1986, SCHMID 1995) lässt sich eindeutig in mehrere, zum Teil großflächig kartierbare, Auto- und Allozyklen gliedern. Folgende Sedimentationsentwicklung ist für diesen Bereich rekonstruierbar:

Im prä-riesischen bis riesischen Teil der mittleren Serie fanden in einem abschnittsweise verflochtenen Gewässernetz vielfache laterale Erosions- und Umlagerungsprozesse statt, so dass größere Auemergel-Bildungen selten erhalten blieben. Biostratigraphische Ergebnisse (HEISSIG 1997) deuten auf zwei aufeinander folgende Erosionsphasen hin. Die aus den Erosionsprozessen resultierenden Reliefdifferenzen dürften jedoch mit einigen Metern Höhe relativ gering gewesen sein.

In den Fließrinnen wurden vornehmlich Mittel- und Feinsande transportiert. Sedimentation und Lithologie entsprachen noch weitgehend der Fluviatilen Unteren Serie.

Bereits kurz vor dem Riesereignis (siehe unten) kündigten einige fein- bis mittelkiesige Rinnenfüllungen meist unbedeutender Breite neue, geröllhaltige Sedimentfracht aus den östlichen Liefergebieten an. Diese Ablagerungen entsprechen bereits der Geröllsandserie Bayerisch Schwabens (DOPPLER 1989), die allmählich diachron nach Westen vordrang.

Für kurze Zeit unterbrach jedoch eine gewaltige Katastrophe abrupt die ruhige Entwicklung im Molassebecken: Die schwäbische Alb wurde von einem Großmeteoriten getroffen, der den Rieskrater herausprengte. Nach radiometrischer Datierung fand der Einschlag vor etwa 14,8 Millionen Jahren statt (vergl. STORZER & GENTNER 1970).

Noch sichtbare Auswirkung dieses Events sind die ballistisch herausgeschleuderten, allochthonen Malmkalkblöcke und -Brocken, die auch in der Vorlandmolasse nachgewiesen wurden und auch als REUTER'sche Blöcke bzw. Brockhorizont bezeichnet werden (z.B. STEPHAN 1952, SCHEUENPFLUG 1980 und 1986, SPITZELBERGER 1984, SCHMIDT-KALER 1986, HEISSIG 1989 und BOEHME et al. 2000).

Die Riesauswürflinge fielen HEROLD (1969) zufolge in Ostbayern (Landshut – Mainburger Bereich) in die oben erwähnte Sandmergeldecke, in Bayerisch Schwaben auf eine Flusslandschaft, die nach HEISSIG (1989) erneut durch verstärkte Rinnen- und Reliefbildung sowie Umlagerungserscheinungen geprägt war.

Im Aichach – Dasinger Raum endete die prä-riesische bis riesische Erosionsphase, nach der teilweisen Umlagerung des Brockhorizontes, mit der Schüttung von mehrere Meter

mächtigen Sanden, die weiter östlich im Pfaffenhofener Raum noch als grob- und mittelkörnige Schotter ausgebildet sind. Eine kurzzeitige Stagnationsphase in den Sand- bzw. Schotterschüttungen wird stellenweise in einer geringmächtigen, allozyklischen Ablagerung von Auenmergeln und Schluffen dokumentiert.

Wenig später begann von Osten her, unter scharfem Fazieswechsel und erosiver Basis, ein stark geschiebeführendes „braided river" Flußsystem mittelkörnige Sandkiese und Kiessande im oberbayerisch – schwäbischen Gebiet östlich Augsburgs abzulagern, die bis zu 14 m mächtigen Gallenbacher Schotter (FIEST 1986) bzw. den Hauptteil der Geröllsandserie (z.B. DOPPLER 1989). Westlich des Lechs gelangten wegen schwächerer Transportkraft des Flußsystems vorwiegend Sande und einzelne Geröllstränge zur Ablagerung.

Dieser Zyklus schloss mit der Beendigung bzw. Unterbrechung der Schotterzufuhr und der Ausbildung einer großflächigen Überflutungsebene mit zum Teil über 10 m mächtigen Auemergeln, der sogenannten Sandmergeleinheit (FIEST 1986) resp. dem Deckmergel (SCHMID 1995). Sie reicht vom Pfaffenhofener Raum wahrscheinlich bis in die Gegend um Krumbach (Schwaben). Wie die eigenen Untersuchungen im Rahmen unseres Forschungsvorhabens zeigen, wurde die Aue östlich Augsburg von einem System Sand- und Schluff-führender, anastomosierender Flussrinnen durchzogen, die bei heftigen Hochflutereignissen jeweils große Mengen sandiger Hochflutlehme absetzten.

Im späten mittleren Baden und wahrscheinlich nur wenige Hunderttausendjahre nach dem Ries-Event wurde das Alpenvorland, insbesondere das Molassebecken, von einem weiteren katastrophalen Großereignis betroffen: Vulkane, deren Schlote noch unbekannt sind, förderten gewaltige Mengen magmatischer Aschen (vergl. RITTMANN 1981), die vom Wind äolisch ins Molassebecken eingeweht wurden und dort teilweise mehrere Meter mächtig zur Ablagerung gelangten (siehe hierzu u.a. HEROLD (1970), HARR (1976), VOGT (1980), UNGER (1981), UNGER & NIEMEYER (1985 a, b), UNGER et al. (1990) und ULBIG 1999). Im Übergangsbereich zwischen Ost- und Westmolasse liegen diese Tuffe aus Schluff- bis Sandkorn-großen Alkalirhyolithgläsern und die daraus in situ verwitterten Bentonite in Rinnen der weitflächigen Auenlandschaft des „Deckmergels" resp. der Sandmergeleinheit (vergl. SCHMID 1995).

Im Bereich zwischen Landshut bis Mainburg waren zur Zeit der großen vulkanischen Aschefälle noch Reste des prä- und post-riesischen Erosionsreliefs vorhanden, in dessen Rinnen, wie in der westlich davon liegenden großen Aue, vornehmlich feinklastische Sedimente abgelagert wurden. Ein Großteil der wirtschaftlich nutzbaren Haupt-Bentonit/Tuff Lagerstätten auf dem Landshut – Neuöttinger Hoch findet sich somit als äolische Einwehung und sekundäre Einschwemmung in den Rinnenfüllungen.

ULBIG (1994) beschreibt einen weiteren Lagerungstyp, den er als Reliefhochlage bezeichnet. Dies sind nach ULBIG Relikte nicht umgelagerter Aschen auf sehr flachen Reliefbereichen. Die Tuffe wurden anschließend von einem erneut Geschiebe führenden „braided river"-System an vielen Stellen aberodiert bzw. von Schottern und Sanden überdeckt.

Die letzte, wohl auf allozyklische Mechanismen zurückzuführende, alpin-dominierte Schüttung von Kiesen und Sanden des oberen Baden lässt sich auch in Bayerisch Schwaben nachweisen. Zwischen dem Einsetzen dieser jüngeren Grobschüttungen und der äolischen Ablagerung der vulkanischen Tuffe dürfte im Raum Dasing – Aichach jedoch eine zum Teil erosive Sedimentationsunterbrechung stattgefunden haben (SCHMID 1995). In den jüngeren Grobschüttungen der sogenannten „Unteren Laimeringer Serie", konnte FIEST (1986, 1989) bei Laimering, 15 km östlich von Augsburg, im Einklang mit LEMCKE et al. (1953) die schwermineralanalytisch definierte A-Grenze belegen.

Jüngere Serie

Gegen Ende der Mittleren Serie nahm die Akkumulation alpinen Flussgeschiebes ab, so dass sich der zentrale Stromstrich vor allem im mittleren und südlichen Teil des Molassebeckens einpendelte (vergl. UNGER 1996).

Tektonische Hebungen im Nordflügel des Molassebeckens führten zu einer weiteren Erosionsphase, von deren Erosionsrinnen ausgehend im Laufe des Sarmat Grob- bis Feinklastika von Osten aus der Böhmischen Masse und von Nordosten aus der Naabschüttung ins Beken vorstießen.

Die mit moldanubischen Sedimenten und meist aufgearbeitetem alpinem Material vermischten, grobklastischen Rinnenfüllungen werden als Mischserie bezeichnet. Vor allem in Niederbayern und bis in den Pfaffenhofener Raum liegen über der Mischserie auch rein moldanubische Ablagerungen, die sogenannten Feldspatsande (vergl. NEUMAIER et al. 1957). Insbesondere südöstlich von Landshut tritt die Moldanubische Serie auch in schluffiger und toniger Fazies auf. Dort werden im Raum Kröning Kaolinit-reiche moldanubische Tone seit Jahrhunderten für keramische Zwecke abgebaut.

Im Aichach – Dasinger Raum überwog weitgehend der alpine Einfluss in den sandigen bis tonigen Schüttungen. Relikte dieser für Ober- und Niederbayern als Hangendserie (z.B. SCHWERD & UNGER 1981) und für Bayerisch Schwaben als Obere Serie (DOPPLER 1989) beschriebenen Einheit stellen das jüngste Schichtglied im Untersuchungsgebiet dar. Sie finden sich am Laimeringer Lehmberg bei Dasing (siehe Kapitel 4.1) und konnten durch Untersuchungen von FIEST (1986) schwermineralogisch wie faunistisch eindeutig der sarmatischen OSM zugeordnet werden.

Die jüngsten, bereits pannonischen Abschnitte der oberen Serie in Bayerisch Schwaben liegen im Kern der flachen Vorlandmolassemulde, z.B. bei Landsberg a. Lech (DOPPLER 1989).

Jüngere Molasseablagerungen sind im Untersuchungsgebiet nicht mehr erhalten. Die Molaseschichten werden aber vielfach von den Bildungen des Quartär wie z.B. Flussschottern, Lößlehm und Fließerden überdeckt. Zur Geologie des Bayerischen Alpenvolandes siehe auch BAYER. GEOL. L-AMT (1954, 1955 1996), SCHWERD & UNGER (1981), ZÖBELEIN (1985), RUTTE (1992) und HANTKE (1993).

2.2.2 Zur stratigraphischen Gliederung der OSM Bayerns unter Berücksichtigung feinklastischer Ablagerungen

Bei den bisher unternommenen Versuchen, die wechselhaften limno-fluviatilen Schichten der OSM mittels lithologischer Leithorizonte stratigraphisch detailliert zu untergliedern, spielten feinklastische Sedimente, abgesehen von Bentoniten, meist nur eine untergeordnete Rolle.

Zu den wenigen Ausnahmen zählen u.a. die „Sandmergeldecke" Niederbayerns (BATSCHE 1957) oder „Sand-Mergel-Abfolge" resp. „Sandmergeleinheit" im Raum Aichach – Dasing, die von FIEST (1986, 1989) als Leithorizont erkannt wurde. Einer Reihe weiterer, vergleichbar mächtiger Mergelabfolgen, die in der Älteren bis Jüngeren Serie der Vorland-OSM in verschiedenen Höhenniveaus auftreten, konnte bislang nur wenig stratigraphische Bedeutung zugemessen werden. Dies dürfte vor allem in der bislang fehlenden flächendekkenden geologischen Detailkartierung weiter Bereiche des süddeutschen Molassebeckens liegen. Die Untersuchung größerer zusammenhängender Flächen in Niederbayern ist in erster

Linie Prof. Dr. W. D. GRIMM und seinen Mitarbeitern, später Dr. R. HEROLD sowie Dr. H. J. UNGER zu verdanken. Einzelne Kartenausschnitte wurden auch im Rahmen von Diplomkartierungen bearbeitet.

Die Hauptproblematik von Geländekartierungen ohne den Einsatz tieferreichender Bohrgeräte und engem Bohrraster liegt in der schweren Verfolg- und Korrelierbarkeit lokal angetroffener Feinsedimente aufgrund von quartärer Überdeckung, erosivem Ausbeißen von Sedimentkörpern, lateralen Änderungen in den faziellen Ausbildungen sowie von durch tektonischen Versatz hervorgerufenen Verschiebungen der Lagebeziehungen (vergl. DOBNER et al. 1998, DOPPLER et al. 2000). Hinzu kommt eine allgemein schlechte Aufschlusssituation der schluffigen bis tonigen Lockergesteine in der OSM wegen ihrer häufig nur eingeschränkten Nutzbarkeit als mineralische Rohstoffe. So lassen sich Molassemergel mit ungünstiger tonmineralogischer Zusammensetzung und lagenweise auftretenden Anreicherungen karbonatischer Ausfällungen nur zu Hintermauer-Ziegelsteinen verarbeiten.

Die genannten Umstände führten forschungsgeschichtlich früh zur Fokussierung des wissenschaftlichen Interesses auf grobklastische Ablagerungen.

Seit den 30iger Jahren des letzten Jahrhunderts unternahmen zahlreiche Bearbeiter wie beispielsweise WURM (1937), NEUMAIER & WIESENEDER (1939), ZÖBELEIN (1940), FUCHS (1953), LEMCKE ET AL.(1953), FÜCHTBAUER (1955), SCHMEER (1955), GRIMM (1957, 1965), BLISSENBACH (1957) NEUMAIER ET AL. (1957), UNGER (1981, 1982, 1983, 1986, 1989) oder ULBIG & RENNSCHMID-ULBIG (1999) sedimentpetrographische und mineralogische Untersu-chungen in der Vorlandmolasse. Zur stratigraphischen Gliederung und zur Unterscheidung von Liefergebieten wurden die in den verschiedenen Kies- und Sandschüttungskörpern auftretenden Geröll- und Schwermineralassoziationen beurteilt.

Daneben wurde auch intensiv nach biostratigraphischen Ansatzpunkten, z.B. durch Auswertung fossiler Faunen- und Florenreste in den Molasseablagerungen gesucht. Grundlegende Arbeiten lieferte DEHM (1951 und 1955), indem er die OSM nach Großsäugerresten in eine Ältere, Mittlere und Jüngere Serie gliederte. Das Untersuchungsmaterial stammte im wesentlichen aus grobklastischen Ablagerungen. Als adäquates Mittel zur biostratigraphischen Feingliederung von Molassesedimenten setzten sich jedoch mehr und mehr Untersuchungen phylogenetischer Abwandlungen von Kleinsäugerfaunen durch (z.B. FAHLBUSCH 1964). Mit der umfassenden Bearbeitung von Kleinsäugerresten gelang HEISSIG (1989) eine stratigraphische Feingliederung zwischen Älterer und Hangend-Serie. Er konnte im Gegensatz zu früheren Auffassungen nachweisen, dass die Grenze von der Älteren zur Mittleren Serie deutlich unterhalb der Wende „Torton/Sarmat" liegt. In der Kleinsäugerstratigraphie wäre auch ein ausbaufähiger Verknüpfungspunkt zu den thematisch im Mittelpunkt stehenden feinklastischen Sedimenten und deren Genese gegeben: Reichhaltige fossile Kleinsäugerfaunen stammen mehrheitlich aus Schluffen und Mergeln, da diese Knochen- und Zahnreste durch Umlagerung in fluviatilen Strombettsanden und -kiesen rasch zerstört werden.

Mit der Kombination von bio- und lithostratigraphischen Methoden untersucht HEISSIG zur Zeit die OSM-Schichtenfolge der Älteren bis Mittleren Serie nördlich von Freising zwischen Landshut und Augsburg. Die freundlicherweise zur Verfügung gestellten, bislang unveröffentlichten Ergebnisse lassen eine Gliederung der Sedimentabfolge in mehrere aufeinanderfolgende fluviatile Allo-Schüttungszyklen mit zwischengeschalteten Erosionsphasen erkennen. Um das in Grundzügen schlüssige Zyklenkonzept in eine umfassende Becken analyse münden zu lassen, sollte künftig die Integration der in verschiedenen Höhenlagen eingeschalteten, z.T. mächtigen Feinsedimentkörper angestrebt werden, da sie das fluviatile Sedimentationsgeschehen als „overbank"-Ablagerungen lateral wie auch nach dem Walther'schen Prinzip vertikal begleiteten.

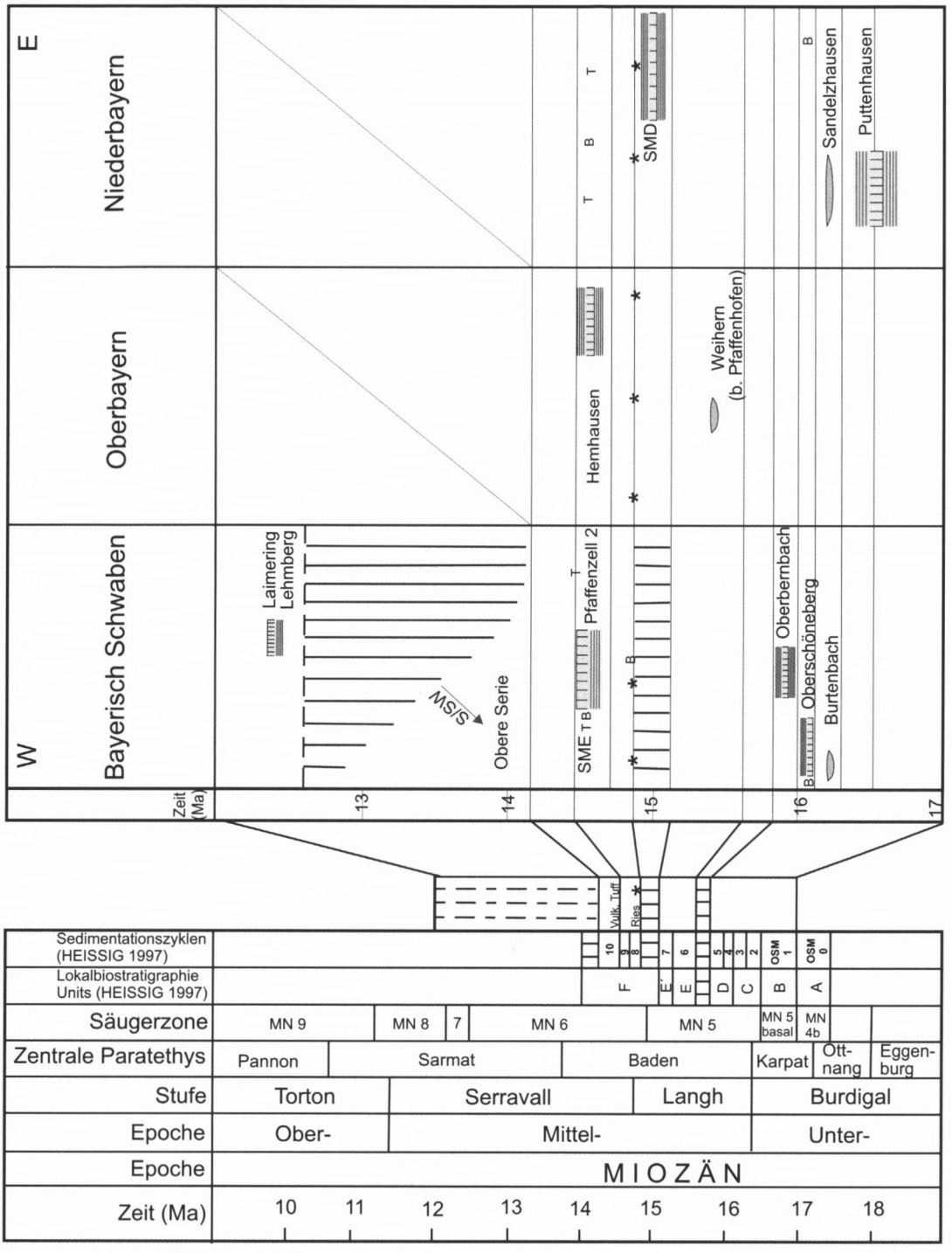


Abb. 2: Stratigraphische Gliederung der Oberen Süßwassermolasse im Untersuchungsgebiet zwischen Niederbayern und Schwaben nach STEININGER *et al. (1985, 1989),* DOPPLER *(1989) sowie* HEISSIG *(1989, 1997) unter Einfügung der Position der untersuchten Profile*
Zeichenerklärung: SMD = Sand-Mergel-Decke, SME = Sandmergeleinheit, B = Bentonite, T = Vulk. Tuffvorkommen, ⋆ = Auswürflinge des Ries-Ereignisses

Abbildung 2 fasst die bisherigen Kenntnisse zur stratigraphischen Gliederung der OSM im Untersuchungsgebiet zusammen und informiert über die Einordnung der in diesem Forschungsvorhaben zu untersuchenden Profile. Hierbei handelt es sich in erster Linie um feinklastische Gesteinsabfolgen, die das Auftreten von Paläobodensequenzen erwarten lassen. Im Vergleich zu Paläoböden in tertiären Beckensedimenten der Iberischen Halbinsel (vergl. GÜNSTER 1999) wurde der stratigraphische Leitwert von Paläoböden der OSM bislang nicht geprüft. Da die Ergebnisse dieser Arbeit vor allem der Schaffung erster klassifikatorischer und fazieller Grundlagendaten dienen sollen, ist zur Beantwortung stratigraphischer Fragestellungen weiterer Forschungsbedarf in der Zukunft impliziert.

2.2.3 Lithofazies feinklastischer Sedimente und mögliche Bildungsbereiche von Paläoböden im Untersuchungsgebiet

Feinsande, Schluffe, Tone und Mergel der Oberen Süßwassermolasse wurden überwiegend fluviatil transportiert und in lakustriner, fluviatiler oder terrestrischer Fazies abgelagert. Ihr primäres Ausgangsmaterial stellen überwiegend Gesteine des Zentral- und Kalkalpins dar. Ein weiteres, phasenweise bedeutsames Herkunftsgebiet ist die Böhmische Masse.
Bis zu ihrer entgültigen Ablagerung wurden die Feinsedimente zum Teil mehrfach entlang der Flußsysteme in Auen- und Stillwasserbereichen abgelagert, erosiv aufgearbeitet und erneut der Schwebfracht der Flüsse zugeführt.

Hierbei unterlagen insbesondere Tonminerale und Glimmer (v.a. Biotit) Veränderungen, die sich auf physikalische und chemische Beanspruchung (Verwitterung) oder Zufuhr von Elementen zurückführen lassen (vergl. HEIM 1990). Die verwitterungsstabileren Quarzkörner und Schwermineralien der Sand- und Schlufffraktion wurden vor allem abrasiv verkleinert. Waren Quarze und Schwerminerale über längere Zeiträume in oberflächennaher Position den Einflüssen der Pedosphäre ausgesetzt, konnten auch sie durch Prozesse der Lösungsverwitterung angegriffen werden.

Kurzbeschreibung der Lithofazieseinheiten:
Im Untersuchungsgebiet werden folgende feinklastische Lithofazieseinheiten angetroffen (zur Legende der in den Profilen verwendeten geologischen und bodenkundlichen Signaturen siehe Abbildung 3):

Feinsande und Schluffe: grau, beige, braun, karbonatisch gebunden bzw. ohne Bindemittel, massiv, geschichtet, sekundär entschichtet, örtlich Eisenimprägnationen, Karbonatkonkretionen oder Karbonatausfällungslagen.

Mergel und Tone: grau bis graugrün, blaugrau, lila, beige, bunt, rosa, rot bis rotbraun, dunkelgrau bis dunkelbraun, geschichtet oder sekundär entschichtet, örtlich Eisenimprägnationen, Karbonatkonkretionen bzw. Karbonatausfällungslagen, humos oder/und Fusit-haltig.

Vulkanogene Ablagerungen: Tuffe, Tuffite und Bentonite.
Die meisten Straten mit Merkmalen von Verwitterung und Bodenbildung wurden in schluffigen bis tonigen Sedimenten beobachtet. Dies mag darauf zurückzuführen sein, dass die Akkumulationsraten dieser Sedimente häufig gering waren und deshalb eine stärkere Überprägung durch Pedogenese auch während der Sedimentation möglich wurde.

Grobklastische Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse können zwar grundsätzlich ebenso von Verwitterung und Bodenbildung betroffen sein (HEROLD 1970). Infolge oft

Geologische und bodenkundliche Legende

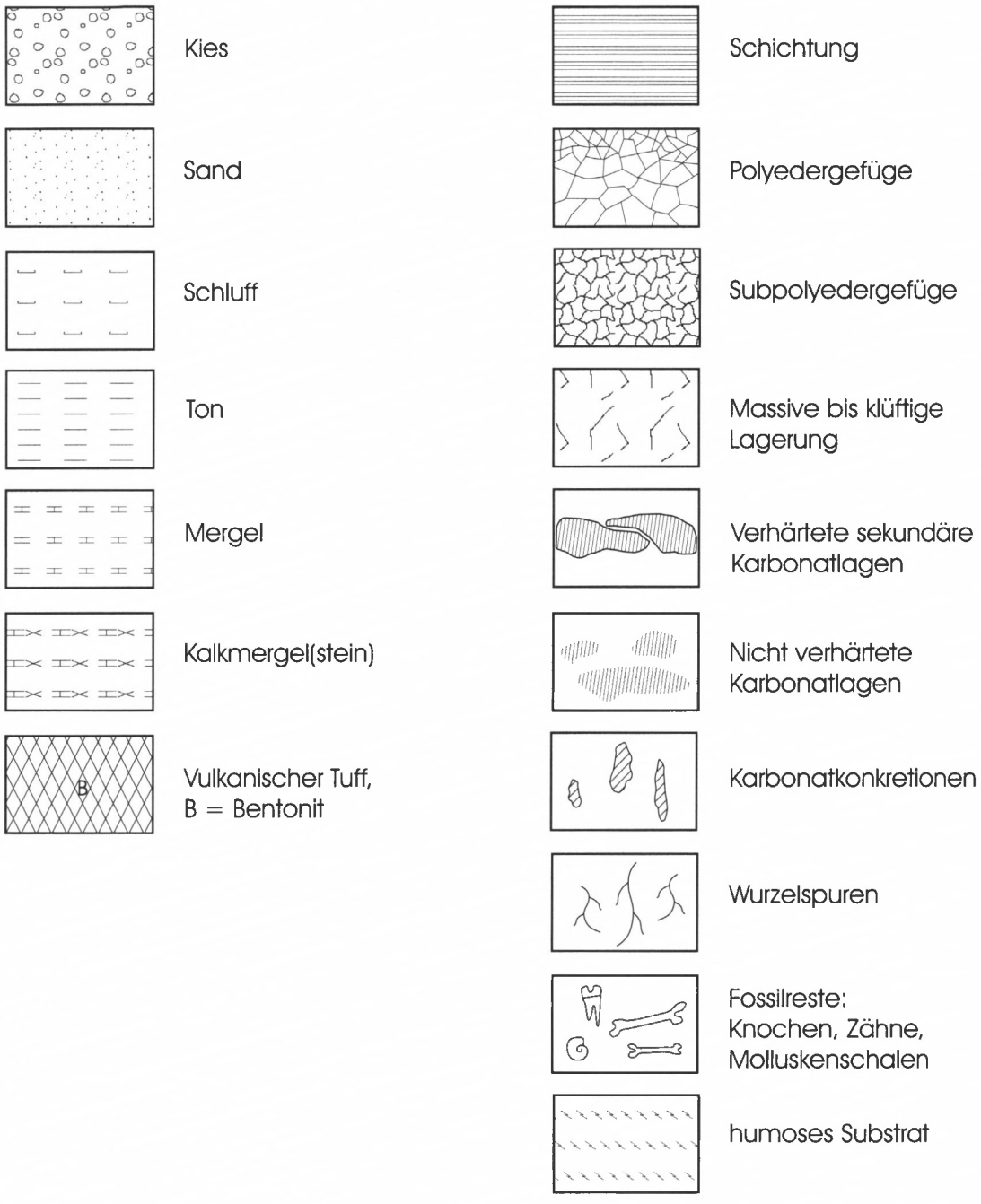


Abb. 3: Legende wichtiger, in den Profilen verwendeter geologischer und bodenkundlicher Symbole

schnellerer Akkumulation war indessen die Intensität der Pedogenese schwächer. Außerdem ist ihre Fähigkeit, pedogene Merkmale auszubilden und über Jahrmillionen zu konservieren, geringer.

Als **mögliche Bildungsbereiche von Paläoböden** aus feinklastischen Sedimenten kommen in Betracht (vergl. SCHMID 1995):

„Overbank"-Bereiche
Ufernahe Bereiche (Uferdämme) oder durch Pflanzenbewuchs konsolidierte Flussinseln (ehemalige Kies bzw. Sandbänke) im „braided river" System. Sie geraten bei Hochflut unter Wasserbedeckung und werden von frischem Sediment aus Schluff und Sand überdeckt. Ansonsten stehen diese Flächen nur sporadisch, periodisch oder indirekt unter dem Einfluss des nahen Flusses. Die Böden können Grundwasser-beeinflusst sein.

„Floodplains"
Auenbereiche von mäandrierenden Flußsystemen oder ausgedehnte Überschwemmungsebenen verflochtener Flüsse. Feiner Schlamm aus der Schwebefracht der Flüsse kann nur bei Hochflut auf diese Flächen gelangen. Entsprechend gering sind gewöhnlich auch die Sedimentationsraten (im Durchschnitt 1 bis 2 mm Schluff – Ton Ablagerung je Überschwemmungsperiode). „Floodplains", ab einer bestimmten Ausdehnung von mehreren hundert Quadratkilometern werden auch als „flood basins" bezeichnet. Darin können bei Sedimentationsraten, die etwa der Subsidenz des tektonischen Troges entsprechen, mächtige Auenablagerungen entstehen. Örtlich sind Mollusken- und Vertebratenreste eingelagert. In diesen Feinsedimentabfolgen sind häufig Paläoböden eingeschaltet.

„Oxbow lakes" und Tümpel
Totwasserarme („oxbow lakes") sind typisch für Mäanderflüsse. Tümpel und temporäre Seigen finden sich dagegen auch in verflochtenen Flußsystemen. Im Auenbereich größerer mäandrierender Flüsse gehen die in den „oxbow lakes" abgelagerten, geschichteten bis laminierten, limnischen Mergel bisweilen im Hangenden in Auenmergel über. Dies kann ursächlich auf einer häufigeren Austrocknung des Gewässers oder auf der bereits weitgehenden Auffüllung der Mulde beruhen. Im Umfeld verflochtener Flußsysteme bleiben Stillwasserablagerungen seltener erhalten, da dieser Flusstypus in der Regel die Tendenz zu häufiger Verlagerung aufweist. Sie erscheinen in Form von isolierten linsenförmigen Sedimentkörpern, die als Füllungen ehemaliger, vom Fluss gänzlich verlassener Fließrinnen gedeutet werden können.

Terrassen und Hochgebiete
Vom Fluss oder Grundwasser nicht oder nur indirekt beeinflusste Flächen. Dies können beispielsweise höher gelegene Flussterrassen sein, die als laterale Erosionsrelikte neben sich einschneidender Flußrinnen über längere Zeit bestehen. Hier ist mit intensiver Bodenbildung zu rechnen. Dazu zählen aber auch tektonisch bedingte Hochgebiete wie das Landshut-Neuöttinger Hoch. Da dort über länger Zeiträume keine Sedimente zur dauerhaften Ablagerung gelangten, fand wahrscheinlich Bodenbildung in großem Umfang statt. Die dabei gleichzeitig ablaufenden erosiven Prozesse dürften jedoch den größten Teil davon wieder zerstört haben, so dass später erneut einsetzende Akkumulationsphasen mit Sedimentablagerungen vermutlich nur Reste der alten Landoberflächen konservieren konnten.

2.3 Zum Kenntnisstand paläopedologischer Untersuchungen in der OSM Bayerns

Seit etlichen Jahren werden kontinentale Gesteinsabfolgen verschiedener Zeitstufen weltweit paläopedologisch untersucht (z.B. BRUNNACKER 1957, MANN & HORRWITZ 1979, ADAMS 1980, BOWN & KRAUS 1981, WRIGHT 1986b, KRAUS & BOWN 1986, 1993, MC FADDEN 1988, CREMASCHI 1987, SMITH 1990, CATT 1992, KRAUS 1992 a, b, 1997, RETALLACK 1986b, 1992, 1994, und RETALLACK et al. 1987).

In Bayern war das wissenschaftliche Interesse bislang auf Paläoböden in quartären Ablagerungen, insbesondere pleistozänen Lössen fokussiert, da diese für die Kenntnis der Klimaveränderungen im Pleistozän und für stratigraphische Fragestellungen von großer Bedeutung sind (z.B. BRUNNACKER 1957, STREMME 1989, JERZ et al. 1990, JERZ et al. 1993, BIBUS 1995, DOPPLER & JERZ 1995, JERZ & GROTTENTHALER 1995).

Eine wichtige Studie zur Sedimentologie und zu Paläobodenbildungen in der untermiozänen Unteren Süßwassermolasse der Schweiz verfassten PLATT & KELLER (1992). Für die feinklastischen Sedimentabfolgen der mittel- und obermiozänen Oberen Süßwassermolasse Bayerns liegen dagegen hinsichtlich dieser Thematik bislang keine detaillierten wissenschaftlichen Bearbeitungen vor.

Grundlegendes zur Sedimentpetrographie und Mineralogie pelitischer Gesteine in der Molasse Niederbayerns trug HEROLD (1970) bei. Er diskutierte sowohl die Herkunft der detritischen Sedimente, ihre Genese wie auch Verwitterungserscheinungen und sekundäre Mineralumwandlungen bzw. -Neubildungen (z.B. von vulkanischen Gläsern, Quarz, Tonmineralen, Karbonaten etc...). Aus den beobachteten Verwitterungserscheinungen schloss Herold bereits auf tertiäre Bodenbildungen, ohne jedoch in seinen Profilen eine systematische Horizontabfolge zu definieren und die Erscheinungen bodenkundlich zu klassifizieren.
ULBIG (1994) untersuchte Bentonite und Tuffe im Raum Landshut – Mainburg auch im Hinblick auf die Neubildung der Tonmineralphasen aus den Gläsern. Er kam in diesem Zusammenhang zum Schluss, dass konkretionäre Karbonatausfällungen, die er im Niveau der Bentonitlagerstätten beobachtete, als Caliche-Bildungen angesehen werden können. BOLLIGER (1992) wies im Zusammenhang mit Kleinsäuger-stratigraphischen Untersuchungen in der miozänen Hörnlischüttung der Ostschweiz (OSM) auf rote Mergel mit Überresten von Bodenbildung und auf einen fossilen „Sumpfboden" in Siltsteinen hin. Für die in diesen Schichtfolgen auftretenden Knollenkalke (Karbonatkonkretionen) forderte er einen Bildungsmechanismus unter warm-humiden Klimabedingungen, der „heute nicht mehr funktioniert".

Die meisten Aussagen über Paläoböden in der OSM Bayerns beruhten bislang lediglich auf Vermutungen. Deshalb ist diese Studie darauf angelegt, eine wichtige Kenntnislücke hinsichtlich paläopedogenetischer Phänomene und deren Interpretation zu schließen.

3. Methodik

3.1 Vorbereitende Geländearbeiten

Die zur Probenahme und paläopedologischen Dokumentation geeigneten Lokalitäten wurden bei gemeinsamen Geländebegehungen im Frühjahr 1997 durch die wissenschaftlichen Leiter und Mitarbeiter der Arbeitsgruppe ausgewählt.

Neben paläopedologischen Aspekten war ein spezielles Auswahlkriterium die stratigraphische Relevanz und Korrelierbarkeit der Sedimentabfolgen innerhalb der Oberen Süßwassermolasse Bayerns.

Zur genaueren Erfassung der räumlichen Ausdehnung und lithostratigraphischen Position der Schluff- und Mergelabfolgen in den Aufschlüssen Sandelzhausen und Puttenhausen wurde der Raum Mainburg in einer Diplomkartierung von MAIER (1999) untersucht.

Der Raum Dasing mit den Aufschlüssen Laimering I und II, Unterzell, Pfaffenzell etc. war zuvor bereits durch die Diplomkartierungen von FIEST (1986) und SCHMID (1995) geologisch genau erfasst worden.

Da im Bereich der Ziegeleigruben Oberbernbach bzw. Oberschöneberg bislang großmaßstäbliche geologische Karten fehlen, konnte aus zeitlichen Gründen vom Verfasser nur deren direktes Umfeld per Bohrstocksondage erkundet werden.

3.2 Probenahme und Dokumentation

Zur Anfertigung von Grubenskizzen mit Höhenangaben über Normal Null wurden einige Aufschlüsse vom Verfasser mittels eines 50 m Maßbandes und eines Nivelliergerätes vermessen.

Nach Festlegung geeigneter Profilausschnitte musste anstehendes und durch quartäre Vorgänge unbeeinflusstes Gestein unter Einsatz eines Baggers oder durch Abgraben per Hand freigelegt werden.

Anschließend wurde eine erste Ansprache der Straten vorgenommen. Nach Festlegung der Stratengrenzen wurden Körnung, Farbe, Gefüge, Lagerungsdichte, Durchwurzelungsintensität, Hydromorphiemerkmale etc. bestimmt. Daneben waren aber auch sedimentologische und paläontologische Merkmale wie Schichtung, Fossilgehalt etc. zu berücksichtigen.

Nach der Beschreibung, der grafischen und fotografischen Dokumentation entnahmen wir stratengenaue Schlitzproben von je ca. 0,5–2 kg Material für bodenchemische und mineralogische Analysen.

Gleichzeitig wurden orientierte Stratenausschnitte (etwa 2–5 kg) als Block geborgen und in Plastiktüten luftdicht verpackt. Hierbei sollten möglichst viele Bodenaggregate im Zusammenhang erhalten bleiben, um daran die Beurteilung der makrostrukturellen Zusammensetzung, die Farbbestimmung nach der Munsell Soil Colour Chart und die festigende Präparationen für Dünnschliffuntersuchungen erst später im Labor durchführen zu können.
Von der gesamten aufgeschlossenen Schichtfolge wurde abschließend ein sedimentologisches Übersichtsprofil aufgenommen.

3.3 Laboruntersuchungen

Zur Unterscheidung der Straten (Schichten bzw. Bodenhorizonte) wurden neben sedimentologischen, geochemischen und mineralogischen Methoden, soweit sinnvoll, die für die FAO-Klassifikation von Rezentböden üblichen bodenchemischen Verfahren eingesetzt. An besonders wichtigen und repräsentativen Straten wurden aufwendige Spezialanalysen durchgeführt. Die Grobcharakterisierung (screening) aller Proben erfolgte mittels schnell durchführbarer Analysen. Es wurden jeweils 2 Parallelen gemessen und Mittelwerte gebildet. (vergl. SCHLICHTING et al. 1995, BODENKUNDLICHES LABORPRAKTIKUM 1997).

3.3.1 Probenaufbereitung

Die Ansprache der Bodenfarben wurde im Labor mit Hilfe der Munsell Soil Colour Charts am bergfeucht aufbewahrten Boden vorgenommen. Der prozentuale Anteil der im Inneren oder an der Oberfläche von Gefügeelementen auftretenden, meist flächigen Farbunterschiede (Marmorierungen), wurde durch Schätzen bestimmt.

Die Farbbestimmung lieferte auch Hinweise auf die im Boden in der Regel farbbestimmenden, pedogenen Eisen(hydr)oxide wie Hämatit, Goethit, (Ferrihydrit) und von reduzierten Eisenverbindungen.

Der nächste Schritt der Bodenuntersuchungen im Labor war in der Regel die Trennung des Skeletts (> 2 mm) von der Feinerde < 2 mm Durchmesser. Die Feinerde, d.h. der skelettfreie Boden, wird für die weiteren Analyseergebnisse als 100% angesetzt.

Für die Trennung des häufig verfestigten Bodenmaterials musste ein besonders schonendes Verfahren entwickelt werden, da der Einsatz eines Backenbrechers größere Fossilreste und Karbonatkonkretionen vom Skelettanteil in die Feinerde überführt hätte.

Hierzu wurden 0,5–1 kg Probematerial mit der Hand in kleinere Stücke gebrochen, auf ein Backblech verteilt und bei 40°C bzw. 63°C im Trockenschrank mindestens 48 Stunden getrocknet.

Durch mehrfaches Befeuchten mit Aqua dest. und jeweils anschließender Trocknung wurden Quellungs- und Schrumpfungsvorgänge ausgelöst, so dass das Bodenmaterial feinkrümelig zerfiel und im angetrockneten Zustand leicht durch ein 2 mm Sieb gedrückt werden konnte. Die Anteile des im Sieb als Rückstand verbliebenen Skeletts wurden quantitativ durch Wägung ermittelt.

Die Feinerde wurde nach einer abschließenden Trocknung über 48 Stunden in luftdicht verschließbare, dunkle 1-Liter Gläser gefüllt und aufbewahrt.

3.3.2 Bodenchemische Analysen

Messung der pH-Werte

Die pH-Werte der Feinerde wurden potentiometrisch mit einer Glaselektrode in einer Suspension von 10 g Feinerde und 25 ml 0,01 m $CaCl_2$-Lösung gemessen.

Bestimmung der Karbonatgehalte

Der Karbonatgehalt der Feinerde wurde mit einem Kohlensäure-Bestimmungsgerät nach SCHEIBLER-FINKENER ermittelt. Grundprinzip ist die Auflösung von Karbonatmineralen (Calcit, Dolomit) durch Salzsäure.

Das durch diese Reaktion entstehende CO_2-Volumen wird an einer Wassersäule gemessen und ist proportional zum Karbonatgehalt, wobei Temperatur und Luftdruck berücksichtigt werden.

Durch die Erstellung von Eichgeraden, die aus der Bestimmung zweier bekannter Karbonatgehalte sowie einer Blindwertmessung hervorgehen, lässt sich der Karbonatgehalt herleiten.

Die karbonatischen Mineralphasen wurden später mittels Röntgenphasenanalysen sowie mit der Mikrosonde festgestellt.

Bestimmung der Gesamt-Kohlenstoff- und -Schwefelgehalte

Die Gehalte ausgewählter Lagen an Gesamtkohlenstoff und Gesamtschwefel wurden mit einem Leco Analysator CS 444 gemessen.

Die Bestimmung erfolgt durch Verbrennung der gemahlenen Probe im reinen O_2-Strom bei Temperaturen von 1200–1400°C und IR-spektrometrischer Detektion des gebildeten CO_2 und SO_2.

Bestimmung der Gehalte an Stickstoff und organischem Kohlenstoff

Zur Bestimmung der Gehalte an organischem Kohlenstoff und Stickstoff ausgewählter Bodenhorizonte wurde ein Leco CHN-O-Analysator eingesetzt. Zum Aufschluss werden die Proben im reinen Sauerstoffstrom zwischen 950 bis 1050°C verbrannt. Da sich bei diesen Temperaturen auch Karbonate zersetzen können, wurden nur karbonatarme bzw. karbonatfreie Lagen zur Messung herangezogen.

Die bei der Verbrennung entstehenden gasförmigen Oxidationsprodukte (Kohlendioxid, Stickoxide) werden getrennt und mit Hilfe eines Wärmeleitfähigkeitsdetektors bestimmt.

Bestimmung der (Hydr)oxide des Eisens, Mangans und Aluminiums

Die pedogenen Oxide des Eisens, Mangans und Aluminiums in der Feinerde wurden mit Dithionit/Citrat bei pH 7,3 (vergl. SCHLICHTING; BLUME & STAHR 1995) extrahiert. Durch die Verwendung eines Reduktionsmittels in Kombination mit einem Komplexbildner lassen sich sowohl die amorphen wie auch die kristallinen (Hydr)oxide der gesuchten Elemente erfassen. Die Bestimmung erfolgte direkt im Dithionit/Citrat-Extrakt am ICP-OES-Gerät Perkin-Elmer Optima 3000.

Colorimetrische Bestimmung der Gehalte an $NaHCO_3$ – löslichem Phosphor

Mit der Phosphorbestimmungsmethode nach OLSEN werden leichtlösliche Phosphoranteile bestimmt, die in enger Beziehung zur P-Aufnahme durch die Pflanze stehen. Nach PAGEL, MUTSCHER & ENZMANNN (1982) eignet sich diese Methode sowohl für Böden humider Breiten wie auch für Böden arider Gebiete.

Die Extraktion erfolgt mit einer 0,5 m $NaHCO_3$-Lösung, die einen pH-Wert von 8,5 aufweist. Der hohe pH-Wert verhindert die Mobilisierung von Al und Fe, die somit nicht für die Phosphatfällung zur Verfügung stehen (SCHAD 1994). Extrahiert wird vor allem Phosphor aus phosphatischer Bindungsform.

Hierzu werden 2,5 g ungemahlene Feinerde in 250 ml PE Flaschen eingewogen und mit 50 ml Extraktionslösung versetzt. Nach 30 minütigem Schütteln und anschließender Filtration werden je 3 ml des Filtrats in ein 10 ml Gefäß pipettiert und 3 ml Färbelösung hinzugegeben. Nach vorsichtigem Schütteln und einer Stunde Ruhezeit wird je ein Aliquot in eine Küvette pipettiert und bei 720 nm am Spektralphotometer gemessen. Über die Erstellung einer Eichkurve lässt sich der Phosphorgehalt ermitteln.

3.3.3 Mineralogische und geochemische Analysen

Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)
Mit RFA wurde die chemische Zusammensetzung (Hauptelemente) der Feinerde (Kornfraktion < 2 mm) aller beprobten Straten sowie eines Bentonits ermittelt. Hierzu stand das halbautomatische Röntgenspektrometer Philips PW 1400 mit Rhodium Röntgenröhre der Firma Erlus Baustoffwerke AG in Neufahrn zur Verfügung.

Die Bestimmung der Hauptelemente erfolgte an Schmelztabletten. Sie wurden aus 0,400 g der bei 110°C getrockneten Probesubstanzen und 4,000 g Schmelzmittel (Lithiumborat) hergestellt. Als Referenzproben standen ca. 50 internationale Standards zur Verfügung. Für Si, Al und Na wurde eine Messgenauigkeit von ca. 1 g/kg erreicht, die übrigen Elemente wurden auf 0,1 g/kg genau gemessen.

Die Grundlage dieses Verfahrens ist die Emission der Fluoreszenzstrahlung durch die Bestrahlung der Probe mit primären Röntgenstrahlen aus einer Röntgenröhre.

Beim Einsatz wellenlängendispersiver RFA werden Analysatorkristalle mit bekannten Netzebenenabständen verwendet, um die Wellenlängen der Fluoreszenzstrahlung im Röntgenbereich, welche die Elemente der jeweiligen Probe charakteristisch emittieren, durch Beugung zu trennen und ihre Intensitäten zu messen. Die Intensität der Emission einer bestimmten Wellenlänge ist proportional zum Gehalt des emittierenden Elementes in der Probe. Die Intensität der Fluoreszenzstrahlung wird über einen Szintillationszähler ermittelt und durch eine computergestützte Datenverarbeitung ausgewertet. Quantitative Messungen machen Korrekturverfahren notwendig, welche Störfaktoren wie z.B. den Massenabschwächungskoeffizienten und den spezifischen Untergrund berücksichtigen.

Röntgendiffraktometrie
Dieses Verfahren diente der Bestimmung der qualitativen Mineralzusammensetzung der Feinerde (Fraktion < 2 mm) und der Tonfraktionen aller beprobten Horizonte. Die Untersuchungen wurden am Röntgendiffraktometer PW 1877 der Firma Philips in den Labors der Firma Erlus vorgenommen. Die Feinerde wurde an Pulverpräparaten, die Tonfraktion an speziell angefertigten Texturpräparaten analysiert (vergl. SPERLING 1991).
Grundlagen:

Hier werden nur Röntgenstrahlen bestimmter Wellenlänge verwendet. Über die Bragg'sche Gleichung ($n\ \lambda = 2d\ sin\ \theta$) lassen sich nach dem jeweiligen Glanzwinkel die Netzebenenabstände der mineralischen Probesubstanzen ermitteln. Die Abstände sind jeweils charakteristisch für verschiedene kristalline Stoffe und ermöglichen deren Identifikation.

Die Intensität der Beugungsreflexe hängt von der Menge des jeweiligen Stoffes in der Probe ab, aber auch von verschiedenen Faktoren wie der Kristallinität, dem spezifischen Untergrund, den Massenabschwächungskoeffizienten und der Probenpräparation.

Da diese Faktoren die Reproduzierbarkeit bei tonigen Gesteinen stark einschränken, wurde auf eine quantitative Auswertung mit dem zum Verfügung stehenden Computerprogramm verzichtet.

Die im Feinboden enthaltenen Tonminerale wurden an speziellen Texturpräparaten im Diffraktometer untersucht.

Die Gewinnung der Tonfraktion erfolgte nach dem Prinzip der Sedimentation (Stoke'sches Gesetz) in selbst hergestellten 5 l-Sedimentationszylindern. Hierzu wurden 50 g Feinerde in einem 500 ml Becherglas mit 400 ml Aqua dest. und 20 ml 25%ige NH_4OH-Lösung versetzt und 1 Stunde im Ultraschallbad dispergiert. Der aufgeschlämmte Feinboden wurde danach in den Sedimentationszylinder gegeben, mit Aqua dest. bis zur 5 l-Marke aufgefüllt und mit weiteren 40 ml 25%ige NH_4OH-Lösung zur besseren Dispergierung versetzt. Nach kräftigem Aufrühren wurde die Suspension 18 Stunden bei konst. 22°C ruhig stehen gelassen. Hierauf konnte der tonhaltige Überstand abgelassen und in verschließbare Gefäße gefüllt werden. Nach zwei Wochen wurde der jetzt klare Überstand mit Hilfe einer Wasserstrahlpumpe weitgehend abgesaugt und der Rückstand bei 40°C eingedampft.

Die Herstellung der Texturpräparate erfolgte ebenfalls durch Sedimentation. Hierzu wurden 0,05–0,1 g Tonfraktion mit 50 ml Aqua dest. aufgeschlämmt und mit Ultraschall und 1 Tropfen NH_4OH-Lösung. weiter dispergiert. Als Sedimentationsgefäße der Suspension dienten aufgeschnittene Filmdosen, die mit Uhu-Hart auf Glasobjektträger geklebt waren und später wieder entfernt werden konnten. Um gut messbare Präparate mit gleichmäßig glatter Oberfläche zu erzeugen, war eine erschütterungsfreie Trocknungszeit von mehreren Wochen erforderlich. Die Texturpräparate wurden jeweils lufttrocken, Glykol-behandelt und als Erhitzungspräparat (550°C) gemessen.

Die Identifikation der Tonminerale konnte aufgrund der Basisreflexe (00l) und der Verschiebungen dieser Reflexe in den Glykol-behandelten und erhitzten Präparaten durchgeführt werden (vergl. BROWN 1972, HEIM 1990).

In *luft-trockenen Präparaten* (bei 40°C im Trockenofen getrocknet) erscheint meist bei 14Å ein breiter Peak quellfähiger Dreischichtsilikate. Weist dieser eine scharfe Spitze auf, so deutet dies auf die Anwesenheit von Chlorit. Eine breite Peakflanke zwischen etwa 14–11Å gibt Hinweise auf Illit-Smektit Wechsellagerungen. Bei etwa 10Å tritt der schärfere Reflex des Illits hervor. Der bei etwa 7,2Å auftretende erste Basisreflex des Kaolinits kann vom zweiten Basisreflex des Chlorits überlagert werden, sofern Chlorit vorhanden ist. Bei etwa 5Å findet sich der zweite Basisreflex des Illits, dem bei 4,7Å ein weiterer Chloritreflex folgt. Ein Reflex bei 4,26Å weist auf Quarz-Gehalte hin.

Nach einer *Glykol-Behandlung der Präparate* (12-stündige Bedampfung bei ca. 40°C) verschiebt sich der Reflex der quellfähigen Dreischichtsilikate durch Aufweitung der Schichtebenen auf etwa 17Å. Ein starkes Absinken des Untergrundes bei 14–11Å lässt sich mit dem Aufquellen der Illit – Vermikulit/Smektit Wechsellagerungen erklären. Der Illit-Peak bei 10Å erscheint deutlich niedriger, jedoch schärfer. Bei etwa 8,5Å findet sich der 2. Basisreflex der auf 17Å aufgeweiteten Vermikulit/Smektitminerale.

Nach der *Erhitzung der Präparate auf 550°C* (etwa eine Stunde) ergeben nachfolgende Messungen einen breiten Reflex bei 14Å, der von Chlorit stammt, wobei es sich möglicherweise um Wechsellagerungen mit Illit – Vermikulit/Smektit handeln kann. Chlorit wird bei thermischer Behandlung bis 550°C nicht zerstört. Sein Reflex erscheint schwach bei 7,1Å. Auch der Illit-Peak bei etwa 10Å bleibt im wesentlichen unverändert. Kaolinit lässt sich nachweisen, sofern der Röntgenreflex bei 7,2Å weitgehend verschwindet. Dies ist auf ein Zusammenbrechen des Kristallgitters dieser Minerale bei Erhitzung zurückzuführen.

Differenzthermoanalyse

Mit diesem Verfahren wurden Thermokurven ausgewählter Feinerdeproben und Tonfraktionen in den Labors der Firma Erlus, Neufahrn Nb. erstellt. Thermokurven eignen sich gut

zur Charakterisierung von Mineralen der Tonfraktion. Sie geben wichtige Hinweise auf Anteile thermisch unbeständiger Minerale wie z.B. Schichtsilikate, Hydroxide und Karbonate. Es lassen sich auch temperaturabhängige Reaktionen in kristallinen Substanzen sowie die Abgabe von Kristallwasser oder Phasenübergänge nachweisen.

Das Prinzip der DTA beruht auf der gleichzeitigen Aufheizung der Probe und einer Inertsubstanz. Die in beiden Proben befindlichen Thermoelemente sind gegeneinander geschaltet, wobei die Inertsubstanz als automatisches Kompensationselement wirkt. Jede Temperaturdifferenz zwischen beiden Proben führt zu einem Ausschlag der DTA-Kurve. Die Intensitäten der exothermen und endothermen Peaks spiegeln die Anteile der einzelnen Phasen in der Probe dar. Bei Mineralgemengen kommt es jedoch häufig zu Überlagerungen und Verschiebungen von Reaktionen.

Für die Untersuchungen stand ein DTA-Gerät der Firma Netsch/Selb zur Verfügung. Als Inertsubstanz diente ein bei 1350°C vorgebrannter Kaolin. Die feingemahlenen Proben wurden jeweils 2 Stunden bei 40°C vorgetrocknet.

Die **semiquantitative Ermittlung des Mineralbestandes** ausgewählter Stratenabschnitte der Profile von Laimering – Lehmberg und Sandelzhausen erfolgte unter Auswertung und Einbeziehung von Ergebnissen der Röntgendiffraktometrie, der Differenzthermoanalyse, der chemisch ermittelten Oxid- bzw. Elementgehalte sowie der Mikroskopie in Zusammenarbeit mit Herrn Dr. A. Ulbig von der Erlus Baustoffwerke AG, Neufahrn. Zur genauen methodischen Vorgehensweise verweise ich auf ULBIG (1994: 98–99).

Mikrosondenuntersuchungen

Mikrosondenanalysen wurden am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München durchgeführt.

Das verwendete Meßgerät besteht aus einem wellenlängendispersiven Spektrometer WDX-3PC der Firma Microspec, welches an einem Rasterelektronenmikroskop DSM 960 A der Firma Zeiss angebracht ist. Am fokussierenden Spektrometer wird abwechselnd mit drei zur Verfügung stehenden Analysatorkristallen gemessen: LiF (Lithium Fluorid), PET (Pentaerythriol) und TAP (Thallium Acid Phthalate).

Bei den Messungen betrug die Beschleunigungsspannung 20 kV, der Strahlstrom 60 µA. Es wurden je Element 10 s Peak und 5 s Hintergrund gemessen.

Die Steuerung und die Berechnung der Prozentanteile erfolgte über die Software Mikrospec 3PC V 2.01. Entsprechend der detektierten Elemente kamen die Korrekturprogramme ZAF, Quadrilateral und Phi(Rho*z) zum Einsatz.

3.3.4 Granulometrische und mikromorphologische Untersuchungen

Korngrößenanalysen

Zur **Dispergierung der Proben** wurden je 40 g der ungemahlenen, bei 63°C getrockneten Feinerde (Fraktionen < 2 mm) mit 40 ml 10%iger Natriumpyrophosphatlösung ($Na_4P_2O_7$ x 10 H_2O) versetzt und etwa acht Stunden stehen gelassen.

Auf eine weitere Behandlung mit chemischen Substanzen wie H_2O_2, Säuren oder AeDTE-Lösung wurde verzichtet, um die chemische Beschaffenheit der Bodenminerale und Gesteine möglichst wenig zu verändern und Karbonate, insbesondere Fossilreste, nicht zu zerstören. Da bei der angewandten Verfahrensweise kein vollständiger Ersatz mehrwertiger durch ein-

wertige Kationen (Na^+) auf den Tonmineraloberflächen erreicht wird (HEROLD 1970), musste wegen verbleibender Tonmineral- und Karbonataggregate eine teilweise Verschiebung des Kornspektrums vom tonigen in den feinschluffigen Bereich in Kauf genommen werden.

Nach der Einwirkzeit des Dispergens wurde die eingeweichte Probe mit 400 ml Aqua dest. aufgeschlämmt und in einem geschlossenen Gefäß für ≥ eine Stunde in einen Überkopfschüttler gestellt, bis eine feindisperse Suspension hergestellt war. Diese wurde unmittelbar vor der anschießenden Nasssiebung für ca. 15 Minuten ins Ultraschallbad gestellt.

Mittels **Nasssiebung** wurden die Anteile sandiger Komponenten der Feinerde von 2000 bis 63 µm bestimmt. Hierbei kam folgende Reihe von Maschenweiten für Drahtsiebböden nach DIN 4188 zum Einsatz: 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 0,125 mm und 0,063 mm. Der Siebdurchgang (< 63 µm) wurde in 5l Kanistern aufgefangen und für ca. 2 Wochen erschütterungsfrei sedimentiert. Anschließend ließ sich der klare Überstand in den Kanistern mit einer Wasserstrahlpumpe bis auf den dickflüssigen Bodensatz weitgehend absaugen. Nachdem letzterer aufgeschüttelt und umgerührt war, konnten 25 bzw. 50 ml entnommen und in verschließbare Glasfläschchen abgefüllt werden.

Die prozentualen Gehalte an Schluff und Ton wurden an einem **Laserpartikelsizer LS 200** der Firma Coulter am Geographischen Institut der Universität München ermittelt.

Hierzu wurde die eingedickte Probesuspension unmittelbar vor der Laserbeugungsanalyse in einem 500 ml Becherglas mit Aqua dest. verdünnt und durch Ultraschallbehandlung dispergiert.

Funktionsweise des Laserpartikelsizers (vergl. MÜLLER & SCHUHMANN 1996):

Die Laserdiffraktometrie beruht auf dem Prinzip der Lichtbeugung. Der von einem Halbleiter-Laser erzeugte Lichtstrahl wird über ein Linsensystem der Probenkammer zugeführt, wo die dispergierten Teilchen verschiedener Form und Größe das einfallende Licht beugen und charakteristische radialsymmetrische Beugungsmuster erzeugen. Der Äquivalentdurchmesser des jeweils analysierten Teilchens wie auch die jeweilige Streulichtintensität stehen in einem indirekten Proportionalitätsverhältnis zum Streuwinkel. Durch Fourierlinsen fokussiert, gelangt das Streulicht auf ringförmig angeordnete Detektorelemente, die mit 126 Intervallen einen Korngrößenbereich zwischen 0,4 bis 2000 µm abdecken.

Aus den detektierten Beugungsbildern wird von der Software des angeschlossenen Rechners über das Fraunhofer'sche Beugungsintegral die jeweilige Korngrößenzusammensetzung ermittelt.

MAIER (1999, unveröffentlicht) vergleicht im Rahmen seiner Diplomarbeit Laseranalyse und Aräometerverfahren. Seine Gegenüberstellung beider Methoden macht insbesondere die Vorteile des Laserverfahrens deutlich: gute Reproduzierbarkeit der Ergebnisse, kurze Messdauer, geringe Probemenge und einfache Weiterverarbeitung der am Rechner gespeicherten Daten. Zur Einordnung und Eichung der gewonnenen Messergebnisse bleiben jedoch, so sein Fazit, vergleichende Aräometermessungen weiterhin sinnvoll.

Kombination von Siebung und Laserdiffraktometrie: Die Ergebnisse der Nasssiebungen (in Gewichtsprozenten gemessen) ließen sich unter Einbeziehung von internen Korrek-

turfaktoren der Software für den Laserpartikelsizer rechnerisch mit den Laserbeugungsanalysen (in Volumenprozenten gemessen) zu Gesamtkörnungskurven der Feinerde verbinden. Spezielle granulometrische Parameter wie Sortierung etc. wurden von der Software des Laserpartikelsizers errechnet.

Dünn- und Anschliffanalysen

Zur mikromorphologischen Analyse von Bodenaggregaten und Sedimentkörpern wie auch für Mikrosondenuntersuchungen wurden insgesamt 120 Dünn- und Anschliffpräparate hergestellt.

Hierzu wurde vom Verfasser folgende Methode entwickelt:

Die orientiert entnommenen, bergfeuchten Bodenmonolithe wurden zur Minimierung von Schwundrissen ca. 8 Wochen lang in halboffenen Plastiktüten bei Zimmertemperatur und normaler Luftfeuchtigkeit angetrocknet. Anschließend wurde ihnen im Ofen bei 64 °C 48 Stunden lang weitere Feuchtigkeit entzogen. Bereits in diesem Zustand ließ sich eine Reihe von Proben mit einer Diamantsäge in etwa 1cm dicke, rechteckige Scheiben von 3,5 auf 5,5 cm Kantenlänge schneiden.

Als Härtungsmittel (vor bzw. nach diesem Arbeitsschritt) erwies sich ein Polyurethan Holzlack mit Härter der Firma Rosner Lacke als wirkungsvoll, nachdem verschiedene Versuche mit anderen Steinfestigern fehlgeschlagen waren. Durch eine jeweils 1 bis 2 stündige Tränkung unter Vakuum wurde meist der gesamte Porenraum mit Festiger ausgefüllt, so dass nach mehrtägiger Trocknung im Trockenschrank bei 64°C die Schleifbarkeit des Materials erreicht wurde. Es konnten sogar Präparate von reinen Bentoniten mit über 90% quellfähigen Schichtsilikaten hergestellt werden.

Der einseitige Anschliff der Platten erfolgte im Trockenverfahren unter Einsatz von Nassschleifpapier der Körnungen 240, 500, 600, 800, 1000 und 1200 auf einer ebenen Glasplatte.

Die Anschliffe wurden anschließend mit Araldit auf einen Glasobjektträger geklebt und maschinell bis auf ca. 60 µm abgeschrubbt. Der Feinschliff bis auf 30 µm Gesteinsdicke wurde manuell mit Schleifpapier der Körnungen 800 bis 1200 durchgeführt.

Im Anschluss an die durchgeführten Untersuchungen wurden die Dünnschliffpräparate durch Besprühen mit Acryl-Autolack fixiert.

Mikroskopische Untersuchungen

Zur Bestimmung der mikrostrukturellen Eigenschaften der An- und Dünnschliffe wurden Auflicht- und Polarisationsmikroskope eingesetzt.

Wichtige Strukturen ließen sich mit Hilfe eines Stereomikroskops mit Photoaufsatz dokumentieren. Auf folgende Merkmale wurde besonders geachtet: Hinweise auf Bioturbation, Stoffverlagerung, sekundäre Karbonatausfällungen und Konkretionen (vergl. FITZPATRICK 1984, BULLOCK et al. 1985).

Ebenfalls einer mikroskopischen Auswertung wurden die Siebrückstandsfraktionen < 2000 µm bis > 63 µm unterzogen. Kriterien waren hierbei insbesondere die mineralogische Zusammensetzung (Schwer- und Leichtminerale), Kornformen, eventuelle Verwitterungserscheinungen und auftretende Fossilreste.

Die Straten wiesen im Regelfall pH-Werte im neutralen bis schwach alkalischen Bereich auf. Somit konnte eine annähernd 100%ige Basensättigung (v.a. Ca und Mg) angenommen werden. Auf die ursprünglich geplante **Bestimmung der Kationenaustauscheigenschaften** durch Extraktion mit Ammonium-Acetat oder Silberthioharnstoff wurde daher verzichtet.

4. Ergebnisse und Interpretation der sedimentologischen und paläopedologischen Detailuntersuchungen

Die im Ergebnisteil dieser Studie beschriebenen Aufschlussprofile sind nicht entsprechend ihrer stratigraphischen Abfolge, sondern nach lithofaziellen Gemeinsamkeiten geordnet. Hierbei werden zuerst z.T. mächtige Auenablagerungen mäandrierender bis anastomosierender Flußsysteme aus den Aufschlüssen Laimering – Lehmberg, Oberbernbach, Puttenhausen und Hemhausen behandelt, gefolgt von z.T. geringmächtigen Auenbildungen von verflochtenen Flußsystemen aus den Aufschlüssen Sandelzhausen und Weihern. Abschließend sind subhydrische Ablagerungen aus der Grube Pfaffenzell sowie die Profile Oberschöneberg und Allenberg mit interessanten Einzelbefunden Gegenstand der Untersuchungen.

Als Grundlagen-Literatur für die Interpretation der beobachteten sedimentären Strukturen dienten u.a. REINECK & SINGH (1980), REINECK (1984), ALLEN (1983 a, 1985), PETTIJOHN ET AL. (1987), FÜCHTBAUER (1988), ALLEN & ALLEN (1990), MIALL (1990, 1995, 1996), BRIDGE (1993 b), LEWIS & MC CONCHIE (1994) und TUCKER (1996). Für grundsätzliche bodenkundliche und paläopedologische Fragen wurden Lehr- und Handbücher wie z.B. WRIGHT (1986 b), RETALLACK (1988), BRONGER & CATT (1989), CATT (1990), REHFUESS (1990), RETALLACK (1990, 1993, 1997), KUNTZE ET AL. (1994), AG BODEN (1994) und SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (1998) herangezogen.

Im folgenden Abschnitt „Laimering – Lehmberg" sind exemplarisch für die übrigen Aufschlüsse die Untersuchungsergebnisse besonders ausführlich dargestellt.

4.1 Laimering – Lehmberg

4.1.1 Einführung

Der Aufschluß Laimering – Lehmberg liegt auf einem Ost-West gerichteten Höhenrücken im schwäbischen Tertiärhügelland, ca. 1 km östlich des Ortes Laimering im Landkreis Aichach-Friedberg (TK 7632, RW 33750 HW 61700). Die Oberkante der Grube befindet sich auf ca. 524 m ü. NN, die derzeitige Grubenbasis bei ca. 508 m ü. NN.

Von der nahen Ziegelei Kormann in Laimering werden dort vor allem Rohstoffe für die Herstellung von Hintermauersteinen und baukeramischem Zubehör gewonnen. Es finden dabei sowohl die anstehenden schluffigen Mergel wie auch Feinsande Verwendung. Letztere dienen als Magerungsmittel tonreicher Ziegelrohstoffe. Wegen unterschiedlicher Rohstoffqualitäten mit zum Teil unbrauchbaren Zwischenschichten und eines geringen Rohstoffbedarfs der örtlichen Ziegelei findet der Abbau nur selektiv an kleinen Abgrabungen entlang der Grubenwestseite statt. Der bereits ausgebeutete östliche Teil der Grube wird von der Gemeinde Dasing als Bauschuttdeponie genutzt.

Eine erste geologische Beschreibung der Grube wurde bereits durch FIEST (1986) im Rahmen seiner Diplomarbeit und Kartierung durchgeführt. Die Klärung der lithostratigraphi-

schen Verhältnisse gelang durch schwermineralanalytische und sedimentpetrographische Untersuchungen.

Die von ihm aus zwei Horizonten geborgene Fauna wurde von HEISSIG (in FIEST 1986) bestimmt und ausgewertet. Dadurch konnte eine durch das Grubenprofil verlaufende, sedimentologisch wie schwermineralanalytisch faßbare Erosionsdiskordanz als Hiatus zwischen Mittlerer und Jüngerer Serie biostratigraphisch fixiert werden.

Obgleich die Untersuchungsergebnisse von FIEST mit 13 Säulenprofilen dokumentiert wurden, ist hieraus eine Darstellung der sedimentfaziellen Entwicklung im Aufschluß nicht möglich. Da auch die Abgrabungen seit 1986 um mehr als 50 m nach Westen fortgeschritten sind, wurde im Winter 1998 vom Verfasser ein neues Süd – Nord verlaufendes Querprofil der westlichen Abbaukante aufgenommen.

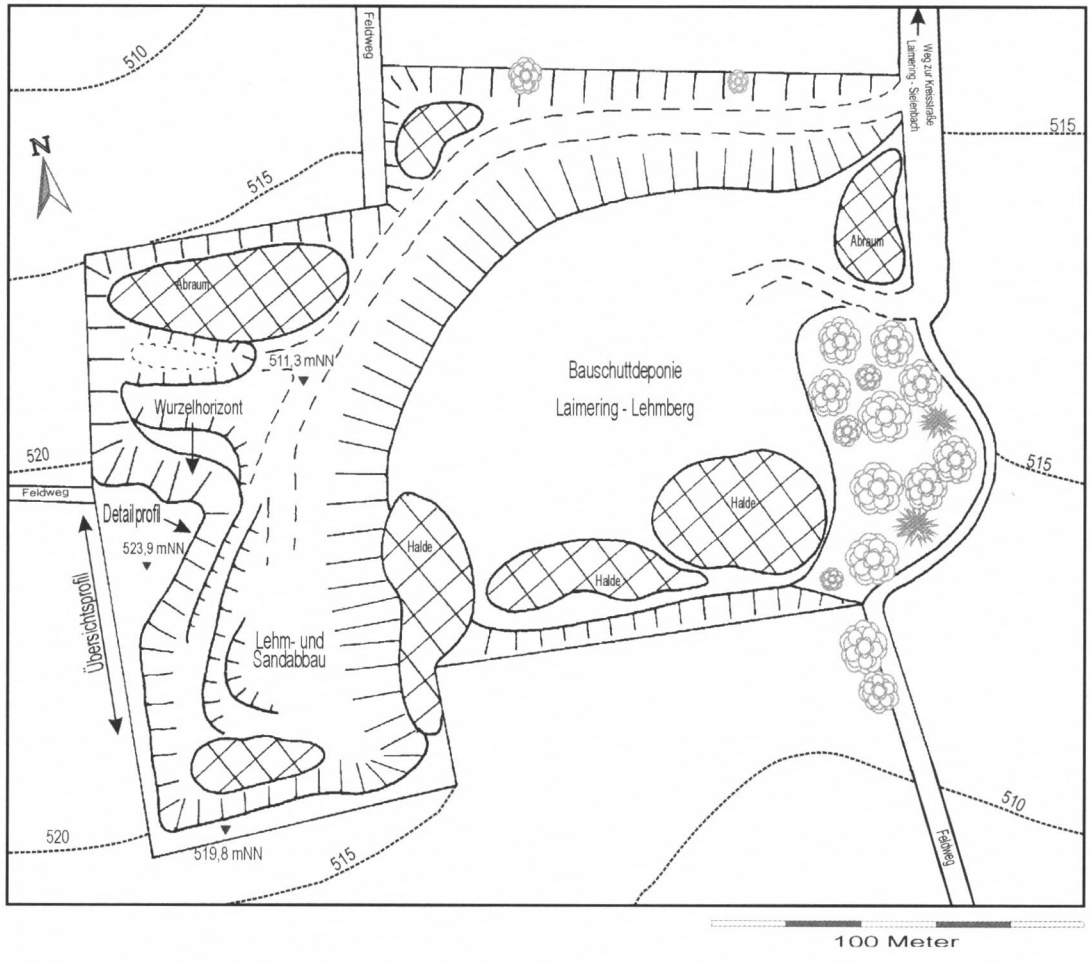


Abb. 4: Aufschlußplan Laimering – Lehmberg

4.1.2 Stratigraphie und Lithologie im Gesamtaufschluß

Den tiefsten Teil der Grube bei ca. 508 m ü.NN bilden sandig – kiesige fluviatile Ablagerungen der Mittleren Serie, die in einer Mächtigkeit bis 4 m aufgeschlossen sind und unterhalb der Grubenbasis noch 8 m tief ins Liegende reichen.

Es handelt sich um Sandschüttungen, die sich faziell häufig mit Kiesen verzahnen. Diese Kiese keilen lateral meist aus oder sind nur dünnlagig in die Sande eingeschaltet.

Sie stammen von aktiven, geschiebeführenden „braided river"-Systemen, die sich nach einer stagnativen Phase im oberen Badenium von Osten her wieder in den Laimeringer Raum verlagerten (SCHMID 1995).

Für diese lithologische Einheit hat FIEST (1986) den Begriff „Untere Laimeringer Serie" etabliert. Westlich der Paar wurde vom Verfasser der Begriff „Post-vulkanische Sande und Kiese der Mittleren Serie" (SCHMID 1995) verwendet. Im gleichen stratigraphischen Niveau finden sich im Raum Zahling, nur ca. 5 km von Laimering entfernt, gröbere Geröllschüttungen mit höherem Mittelkies- bis Grobkiesanteil. Ihr Vorkommen ist auf die Gipfelfluren einiger Höhenzüge beschränkt.

Im aufgeschlossenen Teil der Grube Laimering – Lehmberg enden die Sandschüttungen der mittleren Serie zyklisch in einer mehrere Zehnermeter breiten feinklastischen Füllung einer vom Fluß verlassenen Altarmrinne (vergl. ALLEN & MATTER 1982). Ihre karbonathaltigen Sandschluffe und Schluffmergel mit trogförmiger, rinnenparalleler Schichtung geben uns Hinweise auf die Nähe eines Fließgewässers, möglicherweise auch auf eine Verbindung zu diesem.

Mit diesen Sedimenten schließt die mittlere Serie der OSM am Laimeringer Lehmberg ab. Sie wird in einer scharfen Erosionsdiskordanz von Sedimenten der Jüngeren Serie (MN 8) bzw. Oberen Serie überlagert. Diese bestehen dort aus einer etwa 12 m mächtigen Sand-Schluff- und Mergelabfolge und umfassen einen vollständig erhaltenen „fining upward"-Sedimentationszyklus. Nach DOPPLER (1989) wurden die Sedimentationsverhältnisse der Jüngeren Serie in Bayerisch Schwaben allgemein durch geröllarme, glimmerführende Mittel- bis Feinsandablagerungen mäandrierender und anastomosierender Flußrinnen bestimmt.

Im Profil Laimering – Lehmberg folgen über Strombettsanden und lateralen Sandbänken einer mäandrierenden Flußrinne Sedimente einer flachen Altarmrinne und geringmächtige, pedogen beeinflußte Auenmergel. Nach einer sandigen Zwischenschüttung lagert eine über 5,5 m mächtige Abfolge von Auensedimenten. Der letzte Hangendmeter bis zum Top des Aufschlusses auf ca. 524 m ü. NN setzt sich aus quartären Fließerden und rezentem Ackerboden zusammen.

Die zum Teil bunten Schluff-, Ton- und Auenmergellagen weisen zahlreiche Merkmale fossiler Böden auf. Die paläopedologischen Detailuntersuchungen an einem ca. 3 m mächtigen Profilabschnitt sind Gegenstand der folgenden Kapitel.

Sedimentologische Beschreibung und Interpretation des Gesamtprofils (S – N) der Grube Laimering – Lehmberg:

Im folgenden werden die im Gesamtprofil der Grube Laimering – Lehmberg ausgeschiedenen lithologischen Einheiten kurz beschrieben und ihre Genese interpretiert (vergl. COLLISON 1978). Stratigraphisch sind sowohl Abschnitte der „Unteren Laimeringer Serie" als auch die „Obere Laimeringer Serie" enthalten. Die Profilbasis liegt bei 508 m ü. NN. Das Profil ist N – S orientiert (siehe Abb. 5).

(0) Abraum, Rutschungen, nicht aufgeschlossene Bereiche

(1) Mittel- und Feinkies, (stark) sandig, beigegrau; in Wechsellagerung mit Mittel- bis Grobsand, beigegrau bis beige; horizontalgeschichtet.

= *Blick in Fließ- bzw. Schüttungsrichtung: Füllung einer breiten Kiesrinne mit flachen transversen Strömungsrippeln und Sandbänken; jeweils sandige Decklagen (in Zentimeter- bis Dezimeterdicke); schwache Reaktivationen; insgesamt ruhig strömendes Wasser.*

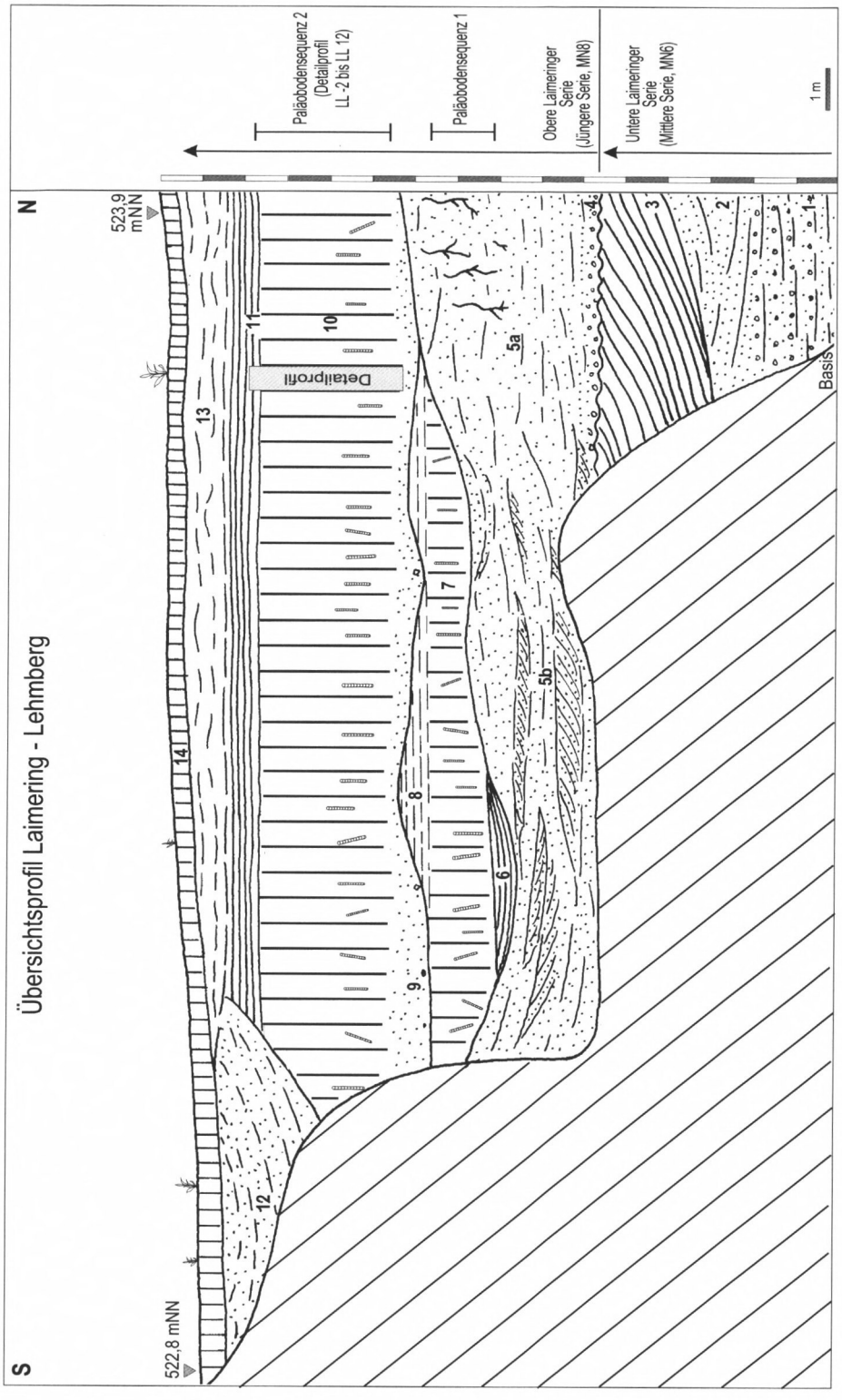


Abb. 5: Gesamtprofilskizze (S – N) des Aufschlusses Laimering – Lehmberg
(Zur Beschreibung der mit Zahlen gekennzeichneten lithologischen Einheiten siehe folgende Seiten)

(2) Mittel- bis Feinsand, hellgrau bis beigegrau; horizontal- bis leicht schräggeschichtet.

= *Anlagerung lateraler Sandbänke an den Randbereich einer sich verengenden und lateral stabilisierenden Rinne („lateral accretion")*

(3) Fließender Übergang (Dezimeter-Abstand) von Mittel- bis Feinsand und sandigem Schluff zu einer geschichteten Abfolge von kalkigem Sandschluff und Schluffmergel, beige-olive im Wechsel mit braunen Verwitterungsbändern (schichtparallel). Die Schichtung lehnt sich lateral an den Muldenhang an; z. T. seitliche Aufbiegung („convex up" Schichtung).

= *Ablagerungsmilieu eines flussnahen Altarms, eventuell mit einer Verbindung zum Fließgewässer, der bei häufigen Überflutungen sukzessive mit Fein- und Feinstsedimenten gefüllt wird. Schichtparallele karbonatische Verhärtung der Mergel durch Ausfällung von Grundwasser-Calcrete.*

Nach Füllung der Rinne: Wahrscheinlich erneute Sedimentation von Sanden etc. unbekannter Mächtigkeit. Hierauf beginnende Erosion des zuvor abgelagerten Materials und Einwandern eisenhaltiger Sickerwässer in die Schluff- und Mergel- gefüllte Rinne unter schichtparalleler Ausfällung und Braunfärbung. Erosion höherer Schichten bis zum Mergel:

= *Erosionsdiskordanz zwischen Mittlerer und Jüngerer Serie*

(4) Basale Aufarbeitungslage (ca. 10 cm mächtig) aus Karbonatkonkretionsgeröllen, mittel- bis feinkörnigem Quarzkies und Sand; z. T. auch mit grauschwarzem, lehmigem Zwischenmittel (sekundäre Mangan- und Toneinspülung); Fossilführung: Säugerreste, Muscheln und Gastropoden.

Übergang in horizontal- bis leicht schräggeschichteten Mittel- bis Feinsand, glimmerhaltig, hellgrau.

(5 a) Mittel- bis Feinsand, bankig bis entschichtet; lokal stark verbraunt; rosthaltige Paläo-Grobwurzelspuren.

= *Erosives Eintiefen einer breiten Rinne unter Ablagerung eines Rinnenpflasters an der Basis von Strombettsanden; darüber Ablagerung großer Sandbänke im strömungsabgewandten Bereich; Besiedlung der konsolidierten Sandbank durch Bäume (Durchwurzelung); einsetzende Bodenbildung unter lokaler Verwitterung und Verbraunung des obersten Hangendmeters des Sediments.*

(5 b) Mittel bis Feinsand, hellgrau. Im zentralen Bereich: horizontal- und leicht planar schräggeschichtet. Seitlich an die flachen Rinnenränder angelagert: schräg geschichtet mit insgesamt 3 m Höhe; Set-Höhe zwischen 0,2–1 m, Set-Länge zwischen 2–10 m; einzelne Reaktivationen.

= *Breite und flache Flußrinne mit lateraler Sandbank-Akkumulation und zentralen Strombettsanden, bei z. T. größerer Strömungsenergie*
Nach der Flusslaufverlegung: Entstehung eines „oxbow lake".

(6) Schluff, sandig, schwach tonig, grau bis beigebraun; rinnentroggeschichtet.

= *Kleiner zentraler Bereich des Rinnentiefsten wird mit 0,3 m mächtigen, feingeschichteten Überschwemungschluffen rasch gefüllt; Fluß wahrscheinlich weiterhin in unmittelbarer Nähe.*

(7) Schluff- bis Tonmergel, olive grau, polyedrisch; zahlreiche große Grabgänge bis > 0,5 m Länge und 1,5 cm Durchmesser; Mergel z. T. karbonatisch verhärtet; Kalk in mehreren Horizonten über die gesamte Schichthöhe, insbesondere jedoch im basalen Bereich stärker angereichert.

= *Füllung der Altarmrinne mit ungeschichteten Überschwemmungssedimenten, die synsedimentärer Bioturbation und Pedogenese unterliegen; nur sporadische Wasserbedeckung bei Hochflut.*

(8) Schluffmergel bis karbonathaltige Schluffe, horizontalgeschichtet, beige bis beigebraun; Hangendbereiche stärker sekundär durch Verwitterung verbraunt.

= *Zunahme limnischen Einflusses infolge von Sedimentakkumulation im Flußbett, sowie Erhöhung der Uferdämme und hoher Grundwasserstände: Bildung eines ephemeren Gewässers.*

(9) Mittel- bis Feinsand, grau – beigegrau, horizontalgeschichtet bis massiv (im Hangendbereich); an der Basis z. T. aufgearbeitete Mergelgerölle.

= *Dammbruchereignis (crevasse splay), möglicherweise in einer Flußaußenbiegung, führt nach teilweiser Erosion der basalen geschichteten Schluffmergel zur Ablagerung von Strombettsanden und einer Hochflut-Feinsanddecke im Übergang zu Auesedimenten.*

(10) Ablagerungssequenzen von Auesedimenten und Abfolge von Bodenbildungsphasen (siehe Kapitel 4.1.3 Paläopedologische Untersuchungen am Detailprofil)

(11) Limnische Mergel bis karbonathaltige Schluffe und Tone, beige, beigegrau und grau, geschichtet; im Zentimeter- bis Dezimeterbereich erkennbare Sedimentationsunterbrechungen oder Karbonatanreicherungen.

= *Übergang der terrestrischen Auensedimetation mit Verwitterungs- und Bodenbildungsphasen zu Stillwasserablagerungen eines ephemeren Gewässers infolge einer relativen Tiefenlage der Aue im Vergleich zum Sediment-akkumulierenden Flußbett. Der Fluß befindet sich wahrscheinlich in größerer Entfernung, da die Ablagerungen Sand-frei bleiben. Erosionsdiskordanz unbekannter Dauer nach Ende des „fining upward"-Schüttungszyklus.*

(12) Mittel- bis Feinsand, im zentralen Bereich auch schwach grobsandig und feinkiesig; beige- bis beigebraun; trogschräggeschichtet.

= *Trogschräggeschichtete Füllung einer Erosionsrinne.*

(13) Quartäre Fließerde (spätwürmzeitlich), überwiegend aus Feinsedimenten der Oberen Süßwassermolasse.

(14) Rezenter Boden (Ackerbraunerde) aus verwitterten Feinsedimenten der Oberen Süßwassermolasse mit schwacher Lößlehmbeimischung.

4.1.3 Paläopedologische Untersuchungen am Detailprofil

In der lithologischen Einheit Nr. 10 des im vorigen Abschnitt beschriebenen und interpretierten Gesamtprofils des Aufschlusses Laimering – Lehmberg waren deutliche paläopedologische Merkmale zu erkennen. Daher wurde von diesem Profilabschnitt ein genaues Detailprofil aufgenommen und beprobt.

4.1.3.1 Allgemeine Beschreibung des Detailprofils

Bei der ersten paläopedologischen Profilaufnahme im Spätsommer 1997 konnte infolge schlechter Aufschlußbedingungen nur ein Teil der Auenmergel-Abfolge aufgenommen werden. Hierfür wählte ich einen 2,75 m hohen Profilausschnitt an der Westwand der Grube aus. Dieser umfaßte den zentralen Teil des bereits kurz in Abschnitt 4.1.2 beschriebenen „fining upward" Auensedimentationszyklus der Jüngeren Serie.

Nach Abgrabung von Hangrutschmassen kam ein rötlich „marmoriertes" Mergelband zum Vorschein, das als Basislage (LL0) bezeichnet wurde. Die darüber folgenden Sedimente gliederte ich nach bodenkundlichen Gesichtspunkten in 13 weitere Lagen. Erst ein Jahr später war es möglich, dank freundlicher Unterstützung durch die Ziegelei Kormann, das Gesamtprofil unter Einsatz eines Baggers vollständig freizulegen.

Die bei der Erstaufnahme entstandene Gliederung des Profils wurde beibehalten und um zwei weitere neu aufgeschlossene Straten im Liegenden (LL-1 und LL-2) erweitert.

Die darunter anstehenden, als Basis des Auen-Sedimentationszyklus anzusprechenden grauen Mittel- bis Feinsande (bis 1 m mächtig) eines Dammbruchereignisses (Stratum 9 des Gesamtprofils, vergl. Abb. 5) wurden nicht in die Untersuchungen einbezogen, da makroskopisch keine Bodenbildungsmerkmale erkennbar waren.

Auch verzichtete ich auf eine Beprobung der über 3 m mächtigen Sedimentabfolge im Hangenden von Lage LL13 bis zur Geländeoberfläche, da dort bereits deutliche pleistozäne und holozäne Verwitterungseinflüsse erkennbar waren.

Die Gliederung in 15 Einzelstraten ergab sich im wesentlichen aus den makroskopischen Unterscheidungsmerkmalen Bodenfarbe, Gefügeform und Karbonatgehalt. Die diagnostisch wichtige Festlegung der Bodenarten wurde im Gelände zuerst nach der grob differenzierenden Benennung von Peliten (MURAWSKI 1992) vorgenommen und erst später durch granulometrische Laboruntersuchungen mit größerer Genauigkeit (entsprechend BODENKUNDLICHER KARTIERANLEITUNG 1994) bestimmt.

Wie Tafel 1 B zeigt, beginnt das Detailprofil an der Basis mit einem olive-grauen, feinsandigen Schluffmergel (Lage LL-2), der noch massiv und ungegliedert wirkt. Nach oben geht er in einen olive-grauen, schwach rostfarben marmorierten Schluffmergel mit Kohärent- bis Grobpolyedergefüge (LL-1) über.

Darüber sticht farblich, mit diffusem Übergang ins Liegende, ein rötlich marmorierter, gut aggregierter, stark toniger Schluff (LLO) hervor, der sich mit einer scharfen Grenze gegen die Hangendsedimente absetzt. Letztere bestehen aus einer 75 cm mächtigen Abfolge heller, karbonatreicher Schluffmergel, Kalkmergel(steine) und Mergelkalke, die zusammenfassend als Karbonatausfällungshorizont gedeutet werden können. Im mittleren Bereich dieser Zone, insbesondere in LL3, fallen rundliche bis langovale, gelbbraune Bereiche intensiver Bodenbioturbation ins Auge.

Über dieser hellen Karbonatausfällungszone finden sich in LL6 und LL7 nur noch einzelne, weißliche Karbonatkonkretionen, deren Häufigkeit nach oben hin abnimmt. Die dort vorherrschend rötlich – olivebraun marmorierten, tonigen Schluffe besitzen ein gut ausgebildetes Polyedergefüge und sind von zahlreichen grauen Wurzelspuren durchzogen. Auf verschiedenen Aggregatoberflächen finden sich Rostüberzüge, andere wiederum besitzen Zonen deutlicher Bleichung. Den zum Hangenden hin scharfen Abschluß dieses Profilabschnitts markiert Lage LL8, die mit ihren dunkelgrau-humosen Anteilen auf einen ehemaligen Oberboden hinweist.

Den darüber angeordneten, polyedrisch aggregierten, leicht marmorierten Straten LL9 bis LL11 fehlt weitgehend eine rötliche Farbkomponente. In Aggregatinnenbereichen überwiegen bräunliche bzw. graue Farbtöne. Die Aggregatoberflächen dieser Lagen sind teilweise von Rost überzogen, teilweise aber auch gebleicht. Insbesondere die mäßig häufigen Fein- und Haarwurzelspuren werden meist von einem grauen Reduktionssaum begleitet. Im Vergleich zum Liegenden weisen diese karbonathaltigen Schluffe bzw. Schluffmergel erhöhte Tongehalte auf. Das farblich markante, humos – dunkle Band von LL11 dürfte wiederum von einem ehemaligen Oberboden herrühren.

Nach scharfer Grenze folgt Horizont LL12, ein polyedrisch brechender, marmorierter, karbonathaltiger, stark toniger Schluff mit erkennbaren Feinwurzelspuren. Innerhalb der ansonsten bräunlichen und grauen Marmorierung erscheint stellenweise eine schwach rötliche Farbkomponente. Die Aggregatoberflächen sind überwiegend mit Rost bedeckt.

Der Hangendbereich über LL12 besteht aus beigen und grauen, karbonathaltigen Tonen und Schluffen, die fluviatil – limnische Schichtungsstrukturen im cm- bis dm-Abstand erkennen lassen. Diese Ablagerungen (LL13) bilden den Abschluß des untersuchten Detailprofils.

4.1.3.2 Korngrößenfraktionierung

Die gesamte lithologische Abfolge des Detailprofils von Laimering – Lehmberg bestand ursprünglich wohl aus fein- und feinstklastischen Sedimenten fluviatiler Provenienz, deren Größtkorn den Mittelsandbereich (< 0,6 mm) nicht überschreitet.

Sekundär im Boden gefällte Karbonatkonkretionen und karbonatische Verhärtungslagen bestimmen dagegen den Skelettanteil. In LL6 und LL7 sowie in LL0 und LL-1 auftretende Konkretionen können Kieskorngröße und darüber erreichen. Die Verhärtungsbereiche der Horizonte LL1 und LL4 liegen in situ bis in Steingröße vor. Bei der Bergung zerfallen sie jedoch aufgrund zahlreicher Horizontalrisse und Klüfte in einen kantigen Karbonatgrus.

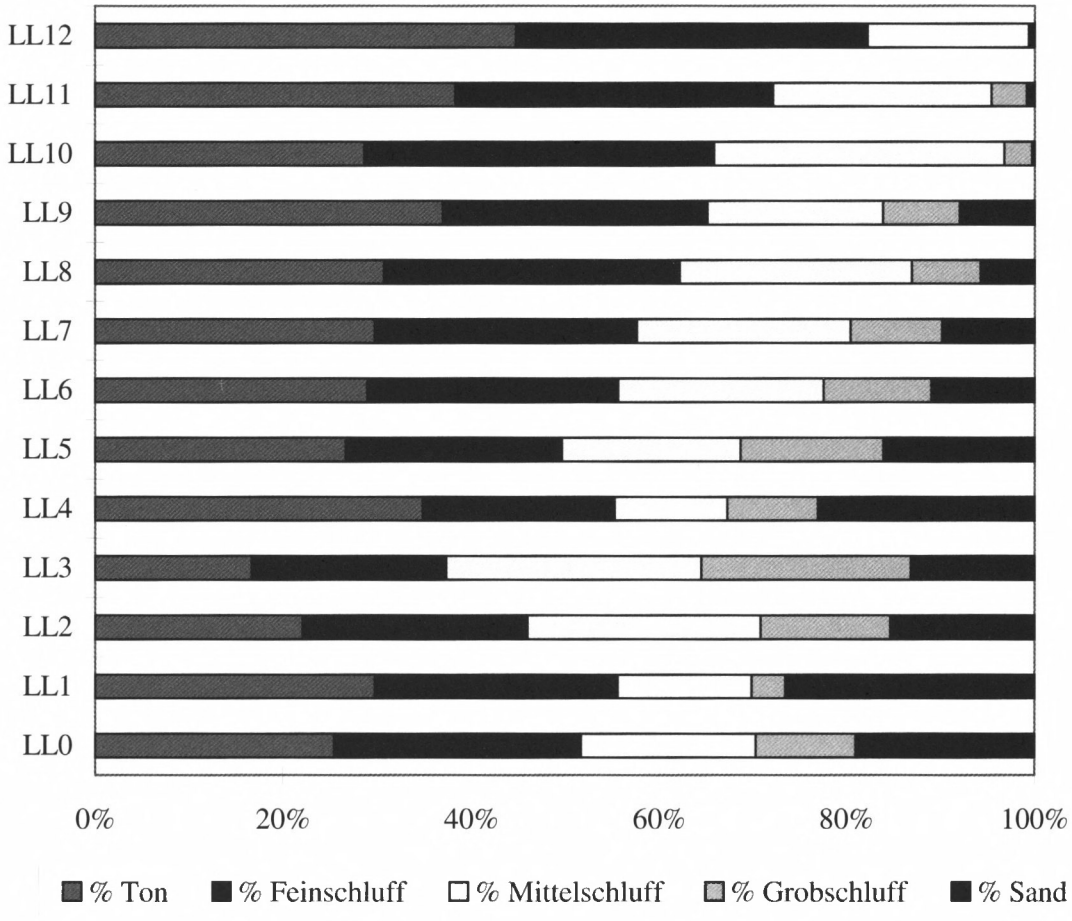


Abb. 6: Detailprofil Laimering Lehmberg: Korngrößen der Feinerde (< 2mm), bestimmt durch Kombination von Nasssiebung des Sandanteils mit Analyse der Ton- und Schluffanteile im Laserpartikelsizer

Wie aus Abbildung 6 hervorgeht, ist der Verlauf des Profils vom Liegenden zum Hangenden durch eine deutliche und in der Regel kontinuierliche Veränderung der Korngrößenverhältnisse gekennzeichnet. Die Straten LL0 bis LL12 zeigen insbesondere eine Zunahme der Tongehalte von 25% in LL0 bis 45% in LL12. Die gleichzeitige Abnahme der Sandgehalte von 19% in LL0 bis unter 5% ab LL10 ist ein Indiz für den sukzessive zurücktretenden Einfluß fluviatiler Strömungsenergie bei der Ablagerung der Sedimente. Im granulometrisch etwas indifferenten Bereich zwischen LL1 bis LL5, mit wiederholter Zunahme der Sandgehalte, spiegelt sich zum Teil eine Verunreinigung der Feinerde durch feinen Karbonatgrus aus der Skelettfraktion wider, der trotz behutsamer Aufbereitung und infolge eines Verzichts auf Säurebehandlung in den Feinboden gelangte.

4.1.3.3 Mineralbestand

Die qualitative Ermittlung des Gesamtmineralbestandes der Feinerde erfolgte durch Röntgenphasenanalysen, Differenzthermoanalysen sowie Polarisationsmikroskopie. Abbildung 7 zeigt Röntgenübersichtsaufnahmen des Feinbodens der Straten LL0 bis LL12. Zur weiteren qualitativen Differenzierung wurde die Tonfraktion abgetrennt und in Form speziell hergestellter Texturpräparate jeweils lufttrocken, glykolbehandelt und als Erhitzungspräparate (550°C) röntgenographisch gemessen Die halbquantitative Darstellung der einzelnen Mineralphasen in Diagrammform wurde durch die kombinierte Auswertung der chemischen, mineralogischen und mikroskopischen Analysen möglich (vergl. Kapitel 3 Methodik).

Quarz

Quarz bildet einen wesentlichen Bestandteil der Feinerde. Er ist in den Schluff- und Sandfraktionen angereichert, wie der Vergleich der Sand- und Schluffanteile mit den Quarzgehalten in den einzelnen Straten zeigt. Die negative Korrelation in den Lagen LL1 bis LL4 ist auf die hohen Anteile sekundär gefällter Karbonate zurückzuführen (vergl. Abb. 8).

In der Sandfraktion (63 µm bis 2000 µm) besitzen die Quarze meist angulare bis subangulare Kornformen, wobei die Rundungsgrade in den kleineren Fraktionen generell abnehmen (vergl. FÜCHTBAUER 1988). Hierbei finden sich sowohl durchscheinend klare als auch milchig-trübe Kristallkörper. Im Dünnschliff unterscheiden sich einzelne Quarze zum Teil durch ihre undulöse Auslöschung. Aus diesen Befunden ist zu schließen, daß es sich um detritische Quarze aus einem großen Liefergebiet handelt.

Feldspäte

An Feldspäten ließen sich durch ihre Röntgenreflexe bei 3,19 Å und 3,24 Å Albit und Orthoklas identifizieren. Sie treten insbesondere in den gröberkörnigen bzw. weniger stark verwitterten Straten des basalen Profilabschnitts auf. In LL1 und LL2 dürfte, wie für den Quarzanteil, der hohe Karbonatgehalt für die scheinbar niedrigeren Feldspatgehalte verantwortlich sein (vergl. Abb. 8).

Im Lichtmikroskop wurden Feldspäte nur in Form rundlicher, milchiger Körner beobachtet. Die Feldspäte sind ebenso wie die Quarze als Detritus kristalliner Gesteine anzusprechen.

Tonminerale und Glimmer

Neben Quarzen bilden Tonminerale und Glimmer weitere Hauptbestandteile der Feinerde im Profil Laimering – Lehmberg (siehe Abb. 11).

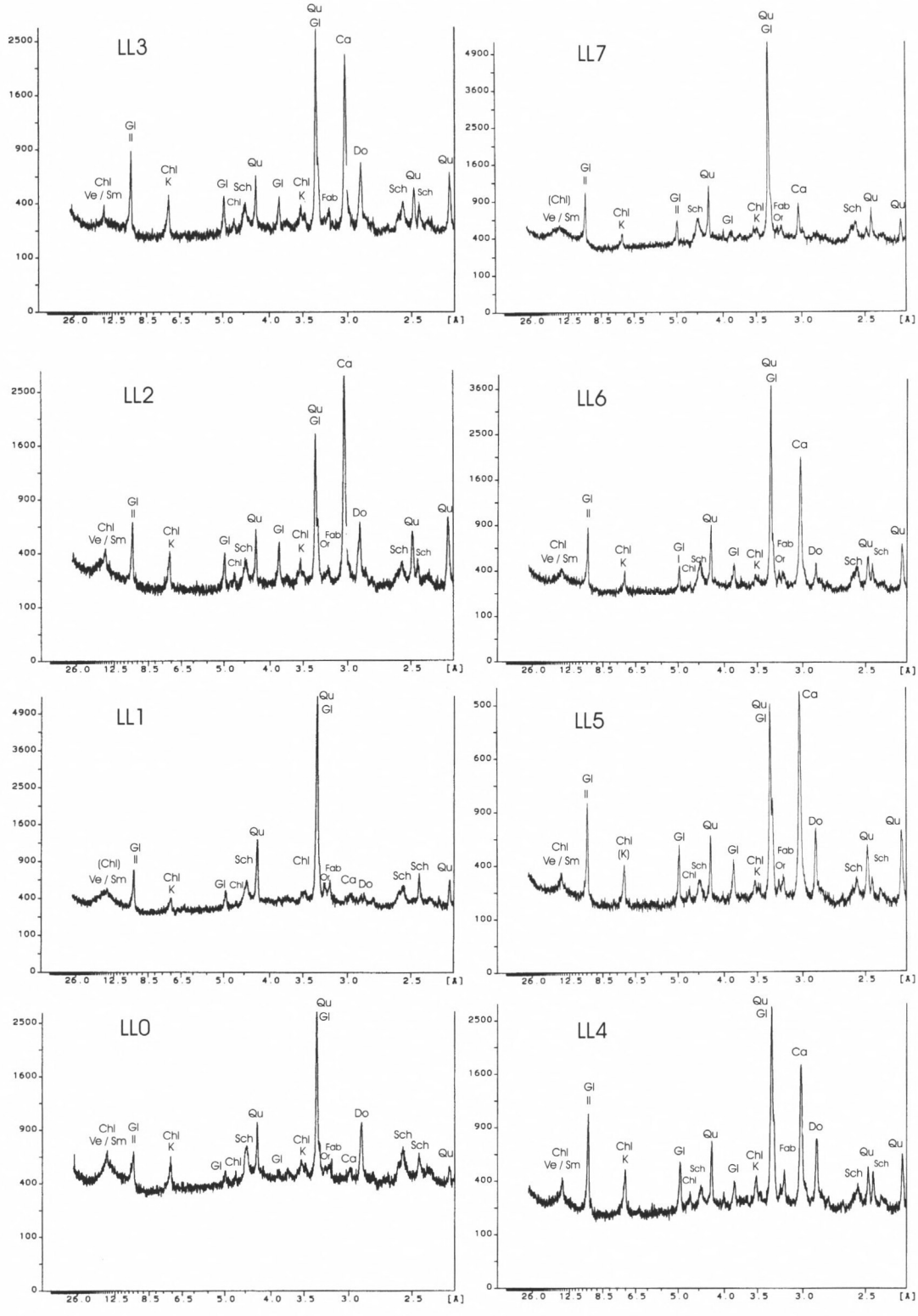

LL3
LL7
LL2
LL6
LL1
LL5
LL0
LL4
Ve / Sm
(Chl)
Gl
Chl
K
Sch
Qu
Fab
Or
Ca
Do
(K)
[A]

Abb. 7a

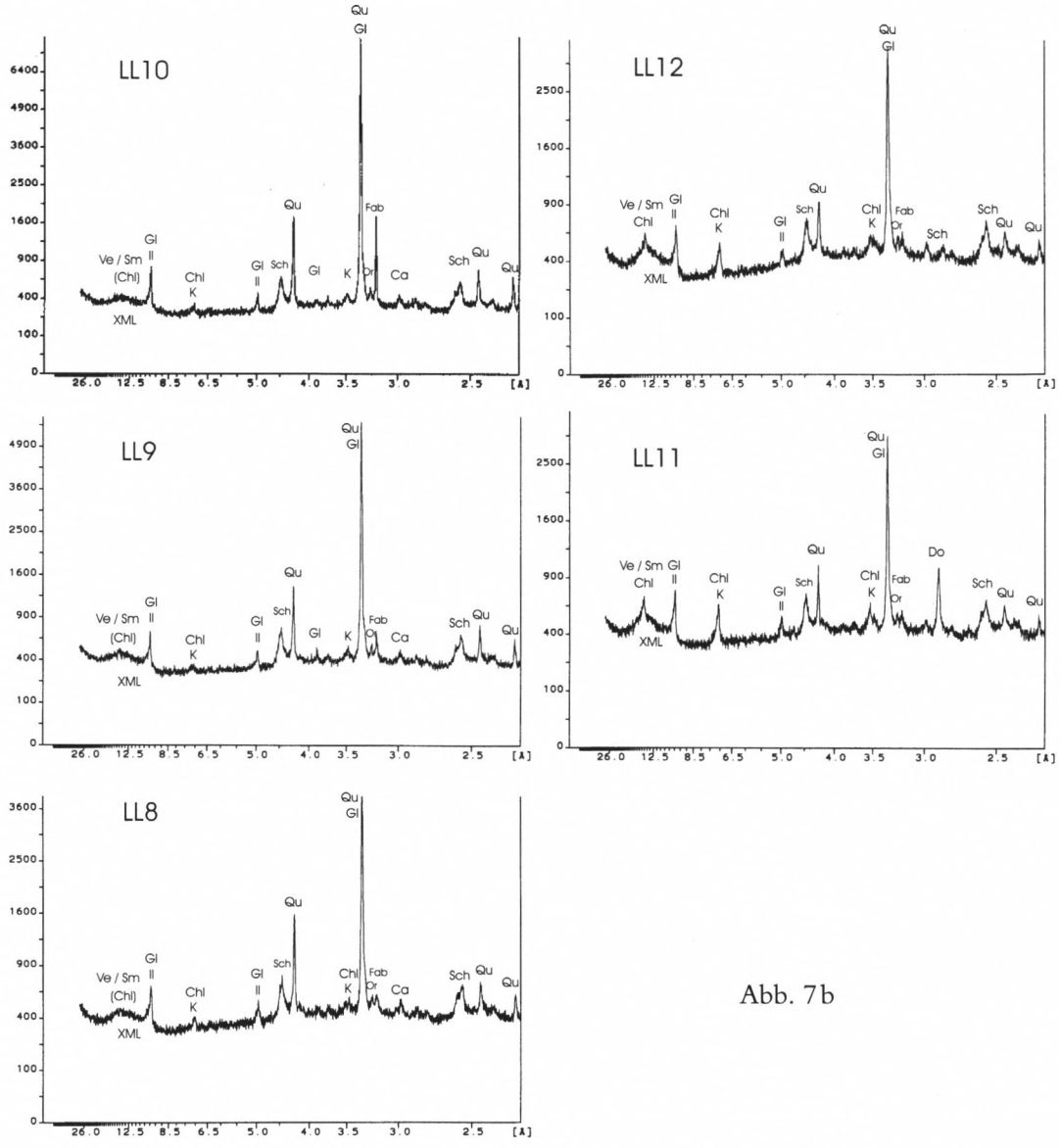


Abb. 7b

Abb. 7: Röntgenübersichtsaufnahmen des Feinbodens (lufttrocken) der Straten LL0 bis LL12
Ve / Sm = Smektit, Sch = Schichtsilikate, Il = Illit, K = Kaolinit, Ch = Chlorit, G = Glimmer, Q = Quarz, Fp = Feldpäte (allgemein), Al = Albit, Or = Orthoklas, Ca = Calzit, Do = Dolomit; 3–45° 2Θ.

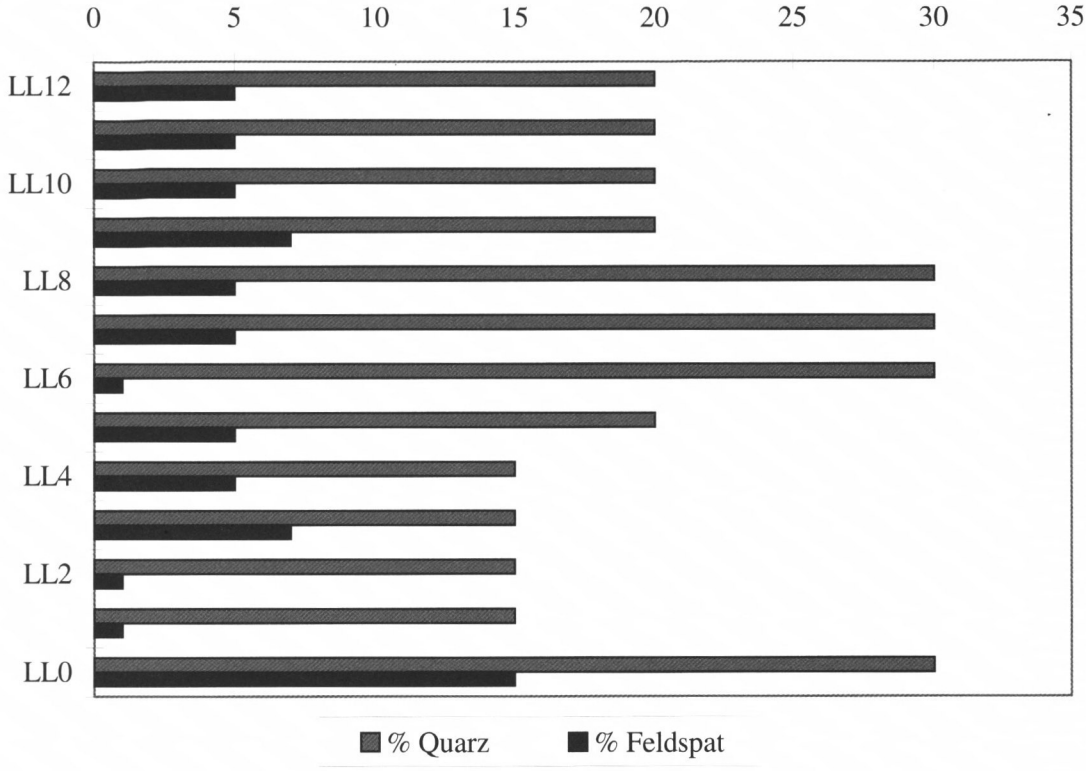


Abb. 8: Prozentuale Gehalte an Quarz und Feldspäten der Feinerde (< 2mm)

Die bereits in den röntgenographischen Übersichtsaufnahmen der Feinerde qualitativ nachgewiesenen Tonminerale wurden in der Tonfraktion durch Diffraktometrie an Texturpräparaten sowie durch Differenzthermoanalysen genauer bestimmt und näherungsweise quantifiziert (siehe Abb. 9 und Abb. 10).

An Glimmermineralen der Kornfraktiom > 2 µm finden sich in den Straten von Laimering – Lehmberg überwiegend Muskowit/Serizit. Unter dem Lichtmikroskop betrachtet, erscheinen sie in den Schluff- und Sandfraktionen als farblose, kantengerundete bis lappige Blättchen. Frische Biotite konnten nicht beobachtet werden.

Die im Gegensatz zu Biotiten sehr verwitterungsstabilen Muskowite sind in fast allen klastischen Sedimenten der OSM mehr oder weniger reichlich vorhanden und stammen größtenteils aus kristallinen Ausgangsgesteinen.

In den Fraktionen < 2 µm ist das dem Muskowit sehr ähnliche Tonmineral Illit mit dem 1. Basisreflex bei 10Å nachweisbar. Breite Peakflanken zwischen etwa 14–11Å deuten jedoch häufig auf das Vorhandensein von Wechsellagerungen mit quellfähigen Schichtsilikaten.

Für die Neubildung von Illiten ist grundsätzlich ein kalireiches Ablagerungsmilieu notwendig (HEROLD 1970). Dieses findet sich zum Beispiel im marinen Bereich und führt zur diagenetischen Umwandlung von Smektiten zu Illiten durch den Einbau von Kalium zwischen den Elementarschichten. Derartige Bedingungen lagen wahrscheinlich bei der Ablagerung der limnisch – fluviatilen Mergel der OSM nicht vor; deshalb könnte ein Teil der Illite aus mesozoischen und alttertiären Tonen und Mergeln mariner Provenienz umgelagert worden sein. Am wahrscheinlichsten ist jedoch, daß die Illite verwitterte, substratkaliumverarmte und teilweise aufgeweitete Hellglimmerpartikel darstellen.

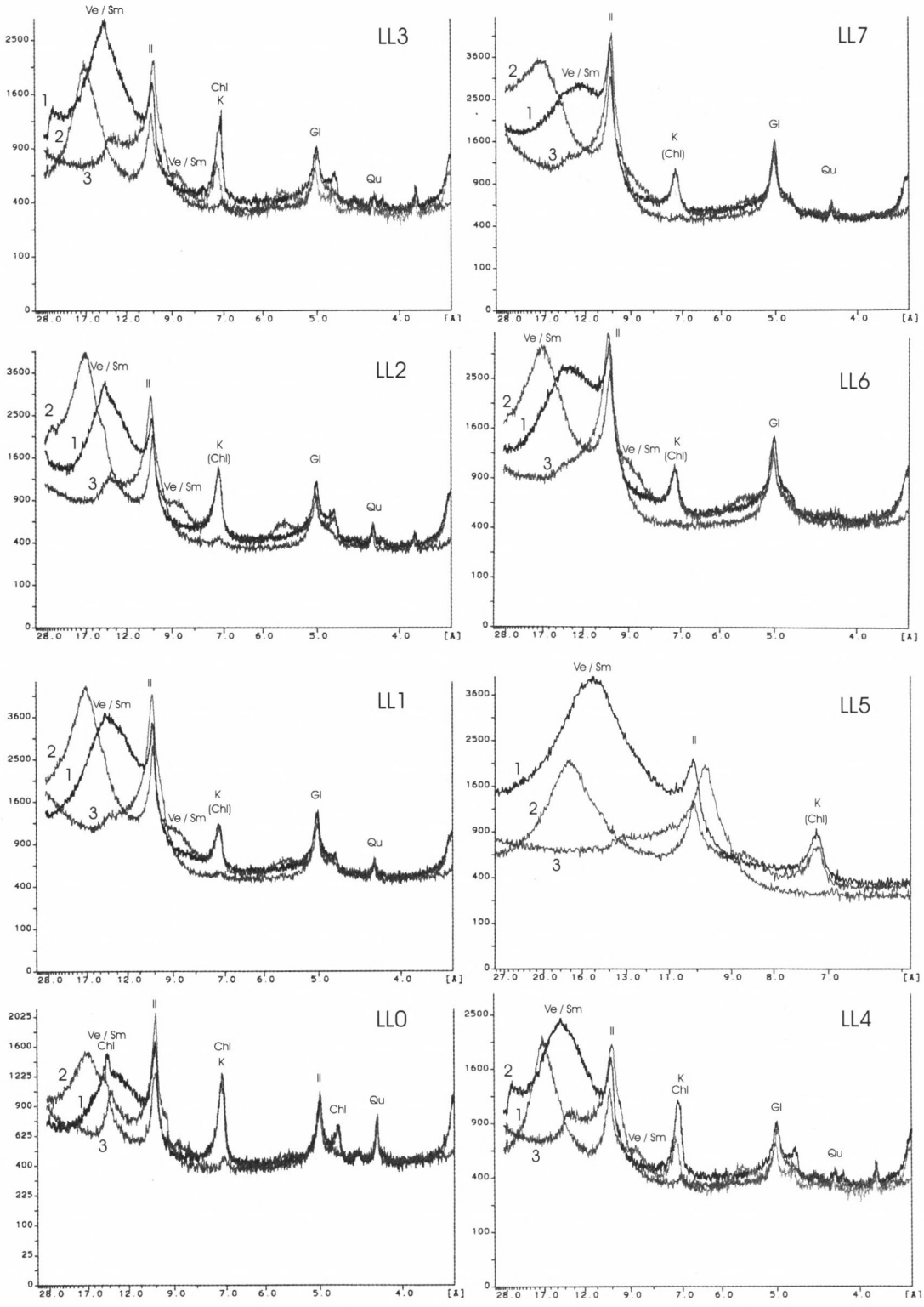


Abb. 9a

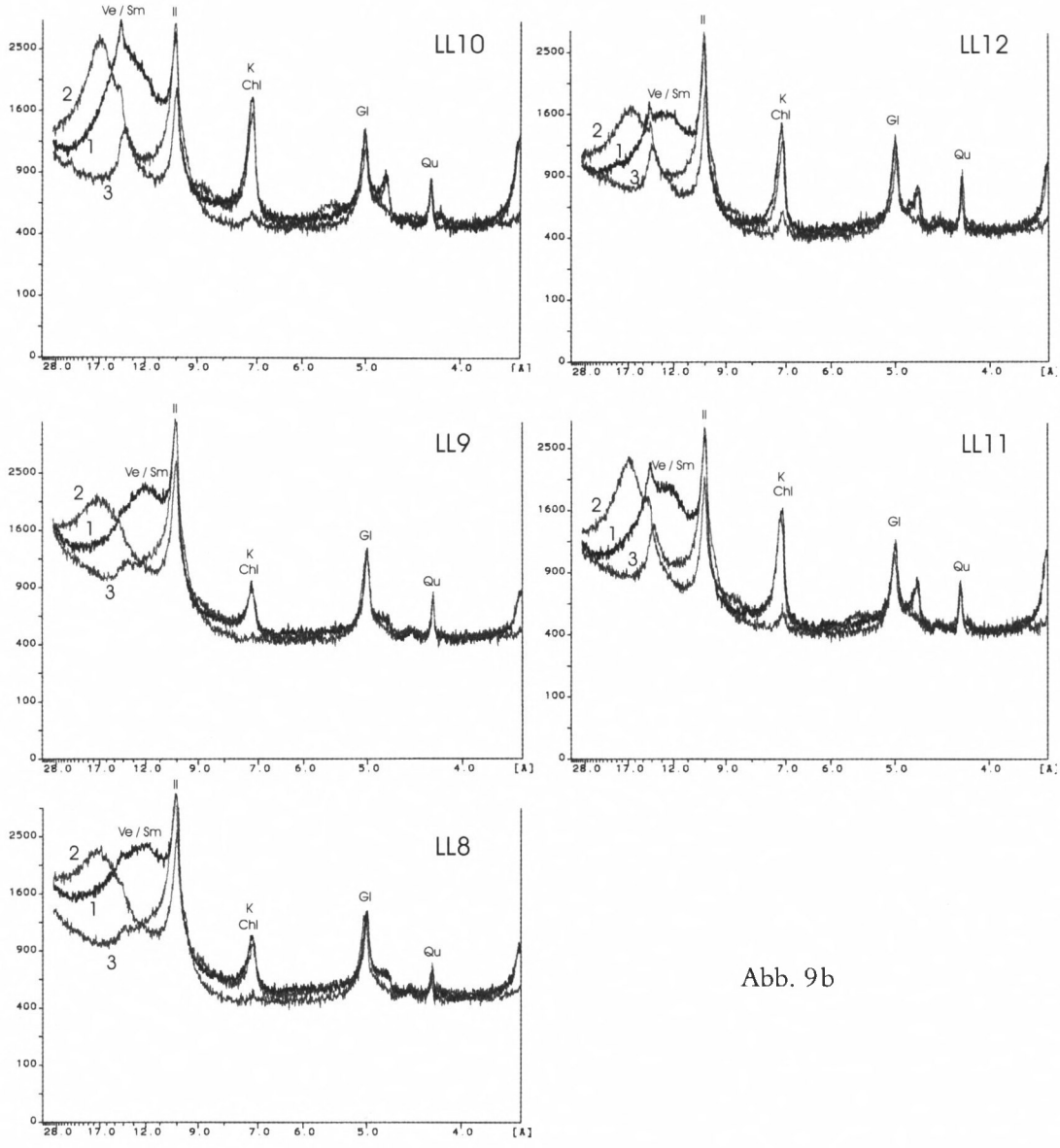


Abb. 9b

Abb. 9: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktionen (< 2 µm) der Straten LL0 bis LL12
l = lufttrocken, 2 = glykolbehandelt, 3 = auf 550°C erhitzt
Sm = Smektit, Ve = Vermikulit, Illit, Ml = Mixed-layer-Struktur,
K = Kaolinit, Ch = Chlorit

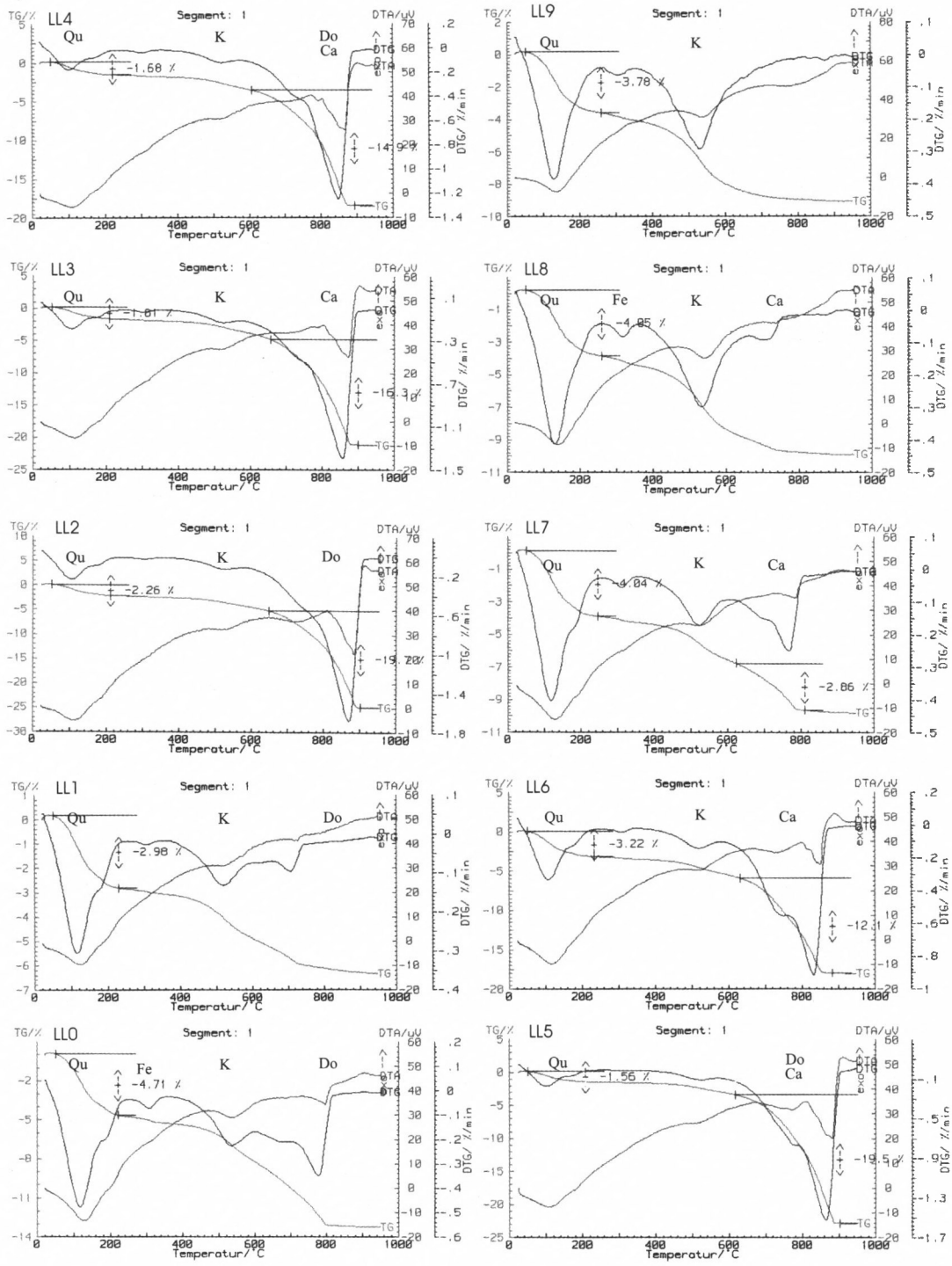

LL4
Segment: 1
Qu
K
Do
Ca
-1.68 %
-14.92 %
LL9
Segment: 1
Qu
K
-3.78 %
LL3
Segment: 1
Qu
K
Ca
-1.81 %
-15.34 %
LL8
Segment: 1
Qu
Fe
K
Ca
-4.85 %
LL2
Segment: 1
Qu
K
Do
-2.26 %
-19.20 %
LL7
Segment: 1
Qu
K
Ca
-4.04 %
-2.86 %
LL1
Segment: 1
Qu
K
Do
-2.98 %
LL6
Segment: 1
Qu
K
Ca
-3.22 %
-12.31 %
LL0
Segment: 1
Qu
Fe
K
Do
-4.71 %
LL5
Segment: 1
Qu
Do
Ca
-1.56 %
-19.50 %
TG/%
DTA/uV
DTG/ %/min
Temperatur/°C
TG
DTG
DTA

Abb. 10a

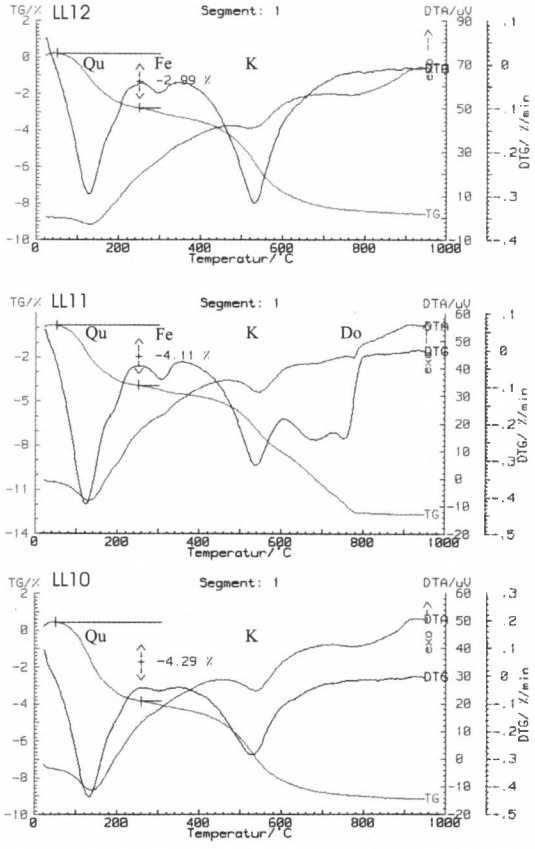


Abb. 10b

Abb. 10: Differenzthermoanalysen der Feinerde der Straten LL0 bis LL12
Qu = Quellfähige Dreischichttoniminerale, Fe = Eisenhydroxide,
K = Kaolinit, Do = Dolomit, Ca = Calzit
10°K/min, 10 µV

Quellfähige Schichtsilikate, häufig in Form von Wechsellagerungsmineralen aus Smektit/Vermikulit mit Illit- und Chlorit-Schichten, sind anteilsmäßig unter den Tonmineralen am stärksten vertreten. Sie sind bereits in den Röntgenübersichtsaufnahmen durch ihren breiten 1. Basisreflex bei 14Å zu erkennen. Im Texturpräparat verschiebt sich dieser Reflex nach Glykolbehandlung auf 17Å, wobei eine Peakschulter bei 14Å auf das Vorhandensein des nicht quellfähigen 14Å Schichtsilikats Chlorit schließen läßt. Im Bereich zwischen LL1 bis LL4 fallen die niedrigen Anteile an quellfähigen Tonmineralen, insbesondere Montmorillonit/Vermikulit auf, denen erhöhte Mg-Gehalte aus den zum Teil hohen Karbonatanteilen, insbesondere aus der Anwesenheit von Dolomit (Ca, Mg) $(CO_3)_2$, gegenüberstehen.

Zu den röntgenographisch in den Texturpräparaten identifizierten Schichtsilikaten zählen auch die in geringer Menge vorhandenen Chloritminerale. Sie stammen wahrscheinlich aus Chloritschiefern und Glimmerschiefern oder aus älteren Verwitterungsdecken. Hinweise auf in situ Bildungen unter sauren Bedingungen als sekundäre pedogene Chlorite gibt es nicht.

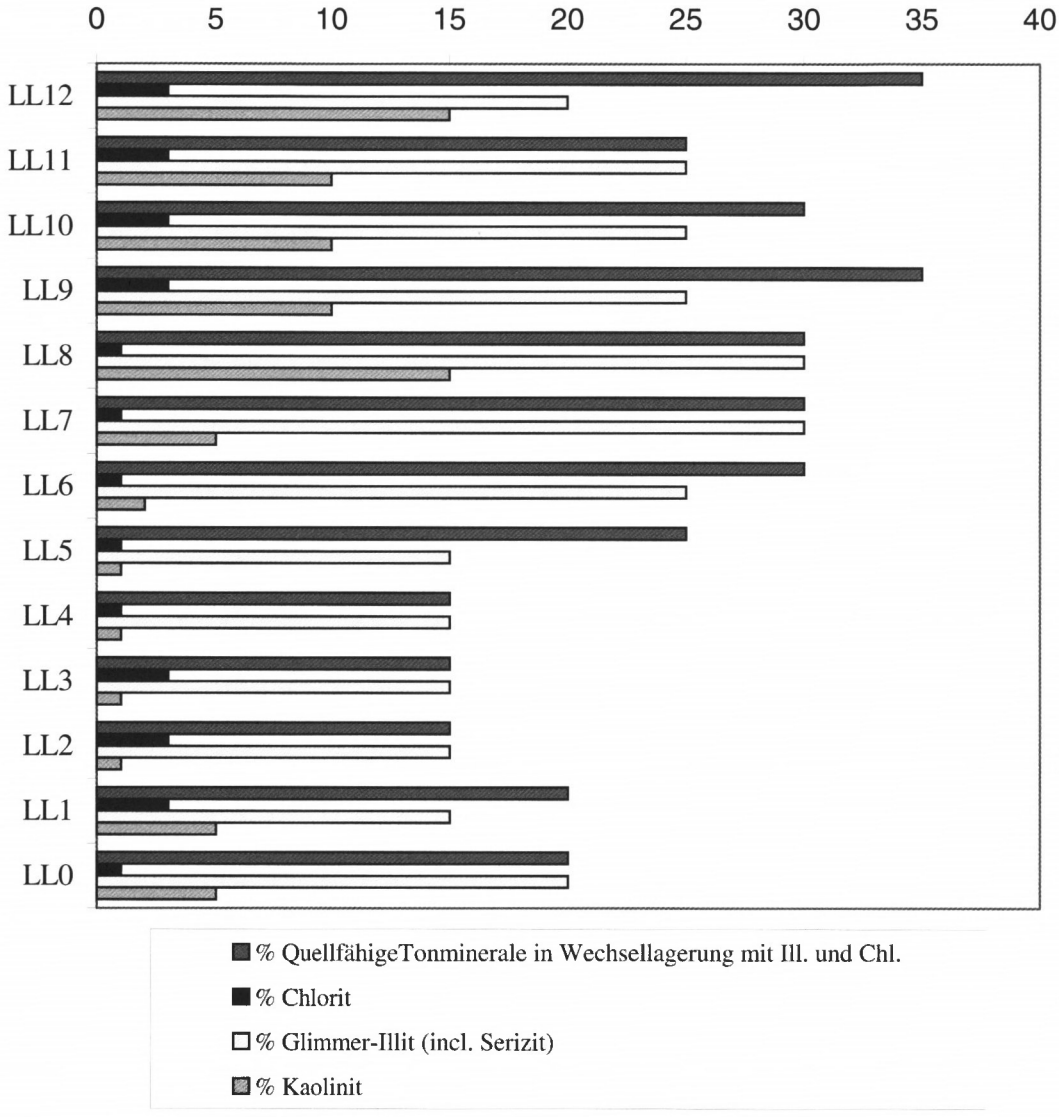


Abb. 11: Prozentuale Anteile verschiedener Schichtsilikate an der Feinerde (< 2 mm)

Eine stärkere Bodenversauerung wäre beispielsweise in Phasen längerer Sedimentationsunterbrechungen denkbar, da die periodischen Überschwemmungen zu wiederholter Zufuhr karbonathaltiger Hochflutsedimente geführt haben dürften. In LL4 bis LL8 sowie in Horizont LLO sind Chlorite nur in Spuren vorhanden.

Kaolinit findet sich in den meisten Straten von Laimering – Lehmberg in Gehalten um 5%, in den Lagen LL8 bis LL12 zum Teil mit Anteilen um 10–15%. Die im humosen Stratum LL8 besonders hohen Gehalte an Kaolinit (um 15%) könnten auf Neubildungen im Zuge tertiärer Bodenbildung zurückzuführen sein.

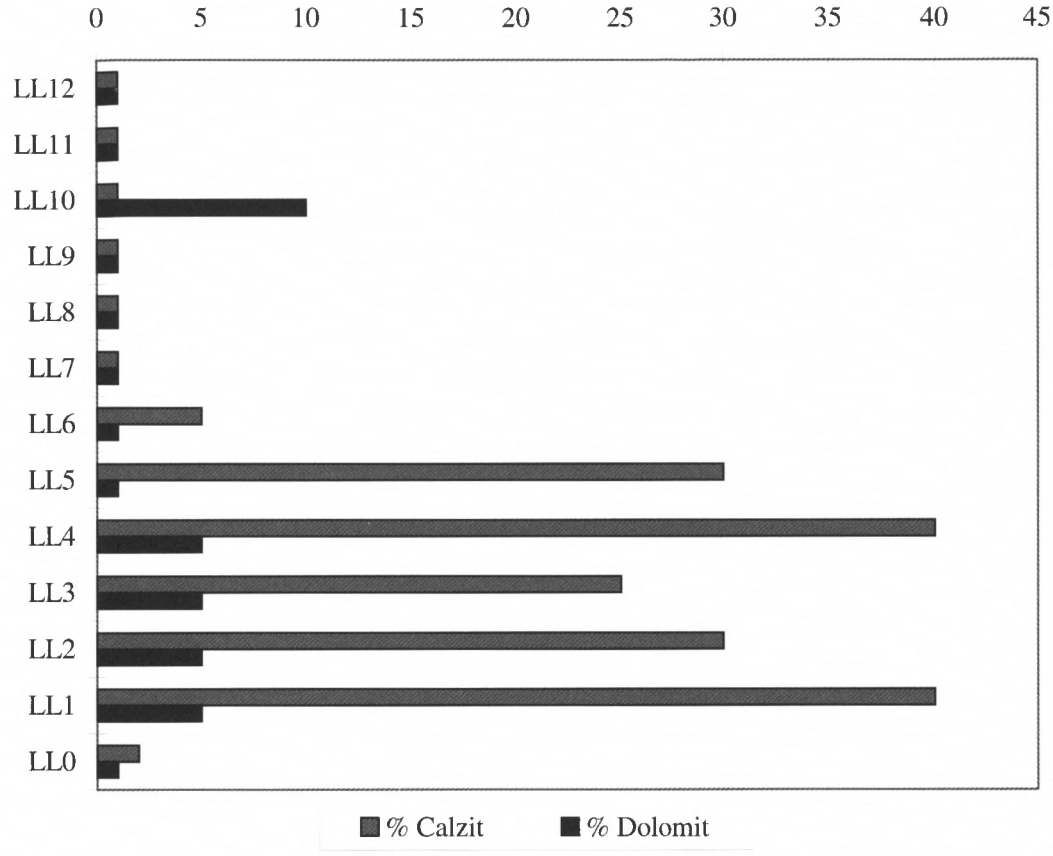


Abb. 12: Prozentuale Gehalte an Calzit und Dolomit in der Feinerde (< 2 mm)

Karbonate

In der Feinerde treten Calzitgehalte bis 50% auf. Dolomit liegt in wesentlich niedrigeren Anteilen bis maximal 10% vor (Abb. 12). Das Verhältnis Calzit/Dolomit wird in den basalen, karbonatreichen Straten LL1 bis LL5 von einer starken Dominanz des Calzits geprägt und nimmt Werte zwischen 5 bis 8 ein. Auffällig ist eine Abnahme des Quotienten in karbonatarmen Lagen wie LL7 bis LL9 sowie LL11 und LL12. Eine drastische Umkehrung des Calzit/Dolomit-Verhältnisses mit einem Wert von 0,1 tritt in Horizont LL10 auf. Hier dominiert das Mineral Dolomit mit einem Gehalt von ca. 10%.

In den basalen Straten LL-2 bis LL-1 finden sich Karbonate (meist Calzite) in Form feiner, mikritischer Rhizokonkretionen und als kleine „nodules" (siehe Abschnitt 4.1.3.6). Daneben kommt aber auch Sparit als kristalline Hohlraumfüllung von Wurzelgängen vor, wobei die äußeren Wandungen der ehemaligen Hohlräume teilweise eine dünne Tontapete aufweisen.

Horizont LL0 enthält wenig Karbonate, überwiegend in Form von Imprägnationen. Es handelt sich hierbei um feinverteilten, vorwiegend mikritischen Zement, der feine Porenräume ausfüllt, ohne das ursprüngliche Gefüge zu zerstören.

In den karbonatischen Ausfällungslagen LL1 bis LL4 (LL5) dominieren Karbonate sowohl in der Skelettfraktion als auch in der Feinerde. Die detritischen Minerale wie Quarze und Glimmer nehmen dort entsprechend ab. Die Karbonate liegen insbesondere in der Skelett-

fraktion im wesentlichen als harte, vorwiegend mikritische Zementationen bzw. Ausfällungen mit Verdrängungswachstum vor. Das Ursprungsgefüge ist dadurch weitgehend zerstört. In den Horizonten LL2 und LL3 tritt auch weicher, pulvriger Zement auf, der bei gleichzeitig erhöhten detritischen Mineralanteilen stellenweise noch Reste des Ursprungsgefüges konserviert hat.

In LL6 und LL7 finden sich nur noch einzelne, mehrere Zentimeter lange, weiße, calzitische Karbonatkonkretionen. Sie sind mehrheitlich vertikal ausgerichtet und scheinen ihrer länglichen Form nach ehemalige Grabgänge und größere Wurzelgänge nachzuzeichnen.

Der verbleibende hangende Profilabschnitt zwischen LL8 bis LL12 ist insgesamt karbonatarm und enthält mit Ausnahme von LL10 nur Karbonatimprägnationen. In LL10 besteht der etwas höhere Karbonatgehalt neben Imprägnationen auch aus kleinen, Millimeter-großen, rundlichen Dolomitausfällungen.

Eisen- und Manganminerale und Schwerminerale

Die Gesamtgehalte an Eisen und Mangan in den Paläoböden von Laimering – Lehmberg lassen sich einerseits auf das Vorhandensein primär eisen- und/oder manganhaltiger Minerale im klastischen Kornbestand zurückführen. Hierzu zählen im wesentlichen Minerale wie Ilmenit, Epidot, Chlorit und Montmorillonit/Vermikulit, die aus kristallinen Gesteinen des Zentralalpin und des Moldanubikum stammen.

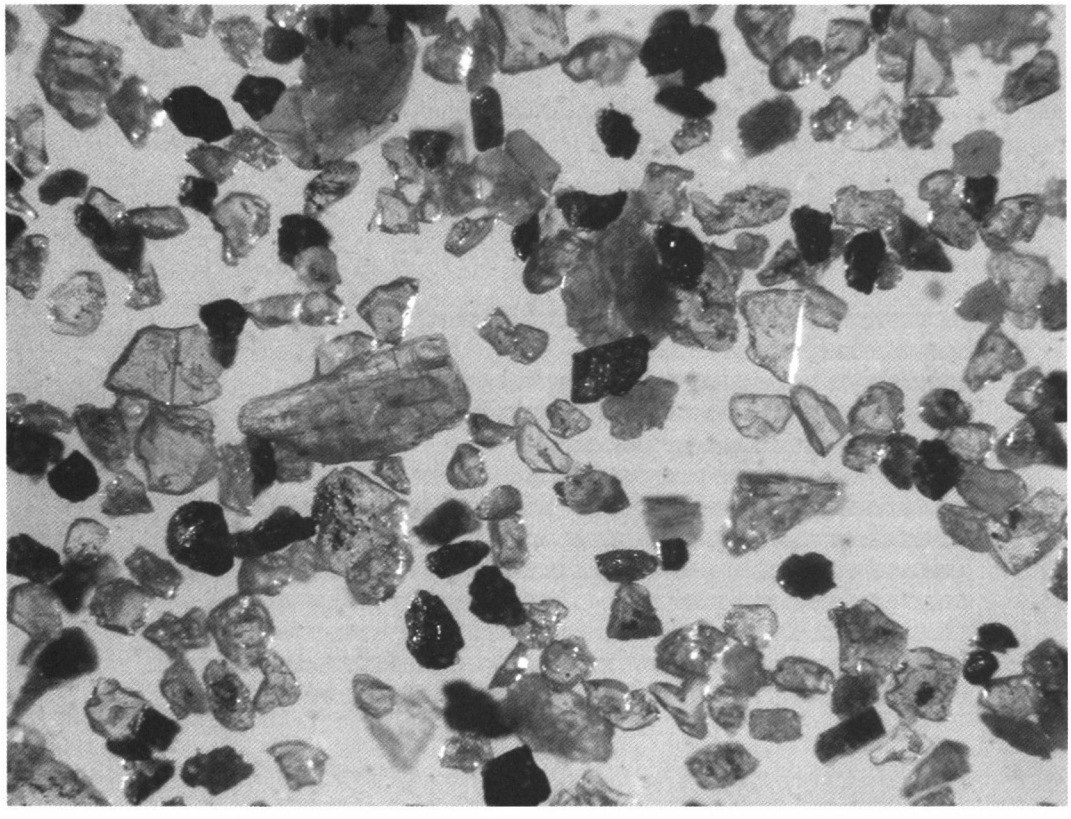


Abb. 13: Schwermineralkonzentrat der Lage LL -2: Anteilsmäßig überwiegt Granat. Daneben sind auch Epidot-, Staurolith- und Rutilminerale sowie Leichtminerale (Hellglimmer) zu erkennen.

Zum anderen steckt ein Teil des Gesamteisens und -mangans in verschiedenen Oxiden/ Hydroxiden, die durch Verwitterung eisen- und manganhaltiger Primärminerale entstanden. Diese Mineralphasen werden in Kapitel 4.1.3.4 ausführlich beschrieben.

Schwerminerale wurden durch mikroskopische Auswertung der Siebfraktionen > 63 µm bis 200 µm (keine Dauerpräparate) und im Rahmen von Dünnschliffuntersuchungen identifiziert (siehe BOENIGK 1983, MANGE & MAUER 1992, RAST 1991). Quantitative Aussagen zum Schwermineralbestand und seinen Veränderungen im Profil sind deshalb nicht möglich.

An nichtopaken Mineralen wurden bestimmt: Granat, Epidot, Staurolith, Turmalin, Rutil, Disthen, Hornblende, Zirkon, Zoisit und Apatit. Insbesondere die Kornformen der häufigen Granate weisen unterschiedliche Verwitterungsgrade in Form von Ätzstrukturen auf. An opaken Schwermineralen wurden magnetisierbarer Magnetit und Ilmenit gefunden.

4.1.3.4 Chemische Eigenschaften

pH-Werte

Die in 0,01 m $CaCl_2$-Lösung gemessenen pH-Werte der Feinerde korrespondieren größtenteils mit den puffernd wirkenden Karbonatgehalten und liegen meist im schwach alkalischen Bereich knapp unter pH 7,6. In LL8 und LL11 ist die Anwesenheit von organischem Kohlenstoff (wahrscheinlich in Huminstoffen) mit sehr schwach sauren Bedingungen gekoppelt.

Die Aussagekraft von pH-Werten in Paläobodenhorizonten ist jedoch eingeschränkt. Infolge diagenetischer Veränderungen, Mineralisierung organischer Bodenbestandteile und/ oder sekundärer Karbonatanreicherung in Porenräumen können die gemessenen pH-Werte von den ursprünglich im Boden vorhandenen Reaktionsverhältnissen stark abweichen (vergl. HÄDRICH 1970).

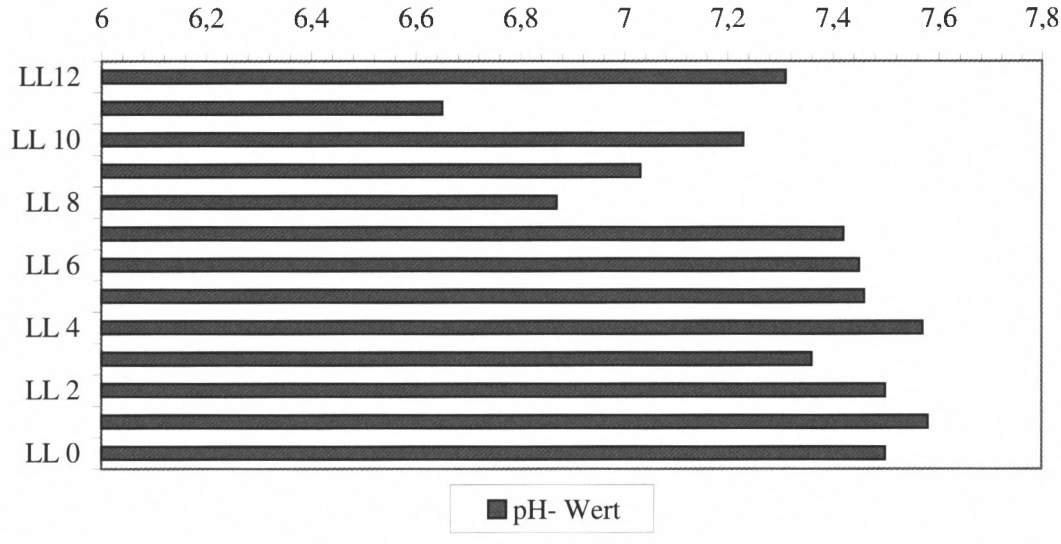


Abb. 14: Profil Laimering – Lehmberg: pH-Werte der Feinerde in 0,01 m $CaCl_2$ –Lösung

Organischer Kohlenstoff

Organischer Kohlenstoff war in wenigen Lagen, vor allem im oberen Drittel der Profilabfolge mit dem Leco CHN messtechnisch erfassbar (Abb. 15). Eine beachtlich hoher Gehalt von über 3,5 g/kg wird in LL11 erreicht, der auch makroskopisch als graue, humose Lage zu erkennen ist. Der in diesem ehemaligen Oberboden (vermutlich A-Horizont) vorhandene organische Kohlenstoff dürfte zum Teil in Form von Huminstoffen vorliegen, die zur Farbgebung beitragen. Im Dünnschliff und in der Siebfraktion < 63 µm waren daneben auch kleine Kohlenstoffpartikel erkennbar, die sowohl von authochtonen, inkohlten Streuresten als auch von eingetragenem Fusit aus Wald- und Buschbränden der Umgebung stammen können.

In den Straten LL0 bis LL7 lagen die Gehalte an organischem Kohlenstoff (wie auch an Gesamt-N) unter der Nachweisgrenze des eingesetzten Analyseverfahrens. Auch die Resultate für die 5 obersten Straten nahe dieser Schwelle sind mit hohen Messungenauigkeiten belastet.

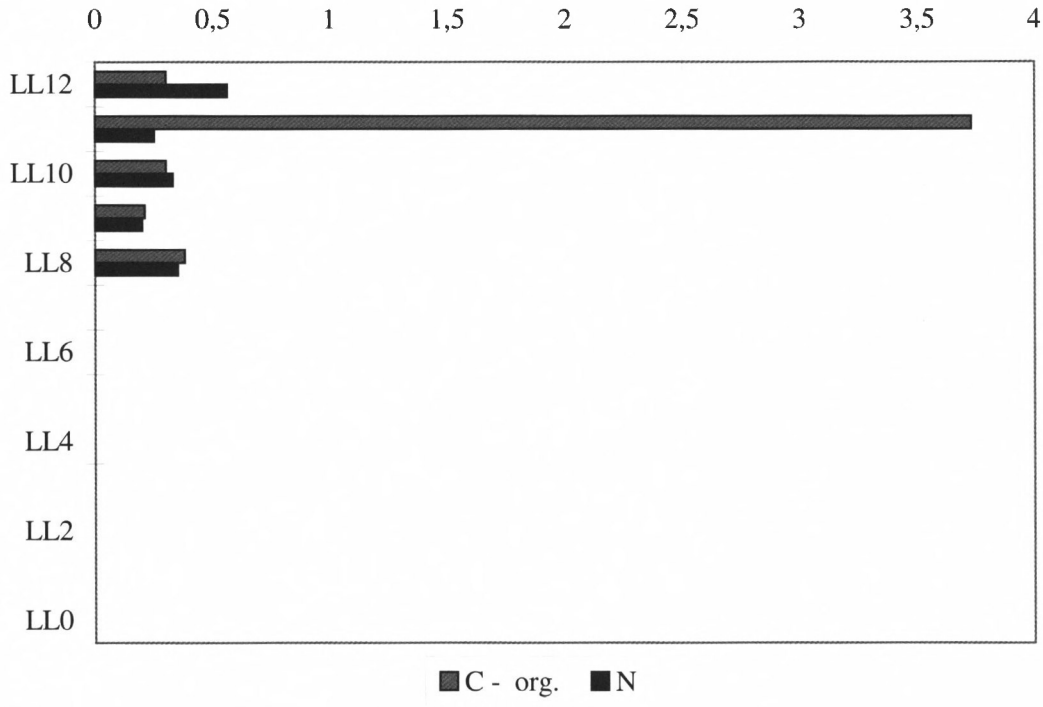


Abb. 15: Gehalte an organischem Kohlenstoff und Stickstoff der Feinerde in g/kg

Stickstoff

Stickstoff ist ebenso wie organischer Kohlenstoff in der Feinerde nur noch in Spuren enthalten (Abb. 15). Während die Gehalte in LL8 bis LL12 im Bereich zwischen 0,2 bis 0,5 g/kg schwanken, liegen die Werte unterhalb LL8 bereits unter der Nachweisgrenze des Verfahrens.

Hinsichtlich der Bindungsform des Stickstoffs in den Straten LL8 bis LL10 und LL12 handelt es sich wahrscheinlich um fixiertes NH_4^+. Dies würde die extrem engen C/N Verhältnisse erklären. Das für die Fixierung benötigte NH_4^+ entsteht beim Prozess der Ammonifikation, d.h. der mikrobiellen Zersetzung organischer N-Verbindungen.

Dreischicht-Tonminerale und Glimmer mit hoher Schichtladung können das Ammonium in ihren Zwischenschichten binden und somit langfristig fixieren. Nach SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (1998) besteht eine enge positive Beziehung zwischen Tongehalten und fixiertem NH_4^+. Ein solcher positiver Zusammenhang zwischen Tongehalten und Stickstoff zeichnet sich auch für das Profil Laimering – Lehmberg ab, wo bei deutlich erhöhten Tongehalten im oberen Drittel messbare Gehalte an Stickstoff auftreten.

Schwefel

Auch der Nachweis von Schwefel am Leco C-S war angesichts der geringen Gehalte schwierig. Teilweise liegen die Werte auch unter der Nachweisgrenze des Verfahrens. Hinsichtlich der Verteilung der Gehalte dieses Elements im Profil (zwischen 0 bis etwa 40 mg/kg $S_{(t)}$) lassen sich weder eine Systematik noch Korrelationen zu anderen Elementen bzw. Mineralphasen ableiten (Abb. 16).

Schwefel kommt geogen häufig in Form von Metallsulfiden vor. Auch in Karbonat-freien und an organischem Kohlenstoff reichen limnischen Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse ist Schwefel in Form von sekundären Eisensulfiden wie Pyrit und Markasit angereichert.

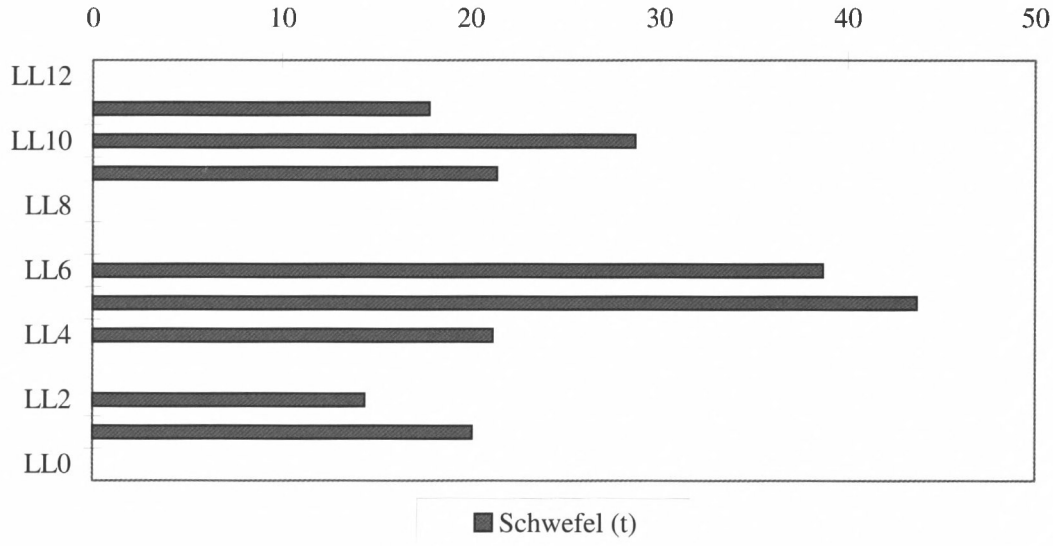


Abb. 16: Gehalte an Gesamtschwefel der Feinerde in mg/kg

Silizium

Die Silizium-Gesamtgehalte der Feinerde stammen aus Silikaten und aus Quarz. Die Löslichkeit des relativ schwer löslichen Siliziums (1–60 mg Si l^{-1}) ist von der Temperatur und vom pH-Wert abhängig und steigt mit sinkender Reaktion z.T. exponentiell an (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1998). Bei niedrigen pH-Werten findet auch verstärkt Silikatverwitterung statt.

Ausgehend von den heute gemessenen pH-Werten sollte während der Pedogenese kaum Silizium in Lösung gegangen sein. Da jedoch ehemalige Oberböden zunächst höhere Humusgehalte und niedrige pH-Werte besessen haben dürften, könnten dort geringe Mengen Silizium durch Silikatverwitterung mobilisiert, in Form von Kieselsäure (z.B. H_4SiO_4) im

Sicker- und/oder Grundwasser transportiert und sekundär als Bioopal wieder ausgefällt worden sein. Derartige Opal- bzw. sekundäre Quarzneubildungen waren zwar im Profil nicht eindeutig nachweisbar, sind andererseits in Form von verkieselten Hölzern häufig in fluviatilen Sanden und Schottern der OSM belegt (vergl. SELMEIER 1989). Die Si_t-Gehalte liegen in den meisten Straten zwischen 250 und 340 g/kg und fallen nur in den karbonatreichen Lagen LL1 bis LL5 unter 250 g/kg (Abb. 17). Die Gehalte aus Al_t und Si_t sind wegen des gemeinsamen Auftretens in den Silikaten verhältnismäßig straff miteinander korreliert (Abb. 17).

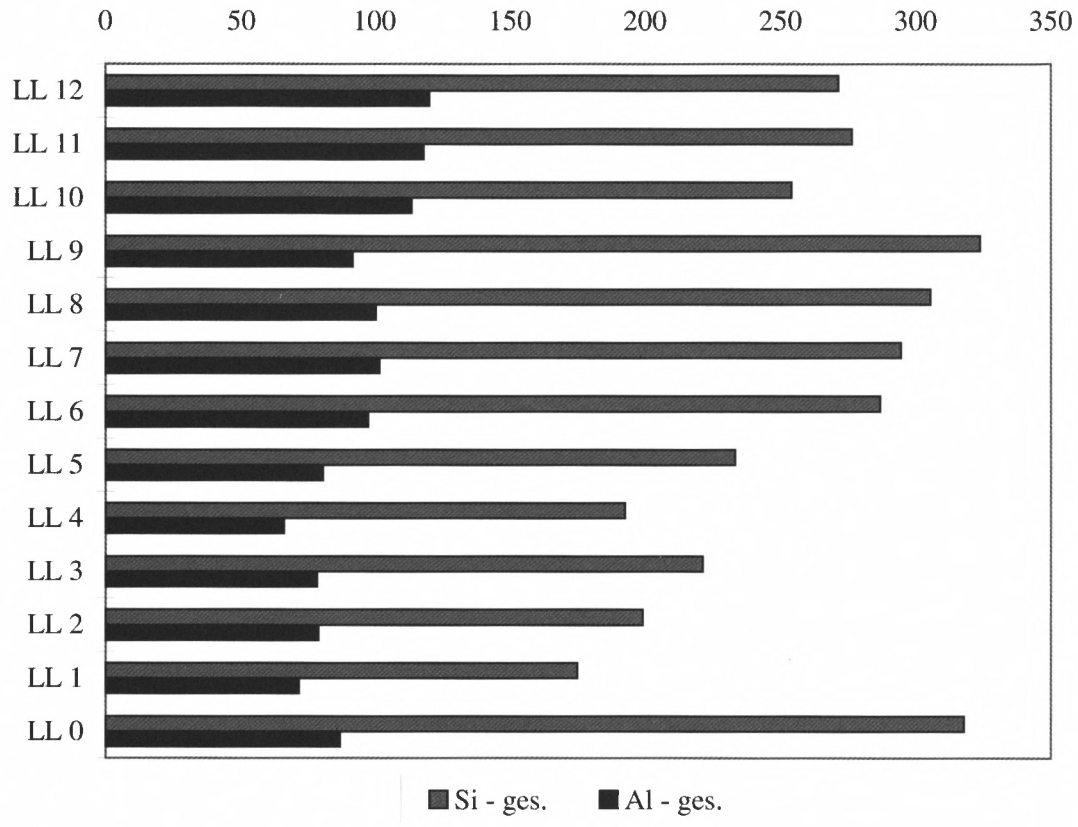


Abb. 17: Gesamtgehalte an Silizium und Aluminium in der Feinerde in g/kg

Calzium, Magnesium und Kalium

In den Straten des Profils ist Calzium im wesentlichen als Calzit gebunden. Magnesium stammt vor allem aus Dolomit sowie aus Dreischichttonmineralen und primärem Chlorit. Dagegen findet sich Kalium in Hellglimmern, Illiten und Kalifeldspäten.

In den Tiefenfunktionen der einzelnen Elementgehalte spiegelt sich vor allem die Verteilung der Mineralphasen wider, in denen die Elemente anteilmäßig enthalten sind (siehe Kapitel 4.1.3.3 Mineralbestand). So kulminieren beispielsweise die Ca_t Gehalte in den karbonatischen Straten LL1 bis LL5, während die K_t Gehalte ihre Spitzenwerte in den tonreichen oberen Lagen des Profils erreichen (Abb. 18 und Abb. 19).

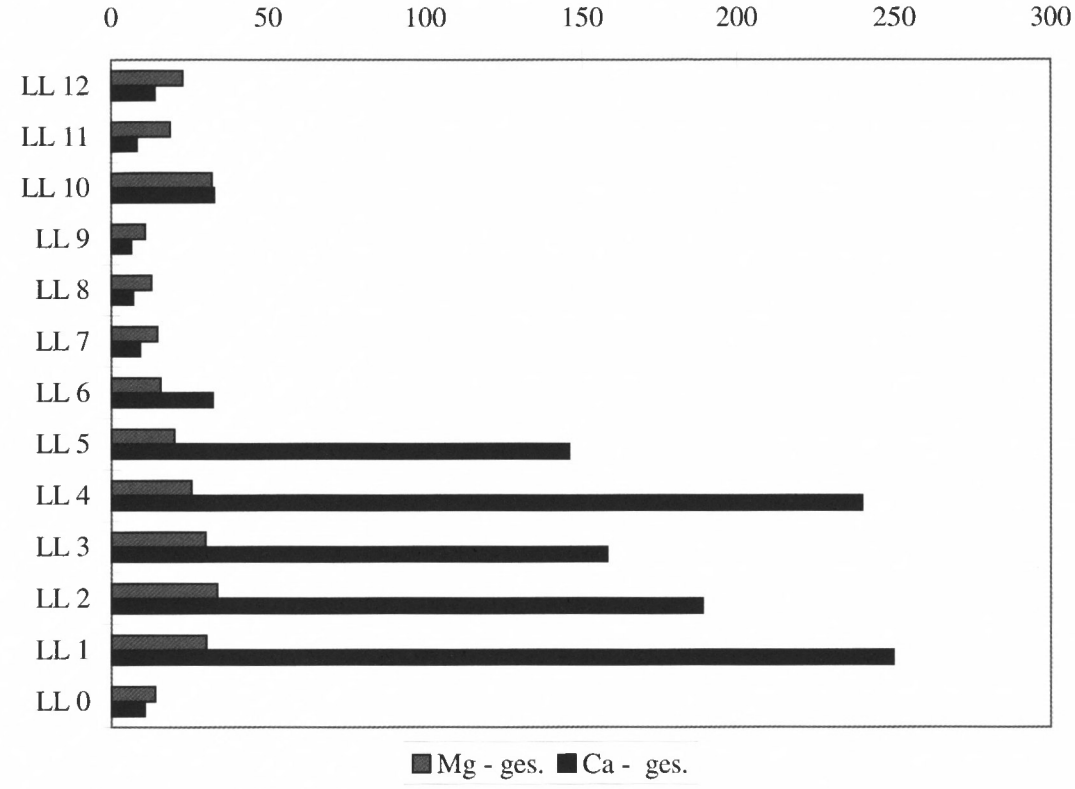


Abb. 18: Gesamtgehalte an Ca und Mg der Feinerde in g/kg

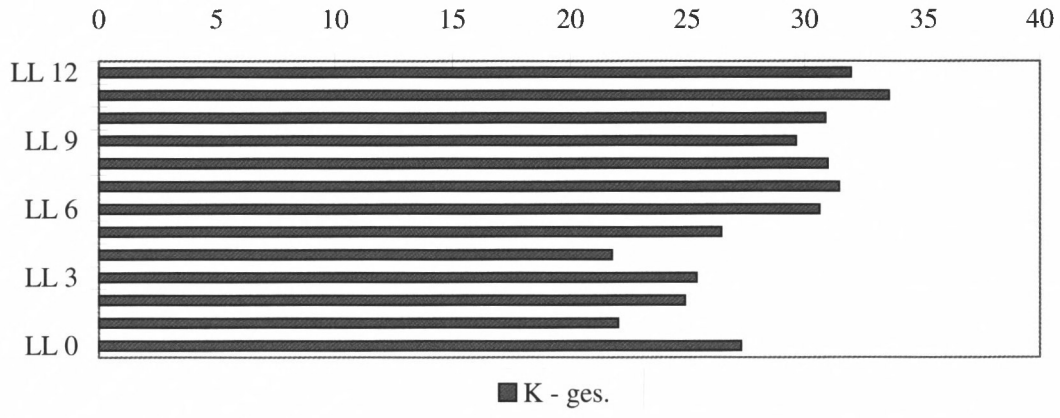


Abb. 19: Gesamtgehalte an K der Feinerde in g/kg

Titan

Die Titangehalte der Feinerde stammen vor allem aus Schwermineralen wie Titanomagnetit, Ilmenit und Rutil, die überwiegend im Schluff- und Feinsandbereich auftreten. Die an sich geringen Variationen der Gehalte im Verlauf des Profils dürften deshalb im wesentlichen auf der Abhängigkeit vom Schluff- und Sandgehalt sowie vom Karbonatgehalt der Feinerde beruhen (vergl. Tab. 2).

Straten	Ti in g/kg	Verhältnis Si_t/Ti_t
LL 12	4,9	55,3
LL 11	5,3	52,1
LL 10	4,6	55,2
LL 9	6,1	53,1
LL 8	5,7	53,7
LL 7	5,5	53,6
LL 6	5,2	56,7
LL 5	4,1	70,0
LL 4	3,4	68,5
LL 3	4,3	51,4
LL 2	3,9	51,0
LL 1	3,1	56,5
LL 0	5,3	60,0

Tab. 2: Gesamtgehalte an Titan der Feinerde in g/kg und Verhältnis Si_t/Ti_t

Eisen – Fraktionierung

Art, Gehalte und Verteilung pedogener Eisenoxide stellen wichtige Indikatoren für bodengenetische und diagenetische Vorgänge wie Verwitterungsintensität, Verlagerung und Wassereinfluss dar (KUNTZE, ROESCHMANN & SCHWERTFEGER 1994: 99). Das pedogene Eisen ist neben Manganverbindungen und Karbonaten im wesentlichen für die Farbgebung bzw. Marmorierung der meisten Straten von Laimering – Lehmberg wichtig.

Die Gehalte an Gesamteisen (Fe_t = silikatisches Eisen + (hydr)oxidisches Eisen) wurden mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse ermittelt. Zusätzlich wurden die Gehalte an pedogenem Eisen (Fe_d = (hydr)oxidischem Eisen) über die Dithionit/Citrat-Extraktion bestimmt.

Bei autochthonen Böden mit in situ Verwitterung eisenhaltigen Ausgangsgesteins lässt sich aus dem errechneten Mengenverhältnis Fe_d/Fe_t die Verwitterungsintensität resp. die Intensität der Bodenbildung evaluieren.

Im Falle der Auenablagerungen von Laimering – Lehmberg wurden jedoch neben lithogenen Mineralen auch Verwitterungsprodukte und Bodenmaterial sedimentiert. Da ein Teil des hierin enthaltenen Eisens vermutlich schon in pedogenen Mineralphasen vorlag, ist hier der Parameter Fe_d/Fe_t für bodengenetische Aussagen nicht hinreichend aussagekräftig.

Als Tiefenfunktion betrachtet, korrespondieren die pedogenen Eisengehalte mit den Gehalten an Gesamteisen (vergl. Abb. 20). Eine Tendenz zu erhöhten Gehalten beider Parameter vom Liegenden zum Hangenden des Profils ist erkennbar und im Anstieg der Tongehalte begründet. Gewisse Anreicherungen von Fe_t und Fe_d, verbunden mit einem Anstieg des Fe_d/Fe_t-Quotienten, finden sich jeweils unterhalb der mit organischem Kohlenstoff ausgestatteten Lagen LL8 und LL11. Hierin könnte sich eine kleinräumige vertikale Eisenverlagerung infolge erhöhter Bodenacidität aus humosen Oberböden widerspiegeln.

Verschiedene **Mineralphasen pedogenen Eisens** lassen sich näherungsweise durch Farbbestimmung mit Hilfe der Munsell Soil Colour Charts am bergfeuchten Substrat sowie an Dünnschliffen durchlichtmikroskopisch unterscheiden.

Die Anwendung oben genannter Untersuchungsmethoden führte zur Differenzierung folgender Eisenminerale bzw. Bindungsformen (siehe Tabelle 3):

Mineral/Bindungsform	Farbe	Formel
Hämatit	ziegelrot (2,5 YR...5R)	Fe_2O_3
Goethit	gelbbraun (7,5...10YR)	FeOOH
Ferrihydrit	rostbraun	5 Fe_2O_3 9 H_2O
Reduzierte Fe-verbindungen	grau	Fe^{2+}

Tab. 3: Wichtige pedogene Eisenverbindungen (vergl. SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1998)

Im Folgenden werden Vorkommen, Bildung und bodenchemisches Milieu der pedogenen Eisen(hydr)oxide nach SCHWERTMANN (1993), KUNTZE, ROESCHMANN & SCHWERTFEGER (1994), SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (1998) zusammenfassend kurz dargestellt:

Goethit, eines der häufigsten in Böden vorkommenden Eisenoxide, findet sich in praktisch allen Klimabereichen. Seine Entstehung geht auf die Verwitterung von Silikaten zurück. Die dabei frei werdenden Fe(III) Ionen hydrolysieren bei langsamer und schwach konzentrierter Anlieferung zu Goethit. Der Vorgang führt zur typischen Verbraunung von Bodenhorizonten.

Die Bildung von Ferrihydrit wird hingegen begünstigt, sobald die Hydrolyse der Fe(III) Ionen rasch erfolgt. Hierzu können ein großes Angebot an Fe(III) Ionen infolge intensiver Silikatverwitterung oder eine schnelle Oxidation von Fe^{2+} bei höheren pH-Werten beitragen. Auch die Anwesenheit organischer Stoffe, von Silikat- oder Phospationen kann die Kristallisation von Goethit stören und zur Genese des schlecht geordneten und metastabilen Ferrihydrits führen.

In Böden wärmerer Klimate dominiert der blutrote Hämatit, der bei höheren Bodentemperaturen und sinkender Wasseraktivität durch Dehydratation aus Ferrihydrit entsteht. Daneben spielen auch ein ± neutraler pH-Wert, ein hohes Fe-Angebot aus dem Ausgangsgestein sowie eine rasche Mineralisation organischer Substanz im Boden eine wichtige Rolle. Eine direkte Umwandlung von Goethit in Hämatit wird aufgrund der Stabilität der beiden Mineralphasen als nicht möglich erachtet. Die Anwesenheit von organischer Substanz, zumeist in Oberböden, bewirkt dagegen eine mikrobielle Auflösung von Hämatit durch Reduktion und Komplexierung des Eisens. Hier ist auch in den Tropen Goethit gegenüber Hämatit die stabilere Mineralphase.

Die Anwesenheit von reduzierten Eisenverbindungen im Boden bzw. im Grund- oder Stauwasser ist von verschiedenen Faktoren abhängig. Maßgeblich bestimmen der jeweilige pH-Wert und das Redoxpotential die Fe^{2+}-Löslichkeit. Während alkalische und neutrale Böden nur eine geringe Fe^{2+}-Löslichkeit aufweisen, steigt diese mit abnehmendem pH-Wert. Hohe Fe^{2+}-Löslichkeiten finden sich in saurem Bodenmilieu, bei Anwesenheit organischer Komplexbildner, unter anaeroben Verhältnissen sowie bei niedrigem Redoxpotential. Während die Umgebung stabiler Eisenoxide (Goethit) die Fe^{2+}-Konzentration im Boden niedrig hält, ist sie dagegen im Gleichgewicht mit Ferrihydrit höher.

Die Auensedimente von Laimering – Lehmberg enthielten vermutlich bereits bei ihrer Ablagerung größere Anteile pedogener Eisenoxide. Infolge des fluviatilen Transports dürften sie in der Regel gut durchmischt worden sein. Für eine schicht- bzw. lagenweise Anreicherung bestimmter Eisenoxide während der Sedimentation gibt es keine Hinweise. Das Ausgangssediment dürfte vor allem Goethit und eventuell Ferrihydrit enthalten haben. Die Färbung des Profils spricht dafür, dass auch heute Goethit dominiert. Über die Farbansprache und Dünnschliffuntersuchungen war Hämatit nur in einzelnen Straten erkennbar (vergl. Kapitel 4.1.3.5).

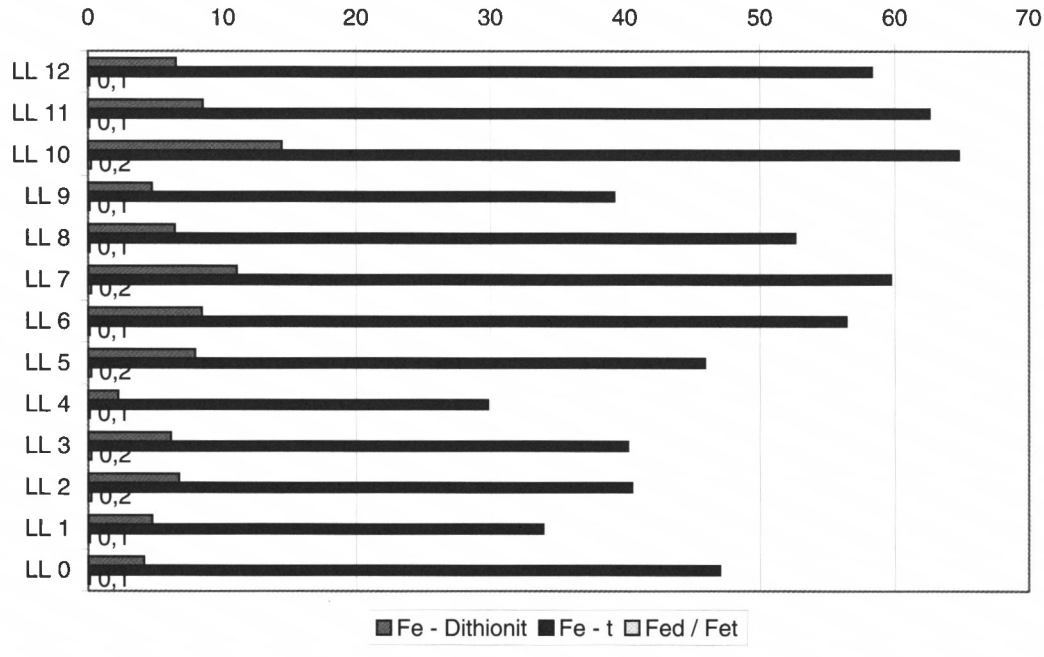


Abb. 20: Gehalte an Dithionit-löslichem Eisen und Gesamteisen der Feinerde in g/kg und Verhältnis Fe_d/Fe_t

Aluminium

Aluminium-haltige Minerale in Laimering Lehmberg sind vor allem primäre Silikate der Silt- und Sandfraktion wie Hellglimmer, Chlorite und Feldspäte. Daneben findet sich Aluminium vor allem in sekundären Silikaten, wie Tonmineralen. Die Gehalte an Gesamt-Aluminium sind daher insbesondere mit den Tongehalten der Feinerde korreliert und nehmen im Verlauf des Profils vom Liegenden zum Hangenden hin zu (Abb. 21).

Dithionit-lösliche pedogene Aluminium(hydr)oxide aus der Verwitterung von Silikaten sind nur in geringen Gehalten bis maximal 0,8 g/kg Feinerde vorhanden. Der Grund liegt wahrscheinlich darin, dass in den Auenbodenhorizonten bei häufiger Basenzufuhr kaum stärkere Versauerung auftrat, die zur Freisetzung von Aluminium hätte führen können. Die Gehaltsänderungen folgen in den meisten Straten der Tiefenfunktion der Gesamtaluminiumgehalte. Auffällige Ausnahmen bilden die Bereiche unterhalb der beiden schwach humosen Lagen LL8 und LL11. Sowohl in LL10 als auch in LL7 steigt der Gehalt an Dithionit-löslichem Aluminium stark an, obwohl die Al_t-Gehalte sich nicht ändern. Abgeschwächt gilt

dies, wie erwähnt, auch für Eisen. Als Interpretation bietet sich die Verlagerung des Aluminiums durch Bildung organischer Komplexe aus dem stärker versauerten Oberboden in den darunter liegenden Horizont an, wo sie bei höherem pH-Wert, wieder als wasserunlösliche Verbindungen ausgefällt wurden.

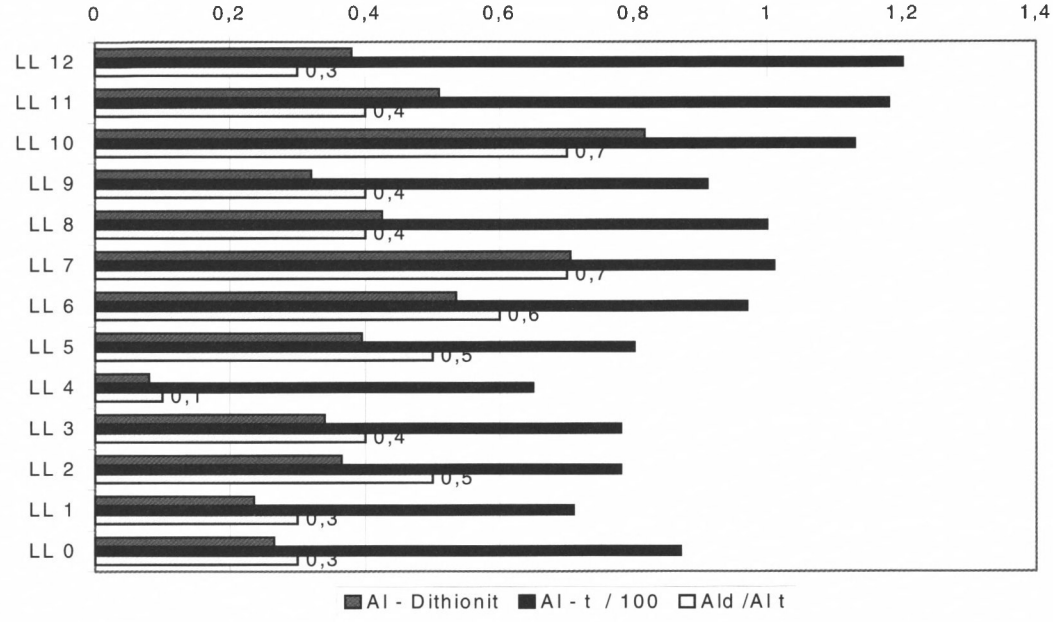


Abb. 21: Gehalte an Dithionit-löslichem Aluminium und Gesamtaluminium (:100) in der Feinerde in g/kg und Verhältnis Al_d/Al_t

Mangan

Das Mangan stammt ursprünglich teilweise aus Pyroxenen, Amphibolen und Biotiten alpidischer und moldanubischer Provenienz. Jedoch dürften darüber hinaus erhebliche Anteile in verwitterter Form als Manganoxid mit der Sedimentfracht der Molasseflüsse oder gelöst im Fluss- bzw. Grundwasser auf die Aue von Laimering-Lehmberg gelangt sein.

Im Vergleich zu Eisen ist Mangan leichter reduzierbar und somit im redoximorphen Milieu mobiler. Diese chemischen Eigenschaften erklären den zum Teil gegensätzlichen Verlauf der Gehalte von Eisen und Mangan im Profil.

Die Gesamtgehalte an Mangan kumulieren in einer Anreicherungszone zwischen LL5 bis LL1 mit Gehalten bis 3,5 g/kg (siehe Abb. 22). Die Hangendstraten besitzen weitaus geringere Gehalte von meist unter 0,5 g/kg. Der überwiegende Teil des Mangans der Lagen LL1 bis LL5 wurde wahrscheinlich aszendent über Porenlösungen aus dem Grundwasser bezogen und im karbonatreichen Milieu dieser Straten gefällt. Daneben ist auch mit deszendenter Verlagerung zumindest unterhalb von LL9 zu rechnen.

Die Gehalte an Dithionit-löslichem Mangan zeichnen auf niedrigem Niveau die Tiefenfunktion des Gesamtmangans nach. Dies legt den Schluss nahe, dass ein wesentlicher Teil des Mangans in stabilen, Dithionit-unlöslichen Verbindungen wie Karbonaten und Silikaten gebunden ist.

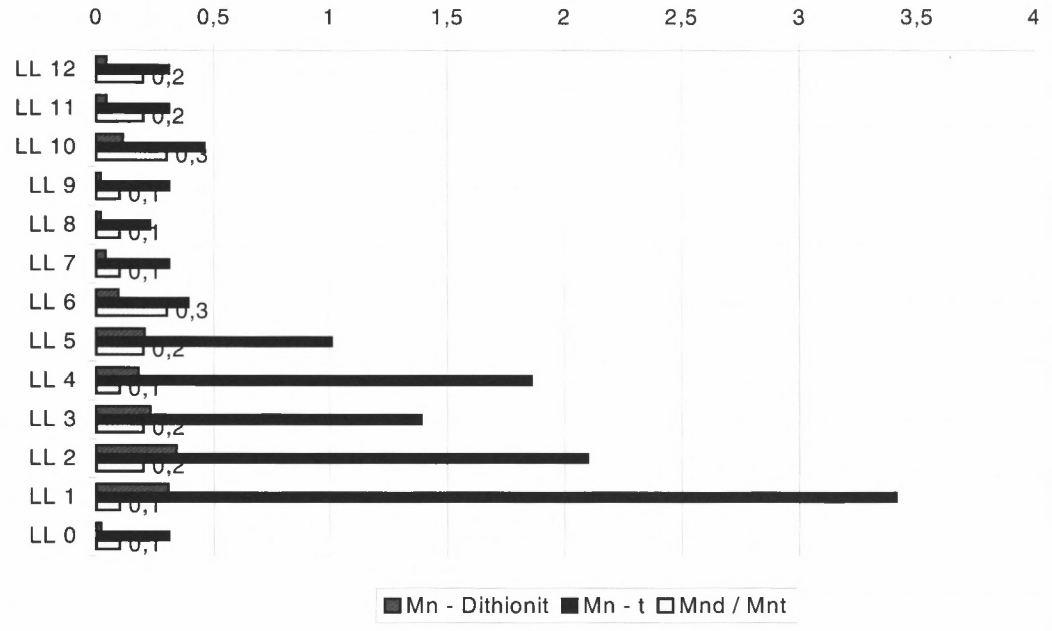


Abb. 22: Gehalte an Dithionit-löslichem Mangan und Gesamtmangan der Feinerde in g/kg und Verhältnis Mn_d/Mn_t

Phosphor

Bei den über RFA bestimmten Gesamtphosphorgehalten der Feinerde handelt es sich wohl vor allem um detritischen Apatit der Schwermineralfraktion und aus Fossilresten (organogenen Kalken und Hydroxil-Apatiten) sowie um sekundäre, während der Pedogenese neu entstandene Phosphorverbindungen. Zu letzteren zählen Al-, Fe- und Ca-Phosphate, sowie in Fe-Konkretionen okkludierte Phosphate. Die Bestimmung der leicht löslichen Phosphorverbindungen nach OLSEN, (im wesentlichen Al-P, Octocalzium-P und organisch gebundener P), schließt auch Phosphor aus dem abgelagerten Detritus ein. Über die Differenz zu den Gesamtphosphorgehalten läßt sich wenigstens ein Teil des pedogen umgewandelten Phosphors genauer abschätzen.

Gemessen an den Tiefenfunktionen der P_{-t} und P_{NaHCO3}-Gehalte kann das Detailprofil Laimering – Lehmberg in 3 bis 4 Abschnitte unterteilt werden (siehe Abb. 23):

Während in den Hangendstraten LL11 und LL12 die Gesamtgehalte um 0,5 g/kg liegen, wird in LL10 ein erstes Maximum mit etwa 1 g/kg erreicht. Dabei handelt es sich möglicherweise um eine biogene Anreicherung in diesen relativ humus- und N-haltigen Lagen. Ein Teil des Phosphors könnte auch in Form von detritischen Fossilresten und Phosphatreichen Koprolithen vorliegen. Die Lagen zwischen LL9 bis LL6 sind deutlich P-ärmer, wobei der P-Gesamtgehalt bei LL9 abrupt unter 0,2 g/kg fällt und bis LL6 wieder leicht auf 0,4 g/kg ansteigt. Der in diesen Straten vorhandene Gesamtphosphor liegt fast gänzlich in $NaHCO_3$-löslicher Form vor.

In LL5 bis LL1 ist ein steiler Anstieg der Gesamtgehalte auf 1,1 g/kg bis 2,1 g/kg zu erkennen. Die Gehalte an OLSEN-Phosphor sind jedoch auffallend gering.

In LL0 gehen die P-Gesamtgehalte auf Werte unter 0,3 g/kg zurück, und der hier vorhandene P ist gänzlich mit $NaHCO_3$ extrahierbar.

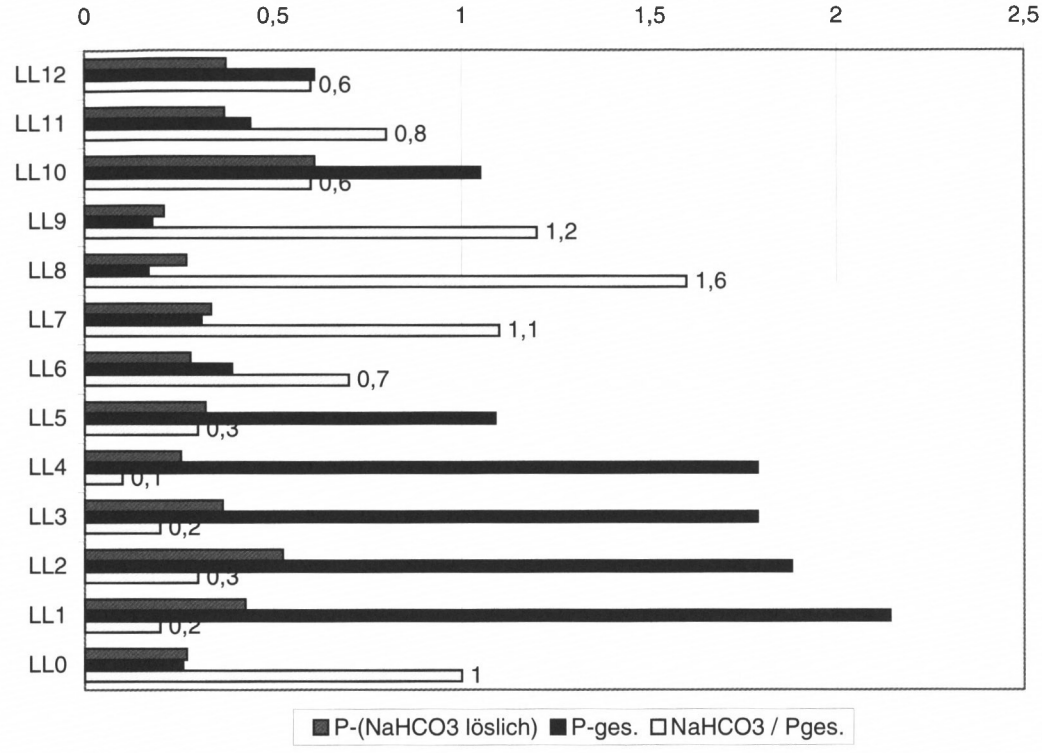


Abb. 23: Gehalte an Gesamtphosphor und $NaHCO_3$-extrahierbarem Phosphor in der Feinerde in g/kg und Verhältnis P_{NaHCO3}/P_{ges}

4.1.3.5 Makrostrukturelle Eigenschaften

Während eine Reihe makrostruktureller Eigenschaften (vergl. AG BODEN 1994) bereits im Gelände erkennbar war, konnten Bodenmikrostrukturen erst im Labor mittels Dünnschliffanalyen näher bestimmt werden. Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf Makrostrukturen, die sich in der Regel mit bloßem Auge unterscheiden lassen. Ausnahmen stellen fossile Wurzelspuren und Hydromorphiemerkmale dar, deren makroskopische Befunde unter Berücksichtigung der Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen beschrieben werden.

Makrogefüge

Im Liegenden wie auch im Hangenden des Detailprofils finden sich überwiegend geogene Gefügeformen (vergl Tafel 1 C). Eine schwache pedogene Überprägung des Ausgangssubstrats ist allenfalls in der Basislage LL-2 in Form der Grundgefügeform **Kohärentgefüge** erkennbar. Dieser nur von wenigen vertikalen Kluftbahnen durchzogene tonig-sandige Schluffhorizont erscheint im wesentlichen massiv und ungegliedert. Infolge seines Tongehalts sind die Schluff- und Sandkörner in typischer Weise miteinander verklebt.

Sekundäre Anreicherung und Ausfällung von Karbonaten in den Horizonten LL1 bis LL4 führte einerseits zur Überprägung eines eventuell zuvor vorhandenen anderen Gefüges sowie andererseits zur partiellen Verkittung detritischer Bodenbestandteile unter Ausbildung einer weiteren Grundgefügeform, des **Kittgefüges** (vergl. Tafel 3 A).

In LL0 sowie vor allem in LL5 bis LL12 ist der relativ tonreiche Boden in zahlreiche Aggregate gegliedert. Während das Material im bergfeuchten Zustand fest verbunden erscheint,

zerfällt es angetrocknet in cm-große Körper mit glatten Flächen und scharfen Kanten mit etwa gleichem Achsenverhältnis. Dieses **Polyedergefüge** ist in erster Linie die Folge wiederholter Quellungs- und Schrumpfungszyklen im Boden (vergl. Tafel 3 B). Seine Entwicklung läßt sich wie folgt beschreiben:

Bei der Austrocknung von zuvor wassergesättigten Bodenhorizonten entstand ein System polygonaler, überwiegend senkrechter, zum Teil tief hinab reichender **Trockenrisse und Klüfte**. Folgende Generationen von Zugrissen richteten sich zum einen an die bereits vorgezeichneten Strukturen und segregierten andererseits den Bodenkörper weiter. Im Zusammenwirken mit Scherrissen dürfte sich so im Laufe der Pedogenese aus dem geogen gelagerten Ausgangssediment ein polyedrisch aggregierter Boden entwickelt haben, möglicherweise über eine prismatisch aggregierte Zwischenstufe.

Im obersten Abschnitt des Profils (LL12 und Hangendes) werden die pedogenen Gefügeformen von einem geogenen **Schichtgefüge** abgelöst. Die dort erkennbare, cm- bis dm-starke Schichtung und Bankung ist fluviatil-limnischen Ursprungs.

Bodenfarbe

Die horizonttypischen Bodenfarben (Munsell-Farben) im Profil Laimering – Lehmberg werden im wesentlichen von der Verteilung und den Gehalten an Eisen(hydr)oxiden, von reduzierten Eisenverbindungen sowie von Manganoxiden bestimmt. Daneben spielen auch die hellen Ausfällungen sekundärer Karbonate eine wichtige, farbgebende Rolle. Das Bildungsmilieu der einzelnen Metall(hydr)oxide und Karbonate wurden bereits in den Kapiteln 4.1.3.3 und 4.1.3.4 erläutert.

In der folgenden Tabelle 4 wird versucht, die relative Häufigkeit der pedogenen Eisen(hydr)oxide entsprechend ihrer makroskopischen Farbverteilung darzustellen. Zusammenfassend ist festzustellen, dass in den meisten Straten Goethit bzw. Ferrihydrit und reduzierte Eisenverbindungen farbbestimmend sind. Hämatit fehlt oder tritt stark zurück mit Ausnahme der Lagen LL0 sowie LL6 und LL7.

Stratum	Mineralphasen	Relative Häufigkeit entsprechend der Farbbestimmung
LL12	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ + ++
LL11	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ ○ +++
LL10	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	+++ ○ +
LL9	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ ○ +
LL8	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ ○ +++

Stratum	Mineralphasen	Relative Häufigkeit entsprechend der Farbbestimmung
LL7	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	+ ++ +
LL6	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	+ ++ +
LL5	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ + +
LL4	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ O +
LL3	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ O ++
LL2	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ O +
LL1	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ O +
LL0	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	++ +++ O
LL-1	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	+ + ++
LL-2	Goethit und Ferrihydrit Hämatit Reduziertes Eisen	O O +++

Tab. 4: Relative Häufigkeit und Verteilung pedogener, färbender Eisen(hydr)oxide im Feinboden des Profils Laimering – Lehmberg:
Legende: *+++ vorwiegend farbbestimmend, ++ mäßig farbbestimmend, + wenig farbbestimmend, O sehr wenig bis fehlend*

Hydromorphiemerkmale

Die in der Profilabfolge von Laimering – Lehmberg auftretenden Hydromorphiemerkmale weisen sowohl auf ehemalige Pseudogley- wie auch auf Gleydynamik hin.

Vergleyung ist die Folge periodisch schwankender Grundwasserstände. Hierdurch werden die Sola in Bereiche mit ständiger Grundwassersättigung und in solche mit zeitweiliger Belüftung gegliedert. In den Phasen der Durchlüftung werden gelöste zweiwertige Fe-

Verbindungen vor allem auf den Aggregatoberflächen in dreiwertige Verbindungen (oft irreversibel) überführt und ausgefällt (z.B. LL12). Das Ergebnis sind großflächige **Eisenflecken** (auch als **Marmorierungen** bezeichnet). Ihrer Farbe nach bestehen sie wahrscheinlich größtenteils aus Goethit/Ferrihydrit. Rötliche Munsell-Farbtöne von weak red 5/2 (z.B. LL0) deuten jedoch auch auf die Anwesenheit von Hämatit in diesen Eisenflecken. Dieser Umstand und die Großflächigkeit der Eisenfällungen sprechen für langanhaltende, intensive Durchlüftungsphasen. In tiefer liegenden Bodenhorizonten der Sola ist die Eisenfleckung schwächer (Go-Gr Horizonte) oder fehlt gänzlich (Gr-Horizonte). Dort überwiegen zweiwertige Fe-Verbindungen. Entlang ehemaliger Grobwurzelbahnen lassen sich auch in Go-Horizonten (z.B. LL0) einzelne Zonen mit reduzierten Eisenverbindungen nachweisen. Sie können jedoch auch alternativ als Folge diagenetischer Vergleyung (burial gleization, vergl. RETALLACK 1990) interpretiert werden. Straten mit diesen Gley-Hydromorphiemerkmalen erhielten bei der Interpretation und Identifikation der pedogenen Entwicklung (vergl. Kapitel 4.1.3.8) die entsprechenden G-Symbole zugeordnet.

Pseudogleydynamik in Verbindung mit Gleydynamik charakterisiert die Profilabschnitte LL6 – LL9 und LL11. Dort finden sich sowohl auf Staunässe zurückzuführende schwache goethitische Eisenfällungen in Aggregatinnenbereichen mit **grauen Aggregatoberflächen** als auch goethitische bzw. hämatitische Fällungszonen in und entlang ehemaliger Grobwurzelbahnen und Trockenrisse. Straten mit dieser Art der Marmorierung wurden als (G)Sd-Horizonte bezeichnet.

Karbonatkonkretionen und karbonatische Ausfällungslagen

Die im Profil makroskopisch auffälligen sekundären Karbonatausfällungen und Konkretionen wurden bereits eingehend in Kapitel 4.1.3.3 „Mineralbestand" beschrieben. Zur Genese der sekundären Karbonatausfällungen sei auf Kapitel 5.4 verwiesen.

Fossile Wurzelspuren – Durchwurzelungsintensität

Fossile Wurzelspuren sind ein wichtiges Kriterium zur Identifikation von Paläoböden. (RETALLACK 1990). Ihre Erfassung und Beschreibung dient auch der Rekonstruktion eines Aspekts der ehemaligen biologischen Aktivität von Landpflanzen in den einzelnen Straten.

Angaben zu (Paläo-)Durchwurzelungsintensitäten stellen ein subjektives Kriterium dar. In Anlehnung an die Tabelle zur Einstufung der Durchwurzelungsintensität (AG BODEN 1994: 130) beurteilte ich jeweils eine etwa 1 dm^2 große, vertikal stehende Fläche hinsichtlich ihres Gehalts an Feinwurzeln (< 2 mm Durchmesser). In die Wertung einbezogen wurden sowohl Aggregatoberflächen, Klüfte, Risse etc. wie auch Aggregatinnenbereiche, die hierzu vorsichtig aufgebrochen wurden. Insbesondere die Anteile an haarfeinen Wurzelspuren (im folgenden Haarwurzeln genannt) konnten erst mit Hilfe der An- und Dünnschliffmikroskopie erfasst werden.

Für das Abschätzen der Durchwurzelungsintensität pro Flächeneinheit (dm^2) wurde folgende Einteilung in Anlehnung an AG BODEN (1994) gewählt: keine Wurzelspuren; 1 bis 5: einige Wurzelspuren; 6 bis 10: mäßig häufige Wurzelspuren; 11 bis 20: häufige Wurzelspuren; 21 bis 50: zahlreiche Wurzelspuren.

Gleichwohl ist die Methode mit einer nicht unerheblichen Fehlerquote behaftet. Darüber hinaus dürfte in Laimering – Lehmberg nur ein Bruchteil der ehemaligen Durchwurzelung fossil erhalten und makro- bzw. mikroskopisch erkennbar sein.

Eine direkte Überlieferung von Wurzeln als organische (inkohlte) Reste konnte makroskopisch nicht und auch im Dünnschliff nur in wenigen Ausnahmen im Bereich der humosen Horizonte LL8 und LL11 nachgewiesen werden.

In der Regel sind Wurzeln in Laimering – Lehmberg in Form von sogenannten Wurzelspuren im Substrat erhalten. Diese sind zum Teil Hinterlassenschaften, die von dem chemisch-biologischen und mechanischen Einfluss der lebenden Wurzen auf ihr direktes mineralisches Umfeld herrühren. Zum anderen beruhen sie auf jenen Prozessen, die bei der Zersetzung und Mineralisierung abgestorbener Wurzeln abliefen und hierbei das umgebende Substrat chemisch beeinflussten. Verblieben nach der Zersetzung von Wurzeln grobe Poren zunächst offen, so wurden sie später meist mit von oben eingeschwemmtem Bodensubstrat verfüllt, Mittel- und Feinporen (nicht durchwurzelt) dagegen entweder kompaktiv oder durch Illuvationsvorgänge mit kolloidalem Tonsubstrat geschlossen.

Die folgende Tabelle 5 zeigt alle in den Straten von Laimering – Lehmberg vorgefundenen Typen fossiler Wurzelspuren sowie eine kurze Interpretation ihrer Genese.

TYPUS	AUSBILDUNG	INTERPRETATION DER GENESE
Inkohlte Wurzeln	Vereinzelt in humosen Horizonten erhaltene, mm bis cm lange organische Fein- und Haarwurzelreste mit Reduktionssaum im umgebenden Substrat	Diagenetisch entstanden, infolge von Inkohlungsprozessen bei langfristig niedrigen eh- und pH-Bedingungen im Sediment
Manganoxidische Wurzelspuren	Verzweigte Fein- und Haarwurzeln auf Aggregatoberflächen	Durch pedogenetische Prozesse nach der Sedimentüberdeckung eines Bodens: Mangaineinlagerung und Fällung im Bereich verwesender Feinwurzeln auf Aggregatoberflächen
Wurzel-Reduktionssäume meist mit mehrfachem Durchmesser der ehemaligen Wurzeln	Verzweigte Fein- und Haarwurzeln; häufig auf Aggregatoberflächen; entlang von Haarrissen z. T. auch ins Innere von Aggregaten reichend	Pedogenetisch bzw. synsedimentär; auch (früh)diagenetisch nach größerer Sedimentüberdeckung des Profils; Reduktion (hydr)oxidischer Fe-Verbindungen im Substrat um ehemalige Wurzeln
Fe-oxidische Wurzelspuren	Verzweigte Fein- und Haarwurzeln; häufig entlang von Haarrissen im Inneren von Aggregaten	Pedogenetisch: Fällung von Fe-(hydr)oxiden (Goethit) in belüfteten, ehemaligen Wurzelbahnen
Wurzel-Reduktionszonen mit cm bis dm-großen Durchmessern	Größere Flecken und vertikal ausgerichtete Zonen (Gänge) reduzierter Fe- Verbindungen um ehemalige Grobwurzeln; Orientierung wahrscheinlich an Klüften	In akkumulativen Straten pedogenetisch bzw. synsedimentär; auch (früh)diagenetisch nach größerer Sedimentüberdeckung des Profils; Reduktion (hydr)oxidischer Fe-Verbindungen im Substrat um ehemalige Wurzeln bei niedrigem Redoxpotential.

TYPUS	AUSBILDUNG	INTERPRETATION DER GENESE
Wurzel-Rubefizierungs-zonen mit cm bis dm großen Durchmessern	Grobwurzelspuren (leicht zu verwechseln mit Trockenrissen und Klüften): Größere Flecken mit hämatithaltigen Rubefizierungen; teilweise mit randlichen Reduktionssäumen	Pedogenetisch bei guter Durchlüftung und Wärme in offenen Grobporen
Tapete	Feinlamellare Tonilluvation in Wurzelhohlräumen	Pedogenetisch
Rhizolithe	Ehemalige Wurzeln: bis mm-dicke, calzitisch-mikritische, zylindrische Zementationen mit zentralem, z. T. sekundär verfülltem Hohlraum	Pedogenetisch (RETALLACK 1990) oder frühdiagenetisch nach Sedimentüberdeckung
Kombination von Rhizolithe und Tapete	Feinlamellare Tonilluvationen in zentralen Hohlräumen um calzitisch-mikritische Rhizolithe ehemaliger Wurzeln	Pedogenetisch bis frühdiagenetisch nach Sedimentüberdeckung

Tab. 5: Typen und mögliche Genese fossiler Wurzelspuren in Lagen des Profils Laimering – Lehmberg

Die folgende Tabelle 6 informiert über Typen und Intensität von fossilen Wurzelspuren in den untersuchten Straten von Laimering - Lehmberg in Verbindung mit anderen Merkmalen, insbesondere zu deren Hydromorphie. Deutliche Durchwurzelung war vor allem in den basalen Lagen LL-1 und LL0 sowie in den Hangendlagen LL6 bis LL12 nachweisbar.

Horizont	Typen und Durchwurzelungs-intensität	Makro-Hydromorphiemerkmale
LL12	Wurzel-Reduktionssäume: mäßig häufige bis zahlreiche Feinwurzelspuren	Marmorierung
LL11	Wurzel-Reduktionssäume, inkohlte Wurzeln: mäßig häufige, feine Haarwurzelspuren	schwache Marmorierung, humos
LL10	Wurzel-Reduktionssäume: mäßig häufige bis zahlreiche Haarwurzelspuren; z. T. verzweigt	Schwache Marmorierung mit Farbübergängen
LL9	Manganoxidische Wurzelspuren: mäßig häufige bis seltene kaum sichtbare feine Haarwurzelreste	Schwache Marmorierung mit feinen Fe- und Mn-Imprägnationen auf den Aggregaten
LL8	Wurzel-Reduktionssäume, inkohlte Wurzeln: zahlreiche feine Haarwurzelspuren	Marmorierung, humos

Horizont	Typen und Durchwurzelungs-intensität	Makro-Hydromorphiemerkmale
LL7	Wurzel-Reduktionssäume: zahlreiche Haarwurzelspuren Wurzel-Rubefizierungszonen, Wurzel-Reduktionszonen: einige Grobwurzelspuren	Marmorierung, Karbonatkonkretionen
LL6	Wurzel-Reduktionssäume: mäßig häufige feine Haarwurzelspuren Wurzel-Rubefizierungszonen, Wurzel-Reduktionszonen: einige Grobwurzelspuren	Marmorierung, Karbonatkonkretionen
LL5	Wurzel-Reduktionszonen: einige reduzierte Grobwurzelspuren von LL6 nach LL4 durchgreifend	Marmorierung, schwache Eisenschüssigkeit
LL4	Wurzel-Reduktionssäume: einige haarfeine, sich verzweigende Wurzelspuren in den Aggregaten	Karbonatausfällungen
LL3	Durchwurzelung nicht erkennbar	Eisenfleckung im Inneren von Bioturbationen
LL2	Durchwurzelung nicht erkennbar	Karbonatausfällungen
LL1	Durchwurzelung nicht erkennbar	Karbonatausfällungshorizont
LL-1	Rhizolithe, Tapete und Kombination von Rhizolithe und Tapete: mäßig häufige bis häufige karbonatisierte Mittel- bis Feinwurzeln	Karbonatausfällungen
LL-2	Rhizolithe, Tapete, Kombination von Rhizolithe und Tapete: einige karbonatisierte Mittel- bis Feinwurzeln	olivegraue Reduktionsfarben

Tab. 6: Typen fossiler Durchwurzelungsintensitäten und Hydromorphiemerkmale

Makro-Wühlspuren und Grabbaue

Die Aktivität fodenten Edaphons, d.h. im Boden wühlender, größerer Kleintiere (vergl. TROLLDENIER 1971), wird durch das Vorhandensein zahlreicher Makro-Grabbauten belegt: Insbesondere in LL2 und LL3, sowie in LL-1 finden sich dezimeter-lange, steil einfallende bis senkrechte Grabröhren. Die Ermittlung maximaler Gesamtlängen wird durch wechselnde Anschnittwinkel und die Überlagerung verschiedener Wühlkörper erschwert. Die Röhren besitzen Durchmesser bis 3 cm, sind aber durchschnittlich etwas kleiner. Infolge ihrer gelbbraunen, limonitisch imprägnierten Sedimentfüllungen zeichnen sich die Grabbauten im Bodenprofil gut gegenüber dem Umgebungssediment ab (siehe Tafel 3 C).

Ein besonderes Merkmal der gefüllten Grabgänge stellen die symmetrischen Internstrukturen dar, die wir mit dem Arbeitsbegriff „Stopfstrukturen" belegten und die in der Literatur

allgemein als „meniscate burrows" bzw. „meniscate backfillings" (z.B. RETALLACK 1988) oder „swirl texture" (BUURMAN 1980) bezeichnet werden.

Die in der rezenten bioturbaten Bodenfauna häufigen Lumbriciden können wahrscheinlich als Verursacher der großen „Stopfstrukturen" ausgeschlossen werden. Der zu ihrer Nahrungsgewinnung aufgenommene Feinboden wird nach der Passage des Magen-Darmtrakts als Wurmlosung wieder ausgeschieden. Die dabei geformten unregelmäßigen, oft traubenförmigen, humosen Aggregate können im Boden zur Entstehung eines sogenannten Wurmlosungsgefüges (REHFUESS 1990) führen. Tafel 20 D veranschaulicht im Anschnitt die deutlichen Unterschiede zwischen rezenten Grabgängen von *Lumbricus terrestris* und fossilen Makro-"Stopfstrukturen", wie sie auch in Profilen weiterer Aufschlüsse beobachtet wurden. Auffällige morphologische Ähnlichkeiten bestehen hingegen zu Wohnbauten fossiler Süßwasserkrebse (crayfish burrows) (siehe hierzu eingehender Kap. 4.5).

Wirbeltier- und Weichtierreste

Das Auftreten erhöhter Gehalte an Wirbeltierresten ist in der Profilabfolge von Laimering – Lehmberg auf wenige Horizonte beschränkt. Im Laufe der letzten Jahre erbrachten sporadische, paläontologisch orientierte Aufgrabungen Schildkrötenpanzerplatten, Koprolithen (von Krokodiliern ?) sowie lokale Anreicherungen von Kleinsäugerresten. Landschnecken konnten nur in wenigen Exemplaren in Form von Sedimentkernen geborgen werden, in keinem Fall mit Schalenerhaltung. Im Vergleich zu den ergiebigen Fundstellen von Sandelzhausen oder Laimering – Dornberg fiel das Fundinventar bislang eher bescheiden aus.

Die Anreicherungslagen von Wirbeltierresten umfassen im wesentlichen die Bereiche oberhalb und unterhalb der schwach humosen Straten LL11 und LL8, sowie der rubefizierten Lage LLO. Einige Sedimentkerne von *Cepaea sp.* stammen aus LL-1.

4.1.3.6 Mikrostrukturelle Einheiten

Zur Erfassung mikrostruktureller Einheiten dienten Bodenanschliffe und -dünnschliffe, die im Durchlicht- und Polarisationsmikroskop ausgewertet wurden. Besonders charakteristische „pedofeatures" wurden photographisch dokumentiert (siehe Tafeln 4 bis 8).

Mit dem Begriff **Matrix** = Grundmasse bzw. „plasma" (RETALLACK 1990) werden in situ vorliegende tonige bis feinschluffige Feinbodenbestandteile bezeichnet. Die in diese Matrix eingestreuten gröberen, meist unterscheidbaren Bodenbestandteile (> 20 µm) werden als **Komponenten** (skeleton grains) klassifiziert. Hierbei handelt es sich im wesentlichen um detritische Mineralkörner wie Quarz, Feldspäte und Schwerminerale sowie um Fusitpartikel (fossile Holzkohle vermutlich von Waldbränden). Hinweise auf sedimentäre und pedogenetische Beanspruchungen lassen sich über Rundungsgrade und Ätzstrukturen (Verwitterungsmerkmale) der Mineralkörner ermitteln. Im Gegensatz zu authigen neu gebildeten Karbonaten (Konkretionen und Ausfällungen) wurden keine detritischen Karbonate beobachtet.

Das **Interngefüge** definiert Lage und Anteile von Matrix und Komponenten im Substrat. Im matrix-gestützten Gefüge „schwimmen" die Komponenten praktisch ohne gegenseitigen Kornkontakt. Im korngestützten Gefüge ist der Komponentenanteil dagegen so hoch, dass sich die einzelnen Körner gegenseitig berühren und stützen. Zu einer lokalen Umverteilung, Zu- oder Abnahme an Komponenten bzw. an Matrix kann es in Folge bioturbater Vorgänge kommen. Beispielsweise lässt sich in Dünnschliffpräparaten eine ringförmige Anordnung von Mineralkörnern um alte Wurzelbahnen beobachten, welche wahrscheinlich von Wurzeldruck herrührt.

Bioturbationsvorgänge durch grabende Bodenfauna erzeugen charakteristische Füllstrukturen mit typischer Komponentenanordnung. In den Lagen von Laimering – Lehmberg sind dies insbesondere „striotubules" und untergeordnet „granotubules" (vergl. PLAZIAT et al. 1987). Ebenso kann auch **Stress** (Scherbewegungen) in Folge von Quell- und Schrumpfvorgängen an Aggregatgrenzen zu Veränderungen im Interngefüge führen.

Von Mittel- und Feinporenräumen ausgehend wurden bestimmte Straten (z.B. LL-1) stellenweise mit hellem, karbonatisch-mikritischem **Zement** durchsetzt, der das Ursprungsgefüge dauerhaft fixierte. Weitere Kalkausfällungen an lokal begünstigten Stellen führten zur Bildung von **Rhizolithen** um (ehemalige) Pflanzenwurzeln (siehe KLAPPA 1980), zu **Konkretionen** oder zu „**nodules**". Letztere weisen im Gegensatz zu Konkretionen keine konzentrischen Internstrukturen auf (vergl. FREYTET & PLAZIAT 1982). In den kleinen, mmgroßen „nodules" von LL-1 und LL-2 belegen eingestreute Mineralkomponenten ihre Genese als Zementationen mit späterem Verdrängungswachstum. Septarien sind dort nur andeutungsweise ausgebildet. In den Kalkausfällungslagen LL1 und LL2, untergeordnet auch in LL4, wurde das Ursprungsgefüge durch Verdrängungswachstum sekundärer Kalkfällungen weitgehend zerstört. Letztere sind von einem dichten System horizontal und diagonal verlaufender Spalten und Schrumpfrisse durchzogen. Mit Ausnahme der Risse in den Karbonatausfällungen finden sich in den polyedrischen Aggregaten nur wenig offene Porenräume. Im Schliffbild sind meist nur von den Rändern her blind endende Risse erkennbar.

In der folgenden Tabelle 7 sind die in den Straten des Detailprofils Laimering – Lehmberg beobachteten Befunde des Mikrogefüges übersichtlich zusammengestellt.

Mikrogefüge			
Stratum	**Matrix/Zement (Partikel < 20 µm)**	**Komponenten (> 20 µm)**	**Interngefüge**
LL12 (siehe Tafel 8 E)	tonreiche Matrix	einzeln eingestreute Fossilreste (Wirbeltierknochensplitter bis 2 mm Durchmesser)	matrix-gestützt Im Übergangsbereich zu LL13: gestörte feinflasrige Horizontaltextur
LL11 (siehe Tafel 8 B)	tonreiche Matrix, humos, dunkelgrau	einzeln eingestreute Fossilreste (Wirbeltierknochensplitter); vereinzelte Fusitpartikel bis 0,5 mm Länge	matrix-gestützt Im Übergangsbereich zu LL12: stark gestörte feinflasrige Horizontaltextur
LL10 (siehe Tafel 7 H)	tonreiche Matrix; mikritische Karbonate im Substrat fein verteilt	einzeln eingestreute Quarzkörner bis 0,2 mm Durchm.; vereinzelte Knochensplitter	matrix-gestützt
LL9 (siehe Tafel 7 G)		zahlreiche Quarzkörner bis maximal 0,05 mm Durchmesser, angular bis subangular; einzelne Überkörner bis 0,5 mm Durchmesser eingestreut	matrix-gestützt

Mikrogefüge			
Stratum	**Matrix/Zement (Partikel < 20 µm)**	**Komponenten (> 20 µm)**	**Interngefüge**
LL8	kein Dünnschliff		
LL7 (siehe Tafel 7 F)	ton- und feinschluffreiche Matrix	Quarzkörner bis maximal 0,1 mm Durchmesser, angular bis subangular; einzelne Überkörner bis 0,5 mm Durchmesser eingestreut. Im Schliff keine Karbonatkonkretion erfasst	matrix-gestützt
LL6 (siehe Tafel 7 D)	ton- und feinschluffreiche Matrix	Quarzkörner bis maximal 0,1 mm Durchm., angular bis subangular; einzelne Überkörner bis 0,5 mm Durchmesser eingestreut. Im Schliff keine Karbonatkonkretion erfasst	matrix-gestützt
LL5	kein Dünnschliff		
LL4 (siehe Tafel 7 C)	tonig- bis feinschluffige Matrix, größtenteils karbonatisch mikritisch zementiert, teils in Zwickeln aneinanderstoßender Karbonatausfällungen	mikritisch-calzitische Karbonatausfällungen im cm-Größenbereich ohne scharfe Randbegrenzungen reich an schluffigen bis feinsandigen Hellglimmern	Sekundäres Zementationsgefüge. Matrix und zementierte Bereiche örtlich von Schwundrissen durchzogen
LL3	kein Dünnschliff		
LL2 (siehe Tafel 7 B)	tonig-schluffige Matrix, zum Teil karbonatisch zementiert und von sekundären Karbonatausfällungen verdrängt	mikritisch-calzitische Karbonatausfällungen im cm-Größenbereich, zum Teil aneinanderstoßend, teils mit „eingequetschter" Matrix in Zwickelbereichen; reich an schluffig-feinsandigen Hellglimmern	> 50% sekundäres Zementationsgefüge < 50% matrix-gestützt Matrix und zementierte Bereiche von Schwundrissen durchzogen

Mikrogefüge			
Stratum	**Matrix/Zement (Partikel < 20 µm)**	**Komponenten (> 20 µm)**	**Interngefüge**
LL1 (siehe Tafel 7 A)	tonig-schluffige Matrix, überwiegend karbonatisch zementiert und von sekundären Karbonatausfällungen weitgehend verdrängt	Mikritisch-calzitische Karbonatausfällungen im cm- Größenbereich, teils aneinanderstoßend, teils mit „eingequetschter" Matrix in Zwickelbereichen; reich an schluffig-feinsandigen Hellglimmern	sekundäres Zementationsgefüge. Matrix und zementierte Bereiche von Schwundrissen durchzogen
LL0 (siehe Tafel 6 G)	tonig-schluffige Matrix	Quarzkörner bis maximal 0,2 mm Durchmesser, angular bis subangular; einige Fusitpartikel bis 0,05 mm Durchmesser	matrix-gestützt
LL-1 (siehe Tafel 6 E)	tonig-schluffige Matrix; in einigen cm-großen, diffus begrenzten Flecken karbonatisch-mikritisch zementiert	Quarzkörner bis maximal 0,2 mm Durchmesser, angular bis subangular; einige Fusitpartikel bis 0,05 mm Durchmesser eingestreut. Kleine längliche bis rundliche „nodules"; Rhizolithe mäßig häufig bis häufig, bis 2 mm Durchm. aus mikritischem, weißgrauem Calcit, praktisch ohne Schwundrisse; z. T. einige Quarz- und Glimmerkörner im Inneren	matrix-gestützt
LL-2 (siehe Tafel 6 C)	tonig-schluffige Matrix, im Bereich cm-großen, diffus begrenzten Flecken karbonatisch-mikritisch zementiert	Quarzkörner bis maximal 0,2 mm Durchmesser, angular bis subangular; einige Fusitpartikel bis 0,05 mm Durchmesser eingestreut; zahlreiche mikritisch karbonatisierte Wurzelgänge (Rhizolithe);	Hangendbereiche: korngestützt und z. T. sekundär zementiert. Basale Bereiche: korn-gestützt

Mikrogefüge			
Stratum	**Matrix/Zement (Partikel < 20 µm)**	**Komponenten (> 20 µm)**	**Interngefüge**
		kleine rundliche „nodules" bis 2 mm Durchmesser aus mikritischem, weißgrauem Calcit, praktisch ohne Schwundrisse; z. T. einige Quarz- und Glimmerkörner im Inneren	

Tab. 7: Beschreibung des Mikrogefüges in den Lagen des Profils Laimering – Lehmberg

Hohlräume und Füllungen

Zahlreiche ehemalige Hohlräume im Substrat sind, soweit es sich um Grob- und Mittelporen handelt, in der Regel mit Sediment, sekundär gefälltem Calzit oder Tonkutane verfüllt.

Die Verfüllung bzw. Schließung der Poren konnte rein physikalisch durch Setzungsvorgänge im Substrat (Kompaktion), durch die Aktivität grabender Bodenorganismen, durch Tonilluvation (siehe folgender Abschnitt) oder durch sekundäre Ausfällung von Calzit erfolgen.

An ehemaligen Hohlräumen mit sekundärer Verfüllung sind in den verschiedenen Lagen des Profils bioturbate Grabgänge (siehe übernächster Abschnitt „Lebensspuren der Mikrofauna"), Wurzelbahnen sowie Trockenrisse nachweisbar.

In den Lagen LL-1 und LL-2 finden sich calzitisch-mikritische Hohlraumfüllungen von ehemaligen Wurzeln bis 2 mm Durchmesser (Rhizokonkretionen). Sie besitzen in der Regel einen randlichen karbonatischen Mikritsaum und eine innere Füllung aus Sediment, sparitischem Calcit oder Illuvationscutane (siehe Tafel 6 C und 6 D). In LL0 konnten einige geschlossene, mm- bis cm-lange Trockenrisse ohne erkennbare Verfüllung (z.T. mit dünnen Tonhäutchen) beobachtet werden. Die karbonatischen Ausfällungslagen LL1 und LL2 sind von zahlreichen Horizontalrissen und Klüften (offene Schwundrisse) durchzogen (siehe Tafel 7 A, B und C). In Lage LL6 finden sich feine Haarrisse in Form dünner Reduktionsbahnen. Echte Trockenrisse mit grauer, tonig-humoser oder heller, schluffiger, glimmerhaltiger Sedimentfüllung lassen sich vereinzelt in LL10 und LL11 belegen (nicht dargestellt).

Spezifische „pedofeatures" der untersuchten Profillagen und Versuch einer Interpretation ihrer Genese: Tonkutane

In den Straten LL-2 bis LL0 sowie in LL2 bis LL5 ist Toneinspülung in Form von Tonkutanen (Tonhäutchen, argillans, coatings) nachweisbar.

In den basalen Lagen des Profils LL-2 und LL-1 zeigen die Schliffbilder Tonkutanen von 2 bis 5 mm Länge im Substrat; daneben liegen auch Toneinspülungen in Hohlräume von Rhizokonkretionen vor (siehe Tafel 6 A, B und F).

Bis LL0 ist eine Zunahme der Häufigkeit an Toncutanen zu verzeichnen. In dieser Lage überwiegen beigebraune, mm-lange, langovale, teilweise ausgefranste Formen mit lamellarer Innenstruktur. In LL1 gibt es nur zerfetzte, beigebraune, lamellierte Bruchstücke bis 0,3 mm

Länge, mäßig häufig in Restbereichen des Substrats zwischen sekundären Karbonatausfällungen (verg. Tafel 7 A). Stratum LL4 weist 2 Generationen von Tonkutanen auf:

a) im Aggregat verteilte, zerfetzte Bruchstücke; beigebraun, lamelliert; bis 0,3 mm Länge;

b) in sekundären Rissen der bereits zementierten Matrix bzw. am Rand von Karbonatkonkretionen liegende Kutane; hellgrau bis beige; bis mehrere cm lang, lamelliert.

Um eine Mobilität der Tonminerale (und sie umhüllender Eisenoxidhydrate) in Bodenhorizonten auszulösen, mußten dort die pH-Werte wenigstens zeitweise unter 7 fallen. Dies konnte wohl nur während längerer Stagnationsphasen ohne nennenswerten Auftrag frischen basenreichen Flußsediments erfolgen. Die für die pH-Wert-abhängige Verlagerung der Tonfraktion wie auch für weitere bodenbildende Prozesse (Silikatverwitterung, Verbraunung, Tonmineralneubildung etc.) entscheidende Voraussetzung ist Entkarbonatisierung durch den Angriff atmosphärisch eingetragener bzw. im Boden gebildeter Mineralsäuren (z.B. H_2CO_3, HNO_3, H_2SO_3,) sowie organischer Säuren. Durch die Abfuhr zweiwertiger Ionen (Ca^{2+}, Mg^{2+}) wurden Tonmineraloberflächen fortschreitend von einwertigen Ionen besetzt. Die dadurch bewirkte Quellung der Doppelschicht zusammen mit dem Anstieg des Oberflächenpotentials führten zur Peptisation der Tonminerale und ihrer Verlagerung über Grobporen in tiefere Horizonte. Dort fielen sie an Wandungen von „Wurm"-röhren, Wurzelgängen oder blind endenden Trockenrissen als feine Tonhäute wieder aus.

Mehrfach wiederholte Einwaschungsvorgänge und wachsende Anteile mitgeführter, brauner Eisenoxidhydrate führten zu einer feinlamellaren Zonierung der Kutane. Die mit bloßem Auge nur undeutlich erkennbaren **Illuvationskutane** lassen im Mikroskop unter gekreuzten Polarisatoren Doppelbrechung erkennen, da die Tonmineralplättchen überwiegend eingeregelt sind.

Theoretisch ist eine Tonverlagerung auch möglich bei pH-Werten > 9 bis 11, hoher Na-Sättigung an den Tonmineraloberflächen und Salzarmut im Substrat. Es ist jedoch sehr unwahrscheinlich, daß dieses chemische Milieu in der fraglichen Zeit des Jungtertiärs jemals ausgebildet war. Die heutigen pH-Werte sprechen jedenfalls nicht dafür. Zudem fehlen auch die mit der Verlagerung von Na-gesättigtem Ton in der Regel verbundenen, spezifischen Säulenstrukturen.

Neben diesen durch Toneinspülung entstandenen Kutanen konnten auch **Streßkutane** nachgewiesen werden, die durch Scherungs- und Pressungsvorgänge entlang von Aggregatgrenzen entstehen. In situ vorhandene Tonmineralplättchen werden hierbei physikalisch gepresst und ebenfalls parallel eingeregelt (z.B. REHFUESS 1990). Im Gegensatz zu den Illuvationskutanen fehlt ihnen meist der (fein)lamellare Aufbau, der auf mehrphasige Toneinspülung zurückzuführen ist. Eine vermutliche Stresskutane ist im Schliffbild von Lage LL 4 (siehe Tafel 7 C) dokumentiert.

Lebensspuren der Mikrofauna

Ein Großteil der mikroskopisch erkennbaren, bis 5 mm Durchmesser erreichenden Bioturbationsspuren der ehemaligen Mikro-Bodenfauna ähnelt bezüglich der Hohlraumfüllungen den größeren „Stopfstrukturen" der Makro-Bodenfauna. Im Unterschied zu jenen durchziehen die kleineren Formen das Sediment jedoch ungerichtet und wechseln häufiger die Grabrichtung. Als Verursacher der Spurenfossilien kommen insbesondere **grabende Insekten(larven)** und **Kleinkrebse** in Frage. Einen Überblick über Formen und Intensitäten der Mikro-Bioturbation in den einzelnen Lagen des Detailprofils gibt Tabelle 8. In ihr wird auch auf die entsprechenden Dünnschliffbilder der Fototafeln hingewiesen.

Stratum	*Mikro-Bioturbation*
LL12 Tafel 8 C und D	zahlreiche „Stopfstrukturen" und Wühlgänge mit mm-großen Durchmessern, z. T. ist feinflasriges graues Sediment aus dem Hangenden (LL13) in die Verfüllungen eingearbeitet
LL11 Tafel 5 C	häufige „Stopfstrukturen" und Wühlgänge im mm-Durchmesserbereich
LL10 Tafel 8 A	häufige „Stopfstrukturen" und Wühlgänge im mm-Durchmesserbereich, Durchwühlung von bereits pedogen beeinflusstem Substrat sowie Einarbeitung von Oberbodensubstrat aus LL11
LL9	mäßig häufige „Stopfstrukturen" und Wühlgänge im mm-Durchmesserbereich mit „meniscate backfillings" unter Orientierung von Quarz- und Hellglimmer-Komponten im Verfüllungssubstrat
LL8	kein Schliff
LL7	mäßig häufige „Stopfstrukturen" mit Durchmessern im mm-Bereich mit „meniscate backfillings" unter Orientierung von Quarz- und Hellglimmer-Komponenten im Verfüllungssubstrat
LL6	mäßig häufige „Stopfstrukturen" im mm-Durchmesserbereich mit orientierten Quarzkörnern und Hellglimmern
LL5	kein Schliff
LL4	einzelne „Stopfstrukturen" mit Durchmessern im mm- bis cm-Bereich mit „meniscate backfillings" unter Orientierung von Quarz- und Hellglimmer-Komponenten im Verfüllungssubstrat
LL3	wie LL 2
LL2 Tafel 7 B	mäßig häufige „Stopfstrukturen" meist bis 3 mm Durchmesser; makroskopisch auch größere Stopfstrukturen bis 3 cm Durchmesser erkennbar, z. T. sekundär karbonatisch zementiert
LL1	kein entsprechender Schliff
LL0 Tafel 6 H	mäßig häufige „Stopfstrukturen" bis 1 mm Durchmesser mit „meniscate backfillings" unter Orientierung von Quarz- und Hellglimmer-Komponenten im Verfüllungssubstrat
LL-1	mäßig häufige „Stopfstrukturen" bis 1 mm Durchmesser mit orientierten Quarzen und Hellglimmern
LL-2	wenige kleine „Stopfstrukturen" bis 1 mm Durchmesser

Tab. 8: Formen und Intensität der Mikrobioturbation in verschiedenen Lagen des Profils Laimering – Lehmberg

Formen und Verteilung pedogener Eisen- und Manganoxide

Neben der lichtmikroskopischen Untersuchung der Formen und Verteilungen von Eisen(hydr)oxiden und Manganoxiden lieferten Mikrosonden-Scans über Dünnschliff-flächenausschnitte von 50 µm Kantenlänge interessante Bilder über Anreicherungen dieser

Verbindungen. Die folgende Tabelle 9 stellt die entsprechenden Befunde im Dünnschliffbild präparierter Bodenaggregate zusammen.

Stratum	**Verteilung von Fe-(hydr)oxiden und reduzierten Fe-verbindungen im Aggregatinneren**	**Mn-oxide**
LL 12 Tafel 8 F, Tafel 5 D	*Goethit* und *Ferrihydrit* liegen als cm-große, olivebraune Flecken zwischen hellgrauen Reduktionsbereichen vor. Die Flecken sind meist zerfranst und besitzen zahlreiche Fällungsfronten aus dünnen, braungefärbten dendritischen Konzentrationssäumen. Dünnschliffe aus dem Hangendbereich von LL12 zeigen vor allem reduzierte Eisenverbindungen in einem hell- und dunkelgrau feinflasrig texturierten Substrat.	
LL 11 Tafel 5 C	Zwischen überwiegend grau-humosen Bereichen mit *reduzierten Eisenverbindungen* angeordnet, finden sich *Goethit* und *Ferrihydrit* meist in Form kleiner, mm-großer, olive-brauner Eisenimprägnationen. Makroskopisch betrachtet fügen sich die kleinen Teilflecken zu cm-großen Flecken zusammen, zwischen denen wiederum mm- bis cm-breite Reduktionszonen (Durchwurzelungen und Aggregatgrenzen) liegen. Die Ränder der Eisenausfällungen fransen randlich stark aus (Lösungs- und Fällungsfronten). Lokal stärkere Eisen(hydr)oxid-Anreicherungen sind dunkel-gelbbraun gefärbt.	
LL 10 Tafel 5 B	*Goethit und Ferrihydritausfällungen* besitzen die Form farbig abgestufter Eisenimprägnationsflecken zwischen hellgrauen Bereichen und schwach oxidierten Zonen. Die Größe der meist amorphen Eisenanreicherungen schwankt zwischen 1 mm bis 1 cm. Obgleich olive-braune Zonen mit stark ausfransenden Rändern (Lösungs- und Fällungsfronten) überwiegen, finden sich stellenweise auch stärkere Eisen(hydr)oxid-Anreicherungen von dunkel gelbbrauner Farbe. Im Übergangsbereich zu LL11 treten reduzierte graue (ev. schwach humose) Strukturen meist innerhalb mm- bis cm-großer Bioturbationen auf.	
LL 9 Tafel 5 A	Disperser *Goethit und Ferrihydrit* (in der makroskopischen Farbansprache: light olive brown 5/6) liegen in cm-großen Flecken vor, die von einem feinadrigen Netz von Reduktionszonen bis 1 mm Durchm. durchzogen werden und mm-große Teilflecken bilden. In den zentralen Bereichen dieser Teilflecken sind die Eisenoxide z. T. etwas stärker angereichert. Wenig *Hämatit* findet sich innerhalb von meist cm-großen, grau-rosa gefärbten Flecken (größeren Wurzelspuren und Trockenrissen) sowie in Randbereichen von Bodenaggregaten fein dispers und in Form von bis 0,05 mm großen Körnchen. Wichtig: Zwischen hämatitischen Flecken und goethitischen Bereichen liegt häufig ein mm-breiter, grauer *Reduktionssaum*.	
LL 8	Kein Schliff	

Stratum	Verteilung von Fe-(hydr)oxiden und reduzierten Fe-verbindungen im Aggregatinneren	Mn-oxide
LL 7 Tafel 4 H	Graue Bereiche mit *reduzierten Eisenverbindungen* bis 0,5 mm Durchmesser durchziehen das Schliffbild als verzweigtes System und stellen wahrscheinlich Wurzelspuren und Haarrisse dar. Hämatit bildet rosa bis rötlich gefärbte Flecken und Säume meist in cm-breiten Randbereichen von Aggregaten sowie als beidseitiger Saum um Trockenrisse. Die Minerale liegen in kryptokristalliner, feinverteilter Form sowie in kleinen Körnchen bis 0,05 mm Durchmesser vor.	
LL 6 Tafel 4 G	Beigebrauner *Goethit und Ferrihydrit* (in der makroskopischen Farbansprache: olive 4/4) ist fast im gesamten Substrat fein verteilt, zwischen grauen Zonen auch stärker angereichert. Gegenüber LL7 treten *Hämatit*-haltige, rosa bis rötlich gefärbte Flecken und Säume etwas zurück. Hämatit ist kryptokristallin feinverteilt und in kleinen Körnchen bis 0,05 mm Durchmesser angereichert. Das verzweigte System grauer *(reduzierter) Bereiche* könnte von Wurzelspuren und Haarrissen bis 0,5 mm Durchmesser rühren. Hellgraue, rundliche Flecken bis 5 mm Durchmesser, meist ohne Hämatitsaum, stellen eventuell Reduktionsbereiche um größere Wurzeln dar.	
LL 5	Kein Schliff	
LL 4 Tafel 4 F	*Goethit und Ferrihydrit* von hellbrauner bis beiger Farbe sind ungleichmäßig in der Matrix verteilt und um mikritische Karbonatausfällungen und -Konkretionen saumartig angereichert.	Kleine dendritische Manganoxidausfällungen bis 0,5 mm Durchmesser
LL 3	Kein entsprechender Schliff	
LL 2 Tafel 4 D	Beigebrauner *Goethit und Ferrihydrit* finden sich in Restbereichen schluffig-toniger Matrix zwischen karbonatischem Skelett, z. T. in kleinen braunen Aggregaten bis 0,2 mm Durchmesser. Daneben ist feinverteilter Rost auch in mikritischen Karbonatausfällungen eingelagert.	wie LL 1
LL 1 Tafel 4 E	*Goethit und Ferrihydrit* finden sich in Restbereichen schluffig-toniger Matrix zwischen karbonatischem Skelett. Daneben ist feinverteiltes Eisen auch in mikritischen Karbonatausfällungen eingelagert.	Überzüge in Schwundrissen von Karbonatausfällungen

Stratum	Verteilung von Fe-(hydr)oxiden und reduzierten Fe-verbindungen im Aggregatinneren	Mn-oxide
LL 0 Tafel 4 C	Gelb-brauner *Goethit und Ferrihydrit* treten in feinverzweigten Rostadern (<0,5 mm Durchmesser) zwischen grauen Bereichen auf und sind teilweise leicht konkretionär angereichert. Daneben kann fein verteilter Hämatit auch in mm- bis cm-breiten Randsäumen um Bleichungszonen reduzierter Wurzelspuren beobachtet werden.	
LL -1 Tafel 4 B	Gelbbrauner *Goethit und Ferrihydrit* bilden Rostadern bis 2 mm Durchmesser im Inneren von Aggregaten. Rötlicher *Hämatit* ist nur in wenigen Flecken um Wurzelspuren mit teilweise karbonatischer Hohlraumfüllung vorhanden.	
LL -2 Tafel 4 A	Beigebrauner Goethit und Ferrihydrit beschränken sich auf längliche, adrig-fleckige Ausfällungen bis 2 cm Durchmesser im Inneren von Aggregaten. Die basalen Bereiche werden im wesentlichen von reduzierten Eisenverbindungen bestimmt und besitzen nur wenige Rostflecken.	

Tab. 9: Beschreibung von Formen und Verteilung pedogener Eisen(hydr)oxide und Manganoxide in Dünnschliffen aus verschiedenen Lagen des Profils Laimering – Lehmberg

4.1.3.7 Interpretation der sedimentologischen Entwicklung

Innerhalb des übergeordneten „fining upward"-Auensedimentationszyklus der Hangendserie von Laimering – Lehmberg, der von fluviatilen Sanden einer Rinne bis zu Feinstklastika einer Überflutungsaue reicht, lassen sich mehrere untergeordnete „fining upward"-Sequenzen mit typischen Sedimentationsabfolgen unterscheiden. Sie geben uns Hinweise auf das Ablagerungsmilieu und die zeitliche Dauer dynamischer Prozesse in der Aue.

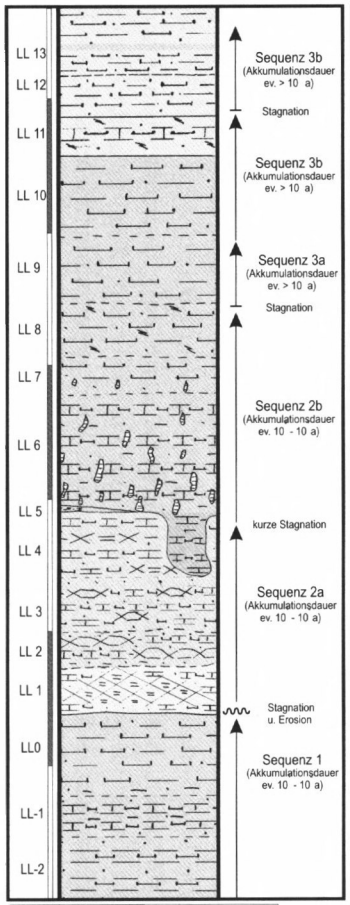
Die nachfolgende Gliederung geschieht überwiegend anhand granulometrischer Parameter in Verbindung mit dem sedimentären, verwitterungsstabilen Mineralbestand sowie unter Berücksichtigung von Lagerungsgrenzen, die als Reaktivationen oder Erosionen interpretiert werden. Paläopedologische Merkmale stehen nicht im Vordergrund. Sie dienen nur dem logischen Abgleich, ohne die folgende Gliederung maßgeblich zu bestimmen. Zuerst werden die Sequenzen im einzelnen beschrieben, darauf folgt die zusammenfassende Interpretation des Sedimentationsgeschehens in der Aue von Laimering – Lehmberg (siehe Abb. 24).

Sequenz 1: Liegendes bis einschließlich LLO

„Fining upward"-Sequenz aus mittel- bis feinkörnigen Strombettsanden, schluffigen Feinsanden, tonig sandigen Schluffen (LL -2) bis zu stark tonigen, schwach sandigen Schluffen (LL 0) am Top des Zyklus.

Interpretation: Die Abfolge beginnt mit erosiver Basis auf limnischen Schluffmergeln im Liegenden. Infolge eines nahen Dammbruchs wurde vermutlich bei Hochflut eine mehrere Dezimeter mächtige Sanddecke auf die tief liegende Aue geschüttet.

Bei nachlassender Strömungsenergie am Ende der Hochflut gelangten sukzessive immer feinkörnigere Sedimente auf die Fläche. Bei späteren Überschwemmungen konnten nach ei-



Maßstab: 1 m

Lithologische Abfolge (Darstellung in Anlehnung an DIN 4023)	Ablagerungssequenzen	Bodenart (in Anlehnung an DIN 4022, Benennung nach Gewichtsanteilen)	Benennung von Peliten (in Anlehnung an MURAWSKI (1982), BODENKUNDL. KARTIERANLEITUNG (1994))	Bodenart (entsprechend BODENKUNDL. KARTIERANLEITUNG (1994))	Massenanteile des Skeletts in %	Wichtige Bestandteile des Skeletts
		Ton und Schluff, schwach sandig	Carbonathaltiger Ton und Schluff, schwach sandig	Mittel schluffiger Ton, cabonathaltig	0	
		Ton und Schluff, schwach sandig	Carbonathaltiger Ton und Schluff, schwach sandig	Mittel schluffiger Ton, carbonathaltig	0 - 3	Fossilreste: Kleinsäuger, Amphibien etc.
		Ton und Schluff, schwach sandig	Ton und Schluff, schwach sandig	Stark schluffiger Ton, carbonatarm	0 - 5	Fossilreste: Kleinsäuger, Amphibien etc.
		Schluff, stark tonig, schwach sandig	Schluffmergel	Mittel schluffiger Ton, carbonatreich	0	
		Schluff, stark tonig, schwach sandig	Schluff, stark tonig, schwach sandig	Mittel schluffiger Ton, carbonatarm	0	
		Schluff, tonig, schwach sandig	Schluff, tonig, schwach sandig	Schluffiger Lehm, carbonathaltig, mit ca.0 - 5% Kiesfraktion	0 - 5	Fossilreste: Kleinsäuger, Amphibien etc.
		Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kiesig bis steinig aus Karbonatkonkretionen	karbonathaltiger Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kiesig bis steinig aus Karbonatkonkretionen	Schluffiger Lehm, carbonathaltig, mit ca. 5 - 10% Kies- und Steinfraktion	5 - 10	Karbonatkonkretionen
		Schluff, tonig, schwach sandig,schwach kiesig bis steinig aus Karbonatkonkretionen	karbonathaltiger Schluff, tonig, schwach sandig, schwach kiesig bis steinig aus Karbonatkonkretionen	Schluffiger Lehm, carbonathaltig, mit ca. 5 - 15% Kies- und Steinfraktion	5 - 15	Karbonatkonkretionen
		Stark toniger Schluff, sandig	Schluffmergel	Mittel toniger Lehm	0	
		80% Schluff, tonig, schwach sandig 20% Mergelkalk(stein)ausfällungen	80% Schluffmergel 20% Mergelkalk(stein)ausfällungen	Mittel toniger Schluff sehr carbonatreich, mit ca.15 - 20% Mergelkalkgrus und -Steinen	15 - 20	Karbonatausfällungen (Calcrete)
		70% Schluff, tonig, sandig 30% Kalkmergel(stein)grus	70% Schluffmergel 30% Kalkmergel(stein)grus	Schluffiger Lehm, sehr cabonatreich, mit ca. 30% Kalkmergelgrus	30	Karbonatausfällungen (Calcrete)
		50% Schluff, tonig, sandig 50% Kalkmergel(stein)grus	50% Schluffmergel 50% Kalkmergel(stein)grus	Schwach toniger Lehm, sehr carbonatreich, mit ca. 50% Kalkmergelgrus und -Steinen	50	Karbonatausfällungen (Calcrete)
		75% Mergeliger Kalk(stein)grus 25% Schluff, tonig, sandig	75% Mergeliger Kalk(stein)grus 25% Schluffmergel	Schluffiger Lehm, sehr carbonatreich, mit ca.75% mergeligem Kalkgrus und -Steinen	75	Karbonatausfällungen (Calcrete)
		Stark toniger Schluff, schwach sandig	Carbonathaltiger, stark toniger Schluff, schwach sandig	Mittel schluffiger Ton, carbonathaltig, mit ca. 0 - 5% Kiesfraktion	0 - 5	
		Schluff, tonig, sandig, schwach kiesig aus verkalkten Wurzelspuren	Schluffmergel	Schwach toniger Lehm, carbonatreich mit ca. 10% Kiesfraktion	10	Fossilreste: Kleinsäuger, Amphibien etc.
		Schluff, tonig, sandig	Schluffmergel	Sandig-lehmiger Schluff, carbonathaltig,	0 - 3	Kalkige Rhizolithe

Abb. 24: Detailprofil Laimering – Lehmberg – Lithologie

nem Verschluß der Dammbruchlücke bzw. dem endgültigen Abschneiden der Mäanderschleife nur noch Feinklastika sedimentiert werden.

Terrestrische Bodenbildung setzte erst nach Ablagerung von LL-1 bis LL0 ein. Für diese Horizonte wäre bei entsprechendem Sedimentangebot eine Akkumulationssdauer von 10^1 bis 10^2 Jahren denkbar. Die basalen Bereiche können auf einen kürzeren Zeitraum, eventuell sogar ein Ereignis, zurückgeführt werden.

Sequenz 2 a): LL1 bis einschließlich LL5

Die Straten LL1 bis LL5 überlagern LL0 mit erosiver Grenze. Im Schliffbild erscheinen die tonig sandigen bis schwach sandigen Schluffe von LL1 bis LL4 granulometrisch sehr ähnlich. In der siebanalytisch ermittelten Kornzusammensetzung dieser Lagen fallen jedoch Unregelmäßigkeiten auf. Diese rühren von stark schwankenden Schluff- und Sandgehalten her, die aus zersplitterten, sekundären Karbonaten der Skelettfraktion stammen. Aufgrund der schonenden, säurefreien Probenaufbereitung blieben sie in die Feinerdefraktion erhalten.

Wie die mikroskopische Analyse von Siebrückständen zeigte, enthalten die Grobschluff- und Sandanteile hauptsächlich Quarzkörner und Hellglimmer. Der Anteil der Glimmer ist, verglichen mit dem Hangenden, auffällig hoch. Untergeordnet treten kleine, abgerollte und umgelagerte Karbonatkonkretionen (LL1), Feldspäte (LL3, 4, 5) und Schwerminerale auf.

Die nur wenige Zentimeter mächtige Lage LL5 nimmt innerhalb der Abfolge eine Sonderstellung ein, da sie nur lokal ausgebildet ist und lateral ausbeißt.

Interpretation: Vermutlich nach längerem Sedimentationsstillstand (Bodenbildungsphase 1) wurde die Aue erneut von über 0,7 m mächtigen Hochflutsedimenten überdeckt. Dabei stellen LL1 bis LL5 die Fortsetzung eines mehrfach unterbrochenen und gegliederten „fining upward" Zyklus dar, der, berücksichtigt man nur granulometrische Parameter, letztlich bis einschließlich LL13 im Hangenden gereicht haben könnte. Die relative Gleichkörnigkeit der sedimentären Komponenten von LL1 bis LL4 im Dünnschliff und insbesondere der auffällig hohe Hellglimmerbestand sprechen für einen relativ kurzen Entstehungszeitraum (ev. 10^1 – 10^2 Jahre), zumindest aber für eine Abfolge ähnlich strukturierter Hochflutereignisse.

Sequenz 2 b): LL6 bis einschließlich LL8

Mit schwach erosiver Basis über LL4 bzw. LL5 folgen tonige, schwach feinsandige Schluffe, deren Tongehalt nach oben hin zunimmt, während der Feinsandgehalt absinkt. Wie aus der Dünnschliffanalyse deutlich hervorgeht, tritt der Anteil an Hellglimmern in den Horizonten LL6 bis LL8, im Vergleich zu den Liegendsedimenten, deutlich zurück. In dem vollständig entschichteten Sediment sind lediglich einzelne mittelsandige Quarzkörner eingestreut.

Interpretation: Möglicherweise nach einer kurzen Sedimentationsunterbrechung, die vielleicht eine initiale Bodenbildung (Bodenbildungsphase 2) ermöglichte, wurden zunehmend feinkörnigere Hochflutlehme bei wahrscheinlich geringer Sedimentationsrate sowie abnehmender Frequenz und Intensität der Hochflutereignisse abgelagert. Zöge man nur eine oder wenige Überflutungen als Ursache für die gesamte Abfolge mit einer Mächtigkeit von ca. 0,7 m in Betracht, wäre angesichts der hierfür erforderlichen größeren Strömungsenergie auch ein höherer Sandanteil im Sediment zu erwarten. Der geringe Mittelsandanteil stellt eine Beson-

derheit dar und könnte eine während trockener Perioden äolisch in die Aue eingetragene Komponente sein. Für die Bildung der Sequenz wäre ein Entstehungszeitraum von bis zu 10^3 Jahren plausibel.

Sequenz 3a) und b): LL9 bis einschließlich LL11

Konkordant über LL8 setzt sich die nach oben hin feiner werdende Abfolge mit tonigen, schwach sandigen Schluffen fort. Ab LL10 zeigt das Schliffbild ein fast vollständiges Ausbleiben von mittel schluffigen bis sandigen Hellglimmern. In LL11 nimmt der Tongehalt leicht ab, während gleichzeitig Sand- und Grobschluffanteile fast völlig verschwinden.

Interpretation: Nach einem Sedimentationsstillstand am Top von LL8 wurden in 2 mineralogisch deutlich voneinander getrennten Akkumulationsphasen weitere Hochflutlagen auf die Aue gebracht.

Während der ersten Phase (Sequenz 3a, LL9) entspricht die Mineralzusammensetzung, abgesehen von weiterer Kornverfeinerung, weitgehend jener der Liegendablagerungen.
In der zweiten Phase (Sequenz 3b, LL10 und LL11) geht der Quarzgehalt zurück und Hellglimmer verschwinden fast vollständig.

Vorstellbar wäre ein Wandel im Charakter der Hochfluten: Während bis einschließlich LL9 kurzfristige Überschwemmungen mit schwach fließendem und bald wieder abströmendem Wasser überwogen, änderte sich dies später zugunsten länger anhaltender Überflutungen mit annähernd stehendem Wasser, in dem nur feine Schweb- und Trübstoffe enthalten waren.

Sequenz 4: LL12 bis einschließlich LL13

Schwach erosiv den Hangendbereich von LL11 aufarbeitend, besteht die Topsequenz des granulometrisch untersuchten Schüttungszyklus aus stark tonigen Schluffen (LL12).
Im Hangendbereich von LL11 bis zum ersten Drittel von LL12 lassen sich noch gestörte, flasrige Schichtungsreste erkennen. im Zentralbereich von LL12 verschwindet diese horizontale Flaserung zugunsten bioturbat-ungeschichteten Sediments wieder; in LL13 ist ein Übergang von gestörter Flaserschichtung zu ungestörter fein laminarer Schichtung nachweisbar.

Interpretation: LL11 bildete den Top einer längeren Sedimentationsunterbrechung. Diese wurde durch ein größeres Überflutungsereignis beendet, verbunden mit einer lokalen Verschwemmung der Hangendbereiche von LL11. Unter schwach fließender Wasserbedeckung wurde Horizont LL12 als fein geschichtetes, limnisches Sediment abgeseigert. Nach Ende der Überflutungsperiode und einer Sedimentationsunterbrechung unterlagen die Sedimente möglicherweise einer kurzen terrestrischen Bodenbildung und wurden teilweise sekundär entschichtet. Ab LL13 gelangten nur noch geschichtete Feinsedimente zum Absatz und blieben als solche erhalten, da terrestrische Bodenbildung wegen lang anhaltender Wasserbedekkung und/oder sukzessive höheren Akkumulationssraten wahrscheinlich nur noch initial stattfinden konnte.

Faziell scheint ab LL10 der Sedimentationsraum einer nur kurzfristig bis saisonal überschwemmten Flußaue von einer periodisch mit Wasser bedeckten Niederung abgelöst worden zu sein. Dies ist jedoch nur in Verbindung mit einer gleichzeitigen Akkumulation der Flußsedimente und Erhöhung der Uferdämme denkbar. Die sich hieraus ergebende relative

Tieflage der Aue zum Fluß und erhöhte Grundwasserstände erschwerten vermutlich das Ablaufen von Hochfluten.

Zusammenfassende Interpretation der sedimentologischen Entwicklung im Auesedimen-tationszyklus der Jüngeren Serie von Laimering – Lehmberg

Etwa 3 bis 4 m im Liegenden des detailliert untersuchten Profilabschnitts begann der fluviatile Teil des Sedimentationszyklus mit zentralen Strombettsanden einer sich verlagernden, mäandrierenden Flußrinne und begleitenden lateralen Sandbänken. In einer flachen Altarmrinne wurden darüber Auenmergel abgesetzt. Sie unterlagen vermutlich einer ersten Bodenbildungsphase.

Mit einem Dammbruch-Ereignis (crevasse splay) bei Hochflut griff der Fluß wieder kurzzeitig über den Auebereich, der möglicherweise in einer Flussaußenbiegung lag. Nachdem Strombettsande erosiv einen Teil der Auenmergel (oder limnischen Mergel) aufgearbeitet hatten, wurde eine Hochflutdecke, bestehend aus Feinsand bis Schluff, in der breiten Aue abgesetzt. Unter stabilen Verhältnissen entstand eine größere Auefläche, auf der über einen längeren Zeitraum hinweg intermittierend Pelite akkumuliert wurden. Es gibt Anzeichen dafür, daß während dieser Zeit Bodenbildungsphasen abliefen.

Bei zunehmender Tieflage der Aue zum entfernten Flußsystem, höheren Grundwasserständen und längeren Überschwemmungsphasen wurden die Auenmergel im Hangendbereich geschichtet abgelagert und ähneln zum Teil limnischen Ablagerungen.

Nach längerer Stagnationsperiode und damit verbundener Bodenbildung nahmen oberhalb von LL12 sukzessive die Frequenz der Überflutungssedimentationen und auch die fluviatile Dynamik zu. Es gelangten erneut schluffige Sedimente zum Absatz.

Das mögliche Ende des Zyklus mit einem erneuten Übergreifen des pendelnden Flußsystems auf die Überflutungsebene wird im Aufschluß nicht mehr erreicht. Den Top auf ca. 524 m ü. NN bestimmen quartäre Solifluktion und rezenter Ackerboden.

4.1.3.8 Identifikation und Interpretation der pedogenen Entwicklung

Vorbemerkung:

Die Interpretation der Bodentypen beruht auf dem kombinierten Auftreten bestimmter diagnostischer Horizonte, die aus dem Befund pedogener und sedimentologischer Merkmale sowie mikro- und makrostruktureller Elemente abgeleitet werden. Diese Vorgehensweise ist jedoch nur mit Schwierigkeiten auf die Auenabfolge von Laimering – Lehmberg übertragbar, da sowohl syngenetische wie auch postgenetische Interferenzen vorliegen und ein und derselbe Horizont zum Teil mehrfach überprägt wurde. Hinzu kommen kompaktive und diagenetische Vorgänge, die in einer größeren Zeitskala den Habitus der fossilen Böden verändern konnten.

Die Sedimentakkumulation in der Aue verlief entweder kontinuierlich mit geringer Rate oder katastrophal, wobei in letztem Fall der oberste Horizont eines eventuell vorhandenen Pedons teilweise erodiert und der verbleibende Erosionsrest mit einer Dezimeter bis Meter mächtigen Sedimentschicht überdeckt werden konnte. Humose Horizonte wie auch abgestorbene Wurzeln unter dicker Sedimentauflage gerieten dabei eventuell unter Grundwasser-Einfluss, was die aerobe Mineralisation behinderte. Der anschließend anaerob stattfindende Abbau der organischen Substanz konnte zur vollständigen oder partiellen Reduktion der Eisen- und Manganoxide im umgebenden Boden führen. Die dadurch induzierten Graubereiche ähneln Staunässemerkmalen, werden aber auch als diagenetische Vergleyung (RETALLACK 1988) bezeichnet und ändern den urprünglichen Charakter der Bodenhorizonte.

Im Zuge des „Aufwachsens" der Auenablagerungen müssen auch besonders in den oberflächennahen Lagen z.T. zyklische Veränderungen in den bodenchemischen und bodenphysikalischen Eigenschaften angenommen werden, z.B. Wiederaufkalkung bereits versauerter Horizonte. Maßgebliche Faktoren, die hierzu beitrugen, waren der Auftrag, „frischen" Flußsediments, wechselnde Grundwasserstände, Klimaschwankungen sowie Veränderungen im Pflanzenbewuchs resp. der Durchwurzelung.

Den mitunter bedeutsamen Einfluß der Vegetation auf die Veränderung von Substrateigenschaften innerhalb einer relativ kurzen Zeitspanne belegt REHFUESS (1990):

Rezente Pseudogleye unter junger Waldbestockung, in denen während der Feuchtphasen Sauerstoffarmut und niedrige Temperaturen im Wurzelraum auftreten, werden bei zunehmendem Bestandesalter trockener und besser belüftet, da die Bäume dem Boden durch starke Interzeption und Transpiration Feuchtigkeit entziehen. Entlang von Schwundrissen können dann sukzessive auch tiefere Horizonte von den Baumwurzeln erschlossen werden.

In der folgenden Interpretation der pedogenetischen Entwicklung wird versucht, die oben genannten multiplen Interferenzen soweit wie möglich zu entzerren und bodensystematisch zusammengehörige Phänomene miteinander zu korrelieren.
Folgende Merkmale (mit Angabe der betreffenden Straten) sprechen für eine pedogene Überprägung der in Abb. 24 „Detailprofil Laimering – Lehmberg: Lithologie" beschriebenen Sedimentlagen:

- Fehlen geogener Gefügemerkmale (z.B. Schichtung) in LL–1 bis LL11
- Spezifisch pedogenes Interngefüge: Durch pedogene Prozesse verursachte Veränderungen der Lagebeziehungen von Komponenten und Matrix; karbonatische Zementationen; Fe- und Mn- Oxidanreicherungen
- Anreicherung von organischem Kohlenstoff und Stickstoff in LL11 und eingeschränkt in LL8 (Symbol Ah)
- Auftreten von Illuvationskutanen in LL-2, LL-1, LL0, LL2, LL3, LL4 und LL5 (Symbol Bt)
- Grundwassermerkmale in den Lagen LL-2 bis LL7, LL9, LL10 und LL12: Marmorierung mit Rostflecken auf den Aggregatoberflächen und/oder in Bahnen ehemaliger Mittel- und Grobporen (Symbole Go, Gr)
- Stauwassermerkmale in den Lagen LL-2 bis LL0, LL6, LL7, LL9 und LL10: Marmorierung mit gebleichten Aggregatoberflächen (Symbol Sd)
- Anzeichen stärkerer Verwitterung des Ausgangssubstrats in LL0, LL6 und LL7 (Symbol v)
- Bereiche mit deutlicher Rubefizierung in den Lagen LL0 und LL5 bis LL7 (Symbol u)
- Polyederaggregierung in den Straten LL-1, LL0 sowie LL5 bis LL12
- Verschiedenartige Wurzelstrukturen in LL-2 bis LL0 sowie LL4 bis LL12
- Verschiedenartige Wühlstrukturen (Bioturbation) in den Lagen LL-1 bis LL12

Unter Berücksichtigung dieser Merkmale und weiterer beobachteter Phänomene wurden den entsprechenden Straten des Profils von Laimering – Lehmberg Horizontsymbole zugeordnet, welche die vermutete Pedogenese charakterisieren (siehe Abb. 25).

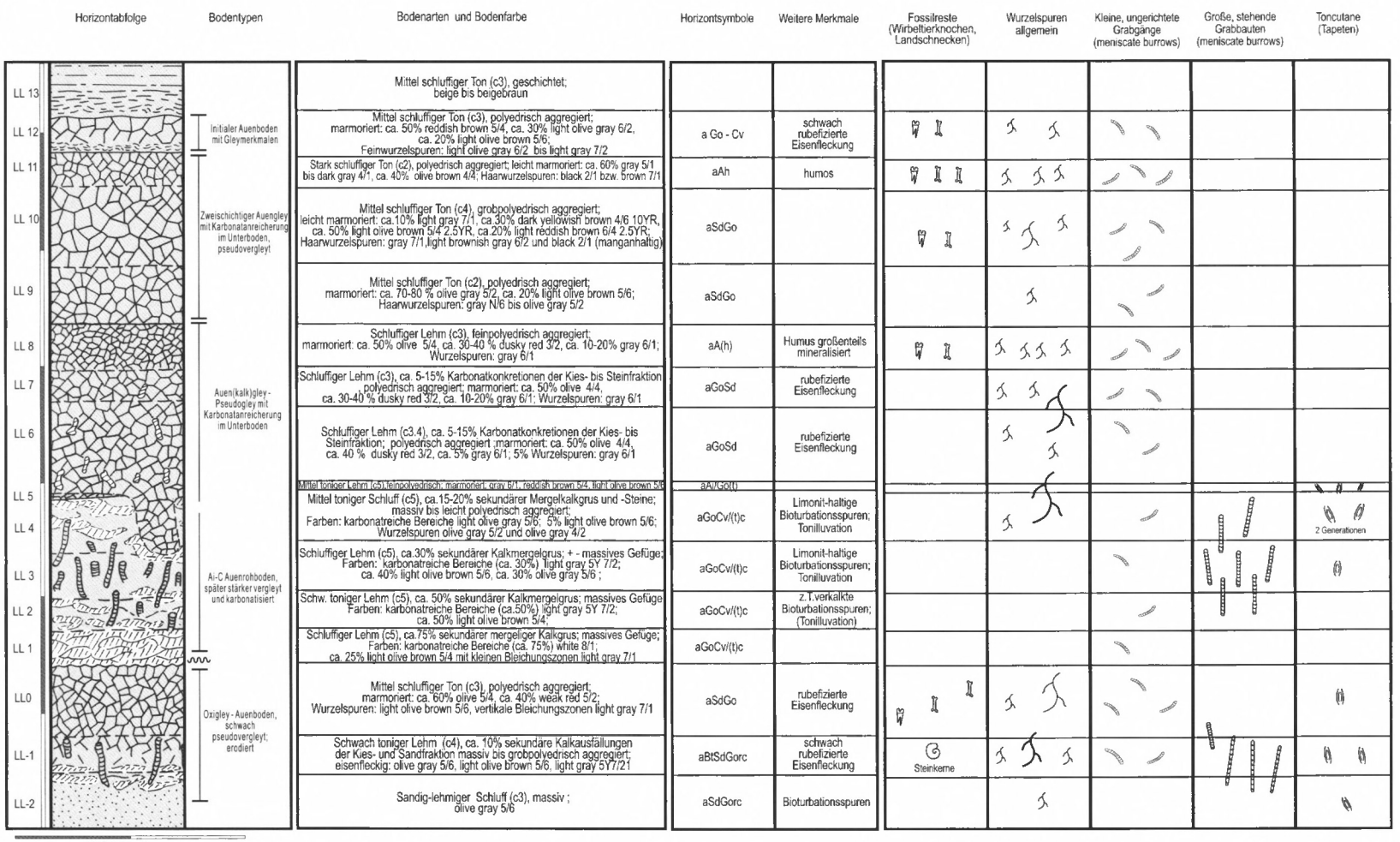


Abb. 25: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Pedologie

Bodenbildungsphase 1: LL0 und Liegendes

Interpretation: (Oxi)gley – Auenboden, schwach pseudovergleyt, erodiert

Profilabschnitt:

Stratum	Horizontsymbole	weitere Merkmale
LLO:	aSdGo	v, u, t
LL-1:	aBtSdGorc	
LL-2:	aSdGorc	t

Entwicklung:
Die infolge eines Dammbruchereignisses relativ rasch abgelagerten Hochflut-Sande bis tonigen Schluffe (Liegendes, LL-2 und LL-1) von mehreren Dezimetern Mächtigkeit wurden von großem grabendem Edaphon besiedelt. Hiervon zeugen eine Reihe von Dezimeterlangen, Limonit-imprägnierten „Stopfstrukturen", die jedoch im Vergleich zur Besiedelungsdichte in LL2 und LL3 seltener auftreten. Während dieser wahrscheinlich kurzen Sedimentationsphase dürfte ein Auenrohboden entstanden sein. Darüber wurde als Hochflutdekke LL0, ein stark toniger Schluff geschüttet, worauf eine längere Stagnation und eine Bodenbildungsphase folgten. In einem Zeitraum von eventuell 10^2 bis 10^3 Jahren konnte die Entwicklung eines als (Oxi)gley- Auenboden deutbaren Solum ablaufen. Hierfür sprechen insbesondere folgende Merkmale: Polyederaggregierung und Hydromorphiemerkmale von Vergleyung, verbunden mit untergeordneter Pseudogleydynamik.

Die optisch auffällige Rubefizierung von LL0 ist vermutlich die Folge pedogener authochtoner Hämatitbildung. Sie lief wahrscheinlich aufgrund der guten Durchlüftung im relativ geringmächtigen Go-Horizont während saisonaler Trockenperioden ab. Begünstigend mag sich die als Kapillarsperre fungierende Grenze der sandigen Liegendschichten zum Auenmergel ausgewirkt haben, die den kapillaren Aufstieg tiefer liegenden Grundwassers während sommerlicher Trockenmonate behinderte. Gleichwohl sind in LL-1 und LL-2 die oberen Zonen des Schwankungsbereichs eines ehemaligen Grundwasserspiegels sichtbar, dokumentiert in hellen Flecken calzitisch-mikritischer Zementfällungen. In dieser Grundwasser-Calcrete (siehe Kapitel 5.4) könnten jedoch auch geringe Anteile deszendenter Kalkanreicherung vorliegen, da Horizont LLO Merkmale sekundärer pedogener Entkalkung aufweist. Die nach dem Absterben und der Zersetzung der Wurzeln verkalkten Hohlräume (kalkige Rhizolithe) wurden mit Tontapeten einer späteren Illuvationsphase gefüllt (Bt-Merkmale).

Die in LL0 und LL-1 auftretende, großflächige Marmorierung mit deutlichen, steil einfallenden Reduktionsbahnen läßt sich einerseits durch Reduktion (und eventuell seitliche Verlagerung) von Eisenverbindungen im Bereich größerer Wurzelbahnen interpretieren (SdGo-Merkmale). Für eine Deutung als diagenetische Vergleyung wären die Hydromorphiemerkmale genetisch mit der nachfolgenden Bedeckung des Horizonts LL0 durch die Sedimentation von LL1 bis LL5 in Zusammenhang zu bringen.

Bodenbildungsphase 2 a): LL5 bis einschließlich LL1

Interpretation: Auenrohboden, später sekundär vergleyt und karbonatisiert

Profilabschnitt:

Stratum	Horizontsymbole	weitere Merkmale
LL5	aAi/Go(t)	t, u
LL4	aGoCv/(t) c	t
LL3	aGoCv/(t) c	t
LL2	aGoCv/(t) c	t
LL1	aGoCv/(t) c	

Entwicklung:
Wenige starke Hochflutereignisse dürften die pedogene Phase 1 beendet, einen erosive Abtrag des Ah- Horizonts bewirkt und zu einer 0,7 m mächtigen Überdeckung der Erosionsreste mit tonig – sandigen bis schwach sandigen Schluffen geführt haben. Zwar ist auch eine vollständige Mineralisierung des ehemaligen Ah unter Sedimentauflage denkbar; da jedoch im Hangenden ein fossiler Ah erhalten ist, halte ich diese Deutung für nicht plausibel.

In einem kurzen Zeitabschnitt (ev. 10^1 Jahre ?) wurde das lockere, frisch abgelagerte Sediment durch großes fodentes Edaphon bioturbiert. Hiervon zeugen zahlreiche, bis zu mehreren Dezimetern lange, in etwa vertikal ausgerichtete, Limonit-imprägnierte „Stopfstrukturen" (siehe Kapitel 4.1.3.5 makrostrukturelle Eigenschaften). Die hierbei zunächst wahrscheinlich abgelaufene initiale Bodenbildung könnte als Ai-GC Auenrohboden umschrieben werden.

Bodenbildungsphase 2 b): LL8 bis LL6 und Liegendes

Interpretation: Auen(kalk)gley – Pseudogley mit Karbonatanreicherung und schwacher Tonanreicherung im Unterboden

Profilabschnitt:

Stratum	Horizontsymbole	weitere Merkmale
LL8	aAh	v
LL7	aGoSd	v, u
LL6	aGoSd	v, u

Im Liegenden kräftige Karbonatanreicherung und schwache Toneinspülung

Entwicklung:
Auf den initialen Auenrohboden wurden während eines langen Zeitraums (möglicherweise > 10^3 Jahren) periodisch intermittierend tonige, schwach feinsandige Schluffe bis 0,7 m Mächtigkeit abgesetzt. Da für die Hochfluten eine sukzessive abnehmende Frequenz und

Intensität sowie auch eine damit verbundene, geringe Sedimentationsrate (vielleicht < 0,5–1 mm/a) anzunehmen ist, konnten gut entwickelte Auenböden entstehen, die mit zunehmendem Abstand vom Grundwasser verstärkt terrestrischem Einfluß unterlagen. Dabei wurde auch der unterlagernde Auenrohboden überprägt.

Die in den Lagen LL1 bis LL4 auffälligen Karbonatanreicherungen sind wahrscheinlich überwiegend das Ergebnis von Fällung aus dem Grundwasser. Andererseits ist nicht auszuschließen, daß auch deszendente Lösungsverwitterung detritischer Karbonate durch Kohlensäure und organische Säuren in höheren Profillagen (LL6 bis LL8) und Wiederausfällung im Liegenden dazu beitrugen. Als Indiz eines relativ frühen Beginns dieser Entkarbonatisierung (unter der Voraussetzung stagnativer Sedimentationsverhältnisse und ausbleibender Basenzufuhr) kann das Vorhandensein karbonatisch zementierter „Stopfstrukturen" gewertet werden.

Solange die Grundwasserstände hoch waren, überwog im Profil vermutlich Gleydynamik. Pseudogleydynamik dürfte erst eingesetzt haben, als der Abstand von der Bodenoberfläche zum Grundwasserspiegel größer wurde und die Entkarbonatisierung und schwache Versauerung voranschritten. Diese Pseudovergleyung ist gekennzeichnet durch eine spezifische Marmorierung, bei der die Außenzonen der Polyederaggregate von den Grobporen her bei tiefem Redoxpotential, saurer Reaktion und in Anwesenheit organischer Komplexoren (Streustoffe, Huminstoffe und/oder Wurzelexsudate) gebleicht werden, weil Fe-Verbindungen reduziert (chelatisiert) werden und lateral vorwiegend ins Innere der Aggregate wandern, wo sie wieder oxidiert und ausgefällt werden (Sd-Merkmale) (siehe REHFUESS 1990).

Die Tonilluvation in die Lagen LL2 bis LL4 ist ebenfalls als Hinweis auf überwiegend terrestrische Pedogenese zu deuten, da sie bei permanent hohem Grundwasserstand ausgeschlossen ist und eine schwache Versauerung des Oberbodens voraussetzt.

Bodenbildungsphase 3a) und b): LL11 bis LL9

Interpretation: Zweischichtiger Auengley mit Karbonatanreicherung im Unterboden, pseudovergleyt

Profilabschnitt:

Stratum	Horizontsymbole	weitere Merkmale
LL11	aAh	(v)
LL10	aSdGo	(v)
LL9	aSdGo	(v)

Entwicklung:
Die aus dem Vorhandensein des weitgehend mineralisierten, ehemals humosen Oberbodenhorizonts LL8 erkennbare längere Stagnationsphase wurde durch den Absatz einer weiteren, nach oben hin feiner werdenden Abfolge toniger, schwach sandiger Schluffe abgelöst. Ähnlich wie in den Liegendsedimenten dürften die jährlichen bzw. periodischen Akkumulationsraten gering gewesen sein, so dass im gesamten Profilabschnitt während der Sedimentation Pedogenese stattfinden konnte.

In der deutlichen Kornverfeinerung oberhalb LL9 manifestiert sich wahrscheinlich ein Wechsel im Hochflutregime wie auch in den Grundwasserverhältnissen (ev. länger anhaltende Überflutungen mit stehendem Wasser), wobei die zuvor noch wirkende Pseudogleydynamik deutlich an Gewicht verlor. Hämatit konnte in diesem Milieu wahrscheinlich nicht

mehr pedogen gebildet werden und fehlt im Befund der Bodenfarben wie auch in den Schliffbildern (vergl. Tafel 7 H, Tafel 8 A und B).

Bodenbildungsphase 4): LL12

Interpretation: initialer Auenboden

Profilabschnitt:

Stratum	Horizontsymbole	weitere Merkmale
LL12	aGo – Cv	(u)

Entwicklung:
Nach einer letzten längeren Stagnationsphase unter Ausbildung des humosen Ah LL11 dürfte sich der Trend zu lang anhaltenden (mehrwöchigen bis ev. mehrmonatigen) Überflutungen verstärkt haben, die zur Ablagerung von fein geschichteten, limno-fluviatilen Sedimenten führten. Sie erfuhren höchstens eine schwache pedogene Überprägung bis zu Auenrohböden. Wie die Dünnschliffanalysen belegen, wurde während der Pedogenese Eisen mobilisiert und zu den Aggregatinnenbereichen hin in dendritscher Form wieder ausgefällt (vergl. Tafel 8 F). Die Bioturbation durch kleineres Edaphon („Stopfstrukturen" mit mm-Durchmesser) bewirkte eine teilweise Entschichtung des ursprünglich flaserig geschichteten Sediments (vergl. Tafel 8 C – E).

Da die Stopfstrukturen häufig Fragmente von limonitischen Eisenausfällungen enthalten, ist davon auszugehen daß die Durchwühlung in Verbindung mit der schwachen Vergleyung erfolgte (vergl. BUURMAN 1980). Das Fehlen eines zumindest schwach ausgebildeten Ah-Horizonts oberhalb LL 12 dürfte eher auf eine spätere erosive Verschwemmung zurückzuführen sein als auf die Mineralisation der humosen Bestandteile.

Entwicklung im Hangenden von LL12, insbesondere in LL13
In der periodisch mit Wasser bedeckten Niederung verstärkte sich oberhalb von LL12 die Sedimentakkumulation zum Hangenden immer mehr, wobei zunehmend auch wieder schluffige Kornanteile abgesetzt wurden. Dadurch entstand eine rhythmisch gebankte Ablagerungsabfolge, deren (bis Dezimeter-mächtige) Einzelbänke, z.B. LL13, Flaser- bzw. feinlaminare Schichtung ohne deutliche Spuren von Verwitterung und Bodenbildung aufweisen.

Zusammenfassende Interpretation der pedogenen Entwicklung im detailliert untersuchten Abschnitt des Auesedimentationszyklus der Jüngeren Serie von Laimering – Lehmberg
Eine erste, nicht näher untersuchte Bodenbildungsphase fand vermutlich bereits während der Verfüllung einer geringmächtigen Auenmergel-Rinne ca. 1 m im Liegenden des Detailprofils statt. Die erosiv darüber folgende, bis 1 m mächtige fluviatile Sand- und Schluffschüttung eines „crevasse splay" wurde hingegen nicht pedogen beeinflusst.

Mit dem Wechsel des Sedimentationsgeschehens an der Basis des untersuchten Detailprofils (bei LL-2) zu überwiegend feinkörnigen Hochflutabsätzen einer sich entwickelnden Flußaue setzten mehrere Phasen von Verwitterung und Bodenbildung ein, deren Intensität und zeitliche Dauer von der unterschiedlich hohen Sedimentakkumulation auf die Aue, Stagnationsphasen, erosiven Hochflutereignissen und von den Schwankungen der Grundwasserstände maßgeblich beeinflußt wurden.

Mit den sedimentologischen Befunden übereinstimmend ist aufgrund der identifizierten pedologischen Merkmale, zwischen LL0 bis LL-2 von der Bildung eines (Oxi)gley – Auenbodens (schwach pseudovergleyt) auszugehen, dem möglicherweise ein temporärer Auenrohboden vorausging (Bodenbildungsphase I). Der Oberboden des Gleys wurde wahrscheinlich infolge von Hochflutereignissen erodiert, die nachfolgend rasch die Lagen LL5 bis LL1 auflandeten. In diesem Profilabschnitt machen die wenigen pedogenen Merkmale (vor allem Wühlspuren) die kurzfristige Entwicklung eines Ai-GC Auenrohbodens wahrscheinlich. Die Interpretation dieser Lagen wird durch eine Überprägung der pedogenen Merkmale durch Bodenbildungsphasen im Hangenden erschwert. In den Lagen LL8 bis LL5 (und Liegendes) sind zahlreiche pedogene Merkmale überliefert, welche auf die Bildung eines Auen(kalk)gley – Pseudogleys mit Karbonatanreicherung und schwacher Tonanreicherung im Unterboden (LL5 bis LL1) schließen lassen (Bodenbildungsphase 2b). Die kräftige Karbonatanreicherung in LL1 bis LL4 deute ich als Grundwassercalcrete mit einem (geringeren) Anteil an deszendenter Kalklösung und Wiederausfällung. Nach der Überdeckung dieses Solums lief bei wahrscheinlich weiterhin geringen Sedimentationsraten zwischen den Lagen LL11 bis LL9 Bodenbildungsphase III in Form eines pseudovergleyten, zweischichtigen Auengleys mit Karbonatanreicherung im Unterboden ab. Erhöhte Gehalte an Corg und N weisen Lage LL11 als fossilen Ah-Horizont dieser Bodenbildungsphase aus. Eine letzte kurze Bodenentwicklung (Phase 4) innerhalb des Detailprofils dokumentiert Lage LL12. Wühlspuren und schwache Gleymerkmale lassen das Stratum als initialen Auenboden deuten. Die Sedimente im Hangenden einschließlich Lage LL13 sind überwiegend geogen geschichtet und zeigen keine Spuren pedogener Überprägung.

4.2 Oberbernbach

Ziegeleigrube der Bayerischen Ziegelunion TK 7532, (RW 34325 HW 71950)

Seit den 70iger Jahren betreibt die Bayerische Ziegelunion, vormals Renz, Aichach zwischen Oberbernbach und Motzenhofen am Talhang des Silberbrünnlbaches nahe der Kapelle Aich eine Grube zur Rohstoffgewinnung (siehe Abb. 26). Mittlerweile ist der Aufschluss größtenteils ausgebeutet und wird wiederverfüllt. Die dort anstehende, bis über 20 m mächtige feinklastische Abfolge wurde bislang nur wirbeltierpaläontologisch untersucht. Wie Herr Prof. Dr. K. HEISSIG (München) herausfand, beschränken sich Funde von Kleinsäugerresten, Schildkrötenpanzerplatten und Koprolithen im wesentlichen auf dunkel humose und bunt gefärbte Lagen der Feinsedimentabfolge. Gastropodenreste konzentrieren sich hingegen auf einige olive bis blaugraue Mergellagen. Um diese paläontologischen Phänomene im Zusammenhang mit der Genese der Mergel zu klären, wählten wir einen interessanten Abschnitt der Abfolge an der Grubenostwand für ein 5 m hohes Detailprofil aus. Für Aussagen zur lateralen Erstreckung der Lithofazies im Gesamtaufschluß wurde ein zweites Profil in Form eines 70 m breiten Übersichtsprofils im westlichen Grubenbereich aufgenommen. Die Basis beider Profile liegt auf dem Höhenniveau von 435 m ü. NN.

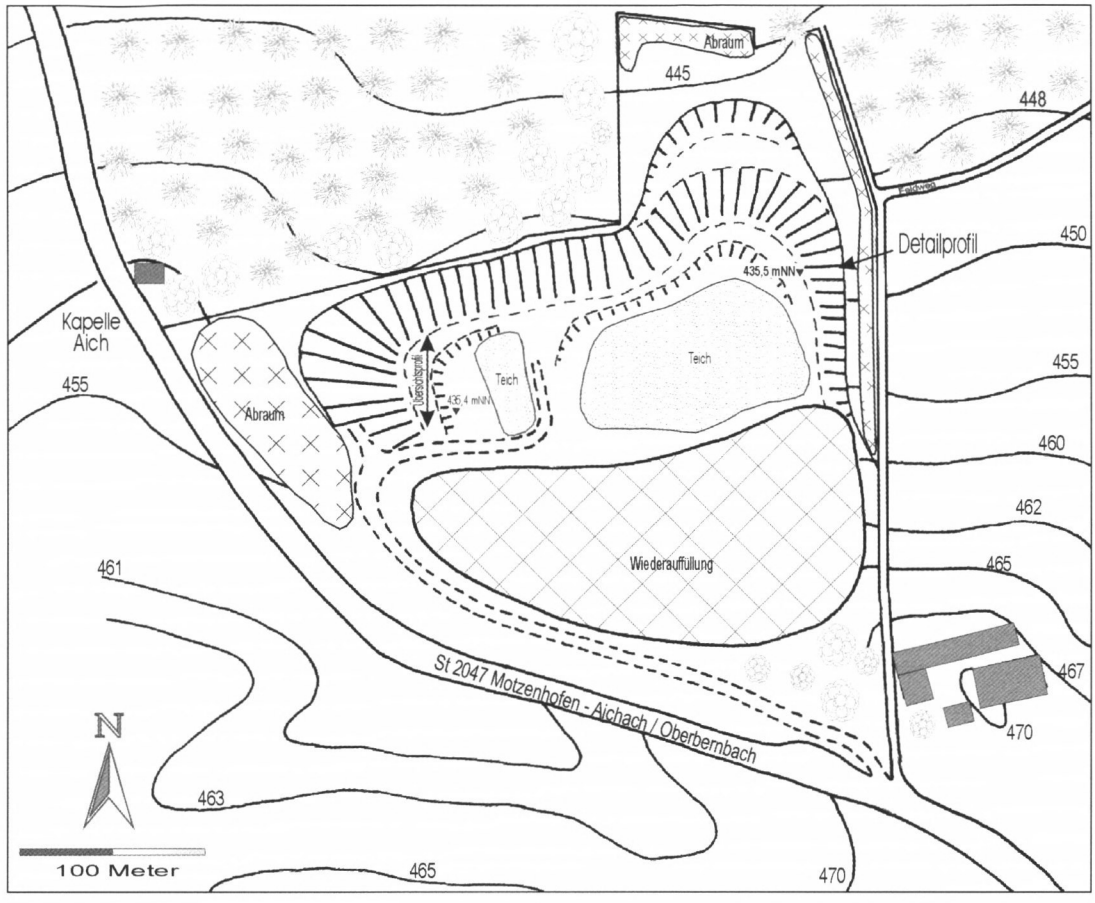


Abb. 26: Lageskizze der Ziegeleigrube Oberbernbach

4.2.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick

Die Lehmgrube Oberbernbach erschließt den stratigraphisch ältesten Abschnitt der im Aichacher Tertiärhügelland obertägig anstehenden Schichtfolge der OSM, die in der näheren Umgebung nur durch wenige weitere Aufgrabungen vertreten ist. Nach biostratigraphischen Untersuchungen an fossilen Kleinsäugern durch HEISSIG (1997) gehört die Mergelabfolge von Oberbernbach dem 5. Sedimentationszyklus der Älteren Serie (MN 5) an.

Das Liegende der Feinsedimente bilden nach Bohrbefunden der Firma Renz fluviatile Sande, welche ab etwa 425 m ü. NN in eine feinklastische Rinnenfazies übergehen. Ab etwa 430 m ü. NN treten im gesamten Grubenbereich relativ homogen erscheinende, graublaue, sandige Mergel- und Schlufflagen mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 5 m zu Tage. Darüber folgt im Ostteil der Grube eine 5 bis 6 m hohe, graue bis bunte Mergel- und Tonlagensequenz, deren Bildungsmilieu im Rahmen dieses Projektes detailliert untersucht wurde (siehe Tafel 9 A). Im Südostteil der Grube sind ab 445 m ü. NN sandige Rinnenfüllungen in feinkörnige Ablagerungen eingeschaltet. Ab 450 m ü. NN finden sich im gesamten Süd- und Ostteil des Aufschlusses fluviatile Sande mit einigen schluffig – mergeligen Zwischenlagen.

Eine abweichende Entwicklung der lithologischen Abfolge ist hingegen im Westteil der Grube erkennbar: Bis 437 m ü. NN korrespondieren die Sedimente weitgehend mit denen

im Ostteil. Darüber liegen in einer mehr als 70 m breiten Erosionsrinne, deren Tiefstes bis 435 m ü. NN reicht, geschichtete bis bankige Schluffe und Mergel, an der Basis auch fluviatile geschichtete Sande. Diese insgesamt relativ gleichförmige Abfolge wird bei etwa 448 m ü. NN von einem dm-mächtigen Schotterband unterbrochen, welches flächig über die Schluffe greift. Ab 450 m ü. NN sind die Tertiärablagerungen bereits in oberflächennaher Lage stark von quartärer Verwitterung betroffen.

Durch Geländeübersichtsbegehungen konnte die Oberbernbacher Feinsedimentabfolge auch im näheren Umland des Aufschlusses morphologisch und mittels Bohrsondage nachgewiesen werden. Beispielsweise findet sie sich auch im Ort Oberbernbach, Stadt Aichach, wo sie früher direkt neben der Ziegelei der Bayerischen Ziegelunion als Rohstoff abgebaut wurde. Weiter südlich taucht die Abfolge wahrscheinlich unter das Niveau des Paartals und seiner seitlichen Zuflüsse ein. Die im Raum Dasing – Gallenbach unterhalb der Sondermülldeponie abgeteuften Bohrungen erbrachten eine bunte feinklastische Gesteinsabfolge um 450 m ü. NN, die sich jedoch bislang nicht eindeutig dem Oberbernbacher Mergel zuordnen lässt. Nördlich von Oberbernbach deutet verschiedentlich die Geländemorphologie auf das Vorhandensein von Feinsedimenten im relevanten Höhenniveau hin, wie beispielsweise im Weiherfeld bei Arnhofen, Gemeinde Inchenhofen. Auch ergaben die geologischen Geländeuntersuchungen des Verfassers im Umfeld der Grube, dass die flächig verbreiteten Mergel mehrfach von fluviatilen, meist sandigen Grobsedimenten begleitet werden. Das Hangende der Mergel bis zu den Geländekuppen um 475 m ü. NN besteht aus einer sandreichen Schichtenfolge, die in Aufgrabungen häufig Spuren von Umlagerung und Resedimentation zeigt und in Form tiefer Erosionsrinnen in das Niveau des Oberbernbacher Mergels greift. Stratigraphisch sind diese Sedimente wahrscheinlich dem 6. Sedimentationszyklus der Älteren Serie zuzuordnen, dem HEISSIG (1997) zufolge eine stärkere Erosionsphase vorausgegangen war. Zeugen des Riesereignisses in Form von Reuther'schen Blöcken, die für das mittlere Baden (Grenze Mn 5/Mn 6) einen sicheren Zeitmarker darstellen, konnten bislang im Hangenden der Oberbernbacher Mergel nicht gefunden werden, da der Brockhorizont in der Regel erst in Höhen zwischen 480 bis 490 m ü. NN im Gelände ausstreicht.

4.2.2 Beschreibung des Detailprofils im Ostteil der Grube

Das sedimentologisch und paläopedologisch untersuchte Detailprofil (siehe Tafel 9 A und Abbildung 27) umfasste einen 5 m mächtigen, grau bis bunt gefärbten Abschnitt der Feinsedimentabfolge im Ostteil der Abgrabung. Als Basislage (Obb 1) auf 434,7 m ü. NN wurde der oberste Bereich einer relativ merkmalsarmen grauen Schluff- und Mergelabfolge herangezogen, welche etwa 5 m ins Liegende reichte. Die darüber ausgeschiedenen Lagen Obb 2, ein olivegrauer, braunfleckiger, stark toniger Schluff und Obb 3, ein hell oliver, gelbbraunfleckiger mittel schluffiger Ton, zeigten erste Merkmale pedogener Beeinflussung in Form von nach oben hin zunehmender polyedrischer Gefügebildung. Die Kluft- bzw. Aggregatoberflächen waren in beiden Straten von braunen Rostabsonderungen überzogen. Im Substrat fanden sich vereinzelt Gastropodenschalen sowie häufig Fe-oxidische (Fein)-Wurzelspuren. Insbesondere in Obb 3 war auch sekundär gefällter Calzit in Form von myzelartigen Ausfällungen und einigen cm-großen, sphäroiden, dichten „nodules" anzutreffen.

Das Substrat von Obb 4, ein stark schluffiger Ton mit Subpolyederaggregierung, wies eine deutliche dunkelolivegraue und gelbbraune Marmorierung auf und enthielt mäßig häufig

Wurzelspuren. Stratum Obb 5 war ein auffällig dunkler, stark schluffiger Ton mit feinpolyedrischer Aggregierung, dessen stark erhöhte Gehalte an organischem Kohlenstoff bereits im Gelände identifiziert werden konnten. Demgegenüber zeigte die darauf folgende Lage Obb 6, ein stark schluffiger Ton, Polyederaggregierung, braunolive Eisenfleckung sowie Rostabsonderungen auf den Aggregatoberflächen (Tafel 9 B). Erosiv in Obb 6 eingreifend, besaßen die Straten Obb 7 und 8 (graue, mittel tonige bis stark tonige Schluffe) weitgehend geogenen Charakter mit bankig-kohärentem Gefüge. Obb 9 und 10 waren jeweils stark schluffige Tone. Während Obb 9 grobpolyedrische Aggregierung, olive- und rotbraune Fleckung sowie Wurzelspuren aufwies, war Obb 10 prismatisch aggregiert und überwiegend grünstichig grau mit untergeordnet gelbbraunen Flecken gefärbt.

Innerhalb der Profilabfolge stellte Obb 11 eine Besonderheit dar, da das schwach schluffige Tonsubstrat sowohl plattig aggregiert war, einen geogenen feinschichtigen Internaufbau besaß, Bioturbations- und Wurzelspuren enthielt als auch eine hellbeige und rostrote Marmorierung aufwies. Obb 12 und 13 erwiesen sich als relativ arm an pedogenen Merkmalen; es waren überwiegend geogene Lagen mit Kohärentgefüge aus stark schluffigen Tonen, vorwiegend grauen Farbtönen und nur schwacher Eisenfleckung sowie Rost auf den Kluftflächen. Eine deutlichere graue und gelbbraune Marmorierung fand sich hingegen im kohärenten Stratum Obb 14. Diese Lage (Tafel 11 A) war insbesondere gekennzeichnet durch eine intensive Bioturbation des Substrats, mit steil einfallenden, dm-langen „Stopfstrukturen", die durch Eisenhydroxidausfällungen gelbbraun imprägniert waren. Die darüber folgende Lage Obb 15 war ein grau und braun marmorierter, polyedrisch aggregierter stark schluffiger Ton und enthielt einige helle weiche Karbonatausfällungen im mm- bis cm-Größenbereich, Wurzelspuren und einige kleine Wirbeltierknochensplitter. Obb 16 stach wiederum im Profil deutlich als humose Lage hervor, deren stark schluffiger Ton polyedrisch aggregiert war und einige nicht näher bestimmbare Wirbeltierreste barg. Die ausgeschiedenen Hangendstraten Obb 17 bis 19 stellten eine Sequenz aus grobpolyedrisch bis prismatisch aggregierten mittel schluffigen Tonen dar. Ihr Substrat war jeweils deutlich marmoriert mit Bleichungszonen an den Aggregataußenbereichen, wobei neben brauen und grauen Flecken auch rubefizierte Farbbereiche auftraten (Tafeln 9 C, 11 C – E). Im Substrat fanden sich vereinzelte Wirbeltierreste (Knochensplitter), Bioturbationsspuren sowie insbesondere in Obb 19 zahlreiche Wurzelspuren.

Im Hangenden des Detailprofils lagen erosiv auf Obb 19 fluviatile Schluffe und Sande. Die weiteren Anteile der Profilwand bis zur Geländeoberkante bei 450 m ü. NN waren durch anthropogene Rutschmassen und Abraum gestört.

4.2.3 Korngrößenfraktionierung

Wie die granulometrische Untersuchung der einzelnen Straten ergab (siehe Tab. 10), dominieren im Profil ton- und schluffreiche Bodenarten, die von mittel tonigem Schluff (Obb 1) bis zu schwach schluffigem Ton (Obb 11) reichen. Die Sandgehalte schwanken zwischen 0,1 bis maximal 8% (Obb 7). Insgesamt fällt auf, dass überwiegend grau gefärbte und merkmalsarme Lagen (Obb 1, 2, 7, 8, 12, und 13) jeweils grobkörniger ausfallen als bunte und merkmalsreiche Straten. Eine regelmäßige Kornverfeinerung vom Liegenden zum Hangenden ist nicht feststellbar, vielmehr lassen sich höchstens kurze „fining upward"-Sequenzen zusammenfassen, beispielsweise von Obb 1 bis Obb 3.

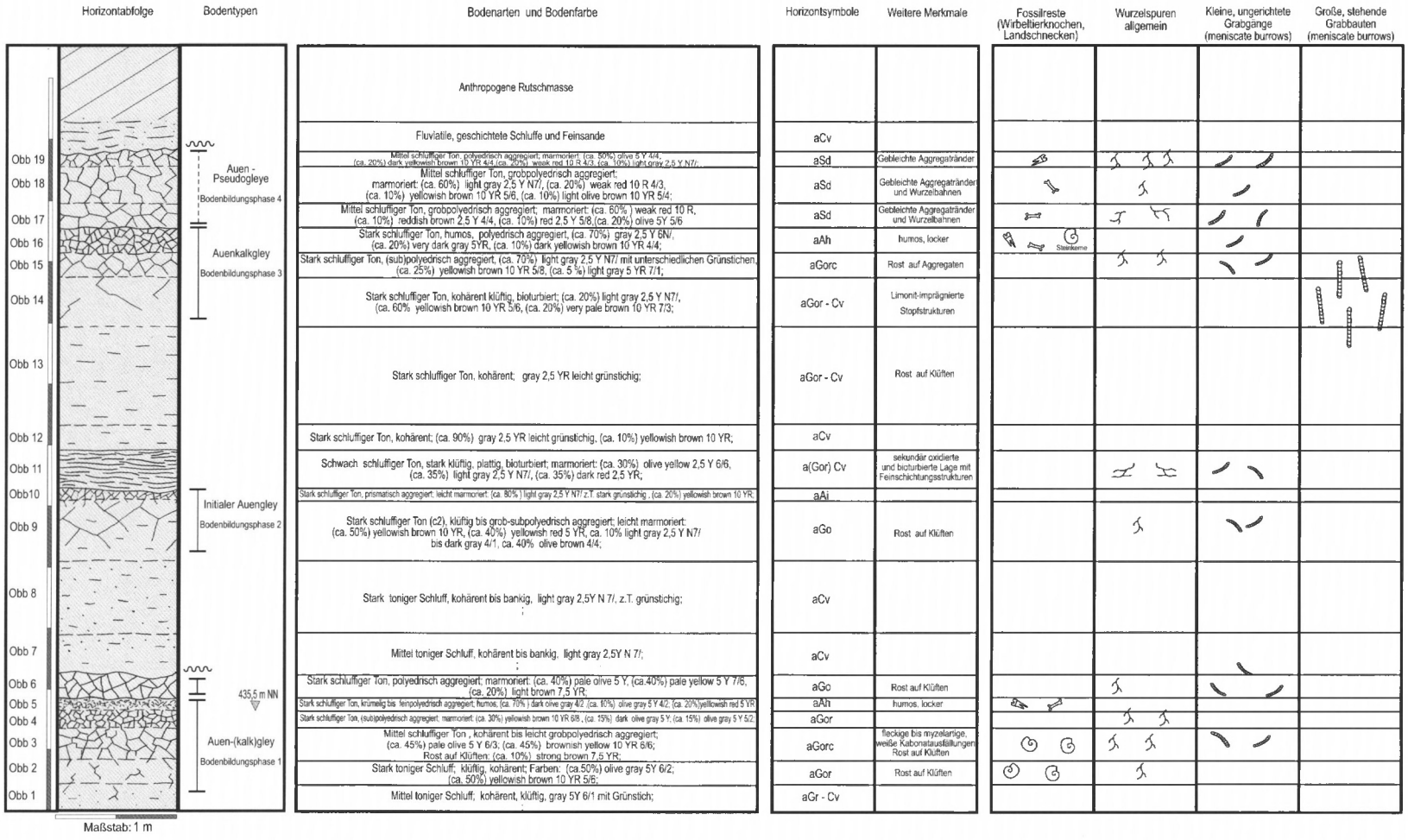


Abb. 27: Detailprofil Oberbernbach

Stratum	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Sand
OBB 19	43	35	17	2	3
OBB 18	45	37	18	< 1	< 1
OBB 17	41	49	10	< 1	< 1
OBB 16	26	26	26	18	4
OBB 15	19	23	31	26	1
OBB 14	26	30	33	11	< 1
OBB 13	17	22	32	28	1
OBB 12	21	27	37	15	< 1
OBB 11	53	34	11	1	1
OBB 10	31	32	28	9	< 1
OBB 9	31	30	27	10	2
OBB 8	17	21	31	30	2
OBB 7	16	22	31	23	8
OBB 6	31	36	28	4	1
OBB 5	29	32	29	10	< 1
OBB 4	34	31	25	6	4
OBB 3	38	27	23	12	< 1
OBB 2	17	27	36	19	1
OBB 1	16	21	32	26	5

Tab. 10: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Aufschluss Oberbernbach

4.2.4 Mineralbestand

Wie die Röntgenübersichtsaufnahmen und mikroskopische Untersuchungen zeigen, besteht die Schluff- und Sandfraktion der Feinerde großenteils aus Quarz und Hellglimmern, denen untergeordnet Feldspäte und diverse Schwerminerale (v.a. Granat) beigesellt sind.
In den Diffraktogrammen der Texturpräparate (Fraktion < 2 µm) von Oberbernbach (siehe Abb. 28) konnten vor allem Illit, Vermikulit/Smektit und Illit-Vermikulit/Smektit Wechsellagerungen nachgewiesen werden. Untergeordnet fanden sich Kaolinit, Chlorit und Mixedlayer Tonminerale mit Chlorit. In Lage OBB 2 fehlte Chlorit. Eine Abnahme der Chloritanteile zum Hangenden hin war von OBB 14 bis OBB 19 zu beobachten.

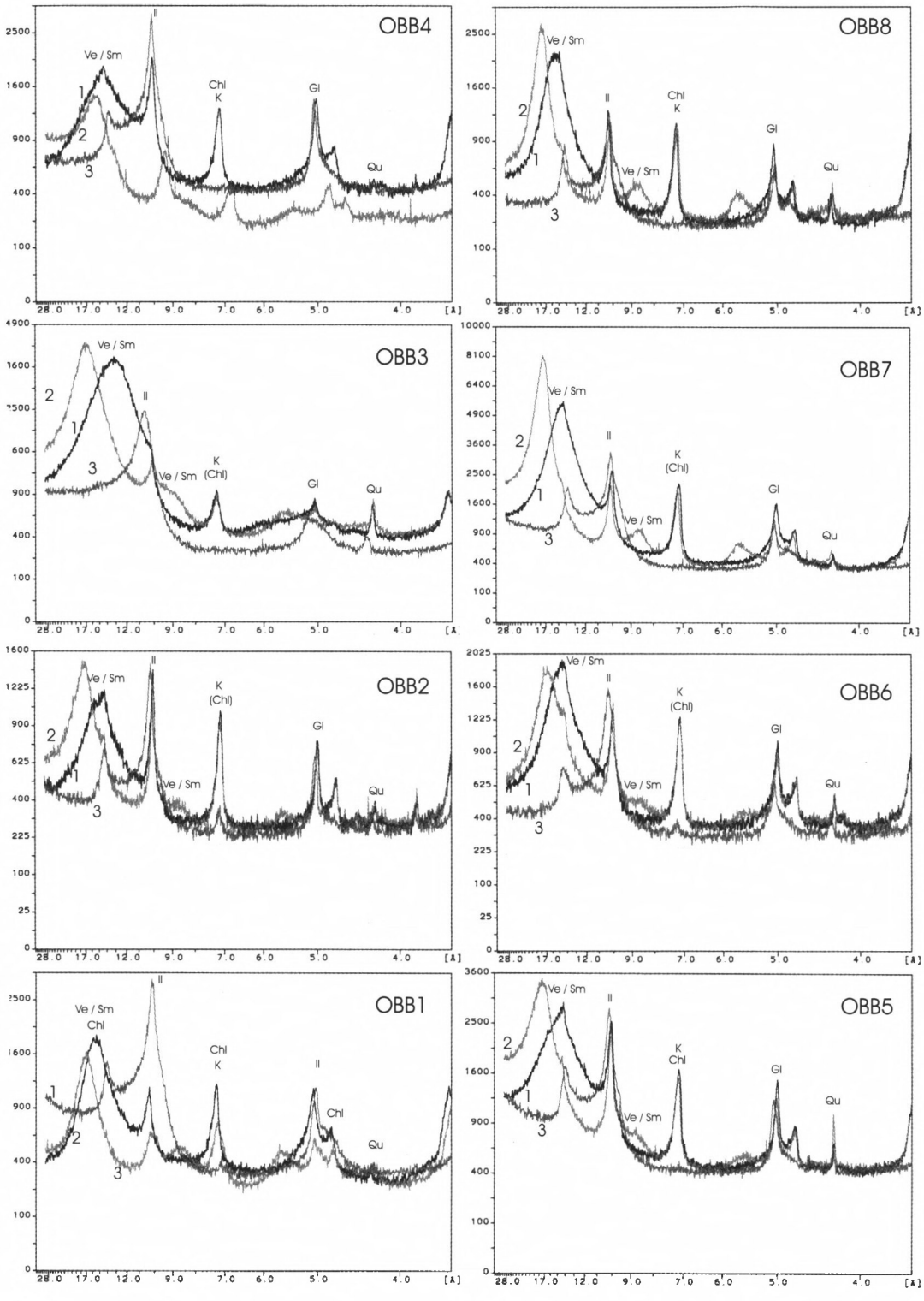

OBB4
OBB8
OBB3
OBB7
OBB2
OBB6
OBB1
OBB5
Ve / Sm
Chl
K
K (Chl)
Gl
Qu
II
1
2
3
28.0 17.0 12.0 9.0 7.0 6.0 5.0 4.0 [A]

Abb. 28a

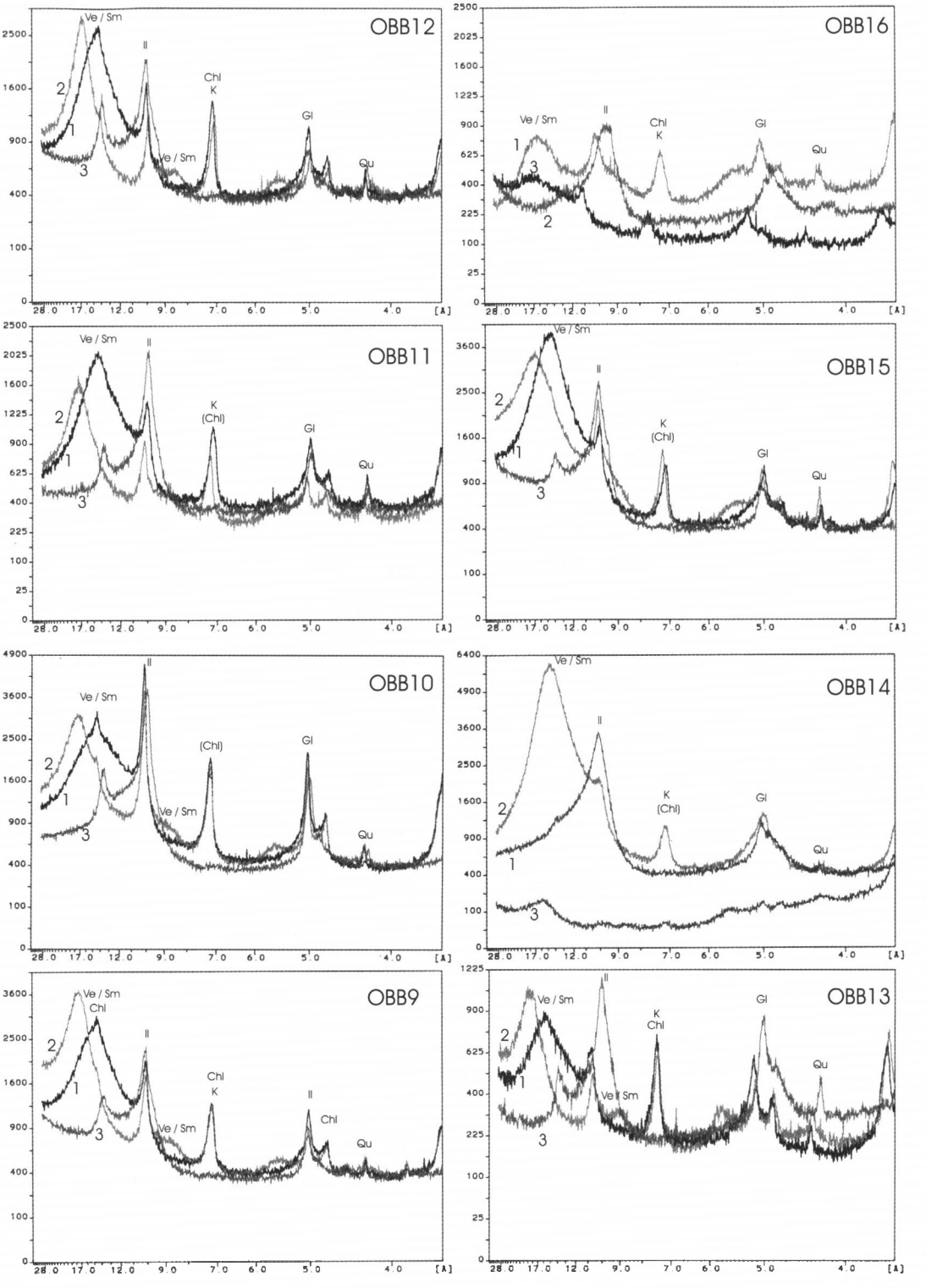

OBB12
Ve / Sm
II
Chl
K
Gl
Qu
OBB16
OBB11
K
(Chl)
OBB15
OBB10
(Chl)
OBB14
OBB9
OBB13
1
2
3
[A]

Abb. 28b

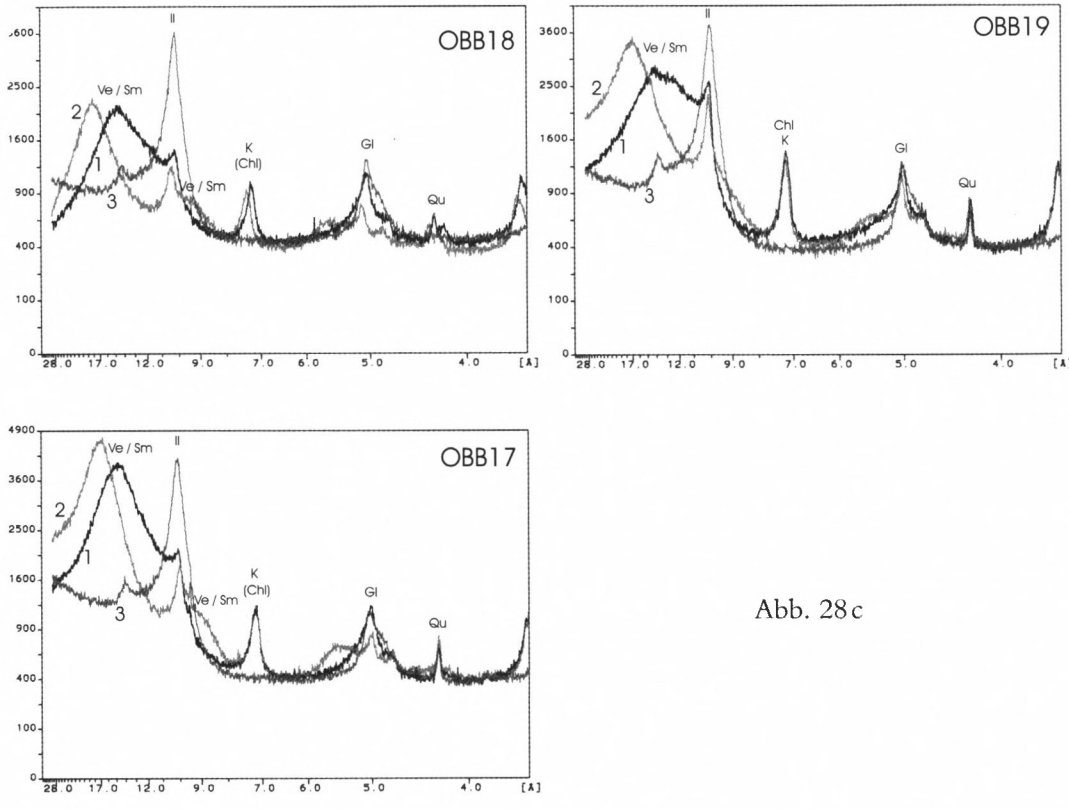


Abb. 28c

Abb. 28: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion im Aufschluß Obernbach
1 = lufttrocken, 2 = glykolbehandelt, 3 = auf 550°C erhitzt
Sm = Smektit, Ve = Vermikulit, I = Illit, Ml = Mixed-layer-Struktur,
K = Kaolinit, Ch = Chlorit

4.2.5 Chemische Eigenschaften

Die Gesamtelementgehalte zeigen eine deutliche Abhängigkeit von der Korngrößenzusammensetzung des Substrats (vergl. Tab. 10 und Tab. 11). So steigen die Si-Gehalte mit den Schluff- und Sandanteilen an. Für Aluminium ergibt sich eine umgekehrte Beziehung zu den Korngrößen. Karbonat ist in allen Straten enthalten, wobei die Gehalte zwischen karbonathaltig (C3) und sehr karbonatreich (C5) schwanken und Spitzengehalte bis über 300 g/kg Feinerde in den Lagen Obb 3, 7, 11, 12 und 15 erreicht werden (Tab. 12). Organischer Kohlenstoff und Stickstoff wurde nur für die ausgewählten Straten Obb 3–6 und Obb 15–19 am Leco analysiert. Deutlich erhöhte Gehalte an Corg finden sich demnach in den dunklen Lagen Obb 5 mit 16 g/kg und Obb 16 mit 17 g/kg Feinerde (Tab. 12). Die Gehalte an Stickstoff liegen am Rande der Nachweisgrenze und variieren zwischen 0,2 bis 0,4 g/kg Feinerde. Die Gehalte an dithionitlöslichem Mangan, Aluminium und Eisen folgen weitgehend auf niedrigerem Niveau den röntgenfluoreszenzanalytisch ermittelten Gesamtgehalten dieser Elemente (Tab. 12).

Stratum	Si	Al	Fe	Mn	Ti	Ca	Mg	K	Na	P	G. V.
g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	%
OBB 19	293	108	53	0,2	5,4	13	19	27	1,5	0,4	9,2
OBB 18	246	92	60	0,8	4,2	96	21	24	5,2	0,9	16,4
OBB 17	250	93	47	0,8	0,6	104	22	25	0,7	0,9	16,4
OBB 16	329	81	41	0,2	5,4	14	14	26	1,5	0,4	9
OBB 15	256	67	36	0,8	4,2	137	28	22	0,7	1,3	19
OBB 14	274	63	30	0,8	4,2	121	26	21	1,5	0,4	17
OBB 13	262	82	33	0,8	4,2	98	33	27	3,7	0,4	16,6
OBB 12	225	87	48	0,8	4,8	121	43	26	2,2	1,3	19,8
OBB 11	219	90	55	0,8	3,6	111	52	24	2,2	1,3	19,9
OBB 10	314	93	44	0,3	6,6	9	16	30	1,5	0,4	9,1
OBB 9	253	93	55	0,8	4,8	75	31	29	1,5	0,9	16
OBB 8	262	69	27	0,8	5,4	103	49	22	5,2	1,3	18,7
OBB 7	226	87	36	0,8	4,2	129	42	28	3,7	1,7	19,4
OBB 6	197	83	55	0,8	3,6	125	76	25	2,2	1,7	22,3
OBB 5	289	96	60	0,8	6	21	19	31	1,5	1,3	10,2
OBB 4	279	92	56	0,8	5,4	46	21	30	2,2	0,9	12
OBB 3	205	70	41	0,8	3,6	193	32	25	3	2,2	21,1
OBB 2	241	78	46	0,8	4,8	111	42	26	1,5	1,3	17,4
OBB 1	264	80	36	0,5	5,4	82	42	27	3,7	0,9	16,6

Tab. 11: Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalyse der Feinerde aus dem Aufschluss Oberbernbach

Stratum	Karbonat-gehalt	C org.	Stickstoff	Dithionit-lösliches Mn / Al / Fe		
	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg		
OBB 19	33	0,5	0,3	0,1	0,1	13,4
OBB 18	199	8,8	0,4	0,4	1,6	42,1
OBB 17	220	11,5	0,2	0,2	1,4	17,7
OBB 16	34	16,9	0,2	0,03	0,03	6,4
OBB 15	309	1,1	0,2	0,3	0,6	15,1
OBB 14	284			0,3	0,3	7,5
OBB 13	159			0,3	0,03	2,2
OBB 12	308			0,3	0,9	15,2

Stratum	Karbonat-gehalt	C org.	Stickstoff	Dithionit-lösliches Mn / Al / Fe		
	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg		
OBB 11	312			0,3	1,0	21,6
OBB 10	257			0,02	0,3	5,7
OBB 9	192			0,2	1,0	18,8
OBB 8	190			O,2	0	0,5
OBB 7	318			0,3	0,02	1,0
OBB 6	193	2	0,3	0,3	1,1	20,7
OBB 5	38	16	0,3	0,2	1,3	22,9
OBB 4	96	2,9	0,4	0,2	1,1	10,4
OBB 3	383	8,2	0,2	0,2	0,5	10,4
OBB 2	172			0,3	0,4	9,8
OBB 1	131			0,2	0,1	1,2

Tab. 12: Ausgewählte bodenchemische Parameter der Feinerde aus dem Aufschluss Oberbernbach

4.2.6 Ergebnisse der Anschliffuntersuchungen

Die in den Tafeln 10 und 11 abgebildeten Anschliffe verschiedener Lagen der Detailprofils vermitteln einen Eindruck von der sehr unterschiedlichen pedogenen Überprägung der Substrate.

Straten wie Obb 1, Obb 2, Obb 12 und Obb 13 erweisen sich hierbei als merkmalsarm, wobei Hydromorphiemerkmale von Grundwasserböden in Form von Rostflecken (Go) auftreten können. In Stratum Obb 11 ist noch weitgehend die ursprüngliche, geogene Feinschichtung erhalten. Demgegenüber finden sich in den Anschliffen der übrigen Straten deutliche Hinweise auf pedogene Substratbeeinflussungen durch Durchwurzelung (z.B. in Obb 4, Obb 9, Obb 17, Obb 18 und Obb 19) sowie durch Bioturbation grabender Bodentiere (z.B. in Obb 14). Merkmale von Stauwasserböden sind besonders deutlich in den Lagen Obb 17 bis 19 zu erkennen, wobei die typische Pseudogley-Marmorierung stellenweise rubefiziert ist. Stratum Obb 16 ist auch im Anschliff als humoser Oberboden zu identifizieren. Die angeschnittenen Fe-Konkretionen in dieser Lage rühren vermutlich von einer späteren Bodenbildung.

4.2.7 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung im Detailprofil am Ostrand der Grube Oberbernbach

Die Beschreibung der Ablagerungsgeschichte und damit verbundener pedogener Entwicklungen resultiert aus der Deutung der bereits beschriebenen Straten-Merkmale und schließt die Ergebnisse der Anschliffuntersuchungen mit ein.

Das Detailprofil (siehe Abb. 27) ist Teil einer mächtigen Flußauensedimentation, die mindestens weitere 5 m ins Liegende und weitere 5 m ins Hangende reicht. Die Straten Obb 1 bis Obb 5 enthalten wahrscheinlich ein komplettes Auen(kalk)gley-Solum einschließlich des Oberbodens (Bodenbildungsphase 1). Wie u.a. die verschiedenen Sandgehalte in diesen Straten vermuten lassen, geschah die Auflandung in wenigen, dm-mächtigen Schüttungsfolgen. Nach dem Hochflutabsatz von Obb 5 setzte eine längere Sedimentationsruhe ein, während der sich dieser Auen(kalk)gley entwickeln konnte. Neben Hydromorphiemerkmalen wie Eisenfleckung und Rostabsätzen auf den Aggregaten (Go) in den Straten Obb 2–4 lassen die hohen Corg-Gehalte in Obb 5 und die nur wenige Dezimeter darunter in Obb 3 sekundär ausgefällten Karbonate auf zeitweise sehr hohe Grundwasserstände in der Paläoaue schließen. Da somit eine tieferreichende Entkarbonatisierung des Substrats verhindert wurde, blieben in Obb 2 und 3 eingeschwemmte Schalenreste von Mollusken fossil erhalten.

Am Ende der Bodenbildungsphase 1 wurde das Solum durch Hochflutsedimente überdeckt. Nachfolgend könnte ein weiterer Auengley entstanden sein, dessen Horizonte bei späteren Überschwemmungen wahrscheinlich aberodiert wurden. Lediglich Obb 6 dokumentiert als polyedrisch aggregierter Go-Horizont diese Pedogenese.

Auf das erwähnte Erosionsereignis folgte die Akkumulation der insgesamt 1 m mächtigen Lagen Obb 7 bis 10. Während Obb 8 ihren geogenen Ursprungscharakter weitgehend behielt, wurden die Straten Obb 9 und 10 durch eine schwache Auengleybildung pedogen überprägt (Bodenbildungsphase 2). Der mögliche Go-Horizont Obb 9 besitzt Hydromorphiemerkmale in Form von Rostabsätzen auf den Aggregaten (Tafel 10 D) und Grobpolyederaggregierung. Obb 10 deute ich aufgrund seiner überwiegend grünstichig grauen Farben als initialen A-Horizont.

Bei dessen späterer Überdeckung durch Stratum Obb 11 wurde überwiegend Ton in dünnen Schichten und Laminae abgesetzt. Hierin dürfte sich eine kurze Stillwasserphase in der Aue widerspiegeln. Wie die mikroskopischen Untersuchungen ergaben, ist im Inneren der plattig aggregierten, stark klüftigen Gefügekörper das geogene Ursprungsgefüge weitgehend erhalten; sie sind von einzelnen horizontal verlaufenden, gebleichten Wurzelspuren sowie von kleinen ungerichteten Bioturbationsspuren (meniscate burrows) durchzogen. Die auffällige rote, braune und hellgraue Fleckung des Sediments könnte das Ergebnis nachfolgender Trockenphasen sein, bei der die subaquatisch überwiegend reduziert vorliegenden Fe-Verbindungen teilweise oxidiert wurden.

Erneute Hochflutaktivitäten führten in der Folgezeit zur Ablagerung der schluffreichen Lagen Obb 12 bis 16, wobei Obb 14 eine kurze Sedimentationsruhe darstellen könnte. Hier finden sich auch zahlreiche große Stopfstrukturen, die ich als Wohnbaue von kleinen Süßwasserkrebsen deute (siehe hierzu eingehender Kapitel 4.5). Stratum Obb 16 markiert eine längere Stagnationsphase, die zur Bildung eines Auen(kalk)gleys führte (Bodenbildungsphase 3). Der Ah-Horizont Obb 16 besitzt ein deutlich humoses, z.T. lockeres Substrat und ist durchwurzelt und bioturbiert (Tafel 11 B). Der darunter liegende Gorc-Horizont Obb 15 weist Hydromorphiemerkmale in Form von Rostabsätzen auf den Aggregaten und lokale Karbonatanreicherungen auf. Beide Lagen enthalten stellenweise Fossilreste in Form von nestartigen Anreicherungen kleiner Knochensplitter, Schildkrötenpanzerplatten sowie von einigen cm-großen Koprolithen. Bodenbildungsphase 3 wurde durch weitere Sedimentauflandungen überlagert, die sich heute als Hangendstraten Obb 17 bis 19 gliedern lassen. Diese polyedrisch aggregierten Lagen zeichnen sich durch deutliche Marmorierungen mit Rubefizierung aus, wobei die Aggregatoberflächen überwiegend gebleicht sind, was auf Stauwasserbodenbildung hinweist (Bodenbildungsphase 4). Im Kontext mit weiteren pedo-

genen Merkmalen wie Durchwurzelung und Bioturbation ist zu vermuten, dass in diesem Profilabschnitt die (mehrphasige) Entwicklung eines Auen-Pseudogleys stattfand. Saisonale Trockenperioden mit längerer Bodenerwärmung könnten hierbei die pedogene Hämatitbildung im Substrat ermöglicht haben. Der ehemalige Oberboden ist nicht erhalten, da im Hangenden des Detailprofils fluviatile Schluffe und Sande die Feinsedimentabfolge mit erosiver Grenze abschließen (vergl. Abb. 27: Detailprofil).

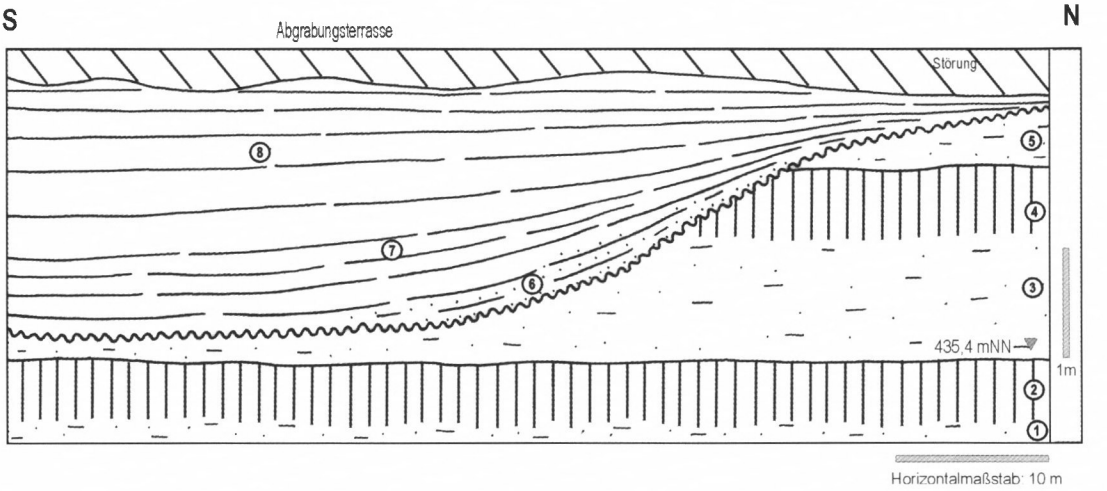


Abb. 29: Übersichtsprofil im westlichen Grubenbereich des Aufschlusses Oberbernbach

4.2.8 Kurzbeschreibung und Interpretation des Übersichtsprofils im westlichen Grubenbereich

Basis bei 434,6 m ü. NN, Blickrichtung nach Westen (siehe Abb. 29 und Tafel 12)

Ab etwa 0,8 m unter der Profilbasis lagern graue Schluffmergel **(1)**, die als unverwitterte, frische Auesedimente gedeutet werden können. Bis zur Profilbasis auf 434,6 m ü. NN folgen 5 übereinanderliegende Schluffmergellagen **(2)** von beigegrauer bis dunkel humoser Farbe und mit polyedrischem Gefüge, die wahrscheinlich das Äquivalent der ersten Bodenbildungsphase (Auenkalkgley) der Straten Obb 1 bis 5 im ca. 200 m östlich gelegenen Detailprofil darstellen. Sie sind von etwa 1 m mächtigen, bankigen, überwiegend grauen, feinsandigen Schluffmergeln **(3)** überdeckt, welche stratigraphisch mit den unverwitterten und pedogen nicht beeinflussten Hochflutabsätzen Obb 6 bis Obb 8 im östlichen Detailprofil korrelierbar sind.

Die darauf folgenden Lagen, bestehend aus 2 bunten, polyedrisch aggregierten, tonreichen Mergellagen, einer plattig aggregierten, feingeschichteten, stark bioturbierten Tonmergelschicht **(4)** sowie einem grauen, unverwitterten Schluffmergel **(5),** entsprechen wahrscheinlich dem Auengley der Lagen Obb 9 und 10, der Stillwasserablagerung (Obb 11) sowie der pedogen nicht beeinflussten Hochflutlage (Obb 12) im östlichen Detailprofil.

In die beschriebene Schichtenfolge greift eine mehr als 70 m breite und mehr als 2 m tiefe Erosionsrinne ein, an deren Basis lateral schräggeschichtete Mittel- bis Feinsande **(6)** mit inkohlten Holzresten, Unioniden-Schalen und umgelagerten Karbonatkonkretionen einge-

schwemmt sind. Es handelt sich wahrscheinlich um die grobkörnige Basislage der feinklastischen Füllung eines ehemaligen großen „channel". Der Zyklus setzt sich mit horizontal- bis flachtrogschräggeschichteten, graublauen Mergeln **(7)** fort, die einige Lagen aus zusammengeschwemmten Schilfresten und Süßwassergastropoden enthalten. Diese wohl subhydrischen Teichbodensedimente werden von horizontal grobgeschichteten bis gebankten, grauen Schluff- und Schluffmergeln **(8)** abgelöst, die sich als Schüttungssequenz proximaler, unverwitterter Hochflutlagen mit deutlich limnisch – fluviatilem Einfluss deuten lassen.

4.2.9 Interpretation der Faziesentwicklung im Gesamtaufschluß

In der Feinsedimentabfolge von Oberbernbach ist die vermutlich mehrtausendjährige dynamische Entwicklungsgeschichte einer großen Flussaue (floodplain) im Übergangsbereich zwischen West- und Ostmolasse dokumentiert.

Im Liegenden des östlichen Detailprofils kamen im proximalen Bereich von Fließrinnen eines mäandrierenden bis verflochtenen Flusssystems große Mengen sand- und schluffreicher Hochflutlehme zum Absatz. Wahrscheinlich infolge hoher Akkumulationsraten in einer morphologisch tiefliegenden, von Altrinnen durchzogenen Ebene konnte keine intensive Bodenbildung stattfinden. Eine erste längere Stagnationsphase ist im gesamten Aufschluss als humoser Auen(kalk)gley erhalten (Bodenbildungsphase 1 der Lagen Obb 1 bis 5 im östlichen Detailprofil). Weiteren starken Hochfluten, die sowohl erosiv als auch sedimentativ wirkten, folgte eine kürzere Phase der Stagnation bzw. geringerer Sedimentationsraten, verbunden mit der Genese eines initialen Auengleys (Bodenbildungsphase 2). Unter temporärer Wasserbedeckung und Stillwasserverhältnissen wurde dieser Boden später im gesamten Aufschluss von einer feingeschichteten Tonlage (Obb 11) überdeckt. Nach erneuter Auelehmsedimentation (Obb 12) brachen wahrscheinlich im Gebiet westlich der Grube die Uferdämme einer Hauptfließrinne (im Bereich einer Mäanderaußenschleife), wobei das einschießende und sedimentbeladene Wasser eine mehr als 2 m tiefe und über 70 m breite W/SW- verlaufende Erosionsrinne in die floodplain grub. Da hierbei vermutlich mehr erodiert als sedimentiert wurde, blieben keine typischen „crevasse splay deposits" liegen. Wie die Sedimentfüllung der Rinne zeigt, konnte sich kein permanentes Fließgewässer etablieren. Wahrscheinlich stellte sich das alte Abflussregime wieder ein, so dass ein Altarm mit überwiegend limnischem Charakter entstand, der mit Mergelschichten verfüllt wurde. In der weiteren Folgezeit nach der Verlandung der Rinne blieben bis etwa zum Niveau von 448 m ü. NN zwei getrennte Faziesräume in der Grube bestehen. Im Westen des Aufschlusses stapeln sich eintönige Bänke und Schichten grauer Schluffmergel bis Feinsande, die faziell sowohl Auen- als auch Altarmcharakter besitzen und kaum pedogene Merkmale aufweisen. Im Ostteil der Grube, möglicherweise durch flache konsolidierte Dämme abgetrennt, wurden vor allem feinkörnige Hochflutsedimente abgesetzt, die von 2 weiteren Bodenbildungsphasen (Phasen 3 und 4) überprägt wurden. Diese Pedogenesen liegen im Detailprofil als Auen(kalk)gley (Straten Obb 14 bis 16) und als Auengley – Pseudogley (Straten Obb 17 bis 19) vor. Als später Sandschüttungen aus nordöstlicher Richtung über die Aue im Bereich des Aufschlusses griffen, fand vermutlich keine terrestrische Bodenbildung mehr statt. Bis zum Top der Grube (auf 460 m ü. NN im Südosten) wurde nun überwiegend fluviatil sedimentiert.

4.3 Puttenhausen

Ziegeleigrube TK 7336, (RW 83375 HW 86 50)

Am Talrand der Abens zwischen Puttenhausen und Mainburg streicht eine mächtige Mergelabfolge aus, die seit langem an verschiedenen Stellen als Ziegelrohstoff ausgebeutet wird. Eine erste Beschreibung dieser Schichten einschließlich einer geologischen Aufnahme des Mainburger Hügellandes erfolgte durch GREGOR (1969). Er bezeichnete die Abfolge nach einer Ziegeleigrube bei Aufhausen als „Aufhauser Ton". Eine zusammenfassende Interpretation der OSM-Lithologie und -Stratigraphie im Mainburger Raum erfolgte durch UNGER (1982), der den „Aufhauser Ton" als „Produkt einer Rinnenbildung" deutete.

Zur Zeit wird das rohstofftechnisch verwertbare Material am Ortsrand von Puttenhausen für das Ziegelwerk der Firma Leipfinger-Bader (Verband Unipor) direkt neben dem Werksgelände abgebaut (siehe Abb. 30). Im Rahmen unseres Forschungsvorhabens war insbesondere das eventuelle Vorkommen von tertiären Paläoböden in der aufgeschlossenen Profilabfolge von Interesse.

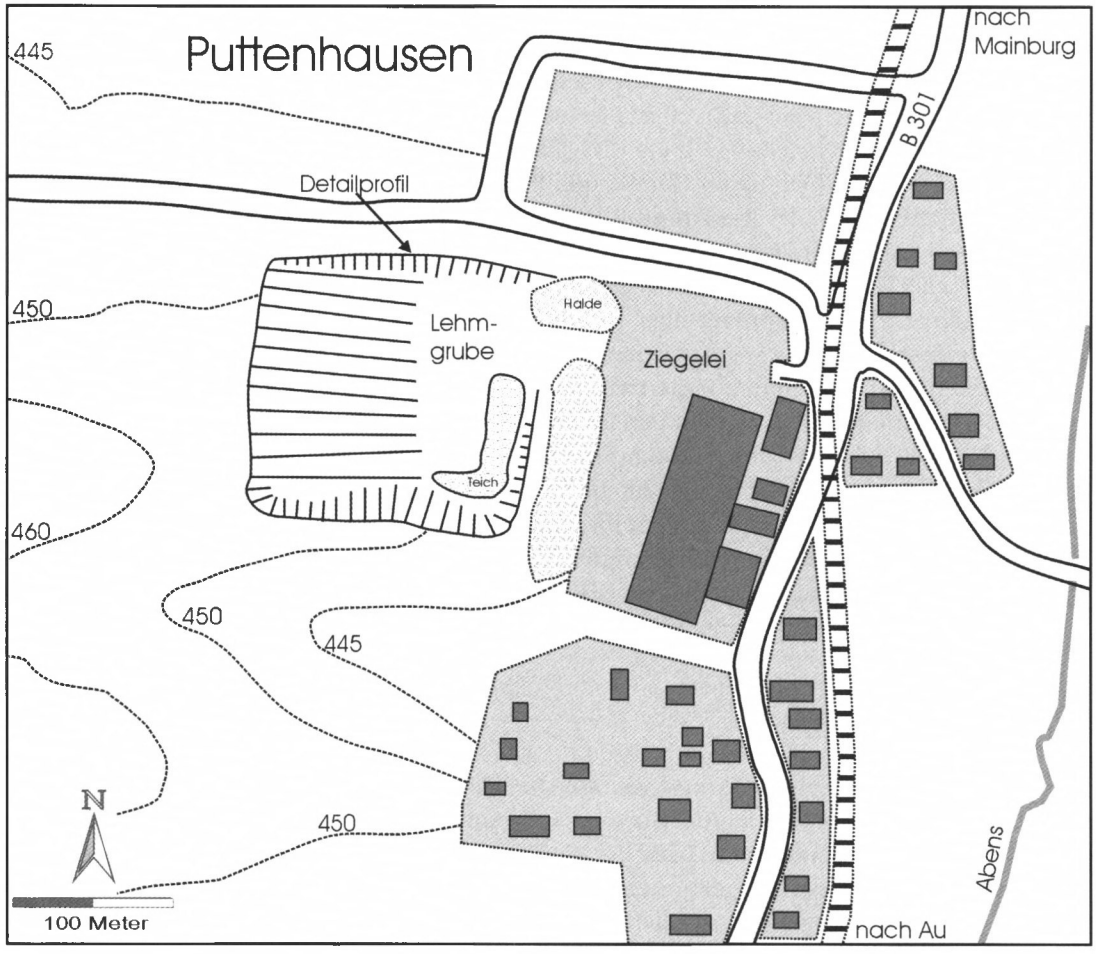


Abb. 30: Lageskizze der Ziegeleigrube Puttenhausen

4.3.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick

Im Mainburger Raum stellen die Puttenhauser Mergel (= Aufhauser Ton) die älteste im Gelände oberflächlich ausstreichende lithologische Einheit dar. Nach FAHLBUSCH & WU (1981) ist diese mehrere Zehnermeter mächtige, überwiegend feinklastische Abfolge stratigraphisch der Grenze Unter-/Mittelmiozän zuzuordnen. Die Oberfläche des Puttenhauser Mergels besitzt eine weiträumig wellige Struktur, die in der Ziegeleigrube Leipfinger-Bader bis auf ca. 445 m ü. NN Geländehöhe reicht und nördlich von Aufhausen bei Mainburg bis ins Talniveau der Abens (auf ca. 420 m ü. NN) abfällt. Dieses Oberflächenrelief resultiert in erster Linie aus einem großen System W- bis SW-gerichteter fluviatiler Erosionsrinnen, die wahrscheinlich auf tektonischen Aktivitäten des Landshut-Neuöttinger Hochs beruhen. Die Füllung dieser Erosionsrinnen erfolgte durch mittel- bis grobkörnige Schotter eines „braided river"-Systems, welche stratigraphisch der basalen nördlichen Vollschotter-Abfolge (im 3 Sedimentationszyklus nach HEISSIG 1997) zuzuordnen sind. Zusammen mit quartären Deckschichten (Lößlehm und Fließerden) bilden diese Grobklastika das Hangende der Schichtenfolge bei Puttenhausen.

4.3.2 Übersicht über die Lithologie des Gesamtaufschlusses

Das Gesamtprofil der Grube Puttenhausen setzt sich aus einem Stapel von überwiegend feinkörnigen Ablagerungen mit über 20 m Gesamtmächtigkeit zusammen. Im nördlichsten Teil des in N-S Richtung etwa 150 m breiten Geländeeinschnittes dominieren schluffige bis tonige, graue bis bunte Mergel, deren Genese und Paläoböden hier eingehend behandelt werden. Im mittleren Abschnitt des Gesamtprofils sind zwischen Mergel in unterschiedlichen Höhenlagen kleinere, Dezimeter bis Meter mächtige Sandkörper eingeschaltet. Sie liegen teils als kleine flache Erosionsrinnen vor, teils breiten sie sich als flache Sanddecken in mehreren Zehnermetern Breite konkordant über Liegendschichten aus. Aus diesen meist feinkörnigen Sanden, die lokal Aufarbeitungslagen mit kleinen Mergelgeröllchen und umgelagerten Karbonatkonkretionen enthalten, konnten zahlreiche Wirbeltierreste geborgen werden. Die Cricetiden dieser Fundlokalität wurden bereits von WU (1982) untersucht und beschrieben.

Im südlichsten Abschnitt des Aufschlusses überwiegen sandige Sedimente. Auf Schluffmergel an der Basis folgen trogschräggeschichtete Sande bis Kiessande einer größeren Rinnenabfolge. Nach Norden zu sind in verschiedenen Höhenlagen schichtungsfreie Schluff- und Sandkörper eingeschaltet. Der Übergangsbereich zum nördlichen Profilabschnitt lässt sich geologisch nicht eindeutig erschließen, da die starke Wasserzügigkeit der eingeschalteten Sandschichten zu Hangrutschungen führt.

4.3.3 Beschreibung des Detailprofils

Für die sedimentologische und bodenkundliche Detailuntersuchung eines 9m hohen Abschnitts der Gesteinsabfolge legten wir am Nordrand der Grube ein zweiteiliges Profil frei (vergl. Tafel 13: Hangendteil Pu 1 bis Pu 12, Liegendteil Pu(b) 1 bis Pu(b) 14). Bei der anschließenden Profilansprache ließen sich insgesamt 30 aufeinander folgende Straten ausscheiden, welche in der Regel insbesondere aufgrund ihrer auffälligen und wechselhaften Substratfarben mit zum Teil bunter Marmorierung gut differenzierbar waren (siehe Abb. 32 und Abb. 33).

Wir konnten in der Abfolge mehrere Farbsequenzen feststellen, die jeweils von überwiegend grauen bis graublauen Basislagen bis hin zu bunt marmorierten, rötlichen und/oder beige-braunen Hangendlagen reichten. Es handelte sich um die Sequenzen Pu(b) 1 bis Pu(b) 6, Pu(b) 9 bis Pu(b) 14 sowie Pu 4 bis Pu 7. In diesen Profilabschnitten war jeweils auch eine Abnahme der Korngrößen vom Liegenden zum Hangenden zu beobachten. Besonders deutlich war dieser Effekt in Pu 4 bis Pu 7, wo sich die Körnung stufenweise von mittel schluffigem Sand (Pu 4) bis zu stark tonigem Schluff und schluffigem Ton verfeinert. Innerhalb der 3 genannten Farb- und Korngrößensequenzen war auch hinsichtlich der Makrogefügeformen eine jeweils ähnlich verlaufende Veränderung zum Hangenden hin erkennbar. Während beispielsweise Pu(b) 9 ein überwiegend geogenes Kohärentgefüge besaß, waren die Straten ab Pu(b) 10 bis Pu(b) 14 zunehmend stärker polyedrisch aggregiert. Zwischen den erwähnten 3 Stratensequenzen traten weitere Einzellagen (Pu(b) 8) und Kleinsequenzen (Pu 2 bis Pu 3) in der Profilabfolge auf: Als gemeinsames Merkmal besaßen sie jeweils eine erosive Grenze zum Liegenden wie auch zum Hangenden. Es handelt sich infolgedessen wahrscheinlich um mehr oder minder stark verkürzte Erosionsrelikte, die bankartig in den Sedimentstapel eingeschoben sind. Gleichwohl waren auch diese Straten durch Grobpolyederaggregierung, Bioturbation und Rostabsätze erkennbar pedogen geprägt.

Als weiteren interessanten Profilabschnitt fassten wir die Hangendlagen Pu 8 bis Pu 11 zusammen, da sie insgesamt relativ feinkörnig waren (Tongehalte jeweils über 20% und Sandgehalte unter 10%) und offenbar pedogene Beeinflussung aufwiesen. Dem von den Aggregataußenbereichen her grau marmorierten, grobpolyedrisch aggregierten Stratum Pu 8 folgte die polyedrisch aggregierte, schwach marmorierte bräunliche, ockerfarbene und rötliche Lage Pu 9. In Pu 10 und Pu 11, zwei polyedrisch aggregierten Straten, dominierten in den Aggregatinnenbereichen der Marmorierung vor allem olive bis gelbolive Farben. In Pu 12 fanden sich auch kleine knöllchenförmige Karbonatkonkretionen sowie dunkle, Corgreiche Einschlüsse. Zwischen Pu 9 und Pu 10 war im Profil ein linsenförmiges Stratum mit Polyederaggregierung eingeschoben, welches insbesondere aufgrund seiner ziegelroten Farbe weithin auffiel.

Die Hangendlage Pu 12, ein hellgrau und im Aggregatinneren gelbbraun marmorierter, stark toniger Schluff, war insgesamt nur schwach pedogen überprägt und wies neben einer subpolyedrischen Aggregierung noch Reste eines ehemaligen geogenen Schichtgefüges auf.

4.3.4 Korngrößenfraktionierung

Pu(b) 9 und Pu(b) 9 B stellen mit jeweils ca. 60% Sand und nur ca. 6% Ton die grobkörnigsten Straten des Profils dar. Sehr hohe Tonanteile von 32 bzw. 47% weisen demgegenüber die Lagen Pu(b) 14 und Pu 7 (schwach schluffige Tone) auf. In der Körnung der Stratenabfolge zeichnen sich die bereits erwähnten übereinanderfolgenden „fining upward"-Sequenzen ab: Pu(b) 1 bis Pu(b) 6, Pu(b) 9 bis Pu(b) 14 und Pu 4 bis Pu 7. Für die übrigen Straten lassen sich keine gerichteten Korngrößenentwicklungen erkennen (vergl. Tabellen 13 und 14).

Die Anteile an Skelett in den Substraten sind insgesamt sehr gering, wenn man von leicht karbonatisch verfestigten Sedimentpartien absieht, welche bei der Laboraufbereitung zu Feinerde zerfallen. Skelett in Form von Geröllen fehlt gänzlich. Die Skelettanteile aus Fossilresten (Knochensplitter, Schneckenschalen etc...), die in den Straten Pu(b) 1, Pu(b) 14, Pu 9 sowie in der roten Linse auftreten, weisen Gehalte < 5% auf. Skelett aus sekundären knolligen Karbonatkonkretionen im mm- bis cm-Größenbereich enthalten die Lagen Pu 10 (unter 10% Gewichtsanteile) und Pu 11 (unter 5% Gewichtsanteile).

Stratum	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Sand
Pu (b) 14	32	34	27	5	2
Pu (b) 13	22	28	35	13	2
Pu (b) 12	26	21	30	10	3
Pu (b) 11	19	24	31	20	5
Pu (b) 10	9	16	27	28	20
Pu (b) 9B	6	10	14	12	58
Pu (b) 9	6	8	13	13	60
Pu (b) 8	20	29	33	13	5
Pu (b) 7	22	33	35	9	1
Pu (b) 6	31	37	29	3	< 1
Pu (b) 5	30	36	30	3	1
Pu (b) 4	31	35	27	5	2
Pu (b) 3	29	35	30	6	< 1
Pu (b) 2	30	33	29	4	4
Pu (b) 1	25	30	31	11	3

Tab. 13: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt

Stratum	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Sand
Pu 12	17	28	38	16	1
Pu 11	24	33	34	7	2
Pu 10	23	32	34	9	2
Pu 9	26	24	34	6	10
Pu 8	27	31	26	6	10
Pu 7	47	32	15	0	6
Pu 6	19	24	25	16	16
Pu 5A	34	29	15	10	12
Pu 5B	13	17	22	18	30
Pu 4B	10	14	21	19	36
Pu 4A	5	10	18	14	53
Pu 3	11	17	27	19	26
Pu 2	23	33	32	10	2
Pu 1	52	30	13	3	2

Tab. 14: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt

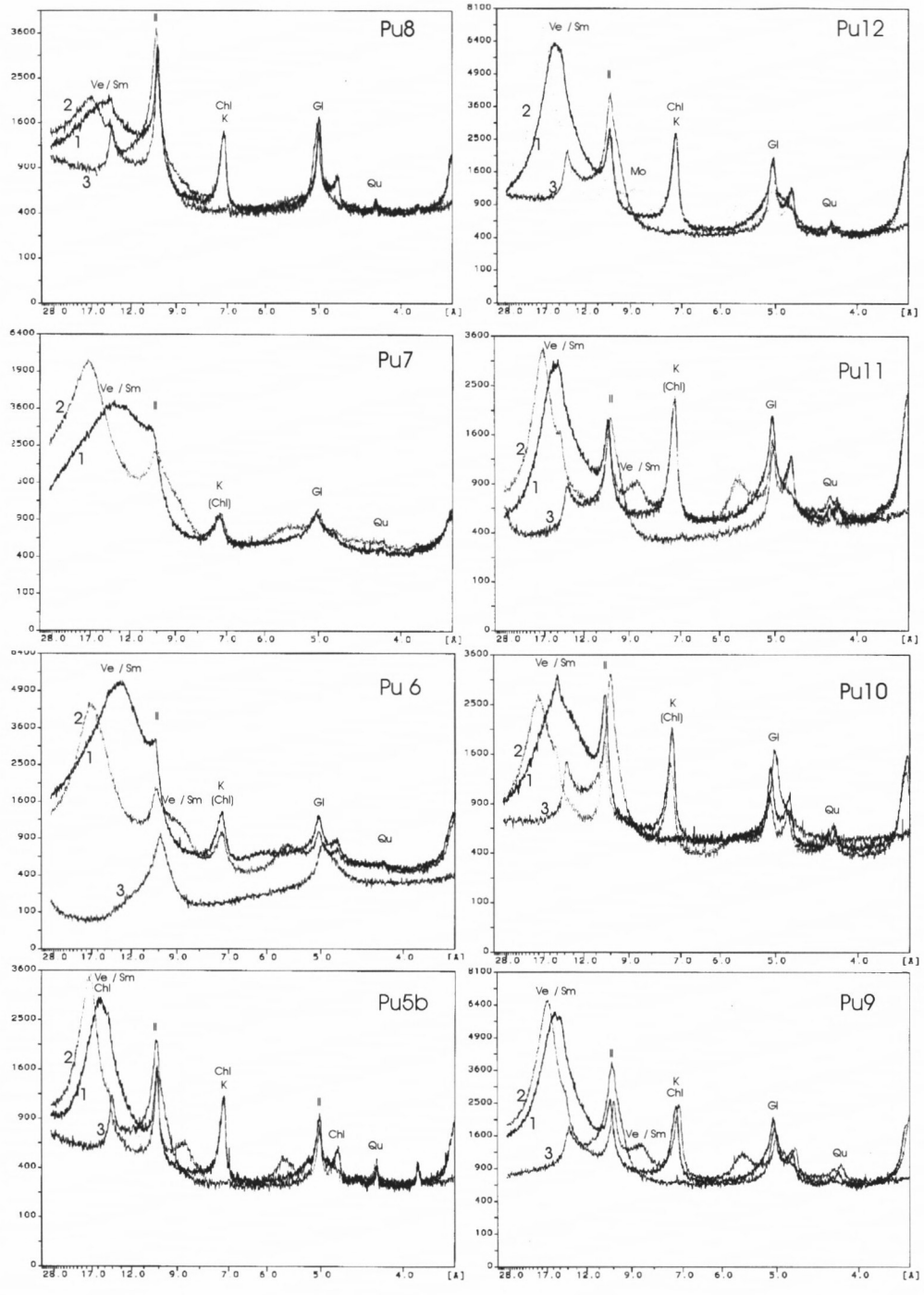


Abb. 31

Abb. 31: Ausgewählte Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion im Detailprofil Puttenhausen
1 = lufttrocken, 2 = glykolbehandelt, 3 = auf 550°C erhitzt
Sm = Smektit, Ve = Vermikulit, I = Illit, Ml = Mixed-layer-Struktur,
K = Kaolinit, Ch = Chlorit

4.3.5 Mineralbestand

In den Röntgenübersichtsaufnahmen ausgewählter Feinerdeproben der Lagen Pu 5 bis Pu 13 erkennt man Reflexfolgen, die Quarz, verschiedenen Tonmineralen, Illit/Muskowit, sowie Feldspat zuzuordnen sind.

Die Untersuchung des Tonmineralbestandes mit Hilfe von Texturpräparaten der Fraktion < 2 µm (vergl. Abb. 31) ergab eine Dominanz von Illit, Vermikulit/Smektit und Illit – Vermikulit/Smektit-Wechsellagerungen neben Kaolinit und Chlorit. Während Chlorit in Pu 5, 6 und 7 nur in Spuren als schwacher Reflex auftritt, sind deutliche Chloritreflexe ab Pu 8 bis Pu 12 zu beobachten.

4.3.6 Chemische Eigenschaften

Die Tabellen 15 und 16 zeigen die röntgenfluoreszenzanalytisch ermittelten Elementgesamtgehalte der Feinerde in den beprobten Lagen. Die bereits erwähnten 3 aufeinanderfolgenden „fining upward"-Sequenzen spiegeln sich auch in den Anteilen an Silizium und Aluminium wider, wobei Silizium vor allem mit den Sand- und Schluffanteilen und Aluminium mit den Tonanteilen positiv korreliert. Calzium ist häufig als sekundär gefällter Karbonatzement im Substrat gebunden.

Die Karbonatgehalte der Feinerde reichen von 13 g/kg (karbonathaltig) in Pu (b) 6 bis 576 g/kg in Pu 5 B (sehr karbonatreich, vergl. Tabellen 17 und 18). Die pH-Werte liegen einheitlich im schwach alkalischen Bereich. Die Gehalte an Eisen (Gesamteisen und dithionitlösliches Eisen) und Phosphor steigen im wesentlichen mit zunehmenden Tongehalten an. Für die Gesamtschwefelgehalte ergibt sich dagegen keine klare Korrelation zur Korngrößenverteilung oder zum Mineralbestand. Die dunklen, humosen Lagen Pu(b) 4, Pu 3, Pu 5A und Pu 10 sowie die rote Linse (Pu r. L.) zeichnen sich durch erhöhte Corg.-Gehalte aus.

Stratum	**Si**	**Al**	**Fe**	**Mn**	**Ti**	**Ca**	**Mg**	**K**	**P**
g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg
Pu (b) 14	149	101	66	0,4	4,9	45	39	32	1,2
Pu (b) 13	177	79	51	1,5	3,7	191	53	25	1,7
Pu (b) 12	238	98	68	0,6	4,8	66	40	29	1,1
Pu (b) 11	231	87	58	0,6	4,6	104	39	27	1,2
Pu (b) 10	248	84	35	0,5	4,9	89	51	27	1
Pu (b) 9b	292	61	25	0,4	4,3	79	43	19	0,8
Pu (b) 9	283	70	28	0,4	4,4	74	44	22	0,8
Pu (b) 8	203	88	39	1,2	4,6	142	60	27	1,1
Pu (b) 7	194	89	51	1,2	4,3	139	64	27	1,1
Pu (b) 6	267	119	67	0,3	5,3	9	23	35	0,4
Pu (b) 5	257	111	76	0,3	5,2	24	26	35	1
Pu (b) 4	204	94	60	1,2	4,2	124	46	28	1,4

Stratum	Si	Al	Fe	Mn	Ti	Ca	Mg	K	P
g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg
Pu (b) 3	201	95	59	1,3	4,2	130	45	28	1,1
Pu (b) 2	275	101	62	0,4	4,7	29	24	32	0,7
Pu (b) 1	255	97	45	0,5	4,0	86	27	25	1

Tab. 15: Elementgesamtgehalte der Feinerde im Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt – Ergebnisse der RFA

Stratum	Si	Al	Fe	Mn	Ti	Ca	Mg	K	P
g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg
Pu r. L.	214	102	71	0,9	4,6	115	27	26	4,3
Pu 12	230	110	54	0,8	5,4	85	36	31	0,9
Pu 11	242	120	73	0,5	5,6	34	30	32	0,7
Pu 10	222	111	76	0,8	5,3	68	35	30	1,1
Pu 9	187	95	62	1,2	4,1	167	31	27	1,6
Pu 8	277	95	54	0,35	5,3	47	19	33	0,5
Pu 7	185	68	38	1,5	3,4	244	22	24	1,8
Pu 6	255	83	48	0,6	4,9	93	30	27	1,4
Pu 5A	171	52	27	2,5	3,2	301	24	17	2
Pu 5B	261	66	30	1,1	5,1	124	34	22	1,1
Pu 4B	285	71	31	0,4	5,2	76	36	22	0,9
Pu 4A	300	66	28	0,4	5,2	61	35	21	0,8
Pu 3	211	79	37	1,5	4,3	161	45	26	1,3
Pu 2	210	90	55	0,6	4,6	91	63	28	1,1
Pu 1	198	86	55	0,7	3,7	119	75	26	1,4

Tab. 16: Elementgesamtgehalte der Feinerde im Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt – Ergebnisse der RFA

Stratum	pH-Wert ($CaCl_2$)	Karbonat-gehalt	C org.	Schwefel	Dithionit-Mn / Al / Fe		
Maßeinheit		g/kg	g/kg	mg/kg	g/kg		
Pu (b) 14	7,4	155	1	13	0,1	1,1	21,9
Pu (b) 13	7,4	434	1	31	0,4	1,3	24,7
Pu (b) 12	7,5	191	3,7	27	0,3	1,6	29,5
Pu (b) 11	7,4	253	5,6	34	0,3	1,4	24,6
Pu (b) 10	7,4	284	4,5	8	0,1	0	1,5

Stratum	pH-Wert ($CaCl_2$)	Karbonat-gehalt	C org.	Schwefel	Dithionit- Mn / Al / Fe		
Maßeinheit		g/kg	g/kg	mg/kg	g/kg		
Pu (b) 9B	7,3	267	2,7	26	0,1	0,1	2,6
Pu (b) 9	7,4	247	1,6	13	0,1	0	1
Pu (b) 8	7,5	394	2,3	46	0,3	0,2	4,7
Pu (b) 7	7,4	400	2,4	47	0,4	1,1	18,4
Pu (b) 6	7,3	13	1,4	68	0,1	0,8	16,7
Pu (b) 5	7,4	48	2,6	60	0,1	1,3	26,2
Pu (b) 4	7,5	96	31,8	69	0,3	0,9	30,85
Pu (b) 3	7,5	330	3,9	8	0,5	1,6	28,9
Pu (b) 2	7,5	43	3,5	31	0,1	0,5	11,2
Pu (b) 1	7,5	220	0	27	0,1	0,3	2,2

Tab. 17: Reaktion sowie Gehalte an Karbonaten, organischem Kohlenstoff, Schwefel und Eisen der Feinerde des Profils Puttenhausen – Liegendabschnitt

Stratum	pH-Wert ($CaCl_2$)	Karbonat-gehalt	C org.	Schwefel	Dithionit-lösliches Mn / Al / Fe		
Maßeinheit		g/kg	g/kg	g/kg	g/kg		
Pu r. L.	7,4	259	28,6	13	0,3	2,3	51,2
Pu 12	7,4	228	2,6	26	0,4	0,8	17
Pu 11	7,4	122	0	23	0,3	2,0	37,1
Pu 10	7,4	75	14,8	24	0,5	2,5	47,2
Pu 9	7,5	372	0,8	26	0,4	1,9	36,1
Pu 8	7,2	127	0	80	0,1	0,4	9,3
Pu 7	7,4	487	0	50	0,2	0,5	10,9
Pu 6	7,5	255	0	31	0,3	0,7	15,7
Pu 5A	7,5	336	27,9	12	0,2	0,2	6,3
Pu 5B	7,5	576	0	57	0,5	0,2	2,1
Pu 4B	7,4	253	0	40	0,1	0,1	1,5
Pu 4A	7,4	232	0	24	0,1	0,1	1,8
Pu 3	7,5	419	36,5	5	0,4	0,4	9,8
Pu 2	7,3	353	0	50	0,2	1,2	22,6
Pu 1	7,3	421	0	66	0,3	1,6	28,4

Tab. 18: Reaktion sowie Gehalte an Karbonaten, organischem Kohlenstoff, Schwefel und Eisen der Feinerde des Profils Puttenhausen – Hangendabschnitt

4.3.7 Ergebnisse der Anschliff- und Dünnschliffuntersuchungen

Die von verschiedenen Lagen des Profils hergestellten Anschliffe (Tafeln 14 und 15) ergaben wichtige Informationen hinsichtlich Makrogefüge, Wühlstrukturen, Hydromorphiemerkmalen und der Verteilung von Komponenten der Skelettfraktion im Substrat. Die in den abgebildeten Anschliffen besonders auffälligen Merkmale sowie kurze Horizontcharakterisierungen der beprobten Lagen sind in den Tafelerläuterungen und im folgenden Abschnitt wiedergegeben.

Mit Hilfe von Dünnschliffen ausgewählter Lagen (Tafeln 16 und 17) konnten insbesondere mikrostrukturelle Einheiten wie Hohlraumfüllungen, Wurzelspuren, verschiedene Typen von Wühlgängen und Tierkot (fecal pellets, vergl. RETALLACK 1990, 1997) identifiziert werden. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind ebenfalls in den Tafelerläuterungen sowie im folgenden Abschnitt aufgeführt.

4.3.8 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung im Detailprofil

Die Sedimente des Detailprofils von Puttenhausen sind zweifelsfrei als Auenhochflutablagerungen (floodplain deposits) anzusprechen. Fluviatile sandige Rinnensedimente fehlen, sind jedoch etwa 50 m südlich in die Hochflutsedimentabfolge eingeschaltet.

Spuren fossiler Bodenbildung lassen sich bereits in den Liegendstraten Pu(b) 1 und Pu(b) 2 erkennen (siehe Abb. 32). Aufgrund der Rostflecken auf den Aggregatoberflächen und der Grobpolyederaggregierung des Substrats (Go-Cv Merkmale) könnte es sich um Reste eines Auengleys handeln, dessen Oberboden der auf die Bodenbildungsphase folgenden Erosion zum Opfer fiel. Die erhaltenen Lagen sind nur schwach pedogen überprägt und von cm- bis dm-langen Stopf- und Röhrenstrukturen bioturbiert. An Fossilresten finden sich auch einige Bruchstücke von Schneckenschalen.

Auf Pu(b) 2 wurde in der Folgezeit eine „fining upward"-Sequenz von Hochflutlagen (Pu(b) 3 bis Pu(b) 6) geschüttet, deren Auflandung wahrscheinlich synsedimentär von einer weiteren Auengleybildung begleitet wurde. Pu(b) 4 ist als stellenweise humoser Horizont zwischengeschaltet. Der ursprüngliche Abschluss dieses Zyklus wurde vermutlich ebenfalls erodiert. Die pedogenen Merkmale dieser Sequenz bestehen vor allem aus einem gut entwickelten Polyedergefüge des Substrats, wobei die Größe der Gefügeelemente nach unten hin zunimmt, und aus der unterschiedlich bunten Eisenfleckung der Lagen. Als schwache Grundwassercalcrete, d.h. Kalkfällung im Bereich eines schwankenden oberen Grundwassersaums deute ich die im Substrat der Lagen Pu(b) 3 bis Pu(b) 4 eingelagerten mm- bis cm-großen, dichten, beigebraunen Karbonatkonkretionen. Daneben gibt es in den Straten Pu(b) 3 bis Pu(b) 6auch Anzeichen für saisonales Trockenfallen in Form von schwacher bis deutlicher Rubefizierung, insbesondere in Pu(b) 5. Etwas rötlicher Hämatit findet sich dort in Rostflecken um ehemalige Grobporen wie Trockenrisse und Wurzelspuren.

Lage Pu(b) 7 repräsentiert eine kurzfristige, pedogen kaum beeinflusste, kurze Stillwasserphase (aCv) in der Aue. Das Anschliffbild des Substrats (siehe Tafel 14 F) zeigt geogene Feinschichtungsstrukturen, die nur von einigen mm-großen Grabgängen (meniscate burrows) durchzogen werden. Das geringmächtige Stillwassersediment wurde anschließend von den 0,8 m dicken Hochflutlagen Pu(b) 8 überdeckt, die wahrscheinlich einen schwach entwickelten GorCv-Horizont mit Grobpolyederaggregierung eines weitgehend erodierten Solums beinhalten.

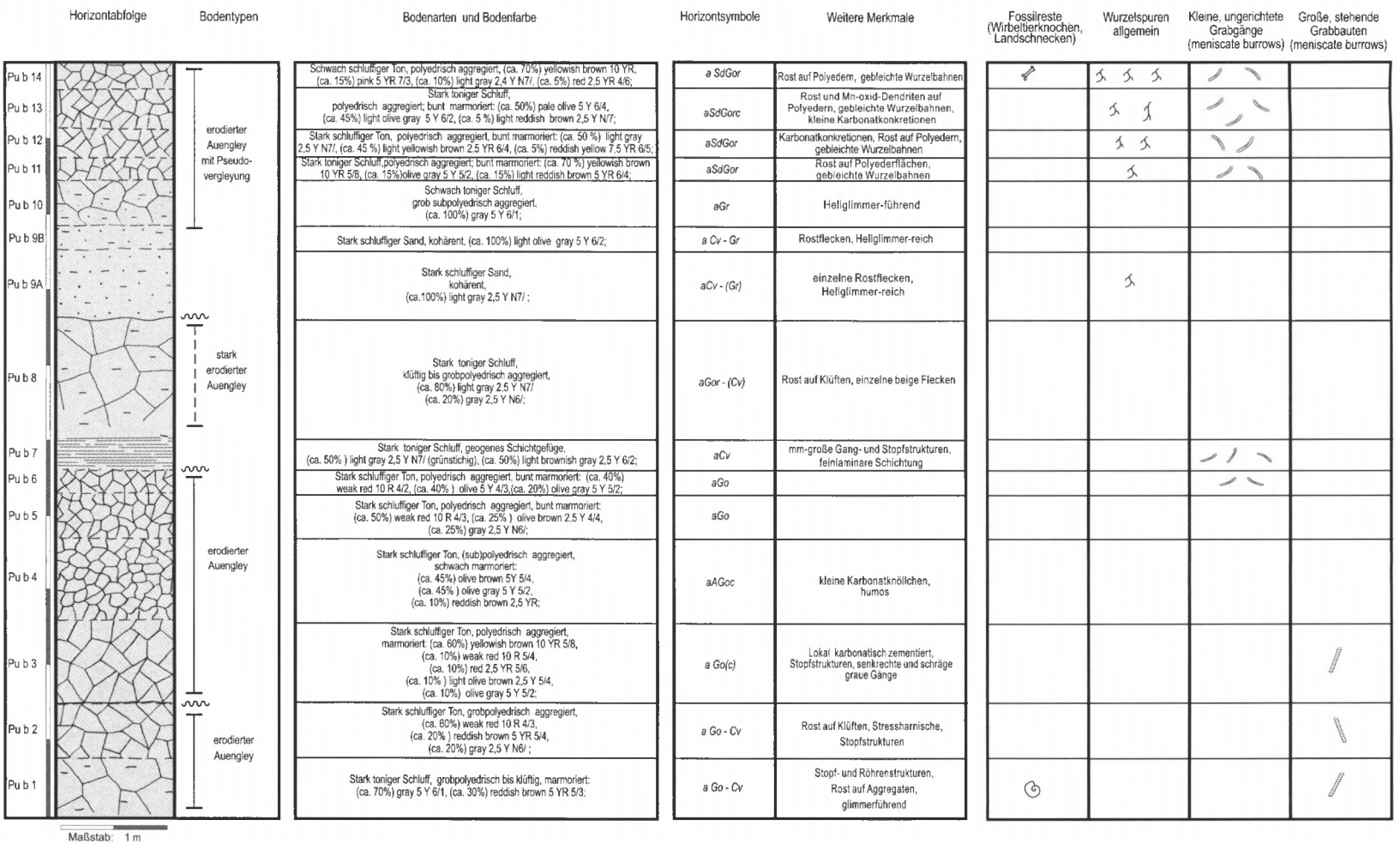


Abb. 32: Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt

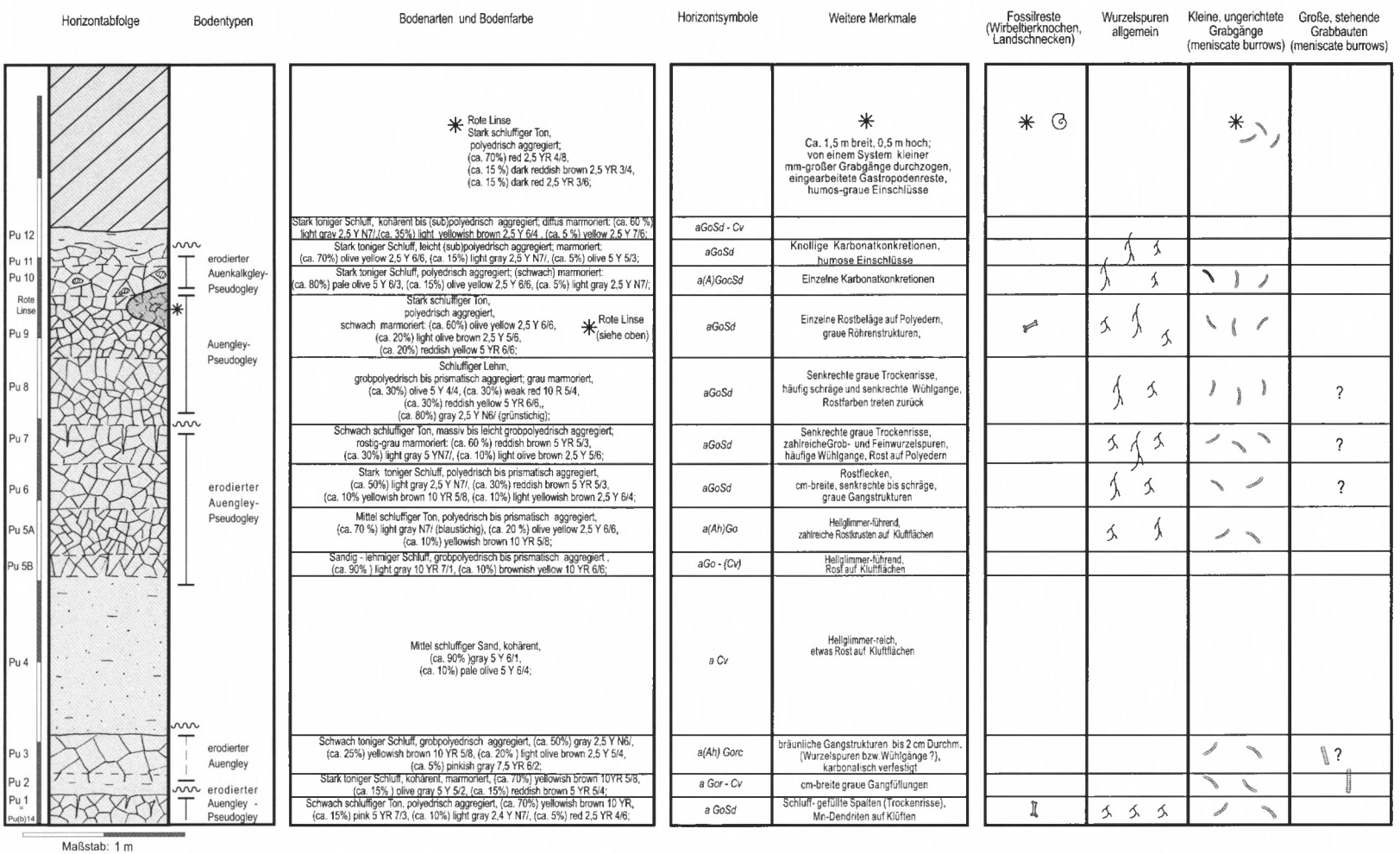


Abb. 33: Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnit

Über einer ausgeprägt erosiven Grenze folgt eine neue, granulometrisch deutlich abgesetzte „fining upward"-Sequenz (Pu(b) 9 bis Pu(b) 14) aus schwach schluffigem Sand bis schwach schluffigem Ton. Die basalen sandreichen Lagen Pu(b) 9a und b lassen sich außerhalb des Detailprofils in südlicher Richtung mit flachen „channel fills" parallelisieren, die möglicherweise von einem Dammbruchereignis eines mehrere hundert Meter südlich bzw. südöstlich gelegenen Flusssystems herrühren könnten. Ab Lage Pu(b) 10 scheint sich mit dem Rückgang der Sandgehalte im Hochflutsediment auch das hydrodynamische Milieu in der Aue wieder normalisiert zu haben, so dass bei saisonalen Überschwemmungen nur dünne Hochflutlagen sedimentiert wurden; sie konnten im Laufe der Zeit intensiver pedogen überprägt werden. Die in den Lagen Pu(b) 10 bis Pu (b) 14 (= Pu 1 im Profilteil 2) enthaltenen Merkmale von Grund- und Stauwasserböden wie Rostabsätze auf Polyederflächen (Gor), bleiche Aggregatoberflächen und kleine Fe-Konkretionen (Sd), Polyedergefüge (Sd und Gor) neben Spuren starker Durchwurzelung und Bioturbation sowie Fossilreste (Knochensplitter in Pu(b) 14) machen die polygenetische Bildung eines Auengley – Pseudogleys wahrscheinlich (siehe Abb. 32).

Die Lagen Pu 2 und Pu 3 lassen sich als Gor – Cv und a(Ah)Gor(c) Horizonte eines stark erodierten Auengleys interpretieren (siehe Abb. 33). Mit dem auf die Pedogenese von Pu 2 und 3 folgenden Erosionsereignis war möglicherweise kausal die Auflandung der 1 m dicken Hochflutsandlage Pu 4 gekoppelt. Mit dieser stark von geogenen Merkmalen geprägten Schicht (Cv) setzte eine größere „fining upward" Sedimentationssequenz ein, die bis zum schwach schluffigen Ton von Pu 7 reicht. Bei wahrscheinlich geringen Sedimentationsraten konnte nach der Auflandung von Pu 5 bis Pu 7 intensive Pedogenese stattfinden, wobei unter wechselnden Grund- und Stauwassereinflüssen, unterbrochen von saisonalen Trockenphasen, ein Auengley – Pseudogley Solum entstand. Innerhalb dieser Stratenabfolge nehmen von oben nach unten die Reduktions- und Bleichungszonen deutlich zu, während die Rubefizierungsbereiche zurückgehen und in Pu 5 fehlen. In Pu 5 sind die Aggregate (Prismen und Polyeder) von Rostabsätzen (Go) überzogen, während sie in Pu 6 und 7 gebleicht sind (Sd). Das Substrat der Lagen Pu 5 bis Pu 7 enthält darüber hinaus Wurzel- und Wühlspuren.

Die Bodenentwicklung endete mit schwacher Erosion, die wahrscheinlich nur den Oberboden entfernte. Darauf wurde über einen längeren Zeitraum die relativ ähnlich gekörnte Stratenfolge Pu 8 bis Pu 11 abgesetzt, die zwei Auengley – Pseudogley-Entwicklungen (Pu 8 und Pu 9 sowie Pu 10 und Pu 11) beinhaltet. Während im polyedrisch aggregierten, stark durchwurzelten und bioturbierten Substrat von Pu 9 farblich beige-braune Töne überwiegen, nehmen in Pu 8 die Bleichungszonen in der Marmorierung deutlich zu. Infolge dieser Bleichung zeichnen auch Wurzelspuren deutlicher.

Eine plausible Deutung für die Entstehung der als „rote Linse" (Pu r.L.) bezeichneten ziegelroten Sedimentverfärbung von etwa 1,5 m Breite und ca. 0,5 m Höhe im Hangendbereich von Pu 9 konnte erst durch Dünn- und Anschliffuntersuchungen des Substrats gefunden werden. Erste Interpretationsversuche im Gelände brachten den Befund mit einer lokalen Verziegelung des Sediments, etwa infolge eines Baumbrandes in Verbindung. Zur Diskussion stand auch die Zusammenschwemmung verziegelten Bodensubstrats nach einem Waldbrand. Die mikroskopischen Untersuchungen an Dünn- und Anschliffpräparaten machen jedoch eine weitere Deutung wahrscheinlich: Wie in den Schliffbildern E bis H von Tafel 16 gut zu erkennen, ist der stark schluffige Ton von zahlreichen kleinen Gangstrukturen durchzogen, die teilweise mit karbonatischem Sparit zementiert sind, zum Teil aber auch Verfüllungen von Sediment und humosen Bestandteilen aufweisen. Bei stärkerer Vergrößerung erscheinen im Inneren dieser Sedimentfüllungen kleine runde bis ovale, bunt zusammengesetzte Sedi-

mentbällchen, die von ehemaligem Tierkot (fecal pellets) herrühren könnten. Berücksichtigt man zudem das verzweigte biogene Porensystem, so ist eine Interpretation als Wohnbau individuenreicher, kleiner Bodentiere, wie beispielsweise Termiten oder Ameisen in Betracht zu ziehen (vergl ROHR et al. 1986 und HASIOTIS & BOWN 1992 b). Die durch das offene Grobporensystem eines „Ameisenbaus" bewirkte kontinuierliche Belüftung im Boden könnte zur Hämatitbildung und Rotfärbung des tonreichen Substrats geführt haben.

Im Hangenden der „roten Linse" folgen zwei weitere Straten, Pu 10 und Pu 11, die ebenfalls pedogen überprägt sind und eine Fortsetzung der Auengley – Pseudogleybildung im Liegenden darstellen. Sie sind schwächer polyedrisch aggregiert, von gebleichten Wurzelbahnen durchzogen (Sd) und stellenweise stark bioturbiert. Farblich dominieren in der Marmorierung beigebraune und graue Farbtöne. Im Substrat eingelagerte kleine knollige Karbonatkonkretionen rühren möglicherweise von einer Grundwassercalcrete her. Mit dem Hochflutabsatz von Pu 12, einem nur schwach pedogen beeinflussten, kohärenten Stratum (GoSd – Cv) enden die Bodenbildungen im Detailprofil und darüber hinaus in der gesamten Hangendabfolge der Puttenhauser Mergel (siehe Abb. 33).

4.3.9 Modellvorstellung zu Landschaftsgeschichte im Gesamtaufschluß Puttenhausen entlang eines N-S Profils

Im südlichsten Teil der Grube Puttenhausen findet sich eine Abfolge fluviatiler Rinnen (von z.T. mehreren 10er Metern Breite), die überwiegend mit (trog)schräggeschichteten Sanden verfüllt sind. Im jeweiligen Rinnentiefsten liegt stellenweise auch Mittel- bis Feinkies. Die Dynamik dieser im Laufe der Zeit leicht pendelnden Fließgewässer hing wahrscheinlich mit der nördlich davon gelegenen Flussaue, die heute dem mittleren und nördlichen Teil des Aufschlusses entspricht, eng zusammen. Gleichwohl darf angenommen werden, dass für die mächtige Akkumulation von Auesedimenten ein größeres Flusssystem verantwortlich war, welches weiter entfernt lag, während die Rinnen im Grubensüdteil demgegenüber nur eine untergeordnete Rolle (ev. als Auenbäche) spielten. Die in direktem Anschluss an die Rinnenfazies nördlich auftretenden ungeschichteten Schluffe und Feinsande in Wechsellagerung mit schluffig – tonigen Auensedimentabfolgen könnten ihre Entstehung dem wiederholten Aufbau von Uferdämmen verdanken, jenseits derer sich eine „floodplain" entwickelte. Unter stabilen Verhältnissen im Bereich der Uferdämme konnte bei Hochflut nur feinkörniges Sediment (Flußtrübe) in die Aue geschwemmt und abgesetzt werden. Diese Auenlehmakkumulation war begleitet von Bodenbildung vor allem in Stagnationsphasen und Perioden mit geringen Sedimentationsraten. Wie jedoch die zahlreichen sandigen „channel fills" und flache Sanddecken zwischen feinkörnigen Auenablagerungen im mittleren Grubenabschnitt belegen, kam es bei Überschwemmungen mehrfach zu Dammbruchereignissen, in deren Folge Auensedimente bzw. daraus hervorgegangene Auenböden flächig bzw. in Erosionskanälen aberodiert und Sande aufgespült wurden. Unter diesen Bedingungen wurden auch Tierreste (Knochen und Zähne) in den „channels" aufgearbeitet, umgelagert und lokal angereichert.

In der Sedimentabfolge des Detailprofils lässt sich in mehreren übereinander auftretenden „fining upward"-Sequenzen die Intensität der pedogenen Beeinflussung jeweils mit der Körnigkeit des abgelagerten Sediments korrelieren. Pedogene Merkmale wie z.B. Aggregierung, Hydromorphie und Humusanreicherung traten nur in den feinkörnigen Straten auf. Das Fehlen pedogener Merkmale in den sandigen Straten könnte auf den wiederholten extremen Hochwässern einschließlich Dammbruchereignissen beruhen, die jeweils in vermutlich kur-

zer Zeit zu großen sandreichen Sedimentakkumulationen in der Aue führten. Bei erneut normaler Hochflutdynamik in der Folgezeit fand wahrscheinlich überwiegend langsame Feinsedimentablagerung statt, bei der Auenböden im weiteren Sinn entstehen konnten. Daneben beeinflussten möglicherweise auch großräumige Pendelbewegungen von Flussschleifen des übergeordneten, weiter entfernt gelegenen Hauptflusses das Akkumulationsgeschehen in der Aue, die Körnigkeit der Sedimente und letztlich auch die Entwicklung der Auenböden.

4.4 Hemhausen

Mergelgrube TK 7436, (RW 76250 HW 74925)
Der untersuchte Aufschluss liegt inmitten des hügeligen, landwirtschaftlich geprägten Hallertauer Hopfenlandes, am Südrand der kleinen Ortschaft Hemhausen, zwischen Freising und Au/Hallertau. Die Firma Wöhrl aus Berghaslbach gewinnt dort in einer Grube Rohstoffe für die Herstellung von Hintermauersteinen (siehe Abb. 34). Der tiefste Teil des Aufschlusses bei etwa 498 m ü. NN erschließt die Basis der etwa 14 m mächtigen Schluff- und Mergelabfolge.

4.4.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick

Wie Geländeübersichtsbegehungen des Verfassers ergaben, streichen im Hallertauer Tertiärhügelland zwischen den Orten Au, Attenkirchen und Pfaffenhofen um 500 m ü. NN häufig feinklastische Sedimente (Mergel) von mehreren Metern Mächtigkeit im Gelände aus. Im Liegenden treten mittel- bis grobkörnige Tertiärschotter auf, die in einer Reihe von Abgrabungen ausgebeutet werden. Auf den Hügelkuppen bis 520 m ü. NN finden sich überwiegend sandreiche Ablagerungen.

Zur genauen biostratigraphischen Einordnung der Mergelabfolge von Hemhausen fehlen bislang geeignete Fossilfunde. Lithostratigraphische Zeitmarker wie z.B. die Hauptbentonitlagerstätten konnten ebenso wenig eruiert werden. Das Höhenniveau der Mergel (um 500 m ü. NN) korreliert jedoch mit dem im Raum Aichach – Dasing weit verbreiteten Schichtglied der mittelmiozänen Sandmergeleinheit, die nach HEISSIG (1997) den 10. Sedimentationszyklus der Mittleren Serie an der Wende Mittleres – Oberes Baden abschließt. Möglicherweise ist auch die Hemhauser Mergelabfolge Teil jener Sandmergeleinheit, welche sich als weitläufige, ehemals flussbegleitende Auenbildung aus nordöstlicher Richtung über Pfaffenhofen a. d. Ilm bis in die Gegend um Augsburg erstreckt (freundl. mündl. Mitteilung von Prof. Dr. K. HEISSIG).

4.4.2 Beschreibung des Detailprofils der Grube Hemhausen

Von dem über 10 m hoch aufgeschlossenen Profil wurden 2 Abschnitte mit insgesamt 5 m Länge untersucht, welche die wichtigsten Einheiten der lateral relativ einheitlichen Lithologie beinhalten. Von vergleichbaren Sedimentabfolgen in Oberbernbach und Puttenhausen unterscheidet sich Hemhausen insbesondere durch das Fehlen rötlicher Farbtöne. Dagegen finden sich in Hemhausen ebenso wie in Laimering – Lehmberg starke Karbonatausfällungen.

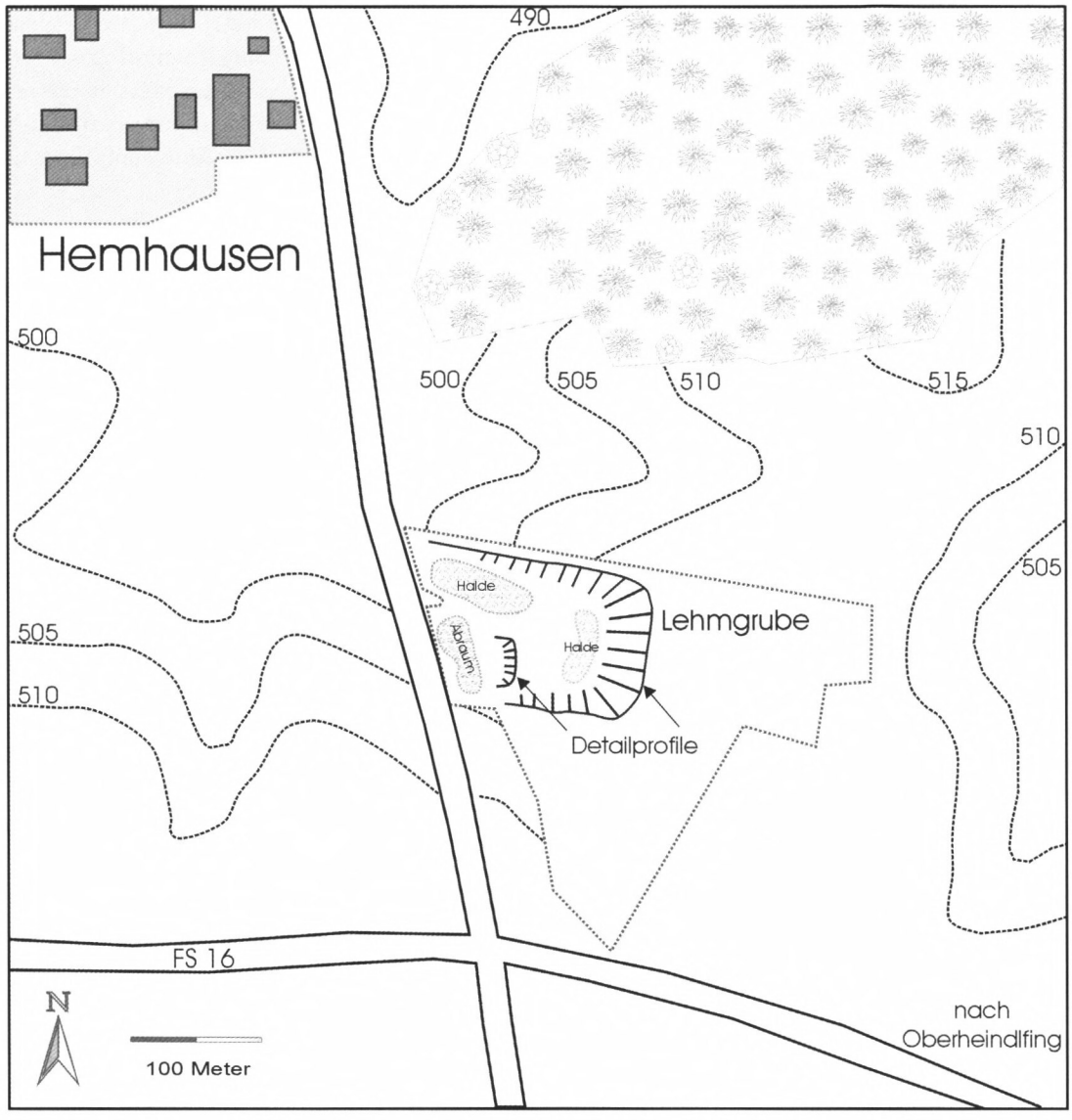


Abb. 34: Lageskizze der Mergelgrube Hemhausen

In einem etwa 2,5 m tiefen Graben unterhalb der Grubenbasisfläche auf ca. 500 m ü. NN legten wir ein erstes, 1,5 m hohes **Basisdetailprofil** oberhalb einer fluviatilen Sand- und Kiesabfolge im Liegenden an (siehe Tafel 19 A). Das Profil ließ sich in 4 Straten gliedern; die Basislage He IV bestand aus einem hell oliven, marmorierten, schwach geschichteten bis massiven, mittel tonigen Schluff, der deutlich sichtbar von zahlreichen Wühlspuren durchzogen war. Stratum He III wies gleichermaßen starke Bioturbationsspuren und eine deutliche Marmorierung auf, besaß jedoch eine plattige bis leicht polyedrische Aggregierung. Darauf folgte eine etwa 0,3 m mächtige, harte, hellgraue Karbonatausfällungslage He II mit kies- bis steingroßen, konkretionären Komponenten, zwischen denen in taschenartigen Zwischenräumen Substrat aus olivem bis olivebraunem mitteltonigem Schluff eingeschlossen war. Die in dieser Lage vorhandenen Wühlspuren waren entweder karbonatisch verhärtet oder durch

Fe- und Mn-Oxide imprägniert. Das Hangendstratum He I griff im Bereich des Detailprofils zapfenartig durch die Karbonatausfällungslage He II durch. Der stark tonige Schluff von He I war olive gefärbt und mittel- bis feinpolyedrisch aggregiert. Im Substrat fanden sich einige schmutzig weiße Karbonatkonkretionen und karbonatisierte Bioturbationsspuren, die sich deutlich vom umgebenden, karbonatarmen Material absetzten (vergl. Abb. 36 Detailprofil).

Da die westexponierte, etwa 8 m hohe Grubenhauptwand teilweise von Abraum und Rutschmassen verschüttet war, konnte das 5 m hohe **Hangenddetailprofil** erst 3 m über der Grubenbasisfläche (auf ca. 500 m ü. NN) angelegt werden. Im Liegenden des Basisstratums He 12 befand sich eine massive Karbonatausfällungslage. He 12, ein schluffig – lehmiger Sand mit olivebrauner bis olivegrauer Marmorierung und He 11, ein marmorierter schwach sandiger Lehm, waren nur schwach pedogen überprägt und wirkten eher massiv. Hingegen war He 10, ein schluffiger Lehm mit diffuser olivegrau – gelbbrauner Marmorierung deutlich polyedrisch bis prismatisch aggregiert. In He 12 wie auch in He 10 fanden sich vereinzelt cm-große Stopfstrukturen, während sich gebleichte Wurzelspuren auf He 11 und He 10 beschränkten. Zudem waren die Aggregatoberflächen in He 10 teilweise von Rost überzogen. Lage He 11 enthielt außerdem 3 unterscheidbare Typen sekundärer Karbonatausfällungen: a) cm-große harte, knollige Konkretionen mit Septarien im Inneren; b) puderig – weiche, weißgraue Flecken bis 20 cm Durchmesser; c) myzelartigen Zement in ehemaligen Porenräumen. Stratum He 10 schloss zum Hangenden hin mit einer deutlichen Erosionsgrenze ab, von der aus dm-tiefe Sand- und Schluff-gefüllte Spalten und Risse steil nach unten griffen (vergl. Abb. 36 oben, Abb. 37 und Tafel 18 A).

Die darüber folgende Lage He 9 setzte sich überwiegend aus hellen, harten, lagig aufgebauten Karbonatkonkretionen zusammen, zwischen denen gelboliver, stark toniger Schluff und puderig – weiche Karbonatausfällungen eingelagert waren. In den höheren Straten bis He 5 traten in situ liegende Karbonatkonkretionen nur mehr in Einzellagerung auf, am häufigsten noch in He 8 mit harten knolligen Formen. In He 6 und He 5 waren nur noch vereinzelte längliche, vertikal ausgerichtete Konkretionen zu finden. Im Stratenabschnitt He 8 bis He 4 war das polyedrisch bis prismatisch aggregierte Substrat jeweils deutlich marmoriert, wobei die Bleichung eindeutig von den Aggregaträndern oder ehemaligen Wurzelbahnen ausging. Gebleichte Wurzelröhren konnten wir auch mäßig häufig zusammen mit einigen kleinen Wühlspuren im olivegrau – olivebraunen mittel tonigen Schluff von He 8 und He 7 nachweisen. He 6 war dagegen etwas schwächer von gebleichten Wurzelspuren durchsetzt. Im Vergleich dazu besaß He 5, ein schwach toniger Schluff mit olivebrauner – hellgrauer Marmorierung, eine hohe Durchwurzelungsintensität mit gebleichten Wurzelbahnen, die sich in He 4, einem intensiv marmorierten, stark tonigen Schluff fortsetzten. Letzteres Stratum enthielt auch kleine Fe-Konkretionen im Aggregatinneren.

Stratum He 2/3 überlagerte unter scharfem Wechsel der Bodenarten und Substratfarben mit erosiver Oberfläche He 4. Aufgrund seiner blaß-rosa Farbe und seines hohen Anteils an schluffig-sandigen Quarzkörnern verliehen wir dieser Lage die Geländebezeichnung „rosa Band". Das körnige Substrat war in dm-tiefen Rissen und Rinnen in He 4 eingespült und besaß zum Teil chaotische Schrägschichtungsstrukturen. An der Basis der Lage fanden wir auch Bohnerz-artige, umgelagerte Fe-Konkretionen sowie Ton- und Mergelklasten. Ein ebenfalls geogener Sedimentcharakter war in He 1 festzustellen: In dem flaserig geschichteten oliven, mittel tonigen Schluff waren zahlreiche große umgelagerte Karbonatkonkretionen enthalten. Im Hangenden des Detailprofils bis zur Geländeoberkante lagerten geschichtete Mergel, Schluffe und Feinsande, welche oberflächennah in quartäres Bodenfließen einbezogen waren.

4.4.3 Korngrößenfraktionierung

Im **Liegenddetailprofil** (He IV bis He I) ist in der Feinerde der beprobten Straten eine angedeutete „fining upward"-Sequenz zu erkennen, welche mit der Zunahme der Tongehalte von 14% in He IV auf 20% in He I verbunden ist. Die Sandgehalte (v.a. detritischer Quarz und Hellglimmer) variieren dagegen bei Gehalten um 10% nur unwesentlich. Die Skelettfraktionen dieser Straten bestehen ausschließlich aus karbonatischen Sedimentverhärtungen und Karbonatkonkretionen bzw. -ausfällungen, die in He II ca. 80% des Gesamtsubstrats ausmachen (siehe Tab. 19).

Der basale Abschnitt des **Hangenddetailprofils** He 12 bis He 10 besitzt eine relativ grob gekörnte Feinerde mit Sandgehalten zwischen 15 und 46%. Von He 12 bis He 9 ist zudem eine deutliche „fining upward"-Sequenz ausgebildet, die sich in der Abnahme der Sandgehalte von 46% auf 5% und einem Anstieg der Tongehalte von 13% auf 21–27% manifestiert (siehe Tab. 19).

Von He 8 bis He 3 nehmen die Sandgehalte von 4% auf 14% und die Tongehalte von 17% auf 24% zu Lasten der Schluffgehalte zu. In He 2 und He 1 gehen die Sandgehalte von 17% auf 5% und die Tongehalte von 21% auf 14% zurück.

Die in den Lagen He 11 bis He 5 vorliegenden Skelettfraktionen bestanden aus unterschiedlich großen sekundären Karbonatausfällungen und -konkretionen, wobei in Lage He 9 ca. 80% des Substrats Skelettanteile waren. He 2/3 enthielt Skelett (< 5%) in Form rundlicher Bohnerze von 1 bis 5 mm Größe. In He 1 war Skelett als umgelagerte, cm- bis dm-große Karbonatkonkretionen in Anteilen um ca. 50% vertreten.

Stratum	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Sand
He 1	14	23	37	20	5
He 2	21	23	22	16	17
He 3	24	24	21	17	14
He 4	21	20	18	28	14
He 5	18	20	23	31	8
He 6	13	16	21	39	10
He 7	16	24	34	19	8
He 8	17	24	34	21	4
He 9	21	30	34	9	5
He 10	27	26	21	10	15
He 11	17	17	14	17	35
He 12	13	15	13	13	46
He I	20	25	23	21	11
He II	17	19	16	33	15
He III	18	22	22	29	9
He IV	14	18	20	37	10

Tab. 19: Kornfraktionen der Feinerde (%) der Detailprofile Hemhausen

4.4.4 Mineralbestand

In den Röntgenübersichtsaufnahmen der Feinerde von Hemhausen sprechen die Reflexfolgen für das Auftreten von verschiedenen Tonmineralen, Quarz und Hellglimmern. In den sandreichen Lagen He 12 und He 10 des Hangenddetailprofils erschien zudem ein schwacher Feldspat-Peak. In den karbonatreichen/-haltigen Straten He IV bis He II war Calzit nachzuweisen, in He 9 und He IV bis He II neben Calzit auch Dolomit. Wie Mikrosondenuntersuchungen an Substratanschliffen von He 9 ergaben, ist Dolomit in dieser Lage ausschließlich in Karbonatkonkretionen enthalten, während er in der tonreichen Feinerde fehlt.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der abgetrennten Grobschluff- und Sandfraktionen der Grobkorn-reichen Lagen He 12 bis He 10 konnten neben den bereits röntgenographisch identifizierten Leichtmineralen untergeordnet auch verschiedene Schwerminerale beobachtet werden. Im Schwermineralbestand, der nicht quantitativ ausgewertet wurde, dominieren Granat, Epidot (+ Zoisit) und Staurolith.

Die röntgenographischen Untersuchungen der Texturpräparate (Fraktion < 2 µm) aller Lagen ergaben Reflexfolgen, die den Tonmineralen Illit, Vermikulit/Smektit und Illit-Vermikulit/Smektit Wechsellagerungen sowie untergeordnet Kaolinit (und Chlorit) entsprachen (siehe Abb. 35).

Im Hangenddetailprofil waren unterschiedliche Anteile der insgesamt nur untergeordnet auftretenden Minerale Kaolinit und Chlorit zu beobachten: Kaolinit tritt in He 8 und He 7 deutlich, hingegen in He 4 und He 3 nur schwach auf. Reflexe von Chlorit erscheinen in He 12, He 10, He 9, He 4 und He 3 als Spuren, in He 8, He 7, He 5 sowie in He 1 dagegen deutlich.

Im Basisdetailprofil He I bis He IV fehlt der Messwert von Probe He I. Neben den durchwegs messbaren Reflexen der dominierenden Tonminerale Illit, Vermikulit/Smektit und Illit-Vermikulit/Smektit-Wechsellagerungen, lassen sich wiederum Schwankungen im Kaolinit- und Chloritgehalt feststellen. Von He IV nach He II nehmen die Chloritanteile stark ab. Kaolinit erscheint in He III und He II.

4.4.5 Chemische Eigenschaften

Die pH-Werte liegen in allen Straten um bzw. über 7 und liefern für die paläopedologische Beurteilung der Profile keine spezifischen Informationen (siehe Tab. 20).

In den karbonatreichen Lagen He IV bis He II des Basisdetailprofils treten die Elemente Si und Al bei erhöhten Ca-Anteilen etwas zurück (siehe Tab. 21). Auch im Hangenddetailprofil verläuft die Tiefenfunktion der Ca-Anteile jeweils komplementär zu den Si- und Al-Gehalten. In den Sand- und Schluff-reichen Lagen He 12 bis He 10 sowie He 4 und He 2/3 finden sich hohe Si- bei erniedrigten Al-Anteilen. In den jeweils tonreicheren Straten nehmen dafür die Al- und K- sowie zwischen He 8 bis He 2 auch die Mg-Anteile zu. Erhöhte Mg-Anteile in den Straten He IV bis He II sowie insbesondere im Skelettanteil von He 9 lassen sich auf die Anwesenheit von Dolomit zurückführen (siehe Tab. 21).

Abb. 35: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion in den Detailprofilen von Hemhausen
1 = lufttrocken, 2 = glykolbehandelt, 3 = auf 550°C erhitzt
Sm = Smektit, Ve = Vermikulit, I = Illit, Ml = Mixed-layer-Struktur,
K = Kaolinit, Ch = Chlorit

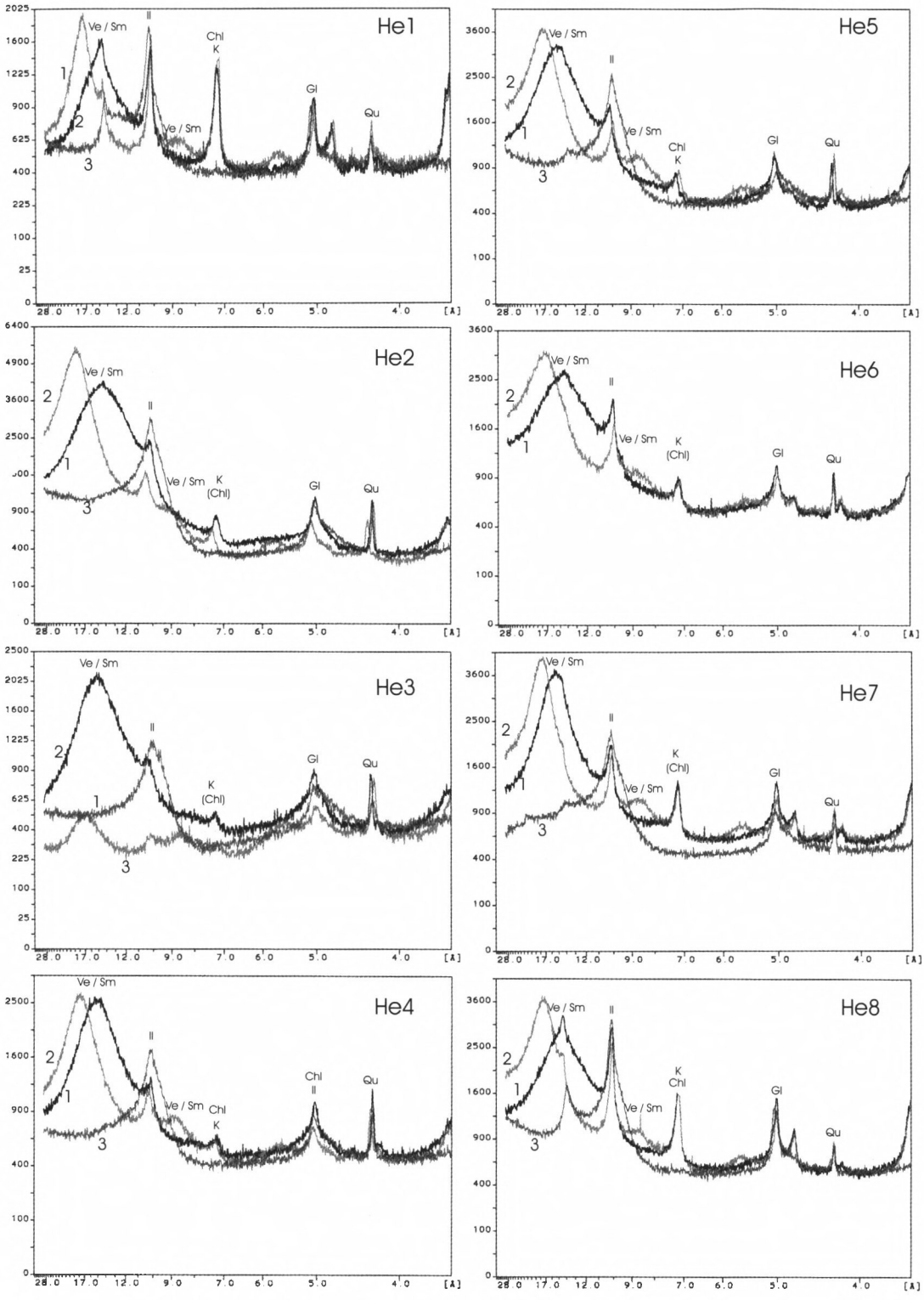


Abb. 35a

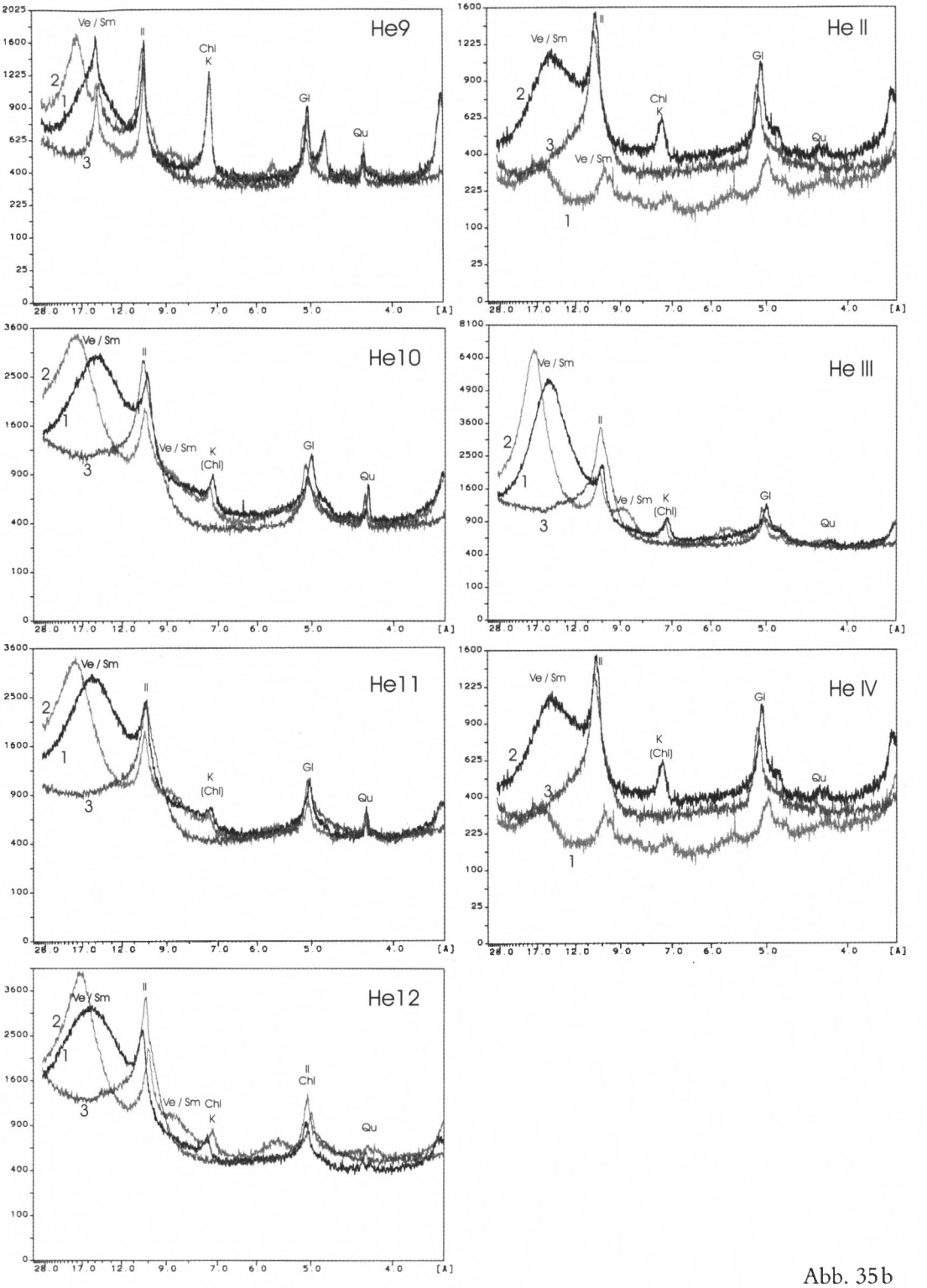

He9
Ve / Sm
II
Chl
K
Gl
Qu
He II
He10
K
(Chl)
He III
He11
He IV
He12
Chl
1
2
3
[A]

Abb. 35b

Gesamteisen korreliert im wesentlichen positiv mit den Ton- und Schluffgehalten und nimmt in Sand- und Karbonat-reichen Partien der Profile jeweils ab. Maxima von Gesamtmangan finden sich umgekehrt in den karbonatreichen Straten He II und He 9, wo das Element vermutlich in oxidischer Bindungsform sowie in Mn-Karbonaten vorliegt. Wie Dünnschliffanalysen dieser Substrate zeigen, bilden Mn-Verbindungn häufig violettschwarze Imprägnationen auf Karbonatkonkretionen und dendritische Ausfällungen in den ehemaligen zentralen Wurzelkanälen von Rhizolithen. Die Gesamtphosphorgehalte sind mit den Ca-Gehalten gekoppelt. Phosphor ist demnach bei hohen pH-Werten vor allem in schwerlöslichen Ca-Phosphaten gebunden (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1998). Für das Verhältnis von pedogenem Eisen zu Gesamteisen (Fe_d/Fe_t) treten in der Stratenabfolge der Detailprofile schwache Maxima in He 4 und in He 11 sowie Minima in He 10 und in He IV auf. Die Verteilung pedogener Fe-Oxide lässt in Hemhausen jedoch kaum Rückschlüsse auf Verwitterungsintensitäten zu, da es sich bei den gemessenen Fe_d-Gehalten auch um sedimentär eingetragenes Eisen handeln kann. Im Verhältnis Mn_d/Mn_t gibt es ein Maximum für He 9 und ein Minimum für He 10. Die sehr hohen Mn- Gehalte in He 9könnten auf einer absoluten Anreicherung im Gefolge der sekundären Karbonatausfällung in dieser Lage beruhen.

Stratum	pH-Wert ($CaCL_2$)	Karbonat-gehalt	Dithionit-lösliches Mn / AL / Fe			Verhältnis Fe_d/Fe_t
		g/kg	g/kg			
He 1	7	56	0,1	0,6	9,8	0,2
He 2	7	29	0,05	0,1	2,6	0,2
He 3	6,9	1	0,06	0,3	8,0	0,3
He 4	7	1	0,08	0,6	11,4	0,4
He 5	7,2	3	0,09	0,7	11,4	0,3
He 6	7,1	2	0,09	0,9	13,9	0,3
He 7	7,4	129	0,18	1,3	20,1	0,3
He 8	7,2	54	0,15	1,0	14,9	0,2
He 9	7,3	627	0,17	0,4	6,8	0,2
He 10	7,2	3	0,05	0,3	3,4	0,1
He 11	7,2	1	0,07	0,6	9,7	0,3
He 12	7,1	3	0,06	0,5	7,7	0,2
He I	7,1	21	0,13	0,64	10,3	0,2
He II	7,3	600	–	–	–	–
He III	7,2	229	0,21	0,43	8,0	0,2
He IV	7,3	346	0,35	0,10	3,4	0,05

Tab. 20: Reaktion sowie Gehalte an Karbonaten, Dithionit-löslichem Eisen, Aluminium und Mangan der Feinerde der Profile Hemhausen

Stratum	Si	Al	Fe	Mn	Ti	Ca	Mg	K	Na	P	G. V.
	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg
He 1	261	120	55	0,5	6,4	21	27	18	1,7	0,4	107
He 2	379	42	16	0,2	10,2	10	8	5	1,5	0,02	36
He 3	392	43	28	0,2	8,2	5	5	4	1,2	0,04	61
He 4	380	52	32	0,2	7,0	5	6	5	0,8	0,04	69
He 5	342	75	44	0,2	7,4	7	19	8	1,2	0,11	81
He 6	377	92	53	0,3	7,1	7	12	11	1,6	0,15	61
He 7	261	98	67	0,6	6,5	60	19	12	0,9	0,35	132
He 8	278	105	64	0,5	6,7	25	29	13	0,8	0,19	107
He 9	140	63	36	1,0	3,3	217	117	9	0,5	0,52	294
He 10	347	78	35	0,2	6,7	7	8	9	1,2	0,04	80
He 11	366	65	31	0,2	4,5	5	6	9	1,4	0,07	58
He 12	345	75	38	0,3	3,8	6	9	11	3,2	0,17	69
He I	305	96	55	0,5	4,9	14	15	15	2,0	0,13	97
He II	227	81	44	0,9	3,8	104	62	13	1,9	0,33	205
He III	251	88	49	0,6	4,3	84	37	14	1,5	0,41	156
He IV	224	81	38	1,5	4,0	135	44	13	2,8	0,92	199

Tab. 21: Elementgesamtgehalte der Feinerde der Detailprofile Hemhausen – Ergebnisse der RFA

4.4.6 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung

Im Aufschluss Hemhausen folgen feinklastische Hochflutsedimente direkt über kiesig-sandigen Schüttungen eines Geschiebe-führenden „braided river". Die Ursache für die Beendigung der Sedimentation groben Materials und für die Entstehung einer typischen Auenlandschaft in Hemhausen könnten mit Verlagerungen größerer Stromrinnen erklärt werden. Zugleich dürfte aber mit der Bildung von relativ stabilen, vermutlich bereichsweise bewaldeten Auenflächen auch eine Veränderung in der fluviatilen Architektur einher gegangen sein.

Die Existenz von Flussrinnen im näheren Umfeld der Hochflutbereiche ist vor allem durch das mehrfache Auftreten sandreicher Straten (z.B. He 12 bis He 10) sowie durch Erosions-diskordanzen innerhalb der Stratenabfolge dokumentiert. Diese sandreichen Zwischenlagen lassen als regionales Flusssystem ein „anastomosing channel system" vermuten, in welchem Rinnen- und Hochflutsedimentation eng miteinander verknüpft waren. Dabei umschlossen vermutlich mehr oder weniger permanente Fließrinnen stabile Aueflächen, in denen tiefliegende, dauernd vernässte Gebiete und Areale mit zeitweiliger Austrocknung und Grundwassercalcrete-Bildung nebeneinander lagen (vergl. MIALL 1985).

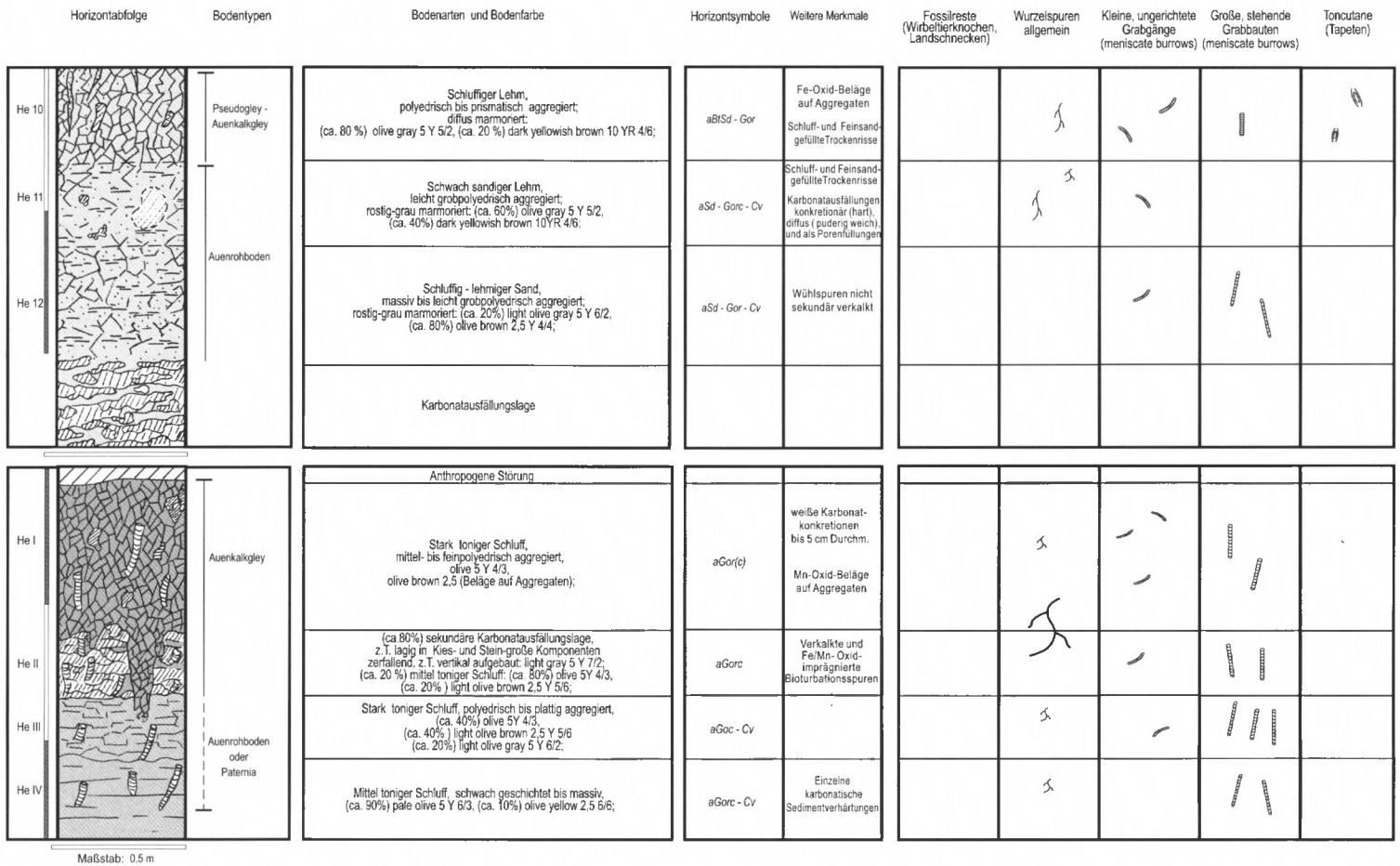


Abb. 36: Hemhausen: Liegendprofil (unten), Hangendprofil Teil a (oben)

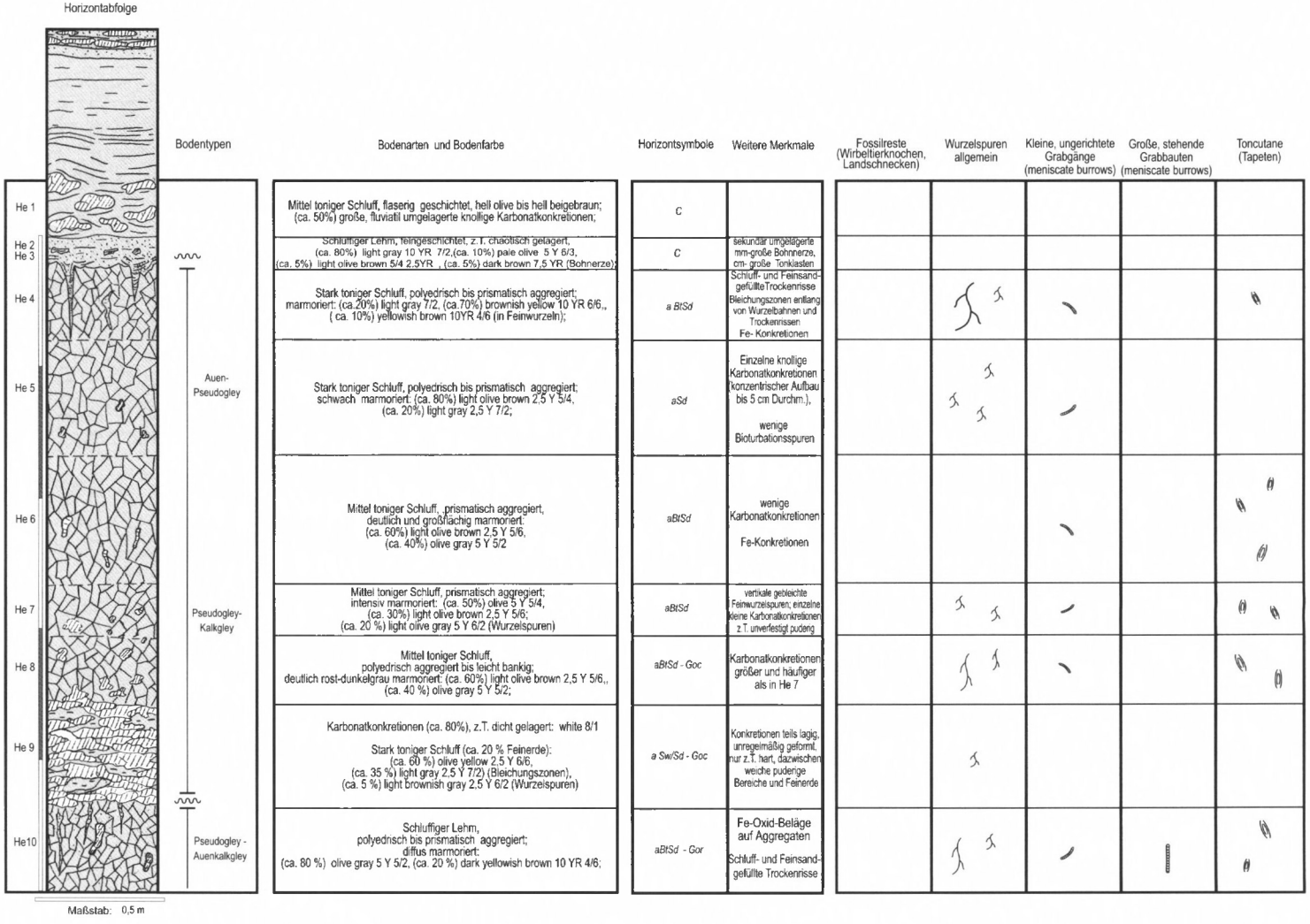


Abb. 37: Hemhausen: Hangendprofil Teil b

Wir deuten das **Basisdetailprofil** He IV bis He I (siehe Abb. 36) als Ergebnis einer Phase hoher Akkumulationsraten in der Aue, verbunden mit einer schwachen „fining upward"-Sequenz. Hierbei unterlag das Sediment der unteren Straten He IV und He III wahrscheinlich keiner kräftigen Pedogenese, wurde jedoch möglicherweise unmittelbar nach der Ablagerung intensiv von wühlenden Bodenorganismen bioturbiert (Auenrohboden oder Paternia). Die Wühlspuren ähneln überwiegend den in Laimering – Lehmberg (Kapitel 4.1) und Weihern (Kapitel 4.5) gefundenen, dm-langen Stopfstrukturen. In He II und He I treten sie etwas weniger häufig zusammen mit birnenförmigen Wühlspuren auf und sind allgemein stark karbonatisch verhärtet (siehe Tafel 19 C und D).

In den Straten He I und He II sind dagegen Merkmale einer Auen(kalk)gley – Pedogenese in Form von polyedrischer Substrataggregierung in He I, Mn- und Fe-Oxidhäuten auf den Aggregaten (Go), konkretionären Karbonatausfällungen in He I, Ausbildung einer kompakten Karbonatausfällungslage (Gorc) in He II sowie Durchwurzelungsspuren erhalten. Der Substrat-verfüllte Durchgriff durch die Karbonatausfällungslage He II lässt sich entweder als schlotartige Karbonatverwitterung oder als Spur einer ehemaligen Grobwurzel, die mindestens bis He III reichte und nach ihrem Absterben und der Verwesung durch Substrat von He I verfüllt wurde, deuten (siehe Tafel 19 B).

Die hydrologischen Verhältnisse dürften zur Zeit der Entstehung des Basisdetailprofils von hohen Grundwasserständen in der Aue mit insgesamt nur geringen Schwankungsbreiten im jahreszeitlichen Verlauf geprägt gewesen sein. Diese Hypothese stützt sich auf den identifizierten Bodentypus, die überwiegend reduzierten Substratfarben und auf den Reichtum an fein verteiltem Karbonat im Substrat der Straten He IV bis He III. Letztere Beobachtung ist ein Indiz für eine vermutlich kontinuierliche Fällung dieser Grundwasser-Karbonate im Gegensatz zur Bildung der Konkretionen in den höheren Straten (He II und He I).

Die sedimentäre und pedologische Entwicklung im Hangenden des Basisdetailprofils bis zum etwa 3m höher gelegenen Hangenddetailprofil konnte aufgrund schlechter Aufschlußverhältnisse nicht geklärt werden.

Die unteren Lagen des **Hangenddetailprofils** He 12 bis He 10 stellen wahrscheinlich eine „fining upward"-Schüttungssequenz dar, deren sandreiche Lage He 12 durch ein Strömungsenergie-reiches Hochflutereignis bzw. einen „crevasse splay" abgelagert worden sein könnte (siehe Abb. 36 oben) Die erosive Grenze zwischen He 10 und He 9 (Befund von Sand- und Schluff-gefüllten Trockenrissen) markiert den Abschluss dieser Sequenz. Intensivere Bodenbildung dürfte erst am Ende der Sedimentationsphase erfolgt sein, da die Straten He 11 und He 12 noch einen überwiegend geogen strukturierten Gefügeaufbau besitzen. An pedogenen Merkmalen fanden sich in He 11 beispielsweise grau-rostige Marmorierungen mit Bleichungszonen an Aggregaträndern und um ehemalige Wurzeln (Sd) sowie vereinzelte Rostabsätze auch auf Aggregaten (Gor). In der deutlich pedogen überprägten Lage He 10 konnten in Dünnschliffen des Substrats honiggelbe Toneinspülungen in ehemaligen Grobporen und gebleichte Wurzelbahnen (Sd) nachgewiesen werden. Die Kombination der aufgefundenen Merkmalstypen gibt Hinweise auf den wechselweisen Einfluss von Grund- und Stauwasser, der vor allem im oberen Abschnitt (He 10) zur Entwicklung eines Pseudogley – Auen(kalk)gley -Solum geführt haben könnte.

Im Gegensatz zur unteren Sequenz des Hangenddetailprofils sind die Straten der Sequenz He 9 bis He 4 alle stärker pedogen überprägt (siehe Abb. 37). Dies lässt auf eine intermittierende Sedimentakkumulation bei geringen jährlichen Auflandungsraten schließen. He 9 dürfte als massive sekundäre Karbonatausfällungslage wahrscheinlich von einem über längere Zeit in diesem Niveau schwankenden oberen Grundwassersaum herrühren. Die Feinerde der

Lagen He 9 und He 8 weist sowohl Go-Merkmale in Form Fe-oxidischer Wurzelspuren als auch Sd-Merkmale in Form von Bleichungen der Aggregatoberflächen auf. In den darüber folgenden Straten bis He 4 überwiegen sogar Sd-Merkmale von Stauwasserböden: Intensive Marmorierungen der Substrate, Bleichungen der Polyeder- und Prismenaggregate bzw. -Oberflächen und gebleichte Wurzelbahnen (siehe Tafel 18 C). Mikromorphologische Dünnschliffanalysen (nicht dargestellt) zeigen zudem in den Lagen He 4, 6, 7 und 8 pedogene Toneinspülungen. Die doppelbrechenden Kutanen kleiden feinlamellar ehemalige Grobporenräume im Substrat aus und könnten wegen ihrer unterschiedlichen Farben (honiggelbbraun bzw. beigegrau) von mehreren Illuvationsphasen stammen. Die an Aggregatgrenzen durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse hervorgerufenen „slickensides" ließen sich von den Tonilluvationskutanen anhand von deren typischem Feinaufbau und Doppelbrechungseffekten mikroskopisch unterscheiden.

Um Ton im Boden zu mobilisieren und in tiefere Horizonte einzuspülen, musste zumindest phasenweise in den jeweils oberflächennahen Horizonten eine schwache Versauerung des Substrats unter Karbonatauflösung, Auswaschung von Basenkationen und Fe-Mobilisierung eingesetzt haben. Anhand der verbreiteten Toneinspülungen ist auch auf ein zumindest vorübergehendes Fallen der Grundwasserstände in der Aue zu schließen, was im oberen Sequenzabschnitt He 7 bis He 4 wahrscheinlich zur Entwicklung von Grundwasserfernen Auenpseudogleyen führte. Ihre redoximorphen Merkmale wurden vor allem durch einen Wechsel von Stauwassereinwirkung (Vernässung) und Austrocknung hervorgerufen. Zeugen dieser pedogenen Vorgänge sind insbesondere in He 4 auch Fe-Konkretionen in Aggregatinnenbereichen und sekundär mit Schluff und Sand verfüllte Trockenrisse und Spalten, welche bis 80 cm tief ins Substrat hinabreichen. Diese im Fall von Lage He 4 tiefgründige Austrocknung des Substrats könnte in Zusammenhang mit saisonal stark schwankenden Klimaverhältnissen stehen.

Durch auf solche Trockenperioden folgende, vermutlich heftige Überschwemmungsereignisse wurde örtlich Bodenmaterial aberodiert und nachfolgend Schluff, Sand und umgelagerte Tonklasten in die offenen Trockenrisse von Lage He 4 geschwemmt. Mit dem auffallend gebleichten, glimmerarmen Sand und Schluff von He 2/3 wurden auch kleine, mm-große Bohnerz-Konkretionen eingetragen, welche zum Teil nestartig an der Basis angereichert sind (siehe Tafel 18 B). Im Dünnschliff weisen die Bohnerze eine zellig-poröse Fe-Oxid-Innenstruktur auf und sind von einer glattwandigen Oxidhaut umkrustet. Es könnte sich sowohl um umgelagerte, vererzte Pflanzenreste als auch um verlagerte Fe-Konkretionen aus den Innenbereichen von Sd-Horizonten handeln.

Mit der Ablagerung von He 2/3 wandelten sich die hydrologischen Verhältnisse und die Sedimentationsbedingungen in der Aue erneut grundlegend: In He 1 sowie in der weiteren Profilabfolge bis zum solifluktiv gestörten Hangendbereich liegen nur noch gebankte bis geschichtete Mergel, Schluffe und Feinsande vor, die auf ein überwiegend fluviatil-limnisches Bildungsmilieu ohne erkennbare pedogene Überprägung hinweisen.

4.5 Weihern bei Pfaffenhofen a. d. Ilm

TK 7435 Pfaffenhofen, (RW 65150 HW 77150)

Bei der Erschließung neuer Industrieflächen wurde 1998 bei Weihern/Stadt Pfaffenhofen ein tertiärer Höhenrücken abgetragen und ein etwa 20 m hohes Profil der Oberen Süßwassermolasse freigelegt. Der von Prof. Dr. K. HEISSIG entdeckte temporäre Aufschluss bestand aus einer 10 m hohen Schotter- und Sandabfolge, in die eine 2 bis 4 m mächtige Mergellinse

eingemuldet war. Bis zur Geländeoberfläche folgten Tertiärsande und quartärer Lößlehm. Da sich in den Mergeln auffällige dunkle Partien gegenüber hellen, karbonatreichen Lagen abzeichneten und somit Verdacht auf Paläobodenbildung bestand, entschlossen wir uns, in dieser Feinsedimentabfolge ein Detailprofil aufzunehmen.

Stratigraphisch ist das Profil im Höhenniveau von etwa 465 m ü. NN vermutlich mit der Älteren Serie der OSM korrelierbar (freundl. mündl. Mitteilung von Prof. Dr. K. HEISSIG).

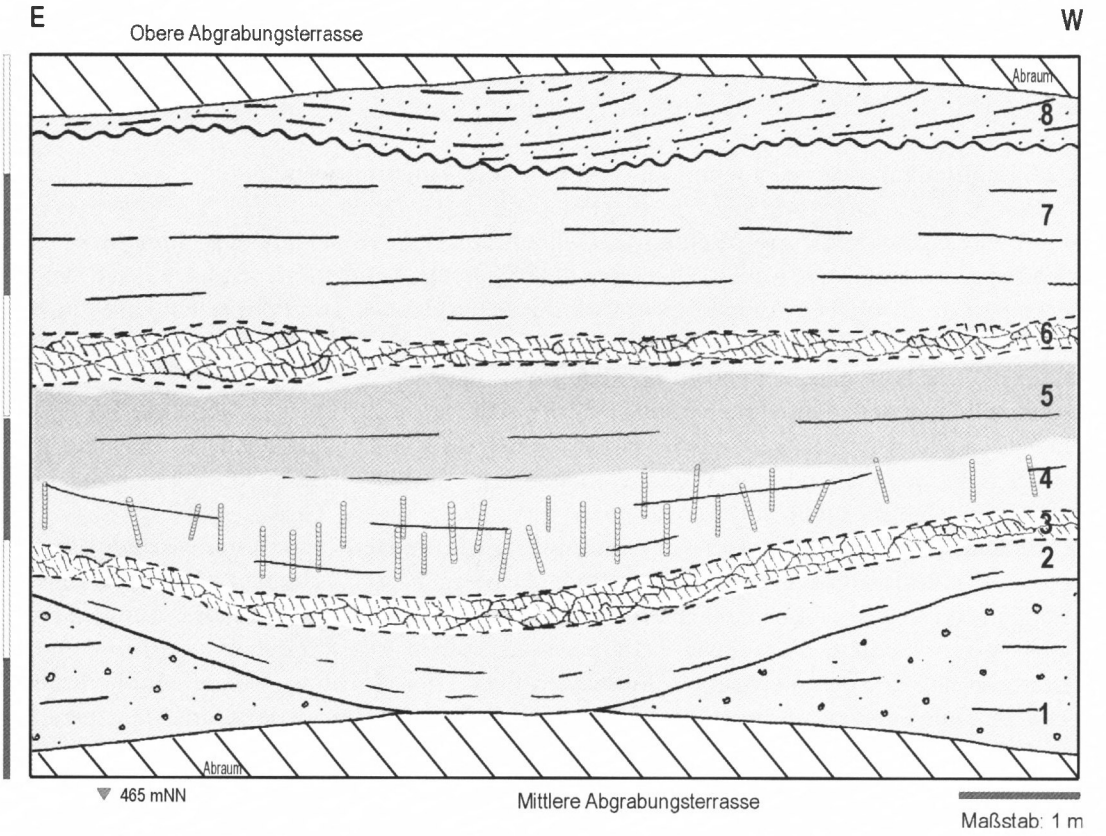


Abb. 38: Übersichtsprofil der Abgrabung Weihern bei Pfaffenhofen a. d. Ilm

4.5.1 Kurzbeschreibung des Übersichtsprofils

Die Abbildung 38 repräsentiert das Übersichtsprofil des Aufschlusses Weihern mit folgenden Straten (vom Liegenden ins Hangende):

(1) Mittel- und Feinkies, grobkiesig, sandig; grau bis beigegrau; horizontalgeschichtet bis massiv = *transversale Kiesbänke in großer flacher Fließrinne eines „braided river"*.
(2) Mergel, stark schluffig, sandig; olivegrau; schwach trogschräggeschichtet bis massiv.
(3) Ca. 60% weiche und harte weißgraue Karbonatausfällungen; ca. 40% Mergel, stark schluffig, sandig; grau bis olivegrau. = *sekundäre Aufkalkungslage*.
(4) Schluff, tonig, schwach sandig; im Hangendbereich karbonatfrei; olive, schwach pedogen überprägt; Bioturbationsgefüge aus großen „Stopfstrukturen": Wühlgänge beige bis beigegrau Fe-oxidisch imprägniert, im Übergangsbereich zu (3) auch karbonatisch verhärtet.

(5) Schluff, tonig schwach sandig; humos; dunkel olivegrau; bankig; leicht polyedrisches Gefüge; karbonatfrei.
(6) Ca. 50% weiche weißgraue Karbonatausfällungen; ca. 50% Mergel, schluffig, schwach sandig; olivegrau = *sekundäre Aufkalkungslage.*
(7) Schluff, tonig bis schwach tonig; olivegrau bis olivebraun, eisenfleckig; horizontal geschichtet bis bankig.
(8) Mittel- und Feinsand; hellbraun; flach trogschräggeschichtet und schräggeschichtet.

Tafel 20 zeigt den vermuteten Paläoboden mit den Lagen 2 – 5 und die „Stopfstrukturen" von Stratum 4 im Vergleich zu subrezenten Regenwurmröhren

4.5.2 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung

Wir deuten das Profil von Weihern als kleinflächige Auenbodenbildung innerhalb eines schotterführenden Zopfstromes. Da dieser Flußtypus die Tendenz zu häufiger Rinnenverlagerung aufweist, bleiben Auenmergel im Bereich des Hauptstromstrichs selten erhalten. Der linsenförmige Feinsedimentkörper von Weihern stellt wahrscheinlich die Füllung einer ehemaligen, vom Fluss gänzlich verlassenen Fließrinne dar.

Die Bildung der Feinsedimentabfolge dürfte sich vermutlich wegen der Lage im System eines „braided river" in geologisch relativ rascher Zeit vollzogen haben, wobei eine periodisch hohe Sedimentakkumulation anzunehmen ist. Daher weist das über 4 m hohe Profil nur relativ wenige Straten auf.

Auffällig sind zwei sekundäre Aufkalkungslagen (3) und (6), vermutlich Grundwassercalcrete, die jeweils von ungeschichteten, sandigen Mergeln und Schluffen überlagert werden. Die im Sediment erkennbare, mehrere Dezimeter bis 1 m mächtige humose Dunkelfärbung (5) ist wahrscheinlich nur teilweise das Ergebnis von in situ Humusakkumulation; möglicherweise wurde auch allochthones humoses Substrat bei Hochflut in diese Mulde der ehemaligen Flußrinne zusammengeschwemmt. Die aufgefundenen pedogenen Merkmale wie Humusakkumulation, Bioturbation, Polyederaggregierung und hydromorphe Rostabsätze auf den Gefügekörpern lassen auf die Bildung von schwach entwickelten Auenkalkgleyen mit der Horizontabfolge Ah (5), Gor (4) und Gorc (3) schließen.
Von besonderer paläoökologischer Bedeutung sind die in Stratum (4), einem vermutlichen Gor, auftretenden **Spuren intensiver Bioturbation**. Diese sind besonders häufig im zentralen Teil der ehemaligen flachen Rinne belegbar und nehmen zu den Randbereichen stark ab. Es handelt sich um den von Laimering – Lehmberg bzw. Oberbernbach bekannten Typus großer „Stopfstrukturen" (meniscate burrows) aus vertikalen Röhren mit bis über > 0,3 m Tiefe und 2–3 cm Durchmesser. Sie sind mit Sediment gefüllt, limonitisch imprägniert und teilweise sekundär aufgekalkt. Sie weisen deutliche Merkmalsunterschiede zu rezenten bzw. fossilen Regenwurmbauten und deren Füllungen auf (vergl. Tafel 20 B, C und D).

BOLLIGER (1992, 1999) hingegen konnte das Vorhandensein von Lumbriciden in der OSM der Schweiz durch Funde von Regenwurm-typischen Calzitaggregat-Ausscheidungen in Mergeln belegen. Den „Stopfstrukturen" der bayerischen OSM ähnliche Formen ordnete er hingegen nichtmarinen Arthropoden (*Scoyenia*) zu (vergl. auch BLODGETT 1988).

Die bereits in Kapitel 4.1 Laimering – Lehmberg vertretene Interpretation als „crayfish burrows" lässt sich auch in Weihern mit dem identifizierten Faziesraum und seiner Pedologie in Einklang bringen. So besitzt das die „Stopfstrukturen" umgebende Bodensubstrat hydro-

morphe Merkmale von Grundwasserböden wie Rostabsätze auf Gefügeelementen und sekundäre Aufkalkungen.

Rezent finden sich vergleichbare Wohnbaue kleiner Süßwasserkrebse, z.B. von *Procambarus gracilis* oder *Orconectes immunis* in großer Zahl in Schwemmlandböden entlang des Mississippi und weiteren Flusssystemen Nordamerikas (vergl. HASIOTIS et. al. 1992), wobei ihre Tiefe jeweils bis zum Niveau des Grundwasserspiegels hinabreicht (vergl. RETALLACK 1990). Unter aktualistischen Gesichtspunkten nahm HASIOTIS (1990) auch für „crayfish burrows" aus triassischen Ablagerungen im US Bundesstaat Utah eine enge Beziehung zwischen ihrer Form (einfach, verzweigt, horizontal ausgerichtet oder vertikal verlaufend) und der Tiefe des Paläo-Grundwasserspiegels an. BOWN (1982), BOWN & KRAUS (1983) sowie HASIOTIS & HONEY (2000) fanden ähnlich gedeutete Strukturen in weiteren Paläobodenabfolgen.

Auch die Tiefe der Krebsbaue in den untersuchten Paläo-Flußauen der mittel- und obermiozänen OSM Bayerns richtete sich vermutlich nach dem jeweiligen Grundwasserspiegel, der den Krebsen ein feuchtes Umgebungsmilieu gewährleistete. Bei Überschwemmung, steigenden Grundwasserpegeln oder Sedimentauflandung passten die Bewohner vermutlich ihren Grabbau den veränderten Umweltbedingungen an, in dem sie Sediment in konkaver, eng laminierter Form nach unten/hinter sich drückten. Da die Anzahl der Stopfstrukturen zu den Rändern der ehemals flachmuldigen Rinne stark abnimmt, scheint sich der Lebensraum der Krebse auf Bereiche konzentriert zu haben, die eine ausreichende Nähe zum Grundwasser besaßen.

4.6 Sandelzhausen – Fossillagerstätte

TK 7336 Mainburg, (RW 85575 HW 87737)

4.6.1 Einführung

Bis vor wenigen Jahren war die berühmte Wirbeltierfundstelle von Sandelzhausen, einem Ortsteil der Stadt Mainburg, umsäumt von Feldern und Hopfengärten. Heute wächst um sie herum ein dynamisch expandierendes Neubaugebiet (siehe Abb. 39).

Prof. Dr. R. DEHM † entdeckte das Vorkommen bereits 1959 in einer damals offenen Kiesgrube am Nordwestrand des Dorfes. Im oberen Drittel einer etwa 12 m hohen Abbauwand war ihm ein olive-graues, bis 2,5 m mächtiges Mergelband aufgefallen, welches von mittel- bis grobkörnigen Sandkiesen über- und unterlagert wurde. Die Feinsedimentlage erwies sich als äußerst fossilhöffig, so dass die Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, München bis 1975 eine Reihe von Sondagen und systematischen Grabungen erfolgreich durchführte. Nach einer längeren Unterbrechung konnten die Ausgrabungen 1994 – dank finanzieller und praktischer Unterstützung durch die Stadt Mainburg – wieder aufgenommen werden und förderten seitdem eine weitere Fülle fossiler Schätze zu Tage.

Da der Schwerpunkt dieser Arbeit bei sedimentologischen und paläopedologischen Fragestellungen liegt, sei die Vielfalt an fossil überlieferter Fauna und Flora Sandelzhausens hier nur kurz umrissen. Im übrigen verweise ich auf zahlreiche Publikationen zur Fossilführung Sandelzhausens wie z.B. ABUSCH-SIEWERT (1983), FAHLBUSCH (1974, 1976, 1977),

FAHLBUSCH & GALL (1970), FAHLBUSCH & LIEBREICH (1996), FAHLBUSCH et al. (1972), FAHLBUSCH et al. (1974), GALL (1972, 1973), HEISSIG (1972), HEROLD & IBRAHIM (1972), SCHERER (1973, 1981), SCHLEICH (1981, 1983) und SCHMIDT-KITTLER (1971, 1972).

Den größten Anteil der bisher über 10000 ausgegrabenen und bestimmbaren fossilen Einzelobjekte bilden Reste von Wirbeltieren, die mit allen 5 Klassen und 150 Arten vertreten sind. Den Fundkomplex ergänzen Reste diverser wirbelloser Tiere und einige Pflanzenreste.

Obgleich bisher keine zusammenhängenden Skelette, sondern nur Einzelknochen gefunden wurden, ermöglichen es die unterschiedlichen Skelettelemente, den Körperbau vieler Arten zu rekonstruieren. Alle Vertreter der Wirbeltierfauna Sandelzhausens gehören bereits ausgestorbenen Arten an. Ihre Nachfahren (sofern vorhanden) sind heute meist in wärmeren Breitengraden, zumindest im Bereich warmgemäßigter Klimate, anzutreffen.

Zu den ausgegrabenen Faunenelementen zählen beispielsweise Nashörner (*Plesiaceratherium, Lartetotherium, Prosantorhinus*), Elefanten (*Gomphotherium*), Giraffenartige Wiederkäuer (*Palaeomeryx*), Hirschferkel (*Dorcatherium*), Dreizehige laubfressende Pferde (*Anchitherium*), Hirsche (*Heteroprox, Lagomeryx*), Schweine (*Hyotherium*), Krallentiere (*Metaschizotherium*), Hundeartige Raubtiere (*Hemicyon*), „Hunde-Bären" (*Amphicyon*), Marder (*Ischyrictis, Martes*), Katzen (*Pseudailurus*), Krokodile (*Diplocynodon*), Riesenschildkröten (*Geochelone*) und Chamäleons (*Chamaeleo*). Unter den (vorwiegend) wasserbewohnenden Wirbeltieren kamen u.a. verschiedene Süßwasserfischarten sowie Wasser– und Sumpfschildkröten (*Trionyx, Clemmydopsis*) zum Vorschein. Die Gruppe der Wirbellosen Tiere wird vor allem durch zahlreiche Schneckengehäuse bzw. -schill repräsentiert, darunter neben diversen Landschneckenarten allein 14 Arten Süßwasserbewohner. An Mikrofossilien wurden vor allem Schalenklappen von Ostracoden sowie Gyrogonite von Armleuchteralgen gefunden.

Nicht nur aus faunistischer und floristischer Sicht ist die Fossillagerstätte Sandelzhausen als außergewöhnliche Erscheinung zu bezeichnen. Die Frage der Genese der Ablagerungen und Fossilanreicherungen, eine im wesentlichen sedimentologische Problemstellung, hat von Anfang an zu umfangreichen Untersuchungen Anlass gegeben (vergl. z.B. FAHLBUSCH et al. 1972).

4.6.2 Geologisch – stratigraphischer Überblick

Erste Untersuchungen zur Schichtenabfolge der OSM im Umfeld der Grabungsstelle Sandelzhausen wurden von GREGOR (1969) unternommen. Eigene unveröffentlichte Kartierungen des Verfassers sowie eine 1999 abgeschlossene Diplomkartierung (MAIER 1999) ermöglichen nun eine schematische Rekonstruktion der lokalen geologischen Entwicklung im Jungtertiär.

Im Liegenden der Sandelzhauser Mergel streichen mittel- bis grobkörnige Schotter der basalen nördlichen Vollschotterabfolge im Gelände aus. Es handelt sich um Schottervorstöße eines „braided river", die ein möglicherweise tektonisch bedingtes E – W verlaufendes Erosionsrelief auf dem Landshut-Neuöttinger Hoch auffüllten. Ein Abklingen dieser Akkumulationsphase bzw. eine laterale Verlagerung des Hauptstromstriches markiert bei ca. 445 m ü. NN das bis 3 m mächtige Band des Sandelzhauser Mergels. Biostratigraphisch gehört diese Einheit der Älteren Serie an (z.B. FAHLBUSCH et al. 1974). Von besonderem Interesse ist seit langem die Frage nach der geographischen Verbreitung der an dieser Stelle als „Auensediment mit lokaler Sonderfaziesentwicklung" angesprochenen lithologischen Einheit. Obgleich hierzu nur ein bislang fehlendes, großflächig niedergebrachtes Raster von Kernbohrungen eindeutig Auskunft geben könnte, wurde der Mergel feldgeologisch mittels Schappe bzw.

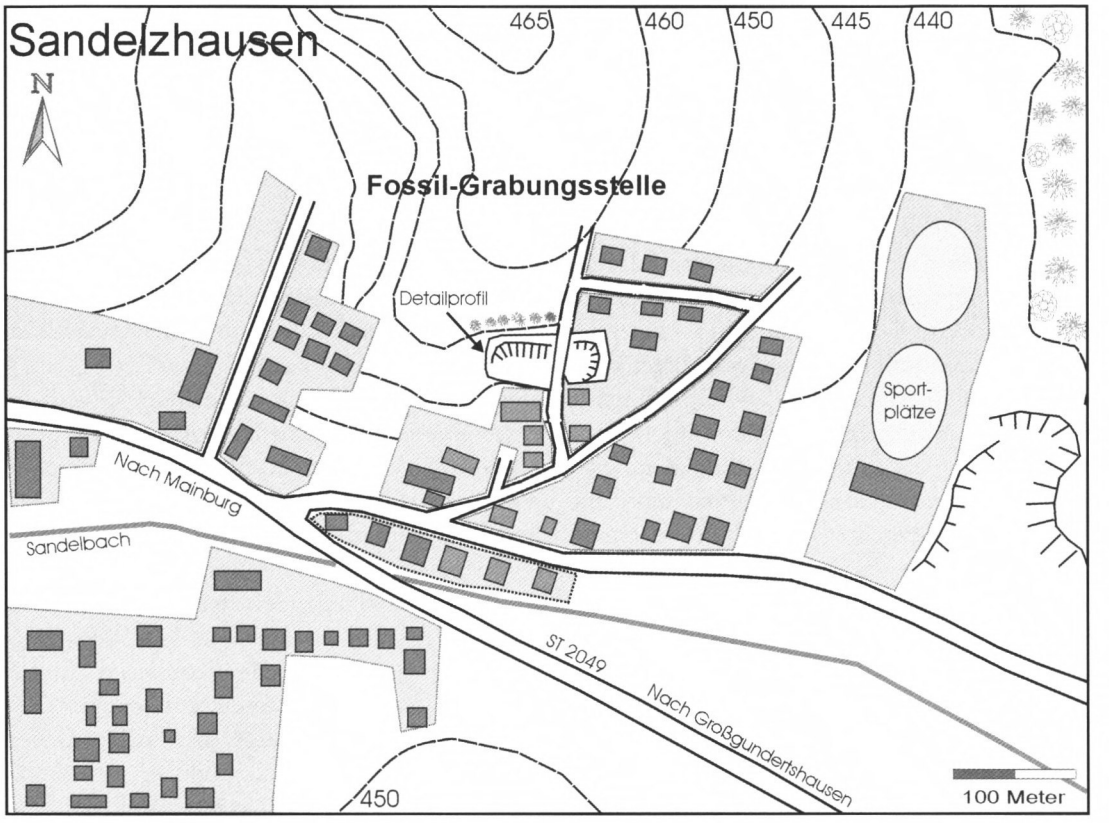


Abb. 39: Lageplan der Fossillagerstätte Sandelzhausen

geomorphologisch an etlichen weiteren Stellen im Umland von Sandelzhausen eruiert. So ist er auf besagtem Höhenniveau nördlich des Sandelbaches bis zum Gut Aignerhof feststellbar, südlich des Sandelbaches meist als Geländeverflachung zwischen Kleingundertshausen und Grabmühle. Trotz fehlender Kenntnis der Lagerungsverhältnisse im Inneren der Tertiärerhebungen kann die Mindestausdehnung dieser spezifischen Auesedimente mit einigen Quadratkilometern angesetzt werden. Stellenweise ist auch ein Durcherodieren des Auenmergels infolge der Eintiefung jüngerer Fließrinnen wahrscheinlich. Ein auf erosiven Abtrag zurückzuführendes, welliges Oberflächenrelief des Mergels ist auch im Bereich der Fossilfundstelle zu beobachten. Dieses Relief füllen dort mittelkörnige Sandkiese (bis ca. 5 m Höhe) einer nachfolgenden „braided-river" Rinnenfazies auf. Im Sandelzhauser Umgriff gehen die Kiese im Hangenden in eine Sand-dominierte Schüttungsfazies über, die bei ca. 460 bis ca. 465 m ü. NN stellenweise von erneuter Auemergelbildung begleitet wird. Die stratigraphische Einordnung der häufig sandigen lithologischen Abfolge über diesem Höhenniveau bis zu den höchsten Erhebungen um Sandelzhausen bei ca. 480 m ü. NN ist mangels biostratigraphischer Belege kaum möglich. Hinweise für ein tiefes Eingreifen von sedimentverfüllten Rinnen der mittleren Serie bis unter 460 m ü. NN geben die von DEHM aus der Grube Schwarz & Sohn bei Mainburg aufgelesenen Molare von *Deinotherium bavaricum*. Einheiten der post-riesischen mittleren Serie stehen bei Großgundertshausen SE von Sandelzhausen auf den Höhenkuppen bei etwa 480 m ü. NN an. Die dort eingeschalteten Vorkommen des Hauptbentonit-Horizonts und vulkanische Tuffe liefern einen hervorragenden Zeitmarker und stellen die jüngsten Sedimente im Raum Mainburg – Sandelzhausen (ca. 35 m im Han-

genden der Fundschicht !) in den Zeitraum von vor ca. 14,6 ± 0,8 Millionen Jahren (vergl. STORZER & GENTNER 1970).

4.6.3 Ergebnisse der sedimentologischen und bodenkundlichen Untersuchungen

Beschreibung der lithologischen Abfolge des untersuchten Detailprofils (vergl. Abb. 42)
Das Liegende der fossilführenden „Mergel" bilden beige-braune bis graue, überwiegend mittelkörnige Schotter mit wechselnden Grobkiesanteilen. Im Hangenden der etwa 2,5 m mächtigen Fundlage greifen mittel- bis feinkörnige Schotter diskordant über die Feinklastika und verleihen ihnen ein erosiv-welliges Oberflächenrelief.

Die basalen Abschnitte der Feinsedimentabfolge sind als kies- und sandhaltige, olivegraue Geröllmergel ausgebildet. Lokal findet sich darunter eine cm- bis dm-mächtige harte Karbonatausfällungslage. Etwa 1 m über der Basis fällt eine ca. 5–10 cm mächtige schwarzbraune Lage auf, die als „Kohlelage" Eingang in die wissenschaftliche Literatur fand. Sie besteht aus ein bis zwei Schichten inkohltem, eisenreichem Pflanzenmulm. Infolge des schlechten Erhaltungszustands sind lediglich flachgedrückte Reste größerer Äste identifizierbar. Das Sediment im Bereich der „Kohlelage" ist relativ sandreich. Im Hangenden der Kohlelage nehmen die Kies- und Sandgehalte sukzessive zugunsten der Schluff- und insbesondere Tonanteile ab. Bis zum Top des beprobten Profils bei ca. 0,6 m über der „Kohlelage" finden sich weiterhin klastische Kies- und Sandkörner in die feinkörnigen Sedimente eingestreut. Die Karbonate im Sediment liegen feinverteilt im Mergel, als Dolomitgerölle im klastischen Detritus und als sekundäre Fällungen in Form von Konkretionen oder „nodules" vor. Letztere erscheinen sowohl als weißgraue, bänderartige Einschaltungen in verschiedenen Lagen des Geröllmergels wie auch in knolliger, lößkindlartiger Gestalt in mehreren Straten über der „Kohlelage".
Zur Klärung paläopedologischer und sedimentologischer Fragestellungen war die Neuaufnahme und Beprobung eines Detailprofils im Rahmen unseres Forschungsprojekts notwendig.

Sie fand im April 1997 bei Planquadrat 35 – S statt (siehe Abb. 39). Bei einer Gesamthöhe von ca. 1,6 m konnten insgesamt 19 unterschiedlich ausgebildete Lagen ausgeschieden werden. Aufgrund der lateral variablen Sedimentausbildung besitzt die Einteilung nur lokal im Bereich des beprobten Quadranten Gültigkeit.

Bereits während der Ausgrabungen in den Jahren 1969 bis 1971 (FAHLBUSCH & GALL 1969, FAHLBUSCH et al. 1972) wurden detaillierte geologische Schichtprofile aufgenommen und entlang der einzelnen Grabungsabschnitte parallelisiert. Die relativ geringe Entfernung (einige 10er Meter) des neuen paläopedologisch – sedimentologischen Profils zu den alten geologischen Profilreihen sowie ein ähnlicher Schichtaufbau erlauben es, beide Gliederungen einander gegenüberzustellen und miteinander zu korrelieren (siehe Tabelle 22).

Planquadrat 35 – S Stratum (1997)	Planquadrat 12 – F Schicht (FAHLBUSCH et al. 1972)
SA 19	Schicht D1
SA 18	Schicht D1
SA 17	Schicht D1
SA 16	Schicht D1

Planquadrat 35 – S Stratum (1997)	Planquadrat 12 – F Schicht (FAHLBUSCH et al. 1972)
SA 15	Schicht D1
SA 14	Schicht D1
SA 13	Schicht D1
SA 12	Schicht D1
SA 11	Schicht D1
SA 10	Schicht D1
SA 9	Schicht C3
SA 8 (Kohlelage)	Schicht C2
SA 7 (Kohlelage)	Schicht C2
SA 6 (Kohlelage)	Schicht C2
SA 5	Schicht C1
SA 4	Schicht B2
SA 3	Schicht B1
SA 2	Schicht B1
SA 1	(Schicht A)

Tab. 22: Gegenüberstellung der nach paläopedologischen und sedimentologischen Gesichtspunkten aufgenommen Stratenfolge mit der klassischen Schichtengliederung im Profil Sandelzhausen Die einzelnen Straten sind in Abbildung 42 hinsichtlich ihrer lithologischen Merkmale beschrieben. Tafel 21 zeigt repräsentative Ausschnitte des Profils Sandelzhausen.

Korngrößenfraktionierung

Die einzelnen Lagen des Detailprofils unterscheiden sich deutlich in ihrer Körnung, wobei die Korngrößen zum Hangenden hin insgesamt abnehmen (siehe Abb. 40). Dabei fällt jedoch auf, dass die Tongehalte bis einschließlich SA 14 etwa 20% betragen. Darüber steigen die Tongehalte kontinuierlich an und erreichen bei Sa 18 ein Maximum von 44%. Die Sandgehalte beginnen bei SA 1 mit 20% und kulminieren bei Sa 5 mit 50%. Hohe Sandgehalte sind auch im Bereich der Kohlelage (z.B. SA 7 mit etwa 41%) zu verzeichnen. Ab SA 9 fallen die Sandgehalte stark ab und liegen bis SA 19 um 10%. Eine Ausnahme bildet SA 10 mit einem Wert von etwa 18%.

Wie im Detailprofil Lithologie (Abb. 42) dargestellt ist, gehen auch die Massenanteile des Skeletts insgesamt vom Liegenden zum Hangenden stark zurück. Zur genaueren Interpretation wurde die Fraktion des Skeletts (> 2 mm) in zwei Teilfraktionen aufgeteilt: in das detritische und das authigene Skelett. Hohe Anteile detritischen Skeletts, bestehend aus Geröllen von Quarz, Metamorphiten, Karbonaten und Sandsteinen sowie aus Fossilresten. Knochen, Zähnen und Schneckenschalen(bruchstücken) sind vor allem in den Liegendstraten SA 2 bis zur Kohlelage SA 8 konzentriert. Fein- bis mittelkiesige Gerölle finden sich auch im Hangendabschnitt bis SA 19, wo sie allerdings in geringen Massenanteilen um 1 bis 2% schwanken. Unter dem Begriff „authigenes Skelett" wurden sekundäre, wahrscheinlich in situ entstandene Karbonatausfällungen zusammengefasst, die in mehreren Lagen gehäuft auftreten:

Stratum SA 1 besteht zu etwa 50% aus einer massiven, grusig zerfallenden Karbonatbank. In den Lagen SA 2 bis SA 4 finden sich cm-große sphäroidisch aufgebaute, weißgraue Konkretionen und „nodules" in Massenanteilen bis 5%. Außerhalb des beprobten Detailprofils sind sie zum Teil häufiger verbreitet und treten schnurartig aneinander gereiht in verschiedenen Niveaus des Profils auf. Im Inneren dieser Karbonatfällungen oder daran angehaftet, finden sich zuweilen Schneckenschalen mit Aufblähungserscheinungen, wie sie auch RETALLACK (1983a) aus eozänen Gesteinsformationen des Badlands National Park, South Dakota (USA) beschreibt.

Über der Kohlelage ist authigenes Skelett in Form von Kies-großen, hellgrauen bis hell beigen Kalkkonkretionen und „nodules" in den Straten SA 11, 12 und 14 vertreten. Im Gegensatz zu den Formen im Liegenden der „Kohlelage" sind diese von verzweigt – knolliger Gestalt und besitzen im Inneren zum Teil septarienartige Risse. Ihr Massenanteil am Grobboden schwankt zwischen 5 und 20%.

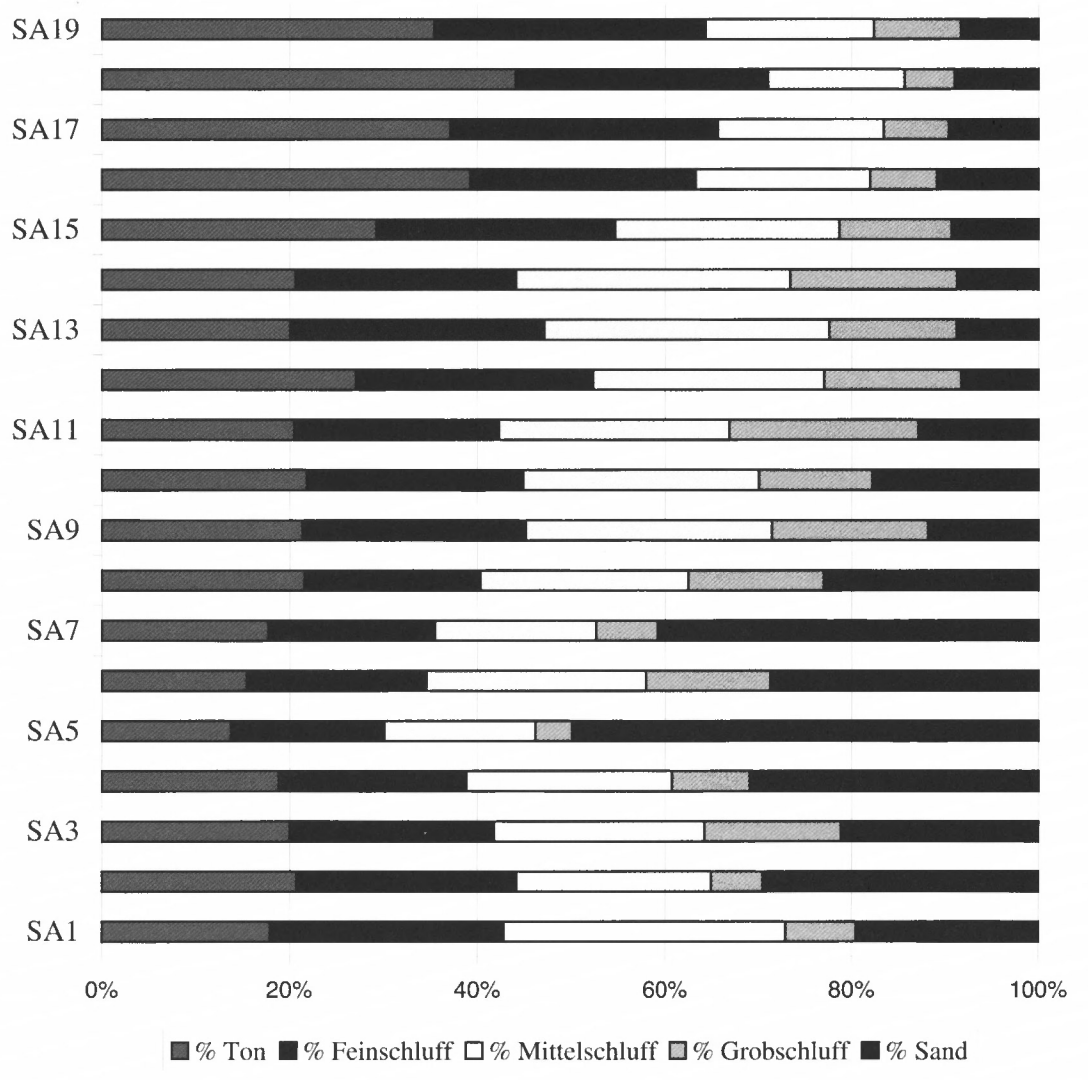


Abb. 40: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Profil Sandelzhausen

Gesamtgehalte an Silizium, Metallen und Phosphor

Die mit Hilfe von Röntgenfluoreszenzanalysen ermittelten Hauptelementgehalte sind in Tabelle 24 wiedergegeben. Niedrige Si- und Al-Gehalte in der Feinerde der unteren Profillagen gehen einher mit hohen Karbonatgehalten; diese sind im Bereich der Kohlelage auffallend gering. In Straten mit hohen Schluff- und Sandanteilen sowie großen Quarzgehalten finden sich erhöhte Si-Gehalte. Im Gegensatz hierzu korrespondieren hohe Aluminiumgehalte mit hohen Tonmineralanteilen im karbonatfreien Sediment. Erhöhte Kalium-Gehalte lassen auf Illit und Feldspat schließen, die in der Regel auch röntgenographisch nachzuweisen sind (vergl. Abb. 41).

In den Lagen SA 6 bis SA 8 sind hohe Gesamt-Eisengehalte (v.a. Goethit) mit hohen Schwefelgehalten gekoppelt. Eisen tritt insbesondere im dunkelbraunen Pflanzenmulm sowie in Form vererzter Steinkerne kleiner, mm-großer Schneckengehäuse auf. Das gemeinsame Vorkommen beider Elemente lässt auf ein ursprünglich überwiegend anaerobes und saures Milieu bei der Verwesung und Zersetzung der eingeschwemmten Pflanzenreste schließen, welches die Bildung von Schwefel-Eisenverbindungen (vielleicht Markasit) begünstigte. Späterer Sauerstoffzutritt könnte zur Reoxidation unter Bildung des heute dominierenden Goethits geführt haben.

Die Mangangehalte der Feinerde sind positiv mit den Karbonatgehalten korreliert. Im Bereich der Kohlelage wurde die Fällung von Mangan vermutlich durch das saure Bodenmilieu verhindert. Im hangenden Profilabschnitt dagegen sind synsedimentäre Manganfällungen zusammen mit Karbonaten aus dem Grundwasser wahrscheinlich. Die Phosphorgehalte zeigen Maxima in den Straten SA 8 und SA 15. Der Phosphor stammt wahrscheinlich teilweise aus detritischem Apatit der Schluff- und Sandfraktion, hauptsächlich jedoch aus Apatit-reichen Wirbeltierresten (in SA 8 insbesondere von Knochen und Zähnen) sowie von Apatithaltigen Schalen wirbelloser Tiere (Ostracoden und feinem Schneckenschill) (vergl. Tab. 24).

Stratum	Si	Al	Fe	Mn	Ti	Ca	Mg	K	Na	P	G. V.
	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	%
SA 19	151	53	29	3,6	2,2	335	14	19	1,0	5,2	24,5
SA 18	149	51	28	3,6	2,2	338	14	19	2,0	5,7	24,6
SA 17	170	58	33	2,7	2,6	292	15	21	1,0	5,8	22,7
SA 16	182	62	34	2,6	2,7	261	16	22	3,8	6,5	21,0
SA 15	181	68	38	2,4	2,9	245	17	24	1,9	7,9	20,4
SA 14	217	91	50	1,6	3,9	146	19	30	1,8	3,7	15,9
SA 13	226	93	49	1,4	4,1	130	21	31	1,7	2,8	14,8
SA 12	223	84	42	1,3	3,8	156	21	30	1,8	3,5	16,4
SA 11	238	78	52	1,0	4,0	136	18	27	0,9	3,1	17,2
SA 10	259	74	41	0,7	3,9	122	18	26	1,7	2,8	13,6
SA 9	225	77	53	0,5	3,7	156	19	27	1,8	3,9	16,7
SA 8	223	48	137	0,4	3,3	121	12	15	1,9	8,7	22,0
SA 7	305	58	64	0,5	3,4	6	14	18	0,8	2,6	12,8
SA 6	324	55	52	0,4	3,5	53	13	17	1,0	2,2	20,1
SA 5	324	46	55	0,5	2,9	64	12	15	0,2	3,3	12,8
SA 4	257	57	43	0,5	3,0	142	29	17	0,2	3,1	17,5

Stratum	Si	Al	Fe	Mn	Ti	Ca	Mg	K	Na	P	G. V.
	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	%
SA 3	201	52	45	0,6	2,5	216	45	16	0,3	3,2	26,1
SA 2	197	56	39	0,9	2,6	219	46	16	0,3	2,5	24,2
SA 1	108	46	31	1,2	1,9	418	18	13	0,3	1,4	29,2

Tab. 23: Gesamtgehalte an Silizium, Metallen und Phosphor in der Feinerde des Profils Sandelzhausen

Reaktion und Gehalte an organischen Stoffen

Alle Straten des Profils sind in verschiedenem Ausmaß karbonathaltig und ihre pH-Werte variieren nur geringfügig zwischen 7,3 bis 7,5. Die Lagen Sa 4 bis Sa 9 zeichnen sich durch beachtliche Gehalte an organischem Kohlenstoff und Stickstoff aus, dies gilt insbesondere für die auffallend dunkel gefärbten Straten Sa 6 und Sa 8, in denen auch die Gesamtschwefelgehalte kulminieren (siehe Tab. 23)

Stratum	pH-Wert ($CaCL_2$)	Karbonat-gehalt	C org.	Stickstoff	Schwefel	Phosphor-Extraktion $NaHCO_3$ (OLSEN)
Maßeinheit		g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg
SA 19	7,5	584,6	–	–	0	2,1
SA 18	7,5	575,8	–	–	0,02	2,1
SA 17	7,5	506,9	–	–	0	2,3
SA 16	7,5	470,9	–	–	0,25	2,0
SA 15	7,5	434,1	–	–	0,01	2,1
SA 14	7,5	280,7	–	–	0,04	1,4
SA 13	7,4	239,7	–	–	0,06	1,3
SA 12	7,5	299,0	–	–	0	1,7
SA 11	7,5	269,2	–	–	0	1,7
SA 10	7,5	262,1	–	–	0,05	1,5
SA 9	7,5	296,2	19,9	0,5	0	1,4
SA 8	7,4	160,5	98,2	2,0	4,11	2,8
SA 7	7,3	134,7	10,7	0,5	0,23	1,5
SA 6	7,3	69,8	73,0	1,9	3,38	1,4
SA 5	7,4	149,5	12,0	0,3	0,03	1,4
SA 4	7,4	318	17,0	0,3	0,03	1,3
SA 3	7,5	494,5	–	–	0,16	1,3
SA 2	7,4	471,9	–	–	0,03	1,1
SA 1	7,4	690,4	–	–	0,14	0,7

Tab. 24: Reaktion und Gehalte an Karbonaten, organischem Kohlenstoff, Gesamt-Stickstoff, Gesamt-Schwefel und Phosphor in der Feinerde des Profils Sandelzhausen

Mineralbestand

In den Röntgenübersichtsaufnahmen der Feinerde lassen sich als Mineralphasen Quarz, Schichtsilikate (Vermikulit/Smektit, Illit und Wechsellagerungsminerale, Kaolinit und Chlorit), Muskowit, Feldspat (Albit und Kalifeldspat), Karbonate (Dolomit, Calzit) sowie Eisenhydroxide (Goethit) bestimmen. Die mineralogische Untersuchung der Tonfraktionen ergab für alle Straten eine Dominanz von Vermikulit/Smektit und Illit einschließlich Ve/Sm-Il-Wechsellagerungsmineralen (siehe Abb. 41). Während Kaolinit untergeordnet in allen Lagen feststellbar ist, sind die jeweils geringen Anteile an Chlorit innerhalb des Profils größeren Schwankungen unterworfen. In SA 1 bis SA 8 kommt Chlorit in Spuren vor, in SA 9 bis SA 11 fehlt er hingegen. Die Lagen SA 12, 13, 15, 17, 18 und 19 enthalten Chlorit wiederum in Spuren. In SA 14 und SA 16 ist Chlorit nicht nachweisbar. Die folgende Tabelle 25 zeigt die abgeschätzten Anteile der verschiedenen Silikate und Fe-/Ti-Minerale der Feinerde, wobei die illitischen Anteile der Wechsellagerungsminerale zum Illit und die quellfähigen Anteile dem Ve/Sm zugerechnet wurden.

Stratum	Vermikulit/ Smektit	Illit/ Glimmer	Kaolinit	Chlorit	Quarz	Feldspäte	Fe-/Ti-Minerale
	%	%	%	%	%	%	%
SA 19	10	15	Sp.	Sp.	10	Sp.	Sp.
SA 18	10	15	Sp.	Sp.	10	Sp.	Sp.
SA 17	17	17	Sp.	Sp.	10	Sp.	Sp.
SA 16	20	15	Sp.	n.n.	10	5	Sp.
SA 15	17	17	5	Sp.	10	Sp.	2
SA 14	25	25	Sp.	n.n.	10	Sp.	5
SA 13	30	30	5	Sp.	7	Sp.	3
SA 12	25	30	5	Sp.	8	Sp.	2
SA 11	20	25	5	n.n.	20	Sp.	5
SA 10	20	25	5	n.n.	20	Sp.	2
SA 9	20	25	5	n.n.	15	Sp.	5
SA 8	15	15	Sp.	Sp.	30	Sp.	25
SA 7	15	15	5	Sp.	40	Sp.	10
SA 6	17	17	5	Sp.	45	Sp.	5
SA 5	15	15	5	Sp.	42	3	3
SA 4	15	15	5	Sp.	30	3	2
SA 3	7	7	5	Sp.	22	5	2
SA 2	7	7	5	Sp.	25	5	Sp.
SA 1	10	7	5	Sp.	7	Sp.	Sp.

Tab. 25: Abgeschätzte Anteile der verschiedenen Silikate der Feinerde in den Straten des Profils Sandelzhausen. Sp. = Spuren, n.n. = nicht nachgewiesen;

Abb. 41: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion des Detailprofils Sandelzhausen 1 = lufttrocken, 2 = glykolbehandelt, 3 = auf 550°C erhitzt
Sm = Smektit, Ve = Vermikulit, I = Illit, Ml = Mixed-layer-Struktur, K = Kaolinit, Ch = Chlorit

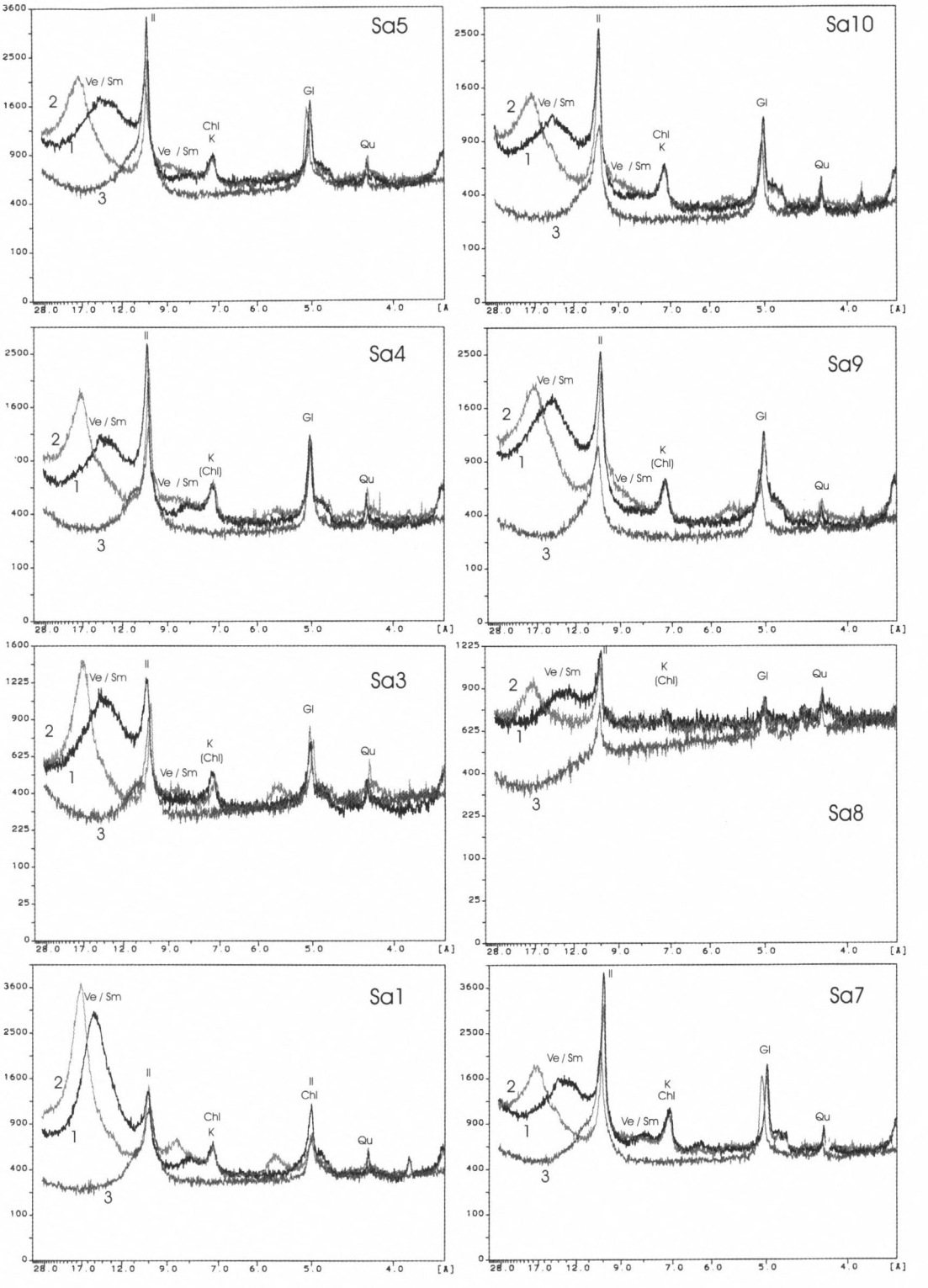


Abb. 41a

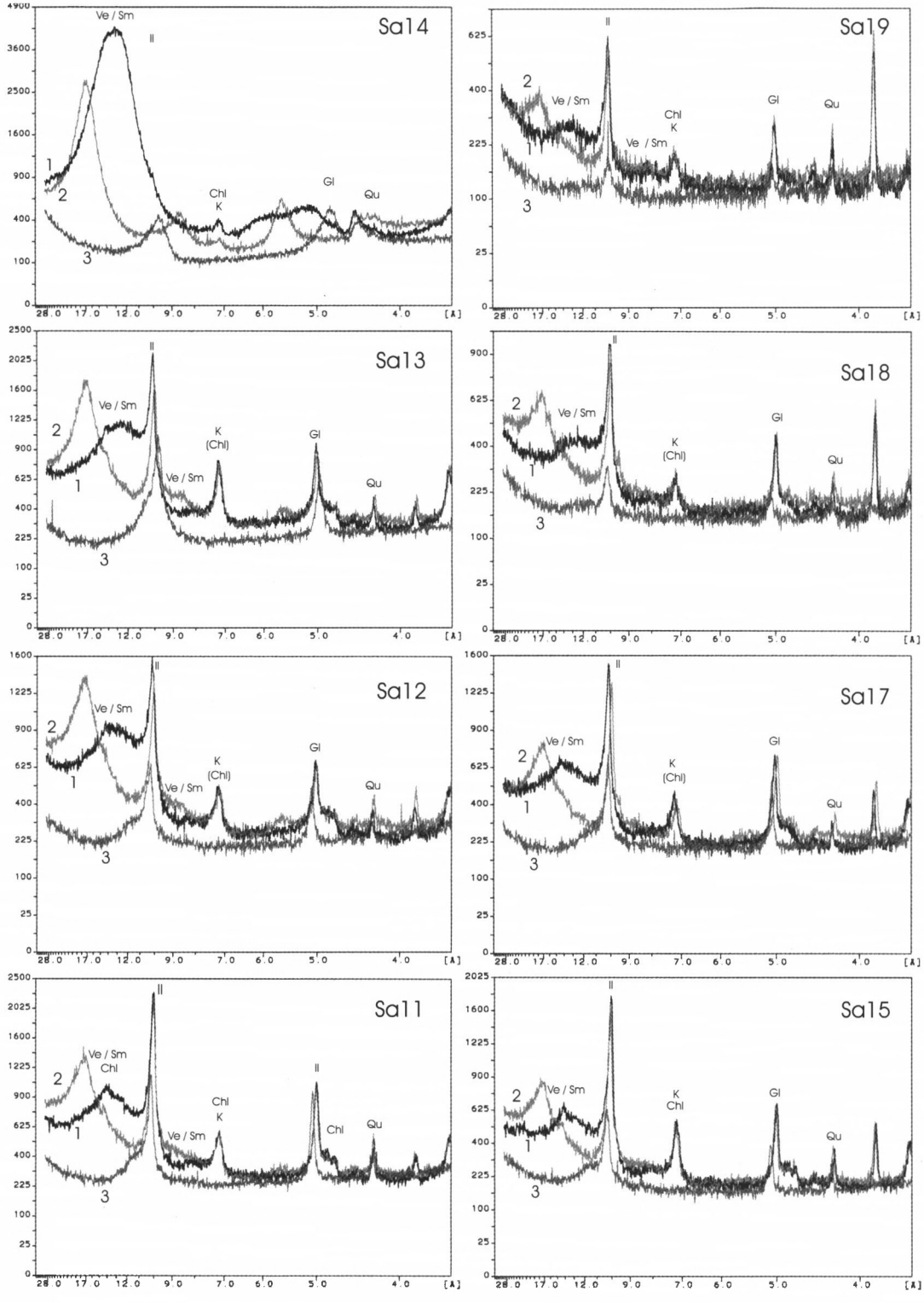

Sa14
Ve / Sm
II
Chl
K
Gl
Qu
1
2
3
Sa19
Ve / Sm
Chl
K
Gl
Qu
Sa13
Ve / Sm
K
(Chl)
Gl
Qu
Sa18
Ve / Sm
K
(Chl)
Gl
Qu
Sa12
Ve / Sm
K
(Chl)
Gl
Qu
Sa17
Ve / Sm
K
(Chl)
Gl
Qu
Sa11
Ve / Sm
Chl
Chl
K
Chl
Qu
Sa15
Ve / Sm
K
Chl
Gl
Qu
28.0 17.0 12.0 9.0 7.0 6.0 5.0 4.0 [A]

Abb. 41b

Makro- und Mikrostrukturelle Eigenschaften

Um zuverlässige Daten über die im Sediment enthaltenen Mikro- und Makrostrukturen zu erhalten, wurde das zu untersuchende Planquadrat so gewählt, dass es eine möglichst geringe Beeinflussung durch quartäres Bodenfließen und oberflächennahe Verwitterung aufwies. Unter Ausschluss dieser Negativfaktoren spielte die Identifikation des Mikro- und Makrogefüges eine wichtige Rolle für die Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung.

Aus den Lagen SA 1 bis SA 5 wurden keine Dünnschliffpräparate hergestellt, da im unteren Profilabschnitt makroskopisch nur geogene Gefügeformen erkennbar waren.

Im Bereich der „Kohlelage" (Straten SA 6 bis SA 8) zeigen die Schliffbilder (Tafel 22 A) eine unregelmäßige, teilweise gestörte Schichtigkeit der verschiedenen detritischen Komponenten. Organische Bestandteile mit hohen Eisen- und Schwefelgehalten sind außer in den Lagen SA 6 und SA 8 in Form dünner Fetzen und Bruchstücke auch in SA 7 eingestreut. Dort liegen auch Schneckenschill und vollständige Schneckengehäuse vor, deren Kern vererzt oder Sediment-gefüllt sein kann (Tafel 22 B). Während im Liegenden der „Kohlelage" noch geogene Makrogefügeformen vorherrschen, ist in Lage SA 9 bereits ein schwach pedogenes Kohärent- bis Subpolyedergefüge ausgebildet, das in SA 10 in ein gut aggregiertes Polyedergefüge übergeht. SA 11 und 12 sind dagegen nur schwach aggregiert bzw. kohärent, enthalten jedoch zahlreiche knollige Kalkkonkretionen oder „nodules". Zwischen SA 12 und SA 17 ist die Aggregierung der einzelnen Straten polyedrisch bis subpolyedrisch, in SA 18 herrschen grobe Subpolyeder vor. Die Hangendlage SA 19 ist wiederum polyedrisch aggregiert.

Von den Makrogefügeformen ausgehend, wäre ein ebenso deutlich pedogen geprägter Internaufbau der Aggregate zu erwarten gewesen, jedoch zeigte die Untersuchung der verschiedenen Dünnschliffpräparate noch deutliche Merkmale des geogenen Ausgangssubstrats. In Lage SA 9 ist eine unregelmäßige Verteilung gröberer detritischer Komponenten im korngestützten Gefüge auffällig (Tafel 9 C und D). Möglicherweise ist dies auf ungleichmäßige Sackungsvorgänge bei der synsedimentären Kompaktion der Kohlelage zurückzuführen. Ebenso denkbar sind auch Bioturbationsvorgänge, wie sie beispielsweise grundelnde Fische oder Schildkröten verursachen. SA 10 besitzt noch Reste einer horizontalen Einregelung biogener Grobkomponenten wie Schneckenschill im korngestützten Interngefüge. Sa 9 und SA 10 enthalten auch vereinzelte (Fein-)wurzelspuren in Form von mm-dünnen, steil einfallenden Limonitadern. Ab SA 10 bis SA 19 kommen als biogene Komponenten im tonig – schluffigen, matrixgestützten Substrat zusätzlich zum Schneckenschill auch bis mm-große Schalenklappen von Ostracoden hinzu (Tafel 22 E bis H). Da letztere wegen ihres dünnen Schalenaufbaus keine weiten Umlagerungstransporte überstehen, sind sie deutliche Indikatoren eines zeitweilig limnischen Faziesraumes. Eine besonders große Akkumulation dieser Schalenklappen in einem schwach horizontal-flaserigen, matrix-gestützten Substrat birgt SA 12. Eine auch in Paläobodenabfolgen anderer Lokalitäten wie z.B. in Laimering beobachtete mikrostrukturelle Auffälligkeit liegt im Dünnschliff von Stratum SA 17 in Form einer mm-großen, ringförmigen Anordnung von etwa einem Dutzend schluffiger bis sandiger Mineralkörner in der tonreichen Matrix vor (Tafel 22 G). Als Erklärung für diesen Befund vermute ich entweder tierische Wühlaktivitäten mit lateraler Verdrängung des noch weichen, unverfestigten Substrats oder Sedimentverdrängung durch den Wachstumsdruck von Pflanzenwurzeln.

Innerhalb des Profil-Hangendabschnitts besitzt SA 18 noch besondere mikrostrukturelle Eigenschaften. Der extrem hohe Calziumkarbonatgehalt (vergl. Tab. 23) ist dort in mikritischer Form in einer tonig-schluffigen Matrix gebunden. Im Schliffbild sind vereinzelt eingestreute sandige Mineralkörner, Ostracodenschill, Oogonien von Characeen und feiner

Schneckenschill bzw. mm-große Schneckengehäuse zu erkennen (siehe Tafel 23 A bis C). Nur diese Lage enthält – makroskopisch wie mikroskopisch sichtbar – zahlreiche Bioturbationsspuren vom Typus senkrechter, mm- bis cm-hoher Wühlgänge. Diese ähneln einer Folge hängender Menisken, die sich farblich durch Limonitimprägnationen vom umgebenden Sediment absetzen. Im Gegensatz zu den großen, von Laimering – Lehmberg oder Weihern beschriebenen, cm-breiten und dm-langen Stopfstrukturen besitzt diese kleine Form von Wühlgängen keine erkennbaren seitlichen Wandungen. Dies legt den Schluss nahe, dass die Strukturen in weiches Material gegraben wurden und eventuell sogar subhydrisch entstanden. Als Verursacher kommen beispielsweise Insektenlarven in Frage, die durch Fluchtbewegungen nach oben einer stärkeren Sedimentüberlagerung zu entgehen suchten. Lage SA 19 erinnert in ihrer mikrostrukturellen Ausbildung an die Lagen SA 13 bis SA 18. Trotz gleichfalls hohen Karbonatgehalts fehlen dort die für SA 18 typischen Oogonien und Wühlstrukturen.

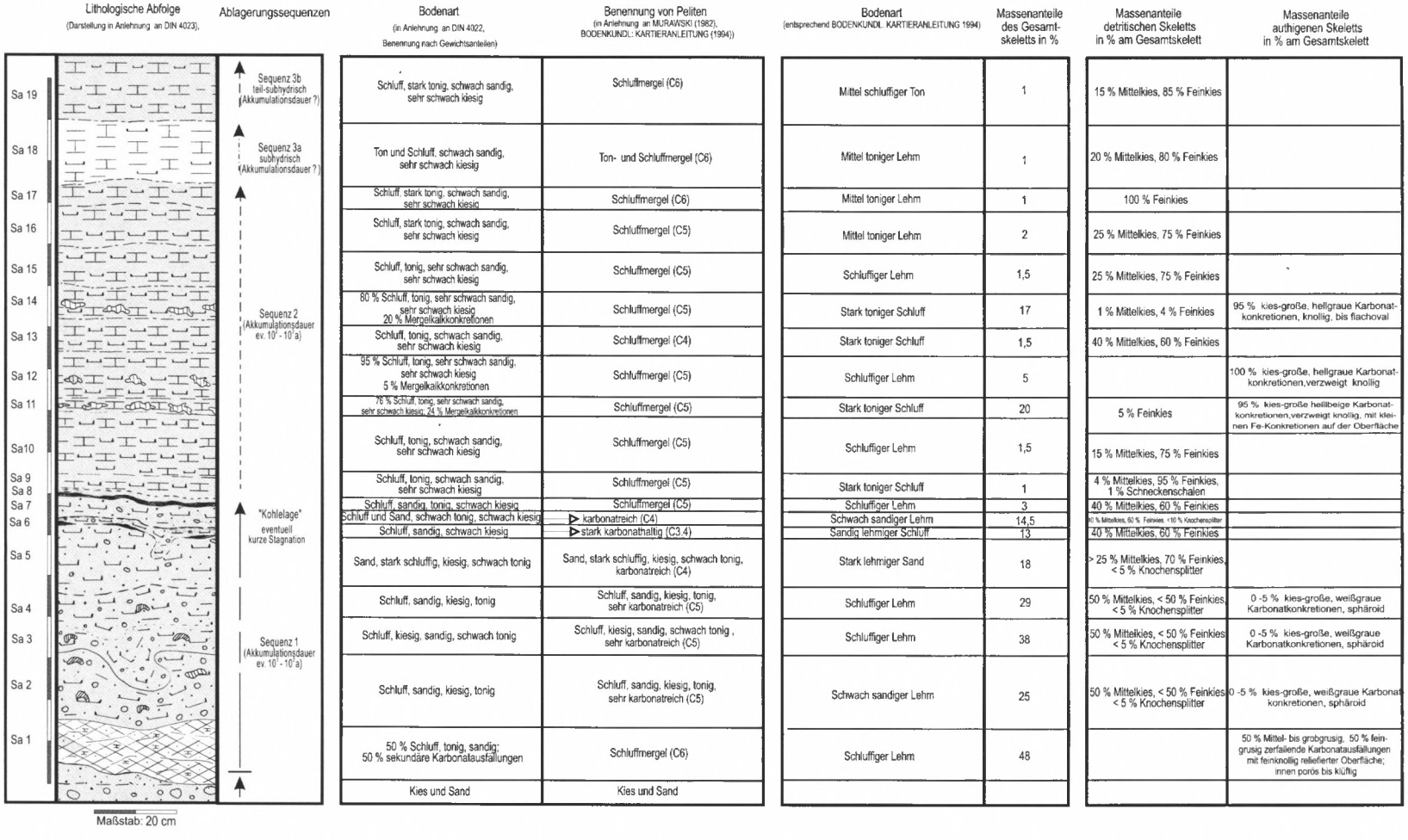
4.6.4 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung

Die sedimentologischen Untersuchungsergebnisse sprechen für eine Grobgliederung des untersuchten Profilabschnitts in 3 aufeinanderfolgende Ablagerungssequenzen, die sich sowohl in ihrer granulometrischen, faziellen wie auch zeitlichen Entwicklung deutlich voneinander unterscheiden und verschiedenartig pedogen überprägt wurden (siehe Abb. 42 und Abb. 43).

Die **erste Sequenz** (Sa 1 bis Sa 8) beginnt als Hochflut-Schüttung fein- bis grobklastischer Sedimente in einen morphologisch tiefer liegenden Bereich flacher, inaktiver Flussrinnen. Unter dem Begriff „inaktiv" ist zu verstehen, dass sie vom wasserführenden Hauptgerinne getrennt und eventuell durch Kiesbänke abgedämmt waren. Eine geringe Wasserführung bzw. stehende Pfützen sind nicht auszuschließen. Beim ersten Sedimenteintrag wurde vermutlich lokal auch grobkiesiges Material des alten Rinnenbodens (dieser besteht aus einem System dm-tiefer Kleinrinnen und Schwellen) aufgearbeitet. Im Bereich des Detailprofils ist Lage SA 2 als typischer Geröllmergel mit breitem Korngrößenspektrum von Ton bis Mittelkies ausgebildet, in anderen Abschnitten des Grabungsareals auch als sandiger Mittel- bis Grobschotter mit örtlich zahlreichen Großsäugerresten. Modellhaft sind diese frühen Ablagerungsvorgänge der ersten Sequenz mit plötzlichen Schichtflutschüttungen in Trockenwadis nach vorausgegangenen Starkregenfällen im bergigen Hinterland vergleichbar. Für eine nachfolgend sukzessive Abnahme der Hochflutintensitäten bis hin zur „Kohlelage" SA 8 spricht vor allem die zunehmende Kornverfeinerung. Im abschließenden Abschnitt der ersten Sequenz (Lagen SA 6 bis SA 8) wurde in wenigen Ereignissen neben Schluff- und Sand-reichen Mineralklasten auch organische Substanz abgelagert. Im Detailprofil sind 2 ausgeprägte Maxima von nicht mehr bestimmbarem Pflanzenmulm und Holzresten (vor allem Aststücke) in den Lagen SA 6 und SA 8 vorhanden. Etwas weniger organogene Substanz birgt die dunkelbraune Zwischenlage SA 7.

Die Isotopenanalyse des organischen Material der Straten Sa 6 bis Sa 8 durch HUBER (2001) ergab δ^{13} C – Werte von -24‰. Diese entsprechen dem Mittelwert der Kohlenstoffisotopie von C 3-Pflanzen.

Unter dem Aspekt fluvialer Strömungsdynamik ist der Eintrag von potentiell schwimmfähigen organischen Stoffen am Ende resp. beim Ablaufen einer Hochflut im Strömungsschatten zu vermuten. Für die Schüttung der ersten Sequenz halte ich eine Akkumulationsdauer von maximal 10^1 bis 10^2 Jahren für wahrscheinlich. Pedogene Merkmale treten in dieser 1. Sequenz zurück.



Bodenart (in Anlehnung an DIN 4022, Benennung nach Gewichtsanteilen)	Benennung von Peliten (in Anlehnung an MURAWSKI (1982), BODENKUNDL. KARTIERANLEITUNG (1994))	Bodenart (entsprechend BODENKUNDL. KARTIERANLEITUNG 1994)	Massenanteile des Gesamtskeletts in %	Massenanteile detritischen Skeletts in % am Gesamtskelett	Massenanteile authigenen Skeletts in % am Gesamtskelett
Schluff, stark tonig, schwach sandig, sehr schwach kiesig	Schluffmergel (C6)	Mittel schluffiger Ton	1	15 % Mittelkies, 85 % Feinkies	
Ton und Schluff, schwach sandig, sehr schwach kiesig	Ton- und Schluffmergel (C6)	Mittel toniger Lehm	1	20 % Mittelkies, 80 % Feinkies	
Schluff, stark tonig, schwach sandig, sehr schwach kiesig	Schluffmergel (C6)	Mittel toniger Lehm	1	100 % Feinkies	
Schluff, stark tonig, schwach sandig, sehr schwach kiesig	Schluffmergel (C5)	Mittel toniger Lehm	2	25 % Mittelkies, 75 % Feinkies	
Schluff, tonig, sehr schwach sandig, sehr schwach kiesig	Schluffmergel (C5)	Schluffiger Lehm	1,5	25 % Mittelkies, 75 % Feinkies	
80 % Schluff, tonig, sehr schwach sandig, sehr schwach kiesig 20 % Mergelkalkkonkretionen	Schluffmergel (C5)	Stark toniger Schluff	17	1 % Mittelkies, 4 % Feinkies	95 % kies-große, hellgraue Karbonatkonkretionen, knollig, bis flachoval
Schluff, tonig, schwach sandig, sehr schwach kiesig	Schluffmergel (C4)	Stark toniger Schluff	1,5	40 % Mittelkies, 60 % Feinkies	
95 % Schluff, tonig, sehr schwach sandig, sehr schwach kiesig 5 % Mergelkalkkonkretionen	Schluffmergel (C5)	Schluffiger Lehm	5		100 % kies-große, hellgraue Karbonatkonkretionen,verzweigt knollig
76 % Schluff, tonig, sehr schwach sandig, sehr schwach kiesig; 24 % Mergelkalkkonkretionen	Schluffmergel (C5)	Stark toniger Schluff	20	5 % Feinkies	95 % kies-große hellbeige Karbonatkonkretionen,verzweigt knollig, mit kleinen Fe-Konkretionen auf der Oberfläche
Schluff, tonig, schwach sandig, sehr schwach kiesig	Schluffmergel (C5)	Schluffiger Lehm	1,5	15 % Mittelkies, 75 % Feinkies	
Schluff, tonig, schwach sandig, sehr schwach kiesig	Schluffmergel (C5)	Stark toniger Schluff	1	4 % Mittelkies, 95 % Feinkies, 1 % Schneckenschalen	
Schluff, sandig, tonig, schwach kiesig	Schluffmergel (C5)	Schluffiger Lehm	3	40 % Mittelkies, 60 % Feinkies	
Schluff und Sand, schwach tonig, schwach kiesig	▷ karbonatreich (C4)	Schwach sandiger Lehm	14,5	40 % Mittelkies, 60 % Feinkies, <10 % Knochensplitter	
Schluff, sandig, schwach kiesig	▷ stark karbonathaltig (C3.4)	Sandig lehmiger Schluff	13	40 % Mittelkies, 60 % Feinkies	
Sand, stark schluffig, kiesig, schwach tonig	Sand, stark schluffig, kiesig, schwach tonig, karbonatreich (C4)	Stark lehmiger Sand	18	> 25 % Mittelkies, 70 % Feinkies, < 5 % Knochensplitter	
Schluff, sandig, kiesig, tonig	Schluff, sandig, kiesig, tonig, sehr karbonatreich (C5)	Schluffiger Lehm	29	50 % Mittelkies, < 50 % Feinkies, < 5 % Knochensplitter	0 -5 % kies-große, weißgraue Karbonatkonkretionen, sphäroid
Schluff, kiesig, sandig, schwach tonig	Schluff, kiesig, sandig, schwach tonig, sehr karbonatreich (C5)	Schluffiger Lehm	38	50 % Mittelkies, < 50 % Feinkies, < 5 % Knochensplitter	0 -5 % kies-große, weißgraue Karbonatkonkretionen, sphäroid
Schluff, sandig, kiesig, tonig	Schluff, sandig, kiesig, tonig, sehr karbonatreich (C5)	Schwach sandiger Lehm	25	50 % Mittelkies, < 50 % Feinkies, < 5 % Knochensplitter	0 -5 % kies-große, weißgraue Karbonatkonkretionen, sphäroid
50 % Schluff, tonig, sandig; 50 % sekundäre Karbonatausfällungen	Schluffmergel (C6)	Schluffiger Lehm	48		50 % Mittel- bis grobgrusig, 50 % feingrusig zerfallende Karbonatausfällungen mit feinknollig reliefierter Oberfläche; innen porös bis klüftig
Kies und Sand	Kies und Sand				

Abb. 42: Detailprofil Sandelzhausen – Lithologische Abfolge

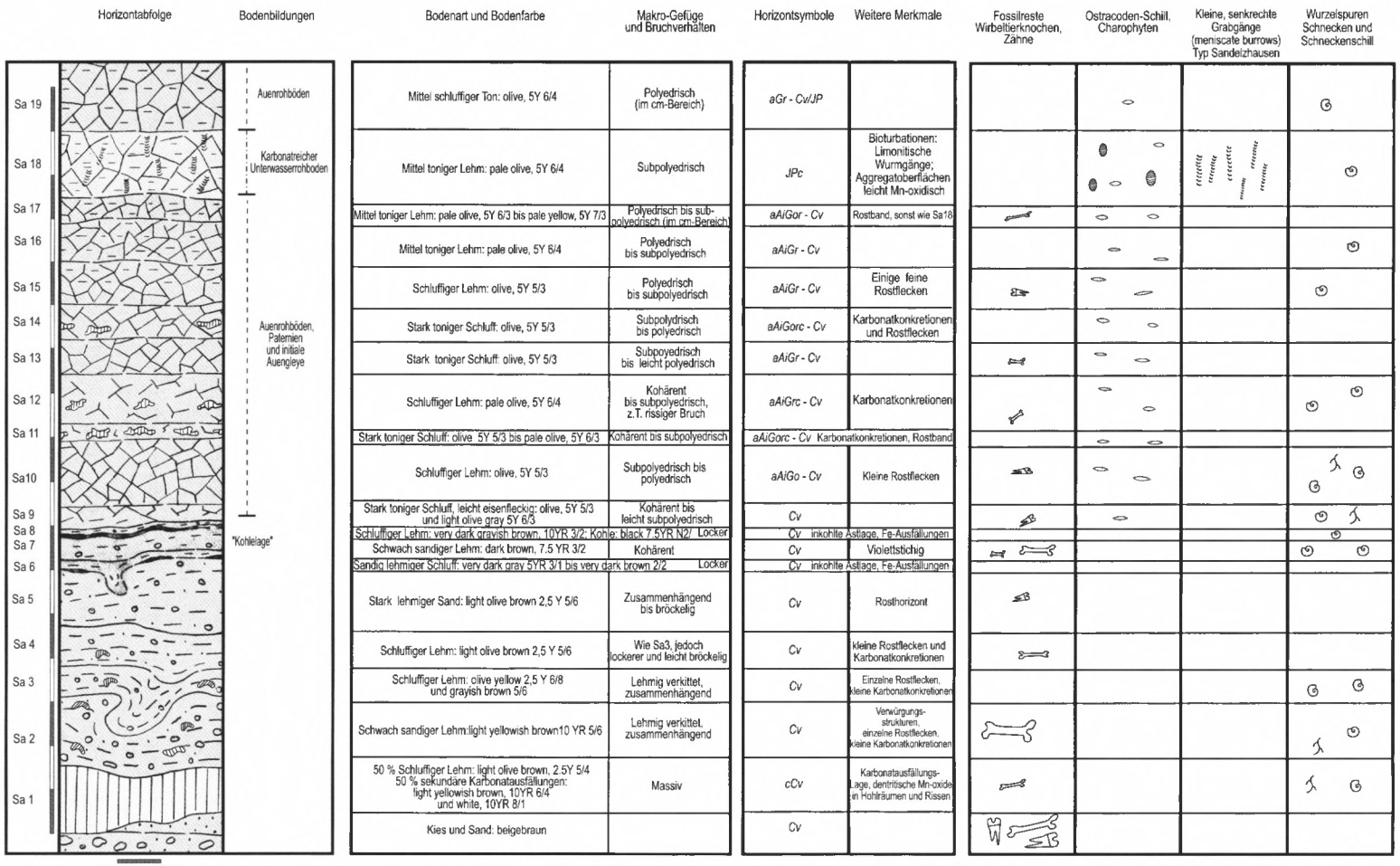


Abb. 43: Detailprofil Sandelzhausen – Pedologische und biogene Merkmale

Die bislang nicht erwähnte Basislage SA 1 ist vom übrigen Sedimentationsgeschehen getrennt zu betrachten, da es sich um einen sekundären Kalkhorizont handelt. Seine Genese beruht einerseits auf Karbonatausfällung im oberen Saum eines (während der Ablagerung von Sequenz 1) schwankenden Grundwasserspiegels, sie könnte andererseits auch mit besonderen chemischen Bedingungen an der Grenze Mergel – Schotter in Zusammenhang stehen. Als Grundwasser-Calcrete interpretiere ich auch die einzelnen Karbonatkonkretionslagen in den Straten SA 2 bis SA 4.

Die Sedimentation der **2. Ablagerungssequenz** (SA 9 bis SA 17) war offensichtlich mit einem starken Wandel des hydrodynamischen Milieus (bei Hochflut) verbunden. Ein granulometrisches Indiz hierfür ist das abrupte Absinken des Kiesgehalts bei SA 9 auf 1% Massenanteil. In den Kornfraktionen der Feinerde ist zum Hangenden hin ebenfalls eine Kornverfeinerung zu verzeichnen. Diese verläuft jedoch nicht sprunghaft, sondern eher kontinuierlich. Für das Ablagerungsgeschehen bis SA 17 ist daher eine größere Zahl von Hochfluten in einen sich sukzessive stabilisierenden, tiefliegenden Auenabschnitt in Betracht zu ziehen. Über die hydrologischen Verhältnisse geben zahlreiche im Sediment eingelagerte Schalenklappen kleiner Muschelkrebse Auskunft, beispielsweise in Dünnschliff SA 12 (Tafel 22 F). Das aus diesem Befund zu fordernde Stillgewässer war im jahreszeitlichen Verlauf wahrscheinlich nur temporär ausgebildet. Sedimentologische und paläopedologische Hinweise für eine ständige Versumpfung oder dauernde Wasserbedeckung des Geländes gibt es nicht. Vielmehr sprechen die wenigen paläopedologischen Merkmale für die Existenz saisonal trockenfallender, schwach entwickelter Auen(roh)böden und initialer Auengleye (vergl. Abb. 43). Hydromorphiemerkmale sind in Form von Rostflecken auf den Aggregaten, Rostbändern sowie Karbonatkonkretionen vorhanden. Verrostete Wurzelspuren lassen sich in der Abfolge mit Ausnahme von SA 10 nur in sehr geringem Umfang nachweisen. Paläopedogene Eigenschaften chemischer und mineralogischer Art sind, abgesehen vom Karbonatgehalt, nicht deutlich erkennbar. Die Variation der Mineralogie ist weitgehend sedimentär – detritischen Ursprungs. Für die Bildung dieser Ablagerungssequenz setze ich aufgrund der sedimentologischen und paläopedologischen Befunde einen Zeitraum von 10^2 bis 10^3 Jahren an.

Sequenz 3 stellt wahrscheinlich die Fortentwicklung eines temporär subhydrischen in einen perennierend subhydrischen Ablagerungsraum dar. Morphologisch betrachtet gehe ich von der Bildung einer ausgedehnten Senke mit kleineren und größeren Auentümpeln aus. Paläopedologisch dürften Unterwasserrohböden vorliegen. Diese Entwicklung hing wahrscheinlich mit Aufschotterungen in den aktiven Fließrinnen des angrenzenden Flußsystems zusammen. Derartig gewölbte Talquerschnitte mit seitlich zu den Talrändern flach einfallender Morphologie sind auch rezent an holozänen Talfüllungen größerer alpiner Vorlandsflüsse (z.B. am Lech) erkennbar. Das u.a. von aufsteigendem Grund- und Qualmwasser gespeiste Stillgewässer war, wie die Schliffbilder zeigen, Lebensraum von Ostracoden, Wasserschnekken und Armleuchteralgen (vergl. Tafeln 22 H und 23 A bis C). Der extrem hohe Karbonatgehalt der Lagen SA 18 und SA 19 liegt als feinverteilter Mikrit im tonig – schluffigen Sediment vor. Während Ton und Schluff über Hochflutereignisse aus dem bis mehrere Kilometer entfernt gelegenen Flußsystem eingetragen wurden, stammt das Karbonat aus dem Grundwasser und wurde insbesondere während sommerlicher Trockenmonate in flachen Tümpeln ausgefällt. Die Entwicklungsdauer von Sequenz 3 lässt sich aufgrund der verschiedenen Einflussfaktoren nur schwer abschätzen, dürfte jedoch zwischen 10^1 bis 10^2 Jahren liegen.

4.6.5 Zusammenfassende Modellvorstellung zur Genese der Fossilfundstelle Sandelzhausen

Obgleich der Gültigkeitsbereich der ermittelten chemischen, mineralogischen und granulometrischen Messwerte auf das untersuchte Detailprofil beschränkt ist, ermöglicht es deren Zusammenschau doch, einige weiterführende Schlüsse hinsichtlich der Genese und Ökologie dieses Ablagerungsraumes zu ziehen (siehe Blockbild 1). Eine kurze, kritisch kommentierte Zusammenschau verschiedener wissenschaftlicher Deutungen zur Paläoökologie und zum Paläobiotop von Sandelzhausen sowie zur Paläoökologie des Umlandes findet sich bei GREGOR (1982 c).

Nach meinen Untersuchungsergebnissen handelt es sich bei dem Sandelzhauser Mergel um eine geringmächtige Auen-Feinsedimentabfolge innerhalb eines Schotter-führenden „braided river" Systems. Dieser Sedimentationstypus ist jedoch hier als Sonderfazies ausgebildet, da einerseits eine ungewöhnlich große Fossilanreicherung stattfand, andererseits aber auch innerhalb eines relativ geringmächtigen Sedimentstapels eine große Bandbreite an Faziesvariationen des „overbank"-Bereichs auftritt.

Im basalen Profilabschnitt dürfte sich die Genese der Auensedimente von Sandelzhausen unter starker fluviatiler Strömungsenergie vollzogen haben. Dies dokumentiert sich in den sogenannten „Geröllmergeln", die aus feinen Hochflutabsätzen mit eingelagerten Fein- bis Grobkiesen bestehen: Bei starker Hochflut wurden Altrinnen des aktiven „braided river" kurzfristig reaktiviert. Dabei wurden vom Fluss Grobsedimente randlicher Uferbänke abgetragen und zusammen mit feiner Flußtrübe in die tiefsten Bereiche der differenziert angelegten Altrinnen eingeschwemmt. Die Strömung arbeitete auch eine Vielzahl größerer und kleinerer Wirbeltierreste auf, die zuvor auf stromaufwärts gelegenen, randlichen Uferbänken des aktiven Flusses gestrandet waren, und spülte sie zusammen mit anderen Komponenten in die Niederung ein.

Etwa 1 m über der Basis des Profils markiert die sogenannte „Kohlelage", eine dunkle, eisenreiche Lage mit erhöhten Kies- und Sandanteilen sowie inkohlten organischen Bestandteilen, das Ende Strömungsenergie-reicher Hochflutereignisse. Beim Ablaufen der Flut blieben auch schwimmfähiges Treibgut (Pflanzenmulm, Aststücke, Schneckenschalen) und Wirbeltiereste liegen.

Im Hangenden der Kohlelage dokumentieren die feinkörnigen Hochflutabsätze eine länger andauernde Wechselfolge von Auenrohböden oder Paternien und initialen Auengleyen in temporär wasserführenden Seigen bzw. Überschwemmungsmulden. Von der zeitweiligen Wasserbedeckung der Sedimente des oberen Profilabschnitts zeugen ab Lage SA 10 in den Schliffbildern zahlreiche kalkige Schalenklappen winziger Krebstiere (Ostracoden).

Im oberen Profilabschnitt (SA 18 und SA 19) ist die Entstehung eines „floodplain pond" mit Armleuchteralgen-Bewuchs erkennbar, dessen temporäre bis perennierende Wasserführung wahrscheinlich von der Zufuhr von Qualm- und Grundwasser in die morphologischen Senken (bezüglich der höherliegenden, sedimentakkumulierenden Fließrinnen des „braided river") bestimmt wurde. Die insgesamt schwache bodengenetische Überprägung führte wahrscheinlich zu Unterwasserrohböden. Im Sediment auftretende hohe Gehalte an fein verteiltem Kalk dürften von synsedimentärer chemischer Ausfällung herrühren, die möglicherweise während sommerlicher Trockenmonate stattfand.

4.7 Pfaffenzell

TK 7532, (RW 26700 HW 66550)
Die ehemalige Kies- und Mergelgrube am Weiler Pfaffenzell, ca. 9 km südwestlich von Aichach, stellt aus geologischer wie paläontologischer Sicht einen bedeutsamen Aufschluss in den miozänen Schichten der OSM Bayerisch Schwabens dar. In der zum größten Teil rekultivierten und wiederverfüllten Abgrabung wurde die südexponierte Abbauwand aus naturschutzfachlichen Gründen belassen und ist so weiterhin für geowissenschaftliche Untersuchungen zugänglich. Die Grubenbasis liegt auf 500 m ü. NN, der Top auf 519 m ü. NN (siehe Abb. 44).

4.7.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick

In Pfaffenzell ist die typische Schichtenfolge der mittleren Serie der OSM in Bayerisch Schwaben im Übergangsbereich zwischen der Ost- und Westmolasse aufgeschlossen.

Im Mittelbereich der Profilwand (um 510 m ü. NN) streicht eine 5 bis 10 m mächtige Schluff- und Mergelabfolge aus. Dieses regional weit verbreitete Schichtglied wird von sandigen Mittel- bis Feinkiesen unterlagert und, soweit nicht erosiv abgetragen, von Sanden und kiesigen Sanden überlagert. Die feinklastische Abfolge wie auch die unterlagernden Kiessande lassen sich stratigraphisch durch das Vorhandensein von zwei Zeitmarkern genau fixieren: Etwa 20 m im Liegenden der Mergel markieren kantige Jurakalk-Steine und -Brocken den Horizont der Rieskatastrophe, welche nach STORZER & GENTNER (1970) radiometrisch in die Zeit vor etwa 14,6 ± 0,8 Millionen Jahren datiert werden kann. Einen weiteren Zeitmarker bilden im Hangenden um etwa 515 m ü. NN eingeschaltete vulkanische Tuffe und Bentonite. Dieser sogenannte Bentonit-Lagerstättenhorizont (ULBIG 1999) fehlt zwar im untersuchten Profil Pfaffenzell erosionsbedingt, ist jedoch wenige hundert Meter entfernt im Gelände erbohrbar. Für die im stratigraphischen Niveau der vulkanischen Tuffe auftretende Feinsedimentabfolge wurde von HEISSIG (1989) der Begriff „Sandmergeleinheit" eingeführt.

Die Verbreitung der Sandmergeleinheit beschränkt sich nach vorläufiger Erkenntnis nicht nur auf das altbayerische Schwaben, sondern lässt sich auch in östlicher Richtung bis in den Raum Pfaffenhofen belegen. Die mergeligen Gesteine prägen häufig die Morphologie des Tertiärhügellandes. An steilen Hängen machen sie sich durch typische Verflachungen, Vernässungszonen und Quellaustritte bemerkbar. Dort, wo die Mergel das Hangende bilden, finden sich häufig plateauartig verflachte Hügelkuppen.

Eigene Untersuchungen ergaben, dass die zumeist im Höhenniveau um 500 m ü. NN ausstreichenden tonigen Ablagerungen der Sandmergeleinheit bereits in der Antike als Rohstoff für baukeramische Erzeugnisse und für grobkeramische Töpferwaren Verwendung fanden. Dies belegen archäologische Geländebefunde verschiedener römischer Ziegeleien und/oder Töpfereien, die seit dem ersten nach-christlichen Jahrhundert im Tertiärhügelland östlich der rätischen Provinzhauptstadt Augusta Vindelicum betrieben wurden. Römische Brennöfen lassen sich unter anderem bei Stätzling, Laimering, Rohrbach, Landmannsdorf, Tödtenried und Kiemertshofen nachweisen, wo im Gelände unweit davon bis heute auch Reste der alten Materialgruben sichtbar sind.

Es ist anzunehmen, dass der Anlage von Ziegeleien Rohstoffprospektionen durch antike Spezialisten vorausgegangen waren, welche entweder die geologischen Gegebenheiten oder

geobotanische Zusammenhänge kannten. Die offensichtlich systematische Nutzung eines bestimmten Lagerstättenniveaus gibt den provinzialrömisch interessierten Archäologen von heute die Chance, weitere antike Ziegeleien im Ausbißbereich der Sandmergeleinheit zu entdecken und zu erforschen.

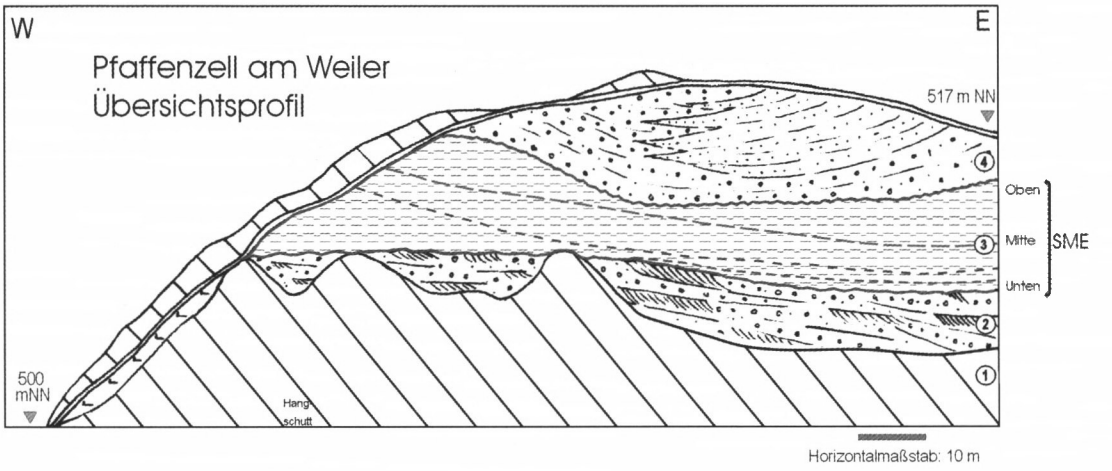


Abb. 44: Übersichtsprofil der Grube Pfaffenzell

4.7.2 Kurzbeschreibung und Interpretation des Übersichtsprofils an der Grubenhauptwand von Pfaffenzell

Das Übersichtprofil der Grube Pfaffenzell am Weiler (vergl. Abb. 45 und Tafel 24) ist wie folgt gegliedert:

(1.) Abraum und Hangschutt
(2) Schotterabfolge (bis ca. 10 m mächtig):
Unterer Teil: Mittel- bis Feinkies, sandig, schwach grobkiesig; Wechsel zwischen grauen und rostbraunen bis schwarzbraunen, stark Fe- und Mn-Oxid imprägnierten Lagen (vermutlich alte Grundwasserstandsmarken); Schichtung: planar-tabulare Schrägschichtungssets, jeweils 0,5–0,8 m mächtig, mit flachen „reactivation surfaces". = *Transversale bzw. linguoide Kiesbänke mit „lateral" und „downstream accretion".*
Oberer Teil: Mittel- bis Feinkies, sandig; grau; einzelne dünne Sandlinsen (Mittel- bis Feinsand); Kies an einigen Stellen durch ehemaligen Grundwasserstrom von sandigem Zwischenmittel gereinigt; insgesamt leicht schräggeschichtet, zum Teil bankig wirkend. = *Longitudinale Kiesbänke; bei nachlassendem Wasserstrom Ablagerung kleinerer Sandlinsen auf den Bankoberflächen.*
(3) Sandmergeleinheit (SME, bis ca. 7 m mächtig):
Unten: Schluff, glimmerführend; karbonatarm bis karbonatfrei; grau- bis graubeige, einzelne Kiesgerölle eingestreut; an der Basis bräunliche Limonitverkrustungen; leichte Horizontalschichtung und -bankung erkennbar. Flora: rostbrauner Pflanzenhäcksel. = *Beginn einer feinklastischen Füllung mit gröberen Komponenten in einer großen flachen Erosionsrinne.*
Mitte a): Ton, (stark) schluffig, durchsetzt mit inkohlten organischen Resten; schwarzgrau bis braun; fladenförmige Markasitkonkretionen führend; einige bis handgroße Partien auch limonithaltig; durchgehend feinblättrig horizontal geschichtet; einige Lagen mit Pflanzenresten. Flora: Pollen, Samen, Früchte (z.B. *Hemitrapa heissigii*), meist zersetzte Blätter, Pflan-

zenstengel bzw. -Ästchen, Algen (z.B. Oogonien von Characeen). Fauna: (Klein)säugerreste, kleine Muschelschalen, Fischreste (Schuppen, Zähne etc.). = *Altarm- bzw. Tümpelfüllung mit limnischem Ton und Schluff; Vegetation: Wasserpflanzen.*
Mitte b): Ton, stark schluffig, blaugrau bis grau; Lagen im cm- bis dm-Bereich geschichtet; organische Anteile zum Hangenden hin fast fehlend. Flora: einzelne, z.T. durch Inkohlung hervorragend erhaltene Blätter und Oogonien von Characeen = *Interpretation wie 3a).*
Mitte c): Tonmergel; grau; grob geschichtet; einzelne Oogonien. = *Allmählicher Übergang in überflutete Mulde oder Aue, limnischer Einfluss jedoch noch erkennbar.*
Oben: Mergel; hellgrau bis beigegrau; Schichtung im cm- bis dm-Abstand; weißlich-beige, horizontal eingelagerte, plattig flache Kalkmergel- und Kalkkonkretionen; einzelne Lagen durch stärkere Limonitführung beige bis beigebraun gefärbt. = *Periodisch überflutete Aue oder Senke mit Ablagerung von Mergeln und Schluffen.*
(4) „Post- vulkanische" Sande und Kiese (bis ca. 6m mächtig):
Feinkies bis Grobsand, mittelkiesig und mittelsandig; grau bis beigebraun; trogschräggeschichtet, stark diskordant erosiv ins Liegende einschneidend. = *Füllung einer tief in die Sandmergeleinheit einschneidenden Erosionsrinne.*
Hangendes bis zur Geländeoberfläche: Rezenter Boden (Braunerde); kiesig-sandig; dunkelbraun.

4.7.3 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung

Die Feinsedimente der Sandmergeleinheit von Pfaffenzell (siehe Abb. 44) sind Teil eines Sedimentationszyklus, vermutlich sogar eines Allozyklus, der mit sandigen Mittel- und Feinkiesschüttungen eines „braided river" der post-riesischen Mittleren Serie einsetzte und in feinkörnigen Auenablagerungen einer „floodplain" endete, welche von anastomosierenden bis mäandrierenden Fließrinnen durchzogen war.

Feinklastische Sedimente kamen in Pfaffenzell erst zum Absatz, nachdem der geröllführende „braided river" sein Bett verlassen hatte und eine flache, muldenförmige Altrinne zurückgeblieben war. Sukzessive wurde die Mulde mit feinster Schwebfracht des nahen Stromsystems gefüllt, die an der Basis als fein geschichteter limnischer Schluff und Ton erhalten blieb. Derweil konnte sich unter ständiger Wasserbedeckung eine Wasserpflanzen-Flora entwickeln (vergl. GREGOR et al. 1989), wie Funde u.a. von Hemitrapas, Charophyten, Nympheaceenrhizomen und Cyperaceenwurzeln belegen. Eine ebenfalls autochthone Fauna ist über Fischreste, Schnecken- und Muschelschalen nachzuweisen. Als Detritus wurden in bestimmte Bereiche des Gewässers auch größere Mengen von Blattresten, kleine Äste und Zweige eines benachbarten Auenwaldes eingeschwemmt. Die unteren bis mittleren Abschnitte der Feinsedimentabfolge können infolgedessen als subhydrische Altwasserböden angesprochen werden, die allerdings einen noch überwiegend lithogen – sedimentären Charakter besitzen und kaum durch Bioturbation überprägt sind.

Während der darauf folgenden allmählichen Verlandung des Altwassers gingen die schluffigen Tone allmählich in schluffige Auenmergel über. In der sich herausbildenden, weitläufigen Überschwemmungsebene wurde nur noch periodisch bzw. sporadisch bei Hochfluten sedimentiert. Diese Ablagerungen im Hangendabschnitt der Feinsedimentabfolge unterlagen wahrscheinlich trotz relativ hoher Sedimentationsraten einer schwachen Bodenbildung, wobei unter starkem Grundwassereinfluss vermutlich Auen(roh)böden bis Auengleye entstanden. Unter diesen Bedingungen dürften auch die dort auftretenden Karbonatkonkretionen gefällt worden sein.

4.8 Oberschöneberg

Lehm- und Kiesgrube TK 7629, (RW 93262 HW 54325)
Die interessante Lokalität befindet sich am Westrand der quartären Ausräumungslandschaft Reischenau (Iller-Lech-Platte) innerhalb des Naturparks Augsburg – Westliche Wälder an der Verbindungsstraße zwischen den Ortschaften Dinkelscherben und Ziemetshausen (siehe Abb. 45). Die Grube dient vor allem der Gewinnung lehmiger Rohstoffe zur Herstellung von Hintermauersteinen. Im basalen Teil des Abbaus stehen 5 bis 7 m mächtige jungtertiäre Schluffe, Feinsande und Mergel an, die diskordant von Quartärschottern und Lößlehm überlagert werden (Abb. 46).

Die ausgebeuteten Abschnitte der Abgrabung werden bereits im laufenden Abbaubetrieb mit inertem Bodenaushub wiederverfüllt und rekultiviert. Die Grubensohle liegt auf ca. 475 m ü. NN, die Oberkante auf 485 m ü. NN.

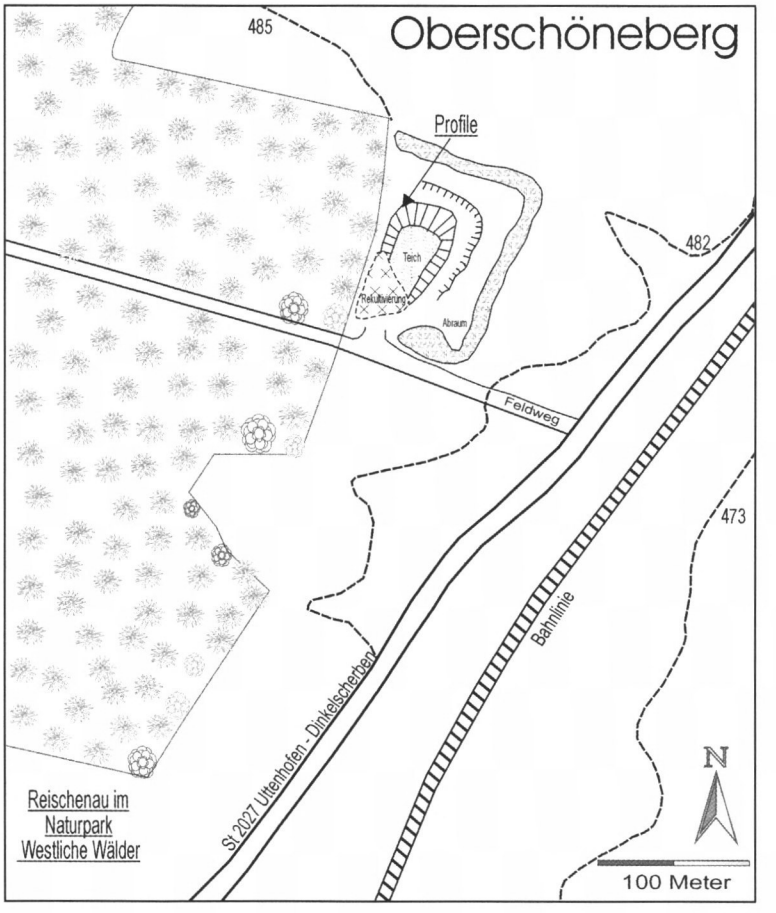


Abb. 45: Lageskizze der Ziegeleigrube Oberschöneberg

4.8.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick

Die im Aufschluss zwischen 475 bis 481 m ü. NN anstehenden Mergel, Schluffe und Feinsande der OSM besitzen wahrscheinlich ein präriesisches Alter, da die nächstgelegenen Vorkommen von Auswürflingen der Rieskatastrophe bei Ziemetshausen erst im Niveau von etwa 500 m ü. NN auftreten. Das bei 476 m ü. NN in diese Feinsedimentabfolge eingeschaltete dünne Bentonitband ist wahrscheinlich nicht mit den Bentonitvorkommen des Lagerstättenhorizonts bei Thannhausen und Krumbach (vergl. LEMCKE et al 1953, ULBIG 1994) im Höhenniveau von etwa 540 m ü. NN korrelierbar. Für die stratigraphische Einordnung des Oberschöneberger Bentonits kommen deshalb insbesondere 2 weitere, von anderen Fundstellen bekannte Bentonithorizonte in Frage:

1. Der Bentonit von Unterneul. Diese nur etwa 3 cm starke Bentonitlage wurde von FIEST (1986) in einer heute rekultivierten Lehmgrube der Ziegelei Kormann bei Unterneul entdeckt und befand sich etwa 1 bis 3 m unter dem Horizont der Auswürflinge des Riesereignisses.
2. Der Bentonit von Stiersdorf/Mallersdorf: Im Hangendbereich der Kiesgrube von Stiersdorf auf etwa 420 m ü. NN steht innerhalb einer etwa 10 m mächtigen Auenschluff- und Mergelabfolge ein ca. 10 cm mächtiges graues Bentonitband an. ULBIG (1994) zufolge liegt dieses Vorkommen innerhalb des Nördlichen Vollschotters in der Älteren Serie der OSM.

Für eine stratigraphische Korrelation des Mallersdorfer und des Oberschöneberger Bentonits spricht insbesondere der deutliche Lagerungsabstand zum Riesereignis im Hangenden. Eine eindeutige Klärung der Frage könnte mit radiometrischen Datierungen, z.B. der im Bentonit von Oberschöneberg eingeschlossenen Zirkone möglich sein.

Im Hangenden der Mergelabfolge von Oberschöneberg sind keine jüngeren Molasseschichtglieder erhalten. Sie wurden im Quartär, vermutlich im Mittelpleistozän, durch fluviale Erosion einer Ur-Iller ausgeräumt, deren grobes Flussgeschiebe mit 1 bis 3 m Mächtigkeit auf den OSM-Sedimenten erhalten ist. Während der letzten Eiszeiten (Riß- und Würmglazial) wurde bis über 2 m Löß aufgeweht, der heute tiefgreifend zu Lößlehm verwittert ist und zur Geländeoberfläche hin mit einer rezenten Parabraunerdebildung abschließt.

4.8.2 Kurzbeschreibung des Gesamtprofils der Grube Oberschöneberg

Im folgenden ist das Gesamtprofil des Aufschlusses Oberschöneberg kurz beschrieben (vergl. Abb. 46 sowie Tafel 25 A und D).

Holozän:
(16) Rezenter Boden: Parabraunerde aus Lößlehm.
Pleistozän:
(15) Lößlehm wahrscheinlich der Riß- und Würmeiszeit.
(14) Mittelpleistozäne Iller-Lech-Schotter: Grobkies und Steine, sandig; beige bis beigebraun.

Jungtertiär/OSM:
(13) Mittel- und Feinsand, beigebraun; trogschräggeschichtet.
(12) Schluff, tonig, schwach sandig; hellolivebraun, grobpolyedrisch aggregiert.
(11) Schluff, tonig, schwach sandig; olive; ca. 50% sekundäre, weiße Karbonatausfällungen.
(10) Schluff, stark tonig; dunkelgraublau; polyedrisch aggregiert.
(9) Schluff, stark tonig; olivegrau; ca. 50% sekundäre, weiße Karbonatausfällungen.
(8) Schluff, mergelig, sandig; hellgrau bis hellolivegrau.
(7) Schluff, sandig, tonig bis schwach tonig; hellgraublau; bankig bis geschichtet.
(6) Schluff, tonig bis schwach tonig; hellgraublau; bankig bis geschichtet.
(5) Teilweise verziegelter Umlagerungshorizont (siehe Detailprofil Lage OSB 5).
(4) Bentonitlage (siehe Detailprofil Lage OSB 4).
(1–3) Auengley – Paläoboden (siehe Detailprofil Lagen OSB 1 bis 3).
(0) Hangschutt.

4.8.3 Beschreibung des Detailprofils

Um die Genese der im unteren Abschnitt der aufgeschlossenen Feinsedimentabfolge auffällig bunt gefärbten Ablagerungen in Verbindung mit dem Bentonithorizont zu klären, nahmen wir ein 1 m mächtiges Detailprofil auf (siehe Abb. 47 und Tafel 25 B). Die Basislage OSB 1, ca. 25 cm im Liegenden des Bentonits, bestand aus einem rötlich grau – olivegrau – braun marmorierten, mittel schluffigen Ton mit einem Rost-überzogenen Grobpolyedergefüge, welcher mäßig häufig mm-große, dichte, weiße „nodules" enthielt. Aus dieser Lage konnten wir auch einige Gastropodenreste bergen. Über diesem Stratum folgte bis ca. 5 cm unterhalb des Bentonits das Stratum OSB 2, ein mittel-toniger Schluff mit überwiegend dunkelgrauen und oliven Farbtönen sowie polyedrischer Aggregierung. Direkt unterhalb des Bentonits lag Stratum OSB 3, ein mittel schluffiger Ton mit polyedrischem Gefüge, der überwiegend grau mit grünstichigen und rotstichigen Nuancen gefärbt war und zudem einige dunkelgraue, humose Partien aufwies.

Eine Besonderheit innerhalb der gesamten Profilabfolge stellte die etwa 15 cm mächtige Bentonitlage OSB 4 dar. In dem massigen, ungeschichteten Ton aus Verwitterungsprodukten vulkanischer Asche waren zahlreiche Biotite horizontal eingeregelt. Das bergfrische Material fühlte sich speckig – seifig an und zerfiel angetrocknet in Grobpolyeder. Aufgrund dieser Merkmale konnte die Lage bereits im Gelände als Bentonit identifiziert werden, was später anhand der durchgeführten Laboranalysen bestätigt wurde.

Mit erosiver Grenze war der Bentonit von einer 25 cm mächtigen, intensiv bunt gefärbten Lage (OSB 5) überdeckt, welche sich aus verschiedenen ziegel-, orange- und braunroten Schollen mittel tonigen Schluffs zusammengesetzte. Darin waren auch schwarze, humose und Feinfusit-haltige Tonlinsen horizontal eingeschaltet, und zwar besonders häufig an der Basis. Insbesondere die roten Tonschollen zerfielen angetrocknet in Feinstpolyeder.

Leicht wellig erosiv über dem farblich markanten Stratum lag grob geschichtet bis massig ein olivegrauer stark toniger Schluff (OSB 6), in dem cm- bis dm-große, tonige, braunrote Extraklasten und etwas Fusit eingeschlossen waren.

Die beiden Hangendlagen OSB 7 und OSB 8 bestanden aus fein geschichteten, stark schluffigen Tonen. In OSB 7 überwogen graue Farbtöne neben oliven und gelbbraunen Farben, in OSB 8 dominierten hingegen olivebraune und graue Farben.

Oberschöneberg – Gesamtprofil

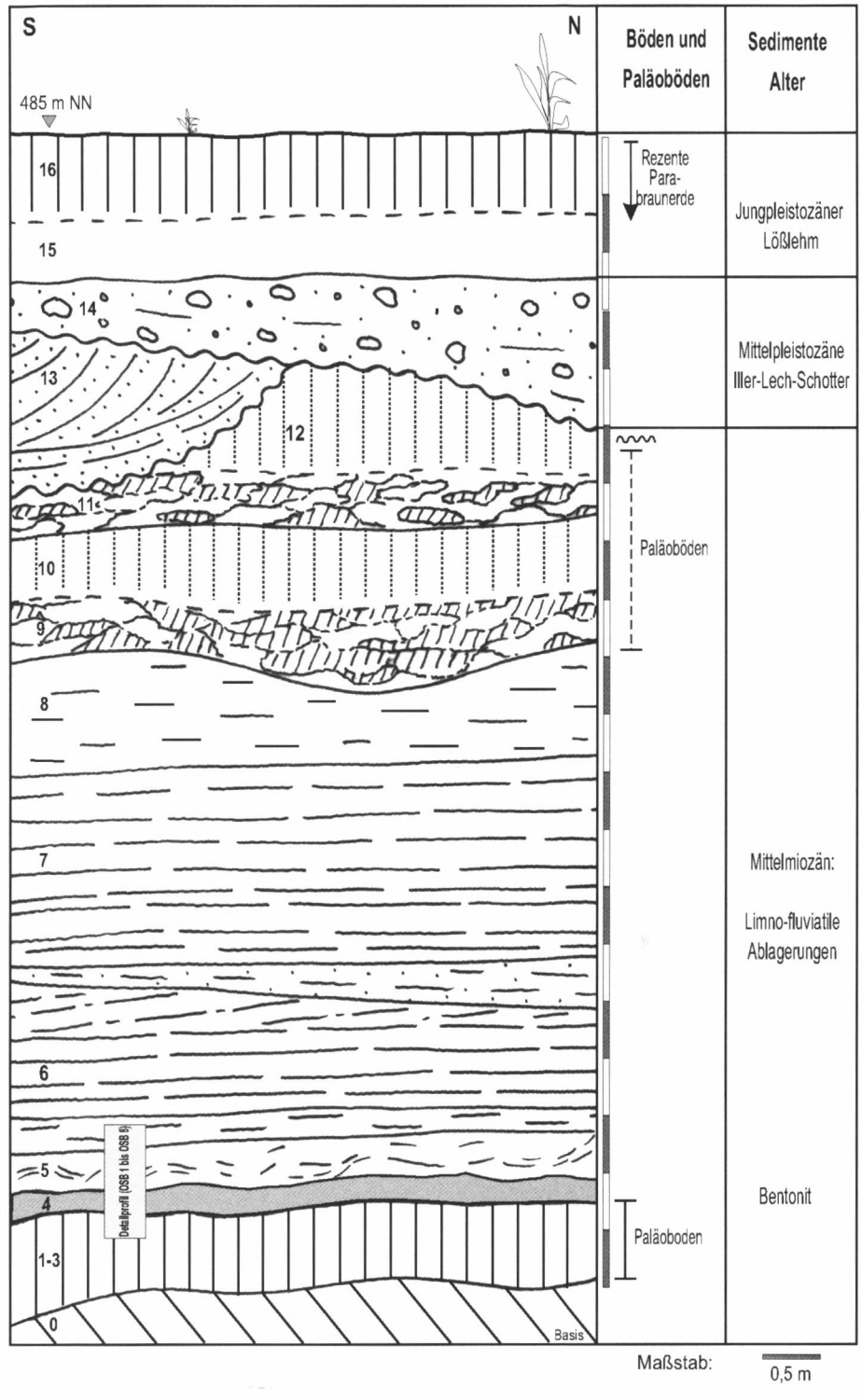


Abb. 46: Gesamtprofil des Aufschlusses Oberschöneberg

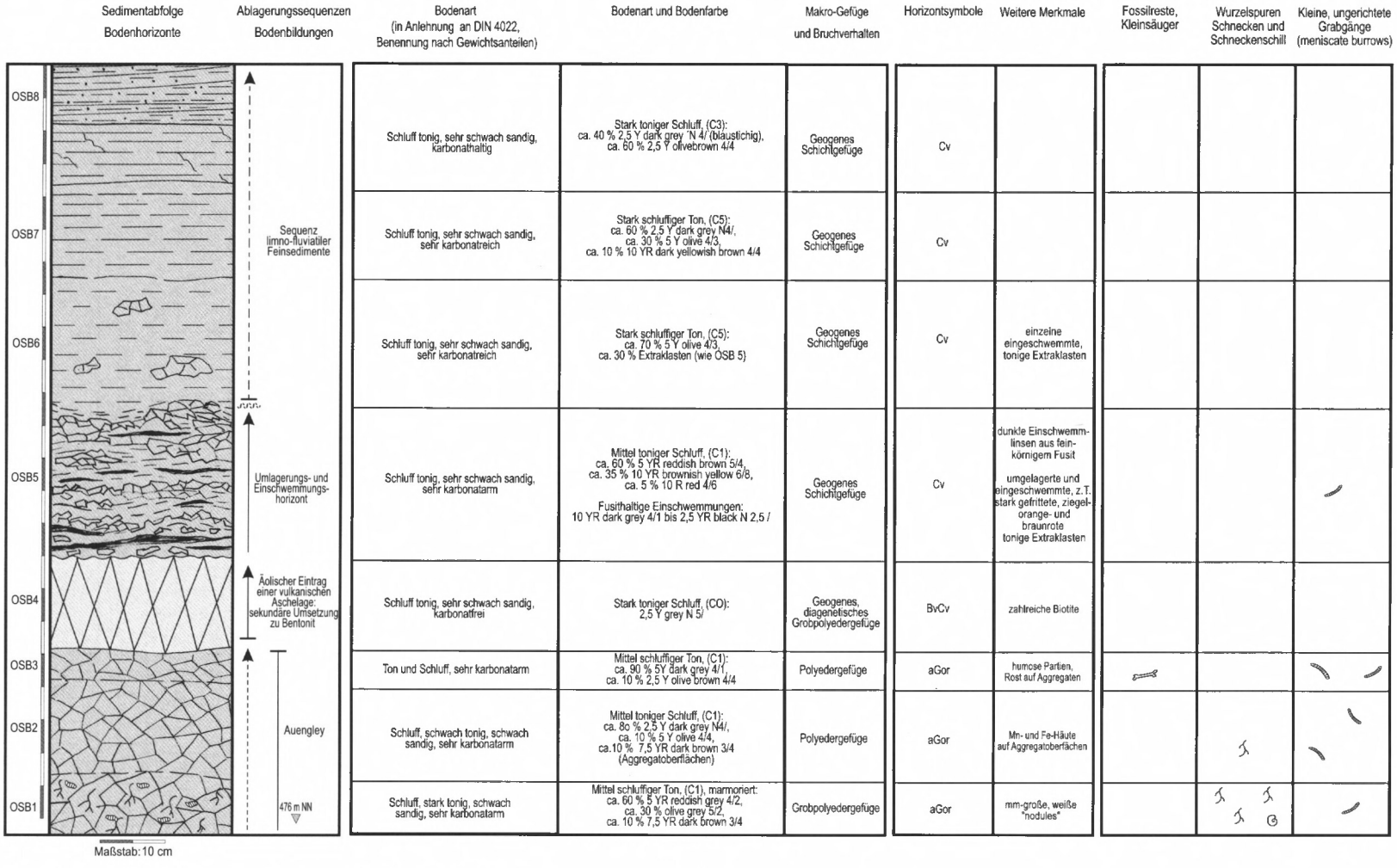


Abb. 47: Detailprofil Oberschöneberg – Lithologie und Pedologie

4.8.4 Korngrößenfraktionierung

Die Bodenarten des Detailprofils sind insgesamt sehr feinkörnig und variieren zwischen mittel tonigem Schluff (OSB 5) und mittel schluffigem Ton (OSB 3) (vergl. Tab. 26). Die in den Liegendstraten OSB 1 und 2 gemessenen Sandgehalte rühren von detritischem Quarz und Hellglimmerplättchen her. In der Bentonitlage OSB 4 stammen die Sand- und Grobschlurfanteile dagegen überwiegend von Biotiten. Die restlichen Grobanteile dieser Lage setzen sich aus Quarz und verschiedenen Schwermineralen zusammen. Die Tongehalte im Bentonit liegen wahrscheinlich deutlich über den gemessenen Gehalten, da mit der angewendeten Aufbereitungsmethode das Dreischichttonmineral-reiche Gestein nur unvollständig dispergiert werden konnte. Wie an den Dünnschliffen (Tafel 26 A und B) ersichtlich, ist auch das Substrat von OSB 5 vermutlich feinkörniger als es die granulometrischen Messergebnisse zeigen. Die Ursache hierfür dürfte in einer sekundären Frittung (Hitzeeinwirkung) und damit verbundenen Veränderung der Tonmineralphasen liegen.

Stratum	Ton	Feinschluff	Mittelschluff	Grobschluff	Sand
OSB 8	17	28	40	14	1
OSB 7	28	37	30	4	1
OSB 6	17	22	35	24	2
OSB 5	17	22	35	24	2
OSB 4	(22)	(29)	(32)	(16)	(1)
OSB 3	41	38	21	<1	0
OSB 2	14	19	27	32	8
OSB 1	38	31	20	5	6

Tab. 26: Kornfraktionen der Feinerde (%) im Detailprofil Oberschöneberg.
Der Bentonit OSB 4 ließ sich wegen seiner hohen Anteile an quellfähigen Tonmineralen nicht ausreichend dispergieren.

4.8.5 Mineralbestand

Die Röntgenübersichtaufnahmen der *Lagen OSB 1 bis 3 und 5 bis 8* (nicht dargestellt) zeigen Reflexfolgen, die diversen Tonmineralen sowie Hellglimmer und Quarz zuzuordnen sind. In den Texturpräparaten der Fraktion < 2 µm (siehe Abb. 49) konnten überwiegend Vermikulit/Smektit, Illit, Vermikulit/Smektit – Illit Wechsellagerungen sowie untergeordnet auch Kaolinit und Quarz nachgewiesen werden. In der Hangendlage OSB 7 und insbesondere in OSB 8 ist auch Chlorit enthalten, der möglicherweise auch in Wechsellagerung mit Illit und Vermikulit/Smektit vorliegt.

Die Röntgenaufnahmen zeigen, dass *Stratum OSB 4 (Bentonit)* im Wesentlichen aus dem quellfähigen Dreischichttonmineral Montmorillonit besteht, dessen 1. Basisreflex (001) im

Bereich um 15 Å erscheint (siehe Abb. 48). Daneben treten außerdem Reflexfolgen von Glimmer, Quarz und Feldspat auf. Im Texturpräparat der Fraktion < 2 µm dieses Stratums verschiebt sich der erste Basisreflex des Montmorillonits nach der Glykolbehandlung von 15 Å auf etwa 17 Å. Montmorillonit bildet in dieser Kornfraktion das Hauptmineral.

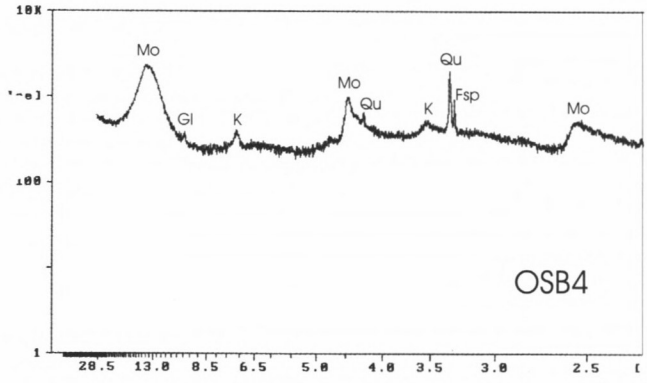


Abb. 48: Röntgenübersichtsaufnahme des Bentonits OSB 4 im Detailprofil Oberschöneberg

4.8.6 Reaktion und chemische Eigenschaften

Die Gehalte an Silizium, Metallen und Phosphor veranschaulicht Tabelle 27. Es fällt auf, dass die chemische Zusammensetzung der vulkanogenen Bentonitprobe OSB 4 im Schwankungsbereich der übrigen beprobten Straten liegt, welche chemisch als typische Molassetone anzusprechen sind. Die Hangendlage OSB 8 weist die höchsten Kaliumgehalte bei erhöhten Al-Gehalten auf. Dort und in Lage OSB 7 kulminieren auch die P-Gehalte.

Nennenswerte Karbonatgehalte lassen sich praktisch nur in den Hangendlagen OSB 7 und 8 nachweisen. Dies spiegelt sich auch in den pH-Werten wider, welche im unteren und mittleren Profilabschnitt zwischen 7,4 und 7,1 variieren und in OSB 6 und 7 auf 7,6 bzw. 7,5 ansteigen. Die Schwefelgehalte liegen lediglich in den Lagen OSB 3 und OSB 8 über der Nachweisgrenze (vergl. Tab. 28).

Stratum	Si	Al	Fe	Mn	Ti	Ca	Mg	K	Na	P	G. V.
	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	g/kg	%
OSB 8	229	130	79	0,5	5,7	28	30	38	3,5	0,8	15
OSB 7	226	97	59	0,9	4,3	80	56	27	1,8	0,9	18
OSB 6	306	119	38	0,1	4,3	13	17	9	0,8	0,3	10
OSB 5	294	115	56	0,1	4,1	11	18	17	0,8	0,3	7
OSB 4	303	132	40	0	5,1	11	11	3	0	0,3	10
OSB 3	294	112	61	0,1	3,8	11	18	17	0,8	0,3	10
OSB 2	299	129	25	0,02	2,2	17	30	3	0	0,4	10
OSB 1	327	81	52	0,02	5,6	7	14	24	1,6	0,1	7

Tab. 27: Elementgesamtgehalte der Feinerde im Detailprofil Oberschöneberg – Ergebnisse der RFA

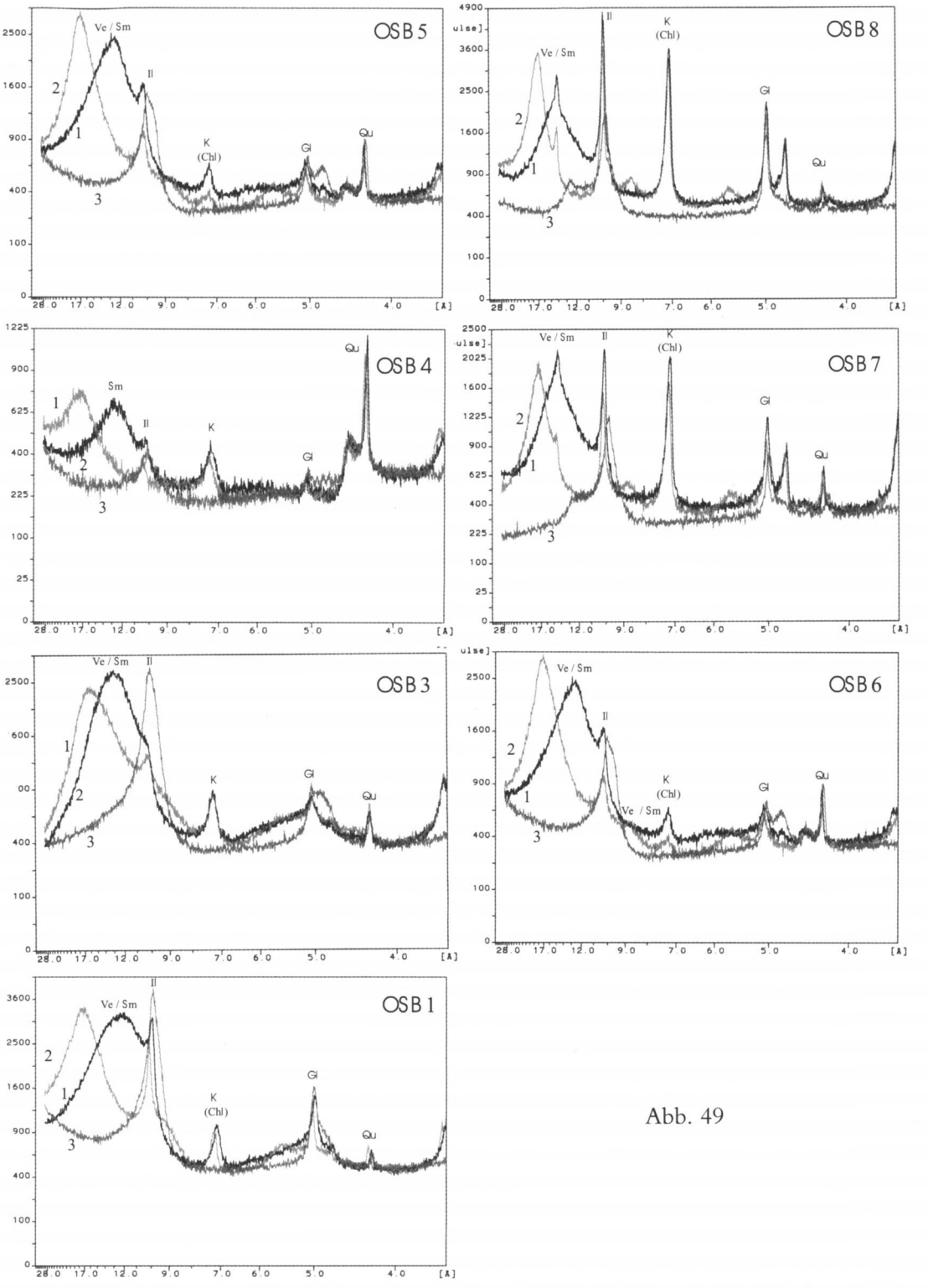


Abb. 49

Abb. 49: Röntgenaufnahmen von Texturpräparaten der Tonfraktion im Detailprofil Oberschöneberg
1 = lufttrocken, 2 = glykolbehandelt, 3 = auf 550°C erhitzt
Sm = Smektit, Ve = Vermikulit, I = Illit, Ml = Mixed-layer-Struktur, K = Kaolinit, Ch = Chlorit

Stratum	pH-Wert ($CaCL_2$)	Karbonatgehalt	Gesamt-Schwefel	Phosphor-Extraktion (OLSEN)
Maßeinheit		g/kg	mg/kg	g/kg
OSB 8	7,5	72	1	0,5
OSB 7	7,6	270	0,1	0,3
OSB 6	7,3	4	0	0,1
OSB 5	7,4	3	0	0,2
OSB 4	7,3	2	0	0,1
OSB 3	7,1	2	1	0,1
OSB 2	7,2	2	0	0,1
OSB 1	7,3	2	0	0,2

Tab. 28: Reaktion, Gehalte an Karbonaten, Schwefel sowie an $NaHCO_3$-löslichem Phosphor der Feinerde des Detailprofils Oberschöneberg

4.8.7 Interpretation der sedimentologischen und pedogenen Entwicklung im Detailprofil Oberschöneberg

Die basalen Lagen des Detailprofils (OSB 1 bis OSB 3) wurden wahrscheinlich als Hochflutsedimente in der Überschwemmungsebene einer Flussaue aufgelandet. Durch pedogene Überprägung des Substrats entstand vermutlich Auengley mit konkretionärer Karbonatanreicherung im Unterboden (vergl. Abb. 47). Hierfür sprechen insbesondere folgende Merkmale: Polyedrisches Gefüge mit nach oben zunehmender Aggregierungsintensität, Fe- und Mn-Oxidhäute auf den Aggregatoberflächen (Go-Gor) von OSB 1 und OSB 2, vermutliche Humusgehalte in OSB 3 (aAGor-Horizont), Fe-oxidische Feinwurzelspuren und Bioturbationsspuren (mm-große „meniscate burrows") in OSB 1 und 2 sowie mm-große, dichte, weiße „nodules" in OSB 1.

Der Auengley wurde in der Folgezeit bei einem Vulkanausbruch, dessen Schlote unbekannt sind, von einer Schicht eingewehter, glasreicher Aschen überdeckt. Dieser „air fall"-Tuff verwitterte anschließend vermutlich in geologischen Zeiträumen, zu Bentonit, einem Dreischichttonmineral-reichen Tonerdesilikatgestein (siehe Tafel 26 A).

Vor der späteren Sedimentation von Lage OSB 5 wurde der Tuff wahrscheinlich zum Teil abgetragen, wie die Erosionsgrenze zwischen beiden Lagen schließen lässt. Die intensiv ziegelroten, orangeroten und grüngrau gefärbten Tonschollen von OSB 5 ließen nach dem Geländebefund einen umgelagerten, rubefizierten Paläoboden erwarten. Diese Annahme wurde jedoch durch Dünnschliffuntersuchungen an einigen Gesteinspartien widerlegt. Wie auf Tafel 26 B und C zu erkennen, setzen sich die „roten Partien" aus mm-großen Tonklasten zusammen, welche sowohl dicht aneinander grenzen als auch in einer feinen Tonmatrix schwimmen. Die „schwarzen Partien" bestehen aus humosem Ton, welcher von feinem und feinstem Fusit durchsetzt ist. Die feinpolyedrisch zerfallenden, rötlichen Tone wurden vermutlich nicht pedogen rubefiziert, sondern durch Hitzeeinwirkung sekundär gefrittet. Die stellenweise starke Verziegelung des Substrats könnte von Wald- oder Buschbränden herrühren. Sicher ist, dass das vorverwitterte Material bei Überschwemmungen fluviatil umgelagert und über der Bentonitlage sedimentiert wurde. FREYTET & PLAZIAT (1982) bezeichneten derartige umgelagerte „Paläoböden" als „pseudo-paleosols". Für die Hypothese eines kausalen Zusammenhangs zwischen der Genese des Tuffs/Bentonits (OSB 4) und der darüber lagernden, gefritteten Tone (OSB 5) gibt es allerdings keine Belege.

Lage OSB 6 rührt von weiteren Hochflutereignisssen, bei denen neben frischem, olivegrauen Sediment auch rötliche Tonklasten abgelagert wurden. Mit den oberen Lagen OSB 7 und 8 setzten überwiegend limno-fluviatile Feinsedimentschüttungen ein, welche im Hangenden des Detailprofils eine etwa 4 m mächtige Mergel-, Schluff- und Feinsandabfolge bilden. Erst oberhalb davon folgen erneut Auensedimente mit schwachen pedogenen Überprägungen.

4.9 Allenberg

Kies- und Sandgrube TK 7533, (RW 41 50 HW 69300)
Auf dem tertiären Höhenrücken zwischen Paar- und Weilachtal etwa 505 m ü. NN liegt nord-westlich von Allenberg an der Kreisstraße AIC 2 eine Kiessandgrube, die bei einer zufälligen Begehung einen für unser Projekt interessanten Einzelbefund erbrachte.

4.9.1 Geologisch – stratigraphischer Überblick

In der ca. 15 m tiefen Abgrabung steht eine Wechselfolge fluviatiler Schüttungskörper mit beigebraunen Sanden und sandreichen Mittel- bis Feinkiesen an. Wie die Aufnahme und Interpretation eines Grubenübersichtsprofils ergab, stammen die Ablagerungen wahrscheinlich von pendelnden Rinnen eines „braided river", der im Bereich des Aufschlusses vorwiegend longitudinale Kies- und Sandbänke sowie Kies- und Sand-gefüllte Erosionsrinnen von einigen 10er Metern Breite hinterließ. In der Kiesfraktion der geröllreichen Ablagerungen überwiegt mit über 80% Kornanteil Quarz. Den Rest bilden, der Reihe nach abnehmend, Metamorphite und Magmatite, Hornsteine, Radiolarite und Sandsteine. Letztere treten vor allem in geringen Anteilen in der Feinkiesfraktion auf.

Stratigraphisch ist die grobklastische Abfolge wahrscheinlich der post-vulkanischen Mittleren Serie im Hangenden der Sandmergeleinheit und der Haupttuff- bzw. Bentonitlagerstätten zuzuordnen.

4.9.2 Beschreibung der paläopedologischen Befunde

Zum Zeitpunkt der Profilaufnahme waren die steilen Grubenwände nach vorausgegangen Starkregenfällen von zahlreichen Schloten und Rinnen zerfurcht. Das hangabwärts stürzende Wasser hatte hierbei bindige Sedimentpartien und sekundäre karbonatische Verhärtungen plastisch herausmodelliert.

Etwa 4 m unter der Geländeoberkante fanden sich an einer Stelle im Bereich einer etwa 1,3 m mächtigen Sandabfolge besonders interessante Strukturen: Sie bestanden aus einem zusammenhängenden, ästig verzweigten, dreidimensional – röhrenartigen System karbonatischer Verhärtungen von etwa 1 m Höhe und 1 m Durchmesser (siehe Tafel 27 A und B). Das umgebende Substrat lag als leicht horizontal geschichteter, hell beiger Mittel- bis Feinsand vor. Die auffällige Form dieses karbonatischen Härtlings legte den Schluss nahe, dass es sich möglicherweise nicht um geogene Ausfällungen wie die sogenannten „Zapfensande" der schwäbischen Westmolasse (vergl. FUCHS 1953) handelte, sondern dass er im Zusammenhang mit alter Bodenbildung und fossiler Durchwurzelung entstanden sein könnte.

4.9.3 Interpretation der Befunde

Im Labor wurden einige der beprobten, karbonatisierten Sandröhren (siehe Tafel 27 C) mit einer Gesteinsäge längs und quer geschnitten. Dabei stellte sich heraus, dass im Zentrum der Röhrenstrukturen stellenweise mm-dicke Kanäle bestanden, welche zum Teil von Limonitimprägnationen umgeben waren. Wir deuten diese Kanäle als Rest-Hohlräume ehemaliger, mineralisierter Pflanzenwurzeln, die vermutlich um ein mehrfaches dünner waren als das sie umgebende, karbonatisch zementierte Sediment.

Nach den Gelände- und Laborbefunden handelt es sich infolgedessen um karbonatisierte Rhizolithe. Die lateral im Profil noch erkennbaren Sedimentstrukturen weisen als Faziesraum auf eine ehemalige Sandbank in einem alternierenden „braided river" hin. Infolge einer gewissen Konsolidierung dieser Sandfläche über dem Flusswasserspiegel kam es wahrscheinlich zu Pflanzenaufwuchs und zur Durchwurzelung des Substrats.

Im direkten Umfeld der ehemaligen Pflanzenwurzeln wurde vermutlich unter spezifischen chemischen Bedingungen im Boden-/Grundwasser gelöstes Karbonat zu calzitischem Zement gefällt (siehe hierzu eingehender Kapitel 5.2, vergl. RETALLACK 1997). Unklar bleibt, ob dieser Vorgang vor oder nach dem Absterben der Pflanzen stattfand (vergl. KLAPPA 1980). Da im Substrat neben den Rhizolithen keine weiteren pedogenen Merkmale überliefert sind, können wir nur von der Entwicklung eines Ai-C Rohbodens ausgehen.

5. Zusammenfassende Diskussion

5.1 Neue Erkenntnisse hinsichtlich sedimentärer Faziesräume und Bodenbildungen in den OSM-Ablagerungen des Untersuchungsgebiets

Die untersuchten feinklastischen Profilabfolgen sind Teil des limno-fluviatilen Sedimentstapels im Nordflügel des Molassebeckens.

Das Akkumulationsgeschehen in den Flußsystemen der OSM war einerseits wahrscheinlich an große **Allozyklen** (HEISSIG 1997) gebunden. Als übergeordnete, externe Steuerungsfaktoren für die mehrfachen zyklischen Vorstöße grobklastischen, alpinen Flußgeschiebes bis an den Nordrand des Beckens können die alpine Orogenese, die Beckensubsidenz sowie Verlagerungen der Beckenachse und des Achsengefälles angenommen werden. Darüber hinaus ist auch eine Beeinflussung des fluvialen Geschehens durch regionaltektonische Vorgänge in Betracht zu ziehen. In der nördlichen, ungefalteten Vorlandmolasse sind dies meist beckenparallele, durch Zerrungstektonik hervorgerufene, antithetische Störungen. Hinzu kommen die phasenweisen Aktivitäten der bereits im Basement angelegten und vorgezeichneten, strukturellen Elemente, wie des Landshut – Neuöttinger Hochs. Dieses machte sich im Verlauf des Miozän wiederholt durch regionale Hebungen und bruchtektonische Verstellungen bemerkbar und führte regional zu fluviatiler Erosionstätigkeit (vergl. UNGER & SCHWARZMEIER 1987, ULBIG 1994). Paläoklimatische Aspekte spielten wahrscheinlich insbesondere über die Beeinflussung von Verwitterungsvorgängen sowie von Art und Ausmaß fluviatilen Sedimenttransports im Becken eine wichtige Rolle. Jedoch läßt sich der spezifische Einfluß der genannten externen Faktoren für die Bildung der untersuchten Feinsedimentabfolgen nur schwer evaluieren.

Aus unseren Untersuchungen wird insbesondere ersichtlich, daß die horizontale wie vertikale Verbreitung der untersuchten Feinsedimentkörper und darin eingeschalteter Paläoböden in Schichtfolgen der OSM andererseits auch wesentlich von **autozyklischen Prozessen** (vergl. BEERBOWER 1964) bestimmt wurde, denen die Architektur der fluvialen Entwässungssysteme zu Grunde lag.

Die Profile von Oberbernbach, Laimering – Lehmberg, Hemhausen und Puttenhausen stammen nach unseren Untersuchungsergebnissen von **Auenablagerungen mäandrierender und anastomosierender Flußsysteme.** Der Typus des „anastomosed river system" (SMITH & SMITH 1980) weist relativ permanente, Sand-führende Rinnen hoher Sinuosität auf, welche miteinander in Verbindung stehen. Dazwischen existieren – abgetrennt von den Fließrinnen durch natürliche Uferwälle – inselförmige, bewachsene „floodplain"-Areale (siehe Blockbild 2). Nach KIRSCHBAUM & MC CABE (1992) zeichnen sich Ablagerungen anastomosierender Flußsysteme u.a. durch das häufige Auftreten von „crevasse splay deposits" (Dammbruchsedimente) aus, wie ihre Untersuchungen in der kreidezeitlichen Dakta Formation von Süd-Utah belegen. Die bevorzugten Bildungsräume sind rasch sinkende Bekken und Deltas (vergl. FÜCHTBAUER 1988), häufig auch in semiariden Klimabereichen (vergl. RUST 1981).

In den untersuchten mittel- und obermiozänen „floodplain deposits" ehemals anastomosierender Flüsse der OSM konnten wir zum Teil mehrfach übereinander folgende „fining upward"-Zyklen (vergl. BRIDGE 1984) von 1 bis 4 m Mächtigkeit belegen, welche wahrscheinlich von autozyklischen Pendelbewegungen naher Fließrinnen herrühren.

Katastrophale Ereignisse in den Flußlandschaften, wie außergewöhnliche Hochfluten oder Dammbrüche (crevasse splays), sind als Dezimeter bis Meter mächtige, schluffig-sandige Einschaltungen in den Profilabfolgen dokumentiert. Dabei wurden eventuell vorhandene Bodenbildungen in den Auen erodiert oder zumindest deren Hangendhorizonte abgespült. Stellenweise besonders starke Strömungsverhältnisse führten auch zu Meter- bis Zehnermeter-breiten Erosionsrinnen (channels) mit schräg- und trogschräggeschichteten Sandschüttungen und Aufarbeitungslagen (z.B. Oberbernbach Grubenwestwand).

Sola mit vollständiger Horizontabfolge einschließlich humosem Oberboden (z.B. die Stratenfolge Oberbernbach 1 bis 5) konnten unter diesen Bedingungen fossil nur überliefert werden, wenn sie rasch von mächtigen, pedogen wenig beeinflussten Sedimentlagen überdeckt wurden, so daß eine weitgehende Konservierung ihres Entwicklungszustandes gewährleistet war.

Innerhalb der normalen Profilabfolgen aus mehr oder minder ungeschichteten Hochflutlagen sind in Oberbernbach und Puttenhausen auch Dezimeter-mächtige Bänke bzw. flache Rinnenfüllungen mit feingeschichteten Tonen (Obb 11 und Pu (b) 7) eingeschaltet, welche von temporären Stillwasserbereichen in den Auen stammen dürften.

Die Intensität pedogener Überprägung der Sedimente ist meist in den oberen, Schluff- und Ton-dominierten Auenzyklen-Abschnitten größer als in den unteren, sandhaltigen Abschnitten. Das Vorhandensein zahlreicher pedogener Merkmale sowie das Fehlen primärer Schichtungsstrukturen verbunden mit einer häufig ausgeprägten Feinkörnigkeit der Sedimente läßt auf Phasen mit geringen Akkumulationsraten in den ehemaligen Auen schließen. Während sich bei wiederkehrend sedimentreichen, gröberkörnigen Hochflutakkumulationen nur Auen(roh)böden (v.a. Ramblen und Paternien) bilden konnten, entstanden in länger währenden, sedimentationsarmen bzw. sedimentationsfreien Phasen (Stagnationsphasen) aus feinkörnigen Sedimenten auch Auen(kalk)gleye und Auenpseudogleye.

Bei längerzeitig kontinuierlich geringen Sedimentationsraten (eventuell durchschnittlich < 1 mm/a) wurden auch mächtigere Profilabschnitte intensiv pedogen überprägt, wobei sich kumulative Auenböden (vergl. BIRKELAND 1984, KRAUS 1997) mit deutlichen Interferenzerscheinungen (vergl. FREYTET & PLAZIAT 1982, PLAZIAT et al. 1987) entwikkelten.

In solchen Stratenabfolgen liegen zum Teil Merkmale von Gleyen und Pseudogleyen kombiniert vor; wir schließen daher auf polygenetische Entwicklungen, die insbesondere von saisonalen Klimaverhältnissen mit stark schwankenden Grundwasserständen gesteuert wurden.

In den Hangendabschnitten der Profile von Hemhausen, Oberbernbach und Puttenhausen nehmen die hydromorphen Gleymerkmale zugunsten von Pseudogleymerkmalen stark ab, so daß dort wahrscheinlich Auen-Pseudogleybildungen vorliegen, welche vermutlich im Jahreszyklus längerzeitig vom Grundwasser abgekoppelt waren und überwiegend von Stauwassereinflüssen (aus Flut- und/oder Niederschlagsereignissen) geprägt wurden.

Geringmächtige **„Auenablagerungen von verflochtenen Flüssen"** bzw. Flußabschnitten (siehe Blockbild 2) konnten wir im Aufschluß Weihern bei Pfaffenhofen a.d. Ilm sowie in Sandelzhausen bei Mainburg untersuchen.

Verflochtene Flüsse (braided rivers) zeichnen sich allgemein durch ein relativ steiles Fließgefälle, stark schwankende Wasserführung und überwiegend kiesig – sandige Geschiebefracht aus (vergl. u.a. WILLIAMS & RUST 1969, DOEGLAS 1962, RUST 1972, MIALL 1977, 1978, 1992, BRISTOW & BEST 1993, FRIEND & SINHA 1993). In den sich stetig wandelnden Fließrinnensystemen finden fortlaufend Akkumulations-, Umlagerungs- und Erosionsprozesse statt, so dass Auenbodenentwicklungen seltener auftreten bzw. erhalten bleiben (vergl. FÜCHTBAUER 1988, CATT 1992).

In Weihern und Sandelzhausen war jeweils ein abrupter lithologischer Wechsel von grobkörnigen „braided river"-Strombettsedimenten im Liegenden zu Feinsedimenten im Hangenden feststellbar. Diese Beobachtung charakterisiert die untersuchten Profile als Hochflut-Füllungen verlassener Fließrinnen. Die Einschwemmung und Akkumulation von Feinsedimenten vollzog sich wahrscheinlich, geologisch betrachtet, in relativ kurzen Zeitabschnitten. Maßgebliche Faktoren hierfür dürften eine hohe Strömungsdynamik und ein großer Sedimenteintrag aus aktiven Fließrinnen gewesen sein.

Dementsprechend lassen sich, im Gegensatz zu den oben beschriebenen Auenbildungen mäandrierender und anastomosierender Flußsysteme, keine langen Stagnationsphasen nachweisen, die mit intensiven Pedognesen verbunden gewesen wären (vergl. MIALL 1996). Zu den spärlicher aufgefundenen Bodenbildungen dieses Faziesbereichs zählen insbesondere Auen(roh)böden und Auengleye, zum Teil in Verbindung mit sekundären Karbonatanreicherungen aus dem Grundwasser (Grundwasser-Calcrete).

In dieses grobe Schema läßt sich auch das Profil der Fossilfundstelle Sandelzhausen einordnen. Abweichend vom „normalen" Faziestyp ist Sandelzhausen jedoch als lokale Sonderentwicklung mit fluviatilen, limnischen und lakustrinen Einflüssen ausgebildet, welche die Anreicherung zahlreicher Tierreste begünstigte (vergl. Kapitel 4.6).

5.2 Nachweis paläopedogener Merkmale und Prozesse

5.2.1 Vorbemerkungen

Steuerungsfaktoren der Bodenbildung sind insbesondere die Ausgangssubstrate, das jeweils herrschende Klima, die Biozönosen, die Topographie sowie die zeitliche Entwicklungsdauer (vergl. PATON 1978, RETALLACK 1986 a).

Den zur Ausbildung verschiedener Bodeneigenschaften jeweils nötigen Faktor Zeit gibt BIRKELAND (1984) in einer schematischen Darstellung wider. Danach ist für die Bildung eines humosen Oberbodens ein Zeitraum von 10^1 bis 10^3 Jahren, für sekundäre Aufkalkungen sowie für Tonilluvation jeweils ein Zeitraum von 10^2 bis 10^5 Jahren anzusetzen.

Es ist anzunehmen, dass die unterschiedliche Entwicklung der identifizierten Paläoböden im besonderen Maße auch von den spezifisch herrschenden fluviatilen Rahmenbedingungen abhing (vergl. RETALLACK 1988). Zu diesen zählten vermutlich das Relief der Auen, die Entfernungen der Auen von aktiven Fließrinnen, die Stabilität der Rinnen und die hydrologischen Verhältnisse (Drainagebedingungen und Grundwasserstände).

Entstehung von Paläoboden: Böden werden in der Regel dann zu fossilen Böden bzw. Paläoböden, wenn ihr Substrat unter mächtigen, jüngeren Sedimenten begraben und den Einflüssen der Bio- und Atmosphäre entzogen wird. Vom Modus des sedimentären Überdeckungsprozesses hängt ganz wesentlich der Erhaltungszustand des begrabenen Solums ab.

Bei rascher und mächtiger Sedimentbedeckung wird der jeweilige Entwicklungszustand des Bodens fossil konserviert und sein weiterer Entwicklungsprozeß unterbrochen. Der im Laufe der Zeit zunehmende Sedimentauflastdruck führt jedoch zu verschiedenen Veränderungen des ursprünglichen Bodengefüges, beispielsweise zu einer deutlichen Reduzierung des Porenvolumens. Weitere Veränderungen im Substrat sind oft die Folge von Stoffeinlagerungen (z.B. Fällungen gelöster Karbonate aus jüngeren Bodenbildungen im Hangenden oder aus aufsteigendem Grundwasser, vergl. RETALLACK 1990).

In geologischen Zeiträumen einsetzende Vorgänge der Alternation und Diagenese können zu weiterer Kompaktion, zu karbonatischen, oxidischen oder silikatischen Zementationen, zu Re- bzw. Sammelkristallisationen, Mineral-Authigenesen, Mineralumwandlungen, Lösungsvorgängen, zur Oxidation und Mineralisation organischer Substanzen, zu Reduktionsprozessen oder zur Inkohlung von pflanzlichem Detritus in den Paläoböden führen (vergl. CATT 1992).

Zur **Klassifikation der aufgefundenen Paläoböden** mußten die oben beschriebenen syn- und postgenetischen Interferenzen (pedogene Mehrfachüberprägungen von Straten) wie auch eventuelle kompaktive und diagenetische Veränderungen in den ausgeschiedenen Straten nach Möglichkeit berücksichtigt werden.

Die jeweiligen Befunde an pedogenen (und sedimentologischen) Merkmalen wurden hierzu bestmöglich entflochten und bodensystematisch zusammengehörige Phänomene miteinander verknüpft. Ergaben sich logisch kombinierbare Horizontabfolgen, so wurde versucht, sie in das deutsche Standard-Klassifikationsschema (entsprechend Bodenkundlicher Kartieranleitung 1994) einzuordnen. Dies stellte sich als prinzipiell möglich und sinnvoll heraus, da eine Reihe vergleichbarer Bodenmerkmale auch in Rezentböden heimischer Flusslandschaften auftritt. Auf eine Einordnung in die 11 „soil orders" der „US Soil Taxonomy" nach dem Schlüssel von RETALLACK (1993) wurde verzichtet.

5.2.2 Pedogene Merkmale

Folgende ***morphologische Merkmale*** und Befunde deuten nach meiner Interpretation auf den Ablauf von Bodenbildungsprozessen im fluviatilen Ablagerungsraum der mittel- bis obermiozänen OSM Bayerns hin:

Das Substrat der untersuchten Profile weist verschiedene Makrogefügeformen wie Schichtgefüge, Kohärentgefüge, Kittgefüge, Plattengefüge, Prismen-, Polyeder- oder Subpolyedergefüge auf.

Während primäre Grundgefügeformen wie Schichtgefüge und Kohärentgefüge nur in Feinsedimenten mit überwiegend lithogenem Charakter auftreten, sind Prismen-, Polyeder- und Subpolyedergefüge meist pedogenen Ursprungs. Sie stellen sogenannte Sekundärgefüge oder Absonderungsgefüge dar, welche sich in tonreichen Straten bei häufigem Wechsel von Trocknung und Wiederbefeuchtung durch Schrumpfungs- und Quellungsvorgänge entwikkeln (vergl SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1998).

Das Vorhandensein charakteristischer Bodenfarben (Munsell-Farben) erlaubt Rückschlüsse auf Gehalte und Verteilung verschiedener Sesquioxide wie Goethit, Ferrihydrit, Hämatit, reduzierten Eisenverbindungen und Manganoxiden. Spezifische Eisenfleckungen (Marmorierungen) und Substratbleichungen sind diagnostische Hydromorphiemerkmale von ehemaligen Stauwasser- und/oder von Grundwasserböden.

Hierbei charakterisieren Go-Merkmale eine Marmorierung des Substrats mit Rostabsätzen auf Aggregatoberflächen. Sie sind das Ergebnis von kapillarem Aufstieg (vertikal) und lateralem Transport (vor allem zwischen Gefügekörper- und -Oberflächen) der im Wasser gelösten Fe- und/oder Mn-Verbindungen. Das Auftreten von Gr-Merkmalen rührt von Reduktionsprozessen bei ± permanenter Grundwassersättigung her (vergl. RICHARDSON & DANIELS 1993, BRÜMMER 1973).

Diese Prozesse spielen sich in der Regel nahe der Bodenoberfläche im Schwankungsbereich bzw. knapp unterhalb des Grundwassers ab und sind daher deutliche Hinweise auf Bodenbildung. Es kann aber nicht völlig ausgeschlossen werden, daß Gr-Merkmale auch in größerer Tiefe unter der Oberfläche und damit außerhalb des Bereichs der Pedogenese entstehen.

Sd-Merkmale kennzeichnen eine Marmorierung mit Bleichung der Aggregatoberflächen und Fe-, Mn- und P-Anreicherung im Inneren der Aggregate, z.T. als Konkretionen. Nach der Modellvorstellung von BLUME (1968) ist dies ein Oberflächenphänomen unter Mitwirkung von organischen Säuren bei der Reduktion und Mobilisierung von Fe und Mn (vergl. COLLISON 1978). Diese Säuren/Komplexoren stammen aus dem Humuskörper, aus lebenden oder aus in Zersetzung befindlichen Wurzeln. Geht die Bleichung der Aggregataußenzonen mit Wurzelspuren auf den Aggregatoberflächen bzw. in Grobporen einher, so ist dies ein ziemlich untrügliches Zeichen für Pedogenese als Ursache dieser Marmorierung (vergl. BLUME 1968, MÜCKENHAUSEN 1973, SCHLICHTING 1973 und REHFUESS 1990).

In einigen Straten der Profile von Hemhausen und Laimering – Lehmberg ist der mehrfache mikroskopische Nachweis von Tonilluvation (Tonkutanen, argillans, coatings) von besonderer Bedeutung. Mit diesem pH-Wert-abhängigem Vorgang lassen sich auch eine Reihe weiterer pedogener Prozesse, insbesondere eine vorausgegangene Karbonatauswaschung, belegen (z.B. REHFUESS 1990). Das Ausmaß der Lessivierung von Ton aus den jeweils höheren Profilabschnitten reichte allerdings wohl nicht zur Ausbildung von dichten Illuvationshorizonten aus. Die Illuvationskutane können auch deutlich von ebenfalls auftretenden Streßkutanen (slickensides) unterschieden werden, deren Entstehung auf Scherungs- und Pressungsvorgänge in tonreichen Böden im Zusammenhang mit periodischer Austrocknung und Durchfeuchtung zurückzuführen ist.

Ah-Horizonte sind Folgen von Humusanreicherung im Mineralboden an der Bodenoberfläche. In den untersuchten Profilabfolgen waren allerdings nur wenige Ah-Horizonte makroskopisch und bodenchemisch nachweisbar, z.B. in Oberbernbach (Obb 5, Obb 16), in Laimering-Lehmberg (LL 11) und in Weihern (5). In den meisten anderen Fällen fehlen sie. Dies ist wahrscheinlich die Folge von häufiger Erosion/Abspülung in den Auen. Auszuschließen ist auch nicht, daß der Humus unter geringmächtiger Sedimentbedeckung weitgehend mineralisiert wurde. Fand dieser Abbau organischer Substanzen unter anaeroben Bedingungen, z.B. unterhalb eines Grundwasserspiegels statt, so wurden im Substrat vorhandene Fe-Verbindungen überwiegend reduziert. Der ehemalige Ah-Horizont erhielt dadurch eine reduzierte, grau-blaue bis olivegraue Farbtönung, welche Gr-Merkmale vortäuscht. Diese sogenannte „diagenetische Vergleyung" ist RETALLACK (1988) zufolge ein in Paläoböden häufig zu beobachtendes Phänomen.

An Makro-Fossilresten fanden sich in unterschiedlicher Häufigkeit Wirbeltier- und Gastropodenreste, Wurzelspuren sowie Wühlspuren großer Bodentiere in Form von dezimeterlangen, steil einfallenden „meniscate burrows" bzw. „meniscate backfillings" (z.B. RETALLACK 1988). Insbesondere der Nachweis von alten Wurzelspuren ist RETALLACK (1990) zufolge ein hinreichender Beleg für das Vorhandensein eines Paläobodens.

Weitere „pedological features" sind mikrostrukturelle Einheiten (vergl. BREWER 1976, RETALLACK 1997), welche mit Hilfe von Bodendünnschliffen mikroskopisch in ausgewählten Lagen der Profile von Oberschöneberg, Laimering – Lehmberg, Hemhausen und Puttenhausen untersucht wurden:

Der innere Aufbau polyedrischer und subpolyedrischer Aggregate ist meist gekennzeichnet durch ein tonhaltiges „plasma" (matrix) und „skeleton grains" (basic components), welche im wesentlichen aus detritischen Mineralkörnern, gelegentlich auch aus fossilen Holzkohlepartikeln (Fusit) bestehen. Daneben finden sich auch authochtone Mineralneubildungen (wie Karbonate in Form von Mikrokonkretionen), Grobporenfüllungen durch mikritischen Zement, sparitischen Calzit oder durch Tonilluvation (argillans) und auch Fällungen von Fe-(hydr)oxiden und Manganoxiden als Häutchen (neoferrans bzw. neomangans), Imprägnationen, Konkretionen oder Dendriten (vergl. PLAZIAT et al. 1987). Im Gegensatz zu lithogenen Substraten besitzen die untersuchten, pedogen überprägten Substrate in Aggregatinnenbereichen eine spezifische räumliche Anordnung des „plasma" und der „skeleton grains" (microfabric, vergl. REALLACK 1997). Infolge der Einregelung von Tonmineralen im „plasma" entstand ein sogenanntes sepisches Gefügeplasma (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1998), welches im Polarisationsmikroskop vor allem durch Doppelbrechungseffekte erkennbar ist.

Als charakteristische mikromorphologische Bodenmerkmale sind im Schliffbild auch Mikro-Fossilreste wie Wühlspuren (pedotubules, vergl. BREWER 1976), fossiler Kot der Bodenfauna (fecal pellets) und Wurzelspuren nachgewiesen.

Nach den ***mineralogischen Befunden*** bestehen die Substrate der untersuchten Profilabschnitte überwiegend aus Schluff- und Ton-reichen Peliten, in die stark sandige Lagen eingeschaltet sein können. Petrographisch setzen sie sich aus wechselnden Anteilen verschiedener Tonminerale, von Quarz, Hellglimmern, Chlorit, Feldspat und Schwermineralen zusammen, denen sekundäre Karbonate (Calzit und Dolomit) beigesellt sein können.

Aufgrund des meist kumulativen Charakters der untersuchten Auenablagerungen läßt sich die Intensität der in situ-Verwitterung von Primärmineralen und der Bildung von **pedogenen Mn- und Fe-(hydr)oxiden** über das Verhältnis von pedogenem Eisen zu Gesamteisen nur schwer ermitteln und auch nicht vom klastisch – sedimentären Eintrag sowie Transport als mobiles Fe^{2+} im Grundwasser unterscheiden. Ob in einigen Profilabschnitten neben der nachweisbaren lateralen Eisenverlagerung (Marmorierung) auch eine deszendente vertikale Verlagerung von Eisen mit dem Sickerwasser in größerem Ausmaß stattfand (z.B. im Zusammenhang mit der Tondurchschlämmung), kann nicht eindeutig bestätigt werden, da die hierfür notwendigen sauren Bodenverhältnisse wahrscheinlich in Folge sekundärer Aufkalkung der entsprechenden Straten rezent nicht mehr vorliegen.

In verschiedenen Lagen von Laimering – Lehmberg, Oberbernbach und Puttenhausen konnten wir neben marmorierten Bereichen mit reduzierten Eisenverbindungen und pedogenen Ausfällungen von Goethit auch rubefizierte Zonen beobachten. Der Umstand, daß der dort farblich nachweisbare Hämatit nur auf insgesamt wenige Straten beschränkt ist, in jedem Fall in Verbindung mit Merkmalen von Bodenbildung auftritt und vorwiegend in den Randbereichen von Aggregaten vorkommt, lässt auf eine syngenetisch – pedogene Bildung schließen (vergl. SCHWERTMANN 1993, BUURMANN 1980, KRAUS 1997). Demgegenüber machen WALKER (1967) und RETALLACK (1990) deutlich, daß Hämatit in Paläoböden auch diagenetisch über lange Zeiträume aus Ferrihydrit und Goethit durch Dehydratation entstehen kann. Eine solche „burial dehydration and recrystallization" von Eisenhydroxiden zu Hämatit (vergl. BLODGETT 1988) in Folge diagenetischer Vorgänge ist beispielsweise in den

fluviatil schräggeschichteten Schluff-Sandsteinen des Kollerbach-Profils in der aufgerichteten OSM bei Kempten in Betracht zu ziehen (zur Schichtenfolge der OSM im Allgäu siehe SCHOLZ 1995). Sollen rote Paläoboden- bzw. Sedimentfarben als ein ernst zunehmendes Paläoklima-Indiz Verwendung finden, ist die Möglichkeit einer nicht-pedogenen Bildung der Substratfarben in jedem Fall zu prüfen und gegebenenfalls zu berücksichtigen.

In Anlehnung an die Modellvorstellung zur Pseudogleybildung von BLUME (1968) interpretiere ich die Genese des vermutlich nur in geringen Gehalten in den Profilsubstraten vorliegenden Hämatits folgendermaßen:

Am Ende saisonaler Trockenphasen oder während sommerlicher Starkregen-Ereignisse gelangten möglicherweise Streu- und Huminstoffe über Wühlgänge, alte Wurzelröhren und ein offenes Schwundkluftsytem in den Unterboden. Infolge von Quellung der tonhaltigen Bodenmatrix schlossen sich offene Klüfte, so daß bei stark verringertem Grobporenanteil ein scheinbar kohärentes Gefüge entstand, welches im gesättigten Zustand nur eine sehr geringe Wasserleitfähigkeit aufwies. Die Umsetzung und der Abbau der eingeschwemmten Streu- und Huminstoffe dürfte in diesem Milieu zumindest temporär bei anaeroben Verhältnissen erfolgt sein. Bei Anwesenheit organischer Komplexbildner, pH-Werten im sauren Bereich und niedrigem Redoxpotential konnten die im direkten Umfeld der Klüfte bzw. Bioporen vorhandenen Eisenverbindungen teilweise reduziert und komplexiert werden.

Beim Austrocknen der oberen Bodenhorizonte in Trockenperioden riss das schon früher angelegte polygonale Netz von Schwundrissen und Klüften erneut auf. Mobiles bzw. chelatisch gebundenes Eisen folgte den Potentialgefällen und wanderte aus den Aggregatinnen- zu den Aggregataußenbereichen. Die infolge der verbesserten Durchlüftung erhöhten pH-Werte und steigenden Redoxpotentiale führten zur Mineralisierung der Chelatoren, zur raschen Oxidation von Fe(II)Ionen und zur Fällung des metastabilen Ferrihydrits (5 Fe_2O_3 x 9 H_2O).

Über das Grobporensystem einströmende warme Luft und sinkende Wasseraktivität dehydrierten anschließend den lokal gebildeten Ferrihydrit zu rotem Hämatit. Die Fällung fand möglicherweise bevorzugt an bereits früher entstandenen Kristallkeimen in den Aggregataußenzonen statt, da dort höhere Redoxpotentiale herrschten.

In weniger gut belüfteten Bereichen, wie im Inneren von Aggregaten, verlief die Umsetzung Fe(II)Ionen und Fe(III)Ionen möglicherweise langsamer, so daß brauner Goethit ausfiel. In den Oberböden verhinderte wahrscheinlich die Anwesenheit organischer Substanzen eine Bildung von Hämatit.

Mit Ausnahme des Profils Sandelzhausen sind in den Profilsubstraten keine primären **Karbonate** (Kalke und Dolomite) aus alpinem Detritus erhalten. Ein erheblicher Teil der in den Substraten heute in Form von Konkretionen, Zement und massiven Ausfällungslagen angereicherten Karbonate (siehe eingehend Kapitel 5.4) wurde vermutlich in gelöster Form über das Grundwasser herantransportiert und sekundär in den Auenablagerungen wieder ausgefällt. Ein weiterer Teil könnte ursprünglich auch als kalkiger Detritus (primärer und sekundärer Karbonate) über das Geschiebe und die Schwebfracht der Flüsse zur Ablagerung gelangt sein, unterlag aber dann in den stärker pedogen überprägten Straten (Auengleyen und Auenpseudogleyen) der Karbonatlösung und wurde sekundär an anderer Stelle in den Profilen wieder ausgeschieden (Prozeß der Nahauscheidung). Dieser Prozess wird u.a. durch die Tatsache belegt, daß sich in solchen Lagen, wie z.B. in Hemhausen, kaum biogener kalkiger Detritus (Schneckengehäuse, Ostracodenschalen etc.) erhalten hat.

Unter den **Tonmineralen** sind meist Dreischichtsilikate anteilsmäßig am stärksten vertreten, die zum Teil als Wechsellagerungsminerale von quellfähigem Smektit/Vermikulit mit

Illit und/oder Chlorit ausgebildet sind. Daneben lassen sich auch typischer Illit, Kaolinit sowie Chlorit röntgenographisch nachweisen. Straten mit deutlich pedogener Überprägung besitzen zum Teil auffällig hohe Gehalte an quellfähigen Tonmineralen. Hier könnten auch zum Teil in situ Neubildungen vorliegen. Für viele Straten ist jedoch die autochthone bzw. allochthone Herkunft der Tonminerale nicht einwandfrei festzustellen.

Es ist davon auszugehen, daß unter den substratchemischen Bedingungen, die vermutlich während der Bildung der untersuchten Profile herrschten, Kaolinit nur in wenigen Straten authigen gebildet werden konnte. Die hierfür notwendigen Voraussetzungen, insbesondere die Desilifizierung von Silikaten bei tropischer Verwitterung (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1998) sind nicht belegbar. Jedoch könnten die in humosen Paläo-Ah-Horizonten beispielsweise des Profils Laimering – Lehmberg (LL 8 und LL 11) vermutlich ehemals (schwach) sauren Bodenbedingungen lokal zur Neubildung geringer Mengen an Kaolinit geführt haben. Die zum Teil sehr hohen Kaolinitgehalte in den Keramiktonen des Kröning bei Landshut lassen sich dagegen auf fluviatile Einschwemmungen aus der Böhmischen Masse zurückgeführen. Dort finden sich bis heute Bereiche tiefgründiger Kristallinverwitterung mit bauwürdigen Kaolinvorkommen.

Die in verschiedenen, gröber gekörnten Profilstraten von Laimering – Lehmberg, Hemhausen, Oberbernbach, Puttenhausen und Sandelzhausen ermittelten Feldspatanteile (**Albit** und **Orthoklas**) stammen aus kristallinen Gesteinen und sind wahrscheinlich überwiegend alpiner und untergeordnet moldanubischer Provenienz.

5.3 Pedogene Prozesse

Die beobachteten, wahrscheinlich pedogenen Merkmale sprechen für das frühere Ablaufen folgender **Bodenbildungsprozesse**:

- ✓ Anreicherung von Humus in A-Horizonten
- ✓ Ausbildung von Polyeder- und Subpolyedergefügen
- ✓ laterale und vertikale Verlagerungen von Sesquioxiden
- ✓ Karbonatlösung und Bildung sekundärer Karbonate (siehe hierzu eingehend Kapitel 5.4)
- ✓ Pedogene Rubefizierung
- ✓ Neubildung von quellfähigen Tonmineralen (vermutlich nur in geringem Ausmaß) in Straten mit intensiver pedogener Überprägung
- ✓ Deszendente Tonilluvation
- ✓ Versauerung

Darüber hinaus müssen wir in den tertiären Flußauen auch mit saisonalen und periodischen Schwankungen der pH-Werte (bezogen auf die jeweils oberen Horizonte der Sola) rechnen. Diese Vermutung leitet sich zum einen aus dem kumulativen Charakter der Auenböden ab, die bei Hochfluten jeweils mit neuen Lagen basenreichen, puffernden Sediments überdeckt wurden. Zum anderen konnte eine längere, saisonale Wasserbedeckung der Aue bei Überflutung zu Luftmangel, erniedrigtem Redoxpotential und nachfolgender Versauerung des Bodens infolge anaeroben Streuabbaus und Bildung organischer Säuren führen.

Langfristige (zyklische) Faktoren, wie Klimaschwankungen dürften über die langjährige Verteilung und Menge von Niederschlägen wie auch Veränderungen der Bodentemperaturen, ebenfalls direkten und indirekten Einfluss auf die Auenböden genommen haben.

Der Nachweis dieser oben aufgeführten Merkmale und Merkmalskombinationen mit (wahrscheinlich) pedogener Bildung belegt das Vorkommen folgender Paläoböden in den mittel– bis obermiozänen Flusslandschaften der OSM Bayerns:
Auen(roh)böden (v.a. Ramblen und Paternien), initiale Auengleye, Auen(kalk)gleye, Oxigley-Auenböden, Pseudogley-Auen(kalk)gleye, kumulative Auenkalkgley-Pseudogleye, Auenpseudogleye und (karbonatreiche) Unterwasserrohböden.

5.4 Versuch der Typisierung sekundärer Karbonatausfällungen in den untersuchten Profilen

In verschiedenen Lagen aller untersuchten Profile traten sekundäre Karbonate in Form von Konkretionen, Zementationen oder massiven Ausfällungslagen auf.

In diesem Zusammenhang verwendete ich bereits in den vorausgegangenen Kapiteln des öfteren den Begriff ***Calcrete.*** Dieser Terminus bezieht sich in der vorliegenden Arbeit im Sinne von WRIGHT & TUCKER (1991) sowohl auf Fällungen im vadosen als auch im phreatischen Milieu.

Prinzipiell kann die Fällung sekundärer Karbonate in Böden nach zwei verschiedenen Mechanismen erfolgen:

1. Als pedogene (deszendente) Karbonatlösung und Wiederausfällung im vadosen Bereich oberhalb eines oszillierenden Grundwasserspiegels (vergl. FREYTET & PLAZIAT 1982, FÜCHTBAUER 1988).

Diese auch als ***Caliche*** bekannten ***pedogenen Calcrete***-Bildungen finden sich nach REINECK & SINGH (1980) in oberflächennaher, geomorphologisch stabiler Position, z.B. auf Flussterrassen oder in vom Fluß entfernten Bereichen. Klimatisch sind sie an wechselfeuchte oder semiaride Klimabereiche mit Niederschlägen von meist < 500 mm/Jahr gebunden (FÜCHTBAUER 1988). Da dort die Sickerwassermengen nicht ausreichen, um vorhandene Karbonate (aus karbonathaltigem Ausgangsmaterial, eingewehtem Staub oder Niederschlägen etc.) gänzlich aus dem Profil abzuführen und auch zeitweilig hohe Evapotranspirationssraten vorherrschen sowie höhere pH-Werte im Boden vorliegen, werden die im Substrat gelösten Karbonate im tieferen Solum als Konkretionen wiederausgefällt. Je feuchter das Klima ist, desto tiefer beginnt die Caliche unter der Bodenoberfläche. Ausfällung von sekundärem Calzit als Pseudomyzel ohne deutliche Konkretions-/Krustenbildung ist im Unterboden von Rendzinen auch in unserem kühl-gemäßigten, niederschlagsreichen Klima möglich (vergl. STRONG et al. 1992).

RETALLACK (1990, 1992) beschreibt einige grundlegende Merkmale pedogener Calcrete, wie beispielsweise ihre komplexe Morphologie, den meist mikritischen Aufbau, die Verdrängung bzw. den Ersatz klastischer Körner (displacive fabrics), korrodierte Quarzkörner (caries texture) oder zahlreiche Zementationen. MACHETTE (1985) gliedert das von der zeitlichen Entwicklung abhängige Erscheinungsbild der pedogenen Calcrete in 6 Stadien (stages) progressiver Karbonatanreicherung: Während „stage I" findet sich Karbonat nur in filamentöser bis puderiger Form im Substrat. In „stage II" und „stage III" erscheinen zunehmend „nodules" (Konkretionen) zwischen puderigem Karbonat und bilden schließlich einen durchgehenden, oberen Horizont (layer). Dieser konkretionäre „layer" nimmt in „stage IV" und „stage V" allmählich eine lamellare bis plattige Oberflächenstruktur an. Am Ende der Calcrete-Entwicklung (stage VI) stehen Vorgänge der Brecciierung, Rezementation sowie

Pisolith-Bildungen. Rezente wie fossile Calcrete-/Caliche-Bildungen sind bereits aus verschiedenen Teilen der Erde beschrieben (z.B. REEVERS 1970, LEEDER 1975, KNOX 1977, HAY & REEDER 1978, KLAPPA 1979, WATTS 1980, MENSINK & SCHUDACK 1982, FREYTET & PLAZIAT 1982, BLODGETT 1988 und ETTENSOHN et al. 1988).

2. Als Fällungen im Schwankungsbereich bzw. Kapillarsaum eines Grundwasserkörpers.
Bei dieser sogenannten ***Grundwasser-Calcrete*** (groundwater calcrete) spielen insbesondere in Böden mit flachen Grundwasserspiegeln (bis 2 m unter Flur) auch Evapotranspirationsvorgänge eine große Rolle (vergl. GOUDIE 1983). Rezent finden sich Fällungen sekundärer Karbonante aus aszendenten Grundwasserbewegungen vor allem in ariden bis semiariden Regionen, häufig in Verbindung mit Gips- und Salzanreicherungen (vergl. WRIGHT et al. 1994).

Allerdings kann sekundäre Karbonatfällung in Grundwasserböden auch unter feucht humiden Klimaverhältnissen ablaufen, wie beispielsweise der holozäne Alm in verschiedenen Flusstälern des süddeutschen Alpenvorlands belegt (vergl. SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1998). Eine wesentliche Voraussetzung für dessen Bildung ist der kapillare Aufstieg von karbonatreichem Grund- oder Qualmwasser aus grobkörnigen Kalkschottern in oberflächennahe, wärmere Bodenschichten.

RETALLACK (1990) zufolge bestehen Grundwasser-Calcrete meist aus einem einfachen Zement, welcher im Substrat die Porenräume zwischen klastischen Körnern ausfüllt. Vorhandene Konkretionen sind meist groß mit weichen Außenzonen und weniger unregelmäßig bzw. komplex geformt als pedogene Fällungen (vergl. RETALLACK 1991 a). WRIGHT (1990) betont hingegen, dass Grundwasser-Calcrete und pedogene Calcrete eine Reihe gemeinsamer Merkmale besitzen und sich morphologisch häufig nicht unterscheiden lassen.

Von den 2 oben beschriebenen Hauptmechanismen der Karbonatfällung in Böden konnten wir im Rahmen unserer Untersuchungen Grundwasser-Calcrete in verschiedenen Profilstraten nachweisen (vergl. Tab. 29). Diese erschien häufig in Verbindung mit Gleymerkmalen (Go, Gor oder Gr).

Typische pedogene Calcrete/Caliche (sensu MACHETTE 1985 bzw. RETALLACK 1990) mit den erwähnten Merkmalen wurde in den untersuchten Profilen nicht gefunden. Dennoch stammen Karbonatkonkretionen, welche in Straten mit deutlichen Stauwasserbodenmerkmalen (Sd) auftraten, (z.B. in He 4 und He 5 sowie in LL6 und LL7) wahrscheinlich aus der Kombination resp. Überlagerung von pedogener und Grundwasser- Karbonatfällung. Nach RETALLACK (1991) ist diese Art der Karbonatfällung typisch für saisonal trockene Überflutungsebenen, wie zum Beispiel für das Indus-Ganges Alluvium in Pakistan und Nordindien.

Für eine polygenetische Bildung dieser Karbonate sprechen nicht nur die jeweils identifizierten Bodenmerkmale, sondern auch die von HUBER (2001) an Karbonatkonkretionen verschiedener Profilstraten durchgeführten Messungen der stabilen Isotope ^{12}C, ^{13}C, ^{16}O und ^{18}O.

Bereits seit den 80iger Jahren werden Kalkausfällungen in rezenten und fossilen Böden hinsichtlich ihrer Gehalte an stabilen Isotopen von Kohlenstoff und Sauerstoff untersucht (z.B. CERLING 1984, CERLING et al. 1989). Ein wichtiges Ergebnis dieser Forschungen ist, dass sich aus der Isotopie pedogener Karbonate paläoökologische und insbesondere paläoklimatische Aussagen ableiten lassen.

Zur Unterscheidung zwischen pedogenen Karbonaten und Grundwasserkarbonaten eignen sich insbesondere $\delta^{13}C$ Werte, da diese in Grundwasser-Fällungen allgemein höher lie-

gen als in pedogenen Fällungen. HUBER (2001) ermittelte für Karbonatkonkretionen in Paläo-Stauwasserböden (z.B. der Lagen He 4, He 5, LL 7) $\delta^{13}C$ Werte von -10 und -11 ‰. In Karbonaten hingegen, die überwiegend unter Grundwassereinfluss gebildet wurden (z.B. in den Straten Sa 1, Sa 12, Sa 14, He IV bis He I, He 10 bis He 7, Obb 2, Obb 8 und Obb 15), stellte er um -5 ‰ höhere $\delta^{13}C$ Werte fest. Die direkte Gegenüberstellung der Isotopenwerte und der paläopedologisch eruierten Daten lässt auf eine eindeutige Beziehung zwischen der Isotopie der Karbonate und den verschiedenen Bodenbildungsmilieus schließen.

Die von HUBER aus den untersuchten Karbonatkonkretionen ermittelten $\delta^{13}C$ Werte und $\delta^{18}O$ Werte ermöglichen zudem – auf der Basis der bisher zu stabilen Isotopen veröffentlichten Forschungsarbeiten – Aussagen zu Paläoniederschlägen, Paläotemperaturen und CO_2-Gehalten der Paläo-Atmosphäre. Da seine Daten insgesamt gut mit den paläopedologisch ermittelten Ergebnissen und Interpretationen übereinstimmen, sollen sie in einer künftigen Gemeinschaftspublikation vorgestellt werden.

WRIGHT & TUCKER (1991) fanden heraus, dass Konkretionen des phreatischen Bereichs häufig geringere Calziumkarbonatgehalte besitzen als Fällungen der vadosen Zone. Diese Beobachtung wurde auch durch unsere Messungen des Karbonatgehalts verschiedener Konkretionen (nicht dargestellt) aus unterschiedlich interpretierten Bildungsmilieus bestätigt.
Die folgende Tabelle 29 beschreibt die wichtigsten morphologischen Typen der in den untersuchten Profilen vorgefundenen Karbonatfällungen und gibt ihr vermutliches Bildungsmilieu an.

Typus/Form	**Zusammensetzung/ Struktur**	**weitere merkmale**	**Vermutliches Bildungsmilieu**	**Beispiele**
1. Zement	Im Substrat fein verteilter mikritischer Calzit, weiß(grau) bis hellbeige	bestimmt und verändert den Farbcharakter des Substrats	in GW-beeinflussten Substraten oder subhydrisch	SA 18, Obb 2
2. Porenraumfüllungen	Mikrosparitischer Calzit, weiß (grau) bis hellbeige	z. T. mit Mikrokonkretionen	in GW-beeinflussten Lagen	LL -2
3. Myzelartige Fällungen	Calzit, weiß, weich	weich	in GW-beeinflussten Lagen oder polygenetisches Frühstadium	Obb 3
4. Massige, rundliche bis knollige, unregelmäßige Fällungen (nodules)	Meist aus Calzit, seltener aus Dolomit, ohne Internstrukturen, bis ca. 5 cm Durchmesser	weich bis hart; hohe bis mäßig hohe Karbonatgehalte bei häufig eingeschlossenem Detritus; Umgebungssubstrat häufig karbonathaltig	in GW-beeinflussten Lagen; kontinuierliches Wachstum (RETALLACK 1990)	Obb 3, Pu (b) 4, Pu (b) 13
5. Diffuse, rundliche bis unregelmäßige Anreicherungszonen (orthic nodules)	mürber bis puderiger, heller überwiegend mikritischer Calzit; bis 40 cm Durchmesser		im GW-Bereich unterhalb der pedogen beeinflussten Zone	He 11

Typus/Form	Zusammensetzung/ Struktur	weitere merkmale	Vermutliches Bildungsmilieu	Beispiele
6. Rundliche, knollige bis längliche Konkretionen mit Septarien und weiteren Internstrukturen	Verdrängungswachstum (displacive growth) und Vereinzelung detritischer Komponenten (floated grains); häufig zonarer Aufbau (phasenweises Wachstum); im Inneren häufig brekziöse Strukturen oder Septarien (Risse) mit aufgewachsenen spatischen Calzitkristallen oder MnO_2-Dendriten; bis ca. 20 cm Durchmesser	innen meist sehr hart; meist hohe Karbonatgehalte bei wenig eingeschlossenem Detritus; z. T. von einer hellen, weniger harten Außenhaut umgeben und/oder von Mn- bzw. Fe-Oxid-Konkretionen und/oder -Dendriten umsäumt; Umgebungssubstrat häufig karbonatarm	Bildung im Bereich von Substratgrobporen (Wühlgänge, Wurzeln, Risse etc.) bzw. um Kristallisationskeime, im oberen Saum eines schwankenden GW-Spiegels oder polygenetisch	LL 6, LL 7, Pu 10, Pu 11
7. Karbonatisierte Wühlgänge	Typ A: Karbonatische Zementation von Substratgefüllten Wühlstrukturen Typ B: Karbonatfällung unter Verdrängung des Umgebungssubstrats (displacive growth), hohe Karbonatgehalte; im Inneren häufig Septarien (Risse) mit aufgewachsenen spatischen Calzitkristallen	Große senkrechte „Stopfstrukturen" oder Birnen-förmige Grabbaue	im oberen Saum eines schwankenden GW-Spiegels oder polygenetisch	Weihern, LL 2, He IV
8. Rhizokonkretionen	Typ A: Karbonatisch zementierter Substratsaum um ehemalige Wurzel (hoher Detritusanteil) Typ B: Karbonatfällung unter Verdrängung des Umgebungssubstrats (displacive growth), hohe Karbonatgehalte; im Inneren z. T. Substrat-gefüllte Resthohlräume der	z. T. zentrale Restkanäle der ehemaligen Wurzeln vorhanden; z. T. mit Mn- bzw. Fe-Oxiddendriten	im oberen Saum eines schwankenden GW-Spiegels oder polygenetisch; Bildung im Umfeld lebender wie auch abgestorbener Wurzeln möglich	Allenberg, LL-1, LL 6

Typus/Form	Zusammensetzung/ Struktur	weitere merkmale	Vermutliches Bildungsmilieu	Beispiele
	ehemaligen Wurzel oder Septarien (Risse) mit aufgewachsenen sparitischen Calzitkristallen			
9. Plattige Karbonatkonkretionen	fladenförmig, flach, meist zwischen schluffig-tonigen Sedimentschichten		subhydrisch	Pfaffenzell (Sandmergeleinheit Mitte)
10. Karbonatausfällungslagen, überwiegend aus Einzelkonkretionen	meist < 40% karbonatarmes Umgebungssubstrat; bis ca. 1 m dick	Mn- und Fe-Oxid-Konkretionen und -Dendriten	im oberen Saum eines schwankenden GW-Spiegels	LL 2
11. Karbonatausfällungslagen, überwiegend zusammenhängend, häufig klüftig	(beige)grau bis beigebraun, aus karbonatisch zementierten Substratzonen und Bereichen mit karbonatischem Verdrängungswachstum sowie eingeschlossenen, nicht zementierten Substratresten; Umgebungssubstrat meist karbonathaltig und zementiert; bis > 1 m dick	Mn- und Fe-Oxid-Konkretionen und -Dendriten	im oberen Saum eines schwankenden GW-Spiegels	LL 3, He I

Tab. 29: Typen und mögliche Genese verschiedener sekundärer Karbonatausfällungen in den untersuchten Profilen

5.5 Rückschlüsse auf Paläoökologie und Paläoklimatologie

Die vertikalen Pedosequenzen (*paleosoil series* nach RETALLACK 1983a, 1990 oder *pedotypes* nach RETALLACK 1994) der Profile von Oberbernbach, Laimering – Lehmberg und Puttenhausen mit den verschiedenen Bodentypen könnten nach dem Walther'schen Faziesprinzip lateralen Bodencatenen (vergl. WRIGHT 1992) entsprechen und so die Veränderungen der Pedofazies (sensu BOWN & KRAUS 1987) in Abhängigkeit von den jeweiligen alluvialen Bildungsräumen beschreiben. Nach der BOWN & KRAUS'schen Modellvorstellung einer Pedofazies lassen sich die fossilen Bodentypen hypothetisch bestimmten Lageverhältnissen in der Flußlandschaft zuordnen (siehe auch KRAUS & BROWN 1988). Ein in hohem Maße einflußreicher Faktor war wahrscheinlich die Entfernung zu den aktiven Fließrinnen. Dem Pedofazies-Prinzip folgend setzten PLATT & KELLER (1992) ihre in „overbank fines" eines mäandrierenden Entwässerungssystems der Unteren Süßwassermolasse in der Schweiz identifizierten und nach der „US Soil Taxonomy" klassifizierten Paläoböden in Beziehung zur einer vermuteten Paläotopographie und zur Entfernung von „channels".

Blockbild 3 zeigt den Versuch einer Rekonstruktion der obermiozänen Bodencatena im Flußauenbereich nach Befunden im Profil Laimering – Lehmberg.

Wir deuten die überwiegend grobkörnigen, schluffig – sandigen Straten dieses Profils (aber auch jene von Oberbernbach, Hemhausen und Puttenhausen) mit nur schwacher pedogener Überprägung (meist Auenrohböden) als ehemalige **Fluss-nahe Positionen**. Die dort nur selten auftretenden Spuren intensiver Durchwurzelung sprechen für eine jeweils kurze Entstehungsdauer unter stärker fluvio-dynamischen Bedingungen. Dieses in der Regel auch von Grundwassereinfluss geprägte Milieu flussnaher Auenränder (ev. z.T. auch flacher „alluvial ridges") war häufig von grabenden Bodentieren besiedelt, welche charakteristische dm-lange Stopfstrukturen im Substrat erzeugten. Wir vermuten in diesen Bioturbationen ehemalige Wohnröhren von Kleinkrebsen, welche von ihren Bewohnern nach den jeweils herrschenden (Grund)wasserständen vertieft oder zugeschüttet wurden (siehe hierzu vertiefend Kapitel 4.5).

In Bereichen der Auen, die sich vermutlich **in weiterer Entfernung von den Fließgewässern** befanden und/oder auf flachen Terrassen lagen, waren die vorgefundenen Bodentypen (überwiegend Paternien sowie Auengleye bis Auenpseudogleye aus feinkörnigen Substraten) häufig intensiv von alten Wurzelspuren durchzogen. Wie tiefreichende Grobwurzelspuren in Laimering – Lehmberg und Hemhausen belegen, stockte hier wahrscheinlich Wald, welcher von kraut- und strauchartigem Unterbewuchs begleitet wurde (vergl. COHEN 1982).

Die lokal in flachen Depressionen der Auenflächen vorhandenen (temporären) **Stillgewässer** (z.B. in den feingeschichteten Strata Obb 11 und Pu (b) 7) beherbergten während ihrer kurzen Bildungsphasen im Wasser lebende und zum Teil grabende Kleintiere (ev. Insektenlarven). Letztere hinterließen typische kleine Wühlstrukturen, welche sie vermutlich subhydrisch in den weichen Schlamm gruben. In diesem Faziesbereich wie auch an flachen Uferrändern von **Altrinnen** (z.B. Oberbernbach, Grubenwestteil) lassen sich auch Wurzelspuren nachweisen, welche von Monocotylen stammen könnten.

Die Wasserflächen der Alt(arm)rinnen (z.B. von Pfaffenzell) waren z.T. mit Seerosen (Nachweis von Rhizomen im Substrat), Wassernuß (Frucht-Funde) und Laichkräutern (Samen-Funde) bewachsen.

Die aus unseren paläopedologischen Befunden ableitbaren paläoökologischen Folgerungen liefern natürlich nur Teilaspekte für die Rekonstruktion der „paleoenvironments" in den verschiedenen Aufschlußprofilen. Um diese wissenschaftliche Aufgabe zu bewältigen, muß der gesamte Fundus paläontologischer Belege und Ergebnisse, insbesondere aus der Paläobotanik (z.B. MOHR 1983a, GREGOR 1982, 1982b, 1985, GREGOR & SCHMID 1983, SCHMID & GREGOR 1985, GREGOR & FIEST 1988, und GREGOR et al. 1989) verarbeitet und einbezogen werden, was den Rahmen dieses Projekts jedoch sprengen würde.

In einigen Teilabschnitten der untersuchten Profile treten charakteristische pedogene Merkmale auf, die es erlauben, vorsichtige Rückschlüsse auf **paläoklimatische Verhältnisse** (vergl. CATT 1992) im Mittel- und Obermiozän zu ziehen. Um möglichst viele Unsicherheiten bei dieser Paläoklima-Interpretation auszuschließen, sollten zukünftig die im Rahmen dieses Projekts erarbeiteten paläopedologischen Klima-Indizien mit zusätzlichen Hinweisen aus Sauerstoffisotopenkurven, Pollenanalysen oder anderen (mikro)paläontologischen Befunden verglichen werden. Aber auch durch diese Erweiterung werden sich nur klimatische Trends aufzeigen und die Paläotemperaturverhältnisse sowie die Verteilung der jährlichen Niederschläge nur grob abschätzen lassen (vergl. GÜNSTER 1999).

Insbesondere in Laimering – Lehmberg und Hemhausen finden sich einige Lagen mit massiven Ausfällungen sekundärer Karbonate, die vermutlich im Bereich ehemaliger schwankender Grundwassersäume entstanden. Jeweils in den Straten darüber (z.B. in LL6 und LL7 sowie in He 7 bis He 5) lagern einzelne knollige Karbonatkonkretionen. Deren Genese vollzog sich vermutlich polygenetisch d.h. als pedogene Karbonatfällung im Zusammenwirken mit Grundwasserkarbonatanreicherung. Der mehr oder minder schalige Internaufbau mit Septarien-artigen Rissen dieser Konkretionen läßt auf ein phasenweises Wachstum schließen. Dort wie auch in Oberbernbach und Puttenhausen werden diese Klima-relevanten Befunde (vergl. WRIGHT 1982, RETALLACK 1991) in verschiedenen Straten durch das Auftreten von Hydromorphiemerkmalen (Marmorierungen unter dem Einfluß von Stau- und/oder Grundwasser) sowie durch das Vorhandensein ehemaliger, z.T. tiefreichender Trockenrisse im Substrat ergänzt.

Infolgedessen nehme ich an, daß während der Genese dieser Böden in den Auen ein besonders ausgeprägter Wechsel zwischen trockenen und feuchten Phasen im Boden herrschte, bedingt durch stark saisonale Klimaverhältnisse.

Die von BOLLIGER (1992) im Zusammenhang mit Knollenkalkbildung in der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz) postulierten „monsunähnlichen, saisonalen Niederschlagsvariationen" lassen sich in den Profilen von Laimering – Lehmberg, Oberbernbach, Hemhausen, Puttenhausen und Sandelzhausen möglicherweise sedimentologisch in dm- bis m-mächtigen Einzelhochflutlagen und „channel fills" nachweisen. Diese zeugen wahrscheinlich von Überschwemmungen katastrophalen Ausmaßes, deren besondere Intensität zur Instabilität fluviatiler Rinnen und zu Dammbrüchen in den Flußlandschaften führte.

Des weiteren weisen einzelne Lagen der Profile von Puttenhausen, Oberbernbach und Laimering – Lehmberg eine mehr oder minder ausgeprägte Rubefizierung auf, die wahrscheinlich nicht von einem roten, hämatithaltigen Ausgangsmaterial oder von späteren diagenetischen Veränderungen stammt, sondern auf Bodenbildung beruht (vergl. Kap. 5.2).

Gegen eine Erklärung durch Sedimentation roter Verwitterungsprodukte oder als diagenetische Hämatitbildungen (vergl. BLODGETT et al. 1993) sprechen mehrere pedogene Merkmale, wie zum Beispiel die Orientierung der Farbmuster am Makrogefüge (meist Polyeder oder Prismen) sowie die bioturbate Einwühlung rubefizierten Substrats in tiefere Straten.

CORNELL & SCHWERTMANN (1996) belegen, daß pedogener Hämatit bei höheren Bodentemperaturen und zunehmender Austrocknung in den warmen Jahreszeiten durch Dehydratation und Rekristallisierung aus Ferrihydrit entstehen kann.

Diese Befunde sind für die jeweils relevanten Zeitabschnitte der Entstehung der Profile von Puttenhausen, Oberbernbach und Laimering – Lehmberg im Mittel- und Obermiozän Indizien für wechselfeuchte, saisonal geprägte Klimate mit warmen, trockenen Sommern (z.B. Csa-Klima nach KÖPPEN).

In einigen Aufschlüssen der Mittleren Serie Oberbayerns (z.B. in Hemhausen) sowie in Aufgrabungen der „Sandmergeleinheit" Bayerisch Schwabens (z.B. in Unterzell bei Dasing) fehlen hingegen rubefizierte Bodenhorizonte. In diesen Zeitabschnitten des Mittelmiozän lassen die vorgefundenen Bodenbildungen auf ein eher warmgemäßigtes Cfa Klima (nach KÖPPEN) mit Saisonalität, jedoch höheren Sommerniederschlägen schließen.

Auch paläofloristische und paläofaunistische Befunde wurden bereits häufig zur Rekonstruktion und Interpretation der paläoklimatischen Verhältnisse in der OSM im Mittel- und Obermiozän herangezogen und zum Teil kontrovers diskutiert (vergl. BERG 1956, MAYR

1979, JUNG & MAYR 1980, GREGOR 1982, GREGOR & FIEST 1988, GREGOR et al. 1989, SCHLEICH 1984, 1985 und BOLLIGER 1992).

5.6 Folgerungen zur Fossilführung der untersuchten Ablagerungen

In den auf „oxbow lakes" oder Auentümpel mäandrierender/anastomosierender Flüsse wie auch auf limnische Altrinnen verflochtener Flüsse (z.B. in **Paffenzell**) zurückgeführten Ablagerungen wird die Zusammensetzung der fossil überlieferten Taphozönosen einerseits von der lokalen Fauna und Flora des Stillgewässers einschließlich seines direkten randlichen Umfeldes bestimmt, andererseits auch von allochthonen, eingeschwemmten Tier- und Pflanzenresten. Die Anteile letzterer hingen vermutlich im besonderen Maße vom Charakter der Hochfluten und von der Entfernung zwischen dem Stillgewässer und aktiven Rinnen ab.

Normale Hochfluten verursachten auf den Auenflächen (z.B. von **Oberbernbach**) wahrscheinlich nur lokale Zusammenschwemmungen oder Verlagerungen von Tierknochen. Schwimmfähige Tierreste, wie z.B. Kadaver, Schneckenschalen oder Pflanzenreste konnten dagegen mit der Strömung weit abgetrieben werden, bis sie an strömungsabgewandten Stellen der Auen strandeten oder von dichter Vegetation ausgefiltert wurden.

In einigen Fundlokalitäten deuten die auffälligen Fossilanreicherungen auf eine mehrphasige Genese. Als bestes Beispiel hierfür seien die Auenmergel von **Sandelzhausen** genannt. Dort wurden in einiger Entfernung, vermutlich nördlich der Fossillagerstätte, im Bereich aktiver Fließrinnen eines „braided river" sukzessive Tierknochen und/oder Kadaver an einen Gleithang oder auf eine Kiesbank gespült. Bei Hochflut gelangten sie auf stabile laterale Uferbänke bzw. auf einen eventuell vorhandenen Uferwall. Hierdurch erfolgte über einen längeren Zeitraum hinweg eine erste Anreicherung von Resten verschiedener Tierarten.

Sedimentologisch vergleichbare Beobachtungen konnte der Verfasser in subrezenten Ablagerungen der Paar (einem südlichen Donauzufluß in Bayerisch Schwaben) bei Dasing machen. Dort erschloß 1994 eine 5 m tiefe, etwa 1 ha große Baugrube alte Mäanderfüllungen der Paar. Wie bereits zuvor archäologische Untersuchungen in dieser Gegend ergeben hatten, befand sich einige hundert Meter flußaufwärts eine römische Brückensiedlung. Aus den kiesigen und sandigen Gleithangsedimenten alter Paarläufe, welche im Baugrubenprofil aufgegraben waren, wurden zahlreiche antike Haustierknochen, Ziegel- und Keramikfragmente geborgen. Diese waren, ähnlich wie die tertiären Wirbeltierreste in Sandelzhausen, vom Fluß aufgearbeitet und an strömungsschwache Stellen aufgespült worden. Da die Knochen und Artefakte stellenweise in engem Fundkontext lagen und von der frühen bis in die mittlere römische Kaiserzeit datieren, kann man von mehrfachen Umlagerungs- und Anreicherungsvorgängen ausgehen.

In Sandelzhausen geschah die zweite Phase der Genese der heutigen Fossillagerstätte wahrscheinlich im Zuge von Dammbruchereignissen und starken Hochfluten. Sie führten zur selektiven Aufarbeitung der Wirbeltierreste aus ihrer früheren fluviatilen Einbettung, schwemmten sie in eine seitliche Altrinnen-Niederung des „braided river" und reicherten sie in einer sekundärer Lagerstätte an.

Im Laufe der weiteren Entwicklung der Auenniederung in Sandelzhausen oberhalb der „Kohlelage" dürfte die allochthone „Fremdfauna" weitgehend von Resten einer autochthonen bzw. nur lokal verschwemmten Fauna abgelöst worden sein. Hierfür spricht aus sedimentologischer Sicht die starke Abnahme kiesiger und sandiger Komponenten im Kornbe-

stand der einzelnen Hochflutlagen. Die Anteile an schwimm- und schwebfähigem organischen Detritus einschließlich Kadavern wurden vermutlich auch weiterhin aus entfernten Bereichen eingetragen.

Im Gegensatz zu den Sandelzhauser Ablagerungen unterlagen die mächtigen Hochflutsequenzen von **Laimering – Lehmberg**, **Oberbernbach**, **Hemhausen** und **Puttenhausen** längeren Stagnationsphasen und damit intensiverer Bodenbildung; sie sind grundsätzlich fossilärmer. Das Ausbleiben fossiler Knochen und Invertebratenschalen in einigen Paläobodenhorizonten dieser Profile kann auf primärer Armut der entsprechenden Auensedimente beruhen. Für das gänzliche Fehlen von Gastropodenschalen und Knochenresten im gesamten Aufschluß Hemhausen dürfte jedoch im wesentlichen sekundäre Zerstörung durch Lösungsverwitterung nach der Einbettung verantwortlich zu machen sein, da eutrophe Auenökosysteme in der Regel individuenreiche Lebensgemeinschaften beherbergen.

Fossile Überreste von Landschnecken mit Schalenerhaltung konnten bislang weder aus (humosen) Paläo-A-Horizonten noch aus stark hydromorphen Paläo-G- bzw. Sd-Horizonten geborgen werden. In weniger stark bioturbierten Unterböden finden sich zuweilen sedimentgefüllte Steinkerne, deren Schalen an- oder weggelöst wurden. Gut erhaltene Einzelindividuen mit Schalenerhaltung wie auch sedimentäre Zusammenschwemmungen sind dagegen meist auf schwach entwickelte Gc- und C-Horizonte beschränkt.

Im Gegensatz hierzu können verwitterungsstabilere Wirbeltierreste in praktisch allen Lagen auftreten. In den A-Horizonten von **Oberbernbach** und **Laimering – Lehmberg** übersteigt ihre Häufigkeit die durchschnittlichen Gehalte der übrigen Lagen (vergl. BEHRENSMEYER et al. 1995). Am häufigsten sind Schildkrötenpanzerplatten, Koprolithen (von Krokodiliern ?) sowie meist lokale Anreicherungen von Kleinsäugerresten. Letztere könnten u.a. auch von ehemaligen Greifvogelgewöllen stammen, die durch Bioturbation in das Bodensubstrat eingearbeitet wurden und so der Zersetzung oder einer Verschwemmung entgingen (frdl. mdl. Mitteilung von Prof. Dr. K. Heißig).

Großsäugerreste stellen in Hochflutlagen meist seltene Einzelfunde bzw. kleine Fundassemblages dar. Sie können aus Knochenresten eines Individuums wie auch verschiedener Arten bestehen. Der Umstand, daß in der Regel keine zusammenhängenden Skelette, sondern nur Skeletteile oder Knochensplitter z.T. mit Nagespuren gefunden wurden, läßt auf die Aktivität von Aasfressern schließen, die zusammenhängende Tierkadaver aufbrachen und Einzelteile in den Auen verschleppten.

6. Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit werden erstmals detaillierte paläopedologische Untersuchungen an feinklastischen Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse Bayerns im nördlichen, ungefalteten Teil des Vorlandbeckens vorgestellt.

Während seit etlichen Jahren die Paläopedologie weltweit einen wichtigen Forschungszweig der Paläontologie und Historischen Geologie darstellt und dabei Paläoverwitterungen terrestrischer Gesteinsabfolgen aus verschiedenen Zeitstufen intensiv erforscht werden, wurden in Bayern bislang nur quartäre Ablagerungen in dieser Hinsicht hinreichend untersucht, da diese für die Kenntnis der Klimaschwankungen im Pleistozän und für stratigraphische Fragestellungen von großer Bedeutung sind. Im Rahmen der Erforschung des bayerischen Teils der Oberen Süßwassermolasse war das wissenschaftliche Interesse bislang auf Sedimentpetrographie, Lithostratigraphie, Paläozoologie und Paläobotanik konzentriert. Die meisten Aussagen über Paläoböden in der OSM-Ablagerungen beruhten lediglich auf Vermutungen. Auch wurde der stratigraphische Leitwert von Paläoböden in der OSM bislang nicht geprüft.

Geologischer Rahmen und Ausgangspunkt der Untersuchungen
Die Paläogeographie und Geologie dieses Raumes stellte sich im Mittel- bis Obermiozän wie folgt dar: Der Nordflügel des Molassebeckens wurde von einem axial verlaufenden Flußsystem durchzogen, welches überwiegend von einem „Ursalzach" genannten Flußsystem aus den Alpen gespeist wurde. Dem damaligen Gefälle der Beckenachse folgend entwässerte der „Molassestrom" nach Südwesten über die heutige Schweiz in die Paratethys. Infolge fortschreitender Beckensubsidenz und alpiner Deckenüberschiebungen wurden phasenweise gewaltige Mengen Erosionsschutt vor allem aus dem sich hebenden Alpen-Orogen ins Vorlandbecken geschüttet. Bis zum vermutlichen Ende der Akkumulationstätigkeit im Verlauf des Pannon gelangte ein Stapel von mehrere hundert Meter mächtigen, kiesigen, sandigen, schluffigen und tonigen Sedimenten zur Ablagerung. Diese OSM-Schichtenfolge besteht infolge ihrer fluviatilen Ablagerung und der wiederholten Erosionsphasen in Teilen des Bekkens meist aus kompliziert aufgebauten, miteinander verzahnten und lateral auskeilenden Sedimentkörpern.

Ausgangspunkt für die Studie war die Frage, ob sich in diesen Beckenablagerungen eventuell Reste alter Landoberflächen (Paläoböden) erhalten haben, deren Untersuchung Indizien zur Rekonstruktion paläopedologischer, paläoökologischer und paläohydrologischer Verhältnisse liefern könnten.

Wir gingen davon aus, dass grobklastische Ablagerungen zwar grundsätzlich ebenso von Verwitterung und Paläobodenbildung betroffen sein konnten wie feinklastische Sedimente, ihre Fähigkeit, pedogene Merkmale deutlich auszubilden und über Jahrmillionen zu konservieren, vermutlich jedoch gering war. Deshalb konzentrierten wir unser wissenschaftliches Interesse auf feinklastische Sedimente. Deren Akkumulationsraten waren in den möglichen Bodenbildungsbereichen des limno-fluviatilen Ablagerungsraums wie z.B. in „floodplains", „oxbow lakes", Auentümpeln oder Flussterrassen vermutlich gering genug, um eine stärkere Überprägung durch Pedogenese auch während der Sedimentation zu ermöglichen.

Zielsetzung
Detaillierte Untersuchungen zur Genese und Verwitterung feinkörniger Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse wurden bisher kaum durchgeführt. Daher sollten in diesem Forschungsprojekt erstmals repräsentative Profilausschnitte vielfältig charakterisiert werden. Die als Paläoböden identifizierten Straten waren nach Möglichkeit in das deutsche Standard-Klassifikationsschema von Rezentböden einzuordnen. Da die Ergebnisse dieser Arbeit vor allem der Schaffung erster klassifikatorischer und fazieller Grundlagendaten dienen sollten, ist zur Beantwortung stratigraphischer Fragestellungen weiterer Forschungsbedarf in der Zukunft impliziert.

Arbeitsprogramm und durchgeführte Untersuchungen
Insgesamt 6 Einzelaufschlüsse mit feinkörnigen Profilabschnitten der Älteren bis Jüngeren Serie der OSM zwischen Bayerisch Schwaben und Niederbayern wurden nach dem unten aufgeführten Arbeits- und Analysenprogramm detailliert untersucht.

Hierbei wurden ausgewählte Profilabschnitte in den Ziegeleigruben Oberschöneberg bei Dinkelscherben, Laimering – Lehmberg bei Dasing, Oberbernbach bei Aichach, Puttenhausen bei Mainburg und Hemhausen bei Au in der Hallertau bearbeitet. Außerdem war die Sedimentabfolge der berühmten Fossillagerstätte von Sandelzhausen bei Mainburg Gegenstand der Untersuchungen. Weitere sedimentfazielle und paläopedologische Untersuchungen ohne Laboranalytik wurden in den Aufschlüssen von Weihern bei Pfaffenhofen a. d. Ilm, Allenberg und Pfaffenzell bei Aichach durchgeführt, ergänzt durch Beobachtungen in mehreren Aufgrabungen im ungefalteten Teil der bayerischen OSM.

In Zusammenarbeit mit Herrn Dr. A. GILG vom Mineralogischen Institut der Technischen Universität München wurden Spezialuntersuchungen an stabilen C- und O- Isotopen sekundärer Karbonate aus den 6 intensiv bearbeiteten Aufschlüssen vorgenommen.

Untersuchungsmethoden
An erster Stelle der Untersuchungen standen in allen Aufschlüssen Profilaufnahmen, bei denen besonderes Augenmerk auf Sedimentstrukturen und pedogene Merkmale gelegt wurde. Das unmittelbare Umfeld der Aufschlüsse wurde durch Geländeübersichtkartierungen geologisch erfasst.

An den 6 detailliert untersuchten Profilen wurden für jede ausgeschiedene Profillage folgende Laboranalysen durchgeführt:

Die Charakterisierung der granulometrischen Eigenschaften erfolgte mittels Nasssiebungen, welche mit Laserbeugungsanalysen kombiniert wurden. Zur Ermittlung der geochemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente dienten Röntgenfluoreszenzanalyse und Röntgendiffraktometrie. Thermokurven von Differenzthermoanalysen gaben zusätzlich wichtige Hinweise auf Anteile thermisch unbeständiger Minerale wie z.B. Schichtsilikate. Mit der Mikrosonde (EDX) konnte an Substratanschliffen die Verteilung bestimmter Elemente wie z.B. von Fe, Ca oder Mg visualisiert werden.

Bodenchemische Verfahren dienten der Erfassung wichtiger pedologischer Parameter. Zu diesen zählen pH-Werte, Karbonatgehalte, Gesamt-Kohlenstoff- und -Schwefelgehalte (am Leco-CS), Gehalte an Stickstoff und organischem Kohlenstoff (am Leco-CHN), Gehalte an pedogenen Eisen-, Mangan- und Aluminium-(hydr)oxiden sowie die Gehalte an $NaHCO_3$-löslichem Phosphor mittels colorimetrischer Messung. Auf die ursprünglich vorgesehene Bestimmung der Kationenaustauscheigenschaften durch Extraktion mit Ammonium-Acetat oder Silberthioharnstoff wurde verzichtet, da die Substrate überwiegend hohe pH-Werte zwischen 7 und 8 aufwiesen und somit eine über 100%ige Basensättigung angenommen wurde.

Weitere Arbeitsschwerpunkte lagen in der Anfertigung und Auswertung von An- und Dünnschliffen des Substrats zur Beschreibung von Stoffverlagerungerungen, mikromorphologischen bzw. mikrostrukturellen Einheiten und Bioturbationen.

Ergebnisse
Die in den detailliert zu untersuchenden Profilabschnitten erkennbaren geogenen oder pedogenen Merkmale ermöglichten eine Gliederung in übereinanderfolgende Lagen bzw. Straten.

Die jeweiligen Befunde an pedogenen Merkmalen in diesen Straten lieferten Hinweise auf das Vorkommen von Paläobodenhorizonten; logische Horizontabfolgen wurden als Paläobodentypen interpretiert.

Folgende wahrscheinlich ***pedogene Merkmale*** konnten nachgewiesen werden:

- Makrogefügeformen wie Kohärentgefüge, Kittgefüge, Plattengefüge, Prismen-, Polyeder- oder Subpolyedergefüge,
- charakteristische Bodenfarbenmuster (Munsell-Farben),
- Hydromorphiemerkmale von Grundwasser- (Go, Gr) bzw. von Stauwasserböden (Sd),
- Tonilluvation (Tonkutane),
- Ah-Horizonte,
- Wurzelspuren, Wühlspuren von Bodentieren, fossiler Kot (fecal pellets) der ehemaligen Bodenfauna, Fossilreste (z.B. Gastropodenschalen) und
- mikrostrukturelle Einheiten in Aggregatinnenbereichen wie z.B. eine spezifische räumliche Anordnung des „plasma" und der „skeleton grains" unter Bildung eines sepischen Gefügeplasmas sowie Fossilreste und Wühlspuren (pedotubules).

Folgende ***mineralogischen Befunde*** sprechen für das Vorhandensein von Paläoböden:

- Verwitterung von Primärmineralen und Bildung pedogener Fe-(hydr)oxide (vor allem Goethit und reduzierte Eisenverbindungen) und Mn-oxide einschließlich der nachweisbaren lateraler Eisenverlagerung (Marmorierung),
- rubefizierte Zonen mit farblich nachweisbarem Hämatit in wenigen Straten in Verbindung mit Merkmalen von Bodenbildung (syngenetisch-pedogene Bildung vor allem in Paläopseudogleyen an Aggregataußenzonen und.im direkten Umfeld gut durchlüfteter Klüfte bzw. Bioporen),
- Fehlen primärer Karbonate (Kalke und Dolomite) aus alpinem Detritus in stärker entwickelten Paläoböden und
- eventuelle lokale Neubildungen von Tonmineralen.

Diese pedogenen Merkmale und mineralogischen Befunde machen das frühere Ablaufen folgender **Bodenbildungsprozesse** wahrscheinlich:

Anreicherung von Humus in A-Horizonten, Ausbildung von Polyeder- und Subpolyedergefügen, laterale und vertikale Verlagerungen von Sesquioxiden, Karbonatlösung und Bildung sekundärer Karbonate, Silikatverwitterung und Neubildung von Fe-, Mn-, und Al-(hydr)oxiden, pedogene Rubefizierung, eine vermutlich geringfügige Neubildung von Tonmineralen in Straten mit intensiver pedogener Überprägung, deszendente Tonilluvation sowie Versauerung.

Sekundäre Karbonatausfällungen

In verschiedenen Straten der untersuchten Profile traten sekundäre Karbonate auf. Folgende Typen konnten unterschieden werden:

Zement (zwischen detritischen Mineralkörnern), Porenraumfüllungen, myzelartige Fällungen, „nodules", „orthic nodules", Konkretionen mit Septarien und weiteren Internstrukturen, karbonatisierte Wühlgänge, Rhizokonkretionen, plattige Karbonatkonkretionen, Karbonat-ausfällungslagen aus Einzelkonkretionen sowie zusammenhängende und klüftige Karbonat-ausfällungslagen.

Prinzipiell können diese mit dem Überbegriff Calcrete bezeichneten sekundären Karbonate sowohl im vadosen als auch im phreatischen Bodenmilieu gefällt werden.

Grundwasser-Calcrete (groundwater calcrete), d.h. Fällungen im Schwankungsbereich bzw. Kapillarsaum eines Grundwasserkörpers (z.B. in Form von „nodules"), waren in verschiedenen Profilstraten nachzuweisen. Diese Calcrete trat häufig in Verbindung mit Gleymerkmalen (Go, Gor oder Gr) auf. Typische, ausschließlich pedogene Calcrete bzw. Caliche als Ergebnis deszendenter Karbonatlösung und Wiederausfällung im vadosen Bodenmilieu, wie sie vor allem in semiariden Klimabereichen auftritt, wurde nicht beobachtet.

Bei einer Reihe von Karbonatkonkretionen, welche in Verbindung mit deutlichen Stauwasserbodenmerkmalen (Sd) auftraten, liegen wahrscheinlich polygenetische Bildungen vor. Für eine Kombination resp. Überlagerung von deszendenter und Grundwasser-Karbonatfällung in solchen Straten sprechen nicht nur die jeweils identifizierten Bodenmerkmale, sondern auch die von HUBER (2001) an den Karbonatkonkretionen durchgeführten Messungen der stabilen Isotope ^{12}C, ^{13}C, ^{16}O und ^{18}O.

Ergebnisse der sedimentologischen und paläopedologischen Untersuchungen in verschiedenen Aufschlüssen

Die nachfolgend zusammenfassend beschriebenen und interpretierten Profilabschnitte sind im Ergebnisteil dieser Arbeit nach lithofaziellen Gemeinsamkeiten angeordnet. Zuerst werden Auenablagerungen mäandrierender bis anastomosierender Flußsysteme in den Aufschlüssen Laimering – Lehmberg, Oberbernbach, Puttenhausen und Hemhausen behandelt, gefolgt von geringmächtigen Auenbildungen verflochtener Flußsysteme aus Sandelzhausen und Weihern/Stadt Pfaffenhofen a.d. Ilm. Abschließend werden Beispiele für subhydrische Ablagerungen anhand des Profils von Pfaffenzell sowie interessante Einzelbefunde aus den Profilen von Oberschöneberg und Allenberg aufgezeigt.

Laimering – Lehmberg

Der Aufschluss Laimering – Lehmberg im schwäbischen Tertiärhügelland östlich von Augsburg umfasst in einer etwa 12 m mächtigen Sand- Schluff- und Mergelabfolge einen fast vollständig erhaltenen „fining upward"-Sedimentationszyklus der Jüngeren Serie (MN 8) bzw. Oberen Serie.

Dieser besteht aus Strombettsanden und lateralen Sandbänken einer mäandrierenden Flußrinne, Feinsedimenten einer flachen Altarmrinne und geringmächtigen, pedogen beeinflußten Auenmergeln. Nach einer sandigen Zwischenschüttung lagert darüber eine weitere über 5,5 m mächtige Abfolge von Auesedimenten. Diese zum Teil bunten Schluff-, Ton- und Auenmergellagen weisen zahlreiche Merkmale fossiler Böden auf und wurden an einem 3 m mächtigen Profilabschnitt detailliert untersucht.

Etwa 3 m unterhalb des Detailprofils konnten wir außerdem in lateralen Sandbänken einer fluviatilen Rinne deutliche Spuren eines fossilen, durchwurzelten Bodens beobachten. Die sich verzweigenden Grobwurzeln waren etwa 1,5 m tief und durch zonierte Eisen- und Manganoxidanreicherungen im Substrat markiert.

Die Untersuchungen am Detailprofil ergaben, dass die Feinsedimentabfolge im Laufe ihrer Entstehung mehreren Verwitterungs- und Bodenbildungsphasen unterlag, deren Intensität und zeitliche Dauer von der unterschiedlich starken Sedimentakkumulation auf die Aue, von Stagnationsphasen, erosiven Hochflutereignissen und von den Schwankungen der Grundwasserstände maßgeblich beeinflusst wurden.

So nehmen wir als Bodenbildungsphase I die Bildung eines schwach pseudovergleyten (Oxi)gley – Auenbodens an, dem nach einem Erosionsereignis die kurzfristige Entwicklung eines Ai-GC Auenrohbodens mit zahlreichen Wühlspuren (Bodenbildungsphase 2a) folgte. In den Straten darüber lassen zahlreiche pedogene Merkmale auf die Bildung eines Auen(kalk)gley – Pseudogleys mit Karbonatanreicherung (Grundwasser-Calcrete mit einem geringeren Anteil an deszendenter Kalklösung und Wiederausfällung) und schwacher Tonanreicherung im Unterboden (Bodenbildungsphase 2b) schließen. Bodenbildungsphase III führte wahrscheinlich zu einem pseudovergleyten, zweischichtigen Auengley mit Karbonatanreicherung im Unterboden. Eine letzte kurze Bodenentwicklung (Phase 4) ist als initialer Auenboden mit Gleymerkmalen dokumentiert. Die Sedimente im Hangenden des Detailprofils sind überwiegend geogen geschichtet und zeigen keine Spuren pedogener Überprägung (vergl. Kapitel 4.1).

Oberbernbach

In der Ziegeleigrube Renz bei Oberbernbach/Stadt Aichach wurde eine über 20 m mächtige feinklastische Abfolge einer großen Flussaue (floodplain) im Übergangsbereich zwischen West- und Ostmolasse des 5. Sedimentationszyklus der Älteren Serie (MN 5) paläopedologisch untersucht.

Neben einem 70 m breiten Übersichtsprofil im westlichen Grubenbereich wurde an einem interessanten Abschnitt der Grubenostwand ein 5 m hohes Detailprofil aufgenommen. Dieses enthält eine Sequenz von mehreren Paläoböden, zwischen die Lagen von frischem und unverwittertem Feinsediment (auch geschichteten, tonigen Stillwassersedimenten) eingeschaltet sind. Die einzelnen Paläoböden waren vom Liegenden ins Hangende als humoser Auenkalkgley, initialer Auengley, Auen(kalk)gley und als Auengley – Pseudogley identifizierbar.

Im westlichen Grubenabschnitt war eine mehr als 2 m tiefe und über 70 m breite W/SW-verlaufende Erosionsrinne zu erkennen, welche sich in die „floodplain" gegraben hatte und später – einem Altarm-ähnlich – mit überwiegend limnischem Schluff- und Mergelschichten verfüllt wurde. In der Feinsedimentabfolge von Oberbernbach ist die vermutlich mehrtausendjährige dynamische Entwicklungsgeschichte einer großen Flussaue dokumentiert (vergl. Kapitel 4.2).

Puttenhausen

Im Rahmen unserer Untersuchungen konnten wir auch die Genese der mächtigen Puttenhauser Mergelabfolge am Talrand der Abens zwischen Puttenhausen und Mainburg klären, welche dort in einem Aufschluss als Ziegelrohstoff ausgebeutet wird. Stratigraphisch waren die Puttenhauser Mergel bereits durch wirbeltierpaläontologische Untersuchungen von FAHLBUSCH & WU (1982) der Grenze Unter-/Mittelmiozän zugeordnet worden.

Die detailliert an einem 9 m hohen Detailprofil am Nordrand der Grube untersuchten Sedimente sind zweifelsfrei als „floodplain deposits" anzusprechen. Sie bestehen aus mehreren „fining upward"-Sequenzen von Hochflutsedimenten. Diese sind ähnlich wie im Profil Oberbernbach teilweise pedogen überprägt, wobei in der Regel unverwitterte Auensedimente oder Stillwasserablagerungen nach einer Erosionsgrenze Paläobodenhorizonte überdecken. Bei den z.T. bunt gefärbten und marmorierten Paläoböden handelt es nach unserer Interpretation um (erodierte) Auengleye, Auengleye mit Pseudovergleyung und um Auen(kalk)gley-Pseudogleye.

Die lithofaziellen Verhältnisse des Gesamtaufschlusses waren an einem etwa 150 m langen, N-S verlaufenden Profil der Grubenhauptwand gut feststellbar: Einige 10er Meter südlich des Detailprofils finden sich zwischen feinkörnigen Auenablagerungen mit Paläobodenbildungen sandige „channel fills" und flache Sanddecken, welche bei vermutlich wiederholten Dammbruchereignissen in die Aue gelangt waren. Relikte ehemaliger Uferdämme sind in Form von ungeschichteten Schluff- und Feinsandkörpern in Wechsellagerung und Verzahnung mit schluffig-tonigen Auensedimentabfolgen im südlichen Abschnitt des Gesamtprofils erhalten. Im südlichsten Grubenabschnitt lagert eine Abfolge (trog)schräggeschichteter Sande in Rinnen von z.T. mehreren 10er Metern Breite, welche von einem mäandrierenden Fließgewässer stammen dürften (vergl. Kapitel 4.3).

Hemhausen

Die Ziegellehmgrube Hemhausen liegt inmitten des Hallertauer Hopfenlandes nördlich von Freising. Die dort anstehende, etwa 14 m mächtige Schluff- und Mergelabfolge korreliert stratigraphisch möglicherweise mit dem weit verbreiteten Schichtglied der mittelmiozänen Sandmergeleinheit im Raum Aichach – Dasing, welche nach HEISSIG (1997) den 10. Sedimentationszyklus der Mittleren Serie an der Wende Mittleres – Oberes Baden abschließt.

An zwei Profilabschnitten von insgesamt 5 m Länge wurden detaillierte paläopedologische und sedimentologische Untersuchungen vorgenommen. Diese Abschnitte sind in mehrere übereinander folgende „fining upward" Ablagerungssequenzen gegliedert, wobei die jeweiligen Basislagen der Sequenzen hohe Sandgehalte aufweisen. Paläopedologisch fallen mehrere Lagen mit kräftigen sekundären Karbonatausfällungen auf. Folgende Bodenbildungen konnten vom Liegenden ins Hangende identifiziert werden: Auenrohboden/Paternia, Auen(kalk)gley, Pseudogley –Auen(kalk)gley und Auenpseudogleye.

Unseren Ergebnissen zufolge entstand die Hemhauser Abfolge als Auensediment im Bereich eines überwiegend sandführenden „anastomosing channel system", welches einen Geschiebe-führenden „braided river" (im Liegenden der Mergelabfolge) ablöste (vergl. Kapitel 4.4).

Weihern bei Pfaffenhofen a. d. Ilm

Der temporäre Aufschluss Weihern bei Pfaffenhofen a.d. Ilm bestand aus einer 10 m hohen Schotter- und Sandabfolge, in die eine 2 bis 4 m mächtige Mergellinse eingemuldet war.

Stratigraphisch gehört das Profil vermutlich der Älteren Serie der OSM an. Die Feinsedimente von Weihern entstammen wahrscheinlich der Hochflutfüllung einer ehemaligen, breiten Fließrinne mit nachfolgender kleinflächiger Auenbildung innerhalb eines Schotterführenden Zopfstromes. Bei vermutlich periodisch starker Sedimentakkumulation bildeten sich nur schwach entwickelte Auenkalkgleye, welche jedoch intensiv von grabenden Bodentieren, vermutlich Süßwasserkrebsen, bioturbiert wurden (vergl. Kapitel 4.5).

Sandelzhausen – Fossillagerstätte

Seit den 60iger Jahren wird die berühmte Wirbeltierfundstelle von Sandelzhausen/Stadt Mainburg von Paläontologen wissenschaftlich intensiv untersucht. Der Fundhorizont besteht aus einer überwiegend oliv-grauen, ca. 2,5 m mächtigen Geröllmergel- und Mergelabfolge, welche von mittel- bis grobkörnigen Sandkiesen der basalen nördlichen Vollschotterabfolge (der Älteren Serie) unterlagert wird.

Die Frage nach der Genese dieser Ablagerungen und Fossilanreicherungen, eine im wesentlichen sedimentologische Problemstellung, hat von Anfang an zu umfangreichen Untersuchungen Anlass gegeben. Da jedoch bislang keine paläopedologischen Untersuchungen vorlagen, nahmen wir im Rahmen unseres Forschungsprojekts bei Planquadrat 35 – S ein Detailprofil von 1,6 m Höhe neu auf. Hierbei konnten insgesamt 19 unterschiedlich ausgebildete Lagen im Hangenden der fluviatilen Schotter ausgeschieden werden.

Die Ergebnisse der chemischen, mineralogischen und granulometrischen Untersuchungen erlauben einige weiterführende Schlüsse hinsichtlich der Genese und Ökologie dieses Ablagerungsraumes. Demnach handelt es sich bei der Sandelzhauser Abfolge um eine geringmächtige Auenbildung innerhalb eines Schotter-führenden „braided river". Es kann jedoch von einer Sonderfaziesentwicklung ausgegangen werden, da einerseits eine unvergleichlich große Fossilanreicherung stattfand, andererseits aber innerhalb eines relativ geringmächtigen Sedimentstapels eine große Bandbreite an Faziesvariationen auftritt.

Im basalen Profilabschnitt dokumentieren die sogenannten Geröllmergel die relativ kurzfristige Einschwemmung fluviatiler Grobsedimente zusammen mit feiner Flußtrübe unter starker fluviatiler Strömungsenergie in ein flaches, differenziert angelegtes Altrinnensystem. In diesem Zusammenhang wurde eine Vielzahl größerer und kleinerer Wirbeltierreste aus einer vermutlich primären Lagerstätte in die Niederung umgebettet.

Diese Phase schließt mit der sogenannten „Kohlelage", einer dunklen, eisenreichen Schwemmlage mit inkohlten organischen Bestandteilen, ab. Darüber gelangten überwiegend feinkörnige Hochflutlagen zum Absatz. In diesem Profilabschnitt lassen unsere paläopedologischen Untersuchungen auf die Entwicklung einer länger andauernden Wechselfolge von Auenrohböden oder Paternien und initialen Auengleyen in temporär wasserführenden Überschwemmungsmulden schließen. Eine zeitweilige Wasserbedeckung ist durch die Einlagerung zahlreicher Ostracodenschalen belegt. Im obersten Profilabschnitt ist die Entstehung eines „floodplain pond" mit karbonatreichen Unterwasserrohböden erkennbar (vergl. Kapitel 4.6).

Pfaffenzell (subhydrische Bodenbildungen)

In der ehemaligen Kies- und Mergelgrube am Weiler Pfaffenzell, südöstlich von Aichach wurde eine 5 bis 10 m mächtige Schluff- und Mergelabfolge paläopedologisch untersucht, welche stratigraphisch dem unteren bis mittleren Abschnitt der Sandmergeleinheit angehört. Die Feinsedimente von Pfaffenzell wurden in einer großen muldenförmigen Alt- bzw. Erosionsrinne eines zuvor geröllführenden „braided river" sedimentiert.

Unter vermutlich stetiger Wasserbedeckung entwickelte sich eine Altwasser-/Teichfazies, in die bei Überschwemmungen geschichtete limnische Schluffe und Tone eingetragen wurden.

Die ehemalige Altwasserfazies ist durch Funde einer autochthonen Wasserpflanzenflora und Fischfauna belegt, welche durch allochthone Tier- und Pflanzenreste ergänzt wird. Paläopedologisch lassen sich dort subhydrische Böden nachweisen, die allerdings einen noch überwiegend lithogen-sedimentären Charakter besitzen. Diese Bodenbildungen wurden nicht näher untersucht.

Erst im hangenden Abschnitt der Feinsedimentabfolge – nach der allmählichen Verlandung des Altwassers und der Bildung einer weitläufigen Überschwemmungsebene – treten schluffige Auenmergel auf, die als Auen(roh)böden und Auengleyen angesprochen werden können (vergl. Kapitel 4.7).

Oberschöneberg
In der Lokalität Oberschöneberg, einer Ziegeleigrube zwischen Dinkelscherben und Ziemetshausen, stehen 5 bis 7 m mächtige jungtertiäre Schluffe, Feinsande und Mergel an, die diskordant von Quartärschottern und Lößlehm überlagert sind.

Knapp über der Basis der aufgeschlossenen OSM-Feinsedimente ist ein dünnes Bentonitband eingeschaltet, welches vermutlich präriesisches Alter besitzt und ein Äquivalent des Bentonits von Stiersdorf/Mallersdorf in Niederbayern innerhalb der Abfolge des Nördlichen Vollschotters darstellt.

Im Liegenden des Bentonits finden sich pedogen überprägte Hochflutsedimente einer ehemaligen Flussaue, vermutlich ein Auengley mit konkretionärer Karbonatanreicherung im Unterboden. Dieser Boden wurde bei einem Vulkanausbruch, dessen Schlote unbekannt sind, von einer Schicht eingewehter Aschen überdeckt, welche das unverwitterte Ausgangsmaterial des Bentonits darstellen. Dem Bentonit folgen einige Lagen mit rubefizierten und gefritteten Tonschollen. Die starke Verziegelung dieses Substrats könnte von Wald- oder Buschbränden herrühren; das so gefrittete Material wurde später bei Überschwemmungen umgelagert. Derartige allochthone „Paläoböden" bezeichneten FREYTET & PLAZIAT (1982) als „pseudo-paleosols".

Der über 4 m hohe Hangendabschnitt des Profils setzt sich überwiegend aus geschichteten bis gebankten, limno-fluviatilen Mergeln, Schluffen und Feinsanden zusammen. (vergl. Kapitel 4.8).

Allenberg
In der Kiessandgrube Allenberg östlich von Aichach sind Ablagerungen eines „braided river" der post-vulkanischen Mittleren Serie im Hangenden der Sandmergeleinheit aufgeschlossen. Dort konnten wir den paläopedologisch interessanten Einzelbefund eines karbonatisierten Wurzelbodens untersuchen.

Die karbonatisierten Rhizolithe reichen bis etwa 1 m tief in Sedimente einer ehemaligen großen Sandbank, welche vermutlich längerfristig konsolidiert war, so dass Landpflanzen aufwachsen und sich ein Ai–C Rohboden entwickeln konnte (vergl. Kapitel 4.9).

Neue Erkenntnisse hinsichtlich Faziesräumen und Bodenbildungen
Unsere Untersuchungsergebnisse lassen darauf schließen, dass die horizontale wie vertikale Verbreitung der untersuchten Feinsedimentkörper und darin eingeschalteter Paläoböden in Schichtfolgen der OSM einerseits an Allozyklen gebunden war, welche z.B. von der alpinen Orogenese, von der Beckensubsidenz oder von Verlagerungen der Beckenachse und des Achsengefälles gesteuert wurden. Sie wurde andererseits aber auch von autozyklischen Prozessen bestimmt, denen die Architektur der fluvialen Entwässungssysteme zu Grunde lag.

In den Auensedimentprofilen mäandrierender und anastomosierender Flußsysteme von Oberbernbach, Laimering – Lehmberg, Hemhausen und Puttenhausen konnten folgende sedimentfazielle Merkmale wiederholt beobachtet werden:

„Fining upward"-Sequenzen von Hochflutablagerungen mit Paläobodenentwicklungen, Dammbruchsedimente (crevasse splay deposits), Erosionsrinnen (channels) mit schräg- und

trogschräggeschichteten Sandschüttungen und Aufarbeitungslagen sowie Stillwasserablagerungen in Form von dezimeter-mächtigen Bänken bzw. flachen Linsen feingeschichteter Tone.

Während sich bei wiederkehrend sedimentreichen, gröberkörnigen Hochflutakkumulationen nur Auen(roh)böden (v.a. Ramblen und Paternien) bilden konnten, entstanden in länger währenden, sedimentationsarmen bzw. sedimentationsfreien Phasen aus feinkörnigen Sedimenten auch Auen(kalk)gleye und Auenpseudogleye. Bei längerfristig anhaltenden geringen Sedimentationsraten wurden auch mächtigere Profilabschnitte intensiv pedogen überprägt, wobei sich Auenböden mit polygenetischer Entwicklung und z.T. deutlichen Interferenzerscheinungen entwickelten, in denen Merkmale von Gleyen und Pseudogleyen kombiniert vorliegen.

Die relativ geringmächtigen feinklastischen Abfolgen von Weihern und Sandelzhausen stellen Auenablagerungen von verflochtenen Flüssen dar. Die Entwicklung dieser wohl relativ kleinräumigen Auen setzte an der Basis verlassener Fließrinnen ein, wobei die lithologische Grenze zu grobkörnigen Flusssedimenten im Liegenden scharf ist. Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Auenbildungen mäandrierender und anastomosierender Flußsysteme sind hier keine langen Stagnationsphasen mit intensiven Pedogenesen nachweisbar. Die identifizierten Bodenbildungen dieses Faziesbereichs bestehen insbesondere aus Auen(roh)böden und Auengleyen, zum Teil in Verbindung mit Grundwasser-Calcrete. Innerhalb dieses Faziestyps ist Sandelzhausen als lokale Sonderentwicklung mit fluviatilen, limnischen und lakustrinen Einflüssen ausgebildet.

Paläoökologische Rückschlüsse

Die untersuchten vertikalen Pedosequenzen von Laimering – Lehmberg, Oberbernbach, Hemhausen und Puttenhausen mit den darin enthaltenen verschiedenartigen Paläobodentypen lassen sich hypothetisch bestimmten Lageverhältnissen in den Flusslandschaften zuordnen:

Auen(roh)böden aus Hochflutlehmen mit größeren Anteilen an Schluff und Sand im Substrat zeigen eventuell ehemalige Fluss-nahe Positionen an. Paternien sowie Auengleye oder Auenpseudogleye aus feinkörnigen, tonreichen Substraten entwickelten sich vermutlich in Bereichen, welche in weiterer Entfernung von den Fließgewässern lagen. Da diese Paläoböden häufig intensiv von Wurzelspuren durchzogen sind, ist auf eine ehemalige Bewaldung mit kraut- und strauchartigem Unterwuchs zu schließen. Feingeschichtete Straten zwischen überwiegend schichtungsfreien Auensedimenten sind auf (temporäre) Stillgewässer zurückzuführen. Feinklastische Füllungen von Altrinnen oder „oxbow lakes" enthalten meist Reste einer autochthonen Flora und Fauna, mit der sich die Ökologie dieses ehemaligen subhydrischen Lebensraumes näher charakterisieren lässt.

Von besonderer paläoökologischer Bedeutung sind die im Rahmen dieses Forschungsprojekts erstmalig in der OSM Bayerns in einigen Straten der Aufschlüsse Laimering – Lehmberg, Puttenhausen, Oberbernbach und Weihern beobachteten Spuren intensiver Bioturbation in Form von vertikalen „Stopfstrukturen" (meniscate burrows). Die meist Dezimeterlangen, vertikalen Röhren sind Sediment-gefüllt und weisen Durchmesser bis 3 cm auf.

Ihr Vorkommen ist nach vorläufiger Kenntnis auf pedogen nur schwach überprägte Hochflutlehme mäandrierender und anastomosierender Flüsse sowie auf feinklastische Rinnenfüllungen von verflochtenen Flüssen beschränkt. In jedem Fall treten in den derartig bioturbierten Substraten Hydromorphiemerkmale (Go, Gor) schwach entwickelter Auen(roh)-böden und Auengleye auf.

Vergleichbare Formen fossiler Wühlstrukturen wurden bereits des öfteren paläontologisch und paläopedologisch untersucht und werden in der Regel als „crayfish burrows" gedeutet.

Rezent finden sich vergleichbare Wohnbaue kleiner Süßwasserkrebse in großer Zahl in Schwemmlandböden entlang verschiedener Flußsysteme Nordamerikas, wobei ihre Tiefe jeweils bis zum Niveau des Grundwasserspiegels hinabreicht. Unter aktualistischen Gesichtspunkten können sie daher auch für die Rekonstruktion der paläohydrologischen Verhältnisse in der OSM wertvolle Indizien liefern.

Paläoklimatische Befunde und Folgerungen

Folgende Klima-relevanten Befunde ermöglichen in einigen Teilabschnitten der untersuchten Profile vorsichtige Rückschlüsse auf paläoklimatische Verhältnisse:

- Knollige Karbonatkonkretionen mit vermutlich polygenetischer Karbonatfällung
- Auftreten deutlicher Hydromorphiemerkmale (Anzeiger eines ausgeprägten Wechsels zwischen trockenen und feuchten Phasen im Boden)
- Funde tiefreichender Paläo-Trockenrisse im Substrat
- Häufige Dammbruchsedimente, Einzelhochflutlagen und „channel fills" (Anzeiger katastrophaler Hochfluten)
- Eine mehr oder minder ausgeprägte pedogene Rubefizierung des Substrats einzelner Lagen in den Profilen von Puttenhausen, Oberbernbach und Laimering – Lehmberg in Verbindung mit anderen Bodenmerkmalen (Indiz erhöhter Paläobodentemperaturen: Pedogener Hämatit kann sich nach CORNELL & SCHWERTMANN (1996) bei höheren Bodentemperaturen und zunehmender Austrocknung in den warmen Jahreszeiten durch Dehydratation und Rekristallisierung aus Ferrihydrit bilden).

Aus diesen Indizien lässt sich für die Zeiträume der Entstehung der Profile von Puttenhausen, Oberbernbach und Laimering – Lehmberg ein wechselfeuchtes, stark saisonal geprägtes Klima mit warmen, trockenen Sommern (z.B. Csa-Klima nach KÖPPEN) ableiten.

Da in einigen Aufschlüssen mit ähnlichen Paläobodenabfolgen (z.B. in Hemhausen) rubefizierte Bodenhorizonte fehlen, ist dort auf ein eher warmgemäßigtes Cfa Klima (nach KÖPPEN) mit Saisonalität, jedoch höheren Sommerniederschlägen zu schließen.

Fossilführung der untersuchten Ablagerungen

Fossil überlieferte Taphozönosen finden sich in Ablagerungen von Auentümpeln, „oxbow lakes" oder limnischen Altrinnen verflochtener Flüsse (z.B. von Pfaffenzell) häufig in Form einer autochthonen Fauna zusammen mit allochthonen Faunen- und Florenelementen.

Auf Paläo-Auenflächen (z.B. von Oberbernbach) wurden größere Tierknochen vermutlich bei Hochfluten lokal umgelagert; schwimmfähige Tierreste, wie Kadaver oder Schnekkenschalen konnten dagegen mit der Strömung weit abgetrieben werden. Die auffälligen Fossilanreicherungen von Sandelzhausen deuten auf eine mehrphasige Anreicherung in einer sekundären Lagerstätte.

Hochflutsequenzen mit intensiverer pedogener Überprägung (z.B. in Laimering – Lehmberg, Oberbernbach, Hemhausen und Puttenhausen) sind häufig fossilarm. Hierfür kann u.a. sekundäre Zerstörung durch Lösungsverwitterung nach der Einbettung verantwortlich gemacht werden. Fossile Schneckenschalen fehlen deswegen insbesondere in fossilen A-, stark hydromorphen G- und Sd-Horizonten.

Ausblick

Paläoböden gelten heute weltweit als wichtige Leithorizonte und Zeitmarker innerhalb terrestrischer Sedimentabfolgen (vergl. KRAUS & BOWN 1993).

In den wechselhaften fluviatilen Schichtfolgen der OSM, die von zahlreichen Faziesänderungen, Akkumulations- und Erosionsphasen einschließlich tektonischen Störungen geprägt sind, lassen sich Feinsedimentabfolgen mit den herkömmlichen geologischen und paläontologischen Methoden über weite Strecken häufig nicht sicher miteinander korrelieren.

Unter Umständen können paläopedologische Untersuchungen in der Zukunft zusätzliche Ansätze zur Lösung litho- und chronostratigraphischer Probleme in der OSM darstellen.

In jedem Fall aber bieten Paläoböden – im Gegensatz zu völlig unverwitterten Ablagerungen – wichtige zusätzliche Informationsquellen zur Rekonstruktion der Bildungsräume feinklastischer Sedimentabfolgen im Molassebecken. Nur in diesen Paläoböden sind Reste längerzeitig stabiler Ökotope in der OSM überliefert.

7. Literatur

ABUSCH-SIEWERT, S. (1983): Gebißmorphologische Untersuchungen an eurasiatischen Anchitherien (Equidae, Mammalia) unter besonderer Berücksichtigung der Fundstelle Sandelzhausen. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **62**, Frankfurt a.M.

AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 4. Aufl., 392 S., Hannover.

AGER, D. V. (1963): Principles of paleoecology. – 371 S., New York (Mc Graw-Hill Book Company).

ALLEN, P. & MATTER, A. (1982): Oligocene meandering stream sedimentation in the eastern Ebro Basin, Spain. – Eclogae geol. Helv., **75**: 33–49.

ALLEN, P. A. & ALLEN, J. R. (1990): Basin analysis, principles & applications. – 451 S.; Oxford, London (Blackwell Scientific).

ALLEN, J.R.L. (1983 a): Studies in fluviatile sedimentation: bar-complexes and sandstonesheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian), Welsh Borders. – Sediment Geol., **33**: 237–293.

ALLEN, J.R.L. (1985): Principles of physical sedimentology. – 272 S., London (Allen & Unwin).

ATKINSON, C. D. (1986): Tectonic control on alluvial sedimentation as revealed by an ancient catena in the Capella Formation (Eocene) of northern Spain. In: WRIGHT, V. P. (ed.) Paleosols, their recognition and interpretation. – 139–179, Oxford, London (Blackwell Scientific Publications).

BATSCHE, H: (1957): Geologische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse Ost-niederbayerns. – Beih. Geol. Jb., **26**: 261–307, Hannover.

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1954): Geologische Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1: 300000. – München (Bayer. Geol. Landesamt).

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1955): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1:300000. – München (Bayer. Geol. Landesamt).

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000.– 4. neubearbeitete Auflage, 329 S, München (Bayer.Geol. Landesamt).

BEERBOWER, J. R. (1964): Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. In: D. F. MERRIAM (ed.), Symposium on cyclic sedimentation. – Geol. Survey Kansas Bull., **169**: 31–32.

BEHRENSMEYER, A., WILLIS, B. J. & QUADE, J. (1995): Floodplains and paleosols of Pakistan Neogene and Wyoming Paleogene deposits: a comparative study. – Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol., **115**: 37–60.

BERG, D. E. (1956): Krokodile als Klimazeugen. – Geol. Rdsch. **54**: 328–333, Stuttgart.

BIBUS, E. (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. – Geologica Bavarica, **99**: 135–164, München.

BIRKELAND, P. W. (1984): Soils and geomorphology. – 327 S. New York (Oxford University Press).

BLISSENBACH, E. (1957): Die jungtertiäre Grobschotterschüttung im Osten des bayerischen Molassetrogs. – Beih.Geol. Jb., **26**: 9–48, Hannover.

BLODGETT, R. H. (1988): Calcareous paleosols in the Triassic Dolores Formation, south-western Colorado. – Spec. Paper Geol. Soc. Amer., **216**: 103–121.

BLODGETT, R. H., CRABAUGH, J. P. & MCBRIDE, E. F. (1993): The Color of Red Beds – A Geologic Perspective; in: BIGHAM, J. M. & CIOLKOSZ, E. J. (Eds.): Soil color. – SSSA Special Publication, **31**: 127–157, Madison, Wisconsin.

BLUME, H. P. (1968): Stauwasserböden. – Stuttgart (Verlag Eugen Ulmer).

BODENKUNDLICHES LABORPRAKTIKUM (1997): Unveröffentlichtes Skriptum des Lehrstuhls für Bodenkunde und Standortlehre der Univ. München (Freising).

BOEHME, M., GREGOR, H.-J. & HEISSIG, K. (2000 im Druck): The Ries- and Steinheim Meteorite Impacts and their effect on environmental conditions in time and space. – Lecture Notes Earth Sci., Berlin.

BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. – 152 S., Stuttgart (Enke).

BOLLIGER, T. (1992) : Kleinsäugerstratigraphie in der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz). – Documenta naturae, **75**: 1–296, München.

BOLLIGER, T. (1994): Die Obere Süßwassermolasse in Bayern und der Ostschweiz: bio- und lithostratigraphische Korrelationen. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol. **34**: 109–144; München.

BOLLIGER, T. (1999): Trace fossils and trackways in the Upper Freshwater Molasse of Central and Eastern Switzerland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **214** (3): 519–536, Stuttgart.

BOON, E. (1991): Die Cricetiden und Sciuriden der Oberen Süßwassermolasse von Bayerisch-Schwaben und ihre stratigraphische Bedeutung. – Unveröffentl. Inaugural-Dissertation, Univ. München, 158 S., München.

BOWN, T. M. (1982): Ichnofossils and rhizoliths of the nearshore Jebel Qatrani Formation (Oligocene), Fayum Province, Egypt. – Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol., **40**: 255–309.

BOWN, T. M. & KRAUS, M. J. (1981): Lower Eocene alluvial paleosols (Willwood Formation, northwest Wyoming, USA) and their significance for paleoecology, paleoclimatology and basin analysis. – Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol., **34**: 1–30.

BOWN, T. M. & KRAUS, M. J. (1983): Ichnofossils of the alluvial Willwood Formation, Bighorn Basin, northwest Wyoming, U.S.A.. – Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol., **43**: 95–128.

BOWN, T. M. & KRAUS, M. J. (1987): Integration of channel and floodplain suites in aggrading fluvial systems. 1. Developmental sequence and lateral relations of lower Eocene alluvial paleosols, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. – J. Sediment. Petrol., **57**: 587–601.

BRASIER, M. D. (1980): Microfossils. – 193 S., London (Allen & Unwin).

BRESSON, L. M. (1974): A study of integrated microscopy: Rubefaction under wet temperate climate in comparison with mediterranean rubefaction. In: G. K. RUTHERFORD (ed.), Soil Microscopy. – Proc. **IV** Int. Working Meeting on Soil Micromorphology (Kingston), 526–541.

BREWER, R. (1976): Fabric and mineral analysis of soils (2nd edn). – 482 S., New York (Krieger).

BRIDGE, J. S. (1984): Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. – J. Sediment. Petrol., **54**: 583–588.

BRIDGE, J. S. (1993b): Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. – Sedimentology, **40**: 801–810.

BRISTOW, C. S. & BEST, J. L. (1993): Braided rivers: perspectives and problems. – Spec. Publ. geol. Soc. London, **75**: 1–11.

BRÜMMER, G. (1973): Redoxreaktionen als merkmalsprägende Prozesse hydromorpher Böden. – Transact. Conf. Comm. **V** and **VI** ISSS „ Genesis and use of hydromorphic soils": 17–21.

BRONGER, A. & CATT, I. A. (1989): Paleosols: problems of definition, recognition and interpretation. Catena Supplement, **16**: 1–7.

BROWN, G. (ed.) (1972): The X-Ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals. – Min. Soc. London, 515 S., Norwich (Jarrold and Sons).

BRUNNACKER, K: (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. – Geol. Bav. **34**; 95 S., München (Bayer. Geol. L-Amt).

BULLOCK, P. N., FEDOROFF, A., JONGERIUS, T., TURSINA, T. & BABEL, U. (1985): Handbook of soil thin section description. – 152 S., Albrighton (Waine Research).

BUURMAN, P. (1980): Palaeosols in the Reading Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U. K. – Sedimentology **27**: 593–606.

CATT, J. A. (1990): Paleopedology manual. – Quat. Int. **6**; 95 S.

CATT, J. A. (1992): Angewandte Quartärgeologie. – 358 S; Stuttgart (Enke).

CERLING, T. E. (1984): The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. – Earth Planet. Sci. Lett., **71**: 229–240, Amsterdam.

CERLING, T. E., QUADE, J., WANG, Y. & BOWMAN, J. R. (1989): Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators. – Nature, **341**: 138–139, London.

COHEN, A. S. (1982): Paleoenvironments of root casts from Koobi Formation, Kenya. – J. Sediment. Petrol., **52**: 401–414.

COLLISON, J. D. (1978): Alluvial sediments. – In: READING, H. G. (ed.): Sedimentary environments and facies: 15–60, Oxford.

CORNELL, R. M. & SCHWERTMANN, U. (1996): The iron oxides. – Weinheim (Wiley Verlag Chemie).

CREMASCHI, M. (1987): Paleosols and Vetusols in the central Po plain (northern Italy). A study in quaternary geology and soil development. – 306 S., Milano.

DEHM, R. (1951): Zur Gliederung der jungtertiären Molasse nach Säugetieren. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1951 (5): 140–152, Stuttgart.

DEHM, R. (1955): Die Säugetier-Faunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. – In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1: 300000: 81–88, München (Bayer. Geol. L-Amt).

DESLOGES, J. R. & CHURCH, M. (1993): Channel and floodplain facies in a wandering gravel-bed river. – Spec. Publ.- Soc. econ. Paleont. Miner., **75**: 99–109.

DOBNER, A., ECKBAUER, M., SPERLING, T. & ULBIG, A. (1998): Erkundung mineralischer Rohstoffe in Bayern (Bayer. Geol. L.-Amt Hrsg.). – 87 S., München (Pfeil).

DOEGLAS, D. J. (1962): Structure of sedimentary deposits of braided rivers. – Sedimentology, **1**: 167–190, Amsterdam.

DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch Schwaben Geologica Bavarica, **94**: 83–133, München.

DOPPLER, G. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlandes – Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – Geologica Bavarica, **99**: 7–53, München.

DOPPLER, G. & SCHWERD, K. (1996): Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandmolasse – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500000 (4. neubearbeitete Aufl.): 150–168, München (Bayer. Geol. L-Amt).

DOPPLER, G., PÜRNER, TH. & SEIDEL, M. (2000): Zur Gliederung und Kartierung der bayerischen Vorlandmolasse. – Geologica Bavarica, **105**: 217–241, München.

EBERTH, D. A. & MIALL, A. D. (1991): Stratigraphy, sedimentology and evolution of a vertebrate-bearing braided to anastomosing fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pensylvanian), north-central New Mexico. – J. Sediment. Geol., **72**: 225–252.

ETTENSOHN, F. R., DEVER, R. & GROW, J. S. (1988): A paleosol interpretation for profiles exhibiting subaerial exposure „crusts" from the Mississipian of the Appalachian Basin. – Spec. Pap. Geol. Soc. Am., **216**: 49–79.

FAHLBUSCH, V. (1964): Die Cricetiden der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.- Naturwiss. Kl., N. F., **118**: 1–36, München.

FAHLBUSCH, V. (1974): Aus Bayerns Tierwelt vor 15 Millionen Jahren. Ausgrabungen fossiler Säugetiere im Alpenvorland. – Aufschluß, **25**: 458–464, Darmstadt.

FAHLBUSCH, V. (1976): Die obermiozäne Wirbeltierfundstelle Sandelzhausen. – Zbl. Geol. Paläont., **II**, **1976**: 255–261, Stuttgart.

FAHLBUSCH, V. (1977): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 11. Ein neues Zwerg- Hirschgeweih: *Lagomeryx pumilio?* – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **17**: 227–233, München.

FAHLBUSCH, V. (1995): Sandelzhausen – Ausgrabung einer Ausgrabung? – Jber. 1994 Mitt. Freunde Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. München e.V., **23**: 47–55, München.

FAHLBUSCH, V. & GALL, H. (1970): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 1. Entdeckung, Geologie, Faunenübersicht und Grabungsbericht für 1969. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **10**: 365–366, München.

FAHLBUSCH, V., GALL, H. & SCHMIDT-KITTLER, N. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 2. Sediment und Fossilinhalt – Probleme der Genese und Ökologie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1972**: 331–343, Stuttgart.

FAHLBUSCH, V., GALL, H. & SCHMITT-KITTLER, N. (1974): Die obermiozäne Fossillagerstätte Sandelzhausen 10.: Die Grabungen 1970–73, Beiträge zur Sedimentologie und Fauna. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **14**: 103–128, München.

FAHLBUSCH, V. & WU, W.-Y. (1981): Puttenhausen: Eine neue Kleinsäuger-Fauna aus der Oberen Süßwasser-Molasse Niederbayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21**: 115–119, München.

FAHLBUSCH, V. & LIEBREICH, R. (1996): Hasenhirsch und Hundbär: Chronik der tertiären Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen bei Mainburg. – Freunde d. Bayer. Staatsslg. f. Paläontologie, 40 S., München (Pfeil).

FIEST; W. (1986): Lithostratigraphie und Schwermineralgehalt der Oberen Süßwassermolasse im Bereich um die Gallenbacher Mülldeponien zwischen Aichach und Dasing. – Unveröffentl. Diplomarbeit, Inst. f. Pal. Hist. Geol., Univ. München, 119 S., München.

FIEST; W. (1989): Lithostratigraphie und Schwermineralgehalt der Mittleren und Jüngeren Serie der Oberen Süßwassermolasse im Übergangsbereich zwischen Ost- und Westmolasse. – Geologica Bavarica, **94**: 257–279, München.

FINK, J. (1968): Paläopedologie, Möglichkeiten und Grenzen ihrer Anwendung. – Z. Pflanzenernähr. Bodenk., **121**: 19–33.

FITZPATRICK, E. A. (1984): Micromorphology of soils. – 433 S., New York (Chapman and Hall).

FLAKES, L. A. & KEMP, E. M. (1972): Influence of continental position on early Tertiary climates. – Nature, **240**: 97–100.

FRIEND, P. F. & SINHA, R. (1993): Braiding and meandring parameters. – Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., **75**: 105–111.

FREYTET, P. & PLAZIAT, J. C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis – Late Cretatceous and Ealy Tertiary – of southern France. – Contributions to Sedimentology, **12**, 217 S., Stuttgart (Schweizerbart).

FUCHS, B. (1953): Die Obere Süßwassermolasse in Bayerisch Schwaben. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **97**: 283–293, Stuttgart.

FÜCHTBAUER, H. (1954): Transport und Sedimentation in der westlichen Alpenvorlandsmolasse. – Heidelberger Beitr. Mineral. Petrogr. **4**: 26–53, Berlin, Göttingen.

FÜCHTBAUER, H. (1955): Die Sedimentation in der westlichen Alpenvorlandsmolasse. – Z. dt. Geol. Ges., **105**: 527–530, Hannover.

FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimentpetrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. – 1141 S., Stuttgart (Schweizerbart).

GALL, H. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 4. Die Molluskenfauna (Lamellibranchiata, Gastropoda) und ihre stratigraphische und ökologische Bedeutung. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12**: 3–32, München.

GALL, H. (1973): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 8. Konkretionäre Aufblähung von Gastropodengehäusen. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**: 3–18, München.

GALL, H. & MÜLLER, D. (1975: Reuter'sche Blöcke – Außeralpine Fremdgesteine unterschiedlicher Herkunft in jungtertiären und quartären Sedimenten Südbayerns. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **15**: 207–228, München.

GOUDIE, A. S. (1983): Calcrete. – In: GOUDIE, A. S. & PYE, K. (eds.): Chemical sediments and geomorphology, 93–131, London.

GREGOR, H.-J. (1969): Geologische Untersuchungen im Südost-Viertel des Blattes Mainburg 7336 (Niederbayern). – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Inst. Pal. Hist. Geol., Univ. München, 60 S., München.

GREGOR, H.-J. (1982): Die Jungtertiären Floren Süddeutschlands. – 278 S., Stuttgart (Enke).

GREGOR, H. J (1982b): Eine Methode der ökologisch-stratigraphischen Darstellung und Einordnung von Blattfloren unter spezieller Berücksichtigung der Tertiär- Ablagerungen Bayerns. – Verh. Geol. B.-A., **1982 (2)**: 5–19, Wien.

GREGOR, H. J. (1982c): Zur Ökologie der jungtertiären Säugetier- Fundstelle Sandelzhausen. - Documenta naturae **4**: 19–36, München.

GREGOR, H. J. (1985): Neue Fossilfundstellen in den Molasse- Ablagerungen Süddeutschlands. - Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben, **89 (3)**: 57–69, Augsburg.

GREGOR, H. J. & SCHMID, W. (1983): Ein Massenvorkommen von Hemitrapa heissigii- Früchten (Trapaceae) in der Sondermüll-Deponie Gallenbach bei Dasing (Lkrs. Aichach-Friedberg). – Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben, **87 (3/4)**: 63–69, Augsburg.

GREGOR, H. J. & FIEST, W. (1988): Betrachtungen zum Biotop und zur Nahrung des Molasse- Affen *Pliopithecus antiquus*. – Documenta naturae, **42**: 28–36, München.

GREGOR, H. J., HOTTENTROTT, M., KNOBLOCH, E. & PLANDEROVA, E. (1989): Neue mega- und mikrofloristische Untersuchungen in der jungtertiären Molasse Bayerns. – Geologica Bavarica, **94**: 281–369, München.

GRIMM, W. D. (1957): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). – Beih. Geol. Jb. **26**: 97–199, Hannover.

GRIMM, W. D. (1965): Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math.- naturwiss. Kl., N. F. **121**, 135 S., München.

GRIMM, W. D. (1973): Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). – Contrib. Sedimentology **1**: 103–125, Stuttgart.

GÜNSTER, N. (1999): Paläopedologische Untersuchungen an pliozänen und pleistozänen Sedimenten im Becken von Granada/Südspanien. – Bonner Bodenkundl. Abh., Bd. **26**, 238 S., Bonn.

HÄDRICH, F. (1970): Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartärgeologischen Forschung. – Ber. Naturforsch. Gesell. Freiburg, Bd **60**: 103–137.

HAGN, H., DARGA, R. & SCHMID, R. (1992): Siegsdorf im Chiemgau – Erdgeschichte und Urwelt. – 241 S., Siegsdorf.

HANTKE, R. (1993): Flußgeschichte Mitteleuropas. – Stuttgart (Enke).

HARR, K. (1976): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an Bentoniten in der Süddeutschen Molasse. – Diss. Univ. Tübingen: 131 S.

HASIOTIS, S. T. (1990): Upper Triassic Chinle Formation of southeastern Utah, U.S.A. – Crayfish burrows as floodplain and water tabel indicators. – The Canadan Paleontology and Biostratigraphy Seminar, **1990**: 26–27, Ontario (Queens University).

HASIOTIS, S. T. & BOWN, T. M. (1992): Invertebrate Trace Fossils: the Backbone of Continental Ichnology. – In. MAPLES, G. & WEST, R. R.: Short courses in paleontology, **5** (1992): 64–104, Knoxville (University of Tennesse).

HASIOTIS, S. T. & HONEY, J. G. (2000): Paleohydrologic and stratigraphic significance of crayfish burrows in continental deposits: examples from several Paleocene Laramide basins in the Rocky Mountains. – J. Sed. Research, Vol **70/1**: 127–139.

HAY, R. L. & REEDER, R. J. (1978): Calcretes of Olduvai Gorge and the Ndolanya Beds of northern Tanzania. – Sedimentology, **25**: 649–673.

HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale: Grundlagen der Sedimentologie und Mineralogie. – 157 S., Stuttgart (Enke).

HEISSIG, K. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 5. Rhinocerotidae (Mammalia), Systematik und Ökologie. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12**: 57–81, München.

HEISSIG, K. (1989): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie der mittleren Serie der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. – Geologica Bavarica, **94**: 239–257, München.

HEISSIG, K. (1990): The faunal sucession of the Bavarian molasse considered, correlation of the MN 5 and MN 6 faunas. – In: LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P.: European Neogene mammal chronology, NATO ASI Ser. **A 180**: 1–658, New York/London.

HEISSIG, K. (1995): Die Entwicklung der großen Democricetodon-Arten und die Gattung Collimys (Cricetidae, Mamm.) im späten Mittelmiozän. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol. **35**: 87–108, München.

HEISSIG, K. (1997): Mammal faunas intermediate between the reference faunas of MN4 and MN6 from the Upper Freshwater Molasse of Bavaria. – Actes du Congres BiochroM'97, J.-P. AGUILAR, S. LEGENDRE, J. MICHAUX (Eds.), Mem. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier, **21**: 537–546, 3 Tab.; Montpellier.

HEROLD, R. (1969): Eine Malmkalk-Trümmermasse in der Oberen Süßwassermolasse Niederbayerns. – Geologica Bavarica, **61**: 413–427, München.

HEROLD, R. (1970): Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an pelitischen Gesteinen der Molasse Niederbayerns. – Inaug. Diss., Univ. München, 132 S., München.

HEROLD, R. & IBRAHIM, A. H. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 7. Über die Einregelung der Fossilien. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12**: 125–135, München.

HUBER, B. (2001): Isotopie und Genese von Karbonatkonkretionen aus der Oberen Süßwasser-molasse Bayerns. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Inst. f. Pal. Hist. Geol. Univ. München, 73 S., München.

JERZ, H., DOPPLER, G., ROPPELT, T. & ZÖLLER, L. (1990): Paläoböden in Bayerisch Schwaben. – Exkursionsführer 9. Tagung AK Paläoböden Dt. Bodenkundl. Ges., Günzburg 24.5. - 26. 5. 1990: 31 S., München (Bayer. Geol. L.-Amt).

JERZ, H. & GROTTENTHALER, W. (1995): Quartärprofile mit Paläoböden in Süddeutschland. – Geologica Bavarica, **99**: 179–185, München.

JERZ, H., KEMP, R. A. & GROTTENTHALER, W. (1993): Bodenkundliche Untersuchungen in der Artefaktfundstelle Attenfeld. – In: Das Archäologische Jahr in Bayern **1992**: 29–31, Stuttgart (Theiss).

JUNG, W. & MAYR, H. (1980): Neuere Befunde zur Biostratigraphie der Oberen Süßwasser-molasse Süddeutschlands und ihre ökologische Bedeutung. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **20**: 159–173, München.

KABELAC, F. (1962): Krustenbildung in Nordostsyrien. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., **52**: 103–109.

KIRSCHBAUM, M. A. & MC CABE, P. J. (1992): Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota Formation of southern Utah. – Sedimentology (1992) **39**: 581–598.

KLAPPA, C. F. (1979): Calcified filaments in Quarternary calcretes: organo-mineral interactions in the subaerial vadose environment. – J. Sediment. Petrol., **49**: 955–968.

KLAPPA, C. F. (1980): Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. – Sedimentology **27**: 613–629.

KNOX, G. J. (1977): Caliche profile formation, Saldanha Bay (South Africa). – Sedimentology, **24**: 657–674.

KRAUS, M. J. (1992a): Alluvial response to differrential subsidence: sedimentological analysis aided by remote sensing, Willwood Formation (Eocene), Bighorn Basin, Wyoming, USA. – Sedimentology, **39**: 455–470.

KRAUS, M. J. (1992b): Mesozoic and Tertiary paleosols; in: MARTINI, I. P. & CHESWORTH, W. (Eds.) Developments in earth surface processes, No. 2: weathering, soils and paleosols. – 525–542, Amsterdam (Elsevier).

KRAUS, M. J. (1997): Lower Eocene alluvial paleosols: Pedogenic development, stratigraphic relationships and paleosol/landscape associations. – Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol. **129** (1997): 387–406.

KRAUS, M. J. & BOWN, T. M. (1986): Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy; in: WRIGHT, V. P. (Ed.) Paleosols, their recognition and interpretation. – 180–207, Oxford, London (Blackwell Scientific Publications).

KRAUS, M. J. & BROWN, TH.M. (1988): Pedofacies analysis; A new approach to reconstructing ancient fluvial sequences. – Spec. Paper geol. Soc. Am., **216**: 143–152.

KRAUS, M. J. & BOWN, T. M. (1993): Shortterm sediment accumulation rates determined from Eocene alluvial paleosols. – Geology, **21**: 743–746.

KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & SCHWERTFEGER, G. (1994): Bodenkunde. – 424 S., Stuttgart (Ulmer).

LEEDER, M. R. (1975): Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. – Geol. Mag., **112**: 257–270.

LEMCKE, K. (1988): Geologie von Bayern I. – Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit, 175 S., Stuttgart (Schweizerbart).

LEMCKE, K., ENGELHART, W. V. & FÜCHTBAUER, H. (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. – Beih. Geol. Jb. **11**: 1–181, Hannover.

LEWIS, D. W. & MC CONCHIE D. (1994): Analytical Sedimentology. – 197 S., New York, London, (Chapman & Hall).

LEWIS, D. W. & MC CONCHIE D. (1994): Practical Sedimentology. – 213 S., New York, London (Chapman & Hall).

MACHETTE, M. N. (1985): Calcic soils of the southwestern United States. – Spec. Pap. Geol. Soc. Am., **203**: 1–21.

MAIER, M. (1999): Geologische Kartierung in der Umgebung von Sandelzhausen im Südosten des Kartenblatts 1: 25.000 Mainburg mit sedimentologischen und bodenkundlichen Untersuchungen in der Tongrube Puttenhausen und einer Gegenüberstellung zweier Methoden zur Korngrößenanalyse. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Inst. f. Pal. Hist. Geol. Univ. München, 115 S., München.

MANGE, M. A. & MAURER, H. F. W. (1992): Heavy Minerals in Colour. – 148 S., New York, London (Chapman & Hall).

MANN, A. W. & HORRWITZ, R. D. (1979): Groundwater calcrete deposits in Australia: some observations from Western Australia. – J. Geol. Soc. Aust. **25**: 293–303.

MAYR, H. (1979): Gebißmorphologische Untersuchungen an miozänen Gliriden (Mammalia Rodentia) Süddeutschlands. – Inaugural-Dissertation, Univ. München, 380 S., München.

MC FADDEN, L. D. (1988): Climatic influences on rates and processes of soil development in Quaternary deposits of southern California. – Spec. Paper geol. Soc. Am., **216**: 153–177.

MC FADDEN, L. D. & TINSLEY, J. C. (1985): Rate and depth of pedogenic carbonate accumulation in soils. – Spec. Paper geol. Soc. Am., **203**: 153–177.

MENSINK, H. & SCHUDACK, M. (1982): Caliche, Bodenbildung und die palaogeographische Entwicklung an der Wende Jura/Wealden in der westlichen Sierra de Cameros (Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **163**: 49–80.

MIALL, A. D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. – Earth Science Rev., **13/1977**: 1–62, Amsterdam.

MIALL, A. D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. – Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., **5**: 597–604.

MIALL, A. D. (1983): Basin analysis of fluvial sediments. – Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **6**: 279–286.

MIALL, A. D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. – Earth Sci. Rev., **22**: 261–308.

MIALL, A. D. (1990): Principles of sedimentary basin analysis (second edition). – 668 S., Berlin (Springer).

MIALL, A. D. (1992): Alluvial deposits; in: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (Eds.) Facies models: response to sea level changes. – 119–142, Geol. Ass. Canada.

MIALL, A. D. (1995): Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. – Sedimentology, **42**: 379–389.

MIALL, A. D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. – 582 S., Berlin (Springer).

MIDDLETON, N. (1991): Desertification. – Oxford (University Press).

MILNES, A. R. (1992): Calcrete; in: MARTINI, I. P. & CHESWORTH, W. (Eds.) Developments in earth surface processes, No. 2: Weathering, soils and paleosols. – 309–348, Amsterdam (Elsevier).

MOHR, B. (1983a): Nachweis von Pollen der Gattung Hemitrapa Miki (Trapaceae) aus mittelmiozänen Schichten von Gallenbach bei Dasing (Lkrs. Aichach-Friedberg). – Ber. Naturwisss. Ver. Schwaben, **87 (3/4)**: 69–72, Augsburg.

MÜCKENHAUSEN, E. (1973): Pseudogleye und Gleye in der Bodengesellschaft der humiden, gemäßigt warmen Klimaregion. – Cont. Comm. V and VI ISSS, „Genesis and use of hydromorphic soils": 147–157.

MUNSELL COLOR (1975): Munsell color charts. – Baltimore.

MÜLLER, R. H. & SCHUHMANN, R. (1996): Teilchengrößenmessung in der Laborpraxis. – Paperb. Arbeitsgem. f. Pharmazeut. Verfahrenst., **38**: 191 S., Stuttgart (Wissenschaftl. Verlagsgesellschaft).

MURAWSKI, H. (1992): Geologisches Wörterbuch (9. Aufl.). – 254 S., Stuttgart (Enke).

NEUMAIER, F. & WIESENEDER, H. (1939): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär (Blatt Griesbach und Birnbach). – Sitz.-Ber. Bayer. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl. **1939**: 177–252, München.

NEUMAIER, F., BLISSENBACH, E.,WITTMANN, D., GRIMM, W. D., STIEFEL, J., BATSCHE H. & MAYR, M. (1957): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der ungefalteten Molasse Niederbayerns. – Beih. Geol. Jb., **26**: 1–384, Hannover.

PAGEL, H., ENZMANN, J. & MUTSCHER, H. (1982): Pflanzennährstoffe in tropischen Böden – ihre Bestimmung und Bewertung. – Berlin (VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag).

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1987): Sand and Sandstones, 2. edition. – 553 S., New York (Springer).

PATON, T. R. (1978): The Formation of Soil Material. – 139 S., London (Allen & Unwin).

PLATT, N. H. & KELLER, B. (1992): Distal alluvial deposits in a foreland basin setting – the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and palaeosols. – Sedimentology (1992) **39**: 545–565.

PLAZIAT, J. C., FREYTET, P. & MAREC, P. (1987): Sedimentation Molassique Et Paleo-Pedogenese En Languedoc. – Association des sedimentologists francais, 127 S., Paris.

RAST, U. (1991): Sedimentpetrographische Arbeitsmethoden am Bayerischen Geologischen Landesamt. Teil I: Schwermineralanalyse. – Geologica Bavarica, **96**: 233–228, München.

RATCLIFFE, B. C. & FAGERSTROM, J. A. (1980): Invertebrate lebensspuren of Holocene floodplains: their morphology, origin and paleoecological significance. – J. Paleont. **54**: 614–630.

REEVERS, C. C. JR. (1970): Origin, classification and geologic history of caliche on the southern High Plains, Texas and eastern New Mexico. – J. Geol., **78**: 352–362.

REHFUESS, K. E. (1990): Waldböden: Entwicklung, Eigenschaften, Nutzung. – Pareys Studientexte **29**; 294 S., Hamburg, Berlin (Pareys).

REIF, W. & MÜLLER, S. (1993): Ein Vorkommen von Oberer Süßwassermolasse bei Heidenheim und seine Bedeutung für die Landschaftsgeschichte. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **189**: 255–274, Stuttgart.

REINECK, H.- E. (1984): Aktuogeologie klastischer Sedimente. – 348 S., Frankfurt/Main (Kramer).

REINECK, H.- E. & SINGH, I. B. (1980): Depositional sedimentary environments. – 549 S., Berlin, Heidelberg, New York, (Springer).

REINHARDT, J. & SIGLEO, W. R. (1988) Paleosols and weathering through geologic time: Principles and applications. – Spec. Paper Geol. Soc. Am., **216**; 177 S., Boulder, Colorado.

RETALLACK, G. J. (1983a): Late Eocene and Oligocene paleosols from Badlands National Park, South Dakota. – Geol. Soc. Am., Special paper **193**; Colorado.

RETALLACK, G. J. (1983b): A paleopedologic approach to the interpretation of terrestrial rocks: the Mid-Tertiary fossil soil of Badlands National Park, South Dakota. – Bull. Geol. Soc. Amer., **94**, 823–840.

RETALLACK, G. J. (1984): Trace fossils of burrowing beetles and bees in an Oligocene paleosol, Badlands National Park, South Dakota. – J. Paleont., **58**: 571–592.

RETALLACK, G. J. (1986a): Fossil soils as grounds for interpreting long-term controls on ancient rivers. – J. Sediment. Petrol., **56**: 1–18.

RETALLACK, G. J. (1986b): The fossil record of soils; in: WRIGHT, V. P. (Ed.) Paleosols, their recognition and interpretation. – 1–57, Oxford, London (Blackwell Scientific Publication).

RETALLACK, G. J. (1988): Field recognition of paleosols. – Spec. Paper Geol. Soc. Am., **216**: 1–20.

RETALLACK, G. J. (1990): Soils of the past: An introduction to paleopedology. – 520 S., London (Harper Collins Academic).

RETALLACK, G. J. (1991 a): Miocene paleosols and ape habitats of Pakistan and Kenya. – 346 S., New York (Oxford University Press).

RETALLACK, G. J. (1992): Paleozoic paleosols; in: MARTTNI, I. P. & CHESWORTH, W. (Eds.) Developments in earth surface processes, No. 2: Weathering, soils and paleosols. – 543–586, Amsterdam (Elsevier).

RETALLACK, G. J. (1993): Classification of paleosols: discussion and reply. – Bull. Geol. Soc. Amer., **105**: 1635–1637.

RETALLACK, G. J. (1994): A pedotype approach to latest Cretaceous and earliest Tertiary paleosols in eastern Montana. – Bull. Geol. Soc. Amer. **106**: 1377–1397.

RETALLACK, G. J. (1997): A Colour Guide to Paleosols. – 175 S., Chichester (Wiley).

RETALLACK, G. J., LEAHY, G. D. & SPOON, M. D. (1987): Evidence from paleosols for ecosystem changes across the Cretaceous/Tertiary boundary in eastern Montana. – Geology, **15**: 1090–1093.

RICHARDSON, J. L. & DANIELS, R. B. (1993): Stratigraphic and Hydraulic Influences on Soil Color Development; in: BIGHAM, J. M. & CIOLKOSZ, E. J. (Eds.): Soil color. – SSSA Special Publication, **31**: 109–126, Madison, Wisconsin.

RITTMANN, A. (1981): Vulkane und ihre Tätigkeit. – 422 S., Stuttgart (Enke).

ROHR, D. M., BOUCOT, A. J., MILLER, J. & ABBOT, M. (1986): Oldest termite nest from the upper Cretaceous of Texas. – Geology **14**: 87–88.

RUST, B. R. (1972): Structure and process in braided rivers. – Sedimentology, **18**: 221–245, Amsterdam.

RUST, B. R. (1981): Sedimentation in arid-zone anastomosing fluvial systems. – J. Sedim. Petrol. **51**: 745–755.

RUTTE, E. (1992): Bayerns Erdgeschichte (2. Aufl.). – 304 S., München (Ehrenwirth).

SELMEIER, A. (1989): Funde verkieselter Hölzer aus dem nordalpinen Molassebecken und einigen Randgebieten. – Geologica Bavarica, **94**: 409–446, München.

SCHAD, P. (1994): Unveröffentlichte Laboranleitung zur Phosphor-Extraktion mit $NaHCO_3$ nach OLSEN. – Inst. f. Bodenk. u. Standortlehre, forstwiss. Fak., Univ. München/Freising.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde (14. Aufl.). – 491 S., Stuttgart (Enke).

SCHENK, B. (1999): Untersuchungen verschiedener Horizonte von feinklastischen Sedimenten der Mergelgrube Oberbernbach mit bodenkundlichen Methoden. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Inst. f. Pal. Hist. Geol. Univ. München, 87 S., München.

SCHERER, E. (1973): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 9. Crocodilia. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **13**: 103–114, München.

SCHERER, E. (1981): Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 12. Crocodylia (abschließender Bericht). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **21**: 81–87; München.

SCHEUENPFLUG, L. (1980): Neue Funde ortsfremder Weißjuragesteine in Horizonten der südbayerischen miozänen Oberen Süßwassermolasse um Augsburg (Ein Beitrag zum Problem der Reuter'schen Blöcke). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **62**: 131–142, Stuttgart.

SCHLEICH, H.-H. (1981): Jungtertiäre Schildkröten Süddeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Fundstelle Sandelzhausen. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenbg, **48**: 1–372, Frankfurt a.M.

SCHLEICH, H.-H. (1983): Die mittelmiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 13. *Chamaeleo bavaricus* sp. nov., ein neuer Nachweis aus dem Jungtertiär Süddeutschlands. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **23**: 77–81, München.

SCHLEICH, H. H. (1984): Neue Reptilienfunde aus dem Tertiär Deutschlands, 1. Schildkröten aus dem Jungtertiär Süddeutschlands. – Naturwiss. Z. Niederbayern, **30**: 63–93, Landhut.

SCHLEICH, H. H. (1985): Zur Verbreitung tertiärer und quartärer Reptilien und Amphibien, I. Süddeutschland. – Münchener Geowiss. Abh. **A 4**: 67–149, München.

SCHLICHTING, E: (1973): Pseudogleye und Gleye. Genese und Nutzung. – Transact. Conf. Comm. V and VI ISSS, „Genesis and use of hydromorphic soils": 1–6.

SCHLICHTING, E: (1986): Einführung in die Bodenkunde (2. Aufl.). – Hamburg, Berlin (Pareys).

SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum (2. neubearb. Aufl.). – 295 S., Berlin, Wien (Blackwell Scientific).

SCHMEER, D. (1955): Sedimentpetrographische Beobachtungen aus der Oberen Süßwassermolasse im Bereich von Freising bis Landshut. – Z. dt. geol. Ges., **105**: 496–516, Hannover.

SCHMID, W. (1995): Lithofazielle Untersuchungen im tertiären Hügelland nördlich von Dasing (Landkreis Aichach-Friedberg) einschließlich Erläuterungen zur geologischen Karte. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Inst. f. Pal. Hist. Geol. Univ. München, 164 S., München.

SCHMID, W. & GREGOR, H. J. (1985): Neue Pflanzenfundstellen in der westlichen Oberen Süßwassermolasse (OSM) bei Augsburg. – Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben, **89 (3)**: 69–76, Augsburg.

SCHMIDT-KALER, H. (1986): Ein Vorkommen von ortsfremden Weißjurakalkbrocken bei Paffenhofen an der Ilm. – Geol. Bl. NO-Bayern, **36**: 309–310, Erlangen.

SCHMIDT-KITTLER, N. (1971): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 3. Suidae (Artiodactyla, Mammalia). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **11**: 129–170, München.

SCHMIDT-KITTLER, N. (1972): Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. Proboscidea (Mammalia). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **12**: 83–95, München.

SCHOLZ, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. – 353 S., Stuttgart (Schweizerbart).

SCHWERD, K. & UNGER, H. J. (1981): Molassebecken. – In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500000, 3. Aufl.: 88–95, München.

SCHWERTMANN, U. (1993): Relations Between Iron Oxides, Soil Color and Soil Formation; in: BIGHAM, J. M. & CIOLKOSZ, E. J. (Eds.): Soil color. – SSSA Special Publication, **31**: 51–69, Madison, Wisconsin.

SMITH, R. M. H. (1990): Alluvial paleosols and pedofacies sequences in the Permian Lower Beaufort of southwestern Karoo Basin. – J. Sediment. Petrol., **60**: 258–276.

SMITH, D. G. & SMITH, N. D. (1980): Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. – J. Sediment. Petrol., **50**: 157–164, Tulsa.

SOTIER, B. (1999): Paläopedologische und sedimentologische Untersuchungen an Sedimenten der Oberen Süßwassermolasse in der Ziegeleigrube Hemhausen. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Inst. f. Geogr., Univ. München, 82 S., München.

SPERLING, T. (1991): Der Einfluß der Zusammensetzung von Tonen auf ihre keramischen Eigenschaften, aufgezeigt an ausgewählten Rohstoffen. – Unveröffentl. Dipl.-Arb., Lehrstuhl f. Angew. Min. u. Geochem., Techn. Univ. München. 122 S., München.

SPITZELBERGER, G. (1984b): Die Rieskatastrophe und ihre Auswirkung auf die Florengeschichte Mitteleuropas. – Naturwiss. Z. Niederbayern, **30**: 173–177, Landshut.

STEININGER, F. F., RÖGL, F. & NEVESSKAJA, L. A. (1985): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distributionmaps: 91–102, Wien (Inst. Paläont. Univ. Wien).

STEININGER, F. F., BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V. (1989): European Neogene marine/continental Biostratigraphic correlations. – In: LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH V. & MEIN, P. (eds.): European Neogene Mammal Chronology. NATO ASI Series, (A) **180**: 15–46, New York (Plenum).

STEPHAN, W. (1952): Ein tortoner vulkanischer Brockhorizont in der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. – Geologica Bavarica, **14**: 76–85, München.

STORZER, D. & GENTNER, W. (1970): Spaltspuren-Alter von Riesgläsern, Moldaviten und Bentoniten. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **52**: 97–111, Stuttgart.

STREMME, H. (1989): Die Korrelation quartärer Paläoböden aus den Gebieten der Vereisungen Nordeuropas und des Alpenvorlandes; in: ROSE, J & SCHLÜCHTER, C. (Eds.), Quaternary type sections – imagination or reality ?. – 125–136, Amsterdam.

STRONG, G. E., GILES, J. R. A. & WRIGHT, V. P. (1992): A Holocene calcrete from North Yorkshire, England: implications for interpreting paleoclimates using calcretes. – Sedimentology, **39**: 333–347.

TROLLDENIER, G. (1971): Bodenbiologie. – 152 S., Stuttgart (Franckh'sche Verlags-buchhandlung).

TUCKER, M. (1996): Methoden der Sedimentologie. – 366 S., Stuttgart (Enke).

ULBIG, A. (1985): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse (OSM) im Raum Freising – Mainburg – Landshut. -Unveröffentl. Dipl.-Arb., Lehrstuhl f. Angewandte Geol., Techn. Univ. München, 80 S., München.

ULBIG, A. (1994): Vergleichende Untersuchungen an Bentoniten, Tuffen und sandig-tonigen Einschaltungen in den Bentonitlagerstätten der Oberen Süßwassermolasse Bayerns. – Dissertation, 245 S., Lehrstuhl f. Angewandte Mineralogie und Geochemie, Techn. Univ. München.

ULBIG, A. (1999): Untersuchungen zur Entstehung der Bentonite in der bayrischen Oberen Süßwassermolasse. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **214** (3): 497–508, Stuttgart.

ULBIG, A. & RENNSCHMID-ULBIG, I. (1999): Anmerkungen zur Lithostratigraphie der Oberen Süßwassermolasse Ostbayerns. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **214** (3): 509–517, Stuttgart.

UNGER, H. J. (1981): Bemerkungen zur stratigraphischen Stellung, der Lagerung und Genese der Bentonitlagerstätten in Niederbayern. – Verh. Geol. B.-A., **1981/2**: 193- 203, Wien.

UNGER, H. J. (1982): Bemerkungen zur Gliederung der Oberen Süßwassermolasse im Raum Mainburg. – Documenta naturae **4**: 1–18, München.

UNGER, H. J. (1983a): Die Makroflora der Mergelgrube Aubenham nebst Bemerkungen zur Lithologie, Ökologie und Stratigraphie. – Geol. Jb., **A 67**: 37–129, Hannover.

UNGER, H. J. (1983b): Versuch einer Neugliederung der Oberen Süßwassermolasse. – Geol. Jb., **A 67**: 5–35, Hannover.

UNGER, H. J. (1983c): Lithologie und Sedimentologie der Kiesgrube Maßendorf (Niederbayern). – Documenta naturae, **11**: 48–59, München.

UNGER, H. J. (1986): Zur Geologie (Sedimentologie, Lithologie) des Obermiozäns von Achldorf/Niederbayern. – Documenta naturae, **30**: 1–13, München.

UNGER, H. J. (1986c): Zur Gliederung der Oberen Süßwassermolasse in Ostniederbayern. Ein Zwischenbericht. – Documenta naturae, **32**: 12–16, München.

UNGER, H. J. (1989): Die Lithozonen der Oberen Süßwassermolasse Südostbayerns und ihre vermutlichen zeitlichen Äquivalente gegen Westen und Osten. – Geologica Bavarica, **94**: 195–237, München.

UNGER, H. J. (1996): Östliche Vorlandmolasse und Braunkohlentertiär i. W. S. – In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500.000 (4. neubearbeitete Aufl.): 168–185, München.

UNGER, H. J. & NIEMEYER, A. (1985a): Die Bentonite in Ostniederbayern. Entstehung, Lagerung, Verbreitung. – Geol. Jb., **D 71**: 3–58, Hannover.

UNGER, H. J. & NIEMEYER, A. (1985b): Die Bentonitlagerstätten zwischen Mainburg und Landshut und ihre zeitliche Einstufung. – Geol. Jb., **D 71**: 59–93, Hannover.

UNGER, H. J. & SCHWARZMEIER, J. (1987): Bemerkungen zum tektonischen Werdegang Südostbayerns. – Geol. Jb., **A 105**: 3–23, Hannover.

UNGER, H. J., FIEST, W. & NIEMEYER, A. (1990): Die Bentonite der ostbayerischen Molasse und ihre Beziehungen zu den Vulkaniten des Pannonischen Beckens. – Geol. Jb., **D 96**: 67–112, Hannover.

VOGT, K. (1980): Bentonite deposits in Lower Bavaria. – Geol. Jb., **D 39**: 47–68, Hannover.

WALKER, T. R. (1967): Formation of red beds in modern and ancient deserts. – Bull. Geol. Soc. Am., **78**: 353–358.

WATTS, N. L. (1980): Quarternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. – Sedimentology, **27**: 661–686.

WILLIAMS, P. F. & RUST, B. R. (1969): The sedimentology of a braided river. – J. Sediment. Petrol., **39/2**: 649–679, Tulsa.

WRIGHT, V. P. (1982): Calcrete paleosols from the Lower Carboniferous Llanelly Formation, South Wales. – Sedimentary Geology, **33**: 1–33.

WRIGHT, V. P. (1986b): Introduction; in: WRIGHT, V. P. (Ed.) Paleosols, their recognition and interpretation. – Oxford, London (Blackwell Scientific Publications).

WRIGHT, V. P. (1990a): Estimating rates of calcrete formation and sediment accretion in ancient alluvial deposits. – Geol. Mag., **127**: 273–276.

WRIGHT, V. P. (1992): Paleopedology: stratigraphic relationships and empirial models; in: MARTINI, I. P. & CHESWORTH, W. (Eds.), Developments in early surface processes, No. 2: weathering, soils and paleosols. – 475–499, Amsterdam (Elsevier).

WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (1991): Calcretes: an introduction; in: Calcretes. – 1–22, Oxford.

WRIGHT, V. P., PLATT, N. H. & WIMBLEDON, W. A. (1988): Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols. – Sedimentology, **35**: 603–620.

WU, W.-Y. (1982): Die Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süßwassermolasse von Puttenhausen (Niederbayern). – Zitteliana **9**: 37–80, München.

WURM, A. (1937): Beiträge zur Kenntnis der nordalpinen Saumtiefe zwischen unterem Inn und Isar. – N. Jb. Miner. Geol. Pal., Beil. **78**: 285–326, Stuttgart.

ZALEHA, M. J. (1997): Siwalik Paleosols (Miocene, Northern Pakistan): Genesis and Controls on Their Formation. – J. Sed. Research, **67/5**: 821–839.

ZÖBELEIN, H. K. (1940): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. – N. Jb. Miner. Geol. Pal., Beil. **84**: 233–302, Stuttgart.

ZÖBELEIN, H. K. (1983): Die Vorlandmolasse bei Günzburg a. d. Donau und Heggbach bei Biberach an der Riß im Rahmen des süddeutschen Jungtertiärs. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **23**: 151–187, München.

ZÖBELEIN, H. K. (1985): Stratigraphie der nördlichen und teils mittleren Vorlandmolasse zwischen Hegau und Isar anhand von 11 Profilen. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **25**: 209–273, München.

8. Tafelteil

Tafel 1: Aufschluß Laimering – Lehmberg

A: *Übersichtsaufnahme der Abgrabung Laimering – Lehmberg Stand 1999: Schichtenfolge der Jüngeren Serie mit liegenden fluviatilen Sanden und hangenden Auenmergeln. Das paläopedologisch untersuchte Detailprofil im oberen Drittel des Bildes ist rot markiert.*

B: *Detailprofil Laimering – Lehmberg mit den ausgeschiedenen Straten LL-2 bis LL 12*

Tafel 2: Ein fossiler Wurzelboden im Aufschluß Laimering – Lehmberg

A: *Übersichtsphoto: In der horizontal- bis schräggeschichteten Mittel- bis Feinsandabfolge, knapp über der Basis der Jüngeren Serie im Aufschluß Laimering – Lehmberg (Übersichtsprofil Stratum 5 a) konnten wir deutliche Spuren eines fossilen Wurzelbodens beobachten. Die sich verzweigenden Grobwurzeln reichten etwa 1,5 m tief, schräg und senkrecht in das Substrat hinab und sind durch zonierte Eisen- und Manganoxidanreicherungen markiert, die streifenartig um einen Zentralbereich angelagert sind. Dieser ist von einer feinen Toncutane umgeben und repräsentiert wahrscheinlich den Raum der ehemaligen Wurzeln.*

B: *Detailphoto: Im Inneren der ehemaligen Wurzelhohlräume treten verbraunter Sand sowie Schluff- und Tonschlieren auf, welche vermutlich nach dem Absterben der Pflanze(n) und der Verwesung der Wurzeln eingespült wurden. Als Entstehungsbereich des Wurzelbodens ist, unter Berücksichtigung der übrigen sedimentologischen Befunde, eine laterale Sandbank bzw. Sandfläche am Rand einer größeren Altarmrinne in Betracht zu ziehen.*

Tafel 3: Detailprofil Laimering – Lehmberg

A: *Lage LL3 mit sekundär limonitisch imprägnierten Bioturbationsstrukturen („Stopfstrukturen") (Go(c) - Merkmale).*

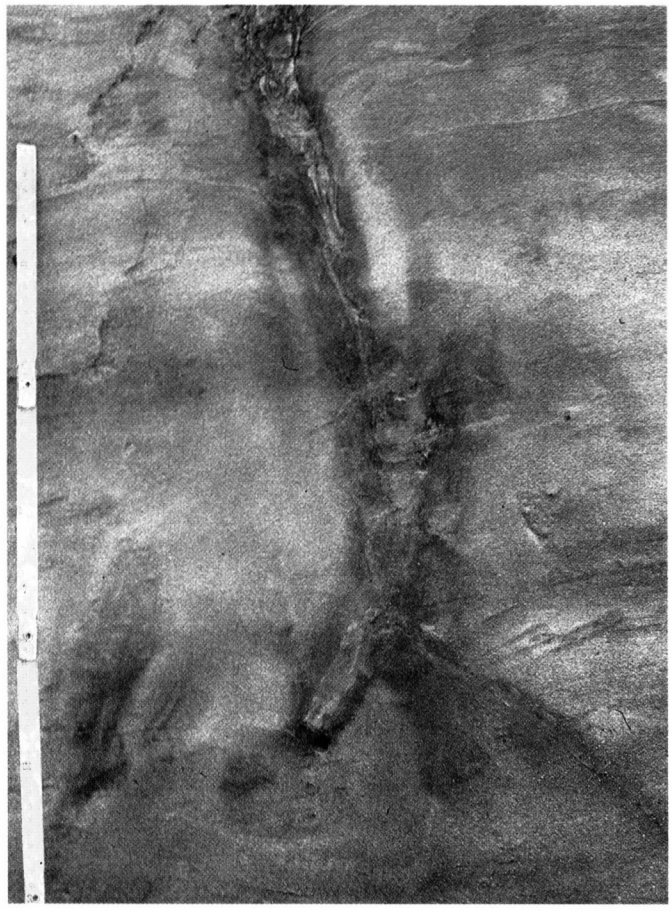
B: *Lage LL 6 Mit polyedrisch aggregiertem Makrogefüge und heller, senkrechtstehender Karbonatkonkretion, vermutlich im Bereich einer ehemaligen Wurzelbahn.*

Tafel 1: Laimering – Lehmberg

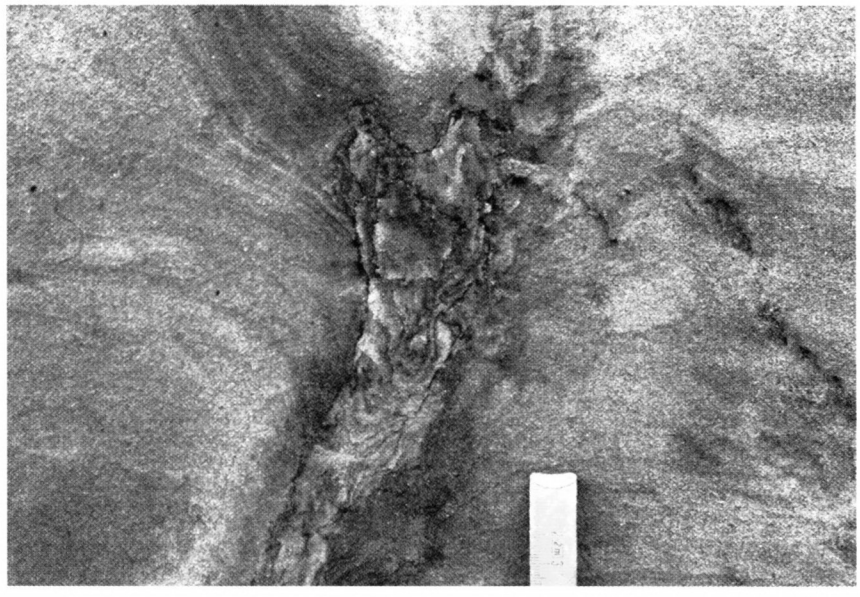
A

B

Tafel 2: Ein fossiler Wurzelboden im Aufschluß Laimering – Lehmberg



A



B

Tafel 3: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Makrogefüge

A

B

Tafel 4: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen

A: *Lage LL - 2: aSdGorc - Horizont mit Karbonatsausfällungen, Rostflecken, schwacher Toneinspülung und vereinzelten Bioturbationsspuren*
B: *Lage LL - 1:ABtSdGorc - Horizont mit kalkigen Rhizolithen, schwach rubefizierten Rostflecken, Toneinspülung und großen Stopfstrukturen*
C: *Lage LL 0: aGoSd - Horizont mit deutlich rubefizierten Rostflecken und Toneinspülung*
D: *Lage LL 2: aGoCv/(t)c - Horizont mit ca. 50% sekundär gefällten Karbonaten, z. T. verkalkten Stopfstrukturen, und Rostflecken*
E: *Lage LL1: aGoCv/(t)c - Horizont mit ca. 75% sekundär gefällten Karbonaten, Limonitimprägnierten Stopfstrukturen und Rostflecken (Detailaufnahme einer verkalkten Partie)*
G: *Lage LL 6: aGoSd - Horizont mit zum Teil rubefizierter Eisenfleckung*
H: *Lage LL 7: aGoSd - Horzont mit zum Teil rubefizierter Eisenfleckung*

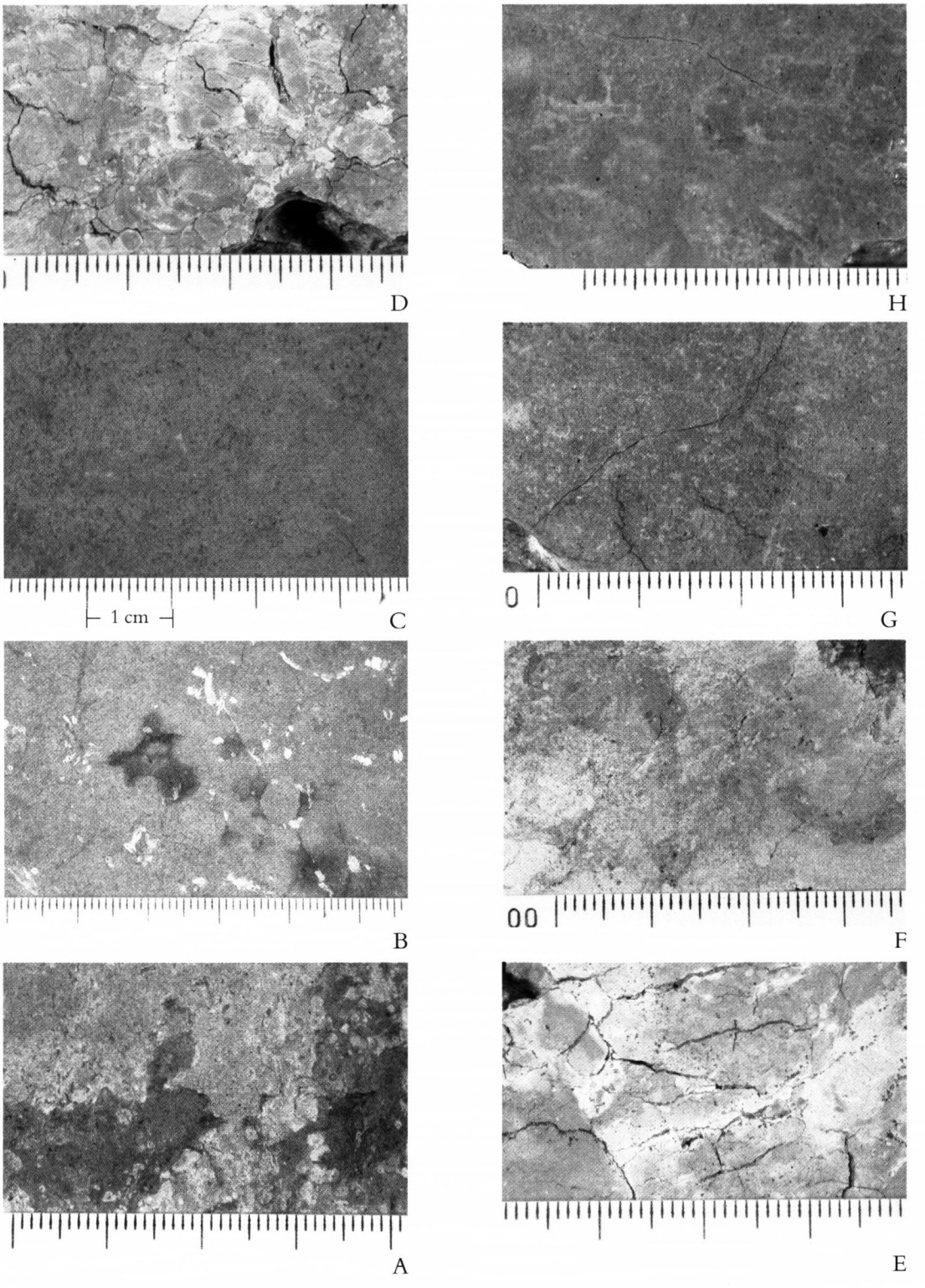
Tafel 5: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen

A: *Lage LL 9: a SdGo - Horizont*
B: *Lage LL 10: aSdGo - Horiont*
C: *Lage LL 11: aAh - Horizont mit Wühlstruktur (links)*
D: *Lage LL 12: aGoCv - Horizont*

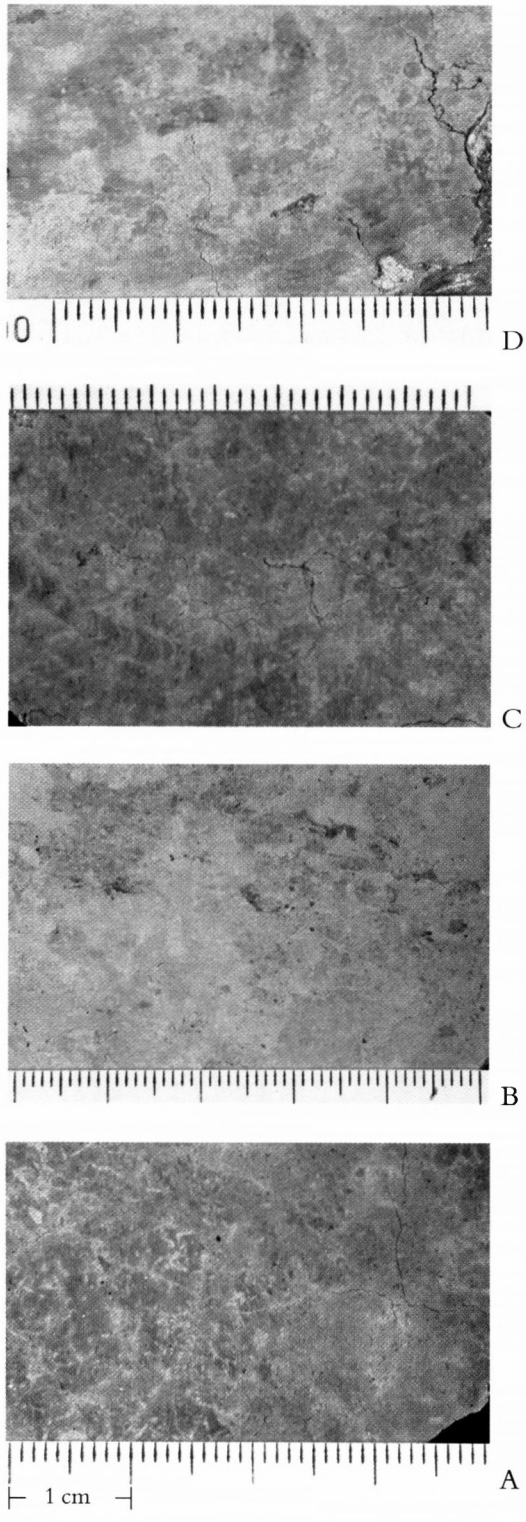
Tafel 6: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen

A: *Lage LL-2: Illuvationskutane mit lamellarer Internstruktur in ehemaliger Grobpore*
B: *Lage LL-2: Illuvationskutane im Inneren von karbonatisch-mikritisch zementierten Wurzelbahnen (Rhizokonkretionen) (oben links: Schnitt durch C-Achse)*
C: *Lage LL-2: Sekundär verkalkte Wurzelbahn (Mit Sedimentverfülltem innerem Hohlraum (Schnitt durch C-Achse)*
D: *Lage LL-2: Kleine mikritische Karbonatkonkretion bzw. Rhizokonkretion*
E: *Lage LL-1: Schwach gebleichte, hell beige, verzweigte Wurzelbahn mit Sedimentfüllung*
F: *Lage LL-1: Illuvationskutane im Längsschnitt*
G: *Lage LL-0: Detailaufnahme einer rubefizierten Sedimentpartie; rotbaune Imprägnationen um Quarzkörner vermutlich Hämatit*
H: *Lage LL-0: Helle Wühlstruktur im Längsschnitt*

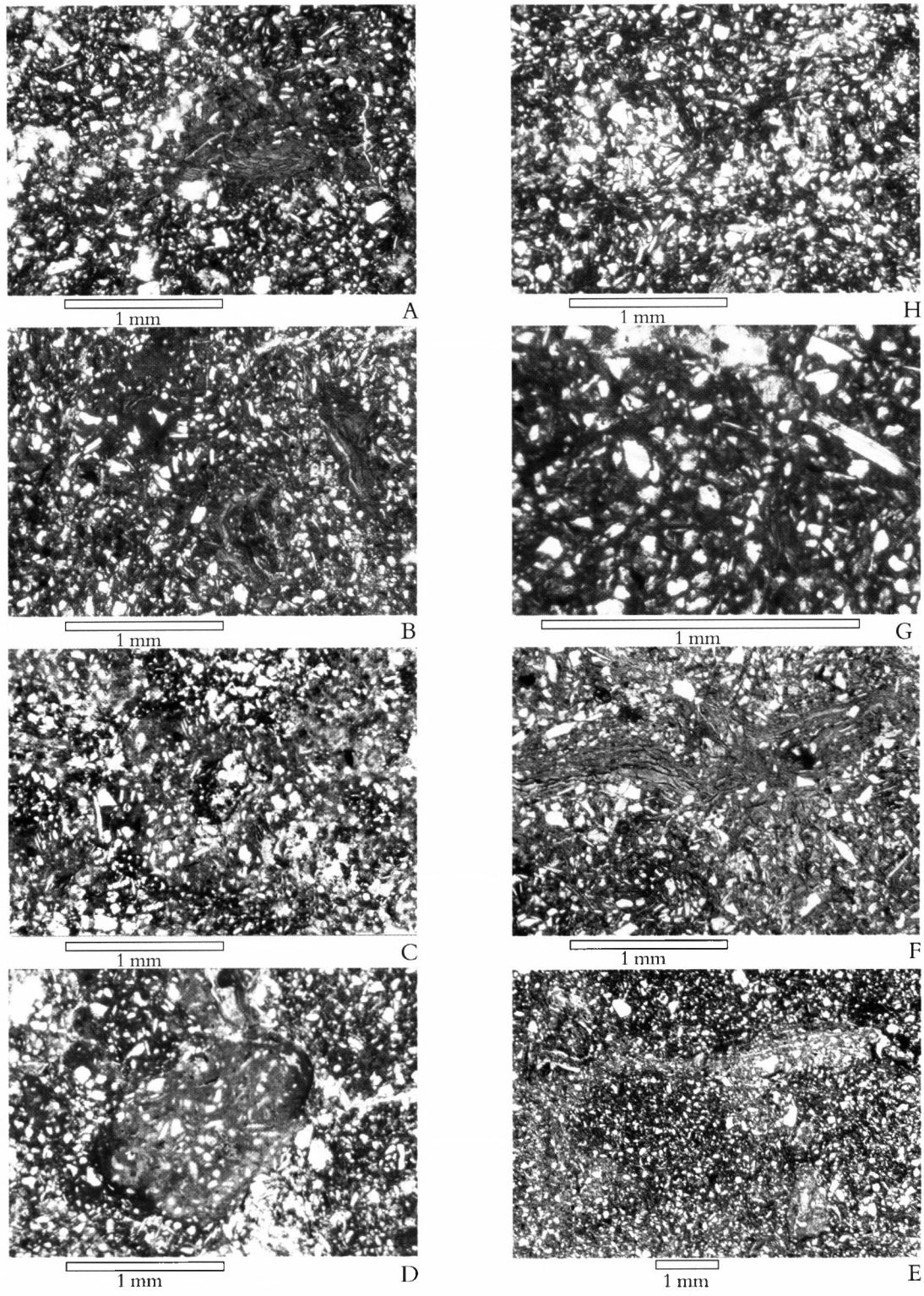
Tafel 4: Laimering – Lehmberg: Anschliffbilder



Tafel 5: Laimering – Lehmberg: Anschliffbilder



Tafel 6: Laimering – Lehmberg: Mikrostrukturen in Dünnschliffen



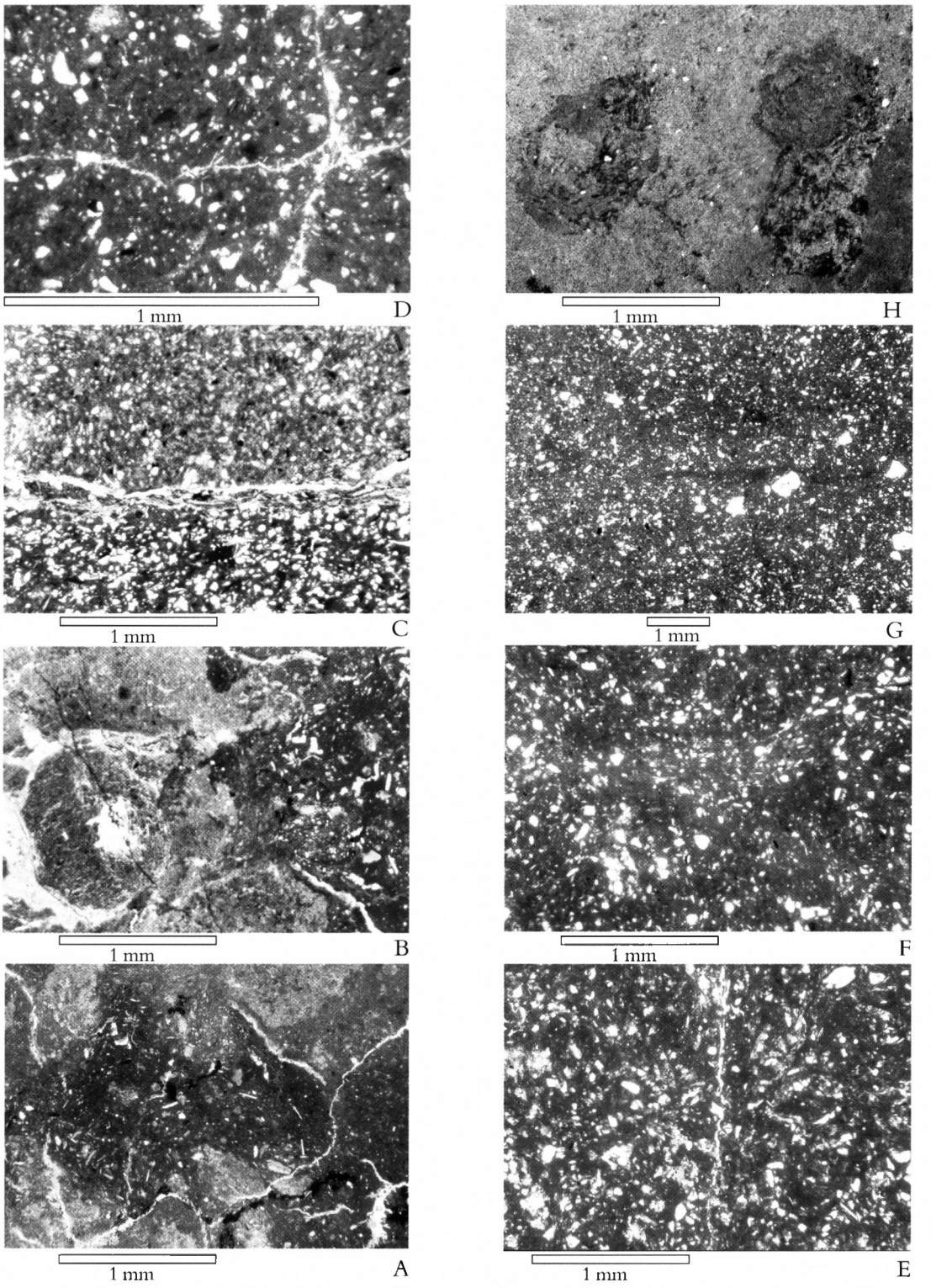
Tafel 7: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen

A: *Lage LL 1: Schluffig – tonige, glimmerhaltige Feinerde (Bildmitte) in Zwickel sekundär gefällter Karbonatkonkretionen eingequetscht*
B: *Lage LL 2: Linker Bildteil: Sekundäre Karbonatausfällungen mit Schrumpfrissen und rundlichem Anschnitt einer verkalkten Wühlstruktur; rechter Bildteil: glimmerhaltige Feinerde mit dünner Tonkutane*
C: *Lage LL 4: Detailaufnahme einer Aggregatgrenze mit dünner Tonkutane bzw. Stresskutane*
D: *Lage LL 6: Rubefiziertes Substrat mit kleinen rötlichen Eisenausfällungen, vermutlich aus Hämatit*
E: *Lage LL 7: Lagebeziehungen überwiegend rubefizierter (rötlicher), reduzierter (grauer) und goethitischer(brauner) Eisenverbindungen im Substrat*
F: *Lage LL 7: Reduzierte Wurzelbahnen (grau) in überwiegend goethitisch (braun) gefärbtem Substrat*
G: *Lage LL 9: Reduzierte Wurzelbahn (Bildmitte, grau) mit inkohlten Resten der ehemaligen Wurzel (feiner dunkelgrauer, waagrechter Strich in der Bildmitte)*
H: *Lage LL 10: Anschnitte von Wühlstrukturen, in deren Hohlraumverfüllung wahrscheinlich Substrat höherer Lagen (u. a. humoses Material von LL 11) eingearbeitet ist*

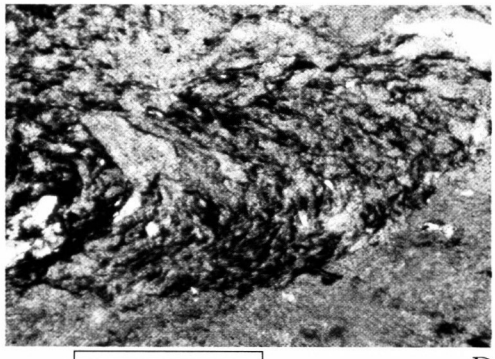
Tafel 8: Detailprofil Laimering – Lehmberg: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen

A: *Lage LL 10: Wühlstruktur (meniscate burrow)*
B: *Lage LL 11: Humoses Oberbodensubstrat mit eingelagerten kleinen Knochensplittern (im Schliffbild links unten und rechts oben)*
C: *Lage LL 12: Ungerichtete kleine Wühlstruktur (meniscate burrow)*
D: *Lage LL 12: Detailausschnitt einer „meniscate burrow" mit grauer (ev. humoser) Hohlraumverfüllung*
E: *Lage LL 12: Detailausschnitt einer Substratpartie mit Resten gestörter, feinflasriger Horizontalschichtung und nestartigen Anreicherungen von Schluff- und Sandkörnern*
F: *Lage LL 12: Fällungsfronten und Konzentrationssäume aus braunem Goethit*

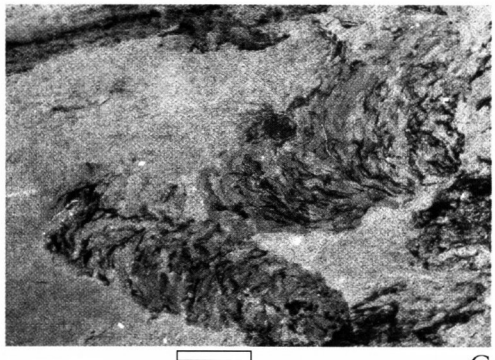
Tafel 7: Laimering – Lehmberg: Mikrostrukturen in Dünnschliffen



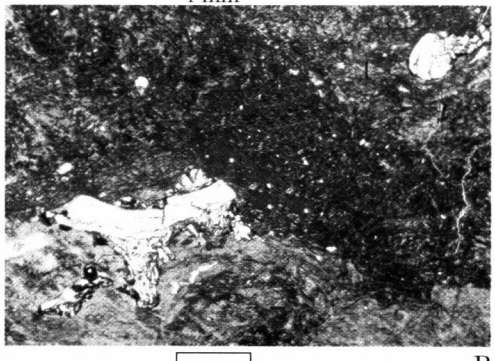
Tafel 8: Laimering – Lehmberg: Mikrostrukturen in Dünnschliffen



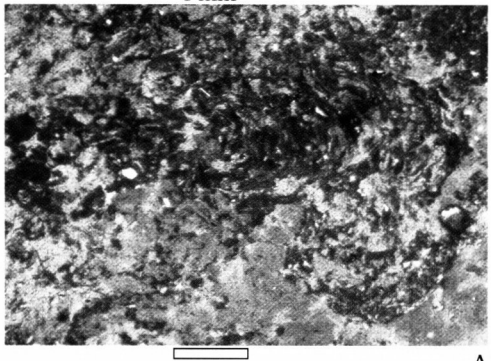
D



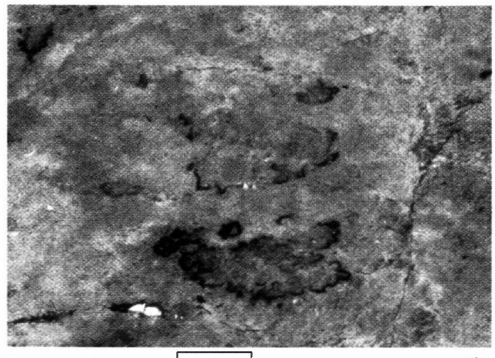
C



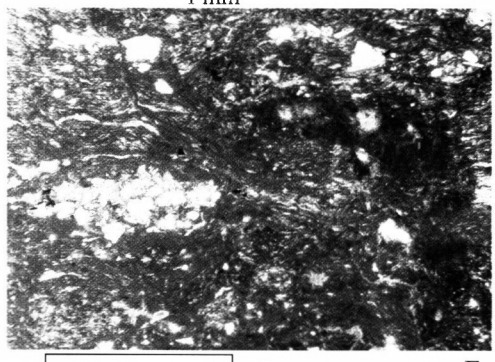
B



A



F



E

Tafel 9: Oberbernbach – Grubenostwand

A: *Detailprofil Oberbernbach, Straten Obb 1 bis Obb 19. (Der Maßstab ist 2 m lang.)*
B: *Erosive Grenze zwischen den Lagen Obb 6 (unten) und Obb 7 (oben)*
C: *Gebleichte Wurzelspuren im Substrat von Lage Obb 18*

Tafel 10: Detailprofil Oberbernbach: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen

A: *Lage Obb 1: aGr – Cv – Horizont*
B: *Lage Obb 2: aGor – Horizont mit Rostabsätzen auf Klüften*
C: *Lage Obb 4: aGor – Horizont mit Rostabsätzen auf Aggregaten; im Anschliff von gebleichten Wurzelbahnen (ev. burial gleization) durchzogen*
D: *Lage Obb 9: aGo – Horizont mit Rostabsätzen auf Aggregaten und einigen feinen gebleichten Wurzelspuren*
E: *Lage Obb 11: aGor – Cv – Horizont mit überwiegend geogenem Feinschichtungsgefüge*
F: *Lage Obb 12: Cv – Horizont frischer Hochflutsedimente*
G: *Lage Obb 13: aGor – Cv – Horizont schwach pedogen beeinflusster Hochflutsedimente mit Rostabsätzen auf Klüften*

Tafel 11: Detailprofil Oberbernbach: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen

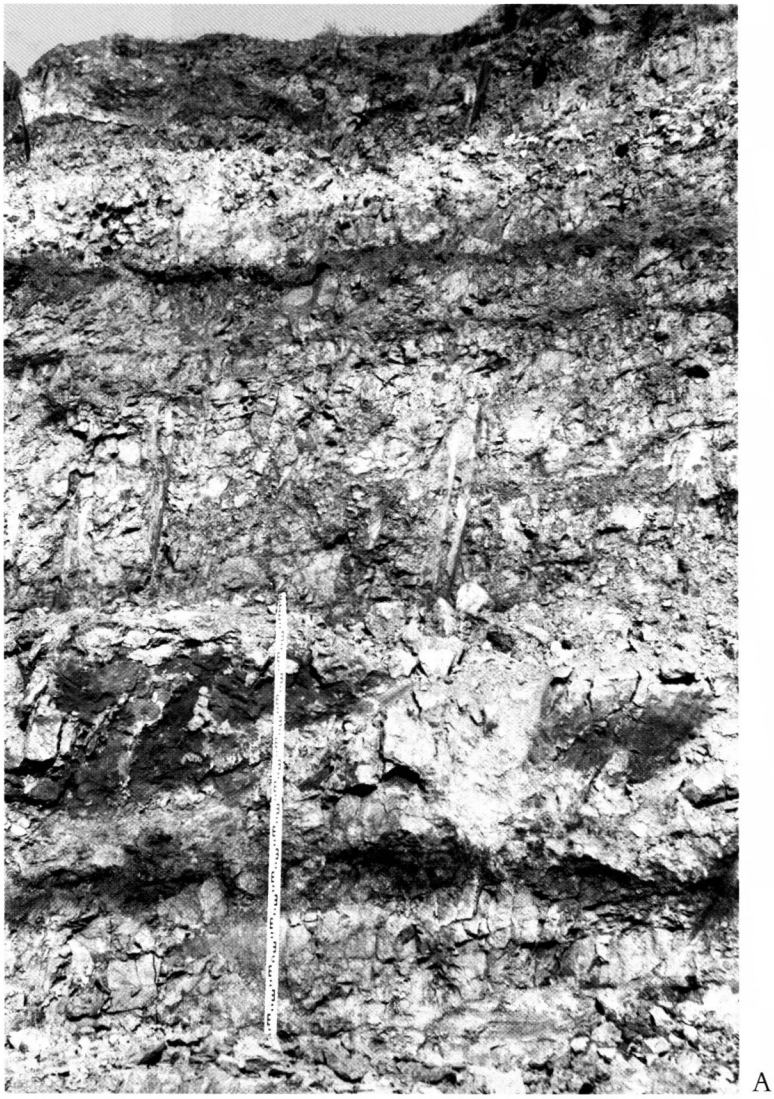
A: *Lage Obb 14: aGor – Cv Horizont; von zahlreichen vertikal ausgerichteten, großen, limonitisch imprägnierten Stopfstrukturen (im Bild links unten) durchzogen*
B: *Lage Obb 16: aAh – Horizont; humos; im Anschliff mit einigen eingelagerten Fe-Konkretionen*
C: *Lage Obb 19: aSd – Horizont mit zahlreichen gebleichten Wurzelbahnen und Aggregaträndern sowie stellenweise rubefizierter Eisenfleckung*
D: *Lage Obb17: aSd – Horizont mit zahlreichen gebleichten Wurzelbahnen und Aggregaträndern sowie stellenweise rubefizierter Eisenfleckung*
E: *Lage Obb18: aSd – Horizont (wie Obb 17); im Bild unten rechts Knochensplitter mit intensivem Bleichungshof*

Tafel 12: Oberbernbach – westlicher Grubenbereich

A: *Geschichtete bis gebankte Altwasserfazies: Füllung einer großen Erosionsrinne*
B: *Bunte Lagen im abgebildeten Profil: Äquivalente der Straten Obb 9 bis Obb 11 im Detailprofil der östlichen Grubenwand*
C: *Stratigraphisches Äquivalent von Lage Obb 10: Die Oberflächen des grobpolyedrisch aggregierten Substrats sind stellenweise von Rost überzogen; feine inkohlte Wurzeln durchziehen die Bereiche zwischen den einzelnen Aggregaten. Im Gegensatz zu Obb 10 ist das Stratum als aGoSd – Horizont ausgebildet.*

Tafel 9: Oberbernbach – Detailprofil an der Grubenostwand

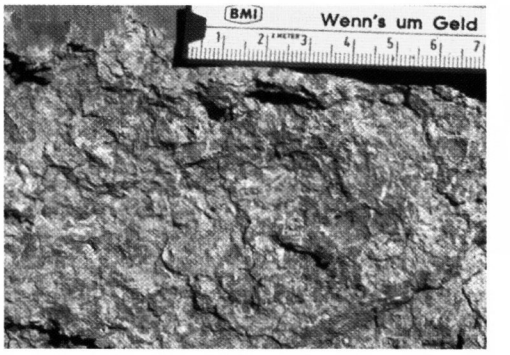
Obb 19



Obb 1

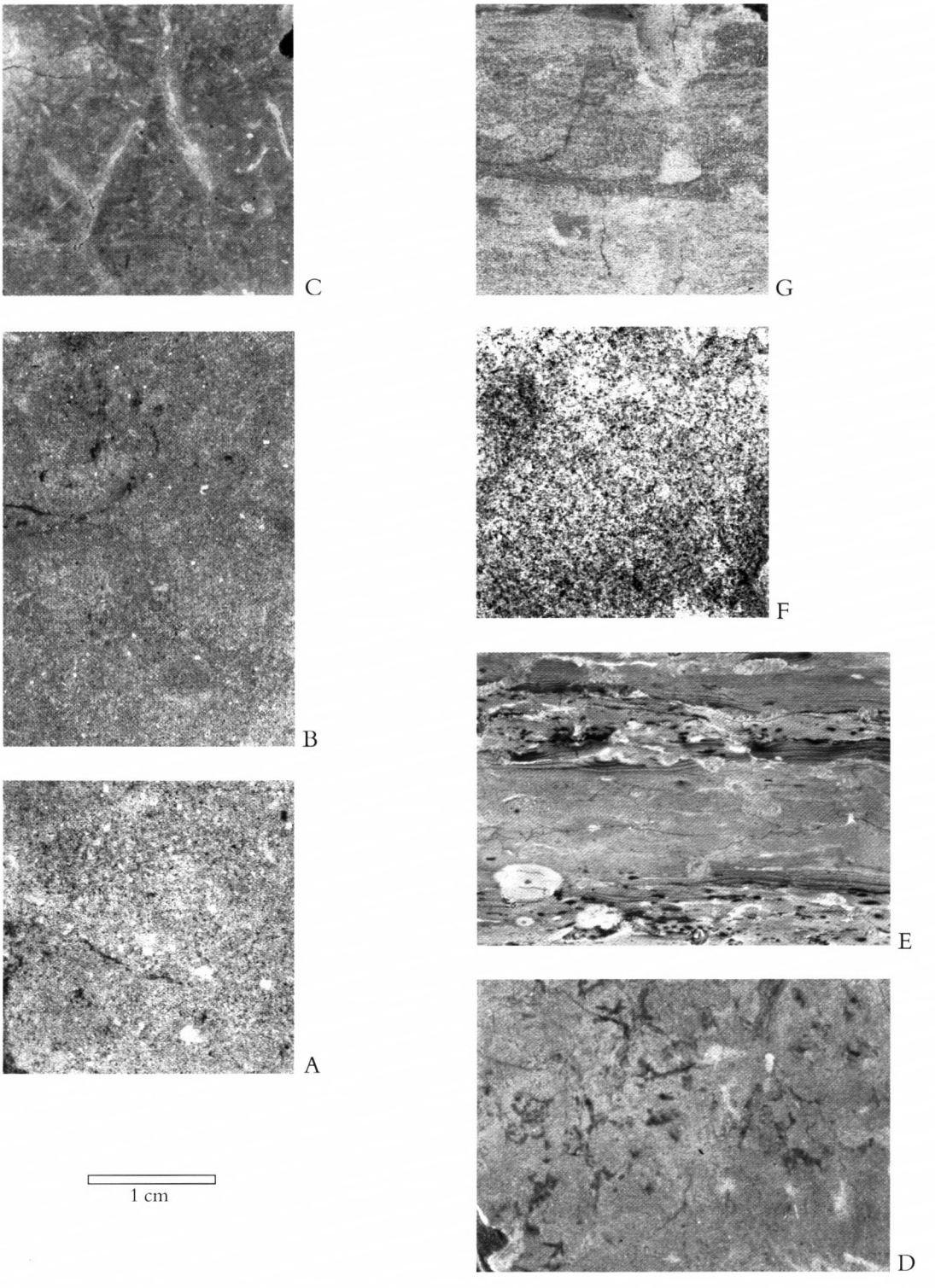
A

B

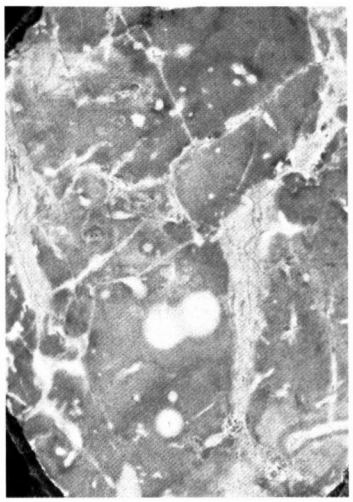


C

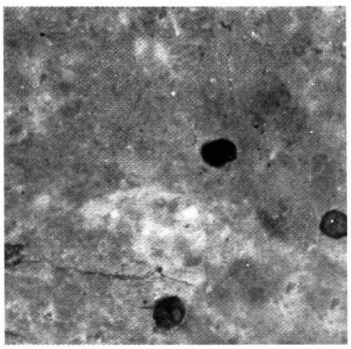
Tafel 10: Detailprofil Oberbernbach: Anschliffbilder



Tafel 11: Detailprofil Oberbernbach: Anschliffbilder

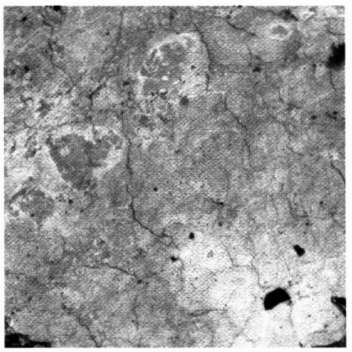


C

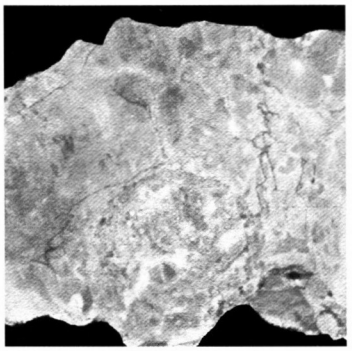


B

A



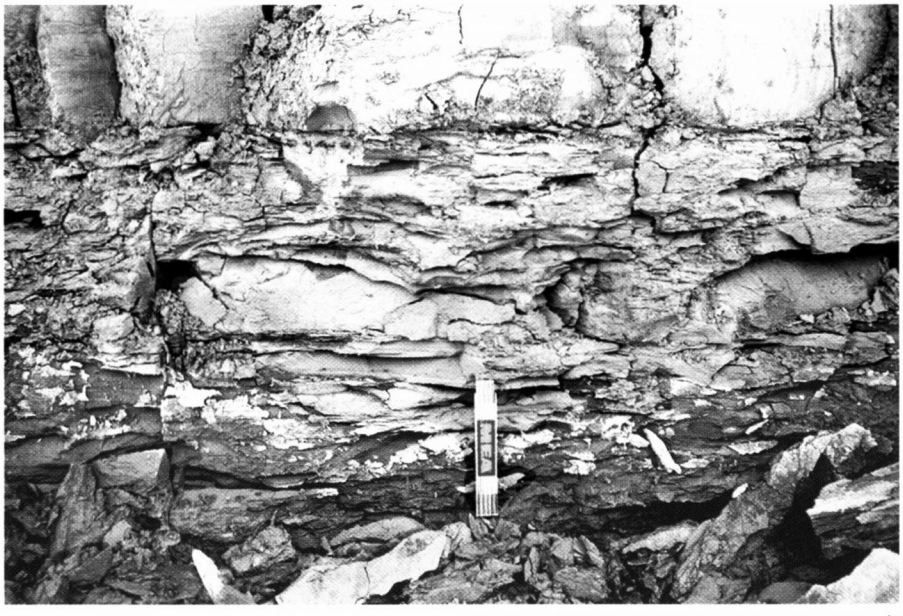
E



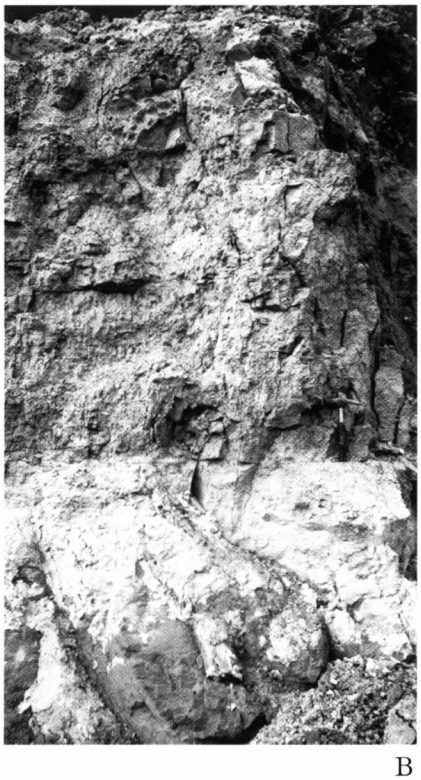
D

1 cm

Tafel 12: Oberbernbach – westlicher Grubenbereich



A



B

C

Tafel 13: Detailprofil Puttenhausen

A: *Hangendprofil; Lagen Pu 1 bis Pu 12*
B: *Liegendprofil; Lagen Pu (b) 1 bis Pu (b) 14*

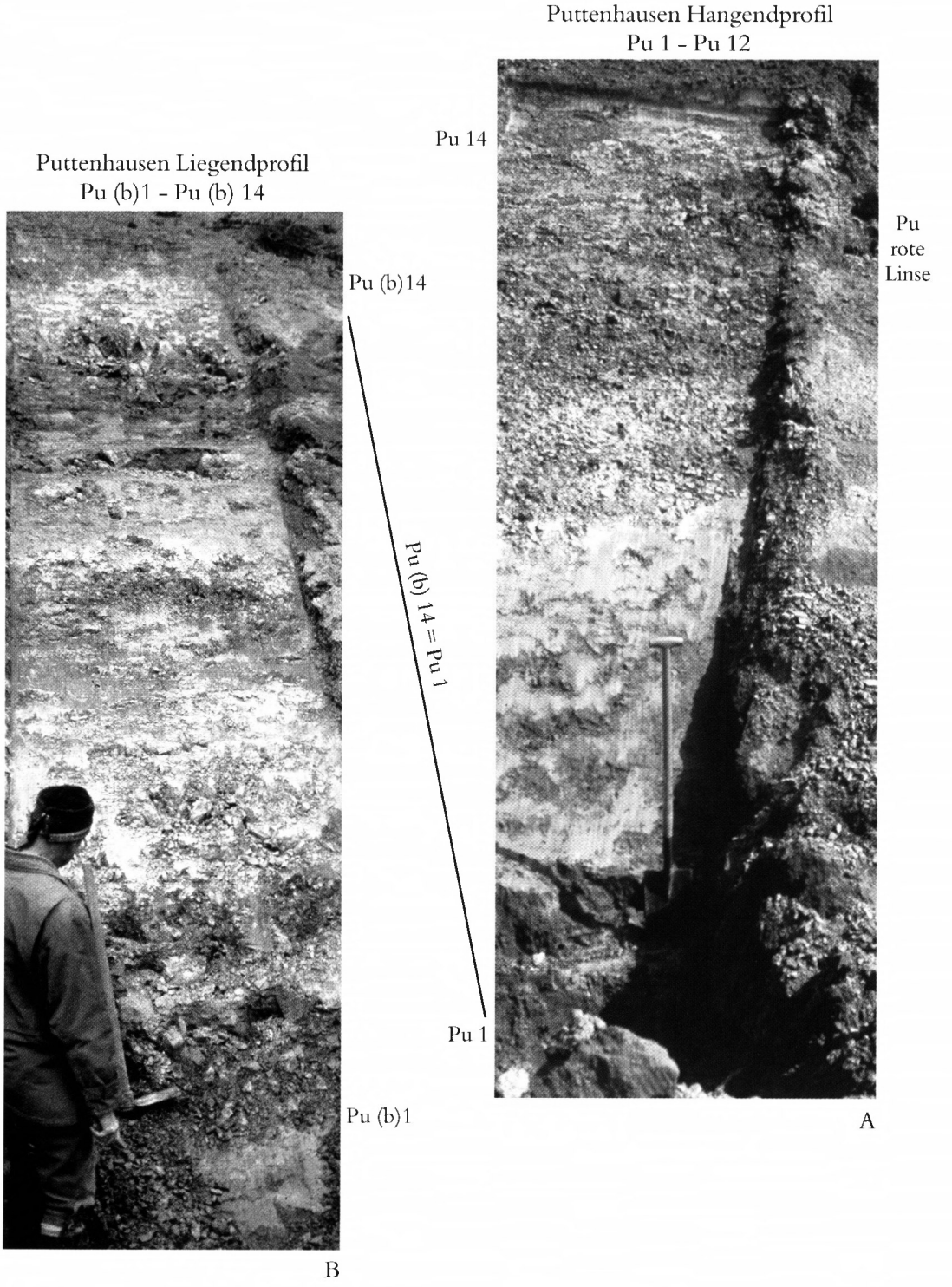
Tafel 14: Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen

A: *Lage Pu (b) 1: aGo – Cv – Horizont*
B: *Lage Pu (b) 3: aGo(c) – Horizont; lokal karbonatisch zementiert*
C: *Lage Pu (b) 4: aAGoc – Horizont; stellenweise humos; mit kleinen Knöllchen-förmigen Karbonatkonkretionen (in der Bildmitte)*
D: *Lage Pu (b) 5: aGo – Horizont mit rubefizierter Eisenfleckung*
E: *Lage Pu (b) 6: aGo – Horizont mit rubefizierter Eisenfleckung*
F: *Lage Pu (b) 7: aCv – Horizont mit überwiegend geogener Feinschichtung und kleinen, ungerichteten Wühlstrukturen*
G: *Lage Pu (b) 13: aSdGorc – Horizont mit Fe- und Mn-Oxidabsätzen auf Polyederoberflächen, überwiegend goethitischen Fe-Anreicherungen in Aggregatinnenbereichen, kleinen beigebraunen Karbonatkonkretionen und zahlreichen kleinen, ungerichteten Wühlgängen*

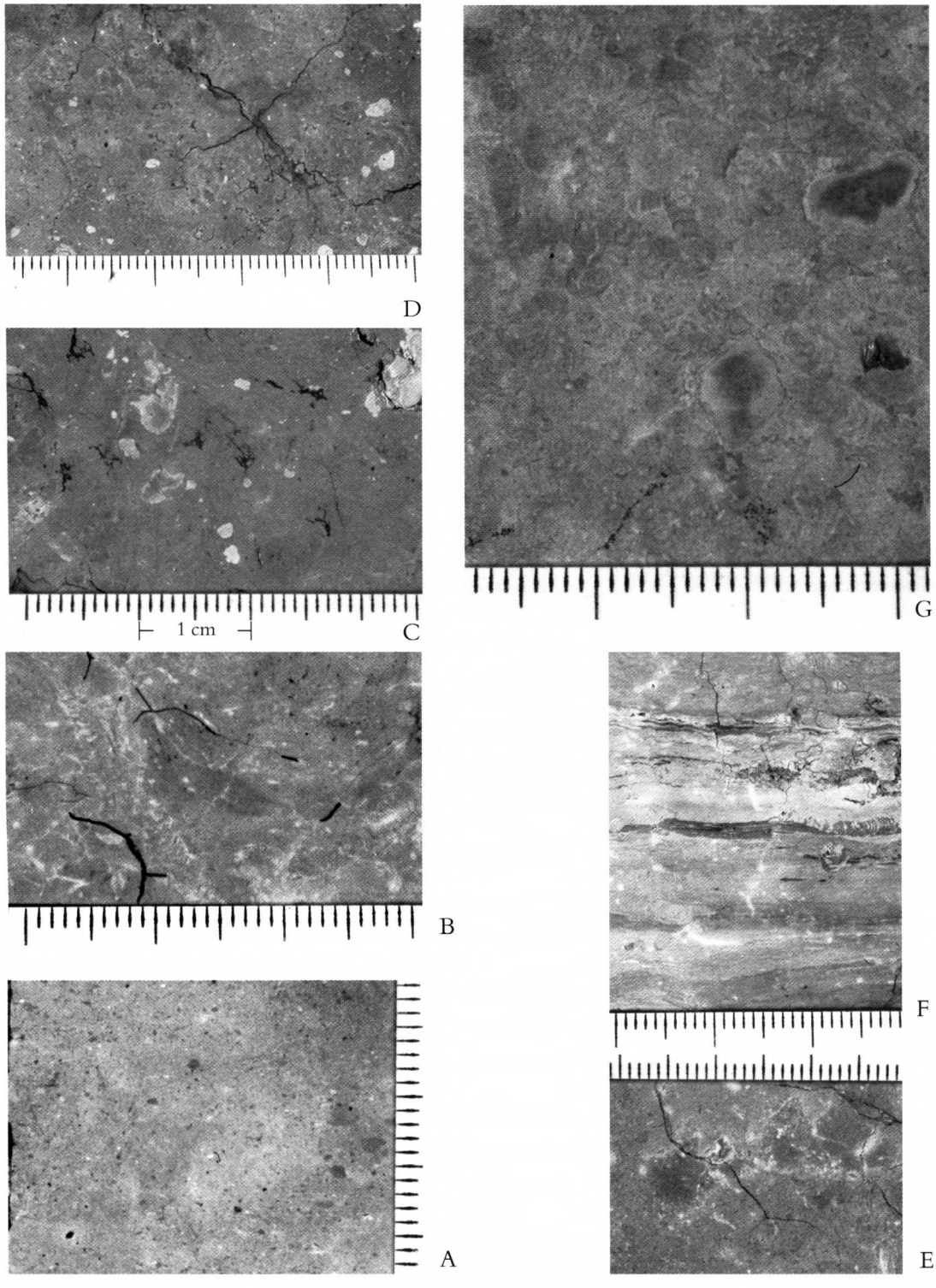
Tafel 15: Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt: Anschliffbilder des Substrats verschiedener Lagen

A: *Lage Pu 3: a(Ah)Gor(c) – Horizont mit rosa-bräunlichen Gangfüllungen, ev. Trockenrissen (im Bild vertikal ausgerichtet)*
B: *Lage Pu 5: aGo – (Cv) – Horizont mit Rostabsätzen überwiegend auf Gefügeelementen*
C: *Lage Pu 8: aGoSd – Horizont; im Bild mit gebleichten Wurzelbahnen*
D: *Lage Pu 9: aGoSd – Horizont; im Bild mit leichten Fe-Anreicherungen in Aggregatinnenbereichen*
E: *Lage Pu 10: a(A)GocSd – Horizont*
F: *Lage Pu 11: aGoSd – Horizont, mit zahlreichen gebleichten Riss-Strukturen (Gefügeelemente stellenweise von Mn-Oxid-Dendriten überzogen)*
G: *Lage Pu rote Linse: Stark rubefiziertes Substrat mit lokal humoser Fleckung (im Bild unten rechts) und z. T. karbonatisch mit Mikrit und Sparit gefüllten, feinen Gangstrukturen*

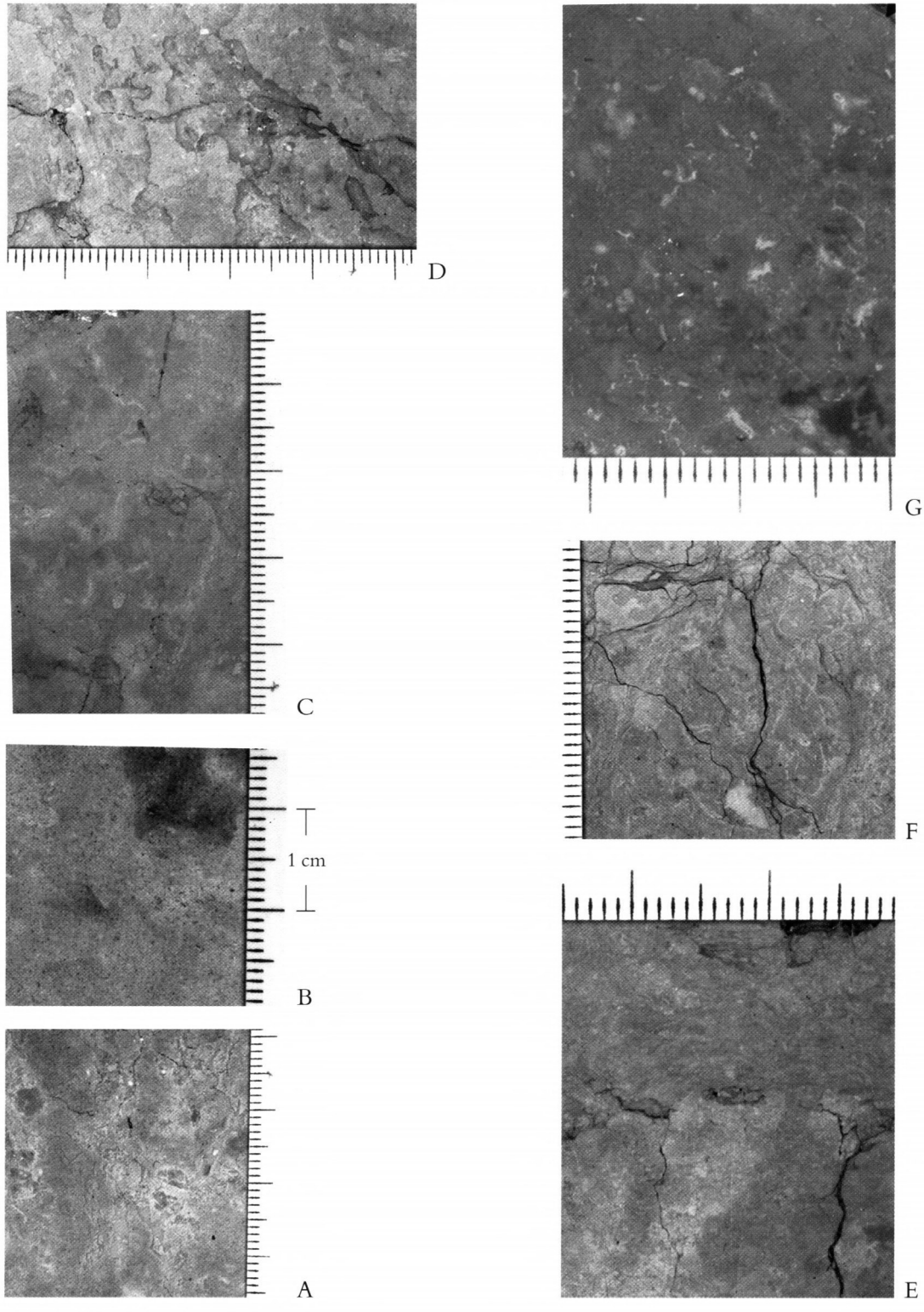
Tafel 13: Detailprofil Puttenhausen



Tafel 14: Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt: Anschliffbilder



Tafel 15: Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt: Anschliffbilder



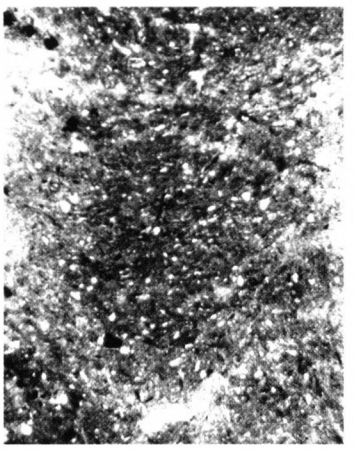
Tafel 16: Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen

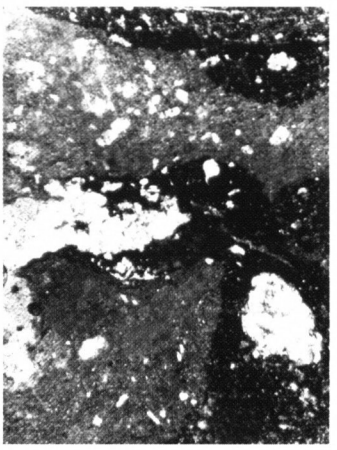
A: *Lage Pu 2: Längsschnitt einer Wühlstruktur (meniscate burrow)*
B: *Lage Pu 9: Mit überwiegend feinsparitischem Calzit gefüllte Hohlformen ehemaliger Wurzeln oder Grabgänge*
C: *Lage Pu 10: Verfüllung eines Trockenrisses durch eingespülte, angerundete Tonklasten und ein rundes, rotes Substratbällchen (vermutlich fecal pellet)*
D: *Lage Pu 10: Verfüllung einer Gangstruktur (diagonal im Bild von links oben nach rechts unten verlaufend) mit hellgrauem Substrat und bunten ovalen bis runden Substratbällchen, vermutlich Tierkot (fecal pellets)*
E: *Lage „Pu rote Linse": Detailausschnitt einer grauen, Sediment-gefüllten Grabgangstruktur mit eingelagerten beigebraunen Tonklasten*
F: *Lage Pu „rote Linse": Graue, Sediment-gefüllte Grabgangstruktur*
G: *Lage „Pu rote Linse": Detailaufnahme eines vermutlichen Kotbällchens, zusammengesetzt aus zahlreichen verkitteten Substratfetzen*
H: *Lage „Pu rote Linse": Anschnitte von Grabgängen, teils mit dunklem Sediment, teils mit sparitischem Calzit gefüllt*

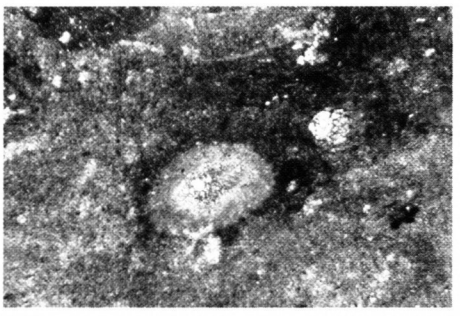
Tafel 17: Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt: Mikrostrukturen in Dünnschliffen verschiedener Lagen

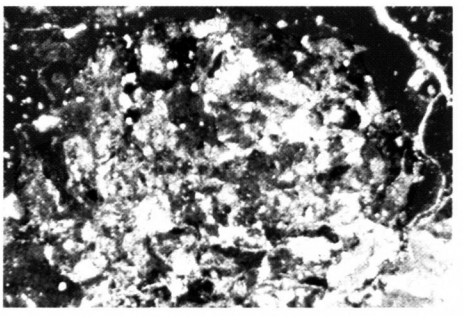
A: *Lage Pu (b) 2: Detailanschnitt (C-Achse) einer Stopfstruktur mit konzentrischer, feinwellig – lamellarer Sedimentfüllung*
B: *Lage Pu (b) 2: Vergrößerter Detailanschnitt der scharfen, welligen Randbegrenzung der Stopfstruktur zum Bodensubstrat*
C: *Lage Pu (b) 6: Längsschnitt einer Wühlstruktur*
D: *Lage Pu (b) 6: Trockenriss mit sekundär eingespülten, Schluffkorngroßen Quarzkörnern, Hellglimmern und Ton; die Wandungen sind mit einer dicken Fe-Oxidhaut belegt*
E: *Lage Pu (b) 7: Trichterförmiger Trockenriss mit verstürzten, kantigen Sedimentklasten verfüllt*
F: *Lage Pu (b) 11: Wühlstruktur in überwiegend grauem Substrat, in welches beigebraune Tonfetzen eingearbeitet sind*
G: *Lage Pu (b) 13: Teilweise karbonatisch zementierte Wühlstrukturen*

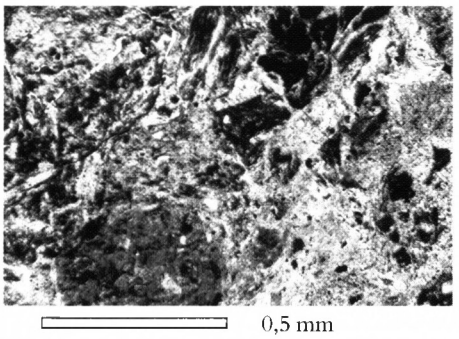
Tafel 16: Detailprofil Puttenhausen – Hangendabschnitt: Mikrostrukuren in Dünnschliffen

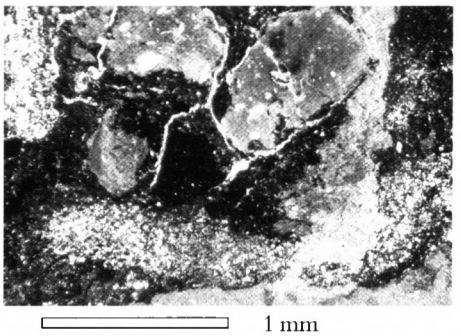


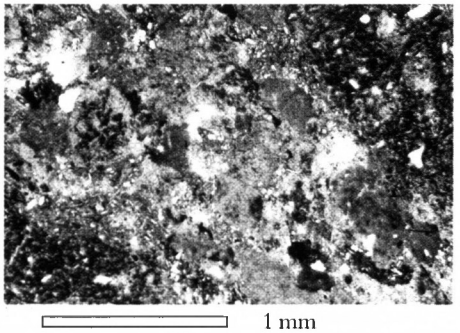


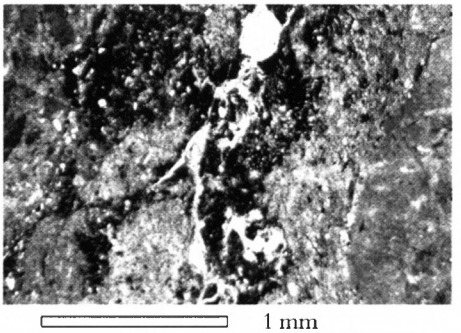




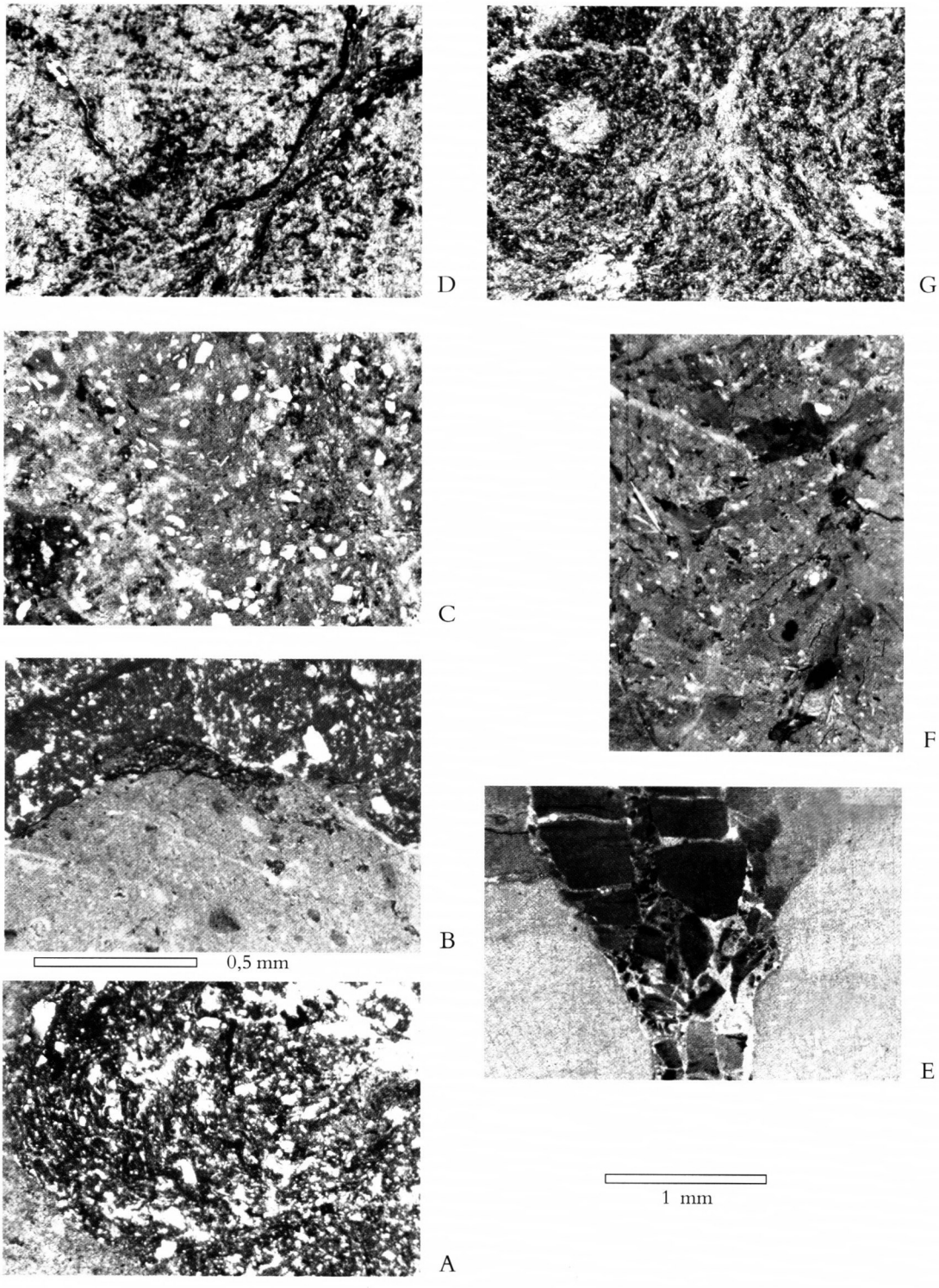








Tafel 17: Detailprofil Puttenhausen – Liegendabschnitt: Mikrostrukturen in Dünnschliffen



Tafel 18: Hangenddetailprofil Hemhausen, östliche Grubenwand

A: *Gesamtansicht mit Lagen He 12 bis He 1*
B: *Lage He 2/3: Geogene C-Lage mit z. T. chaotischen Kreuz- und Schrägschichtungsstrukturen, stellenweise sind Fe-Konkretionen (Bohnerze) und Tonklasten eingelagert*
C: *Lage He 4: marmorierter aBtSd – Horizont mit Bleichungszonen entlang von Wurzelbahnen und Trokkenrissen*

Tafel 19: Liegenddetailprofil Hemhausen (Abfolge 1,5 bis 0m unter der Grubenbasis bei 498 m ü. NN)

A: *Gesamtansicht mit Lagen He IV bis He I*
B: *Lage He II: aGorc – Horizont (helle Karbonatausfällungslage) mit Zapfenförmigem Durchgriff von oben*
C: *Lage He I: aGor(c) – Horizont; im Bild links mit Birnen-förmiger Karbonatkonkretion (vermutlich ein ehemaliger, aufgekalkter Grabbau), im Bild rechts mit knolligen, Septarien-haltigen Karbonatkonkretionen*
D: *Lage He I: Im Bild mit bis zu 30 cm langen, vertikal verlaufenden, verkalkten Grabgängen*

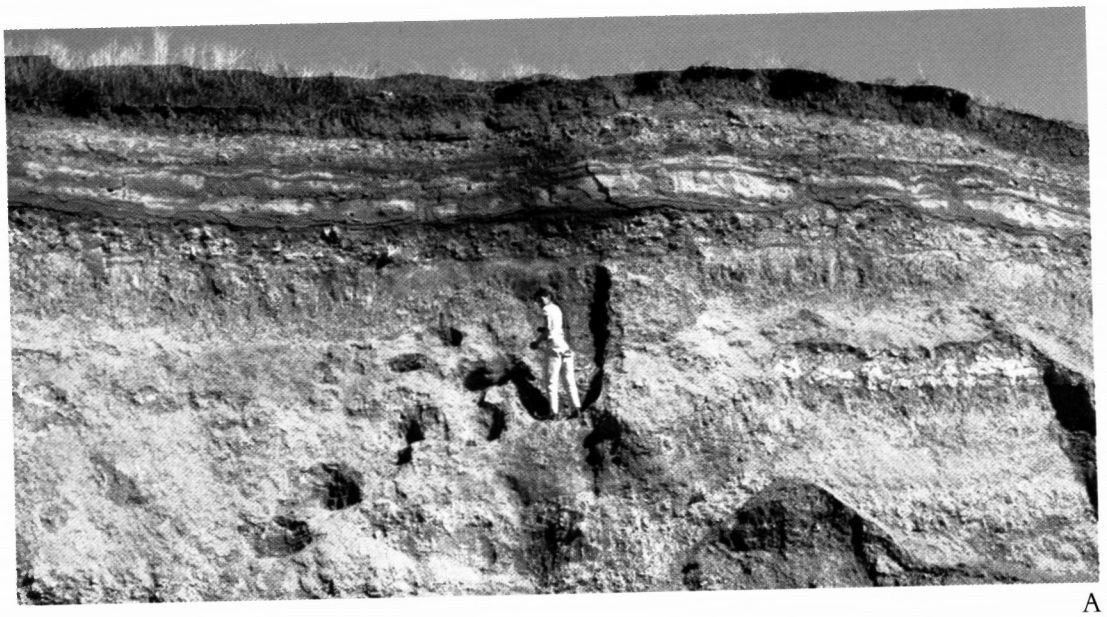
Tafel 20: Paläopedologische Befunde in der Aufgrabung Weihern

A: *Profil der feinklastischen Sedimentabfolge (der Geologenhammer in der Bildmitte gibt den Maßstab an und markiert die stark von „Stopfstrukturen" bioturbierte olivegraue Lage 4)*
B: *Detailaufnahme der stark von limonitisch imprägnierten Stopfstrukturen durchsetzten Lage 4*
C: *Handskizze der Stopfstrukturen in Lage 4*
D: *Subrezente, vertikal verlaufende Regenwurmgänge (Bildmitte oberhalb des Meterstabs) in grobpolyedrisch aggregiertem Lößlehm (Kiesgrube Unterzell bei Dasing)*

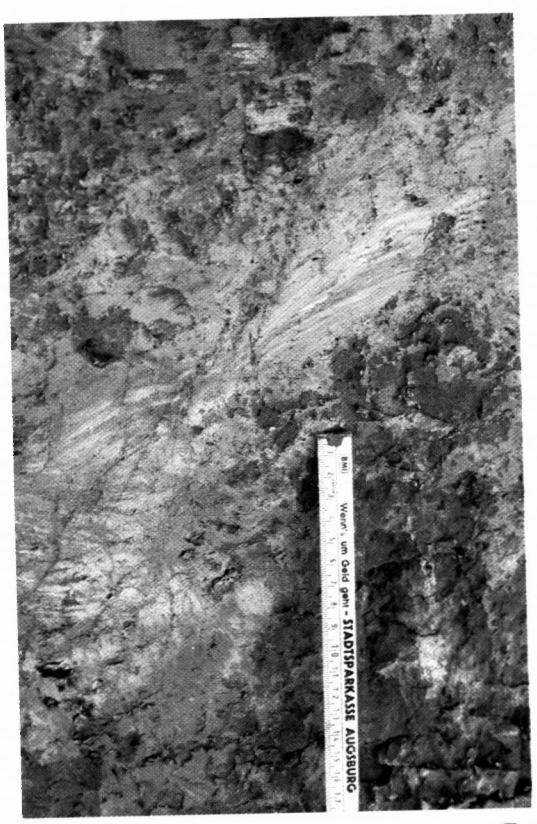
Tafel 21: Fossillagerstätte Sandelzhausen

A: *Detailprofil Sandelzhausen mit Lagen Sa 2 bis Sa 19; die „Kohlelage" befindet sich bei Sa 7*
B: *Aufsicht auf die „Kohlelage" (dunkles Band oben links entspricht Stratum Sa 8, unterer Bildteil mit eingelagerten Gastropodenschalen entspricht Stratum Sa 7)*
C: *Profil Sandelzhausen II, etwa 300m westlich der Fossillagerstätte an einem steilen Geländeanschnitt gelegen; im Bild der bekannte Sandelzhausen-Forscher Prof. Dr. Volker Fahlbusch*

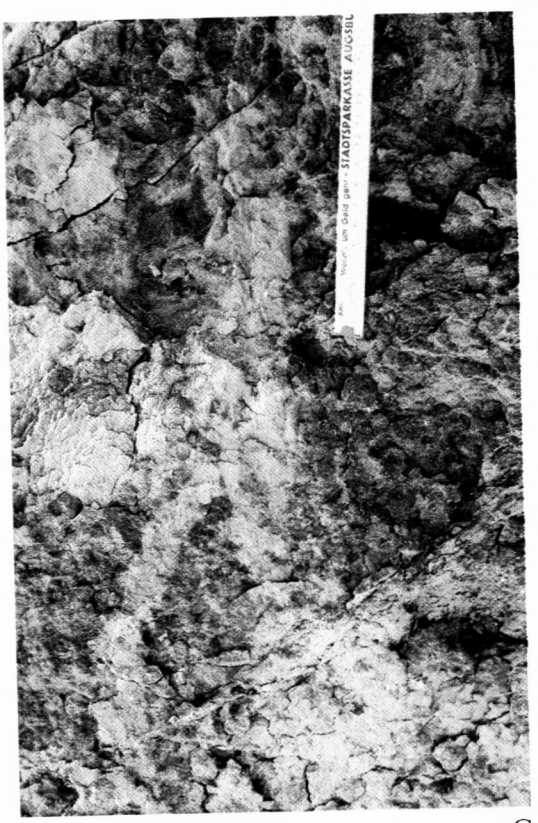
Tafel 18: Hangenddetailprofil Hemhausen – östliche Grubenwand



A



B



C

Tafel 19: Liegenddetailprofil Hemhausen

A

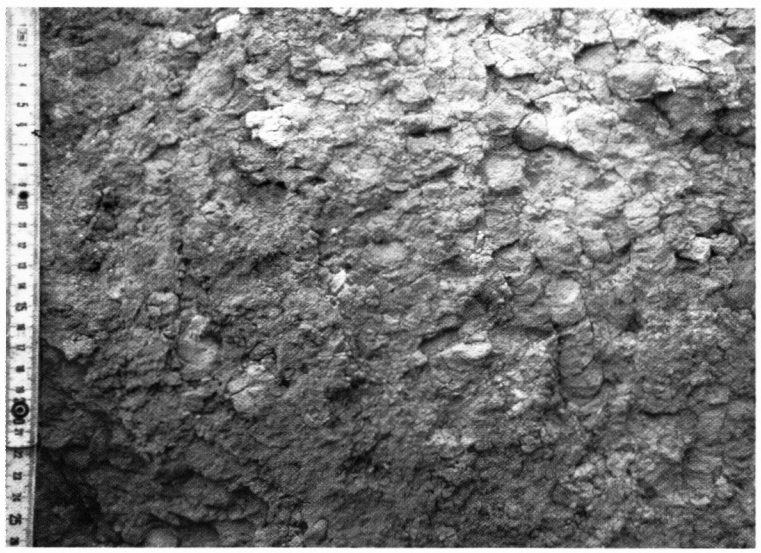
B

C

D

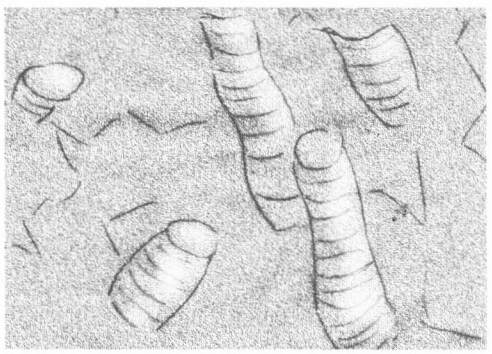
Tafel 20: Profil Weihern

A



2 cm

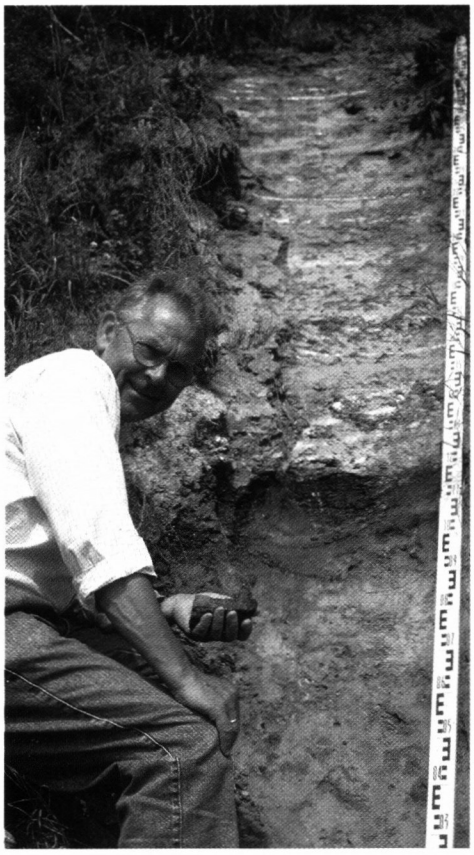
B



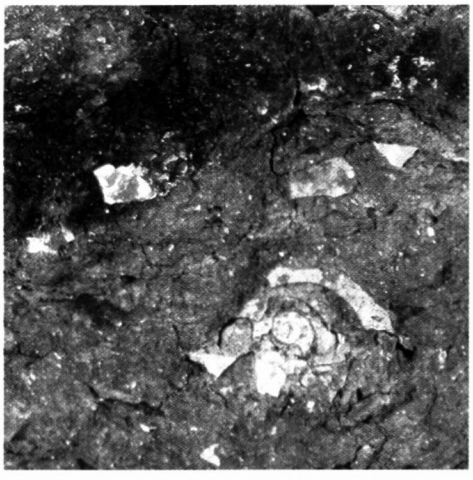
C

D

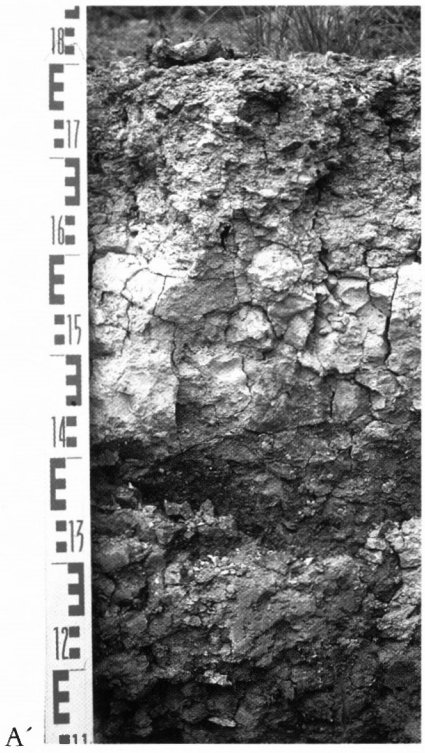
Tafel 21: Fossillagerstätte Sandelzhausen



C



1 cm B



A´ Sa 19

Sa 12

Sa 7

Sa 2

A

Tafel 22: Detailprofil Sandelzhausen: Dünnschliffe des Substrats verschiedener Lagen

A: *Lage Sa 8: „Kohlelage" mit gestört-schichtigem Substrataufbau bestehend aus detritischen Schluff- und Quarzkörnern (weißgrau), Knochensplittern (orange-braun), inkohlten Pflanzenbestandteilen (schwarzbraun) und ev. umgelagertem, humosem Bodenmaterial*

B: *Lage Sa 8: Anschnitt eines vollständig Goethit-gefüllten (vererzten) Schneckengehäuses (opaker Bereich) umgeben von hellen detritischen Quarzkörnern innerhalb der „Kohlelage"*

C: *Lage Sa 9: Schwach pedogen beeinflusstes Stratum; im Bild mit unregelmäßig eingelagerten sandigen Quarzkörnern, vererzten Gastropodengehäusen, etwas Ostracodenschill sowie goethitischen Eisenfällungsflecken*

D: *Lage Sa 9: wie C; im Bild mit goethitischen Eisenfällungsflecken; Mn-Oxid-Dendriten (rechts oben), eingelagerten sandigen Quarzkörnern und Gastropodenschill*

E: *Lage Sa 10: Polyedrisch aggregiertes Stratum, im Bild mit Gastropoden- und Ostracodenschill, sowie Mn- und Fe-Oxidfällungen*

F: *Lage Sa 12: Anschnitte zahlreicher Ostracoden-Schalenklappen in einem feinflaserigen, matrix-gestützten Substrat*

G: *Lage Sa 17: Ringförmige Anordnung von Sandkörnern in tonreicher Matrix, eventuell infolge von Bioturbation*

H: *Lage Sa 18: In feine, Ton- und Kalk-reiche Matrix eingelagerte Mineralkörner, Gastropodenreste und Ostracodenschill*

Tafel 23: Detailprofil Sandelzhausen: Dünnschliffe des Substrats von Lage Sa 18

A: *Lage Sa 18: Wühlstruktur aus horizontal verlaufenden, übereinander gestapelten Rostadern ohne erkennbare seitliche Wandungen*

B: *Lage Sa 18: Wühlgänge (wie A), dendritische Mn-Oxid-Fällungen (schwarz), Ostracodenschill und Anschnitt (C-Achse) eines Gyrogoniten (Zahnrad-ähnliche Struktur im Bild oben links)*

C: *Lage Sa 18: Im Schliffbild links oben: Querschnitt eines Gastropodenschalenbruchstücks mit Rostüberzügen; im Schliffbild rechts und Mitte: Wühlstrukturen aus horizontal verlaufenden, übereinander gestapelten Rostadern; seitliche Wandungen sind an den Wühlgängen nicht erkennbar*

Tafel 24: Aufschluss Pfaffenzell

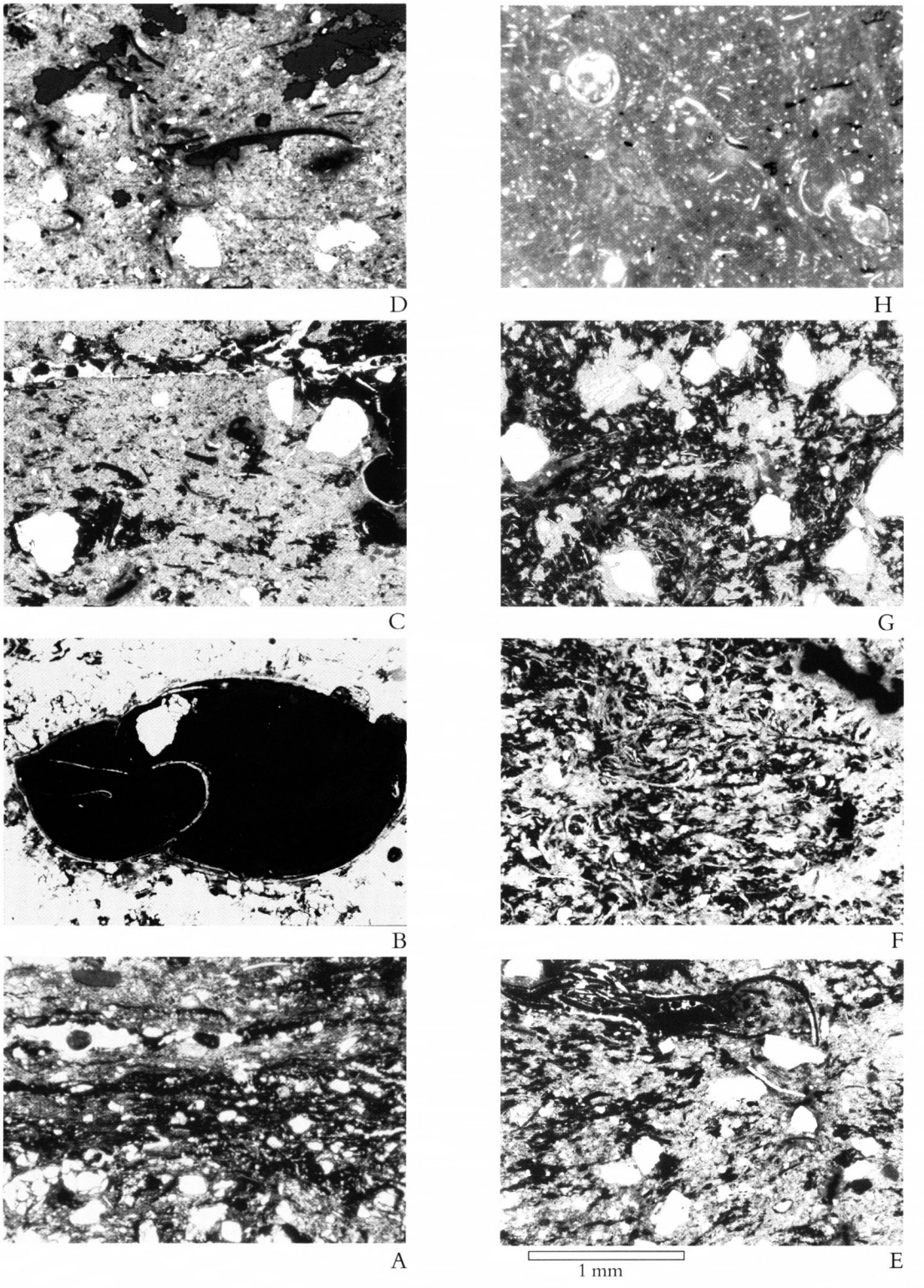
A: *Profil Pfaffenzell mit post-riesischer fluviatiler Schotterabfolge im Liegenden und Sandmergeleinheit (in tonig – mergeliger, limnisch geschichteter Altrinnenfazies) im Hangenden*

B: *Profilabschnitt 3 Mitte b (im Übersichtsprofil): Großes, inkohltes Weidenblatt (Salix sp.) in geschichtetem, blaugrauem, stark schluffigem Ton*

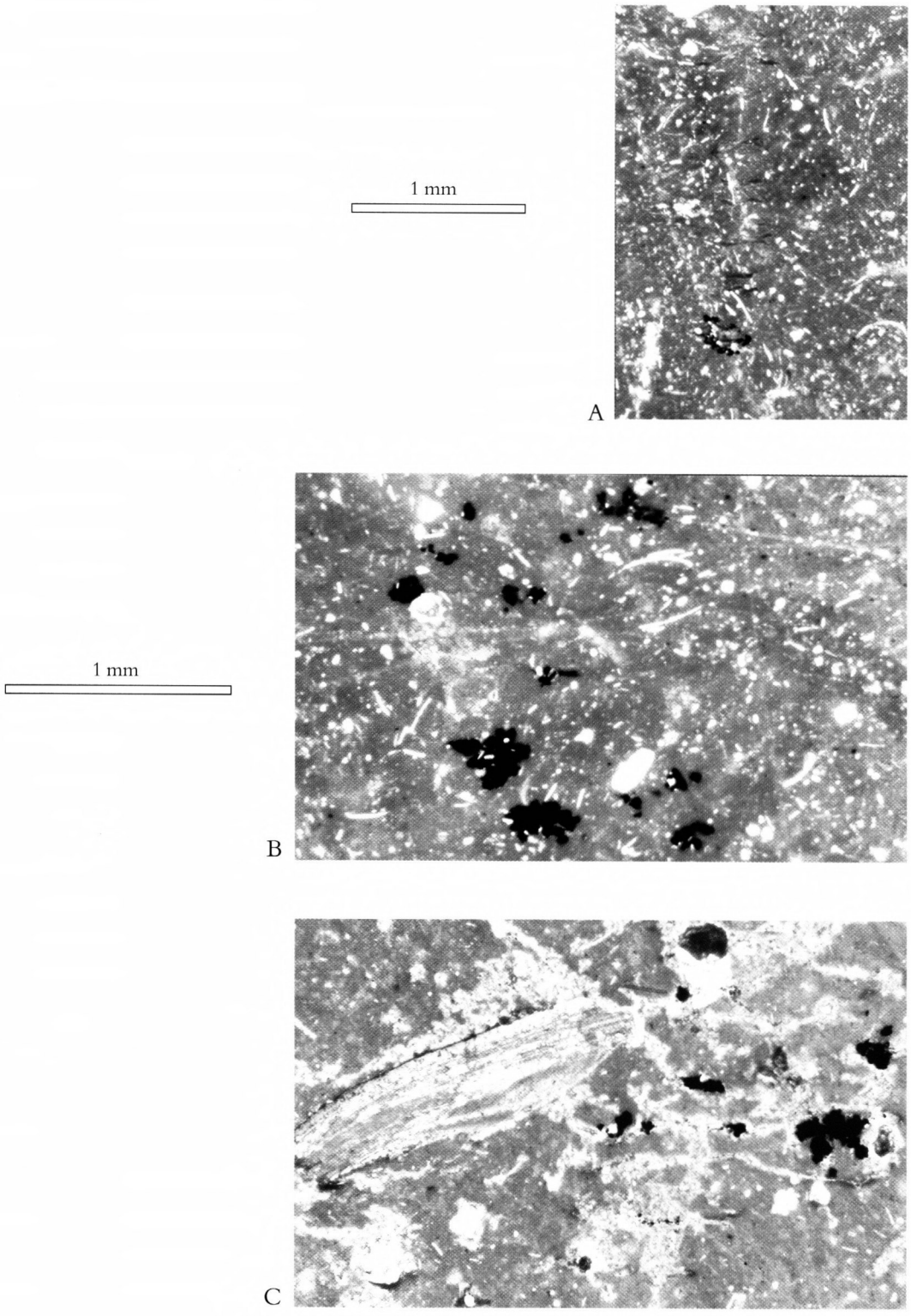
C: *Profilabschnitt 3 Mitte b (im Übersichtsprofil): Großes, inkohltes Platanenblatt (Platanus aceroides) in geschichtetem, blaugrauem, stark schluffigem Ton*

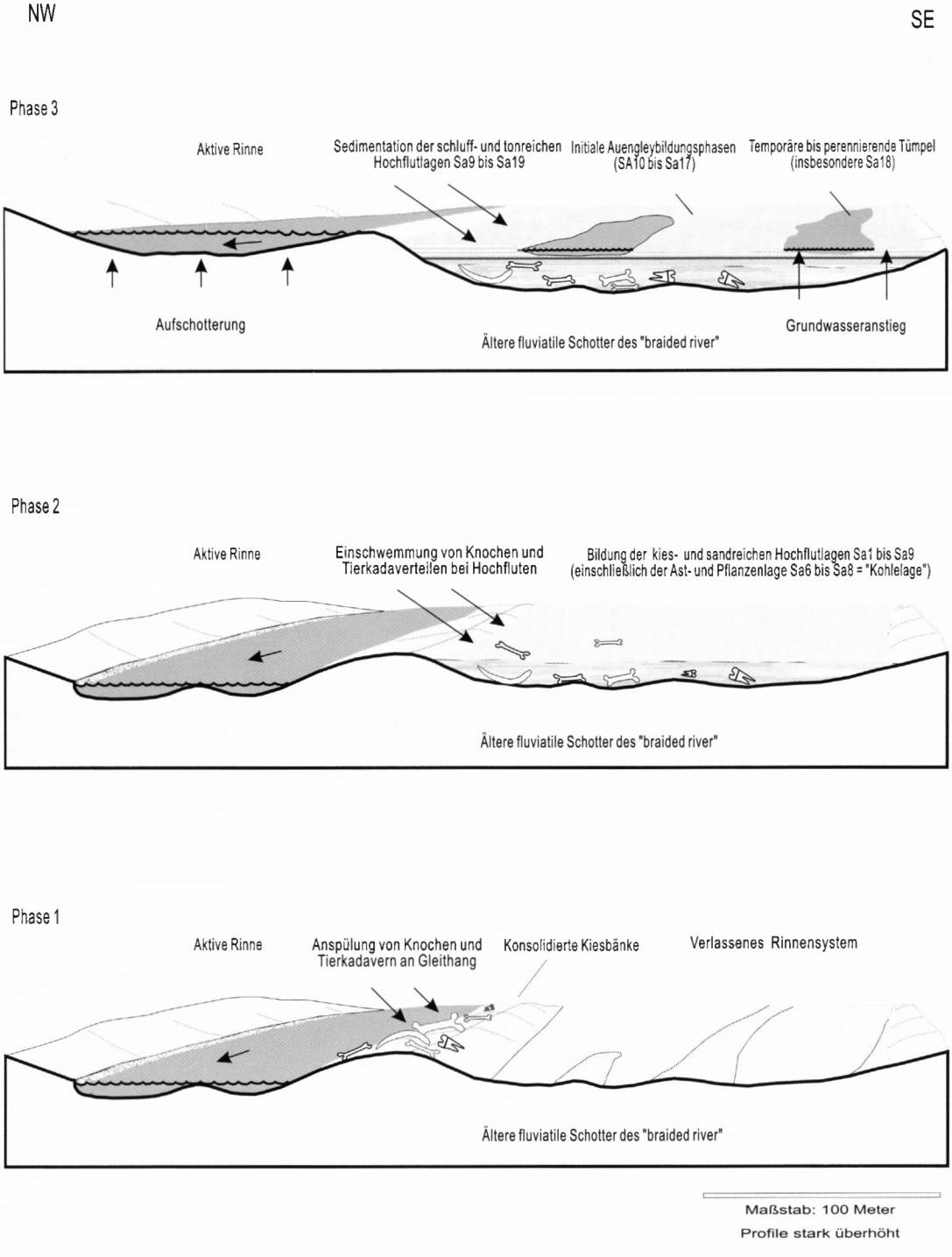
D: *Profilabschnitt 3 Mitte a (im Übersichtsprofil): Fossile Wassernuss (Hemitrapa heissigii) in geschichtetem, beigebraunem, tonigem Schluff*

Tafel 22: Detailprofil Sandelzhausen: Dünnschliffe



Tafel 23: Detailprofil Sandelzhausen: Dünnschliffe





Blockbild 1: Modelldarstellung der Sedimentationsentwicklung und Bildung der Fossillagerstätte Sandelzhausen

Tafel 24: Aufschluss Pfaffenzell

1 m

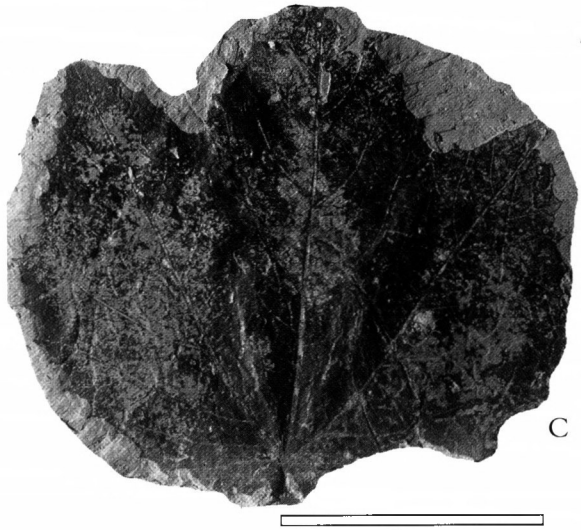
A

1 cm

B

1 cm

D



C

10 cm

Tafel 25: Aufschluss Oberschöneberg

A: *Grubenübersichtsaufnahme (Richtung NW): Das dunkle Band im Mittelteil des Bildes markiert die bunte Tonabfolge (OSB 5) unmittelbar im Hangenden der Bentonitlage (OSB 4)*
B: *Detailprofil Oberschöneberg (im Bereich des Meter-Maßbalkens) mit den Straten OSB 1 bis OSB 8*
C: *Detailphoto der Lagen OSB 4 (grauer Bentonit im Liegenden), OSB 5 (rote Tonlage mit schwarzem Fusitband) und OSB 6 (olivegrauer Lage im Hangenden)*
D: *Hangendbereich der Feinsedimentabfolge von Oberschöneberg mit sekundären Aufkalkungen des Substrats (GW-Calcrete) infolge tertiärer Bodenbildung (Lagen 9 bis 12 im Übersichtsprofil); die beigebraunen Sedimente im obersten Abschnitt des Profils lagern diskordant und sind quartäre Bildungen*

Tafel 26: Detailprofil Oberschöneberg: Anschliffe und Dünnschliffe repräsentativer Lagen

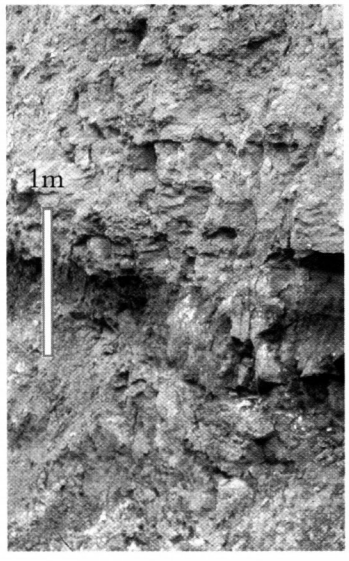
A: *Dünnschliff von Lage OSB 4: Feinstkörniger Bentonit mit eingelagerten, leicht horizontal eingeregelten Biotiten (dunkle Streifen) und Kaolinit-Booklets (graue bis helle Partikel)*
B: *Anschliff des Basisbereichs von Lage OSB 5: Umgelagerter grauer Bentonit mit flaserig-schichtig eingeschalteten, roten Tonen*
C: *Dünnschliff von Lage OSB 5: Chaotisch gelagerte, dunkle Fusitpartikel zwischen rotbraunen Tonklasten*

Tafel 27: Paläopedologischer Befund eines fossilen, durchwurzelten Bodens im Aufschluss Allenberg

A: *Übersichtsaufnahme des von Regenwasser aus dem sandigen Substrat freigespülten, karbonatisch zementierten Röhrensystems*
B: *Detailaufnahme eines sich verzweigenden Rhizoliths*
C: *Graphische Skizze der wesentlichen, im Profil erkennbaren Strukturen*

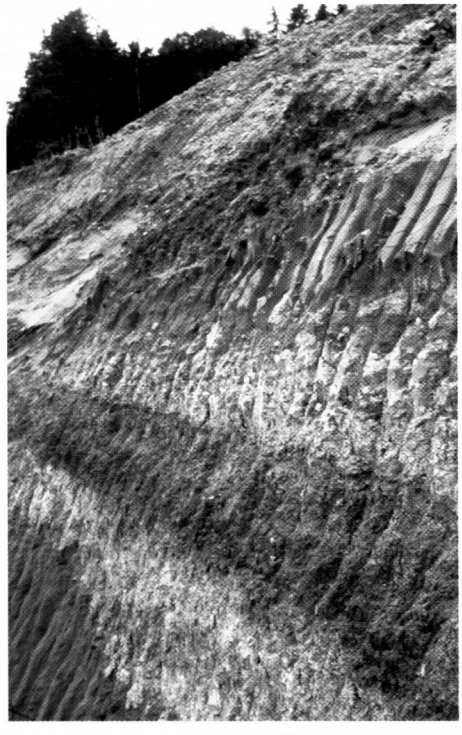
Tafel 25: Aufschluß Oberschöneberg

A



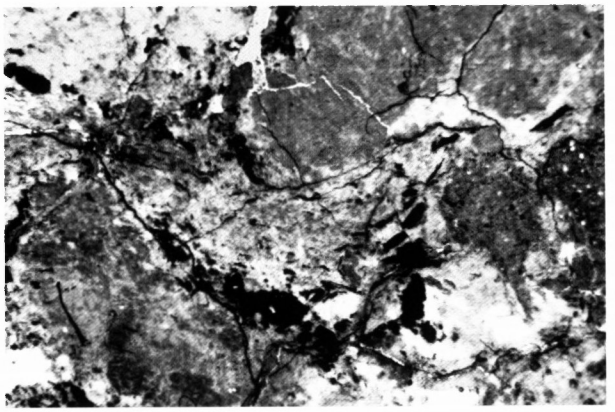
B

C



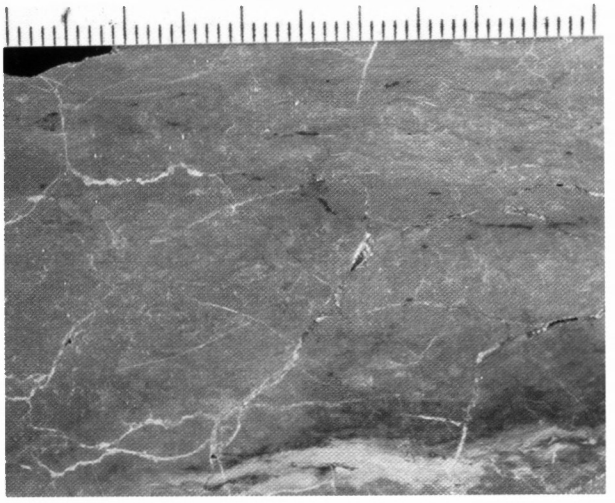
D

Tafel 26: Detailprofil Oberschöneberg: Anschliffe und Dünnschliffe



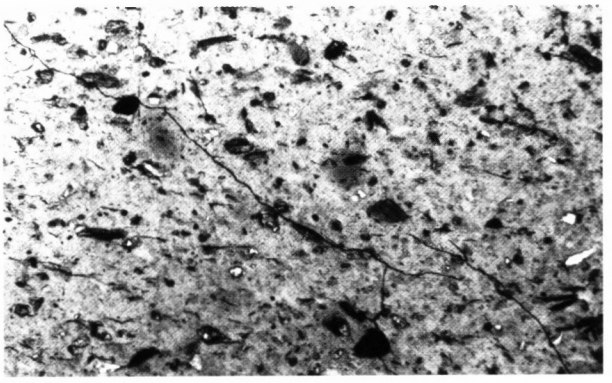
C

1 mm



B

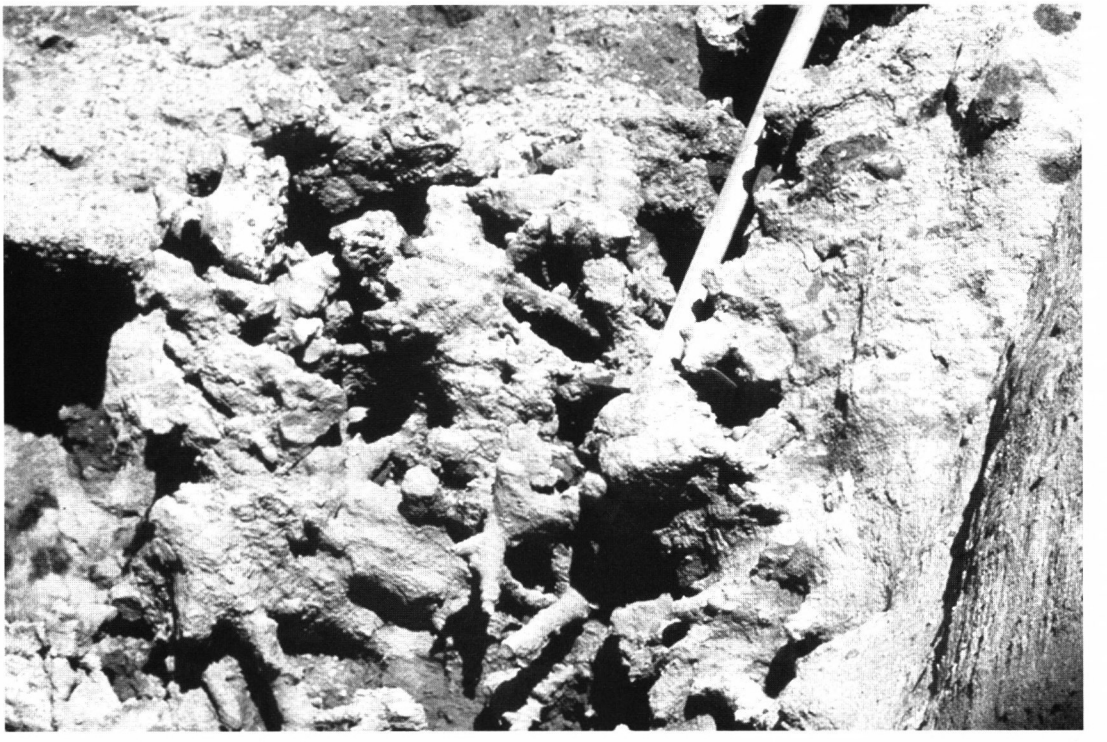
1 cm



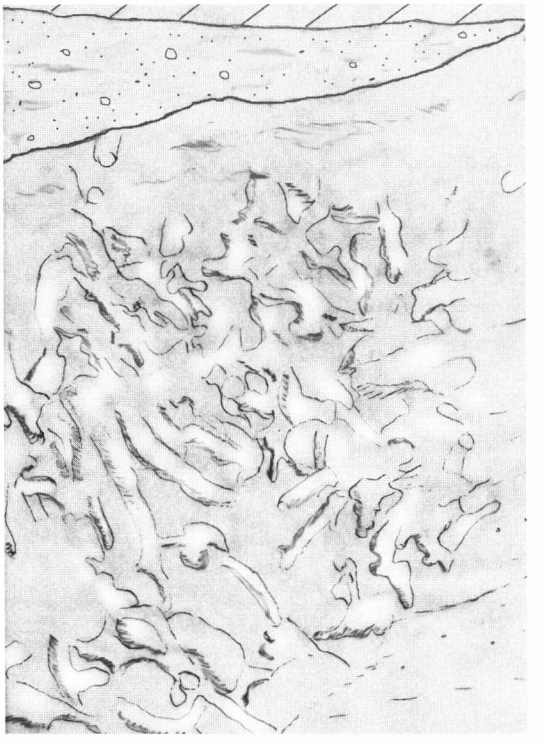
A

1 mm

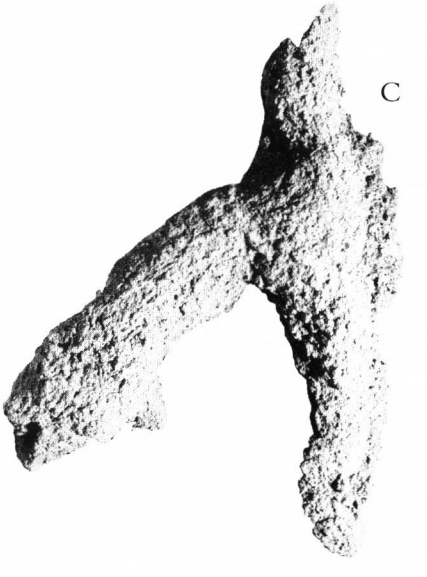
Tafel 27: Aufschluß Allenberg



A



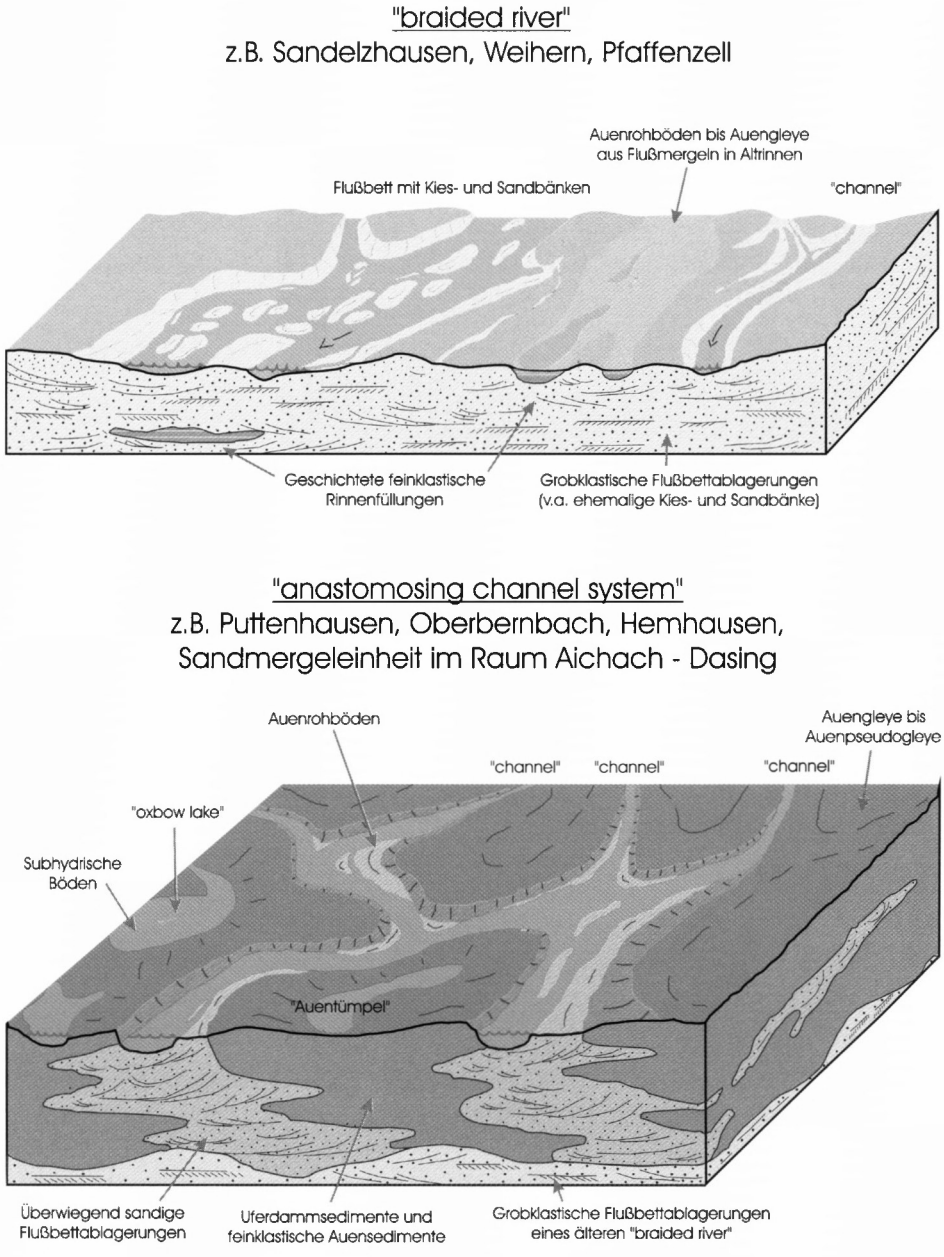
B



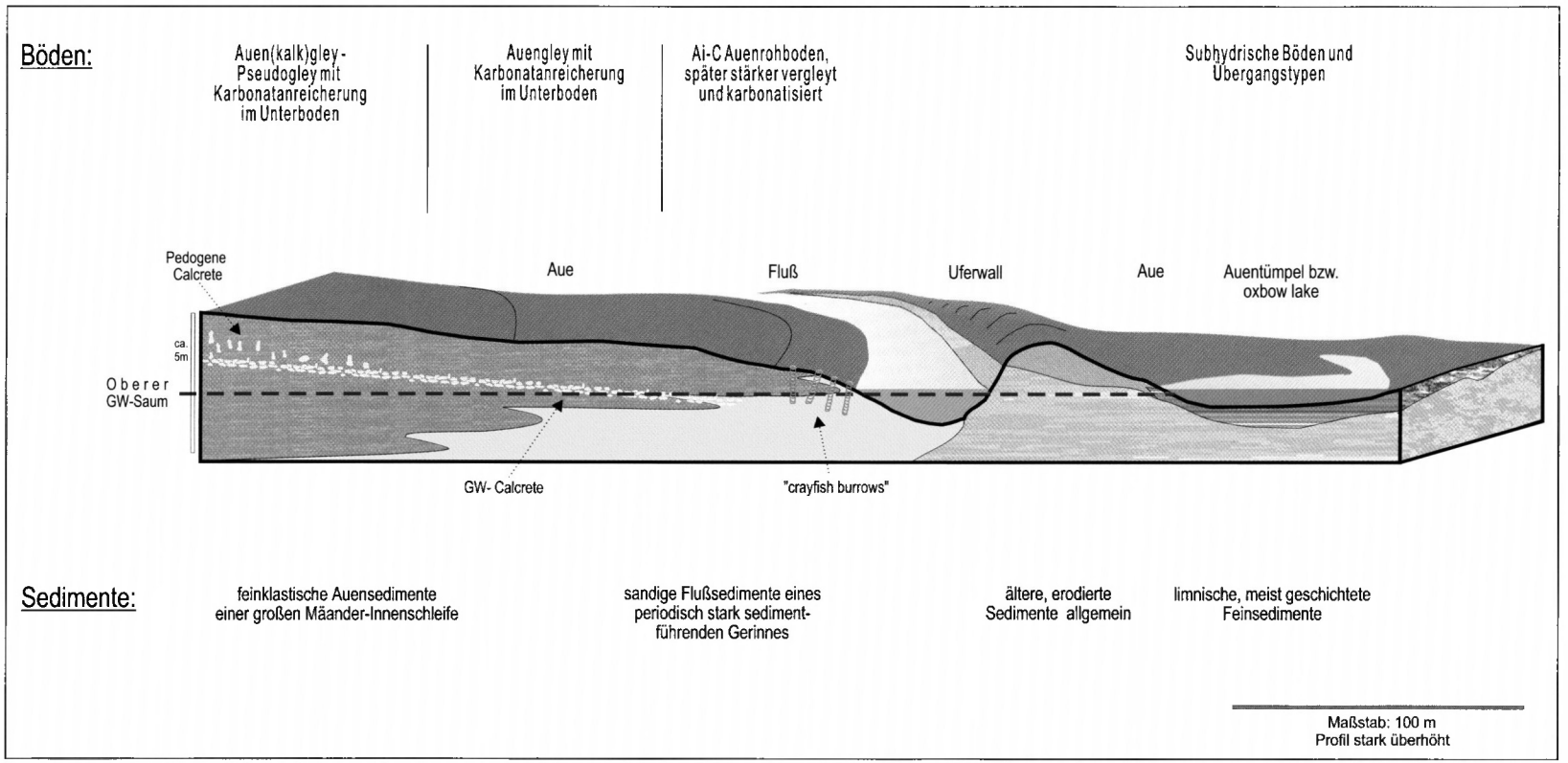
C

10 cm

Modelldarstellungen wichtiger Fluß-, Sediment- und Pedofaziestypen im Untersuchungsgebiet



Blockbild 2: Blockbilder wichtiger Bildungsräume von Feinsedimenten im Untersuchungsgebiet



Blockbild 3: Rekonstruktionsversuch einer jungtertiären Bodencatena im Flußauenbereich nach sedimentologischen und paläopedologischen Befunden im Profil Laimering – Lehmberg