

Pedostratigraphische, sedimentologische, mineralogische und statistische Untersuchungen an den Deckschichten des Profils Wels/Aschet (Oberösterreich)

by

Birgit Terhorst¹⁾ Franz Ottner & Franz Holawe²⁾

TERHORST, B., OTTNER, F. & HOLAWA, F., 2011. Pedostratigraphische, sedimentologische, mineralogische und statistische Untersuchungen an den Deckschichten des Profils Wels/Aschet (Oberösterreich). — Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 19:13–35, Wien.

Zusammenfassung

Auf der als günzzeitlich eingestuften fluvioglazialen Terrasse der Traun-Ennsplatte bei Wels/Aschet sind komplexe Deckschichten entwickelt, welche mit einem breiten Methodenspektrum untersucht wurden. Auf der Basis der im Gelände erhobenen paläopedologischen Daten wurden sedimentologische und mineralogische Analysen durchgeführt. Die Ergebnisse zeigen, dass sich die Paläoböden in ihrer Zusammensetzung eindeutig von den Lösslehmen differenzieren lassen und durchweg interglaziale Verwitterungsintensität aufweisen. Die Ergebnisse der Gesamt- und Tonmineralanalysen erlauben eine Einstufung der Verwitterungsintensität auf der Grundlage von Indikatormineralen. Während gesamtmineralogisch gesehen geringfügig verwitterter Löss noch Karbonatminerale enthalten, bzw. Chlorit dort nachweisbar ist, sind die intensiv verwitterten Bodenhorizonte durch ein abnehmende Gehalte an Glimmer und auch Feldspäten gekennzeichnet. Bei den tonmineralogischen Analysen spielt das Mineral Chlorit sowie die 14Å- und 18Å-Vermikulite und zusätzlich die mixed layer-Mineralie eine wichtige Rolle für die Bewertung der Verwitterungsstufe. In den geringer verwitterten Lössleh-

men kann primärer Chlorit auftreten und 14Å-Vermikulit ist dominant (Stufe 1 und 2). Ab der Verwitterungsstufe 3 steigt der Gehalt von 18Å-Vermikulit deutlich an und prägt dann die nächsthöhere Stufe 4. Durch intensivste Pedogenese verwitterte auch Illit vollständig (Stufe 5). Die Paläoböden in Wels-Aschet befinden sich grundsätzlich mindestens in der Stufe 3, zu der jedoch vereinzelt auch die älteren Lösslehme gehören.

Die Geländedaten wurden mit den Laborergebnissen durch statistische Analysen, hier insbesondere durch Clusteranalysen verglichen, kombiniert und klassifiziert mit dem Ziel, Korrelationen zu erkennen und die Zuordnung zu den Verwitterungsstufen zu kontrollieren und gegebenenfalls neue Klasseneinstufungen zu erkennen. Insgesamt konnten vier interglaziale Paläoböden in den Deckschichten sowie ein überdurchschnittlich verwitterter Paläoboden im Kieskörper der Älteren Deckenschotter in Wels-Aschet ausgewiesen werden. Dies erlaubt eine stratigraphische Einstufung der Älteren Deckenschotter mindestens in das Marine Isotopenstadium (MIS) 14. Da dieses Glazial jedoch wenig intensiv war und zudem der Verwitterungsgrad des basalen Paläobodens deutlich über dem der übrigen Paläoböden liegt und damit zwei Interglazialen entsprechen könnte, erscheint eine Einstufung der Älteren Deckenschotter in das ausgeprägte Glazial des MIS 16 möglich.

¹⁾ Prof. Dr. Brigit TERHORST, Institut für Geographie, Universität Würzburg, Am Hubland, D-97074 Würzburg, e-mail: birgit.terhorst@uni-wuerzburg.de

²⁾ Prof. Mag. Dr. Franz OTTNER, Institut für Angewandte Geologie, Department für Bautechnik und Naturgefahren, Universität für Bodenkultur Wien, Peter Jordan Straße 70, 1190 Wien, e-mail: franz.ottner@boku.ac.at

³⁾ Prof. Dr. Franz HOLAWA, Institut für Geographie und Regionalforschung, Universität Wien, Universitätsstr. 7, A-1010 Wien. franz.holawe@univie.ac.at

Abstract

Complex cover layers developed on the fluvioglacial terrace of the Traun-Enns-plate near Wels/Aschet, which were attributed to the Günz glaciation, have been analysed using a range of methods. Sedimentological and mineralogical analyses were carried out on the basis of palaeopedological data collected in the field. The results show that the palaeosols can be clearly differentiated from the loess layers. Furthermore, the palaeosols correspond to an interglacial weathering intensity throughout. The mineralogical composition and in particular the clay minerals allow to recognize the intensity of weather-

ing based on indicator minerals. From a mineralogical perspective, weakly weathered loess still contains carbonate minerals and small amounts of chlorite, whereas intensely weathered soils are characterized by decreasing amounts of mica and feldspar. Chlorite and 14Å- and 18Å-vermiculites, as well as mixed-layer clay minerals play an important role for determining the degree of weathering. Primary chlorite is locally present in the less weathered loess and 14Å-vermiculite is dominant. The amount of 18Å-vermiculite increases considerably from weathering level 3 onwards and dominates level 4. Intensive weathering processes also caused the complete weathering of illite (level 5). Generally, the palaeosols in Wels-Aschet classify at least as level 3 in both weathering systems. However, older loess layers partly belong to this level as well.

Field data were compared with laboratory results using statistical analyses, including cluster analysis, and were combined and classified in order to recognise correlations and to check the identification of weathering levels, and, if required, to identify new rankings.

Altogether four interglacial palaeosols were identified in the top layers as well as a highly weathered palaeosol within the gravel sequence of the Günz terrace. These observations allow to relate the Günz gravels at least to the Marine Isotope Stage (MIS) 14. This was not a major glacial period, however, and the high weathering degree of the basal palaeosol compared to the other palaeosols might actually reflect two interglacials. Therefore, a classification of the Günz terrace as MIS 16 seems also possible.

1. Einleitung

In der marinen Stratigraphie liegt vor allem aufgrund von Sauerstoffisotopenkurven eine kontinuierliche Aufzeichnung über Anzahl und Dauer der Glazial-/Interglazialzyklen sowie für die paläoklimatische Entwicklung des Mittelpleistozäns vor. Nach LISIECKI & RAYMO (2005) sind acht Glazial-/Interglazialzyklen oberhalb der Brunhes/Matuyama-Grenze (< 780.000 Jahre) vorhanden. Terrestrische Studien in Europa können diesen Vorgaben für den mittelpleistozänen Zeitabschnitt nicht folgen. Grundsätzlich besteht für terrestrische mittelpleistozäne Deckschichten das Problem einer zuverlässigen und hinreichend genauen Datierung oberhalb der Matuyama/Brunhes-Grenze. Daraus ergibt sich eine weitreichende Datierungslücke zwischen der Magnetumkehr und dem Marinen Isotopenstadium (MIS) 6 (vgl. auch HABBE, 2003). Im Zeitabschnitt vom MIS 6 bis MIS 2 sind in den letzten Jahren mittels Lumineszenzverfahren zahlreiche Datierungen im Alpenvorland durchgeführt und in der Folge chronostratigraphische Modelle erstellt worden (FRECHEN, 1999; TERHORST et al., 2002; MIARA, 1995).

Im Untersuchungsgebiet sowie im östlich anschließenden Innviertel sind vier deutliche und flächenhaft ausgebildete Fluvio-glazialterrassen vorhanden: Niederterrasse, Hoch-

terrasse, Jüngere und Ältere Deckenschotter. Während die rißzeitliche Stellung der Hochterrassenschotter im Untersuchungsgebiet durch pedostratigraphische Untersuchungen und absolute Datierungen in den Deckschichten (vgl. TERHORST et al., 2002, 2003a, b) weitgehend gesichert erscheint, herrscht über das Alter der älteren Schotterablagerungen Unklarheit. In Ermangelung absoluter Daten wird deshalb bis heute die klassische morphostratigraphische Gliederung nach PENCK & BRÜCKNER (1909) angewandt, wenn auch bereits frühere Studien über die Deckschichten der fluvio-glazialen Terrassen im Linz-Welser Raum deutlich zeigen, dass es für die klassischen Vorstellungen zu viele Interglazialböden gibt (vgl. KOHL & KRENMAYR, 1997).

Die Ausbildung der Deckschichten auf den unterschiedlich alten Terrassenablagerungen sowie die darin entwickelten Paläoböden erlauben relative Alterseinstufungen für den unzureichend datierten Zeitraum des Mittelpleistozäns und sind aus diesem Grund außerordentlich wichtig für die Quartärstratigraphie und Landschaftsentwicklung im Untersuchungsraum.

Bisher konnte die Matuyama/Brunhes-Grenze nicht in den günzzeitlichen Ablagerungen des östlichen Alpenvorlandes nachgewiesen werden, nach eigenen Untersuchungen und den Ergebnissen von SCHOLGER & TERHORST (dieser Band), sind die Sedimente der Brunhes Chron zuzuordnen. In der bisher vorliegenden Literatur werden die günzzeitlichen Ablagerungen im nordöstlichen Alpenvorland in das MIS 16 eingestuft (SCHOLGER & TERHORST, dieser Band; TERHORST, 2007; VAN HUSEN, 2000).

Die vorliegende Arbeit stellt die paläopedologische Aufnahme der Löss/Paläoboden-Sequenz Wels/Aschet in Oberösterreich vor. Die Deckschichten befinden sich auf der Terrasse der Älteren Deckenschotter der Traun-Enns-Platte und können deshalb zur relativen Alterseinstufung der Günzablagerungen einen entscheidenden Beitrag liefern. Charakteristisch für mittelpleistozäne Abfolgen im Untersuchungsraum ist ein komplexer Aufbau, der sich im Wechsel von geomorphodynamisch aktiven Phasen mit stabilen Zeiten der Bodenbildung äußert (vgl. TERHORST, 2007). Die Schichten und Horizonte wurden durch Paläoklimaänderungen und daraus resultierenden Prozessen mehrfach überprägt, so dass eine eindeutige pedostratigraphische und z.T. auch paläopedologische Klassifizierung nicht in allen Fällen möglich ist. Studien über die quartären Ablagerungen in Wels/Aschet liegen insbesondere von KOHL & KRENMAYR (1997) und STREMMER et al. (1991) vor.

Für die Einschätzung des Alters, der Paläoumweltbedingungen und der Landschaftsentwicklung auf der Traun-Enns-Platte sind paläopedologische und pedostratigraphische Untersuchungen in Verbindung mit den jeweiligen morphostratigraphischen Positionen maßgeblich. Die Einbeziehung der regionalen Kenntnisse über die Ausbildung der Deckschichten auf unterschiedlichen paläogeomorphologischen Positionen kann zudem zur Erstellung eines stratigraphischen Rahmens beitragen. Für eine relative Stratigraphie ist die Anzahl der inter-

glazialen Paläoböden auf einer definierten paläogeomorphologischen Position von entscheidender Bedeutung. Generell gilt für die intensive glazial und periglazial beeinflusste Morphodynamik im Alpenvorland während des Pleistozäns, dass mittelpleistozäne Deckschichten einer intensiven Erosion während der (nachfolgenden) Glaziale unterliegen. Diese Erosionsvorgänge führen in der Folge dazu, dass sich zumeist nur die basalen Profilschnitte sowie erosionsresistentere Schichten erhalten können. Zu den letzteren zählen vor allem Interglazialböden, welche unter den regionalen Paläoklimabedingungen einen erhöhten Tongehalt aufweisen und zudem aufgrund einer polyedrischen bis subpolyedrischen Gefügebildung weniger erosionsgefährdet sind. Eine wichtige Rolle spielt bei der Einstufung eines Paläobodens in eine interglaziale Klimaperiode die Verwitterungsintensität. Der Grad der Verwitterung eines interglazialen Paläobodens sollte zumindest jener der holozänen Bodenbildung entsprechen. Grundsätzlich geht die Verwitterungsintensität der älteren Böden deutlich über die des vergleichbaren holozänen Bodens hinaus, was sich vor allem durch eine länger andauernde, respektive wiederholte Verwitterung während älterer Interglaziale erklärt. Dieser Vergleich stellt im Prinzip eine sehr einfache, aber häufig nicht beachtete wissenschaftliche Grundlage für die Einschätzung interglazialer Pedogenese dar. Dies kann zum einen durch Geländebefunde, wie intensive Färbung, in-situ Toncutane und ein entsprechend ausgebildetes Bodengefüge nachgewiesen werden. Zum anderen müssen sedimentologische und mineralogische Analysen zur Befundlage hinzugezogen werden. Zumeist sind die Tongehaltsunterschiede zwischen Paläobodenhorizont und Sediment sehr aussagekräftig. Allerdings ist dabei zu berücksichtigen, dass die älteren Löss-, bzw. Lösslehme lokal ebenfalls einen hohen Tongehalt bedingt durch chemische und mechanische Verwitterung während unterschiedlichen pleistozänen Klimaphasen überprägt sein können. Für quartäre Deckschichten gibt die Neubildung von Tonmineralen und deren Verlagerung innerhalb der Bodenhorizonte in Relation zum Gesamtmineralgehalt deutliche Hinweise auf interglaziale Verwitterungsbedingungen. Im Gegensatz dazu spielt die Neoformation von Tonmineralen in interstadialen Böden kaum eine Rolle (vgl. TERHORST et al., 2003a und TERHORST et al., 2003b).

Um die Laborergebnisse mit den Geländeaufnahmen zu kombinieren und zu verifizieren wurden zudem mittels statistischer Ansätze Paläoböden und Sedimente mit Clusterverfahren bewertet. Die Laborbefunde wurden mittels Cluster- und Diskriminanzanalyse dahingehend untersucht, ob sich die durch die Geländeaufnahme vorgegebene Klasseneinteilung reproduzieren lassen. Zusätzlich können typische Klassenbildungsmerkmale der Geländeaufnahme, wie die Bodenfarbe auf ihre Zusammenhänge mit den klassischen Laborwerten, wie das die Korngrößen sind, untersucht werden. Diese Methodenkombination ist für die (Paläo-)Untersuchungsobjekte völlig neu.

2. Methodik

2.1. Geländeaufnahme

Die Geländeaufnahme erfolgte nach Vorgabe der Deutschen Bodenkundlichen Kartieranleitung (AD-HOC-Arbeitsgruppe Boden 2005). Die Probennahme wurde horizontweise durchgeführt. Die Farbbestimmungen basieren auf der Farbkarte der MUNSSELL SOIL COLOR CHARTS (2000).

2.2. Korngrößenverteilung

Die Korngrößenverteilung wurde durch Kombination von Nasssiebung der Fraktion > 40 µm und automatischer Sedimentationsanalyse mittels Sedigraph 5000 ET der Firma Micromeritics ermittelt. 50 g der getrockneten Probe wurden in einem Kolben mit 200 ml 10% H₂O₂ behandelt. Ziel ist die Oxidation organischer Bestandteile und eine gute Dispergierung der Probe. Nach ungefähr 24 Stunden Reaktionszeit wurde im Wasserbad das unverbrauchte H₂O₂ abgeraucht, anschließend mit Ultraschall behandelt und mit einem Siebsatz von 2 mm, 630 µm, 200 µm, 63 µm und 40 µm gesiebt. Die Grobfractionen wurden bei 105°C getrocknet und in Massenprozent der Einwaage angegeben. Der Anteil < 40 µm wurde im Wasserbad eingedickt, davon ein repräsentativer Teil entnommen, mit 0,5% Calgon und im Ultraschallbad dispergiert und im Sedigraph mittels Röntgenstrahl nach dem Stoke'schen Gesetz analysiert. Aus der Kornsummenkurve des Sedigraphs und den Siebdaten wurde die Korngrößenverteilung der Gesamtprobe ermittelt.

2.3. Gesamtmineralanalyse

Die getrockneten und analysenfein in einer Scheibenschwingmühle vermahlene Proben wurden nach dem backloading-Verfahren präpariert und in einem Philips Röntgendiffraktometer PW 1710 mit Bragg Brentano Geometrie mittels Cu K α -Strahlung (45 kV, 40 mA) von 2° bis 70° 2 θ geröntgt. Aus diesen Aufnahmen wurde der qualitative Mineralbestand ermittelt.

2.4. Tonmineralanalyse

Die Proben wurden mit 10%-igem H₂O₂ dispergiert. Nach Abklingen der Reaktion und Entfernung des überschüssigen H₂O₂ erfolgte eine 15-minütige Beschallung im Ultraschallbad. Mittels Nasssiebung wurde die 63 µm Fraktion und aus dieser durch Sedimentation die 2 µm Fraktion gewonnen.

Anschließend erfolgte die Kationenbelegung. Jeweils 40 ml der Tonsuspension wurden mit 10 ml 4 N KCl-Lösung bzw. 4 N MgCl₂-Lösung vermischt und 12 Stunden geschüttelt. Als Unterlage für die Texturpräparate dienten

Keramikplättchen, auf die durch Unterdruck die Ton-suspension aufgesaugt wurde. Nach erfolgter Aufnahme im Diffraktometer kamen die Plättchen in Ethylen-glykol-Atmosphäre (zur Unterscheidung von Smektit von Vermikulit) und die K-belegten Proben in DMSO (Dimethylsulfoxid)-Atmosphäre (Unterscheidung Chlorit/Kaolinit). Nach einer weiteren Aufnahme im Diffraktometer wurden die kaliumbelegten Präparate zwei Stunden bei 550°C getempert (Unterscheidung primärer/sekundärer Chlorit). Anschließend erfolgt die Auswertung der einzelnen Tonmineralphasen nach dem gleichen Prinzip wie bei der Gesamtmineralbestimmung. Die Identifizierung der Minerale und Tonminerale erfolgte generell nach BRINDLEY & BROWN (1980) und MOORE & REYNOLDS (1997).

2.5. Verwitterungsintensität

Aus den Daten der Gesamt- und auch der Tonmineral-analysen erfolgte im Rahmen der Studie eine Abschät-zung der Verwitterungsintensität der einzelnen Horizonte aufgrund ihres Mineralbestandes. Dabei wurde voraus-gesetzt, dass die empfindlichsten Minerale zuerst gelöst, bzw. umgewandelt werden, in diesem Fall die Karbonate und Chlorit und mit fortschreitender Verwitterung erst die stabileren Minerale wie Glimmer und Feldspäte (Tab. 1). Auf der Grundlage der Tonmineralanalysen wurde eine Einteilung mit dem Auftreten von primärem Chlorit einerseits und den Vermikulit-Varietäten andererseits eine Klassifizierung der Verwitterungsintensität vorgenommen (Tab. 2).

2.6. Statistische Analysen und ihre Voraussetzungen

Die Feldaufnahme liefert in Form der Horizonte und ihrer stratigraphischen Abfolge eines Aufschlusses dem Wesen

nach eine Klassifizierung dieses Aufschlusses. Dies erfolgt nach spezifischen Kriterien, wie z.B. der Farbgebung, dem Karbonatgehalt, der Textur des Materials. Im All-gemeinen ist auch die Unterteilung des Profils in eine Abfolge von differenzierten Horizonten bereits durch die Geländeerhebungen vorgegeben. Während beispielsweise für die Abgrenzung von Horizonten die Farbe herange-zogen wird, stellt die Abfolge der Farben für sich selbst genommen bereits eine Klassifizierung dar. Diese lässt sich zudem für den trockenen und den feuchten Zustand getrennt erstellen. Obwohl bereits bei der Feldaufnahme die Korngrößen hauptsächlich in die Abgrenzung der Horizonte einfließen, liegen erst im Nachhinein die ge-messenen Korngrößenverteilungen dieser Horizonte vor. Methodisch scheint hier eine Schwachstelle zu liegen, weil, formal gesprochen, eine Klassifizierung ja bereits bei der Feldaufnahme vorgegebenen wurde. Die Messung der Kornfraktionen liefert jedoch eine weitere Klasse von Variablen, die sich von Ihrem Wesen als gemessene Größe sehr gut für Klassifizierungen eignet. Idealerweise wäre zusätzlich zur klassischen Horizontabgrenzung bei der Feldaufnahme eine äquidistante Probennahme.

Vom untersuchten Profil Wels/Aschet liegen neben den Geländedaten eine Farbklassifizierung, das Spektrum der Korngrößen, davon abgeleitete Größen oder Verhält-niszahlen und schließlich zwei Klassifizierungen über den Verwitterungszustand vor. Zunächst einmal geht es darum, die in der Aufnahme des Profils vorhandene Klassifizierung mittels der gemessenen Größen auf Ihre Korrektheit hin zu untersuchen. Danach werden alle für das Profil Aschet vorliegenden Messwerte und Klassifi-zierungen auf mögliche Zusammenhänge hin analysiert. Die Datengrundlage bilden die von der Feldaufnahme stammenden Horizontabfolge, die für die Horizonte vorliegenden Farbklassen, Korngrößenverteilungen und von den Korngrößen abgeleiteten Verwitterungsindizes. Die Klassifizierung des Profils in eine Abfolge von gegen-einander abgegrenzten Horizonten bei der Feldaufnahme

Verwitterungsintensität	Leitminerale	
Stufe 1		Karbonatminerale enthalten
Stufe 2		Karbonate verwittert, Chlorit nachweisbar
Stufe 3		Glimmer noch enthalten
Stufe 4		Glimmer verwittert
Stufe 5		Glimmer und Feldspäte verwittert

Tabelle 1: Verwitterungsstufen der Gesamtminerale.

Verwitterungsintensität	Leitminerale	
Stufe 1		Primärer Chlorit ist vorhanden
Stufe 2		Vermikulit 14Å dominant
Stufe 3		Vermikulit 18 Å deutlich
Stufe 4		Vermikulit 18Å dominant, Vermikulit 14 Å komplett umgewandelt
Stufe 5		Illit verwittert

Tabelle 2: Verwitterungsstufen der Tonminerale.

Abbildung 1: a) Übersichtsprofil, deutlich kommen die einzelnen Paläobodenhorizonte heraus (römische Ziffern vom 1. bis 5. Paläoboden). b) wärmzeitlicher Abschnitt: I = Tundragley/Nassboden, II = Löss, III = Altheimer Umlagerungszonen mit Bodensedimenten. Aufnahmen: D. van Husen, 2003.

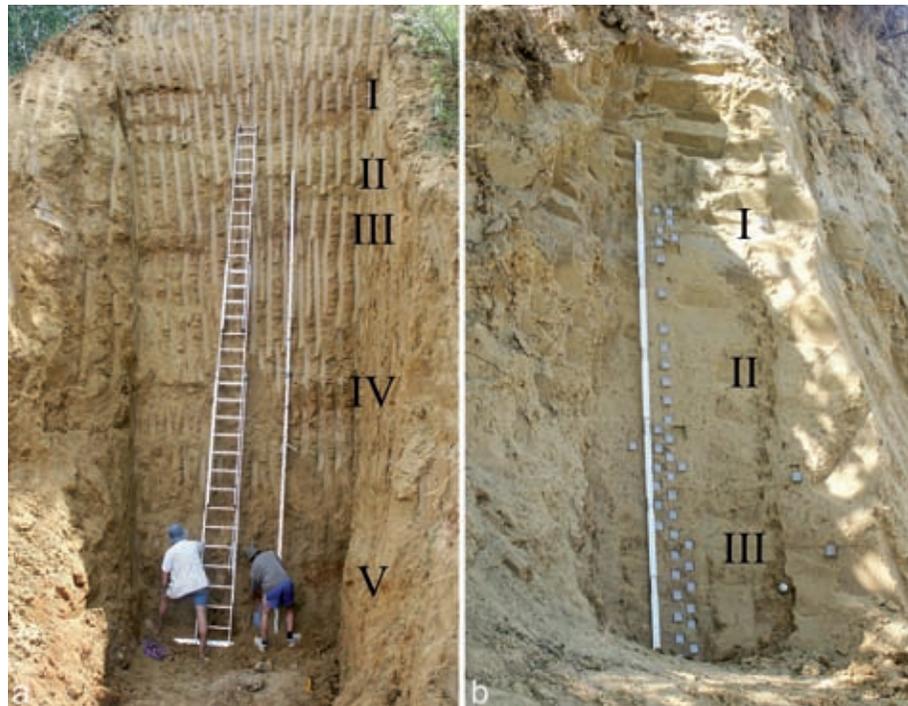
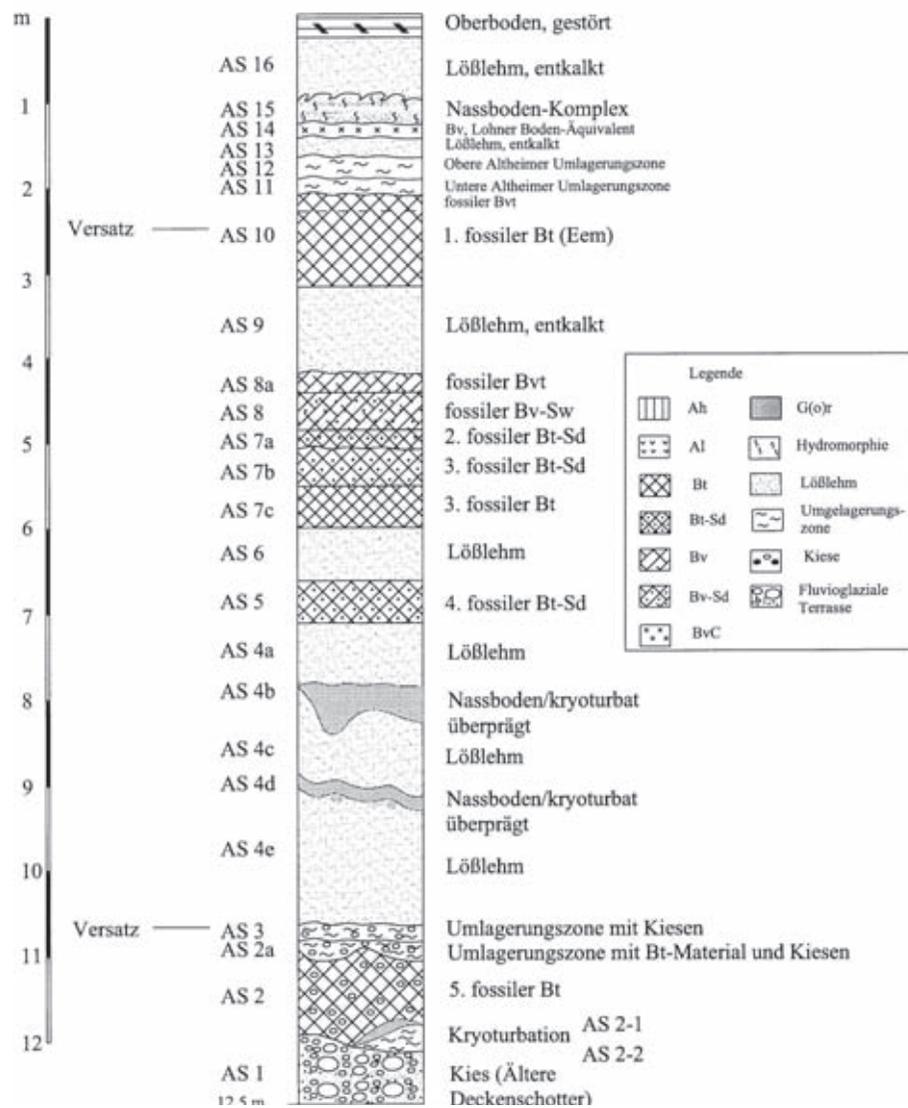


Abbildung 2: Paläopedologisches Profil Wels/Aschet mit Horizontbezeichnungen und Probennummerierung (aus TERHORST, 2007).



ist das Ergebnis der Integration einer Anzahl von meist deskriptiven Bewertungen. Untersucht werden soll, ob sich diese Horizonte und deren Abgrenzungen tatsächlich in den gemessenen Größen wieder finden. Für derlei Analysen und Synthesen eignen sich insbesondere die Cluster- bzw. die Diskriminanzanalyse (HANDL, 2002). Mit ersterer lassen sich Gruppierungen vorgegebener Variablen vornehmen, letztere eignet sich für die Untersuchung vorgegebener Klassifikationen aber auch die Klassifizierung (BACKHAUS et al., 1987; TINSLEY & BROWNS, 2000). Die Untersuchungen werden zunächst unter Berücksichtigung aller Variablen, zuzüglich der Kiesanteile durchgeführt. Eine Nichtberücksichtigung der Kiesanteile bedeutet eine Reskalierung der verbleibenden Korngrößenanteile auf 100 %. Auf eine Darstellung dieser Lösungen wird aber ebenso verzichtet wie auf eine Ausführung der Ergebnisse der Faktorenanalyse. Letztere wurde mit dem Ziel erstellt, eventuell vorhandene Faktoren zu finden, welche die Variabilität in diesem Profil am stärksten dominieren.

3.1. Paläopedologische Feldbefunde

Die Deckschichten des untersuchten Profils sind 12,5 m mächtig und auf den Älteren Deckenschottern der Traun-Enns-Platte abgelagert worden (Abb. 1, links). Sie sind weitgehend karbonatfrei, während die Kiesablagerungen der Älteren Deckenschotter durch hohe Karbonatgehalte gekennzeichnet sind. Generell sind die mittelpleistozänen Lössablagerungen der Traun-Ennsplatte weitgehend karbonatfrei, während die fluvioglazialen Sedimente karbonathaltig sind. Vermutlich handelt es sich dabei um eine post- oder synsedimentäre Entkarbonatisierung, bei der vorwiegend zwei Faktoren im Untersuchungsgebiet eine Rolle spielen. Zum einen erfolgte die Ablagerung

von Löss unter den humideren Klimabedingungen der Staublehmlandschaft im Übergang zur feuchten Lößlandschaft nach FINK et al. (1978), so dass vor allem die nicht hochglazial abgelagerten Sedimente erhöhter Feuchtigkeit ausgesetzt waren. Zum anderen sind ausschließlich die Jungwürmlössse nennenswert karbonathaltig, in den mittelwürmzeitlichen Sedimenten setzt der Karbonatgehalt bereits weitgehend aus, so dass auch das Alter der Sedimente, bzw. die Dauer der Verwitterungsprozesse eine Rolle spielt.

In den zum Teil karbonatisch verkitteten Kiesen der Älteren Deckenschotter (Abb. 2, AS 1) tritt ein intensiver rötlicher, ferrettoartiger Verwitterungshorizont mit dunkelroten Toncutanen (AS 2) auf (Abb. 3). Der Feinboden zeigt mit 60,0% den höchsten Tonanteil im gesamten Profil (s. Kap. 3.2, Tab. 3). Stellenweise ist der Paläoboden geringfügig durch Kryoturbationen gestört.

Über dem Paläoboden, der mindestens ein Interglazial repräsentiert, kamen umgelagerte, kiesführende Schichten zur Ablagerung, welche von einem zweifach durch Kryoturbationen gestörten, 3,5 m mächtigen Lösslehm überdeckt wurden (Abb. 2, AS 4a - 4e). Die eingeschalteten Kryoturbationshorizonte sind als Nassböden, bzw. Tundragleye, ausgebildet und weisen eine intensiv graubraune Färbung, wie sie für Gleye charakteristisch ist, auf. Die Graufärbung ist eine Reaktion auf temporär vorhandenes Stauwasser und zeigt reduzierende Bedingungen während der Bodenbildung an. Derartige Verhältnisse treten in Lösssequenzen im Bereich des ehemaligen sommerlichen Auftaubodens über einer Permafrosttafel auf (vgl. SEMMEL, 1968; VAN-VLIET-LANOË, 2004). Ober- und Untergrenzen der Nassböden weisen wellige, z.T. stark gestauchte Grenzen auf und besitzen ein linsenartiges, frostplattiges Bodengefüge als Reaktion auf Frostwechselprozesse im Oberboden.



Abbildung 3: Detailaufnahme des untersten und ältesten Paläobodens mit deutlich roter Färbung und toniger Matrix. Der Horizont ist sehr dicht gelagert und enthält stark verwitterte Kiese. Dunkelrote Bereiche sind flächenhafte Tonüberzüge auf Aggregatoberflächen. Aufnahme: D. van Husen, 2003.



Abbildung 4: a) Profilausschnitt aus dem obersten Bereich. I = wülmzeitliche Abfolge, II = Eemboden, III = rißzeitlicher Löss, 4 = vorletzter Interglazialboden (2.fBt-Sd). b) Mittlerer Profilausschnitt: 2. und 3. Paläoboden, unterlagert von Lösslehm. Aufnahme: D. van Husen, 2003.

Die zweifache Untergliederung des untersten Lösslehms auf den Älteren Deckenschottern wurde bereits von KOHL (2000) für Wels/Aschet sowie auch für den ehemaligen Aufschluss Linz/Grabnerstraße beschrieben (vgl. auch FINK et al., 1978). In dem Lösslehm AS 4a hat sich ein gekappter Paläoboden entwickelt, der durch einen intensiv pseudovergleyten dunkel gelbbraunen Bt-Sd-Horizont interglazialer Ausprägung überliefert ist (AS 5). Die Toncutane sind intensiv über den gesamten Horizont verteilt und haben im geringeren Ausmaß auch die Porenräume unterlagernden Lösslehme überprägt. Eine weitere, geringmächtige und ungegliederte Lösslehmschicht (AS 6) überlagert den Paläoboden AS 5. Über diesem Lösslehm hat sich ein mehrfach gegliederter Pedokomplex entwickelt (AS 8a - 7c). Die basalen, 3. fBt(-Sd)-Horizonte (AS 7b, 7c) sind als schluffige Tone ausgebildet und besitzen an den Aggre-

gatoberflächen deutliche rotbraune Tonüberzüge (Abb. 4, unten). Diese beiden unteren Horizonte des Pedokomplexes lassen sich durch eine Erosionsdiskordanz (wellige Horizontgrenze) und einer Korngrößenveränderung deutlich von dem darüber liegenden 2. fBt-Sd Horizont (AS 7a) unterscheiden. Die Differenz manifestiert sich vor allem in dem erhöhten Tongehalt von 43,1%, was eine Erhöhung von über 10% ausmacht (Tab. 3). Zudem sind die hydromorphen Bodenmerkmale deutlich schwächer ausgebildet. Die Horizonte 8 und 8a im Hangenden des Pedokomplexes sind nicht eindeutig zu interpretieren. Sie sind sehr intensiv pseudovergleyt, insbesondere entlang von ehemaligen, deutlich sichtbaren Wurzelbahnen, haben sich gräulich gefärbte reduzierte Bereiche entwickelt. Der Tongehaltsunterschied zu den unterlagernden Horizonten ist sehr groß, wie Tabelle 3 belegt. Vereinzelt treten schwache Toncutane auf, wobei im obersten fBvt-Horizont (AS 8a) geringfügig intensivere Tonüberzüge vorhanden sind.

Über diesem Pedokomplex lagert ein 1 m mächtiger Lösslehm, der nicht weiter untergliedert ist (AS 9) und hohe Schluffgehalte im Vergleich zu den meisten liegenden Horizonten aufweist (Abb. 4, unten).

In dem Lösslehm hat sich ein Interglazialboden als intensiver, 1,10 m mächtiger, dunkelbrauner fBt-Horizont einer fossilen Parabraunerde (AS 10) entwickelt, in dem nur geringfügige Hydromorphiemerkmale auftreten (Abb. 4, oben). Der obere Abschnitt (fBvt-Horizont/AS 10) weist eine schwache Tondurchschlammung auf und ist deutlich weniger intensiv als der mittlere und basale fBt-Horizont. Der Interglazialboden weist sehr große Ähnlichkeiten mit dem 1. fBt-Horizont des nahegelegenen Profils Oberlaab auf (TERHORST et al., 2003a, 2007).

Eine wülmzeitliche Sequenz (Abb. 1, rechts), die hier im Vergleich zu anderen Profilen stark verkürzt ausgebildet ist, überdeckt den zuletzt beschriebenen Paläoboden. Die basalen wülmzeitlichen Sedimente des Profils Wels/Aschet (AS 11, AS 12) lassen sich mit den Altheimer Umlagerungszonen auf den Innerrassen im Innviertel vergleichen, deren älteste Umlagerungsphasen als frühwülmzeitlich eingestuft werden (vgl. TERHORST et al., 2003b). Sie sind wie diese von Holzkohlen sowie Bt-Resten des unterlagernden Paläobodens durchsetzt. Im mittleren Abschnitt ist ein verkürztes Äquivalent des Lohner Bodens (AS 14) nachzuweisen, welches als jüngstes Mittelwürminterstadial in fast allen oberösterreichischen Löss-Sequenzen erhalten ist (TERHORST et al., 2002). Die charakteristische olivbraune Färbung und nadelstichgroße Eisenkonkretionen im Bv-Horizont sprechen für eine solche Einstufung. In seinem oberen Abschnitt ist der interstadiale Paläoboden von einer kräftigen, kryoturpat gestauchten Nassbodenbildung überprägt worden, auch dieses ein charakteristisches Phänomen der wülmzeitlichen Deckschichten des Untersuchungsraumes und des Innviertels. Der darüber folgende Lösslehm (AS 16) tritt als entkalkte, geringmächtige Ablagerung auf. Der rezente Boden fehlt an diesem Profilschnitt der ehemaligen Lehmgrube.

Probe	Horizont	Kies	Sand	Schluff				Ton			
				grob	mittel	fein	Σ	grob	mittel	fein	Σ
AS16	Lösslehm	0,0	3,8	24,7	27,2	17,1	69,0	5,2	8,7	13,3	27,2
AS 13	Lösslehm	1,4	5,7	22,9	28,9	18,6	70,4	9,9	7,6	5,0	22,5
AS 10	1. fBt	1,6	3,8	17,8	24,9	19,5	62,2	12,1	13,3	7,0	32,4
AS 9	Lösslehm	0,6	5,8	24,4	27,4	18,7	70,5	12,8	7,8	2,5	23,2
AS 8a	fBvt	4,2	6,5	19,7	26,1	18,4	64,2	11,8	7,6	5,7	25,1
AS 8	fBv-Sw	0,7	4,8	25,5	27,6	19,5	74,5	12,5	6,1	3,4	22,1
AS 7a	2. fBt-Sd	3,2	5,6	18,9	15,4	13,8	48,1	10,1	10,6	22,4	43,1
AS 7b	3.fBt-Sd	0,5	8,3	28,3	14,5	15,5	58,5	11,3	14,2	7,4	32,9
AS 7c	3. f Bt	0,1	4,8	24,1	21,4	17,5	63,0	11,6	14,6	5,9	32,0
AS 6	Lösslehm	0,8	8,7	23,0	17,1	13,4	53,5	9,6	9,2	18,2	37,0
AS 5	4. fBt-Sd	0,0	0,9	20,5	11,9	12,5	45,2	11,9	13,9	28,1	54,0
AS 4a	Lösslehm	0,1	3,8	22,6	21,0	13,5	57,1	9,1	9,6	20,3	39,0
AS 4b	Nassboden	0,0	2,8	21,3	23,3	15,2	59,8	10,4	11,0	16,0	37,3
AS 4c	Lösslehm	0,0	2,6	20,7	26,0	13,8	60,5	7,5	12,4	17,0	36,9
AS 4d	Nassboden	0,0	4,4	24,6	22,2	13,6	60,4	6,7	12,8	15,7	35,2
AS 4e	Lösslehm	0,0	4,4	26,5	22,5	16,1	65,1	8,6	10,3	11,6	30,5
AS 3	Umlagerungsz.	24,9	14,9	12,6	13,1	10,0	35,7	6,7	5,2	12,6	24,5
AS 2a	Umlagerungsz.	8,7	14,8	10,9	13,2	12,6	36,7	8,5	11,1	20,2	39,8
AS 2	5. fBt	14,2	9,0	4,2	2,3	10,3	16,8	13,9	14,4	31,7	60,0
AS 2-1	Kryoturbation	1,2	10,5	16,5	15,6	13,2	45,3	9,2	11,5	22,3	43,0
AS 2-2	Kryoturbation	20,6	12,2	5,3	9,2	12,1	26,6	7,8	12,0	20,8	40,6
AS 1	Kies - äDS	67,2	11,2	4,8	5,6	4,0	14,4	2,5	1,2	3,5	7,2

Tabelle 3: Zusammenfassung der granulometrischen Ergebnisse (alle Werte in Masse %).

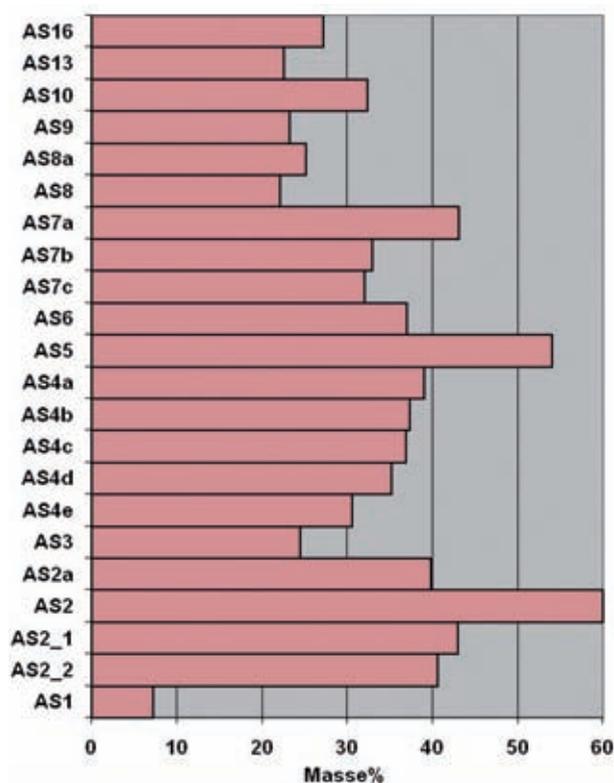


Abbildung 5: Verteilung der Tonfraktion, Masse %.

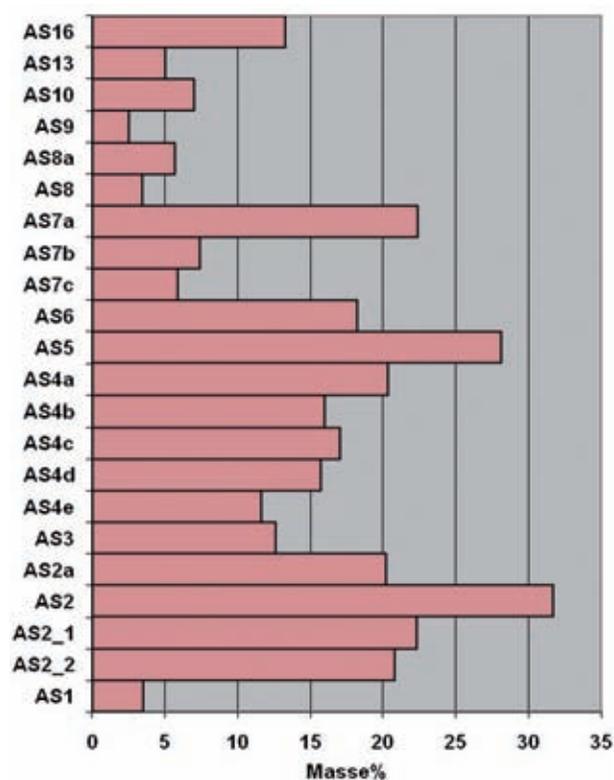


Abbildung 6: Verteilung der Feintonfraktion, Masse %.

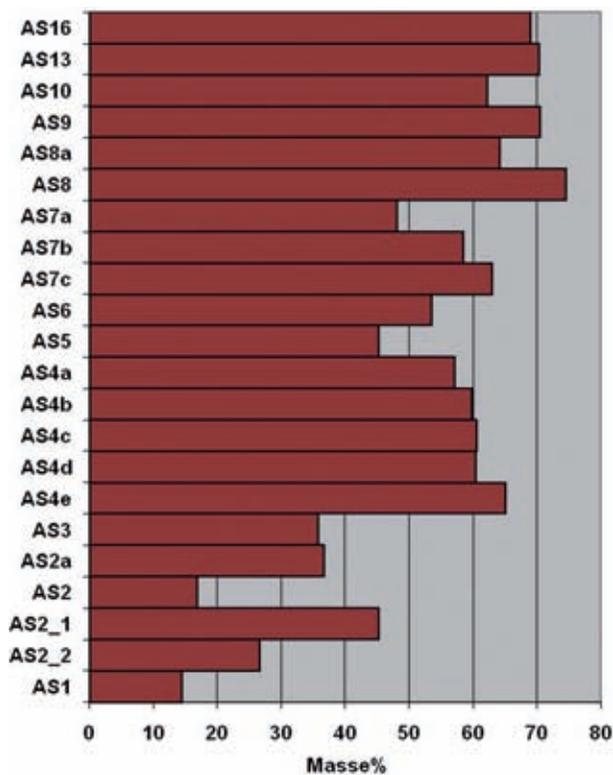


Abbildung 7: Verteilung von Schluff, Masse %.

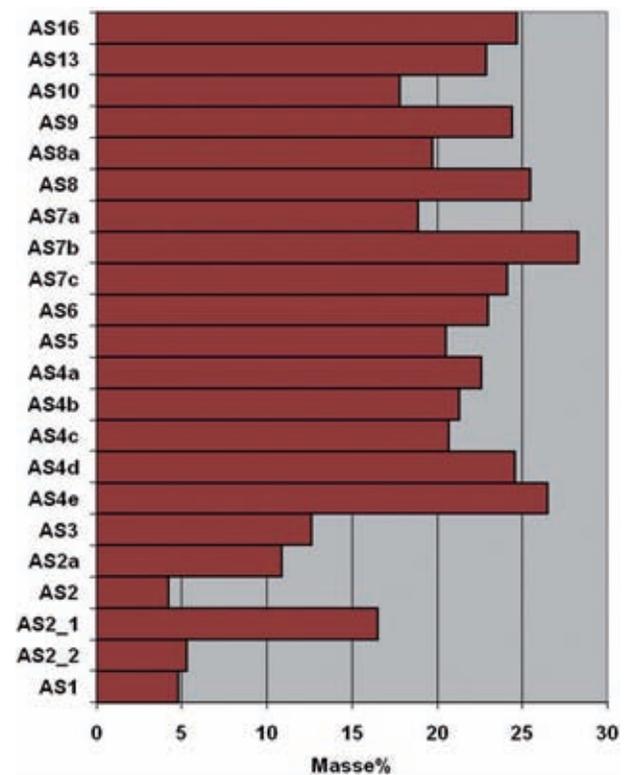


Abbildung 8: Verteilung von Grobschluff, Masse %.

3.2. Sedimentologische Ergebnisse – Korngrößenanalysen

3.2.1. Tonfraktion

Die höchsten Tongehalte treten erwartungsgemäß bei den fossilen Bt-Horizonten auf. Der älteste 5. fossile Bt-Horizont (AS 2) weist mit 60% einen außerordentlich hohen Tonanteil auf, auch im darüber folgenden Paläoboden (AS 5) ist der Anteil mit 54% immer noch beträchtlich hoch (Tab. 3). Durch etwas geringere Tonanteile sind die jüngeren Paläoböden des oberen Profilabschnittes geprägt. Hier weist der 2. fossile Bt-Sd -Horizont (AS 7a) 43,1% Ton und der 1. fossile Bt-Horizont 32,4% (AS 10) auf (Abb. 5 und 6).

Die jüngeren Lösslehme der oberen Profilabschnitte besitzen einen Tonanteil von bis zu 25% (AS 9, AS 13, AS 16), der jedoch in den älteren Horizonten auf Anteile zwischen 35 und 40% ansteigen kann (vgl. AS 14).

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass, sobald die älteren Lösslehme weniger durch überlagernde Bodenhorizonte überprägt wurden, der Tongehalt auf Werte zwischen 24,5 und 30,5% absinkt (AS 4e und 3). In den Älteren Deckenschottern tritt nur noch ein geringfügiger Tongehalt von 7,2% auf (AS 1).

3.2.2. Schlufffraktion

Die höchsten Schluffgehalte sind, wie zu erwarten, in den Lösslehmen anzutreffen (Tab. 3, Abb. 7 und 8).

Die jüngsten Lösslehme (AS 6a, AS 13, AS 9) weisen Werte bis zu 70% auf. Hingegen betragen die Anteile der Schlufffraktion bei den älteren Lösslehmen zwischen 53 und 65% (AS 6, AS 4a - 4e).

In den basalen Bereichen des Profils (AS 3 - AS 1) sinken die Anteile deutlich unter 45% und weisen in den Älteren Deckenschottern mit 14,4% den niedrigsten Wert auf. Darüber hinaus ist die Abnahme der Schlufffraktion in den fossilen Bt-Horizonten signifikant. Besonders markant zeigt sich dieser Trend im 5. fossilen Bt-Horizont (AS 2), in dem der Schluffanteil auf 16,8% zurückgeht.

3.2.3. Sandfraktion

Sand tritt in geringeren Mengen in allen Horizonten auf und weist Anteile zwischen 0,9 und 14,9% auf (Tab. 3). Ein eindeutiger Trend ist nicht vorhanden, auffallend ist jedoch ein geringfügig stärkeres Auftreten in den älteren Horizonten, die von den Sedimenten des Terrassenkörpers beeinflusst sind (AS 3 - AS 1).

3.2.4. Kiesanteil

Kies ist in zahlreichen Proben, insbesondere in den jüngeren Proben nicht oder in geringen Mengen nachweisbar. Etwas höhere Anteile treten nur im basalen Abschnitt auf (ab AS 3). Der höchste Anteil wurde in den Älteren Deckenschottern an der Profilbasis mit 67,2% gemessen.

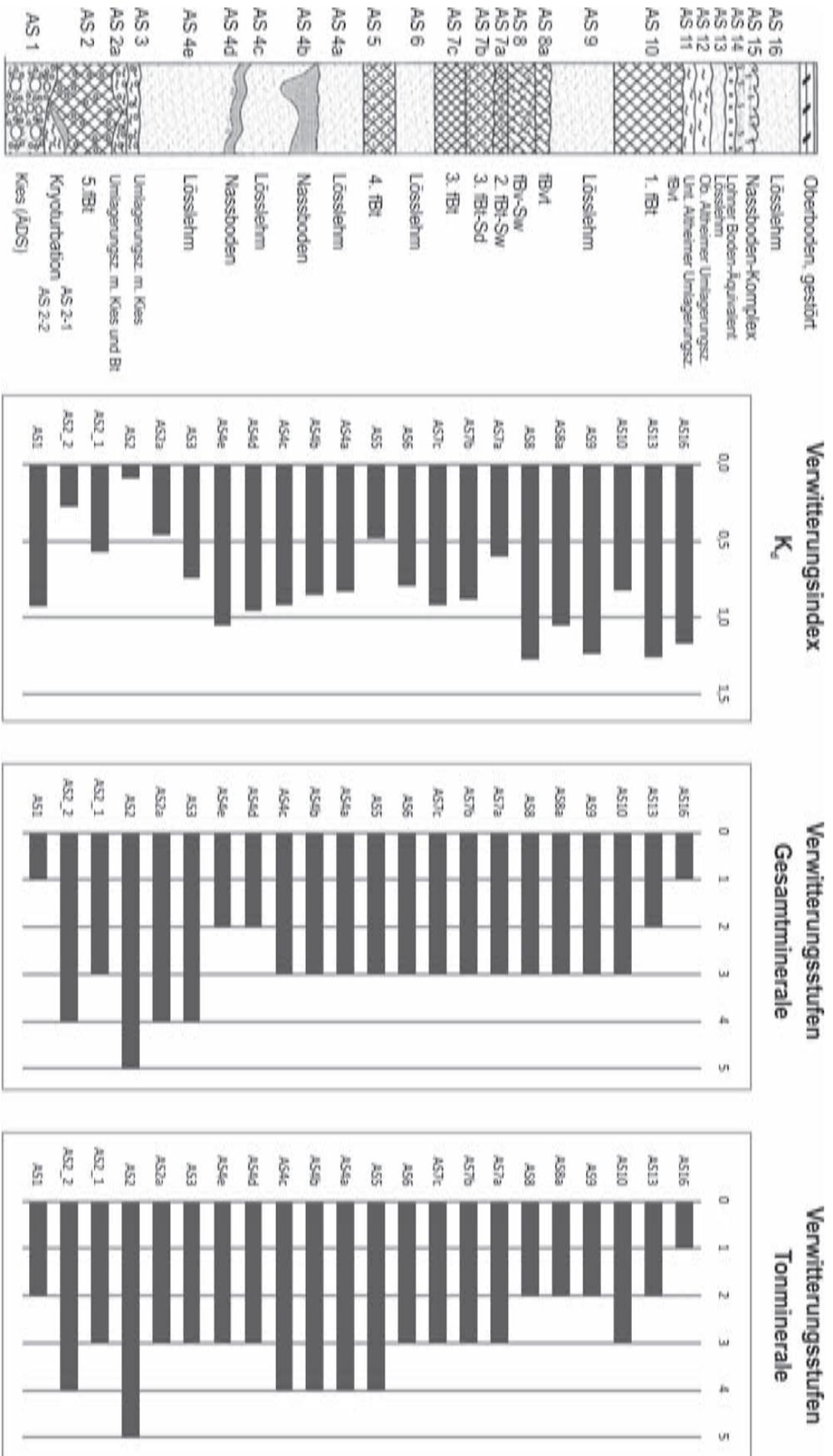
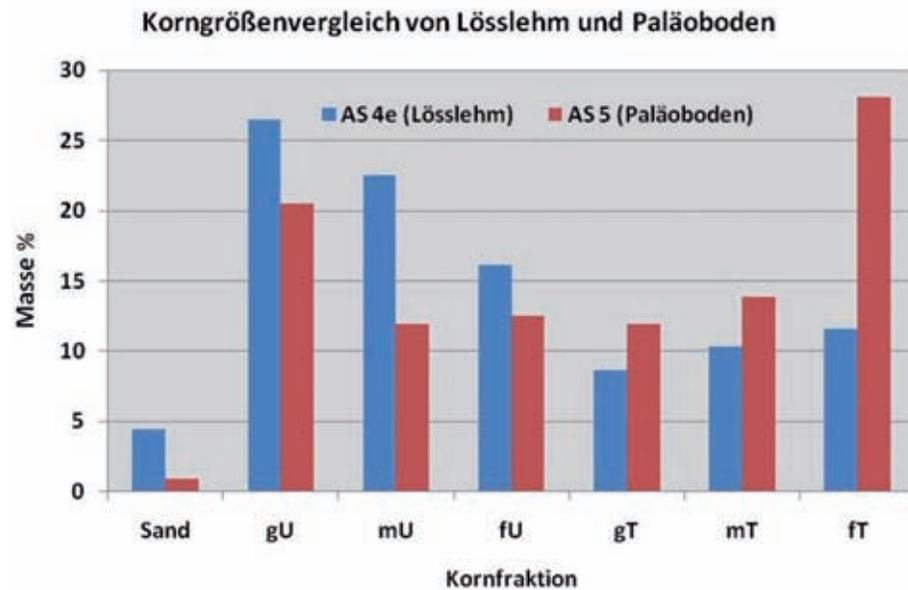


Abbildung 9: Paläopedologisches Profil und Diagramme zur Verwitterungsintensität der Löss-/Paläobodensequenz von Wels-Aschet. Niedrigere Kd-Werte im Verwitterungsindex zeigen die Paläoböden im Vergleich zu den Ausgangssubstraten deutlich an. Dabei zeigt sich ein signifikanter Gradient von den jüngeren zu den älteren Paläoböden. Mit Abstand der niedrigste Kd-Wert und damit die intensivste Verwitterung zeigt sich im 5. fBt-Horizont. Auch die Verwitterungsstufen der Gesamtminerale kennzeichnen den ältesten Paläoboden (5. fBt), als den Horizont mit der intensivsten Verwitterung. Bei den tonmineralogischen Verwitterungsstufen zeigt sich intensive Verwitterung besonders im 1. fBt- sowie im 5. fBt-Horizont. Erhöhte Verwitterungsstufen sind auch für den 2., 3. und 4. Paläobodenhorizont zu erkennen, allerdings überprägt dort die Verwitterung auch die jeweils unterliegenden Lösslehme.

Abbildung 10: Vergleich der Korngrößenklassen des Ausgangsmaterials der Bodenbildung, Lösslehm AS 4e (blau), mit denen des daraus gebildeten Paläobodens AS 5 (rot). Deutlich ist die Abnahme der Schlufffraktionen, hier insbesondere des Mittelschluffs, bei paralleler Zunahme der Tonfraktionen zu sehen.



3.2.5. Verwitterungsintensität auf der Basis der Korngrößenverteilungen

Insgesamt gesehen, kann die Korngrößenverteilung sehr gut als Hinweis für die Intensität des Verwitterungsgrades herangezogen werden. Lessivierte Böden sind durch eine Anreicherung der Feinkornanteile zu Lasten der Grobfraktion gekennzeichnet. Deshalb können die einzelnen Bodenhorizonte entweder durch die erhöhten Werte der Ton-, respektive der Feintonfraktion (Abb. 5 und 6) oder aber an den deutlich niedrigeren Werten der Schluff-, respektive der Grobschlufffraktion erkannt werden (Abb. 7 und 8).

Nach PECSI & RICHTER (1996) kann der Verwitterungsindex K_d für die Verwitterungsintensität von Löss-Paläoböden- und Pedokomplexen herangezogen werden. Dieser wird durch Division des Grob- und Mittelschluffanteils durch den Feinschluff- und Gesamttongehalt berechnet. Generell weist der Verwitterungsindex K_d stärker verwitterte Profilabschnitte mit geringeren Werten auf (Abb. 9). Den geringsten K_d -Wert und damit mit Abstand die höchste Verwitterung erreicht der älteste Paläoboden AS 2. Signifikant hebt sich auch der darüber folgende Paläoboden AS 5 heraus. Der 2. fBt-Sd (AS 7a) unterscheidet sich deutlich von den ihn umgebenden Horizonten, auch der als Eemboden eingestufte AS 10-Horizont fällt durch etwas niedrigere K_d -Werte auf.

Im Profil Wels/Aschet können die eingesetzten Methoden zur Identifizierung der Paläoböden herangezogen werden. Sehr eindrucksvoll kann die Feinkornanreicherung bzw. Grobkornreduzierung an den beiden Proben aus dem Lösslehm AS 4e und dem daraus gebildeten Paläoboden AS 5 beobachtet werden (Abb. 10). Während im Ausgangsmaterial AS 4e 69,5% Schluff und Sand vorhanden sind, beträgt der Anteil von Schluff und Sand nur 46,1% im Paläoboden AS 5. Der Tongehalt steigt von 30,5% auf 54,0% an.

3.3. Mineralogische Ergebnisse

3.3.1. Ergebnisse der Gesamtmineralanalyse

Alle untersuchten Proben sind karbonatfrei mit der Ausnahme der obersten Lössprobe AS 16 und der Probe aus den Älteren Deckenschottern. Im obersten Würmlöss ist zwar Kalzit nicht vertreten, es konnten aber Spuren von Dolomit nachgewiesen werden (etwa 1%, Tab. 4).

In den Älteren Deckenschottern besitzt Dolomit große Anteile, während Kalzit nur untergeordnet vorkommt. Chlorit erscheint nur sporadisch, beispielsweise in den oberen Horizonten (AS 16) sowie im Lösslehm darunter (AS 13). Spuren von Chlorit lassen sich auch in den Horizonten AS 4d und AS 4e nachweisen, was auf eine geringere Verwitterungsintensität dieser Horizonte schließen lässt. In den oberen Lösshorizonten und auch im 1. fBt-Horizont (Eemboden) findet sich zudem Hornblende in Spuren. Grundsätzlich treten im Profilverlauf Quarzanteile in homogener Verteilung und ohne deutlich erkennbare Trends auf. Auch Plagioklas lässt sich fast durchgehend nachweisen. Während er in den älteren Profilabschnitten nur in Spuren auftritt, ist er in den weniger verwitterten Horizonten stärker vorhanden, dies ist beispielsweise in der Schicht AS 4e der Fall. Kalifeldspat ist hingegen zumeist nur in Spuren vertreten und kann in tieferen Profilabschnitten auch fehlen (Tab. 4). Der gleiche Verlauf lässt sich für das Vorkommen von Glimmer feststellen. Schichtsilikate als Summe aller Tonminerale und Glimmer sind deutlich nachweisbar, der höchste Anteil ist im 5. fBt-Horizont (AS 2) vorhanden. Die Reflexe mit etwa 14 Å stammen von den Tonmineralen Smektit und Vermikulit, welche im folgenden Kapitel detailliert besprochen werden.

Eine wichtige Rolle spielt die Abschätzung der Verwitterungsintensität der einzelnen Horizonte, was aufgrund ihres Gesamtmineralbestandes erfolgen kann (Tab. 4).

Horizont	14Å	Glimmer	Chlorit	Schichtsilikate	Quarz	K-Feldspat	Plagioklase	Hornblende	Kalzit	Dolomit	Verwitterungsstufe
AS16	*	*	*	**	**	*	**	•		•	1
AS 13	*	*	•	**	***	•	*	•			2
AS 10	*	*		**	**	•	**	•			3
AS 9	*	*		**	**	•	**				3
AS 8a	*	*		**	**	•	*	•			3
AS 8	*	*		**	**	•	*				3
AS 7a	•	*		**	**	•	*				3
AS 7b	•	*		**	**		*				3
AS 7c	*	*		**	*	•	**				3
AS 6	*	*		**	***	•	*				3
AS 5	*	*		**	**	•	*				3
AS 4a	*	*		**	**	•	**				3
AS 4b	*	*		**	**	•	*				3
AS 4c	*	*		**	**	•	*				3
AS 4d	*	*	•	**	**	•	**				2
AS 4e	*	*	•	**	**		***				2
AS 3	*			**	***	•	•				4
AS 2a	*			**	**	•	•				4
AS 2	*			***	**		•				5
AS 2-1	*	*		**	**	•	*				3
AS 2-2	*	•		***	**		*				4
AS 1		•		•	*		•		*	***	1

Tabelle 4: Gesamtmineralverteilung in den Proben aus dem Profil Aschet unter Angabe der Verwitterungsintensität.

Legende: *** Mineral in großen Mengen vorhanden, ** Mineral in mittleren Mengen vorhanden, * Mineral in geringen Mengen vorhanden, • Mineral in Spuren vorhanden. Die Horizonte der Interglazialböden sind in der ersten Spalte grau hinterlegt.

Die Verwitterungsstufen (s. auch Kapitel zur Methodik) wurden speziell für die vorliegende Studie entwickelt und erlauben einen Vergleich der Verwitterungsintensität der einzelnen Horizonte (Abb. 9).

In der Verwitterungsstufe 1 sind die Horizonte mit der geringsten Verwitterungsintensität erfasst. Diese Horizonte enthalten noch Karbonatminerale, wie die Älteren Deckenschotter (AS 1) und der oberste, jüngste Löss (AS 16).

In die Verwitterungsstufe 2 lassen sich drei unterschiedlich alte Lösslehme einstufen: AS 13, AS 4d und AS 4e. Diese Schichten sind durch das Auftreten von Chlorit bei gleichzeitigem Fehlen von Karbonat gekennzeichnet. Zur Verwitterungsstufe 3, in welcher Glimmer noch enthalten ist, zählt der Großteil der untersuchten Proben. Demnach lassen sich die Horizonte AS 2-1 und 4 bis 10 mit dieser Stufe klassifizieren. Ausschließlich in den

basalen und ältesten Profilabschnitten (AS 2-2, 2a und 3) ist die Verwitterungsstufe 4 präsent, in welcher Glimmer schließlich fehlt.

Die höchste Verwitterungsstufe 5 drückt sich zum einen durch die weitgehende Abwesenheit von Glimmer und Feldspäten aus. Zum anderen besteht ein signifikantes Merkmal in dem Auftreten großer Mengen von Schichtsilikaten. Diese mit Abstand stärkste Verwitterungsintensität zeigt nur der älteste Paläoboden, der 5. fBt-Horizont (AS 2).

Insgesamt betrachtet, nimmt die Verwitterungsintensität im oberen Abschnitt des Profils rasch zu, wobei in den Schichten AS 4a bis AS 4e in der vertikalen Abfolge wieder geringer verwitterte Lösslehme anzutreffen sind. Danach steigt die Verwitterungsintensität wieder an, um dann im 5. fBt-Horizont (AS 2) den höchsten Wert zu erreichen. Der Terrassenkörper (AS 1) zeigt eine deutlich

und Hämatit in wechselnden Mengen nachgewiesen werden.

3.3.2. Ergebnisse der Tonmineralanalyse

Die Tonmineralverteilung des Profils weist eine starke Dynamik bezüglich der Umbildungen auf, insbesondere gesteuert durch das Tonmineral Vermikulit. Der klassische Vermikulit, der nur auf 14 Å aufweitet, ist mit wenigen Ausnahmen im ganzen Profil in wechselnden Mengen vorhanden (Tab. 5). Besonders häufig tritt er in den gering bis mäßig verwitterten Horizonten auf. Die jüngeren Profilbereiche bis zum Horizont AS 6 sind von Vermikulit 14 Å dominiert. Im 1. fBt-Horizont (AS 10) tritt er geringfügig zugunsten der 18Å-Variante zurück. Im 4. fBt-Sd-Horizont (AS 5) und darunter fehlt er aufgrund der stärkeren Verwitterung (Abb. 11).

Im Vergleich zu den oberen homogen ausgebildeten Profilbereichen, kann die Verteilung in den basalen Abschnitten als inhomogen bezeichnet werden.

Fortschreitende Verwitterung führt zur Bildung der stärker aufweitbaren Vermikulitvariante (Vermikulit 18 Å). Dieses Mineral kommt bei intensiv verwitterten Horizonten zusätzlich zum Vermikulit 14 Å vor oder ersetzt im Falle steigender Verwitterungsintensität den Vermikulit 14 Å ganz. Im Profil Wels/Aschet ist er im 1. fBt-Horizont (AS 10) und darunter im 4. fBt-Sd-Horizont (AS 5) am stärksten vertreten (Tab. 5).

In einzelnen Horizonten erscheint auch Smektit, jedoch mit relativ geringen Mengenanteilen. Er ist sowohl in Bodenhorizonten als auch in den Lössablagerungen nachzuweisen. Sein Auftreten in weniger verwitterten Lössschichten gibt Grund zur Annahme, dass Smektit nicht im Profil neu gebildet wurde, sondern von vorverwittertem Ausgangsmaterial stammt. Spuren von Smektit sind sogar in der Tonfraktion der Älteren Deckenschotter nachzuweisen.

Illit als Ausgangsprodukt für stärker verwitterte Tonminerale erscheint insgesamt in stark variierenden Mengen. Meist lassen sich nur geringe Anteile nachweisen, jedoch

Horizont	Smektit	Vermikulit 18Å	Vermikulit 14Å	Illit	Kaolinit	Chlorit primär	Chlorit sekundär	ML Chlorit/Illit	Verwitterungsstufe
AS 16	*	*	**	*	*	*		*	1
AS 13	•	•	**	*	*	•		*	2
AS 10	*	**	*	*	*			*	3
AS 9	•		**	*	*	•		*	2
AS 8a		•	**?	**	*			*	2
AS 8		•	**	*	*			*	2
AS 7a		*	**	*	*			*	3
AS 7b		*	**	*	*			*	3
AS 7c	•	*	**	*	*			*	3
AS 6	•	*	**	*	*			*	3
AS 5		**		*	*			•	4
AS 4a	*	**	•	*	*			•	4
AS 4b	*	**		*	*			•	4
AS 4c	*	**	•	*	*			•	4
AS 4d		•	**	**	*			*	3
AS 4e		*	**	**	•			*	3
AS 3		*	**	•	*				3
AS 2a		•		***	*			•	3
AS 2		?			*			**	5
AS 2-1		**	**	*	•			•	3
AS 2-2	•	***	•	•	*				4
AS 1	•	*	**	*	*	?	?	*	2

Tabelle 5: Tonmineralverteilung in der 2µm-Fraktion unter Angabe der Verwitterungsintensität.

Legende: ML = Mixed Layer; *** Mineral in großen Mengen vorhanden, ** Mineral in mittleren Mengen vorhanden, * Mineral in geringen Mengen vorhanden, • Mineral in Spuren vorhanden. Die Horizonte der Interglazialböden sind in der ersten Spalte grau hinterlegt.

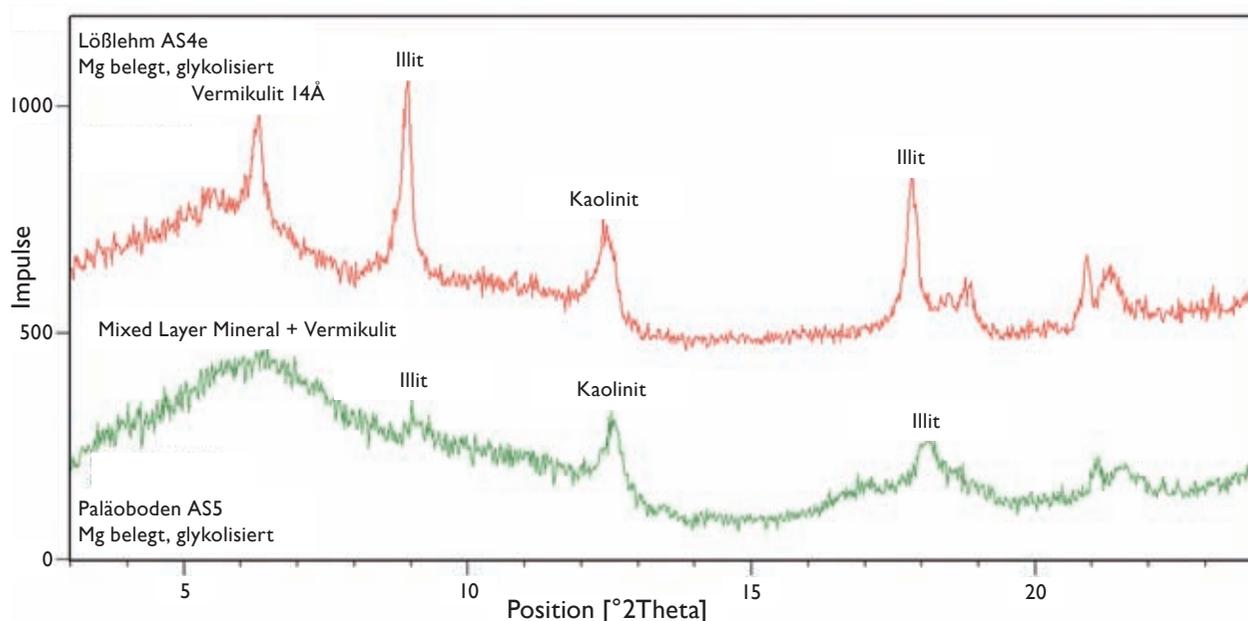


Abbildung 11: Röntgendiffraktogramm der Tonfraktionen vom Lösslehm AS 4e und dem daraus gebildeten Paläoboden AS 5. Deutlich ist die Abnahme von Illit und Vermikulit 14Å in der Tonfraktion des Lösslehms bei gleichzeitiger Zunahme des Mixed Layer Minerals im Paläoboden zu sehen.

kann in weniger verwitterten Horizonten sein Anteil höher sein (AS 4d und AS 4e). So zeigt beispielsweise Horizont AS 2a einen signifikanten Anteil und ist damit im Vergleich zu dem darüber folgenden Paläoboden AS 2 als weniger verwittert klassifiziert (Abb. 11).

Kaolinit lässt sich in allen Horizonten nachweisen, sein Anteil ist gering und keinen erkennbaren Trends in der Verteilung unterworfen. Kaolinit tritt sowohl in der mit DMSO aufweitbaren (s. Kap. 2.4) und somit gut kristallisierten Form, als auch in einer schlecht kristallisierten Form (fire clay) auf.

Primärer Chlorit kommt nur vereinzelt in geringen Mengen vor. Deutlich ist er im oberen, jüngsten Löss (AS 16) vorhanden, während er in den älteren Horizonten fehlt. In den meisten Horizonten treten zwei differenzierbare Mixed layer Minerale auf, die aus den Bestandteilen Chlorit und Vermikulit, bzw. Illit zusammengesetzt sind. Mixed layer Minerale kommen zumeist in Horizonten mit hohen Anteilen an 14Å-Vermikulit vor. In der Tonfraktion des Paläobodens AS 2 lässt sich zu den beiden beschriebenen mixed layer Mineralen noch eine weitere Variante nachweisen, die eine deutlich schlechtere Kristallinität besitzt (Tab. 5, Abb. 11). An einer genaueren Identifizierung wird noch gearbeitet.

Die Ergebnisse der Tonmineralanalysen wurden ebenfalls nach Ihrer Verwitterungsintensität klassifiziert (Abb. 9). Dies erfolgte maßgeblich anhand des Auftretens der Vermikulit-Varietäten (Tab. 5).

Die schwächste Verwitterungsstufe 1, die durch das Auftreten von primärem Chlorit gekennzeichnet ist, tritt ausschließlich im obersten Horizont AS 16 auf (Abb. 9). Darunter, bis einschließlich des Horizont AS 8 reicht die Verwitterungsstufe 2. Dort tritt definitionsgemäß Ver-

mikulit 14 Å als dominantes Tonmineral auf. Innerhalb dieser 2. Verwitterungsklasse fällt jedoch der Eemboden (AS 10) aufgrund seines signifikant höheren Vermikulit 18 Å-Anteils heraus. Als Konsequenz wird er in die nächsthöhere Verwitterungsstufe 3 eingeordnet.

Der Großteil des darunter folgenden Pedokomplexes (AS 7a - AS 6) gehört ebenfalls in die Stufe 3 und erreicht damit eine dem Eemboden (AS 10) vergleichbare Intensität.

Der nächstältere Paläoboden, Horizont AS 5, entspricht der Verwitterungsstufe 4, bei der kaum noch Vermikulit 14Å anzutreffen ist, Vermikulit 18Å hingegen dominiert. Durch Lessivierungsprozesse wurden die Toncutane bis in die größeren Porenräume der unterlagernden Lösslehme eingespült, was sich in dem Auftreten der Verwitterungsstufe 4 bis zum Niveau des Horizontes AS 4c äußert. Die pedogene Überprägung der Lösslehme lässt erst wieder in den Horizonten AS 4d und 4e nach.

Die mit Abstand intensivste Verwitterung (Stufe 5) findet sich im AS 2 Horizont, in dem neben den Vermikuliten auch die Illite verwittert sind, bzw. fehlen (Tab. 5). Die Älteren Deckenschotter sind aufgrund der geringen pedogenen Überprägung eindeutig geringfügig verwittert und lassen sich mit der Verwitterungsstufe 2 korrelieren.

3.4. Ergebnisse der statistischen Analyse

Die Deckschichten des Profils Aschet sind in 16 Horizonte, teilweise mit mehreren Unterabschnitten unterteilt worden, sodass sich in Summe 26 Horizonte ergeben. Nicht von jedem Abschnitt oder Unterabschnitt, wohl aber von den meisten liegen alle Parameter vor. Von eini-

Horizonte	Binär subj	Binär Diskr. 1	Binär Diskr. 2	Binär Diskr. 3	Cluster Lösung A	Cluster Lösung B	Cluster Lösung C
AS 16	0	0	0	0	0	4	4
AS 13	0	0	0	0	0	3	5
AS 10	1	1	1	1	1	1	1
AS 9	0	0	0	0	0	2	2
AS 8a	0	0	0	0	0	2	2
AS 8	0	0	0	0	0	2	2
AS 7a	1	0	0	0	0	3	5
AS 7b	1	1	1	1	1	1	1
AS 7c	1	1	1	1	1	1	1
AS 6	0	0	0	0	0	3	5
AS 5	1	1	1	1	1	1	1
AS 4a	0	0	0	0	0	3	5
AS 4b	0	0	1	0	0	3	5
AS 4c	0	1	1	0	0	4	3
AS 4d	0	1	1	0	0	4	3
AS 4e	0	0	0	0	0	3	5
AS 3	0	0	0	0	0	3	4
AS 2a	0	0	0	0	0	4	5
AS 2	1	1	1	1	1	1	1
AS 2-1	0	0	0	0	0	3	5
AS 2-2	0	1	1	0	1	4	3
AS 1	0	0	0	0	0	5	0

Tabelle 6: Ergebnisse der Diskriminanz- und Clusteranalyse mit dem binär rekodierten Profil (1 ... Boden, 0,2 - 5 ... kein Boden). Die interglazialen Paläoböden sind in der Tabelle grau hinterlegt.

gen wenigen gibt es nur eine Abgrenzung und keine weiteren Analysen. Die klassische Sedimentanalyse für 22 der 26 Abschnitte bzw. Unterabschnitte liefert die spektrale Verteilung der Korngrößen als Ergebnis. Dabei ergeben sich 12 Korngrößenbereiche, welche vom Grobkies bis zum Feinton reichen, die in Form von Prozentanteilen vorliegen. Zudem wurden weitere Variable als Verhältniszahlen ausgewählter Korngrößen berechnet, bzw. aus mineralogischen Analysen zwei Verwitterungsindizes bestimmt, die ihrerseits wieder in zwei Klassifizierungen des Profils münden. Darüber hinaus ergeben die für den trockenen und feuchten Zustand durchgeführten Farbbestimmungen zwei weitere Variable, welche aber auch als Klassenvorgaben angesehen werden können. Die für die nachfolgenden Untersuchungen zur Verfügung stehenden Variablen sind nur teilweise voneinander unabhängig, weisen unterschiedliches Datenniveau auf und sind, die metrischen Daten betreffend, meist normalverteilt. In einem ersten Schritt wurden 9 der 12 Korngrößenbereiche, die vom Grobsand bis zum Feinton reichen benutzt, um Klassen mit möglichst homogenen Korngrößen zu erzeugen.

Aus der Sicht der Datenanalyse zielt der Klassifizierungsvorgang auf eine Reduktion der Anzahl der einzelnen

Horizonte auf eine überschaubare Anzahl von Klassen oder Gruppen. Das sind in dem vorliegenden Fall jene 22 Horizonte des Profils, von denen die Korngrößenverteilungen und daraus abgeleitete Größen vorliegen. Dabei gilt es, formal die Variabilität in den Parametern so aufzuteilen, dass innerhalb der Klassen möglichst geringe Unterschiede und zwischen den Klassen möglichst große Unterschiede bestehen. Für die Datenreduktion und Klassifikation bieten sich mehrere multivariate statistische Methoden an, die Faktorenanalyse, die Hauptkomponentenanalyse, die Clusteranalyse und die Diskriminanzanalyse (BACKHAUS, 1987; WILKS, 1995; TINSLEY & BROWNS, 2000)

Mittels der Diskriminanzanalyse kann nun für jede vorgegebene Klassifizierung die Abgrenzung der Klassen mit den gemessenen Variablen untersucht werden. Es spielt dabei keine Rolle, ob die dafür verwendeten Variablen bereits im Rahmen eines anderen Verfahrens, z.B. bei der Clusteranalyse, die Klassenzugehörigkeit der Schichten verwendet worden sind (HUBERTY, 1994). Es kann also durchaus sein, dass die Zuordnungsregeln, welche der Klassifizierung zugrunde liegen, unabhängig von jenen Variablen sind, die im Rahmen der Diskriminanzanalyse zum Einsatz kommen. Beispielsweise ist die Zuordnungs-

Horizonte	7 Klassen subj.	Diskr. 1 Korngrößen	Diskr. 2 Korngrößen / abgeleitete Größen	Diskr. 3 Alle Variablen	Cluster Lösung A	Cluster Lösung B
AS 16	0	0	0	0	3	4
AS 13	0	0	0	0	2	2
AS 10	1	1	1	1	1	1
AS 9	0	2	2	2	6	3
AS 8a	2	2	2	2	6	3
AS 8	2	2	2	2	6	3
AS 7a	1	0	0	3	2	2
AS 7b	1	1	1	1	1	1
AS 7c	1	1	1	1	1	1
AS 6	0	0	0	0	2	2
AS 5	1	1	1	1	1	1
AS 4a	0	0	0	3	2	2
AS 4b	3	3	3	3	2	2
AS 4c	0	3	3	3	3	4
AS 4d	3	3	3	3	3	4
AS 4e	0	3	3	3	2	2
AS 3	4	4	4	4	5	5
AS 2a	4	4	4	4	5	5
AS 2	1	1	1	1	4	6
AS 2-1	5	5	5	5	2	2
AS 2-2	5	5	5	5	5	5
AS 1	6	6	6	-	7	7

Tabelle 7: Ergebnisse der Diskriminanz- und Clusteranalyse mit dem in sieben Klassen rekodierten Profil (1 ... Boden, 0,2 - 7 ... kein Boden). Die interglazialen Paläoböden sind in der Tabelle grau hinterlegt.

regel zu einer bestimmten Farbkategorie nur abhängig von der Übereinstimmung mit einem Farbatlas. Weil dabei auch zwischen feuchten und trockenen Bedingungen unterschieden wird, ergeben sich damit zwei, von allen übrigen Merkmalen unabhängige Klassenzugehörigkeiten. Es lässt sich demnach untersuchen, ob die durch die Farbkodierung vorgegebenen Klassen und damit deren Zuordnungsregeln, sich auch durch die Korngrößen unterscheiden lassen würden.

Die Clusteranalyse führt je nach Verfahren zu einer Vielzahl von Lösungen. Welche der Lösungen als die richtige angesehen wird, ist aber zum Teil wiederum an die Vorgaben geknüpft, die bereits bei der Aufnahme des Profils festgelegt wurden. Ein wesentlicher Aspekt ist, die in dem Profil als Paläoböden interpretierten Abschnitte dahingehend zu untersuchen, ob diese tatsächlich auch aus formalen Kriterien in einer Klasse zu liegen kommen.

Als erster Ansatz wird in einer extremen Einschränkung die Profilabfolge in ein binäres System kodiert (Tab. 6). Dabei werden alle Böden oder bodenähnlichen Bereiche mit 1, alle anderen Horizonte als 0 kodiert (Tab. 6; binär subj.). Die Diskriminanzanalyse untersucht diese Vorgabe

daraufhin, ob die gemessenen Variablen diese „minimalistische“ Einteilung zulassen (HUBERTY, 1994). Als unabhängige Variable liegen neben den Korngrößen und den daraus abgeleiteten Verwitterungsindizes, die kodierten Farben der Horizonte vor. Wichtig ist es dabei anzumerken, dass es auch hierbei, abhängig von den in der Diskriminanzanalyse als Prädiktoren eingesetzten Variablen, mehrere Lösungen oder Endzustände gibt. Beispielsweise würden bei der alleinigen Verwendung der Korngrößen ohne Einbeziehung der abgeleiteten Variablen oder der Farben, zusätzlich zu den als Bodenhorizonte eingestuftten Schichten, weitere als Böden klassifiziert werden (Tab. 6; binär Diskr. 1). Die Zuordnung stimmt in den meisten, jedoch nicht in allen Fällen mit der vorgegebenen Klassifikation der Feldaufnahme überein. Es ergibt sich nämlich eine Umgruppierung, durch die der Horizont 7a nicht mehr, hingegen die Horizonte 4c, 4d und 2-2 als Böden klassifiziert werden. In dieser Zuordnung genügt eine Beschränkung auf die Variablen Feinton, Mittelton, Grobton und Grobsand, um die Unterschiede zwischen den Böden und den Nichtböden zu erklären. Sie reichen, wie im Anschluss daran gezeigt wird, jedoch nicht aus um aus ihnen diese Klassifikation im Rahmen

einer Clusteranalyse zu erzeugen. Die Erweiterung der Deskriptoren um die abgeleiteten Größen ergibt ein geringfügig anderes Bild (Tab. 6; binär Diskr. 2), in dem nun auch der Horizont 4b als Boden klassifiziert wird. Dabei wird der Unterschied zwischen den Böden und den Nichtböden durch die Variablen Mittelton, Grobton und der Verwitterungsgrad festgelegt. Erst die Hinzunahme der Farbklassen als zusätzliche Variable zeigt ein Bild (Tab. 6; binär Diskr. 3), welches die Geländeklassifizierung (Tab. 6; binär subj) zum Großteil bestätigt. Einzige Ausnahme bleibt aber der Horizont 7a, der auch unter Einbeziehung aller zur Verfügung stehender Variablen nicht als Boden klassifiziert wird. Es soll an dieser Stelle noch einmal darauf hingewiesen werden, dass in einer Diskriminanzanalyse nicht nur eine vorgegebene Klassifizierung untersucht wird und Klassenunterschiede, wie sich diese auf der Basis der Prädiktoren begründen lassen, aufgedeckt werden, sondern darüber hinaus auch auf der Basis der gefundenen Zuordnungsregeln die Klassenzugehörigkeit der untersuchten Elemente überprüft wird und gegebenenfalls falsch zugeordnete Elemente einer anderen Klasse zugeordnet werden.

In der Clusteranalyse wurden nur Grob- und Mittelton als Prädiktoren benutzt, um der Frage nachzugehen, ob das vorerst subjektiv binär rekodierte System auch als solches erzeugt werden kann. Dabei kamen verschiedene Clusterverfahren zur Anwendung, wobei es manchen Fällen tatsächlich gelungen ist, das subjektive Zuordnungsmuster auch im binären Fall weitgehend zu reproduzieren (Tab. 6; Cluster Lösung A). Ausnahmen sind hierbei der bei der Feldaufnahme als Boden klassifizierte Horizont 7a, der nicht in der Klasse der Böden zu liegen kommt und der Horizont 2-2, der als Boden klassifiziert wird. In anderen Lösungen lagen zwar die als Boden klassifizierten Horizonte ebenfalls alle in einer Klasse, doch waren dies keine binären Lösungen, sondern Mehrklassen-Systeme (Tab. 6; Cluster Lösung B und C). Der im Vergleich zu den anderen Schichten gemessene höhere Anteil an Grob- und Mittelton ist zwar, wie bei der Diskriminanzanalyse gezeigt wurde, eine hinreichende Bedingung, um in einem vorgegebenen binären System die Böden von den anderen Schichten abzugrenzen, doch ist dies keine hinreichende Bedingung, um aus diesen beiden Variablen mittels einer Clusteranalyse dieses System exakt zu reproduzieren. Eine zusätzliche Berücksichtigung des Verwitterungsgrades als Prädiktorvariable bei der Clusteranalyse führt zu keiner befriedigenden Übereinstimmung mit der Feldaufnahme. Das gelingt erst, wenn ein Großteil der Variabilität dieser beiden Größen zugelassen wird und eine weitergehende Differenzierung des Profils erfolgt. Bei all diesen Klassifizierungen kommt allerdings der ursprünglich als Boden bezeichnete Horizont 7a nicht mehr in derselben Klasse wie die anderen als Böden eingestuftten Horizonte (Tab. 6; Cluster Lösung B und C). Die in der Tabelle 6 angegebenen Klassifikationen der Clusteranalyse (Lösungen B und C) stehen stellvertretend für die Vielzahl an Zuordnungen die sich unter Verwendung der Variablen Grob- und Mittelton und verschiedenen Clusteralgorithmen ergeben. In vielen der Lösungen liegen die

Horizonte 10, 7b, 7c und 5 in einer Klasse (der Böden), wohingegen der Horizont 7a, aber auch der Horizont 2 (selten), dafür jedoch der Horizont 2-2 häufig als Boden klassifiziert werden.

Das Profil lässt sich aber auch in ein 7 Klassen-System überführen (Tab. 7, subj.). Dabei bleibt mehr Variabilität erhalten. Die 7 Klassen sind eine Zusammenfassung jener Horizonte, von denen gemessene Daten vorliegen (Abb. 2, Tab. 3). Beispielsweise wurden alle als Böden klassifizierten Horizonte mit 1 bezeichnet, die Lösslehmschichten als 0 oder die Umlagerungszonen als 4 gesetzt, um nur einige von ihnen zu nennen. Auch diese Zusammenfassung ist nicht frei von Subjektivität.

Zur besseren Vergleichbarkeit wurden auch hier in diesem 7 Klassen umfassenden System die als Böden bezeichneten Horizonte mit 1 kodiert. Aus weiteren Untersuchungen dieses 7 Klassen-Systems mit der Diskriminanzanalyse ergeben sich aber, wie vorher im binär kodierten System, mehrere Lösungen was die Klassenzugehörigkeit der Horizonte (Tab. 7, Diskr. 1-3) anbelangt. Unterscheidungsmerkmale der einzelnen Klassen hingegen sind unabhängig davon, ob nur die Korngrößen, oder auch abgeleitete Größen bei der Analyse berücksichtigt wurden. Das sind die Anteile an Grob- und Mittelsand bzw. Grob- und Mittelton. Es überrascht aber dennoch, die beinahe eindeutige Zuordnung der Lage der Bodenhorizonte (Tab. 7, Diskr. 1-3), obwohl nur wenige Umgruppierungen durchgeführt wurden.

Benutzt man nun die Gruppe der signifikant diskriminierend wirksamen Variablen als Klassifikationsvariablen in einer Clusteranalyse, dann erhält man, je nach Algorithmus, etwas von einander abweichende Zuordnungen, welche auch die durch die Feldaufnahme des Profils vorgegebene Lage der Bodenhorizonte nur zum Teil wiedergibt. Sehr stabil liegen die Horizonte 10, 7b, 7c und 5 in einer Klasse, 7a und auch 2 werden offensichtlich auf der Basis der benutzten Variablen nicht als Böden identifiziert. Die Verwendung aller Variablen führt zu Zuordnungen der Horizonte, welche einen geringen Grad an Übereinstimmung mit der Feldaufnahme besitzt.

Die nächste Frage die es zu beantworten gilt lautet: Welche Anzahl von Klassen von Horizonten führt zu einer exakten Zusammenfassung aller bei der Feldaufnahme als Böden bezeichneten Schichten? Die Antwort lautet: Es gibt keine einzige Lösung bei der alle in der Feldaufnahme als Böden bezeichneten Schichten tatsächlich in einer Klasse zu liegen kommen. Demgemäß unterscheiden sich wohl als Böden bezeichnete Horizonte auch sedimentologisch. Nur unter der Voraussetzung, dass man die Klassifikation der Feldaufnahme voraussetzt, lassen sich Variablen in der Diskriminanzanalyse identifizieren, mit deren Hilfe diese Klassifikation zum Teil wieder erzeugbar ist. Zukünftig wäre es wichtig, dass die Geländeaufnahmen mit einer äquidistanten Probennahme kombiniert werden.

Meist gibt es unabhängig von der Geländeklassifizierung eines Profils weitere Merkmale, wie die Farben oder aus den Korngrößen abgeleitete Parameter, welche sich ebenfalls als vorgegebene Klassenmerkmale eignen. Die

Horizonte	Farbe trocken	Farbklassen trocken	Diskr. trocken	Farbe feucht	Farbklassen feucht	Diskr. feucht
AS 16	1.5Y7/5	1	1	2.5Y5/6	1	1
AS 13	2.5Y7/4	3	3	2.5Y5/6	1	3
AS 10	2.5Y6.5/5	2	2	10YR5/5	2	2
AS 9	2.5Y8/4	7	7	2.5Y6/6	3	3
AS 8a	2.5Y7/4	3	3	2.5Y5.5/6	4	4
AS 8	2.5Y7.5/4	4	4	2.5Y5/6	1	3
AS 7a	2.5Y7/5	5	5	6.25Y5/6	5	5
AS 7b	10YR6.5/6	11	11	10YR5/6	6	2
AS 7c	6.25Y7/6	8	8	10YR5/6	6	2
AS 6	2.5Y7/4	3	3	10YR5/6	6	6
AS 5	6.25Y7/6	8	8	10YR4/6	7	5
AS 4a	1.5Y7/5	1	1	10YR5/6	6	6
AS 4b	2.5Y7/6	6	6	10YR5/6	6	6
AS 4c	2.5Y7/6	6	6	10YR5/6	6	6
AS 4d	2.5Y7/6	6	6	2.5Y5/6	1	6
AS 4e	2.5Y7/5	5	5	2.5Y5/6	1	1
AS 3	10YR7/6	12	12	10YR5/6	6	7
AS 2a	10YR6/6	10	10	7.5YR4/6	8	8
AS 2	7.5YR5.5/6	9	9	7.5YR4/6	8	8
AS 2-1	2.5Y7/5	5	5	10YR5/6	6	5
AS 2-2	10YR6/6	10	10	7.5YR4/6	8	8
AS 1 *	—	—	12	—	—	7

Tabelle 8: Die Farbklassifizierung nach der MUNSSELL Soil Color Chart und deren Abhängigkeit von den Korngrößen. Die interglazialen Paläoböden sind in der Tabelle grau hinterlegt. (* vom Horizont 1 liegen keine Angaben bezüglich der Farbe vor).

Farbklassifizierung eines Profils liefert, von ihrer Grundlage aus betrachtet, eine von allen anderen gemessenen Variablen unabhängige Klassifizierung. Üblicherweise gibt es von einem Profil zwei davon, für den trockenen und feuchten Zustand der Horizonte. Diese Farbklassen lassen sich nun als Startwerte, als Beispiel zweier mögliche Gliederungen des Profils in einer Diskriminanzanalyse benutzen (Tab. 8). Diese Klassifizierung hat den Vorteil, völlig unabhängig zu sein von allen anderen, auf gemessenen Variablen basierenden, die von diesem Profil vorliegen. Sie sind nicht unabhängig von der subjektiven Feldaufnahme, weil die Farbe eine wichtige Rolle bei der Abgrenzung bei der Feldaufnahme spielt. In einer Diskriminanzanalyse werden diese beiden Klassifizierungen daraufhin untersucht, ob die vorliegenden Klassengrenzen auch durch Korngrößen erklärbar sind.

Tatsächlich lassen sich die Farbunterschiede durch die Anteile an Grobsand, Grobschluff, Grob- und Mittelton vollständig, das heißt ohne Umgruppierungen, erklären. Zudem wurde aufgrund der aus den Korngrößen abgeleiteten Zuordnungsregel der Horizont 1, für den keine Angabe bezüglich dessen Farbe vorliegt, der Farbklasse 12, d.i. 10YR7/6, zugeordnet. Die Klassifizierung der feuchten Proben hat keinen eindeutigen, wie dies im

trockenen Zustand zutrifft, aber zumindest einen guten Zusammenhang zwischen Farbklasse und Korngrößen ergeben. Das bedeutet, es werden einige Horizonte auf der Basis der Korngrößen einer anderen Farbklasse zugeordnet, als es der Feldaufnahme entspricht. Das lässt entweder den vorsichtigen Schluss zu, dass die Farbklassifikation im feuchten Fall weniger deutlich von den Korngrößen abhängt, oder aber die Farbklassen durch den Faktor Feuchtigkeit weniger eindeutig bestimmt werden können. Die Unterschiede der feuchten Farbklassen werden durch das Kd-Verhältnis (s. Kap. 3.2), den Verwitterungsgrad und den Grob- und Feinsandanteil dominiert. Eine vollständige Wiedergabe der vorgegebenen auf den Farben beruhenden Klassifizierungen aus den genannten Variablen im Rahmen einer Clusteranalyse ist jedoch mit keinem der eingesetzten Clusterverfahren gelungen. Auf weitere Details wird aber an dieser Stelle verzichtet.

Weitere von den Korngrößen unabhängige Klassifizierungen wurden auf der Basis von Gesamt- und Tonmineralanalysen durchgeführt. Für beide Analysearten wurden zwei fünfstufige Verwitterungsskalen ermittelt, nach denen das Profil in Klassen unterteilt ist (s. Kap. 3.3). Hierbei kann direkter als bei den Farben eine Korrelation mit den Korngrößen vermutet werden, weil die Korngrö-

Tabelle 9: Die Klassifizierung des Profils nach dem Verwitterungsgrad und deren Abhängigkeit von den Verwitterungsstufen. In situ-Paläoböden sind grau hinterlegt. Die interglazialen Paläoböden sind in der Tabelle grau hinterlegt.

Horizonte	Verwitterungsstufen A	Diskr. A	Verwitterungsstufen B	Diskr. B
AS 16	1	1	1	1
AS 13	2	2	2	2
AS 10	3	3	3	3
AS 9	2	2	2	2
AS 8a	2	2	2	2
AS 8	2	2	2	2
AS 7a	4	4	3	4
AS 7b	3	3	3	3
AS 7c	3	3	3	3
AS 6	3	3	3	3
AS 5	4	4	4	4
AS 4a	4	4	4	4
AS 4b	4	4	4	4
AS 4c	4	4	4	4
AS 4d	3	3	3	3
AS 4e	3	3	3	3
AS 3	3	3	3	3
AS 2a	3	3	3	3
AS 2	5	5	5	5
AS 2-1	3	3	3	3
AS 2-2	4	4	4	4
AS 1	2	2	2	2

ßen der Horizonte nach der Ablagerung pedogenetisch modifiziert wurden.

Die sich aus den beiden Verwitterungsskalen der Gesamt- und Tonmineralogie ergebenden Klassifizierungen bilden wieder die vorgegebenen Klassen, deren Zuordnungsregeln jedoch mit den Korngrößen ermittelt wird. In beiden Fällen können eindeutige Lösungen für diese Zuordnung gefunden werden. Bemerkenswert ist, dass trotz der geringen Zahl an Klassen (jeweils 5), 8 Prädiktoren für die Erklärung dieser Unterschiede notwendig sind. Das zeigt wiederum, wie bedeutsam diese abgeleiteten Variablen eigentlich sind. Beide Klassifizierungen lassen sich durch dieselben Variablen (Mittelkies, Grobsand, Feinsand, Grob- Mittel- und Feinschluff, Grobton und Schluff-Ton-Verhältnis) erklären. Dabei kam es nur im Falle der auf den Tonmineralen basierenden Klassifizierung zu einer einzigen Umgruppierung. Anders als bei den Farbklassen, war es aber auch in einer Clusteranalyse möglich, die Verwitterungsklassen zum Großteil aus den Korngrößen zu reproduzieren (Tab. 9; Verwitterungsklasse B, Diskr. B)

Als besonders interessant hat sich die Analyse der Farb-, bzw. Verwitterungsklassen im Zusammenhang mit den Korngrößen erwiesen. Ein Großteil dieser Klassifizierungen hängt wieder von den Korngrößen ab. Das ist im Falle der Verwitterungsklassen leicht einzusehen, hängen diese doch sehr eng an der Korngrößenverteilung.

Bei den Farbklassen ist dieser Zusammenhang mit den Korngrößen nicht so ohne weiteres einsichtig. Trotz aller Übereinstimmung darf natürlich nicht vergessen werden, dass die angewendeten Verfahren zwar objektive Klassifikationen erzeugen können, aber die Ergebnisse auch von der Methode selbst abhängen. Bereits die Datengrundlagen der hier durchgeführten Berechnungen sind durch die Geländeaufnahme beeinflusst, weil die Probenahme nicht äquidistant, sondern horizontbezogen erfolgte.

4. Diskussion

Bei der hier vorgestellten, überwiegend mittelpleistozänen Abfolge ergibt sich eine sehr differenzierte Gliederung der Deckschichten sowie ein komplexer d.h. polygenetischer Aufbau der Paläoböden (vgl. Abb. 1 und 2). Grundsätzlich lässt sich das Profil in zwei sedimentologische Haupteinheiten unterteilen, zum einen in eine Lösslehmabfolge, zum anderen in eine von den Terrassenkiesen geprägte Einheit.

Die zum Teil auftretende mehrfache pedogenetische Überprägung der Bodenhorizonte kann zumeist schon makromorphologisch erkannt werden. Zudem lassen in den einzelnen Bodenhorizonten nach unten hin die pedogenetischen Merkmale, wie Färbung, Tonilluvation

und Hydromorphie sukzessive nach oder es sind Kieslagen als Zeichen von Diskordanzen an den Horizontgrenzen vorhanden. In der gesamten Profilaufolge nimmt die Verwitterungsintensität tendenziell von oben nach unten zu, so sind auch die älteren Lösslehme wesentlich stärker verwittert als die jüngeren Ablagerungen. Hier spielt der Faktor Zeit in Verbindung mit einer fortschreitenden, tiefgründigen Verwitterung eine wesentliche Rolle. Die Bodenhorizonte lassen sich durch ihre Färbung, pedogenetischen Merkmale, wie Toncutane, Sedimentologie und Mineralogie eindeutig von den Lösslehmen unterscheiden. Es handelt sich im Allgemeinen um Böden interglazialer Ausbildung, nur in dem wärmzeitlichen jüngeren Profilschnitt konnten sich auch interstadiale Böden erhalten, was in den älteren Schichten durch intensive Erosion während der Stadiale und mehrfache Verwitterungsprozesse nicht möglich war.

Zusammengefasst sind nach den Geländebefunden fünf interglaziale Paläoböden bzw. Pedokomplexe entwickelt, wobei der basale Paläoboden mit Abstand die stärkste Verwitterung zeigt (Abb. 3). Die Interglaziale sind von einer geringmächtigen, für den Untersuchungsraum charakteristischen wärmzeitlichen Abfolge überlagert (Abb. 4, oben). Für die Einschätzung der Verwitterungsintensität wurden im Rahmen dieser Studie erstmals Verwitterungsstufen auf der Basis der gesamt- und tonmineralogischen Ergebnisse entwickelt und angewendet. Dabei hat sich herausgestellt, dass die tonmineralogischen Bewertungen die Paläobodenhorizonte detaillierter differenzieren. Wichtig ist insbesondere, dass die Relationen des Gesamtmineral- zu dem Tonmineralbestand beachtet werden.

Generell können die Paläoböden mineralogisch in eindeutiger Art und Weise von den Lösshorizonten abgetrennt werden. Kalzit, Dolomit, Chlorit und weitestgehend auch Hornblenden fehlen in den Interglazialböden, während sie in den wärmzeitlichen Interstadialböden und Lössen noch vorhanden sind. In der gesamten Profilaufolge treten Plagioklase verstärkt in den weniger verwitterten Horizonten auf.

Alle interglazialen Paläoböden gehören mindestens zur Verwitterungsstufe 3 (Abb. 9) und sind tonmineralogisch durch das deutliche Auftreten von Vermikulit 18 Å charakterisiert, wie zum Beispiel im 1. fBt-Horizont (AS 10). Ähnliches lässt sich für den 2. und 3. Paläoboden (AS 7a - c) feststellen. Im 4. interglazialen Paläoboden ist Vermikulit 14 Å vollkommen in Vermikulit 18 Å umgewandelt, der damit einer höheren Verwitterungsstufe angehört. Der älteste Paläoboden, der 5. fBt-Horizont (AS 2), zeigt bereits einen vollständigen Abbau bzw. Umwandlung der Vermikulite sowie der Illite in mixed layer Minerale. Die Paläoböden der Verwitterungsstufe 3 zeigen generell einen Verwitterungsgrad, der über dem von rezenten Böden im Untersuchungsgebiet liegt. Diese enthalten zumindest noch Spuren von Chlorit (TERHORST et al., 2003a). Während sich die oberen drei Paläoböden in ihrer tonmineralogischen Zusammensetzung ähneln, nimmt der Verwitterungsgrad im 4. Paläoboden etwas zu und ändert sich signifikant im untersten Paläoboden,

der mit Abstand am stärksten verwittert ist (Abb. 9). Als weiterer neuer methodischer Ansatz wurden im Rahmen von ausführlichen statistischen Bewertungen Geländeergebnisse mit den übrigen Analysen zur Klassenbildung und damit zur Verifizierung der Profilaufnahmen benutzt. Interessanterweise sind die Übereinstimmungen zwischen vorgegebenen Klassenmustern des Profils und denjenigen, meist aus den Korngrößen erzeugten Klassenzuordnungen in den meisten Fällen gelungen. Es konnte gezeigt werden, dass die Klassifizierung der Geländeaufnahme aus den Korngrößen und davon abgeleiteten Größen zum Großteil reproduziert werden konnte. Als besonders interessant hat sich zudem die Analyse der Farb- bzw. Verwitterungsklassen im Zusammenhang mit den Korngrößen erwiesen. Ein Großteil dieser Klassifizierungen hängt auch hier von den Korngrößen ab. Es kann jedoch bei den statistischen Berechnungen nicht von einer unabhängigen, ausschließlich auf Messungen beruhenden Klassifikation ausgegangen werden. Deutlich kommt dies bei den Analysen zum Ausdruck, wo durch die Diskriminanzanalyse die Zuordnungsregeln zu den vorgegebenen Klassen aufgedeckt werden konnten, jedoch die Erzeugung der Klassifizierung aus denselben Variablen entweder überhaupt nicht oder nur zum Teil die vorgegebenen Zuordnungen der Horizonte wiedergeben konnte. Im Idealfall sollte die Feldaufnahme eine Klassifikation der Horizonte vorgeben, die dann auch durch die Laborbefunde tatsächlich wiedergegeben werden können. Das ist aber sicher nicht der Fall. Die Geländebefunde in Kombination mit horizontbezogener Probennahme sollten bei weiteren Untersuchungen durch äquidistante Probennahme kontrolliert werden.

Der älteste Paläoboden entspricht dem 5.fBt-Horizont (AS 2) und zeigt mit Abstand den höchsten Verwitterungsgrad, dies spiegelt sich in der Intensität und Färbung der Toncutane und in dem hohen Tongehalt von 60% wider. Auch die mineralogischen Verwitterungsstufen (Abb. 9) reagieren eindeutig. Es sind nur noch schwer verwitterbare Minerale, wie etwa Quarz vorhanden. In der Tonfraktion dominieren mixed layer Minerale, während nur in diesem Paläoboden Vermikulite und Illite komplett verwittert sind. Er wird anhand der Verwitterungsstufen mit dem intensivsten Verwitterungsgrad bewertet und fällt in der diskriminanzanalytischen Bewertung in vielen Fällen als eigenständige Bildung auf, die sich von den übrigen Paläoböden signifikant unterscheidet.

Dieser Paläoboden konnte bisher nur auf Älteren Deckenschotter nachgewiesen werden, und zwar ausschließlich als unterster Bodenhorizont, so beispielsweise in Neuhofen (TERHORST et al., 2003a).

Der darüber liegende Paläoboden, der 4.fBt-Sd-Horizont (AS 5), lässt sich gut von den unter- und überlagernden Schichten unterscheiden. Ein hoher Tongehalt und parallel dazu ein niedriger Schluffgehalt zeichnen die Bodenbildungsprozesse nach (Abb. 11). Insbesondere die tonmineralogischen Ergebnisse lassen eine Einstufung in die zweithöchste Verwitterungsstufe 4 (Abb. 9) zu. Die statistische Bewertung belegt und unterstützt eindeutig die paläopedologische Einstufung und Differenzierung

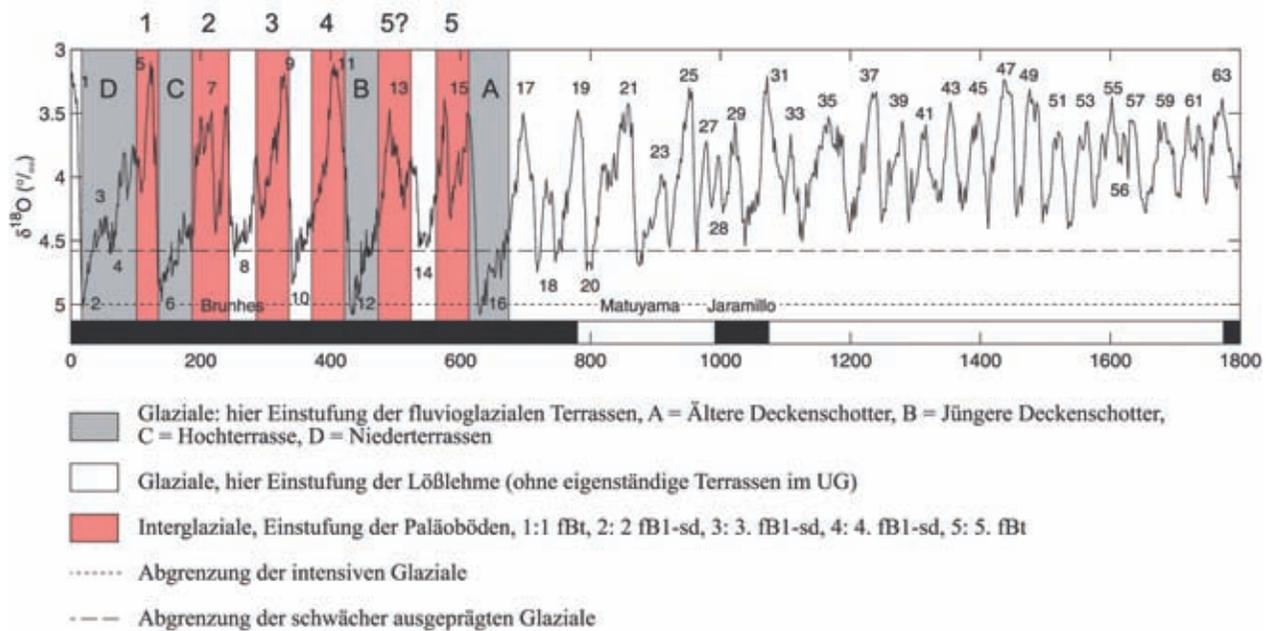


Abbildung 12: Einstufung und Korrelation von Paläoböden und fluvioglazialen Terrassen im Mittelpleistozän mit der marinen Sauerstoffisotopenkurve nach LISIECKI & RAYMO (2005, verändert; vgl. TERHORST, 2007).

innerhalb des Profils. Zum Teil wird der 4. Paläoboden mit dem älteren, vorher beschriebenen Paläoboden in eine Klasse eingeordnet, so dass sich hier ebenfalls ein hoher Verwitterungsgrad abzeichnet.

Während die liegenden Lösslehmschichten (AS 4a - 4e) des Paläobodens AS 5 sedimentologisch durch einen höheren Schluffgehalt geprägt sind, äußert sich das vereinzelte Auftreten von Toncutanen in der tonmineralogischen Tabelle (Tab. 5) als hohe Verwitterungsstufe, die jedoch im vertikalen Profilverlauf deutlich abnimmt.

Der nach oben folgende Lösslehm AS 6 ist hingegen wesentlich schluffiger und der Tongehalt nimmt um 17% sprunghaft ab. Nachgezeichnet wird dieses Ergebnis durch die Veränderungen der Tonminerale, die in der Verwitterungsstufe von 4 in AS 5 auf 3 wechseln.

Der Pedokomplex zwischen AS 7c und 8a umfasst den 2. und 3. fossilen Boden und ist außerordentlich kompliziert aufgebaut. Dies ist durch Erosions- und polygenetische Bodenbildungsprozesse bedingt. Eindeutig interpretierbar sind die Tongehaltsdifferenzen im 2. und 3. fossilen Boden. Der Schluffgehalt nimmt in den Horizonten AS 7b und 7c unvermittelt um mehr als 10% zu. AS 7a hingegen besitzt einen signifikanten Tongehalt von 43%, der durch intensive Lessivierungsprozesse hervorgerufen wurde. Mineralogisch gesehen ist die Verwitterungsintensität der Gesamtmineralogie (Abb. 9) der einzelnen Horizonte ähnlich. Deutlich weniger verwittert durch jüngere Beimengungen erscheinen die Horizonte AS 8 und 8a, diese lassen sich mithilfe der Verwitterungsstufen der Tonmineralogie deutlich abgrenzen. Der gesamte Pedokomplex besitzt jedoch durch das Auftreten von Vermikulit 18Å interglaziale Intensität und wird durch die statistischen Klassifizierungen ebenfalls als intensive

Bodenbildung ausgewiesen, allerdings gestaltet sich hier die Differenzierung der Horizonte untereinander als schwierig und als statistisch nicht lösbar. Für das Untersuchungsgebiet ist jedoch das Zusammenlaufen des 2. und 3. interglazialen Paläobodens charakteristisch. Dies wird für die Deckschichten von Wels-Aschet bereits von KOHL (2000) beschrieben und tritt auch in vergleichbarer Weise im Profil Oberlaab auf den Jüngeren Deckenschottern im Untersuchungsgebiet auf (TERHORST, 2007). Dieses Phänomen kann eine Folge von intensiven Erosionsprozessen vor der Bildung des oberen, 2. fBt-Horizontes liegen oder auch in geringen Sedimentationsraten vor dessen Bildung.

Der folgende Lösslehm AS 9 unterscheidet sich durch einen hohen Schluff-, respektive niedrigen Tongehalt von den darunter befindlichen Paläoböden. Tonmineralogisch wird die geringere Verwitterung des Lösslehms durch das Auftreten von primärem Chlorit unterstrichen.

Der oberste interglaziale Paläoboden (AS 10) kann aufgrund seines Erscheinungsbildes mit dem Eemboden korreliert werden (vgl. auch SCHOLGER & TERHORST, dieser Band). Er ist unterhalb der würmzeitlichen Abfolge positioniert und tritt zudem in anderen Profilen in Oberösterreich in vergleichbarer Position und Ausprägung auf. So ist er wesentlich weniger dicht gelagert als die älteren Paläoböden, nur geringfügig pseudovergleyt und lässt sich damit gut von den älteren Bildungen unterscheiden. Der Interglazialboden besitzt einen höheren Tongehalt als die ihn umgebenden Schichten und die tonmineralogische Verwitterungsstufe ist höher als die seines Ausgangsmaterials. Wie auch im Falle des 2. und 3. Paläobodens, ergeben sich jedoch auch keine gesamtmineralogischen Unterschiede, so dass die Ergebnisse der

Tonmineral- sowie der Korngrößenanalyse eindeutiger und differenziertere Aussagen zu lassen. Die statistische Zuordnung als deutliche Bodenbildung ist auch in diesem Falle gegeben.

Der darüber folgende wärmzeitliche Profilschnitt zeigt eine signifikante Abweichung von den interglazialen Paläoböden. Interstadiale Bildungen sowie Lösssedimente gehören den niedrigsten Verwitterungsstufen an und sind durch hohe Schluffgehalte und wenig intensive pedogenetische Merkmale geprägt. Dies zeigt sich ebenso deutlich in den statistischen Analysen, wo diese Horizonte ohne Abweichungen als „Nichtböden“ eingestuft werden.

Insgesamt betrachtet, wurden im Gegensatz zu älteren Bearbeitungen (FINK et al., 1978; KOHL, 2000; STREMMER et al., 1991) insgesamt fünf Paläoböden interglazialer Pedogenese zugeordnet, wobei die Verwitterung in den älteren Deckenschottern, aufgrund der hohen Verwitterungsintensität, auch zwei Warmzeiten repräsentieren kann respektive mit einer besonders intensiven Warmzeit korreliert. Dies kann für das MIS 15 zutreffend sein, welches zwei intensive Erwärmungsphasen aufweist (Abb. 12). Das bedeutet für die gänzzzeitliche fluvioglaziale Terrasse eine Mindesteinstufung in die 6.-, bzw. 7.-letzte Kaltzeit und legt eine Entstehung in die Brunhes-Epoche, vermutlich unmittelbar über der Brunhes/Matuyama-Grenze, nahe. Zu ähnlichen Ergebnissen führen die magnetostratigraphischen Untersuchungen (SCHOLGER & TERHORST, dieser Band). Dies passt darüber hinaus zu älteren paläomagnetischen Untersuchungen sowie eigenen Beprobungen, in der die paläomagnetische Umkehr in gänzzzeitlichen Ablagerungen nicht nachgewiesen werden konnte (vgl. auch Diskussion bei KOHL & KRENMAYR, 1997) und stimmt weiterhin mit den stratigraphischen Vorstellungen von VAN HUSEN (2000) und der stratigraphischen Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) überein.

Die Löss/Paläoboden-Sequenzen in der näheren Umgebung des untersuchten Profils weisen eindeutige Parallelen zum untersuchten Profil auf. So sind die Deckschichten des Profils Neuhofen in ähnlicher stratigraphischer Position auf den Älteren Deckenschottern abgelagert worden. Auch dort lassen sich insgesamt fünf eindeutige interglaziale Paläoböden nachweisen (TERHORST, 2007). Vergleichbar ist zudem die auffällige Intensität und Ähnlichkeit des 5. Paläobodens von Neuhofen mit dem von Wels/Aschet, welcher ebenfalls in den Terrassenkiesen ausgebildet ist. Auch hier liegt die Vermutung nahe, dass die Verwitterung zwei Interglaziale oder aber ein besonders verwitterungsintensives Interglazial repräsentiert (TERHORST et al., 2003a; TERHORST, 2007).

Auf dem einzigen Deckschichtenprofil (Profil Oberlaab), welches im Untersuchungsraum auf Jüngeren Deckenschottern entwickelt ist, konnten bisher nur vier Interglazialböden nachgewiesen werden, was für eine Einstufung dieser Terrasse mindestens in das 5.-letzte Glazial spricht und damit die paläogeographischen und pedostratigraphischen Ergebnisse für die Älteren Deckenschotter unterstützt und somit in das Gesamtbild des Untersuchungsraum passt (vgl. VAN HUSEN, 2000).

Eine stratigraphische Einstufung des untersuchten Profils kann auch unter Berücksichtigung weiterer untersuchter Profile in NW-Österreich diskutiert werden. Die Schotteroberfläche der Älteren Deckenschotter scheint nach den vorliegenden Ergebnissen im Untersuchungsraum jünger als die Brunhes/Matuyama-Grenze zu sein und gehört mindestens ins MIS 16 (Abb. 12). Der darüber folgende Interglazialboden gehört entweder in das MIS 15, möglich wäre auch eine Einstufung in MIS 13, oder er repräsentiert zwei Interglaziale, MIS 15 und 13. Die beiden Warmzeiten sind nur durch ein wenig intensives Glazial voneinander getrennt. Die Jüngeren Deckenschotter in Oberlaab scheinen ein bis zwei Glazial-/Interglazialzyklen jünger zu sein als die Älteren Deckenschotter und lassen sich aufgrund der Anzahl von Paläoböden mindestens in MIS 12 einstufen. Über dem 5. Paläoboden der Älteren Deckenschotter und den Terrassenkiesen der Jüngeren Deckenschotter folgen in den Deckschichten in Aschet, Neuhofen und Oberlaab jeweils noch 4 Interglazialböden, die nach den vorangehenden Überlegungen ins MIS 11, 9, 7 und 5 einzuordnen wären. Über dem Paläoboden des MIS 5e liegen dann die wärmzeitlichen, wenig verwitterten Deckschichten. Paläopedologisch bleibt jedoch die chronostratigraphische Zuordnung des basalen Paläobodens (5. fBt) ins MIS 13 oder 15 unklar. Die magnetostratigraphischen Resultate stufen den 5. fBt eindeutig ins MIS 15 ein. Die Untersuchungen legen nahe, dass die Löss-Sedimentation (AS 4 und AS 5) insgesamt zwei Glaziale, MIS 14 und MIS 12, umfasst und eine Erosionsdiskordanz, die demnach im AS 4 vorhanden sein muss, die Bodenbildung des MIS 13 beseitigt hat. Demnach sind die nachfolgenden Paläoböden, wie auch pedostratigraphisch belegt, in die marinen Isotopenstadien MIS 11, 9, 7 und 5 einzuordnen. Die pedostratigraphische Zuordnung der Paläoböden und Sedimente stimmt weitgehend mit den Ergebnissen der paläomagnetischen Untersuchungen überein (SCHOLGER & TERHORST, dieser Band), während die OSL-Datierungen (PREUSSER & FIEBIG, dieser Band) abweichende Ergebnisse zeigen.

Insgesamt stellt sich heraus, dass die Deckschichtenabfolge des Profils Wels/Aschet bezogen auf den Interglazial/Glazial-Zyklus für das nördliche Alpenvorland vergleichsweise vollständig überliefert ist und sich in den räumlichen stratigraphischen Kontext sehr gut einstuft lässt.

5. Literatur

- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005. Bodenkundliche Kartieranleitung. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Hannover.
- BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W., SCHUCHARD-FISCHER, C. & WEIBER, R., 1987. Multivariate Analysemethoden. — 404 S., 4. Aufl., SpringerVerlag.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G., 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and their X-Ray Identification. — Mineralogical Society, 495 S., London.

- FINK, J., FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOZEK, V., PIFFL, L. & RABEDER, G., 1978. Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. — Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 1:31 S., Wien.
- FRECHEN, M., 1999. Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany. — *Quaternary Geochronology*, 18:243–269.
- HABBE, K.A., 2003. Gliederung und Dauer des Pleistozäns im Alpenvorland, in Nordwesteuropa und im marinen Bereich – Bemerkungen zu einigen neueren Korrelierungsversuchen. — *Z. dt. geol. Ges.*, 154:171–192, Stuttgart.
- HANDL, A., 2002. Multivariate Analyseverfahren. — 463 S., Springer-Verlag.
- HUBERTY, C.J., 1994. Applied Discriminant Analysis. — 465 S., John Wiley & Sons INC.
- HUSEN, D. van, 2000. Geological processes during the Quaternary. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92:135–156, Wien.
- KOHL, H., 2000. Das Eiszeitalter in Oberösterreich. — 429 S., Linz (Oberösterreichischer Museal-Verein).
- KOHL, H. & KRENMAYR, H.G., 1997. Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 49, Wels. — 77 S., Wien.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. — *Paleoceanography*, 20:1–17.
- MIARA, S., 1995. Gliederung der rißzeitlichen Schotter und ihrer Deckschichten beiderseits der unteren Iller nördlich der Würmendoränen. — *Münchner geographische Abhandlungen*, B, 22:185 S.
- MOORE, D.M. & REYNOLDS, R.C., Jr., 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. — Oxford Univ. Press, 378 S, New York.
- MUNSELL, Color, 2000. Munsell Soil Color Charts. Baltimore.
- PÉCSI, M., & RICHTER, G., 1996. Löss Herkunft – Gliederung – Landschaften. — *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge, Supplementband 98, Gebrüder Bornträger, 391 S., Berlin Stuttgart.
- PENCK A. & BRÜCKNER, E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. — Bd. 1, 393 S., Tauchnitz, Leipzig.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGEL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G., 2004. Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). — *Komm. paläont. u. strat. Erforschung Österreichs der ÖAW und Österr. Strat. Komm.*, Wien.
- PREUSSER, F. & FIEBIG, M., dieser Band. Chronologische Einordnung des Lössprofils Wels auf der Basis von Lumineszenzdatierungen. — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, 19:63–70, Wien.
- SCHOLGER, R. & TERHORST, B., dieser Band. Paläomagnetische Untersuchungen der pleistozänen Löss-/Paläobodensequenz im Profil Wels/Aschet — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, 19:47–61, Wien.
- SEMMELE, A., 1968. Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — *Frankfurter geographische Hefte*, 45:1–133.
- STREMMER, H., ZÖLLER, L. & KRAUSE, W., 1991. Bodenstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierungen für das Mittel- und Jungpleistozän des Alpenvorlandes. — *Sonderver. Geol. Inst. Univ. Köln*, 82, Festschr. K. Brunnacker, 301–315.
- TERHORST, B., 2007. Korrelation von mittelpleistozänen Löss-/Paläobodensequenzen in Oberösterreich mit einer marinen Sauerstoffsotopenkurve. — *Quaternary Science Journal*, 56:26–39.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J., 2002. Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lössprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. — *Z. Geomorph., Suppl.-Bd.*, 127:213–232.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W., 2003a. Pleistozäne Deckschichten auf der Traun-Enns-Platte bei Linz (Oberösterreich). — [in:] TERHORST, B.: Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich. — *Tübinger Geowissenschaftl. Arbeiten*, Reihe D, 9:115–155.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., HERR, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W., 2003b. Jungpleistozäne Deckschichten auf der Hochterrasse bei Altheim (Innviertel/ Oberösterreich). — [in:] TERHORST, B.: Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich. — *Tübinger Geowissenschaftl. Arbeiten*, Reihe D, 9:47–86.
- TINSLEY, H.E.A. & BROWN, S.D. (eds.), 2000. Handbook of Applied Multivariate Statistics and Mathematical Modeling. — 721 S., Academic Press.
- VAN-VLIET-LANOË, B., 2004. Properties and Processes of Cryosols. — [in:] KIMBLE, J.M. (ed.): *Cryosols: Permafrost-affected Soils*. 341–346, Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg.