

Korrelation von mittelpleistozänen Löss-/ Paläobodensequenzen in Oberösterreich mit einer marinen Sauerstoffisotopenkurve

BIRGIT TERHORST^{*)}

Keywords: Middle Pleistocene, Loess, Paleosols, Upper Austria, Stratigraphy

Kurzfassung: Im Untersuchungsgebiet in der Umgebung von Wels werden drei Deckschichtenprofile auf glazifluviatilen Terrassen der Traun-Enns-Platte vorgestellt, die für das Mittelpleistozän im nördlichen Alpenvorland charakteristisch sind. Die Abfolgen umfassen mächtige interglaziale Pedokomplexe, die eine Differenzierung in eindeutige Interglazialböden zulassen. Die Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Jüngeren Deckenschottern von Oberlaab zeigt vier interglaziale Paläoböden, die eine Einstufung der Schotter ins 5.-letzte Glazial nahe legen, bei einem Vergleich mit der marinen Sauerstoffisotopenkurve wird das OIS 12 (Oxygenium Isotope Stage) als Ablagerungszeitraum wahrscheinlich.

Die Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern bei Neuhofen und Wels-Aschet beinhalten fünf Paläoböden, wobei der basale Pedokomplex wesentlich intensiver ausgeprägt ist, als die jüngeren Interglazialböden. Der Entstehungszeitraum (Mindestalter) für die Älteren Deckenschotter wird aufgrund pedostratigraphischer Ergebnisse ins OIS 16 gestellt.

[Correlation between Middle Pleistocene loess/paleosol sequences in Upper Austria and marine Oxygenium Isotope Stages (OIS)]

Abstract: Three profiles of Middle Pleistocene covering layers on top of fluvioglacial terraces of the Traun-Enns-Plate are recorded in the region of Wels representing characteristic Middle Pleistocene sequences for the Northern Alpine Foreland.

The sequences comprise thick pedocomplexes, providing the opportunity to distinguish and to classify specific interglacial paleosols. The loess/paleosol sequence of Oberlaab developed on top of the fluvioglacial terrace of the classical Mindel (Jüngere Deckenschotter) shows four interglacial paleosols. This fact suggests that the age of the terrace is at least the fifth to last glacial period, correlative to OIS 12.

The covering layers on top of the classical Günz terrace (Ältere Deckenschotter) in Neuhofen and Wels-Aschet include five paleosols. The intensity of pedogenesis of the basal pedocomplex is considerably more pronounced as in the overlying paleosols. Pedostratigraphical results point out that the genesis of the Günz terrace can be correlated to OIS 16 (minimum age).

1 Einleitung

Zahlreiche Sauerstoffisotopenkurven, die auf der Basis mariner Bohrungen erstellt wurden, geben mittlerweile eine deutliche Vorstellung über die Zahl der Glazial-/Interglazialzyklen sowie für die paläoklimatische Entwicklung des Mittelpleistozäns.

* Anschrift des Verfassers: Apl.-Prof. Dr. B. TERHORST, Institut für Geographie und Regionalforschung, Althanstraße 14, A-1180 Wien, birgit.terhorst@univie.ac.at

Terrestrische Studien in Europa können diesen Vorgaben in Ermangelung von Datierungsmethoden nicht folgen. Dies gilt insbesondere für den Zeitabschnitt des Mittelpleistozäns im nördlichen Alpenvorland. HABBE (2003) spricht in diesem Zusammenhang von einer Zeitlücke zwischen Günz und Jungpleistozän. Die Paläomagnetikgrenze am Übergang vom Alt- zum Mittelpleistozän (780.000 Jahre) besitzt aus diesem Grund eine entscheidende stratigraphische Bedeutung. Im ehemaligen Rheingletschergebiet konnte die Matuyama-/Brunhes-Grenze zum einen in der Basis von Günzschottern am Heiligenberg nachgewiesen werden (ELLWANGER et al. 1995), zum anderen trat die Paläomagnetikumkehr jedoch auch innerhalb der jüngeren Deckenschotter der Ziegelei Allschwil bei Basel auf (ZOLLINGER 1991), was zusätzlich durch die pedostratigraphischen Ergebnisse unterstrichen wird (BIBUS 1990). Im nordöstlichen Alpenvorland vermutet man den Beginn des „Günz-Komplexes“ knapp oberhalb der Matuyama-/Brunhes-Grenze, da der Übergang von reverser zu normaler Magnetisierung bisher in keiner Sequenz sicher nachgewiesen wurde und die untersuchten Sedimente durchweg positiv magnetisiert sind (vgl. KOHL 2000).

Die stratigraphische Einordnung von quartären Formen und Sedimenten oberhalb der Matuyama-/Brunhes-Grenze im nördlichen Alpenvorland bleibt weiterhin problematisch. Es bestehen Unklarheiten über absolute Alter von mittelpleistozänen Ablagerungen, und detaillierte Untergliederungen sind bislang nicht möglich. Daraus resultiert letztendlich die Problematik, dass auch vergleichsweise vollständig überlieferte Quartärfolgen für eine überregionale Korrelation nicht zur Verfügung stehen. In der Konsequenz zeigt dies auch die stratigraphische Tabelle der DEUTSCHEN STRATIGRAPHISCHEN KOMMISSION (2002), die unterhalb des Rißkomplexes große Unsicherheiten in der chronostratigraphischen Zuordnung der Glaziale zwischen dem nordwestlichen und dem nordöstlichen Alpenvorland aufweist. Auch die österreichische stratigraphische Tabelle (ÖSTERREICHISCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2004) veranschaulicht diese Problematik sehr deutlich.

Aus diesen Gründen spielen für den Untersuchungsraum die paläopedologisch-pedostratigraphischen Studien die wichtigste Rolle für die Einschätzung der stratigraphischen Stellung der Jüngeren und Älteren Deckenschotter. Im Gegensatz zum nordwestlichen Alpenvorland lassen sich die Terrassen in Oberösterreich bisher nicht weiter differenzieren.

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 glazifluviatil Terrassen im Linz-Welser Raum deutlich zeigen, dass es für die klassischen Vorstellungen zu viele Interglazialböden gibt (vgl. KOHL & KRENMAYR 1997).

1.1 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich auf der Traun-Enns-Platte zwischen Wels und Linz (Abb. 1). Die Jahresdurchschnittstemperaturen liegen hier bei 9,1° C, die Niederschläge betragen 821 mm im Jahr.

Als rezente Klimaxböden auf Terrassen, Löss und lössähnlichen Sedimenten kommen insbesondere Parabraunerden mit allen Übergängen zu Pseudogleyen vor.

Die untersuchten Jüngeren und Älteren Deckenschotter sind mit Lössen und Lösslehmen überdeckt, die Mächtigkeiten bis zu 12 m erreichen und mächtige Paläoböden und Pedokomplexe umfassen.

Studien über die quartären Ablagerungen im Untersuchungsraum liegen von KOHL & KRENMAYR (1997), STREMMER et al. (1991) und FINK et al. (1978) vor. Analysen zur sedimentologischen und mineralogischen Zusammensetzung der Deckschichten wurden von TERHORST (2003a,b) und TERHORST & OTTNER (2002) durchgeführt.

Es werden insgesamt drei Löss-/Paläoboden-

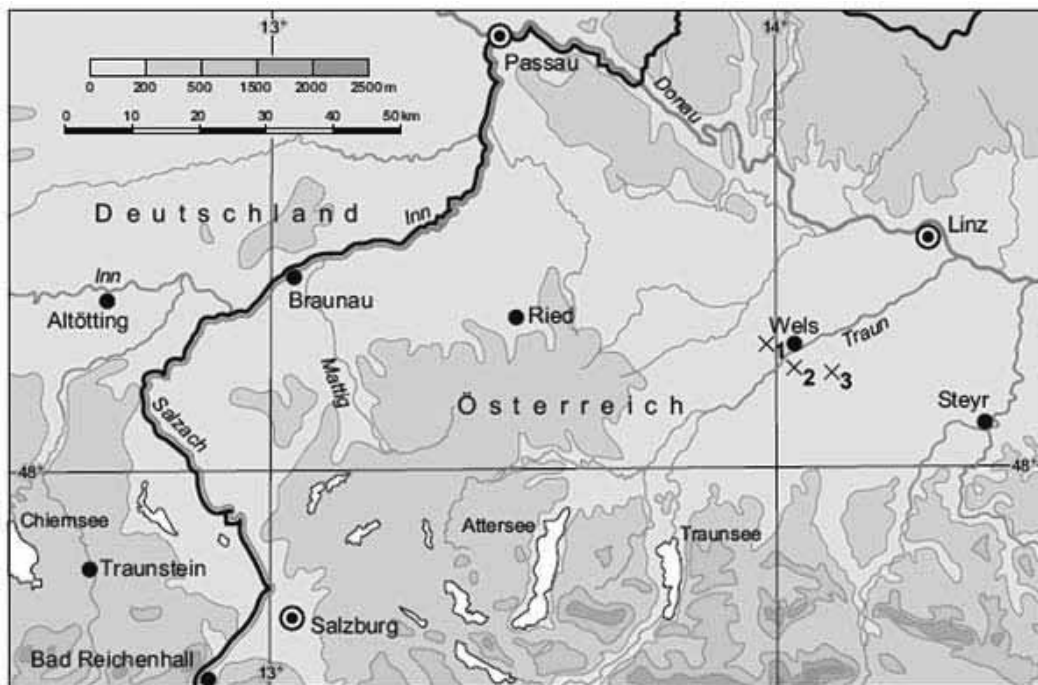


Abb. 1: Untersuchungsgebiet und Lage der Profile, x1 = Profil Oberlaab, x2 = Profile Wels-Aschet, x3 = Profile Neuhofen.

Fig. 1: Study area and sites, x1 = Profile Oberlaab, x2 = Profil Wels-Aschet, x3 = Profil Neuhofen.

Sequenzen der Traun-Enns-Platte vorgestellt, von denen ein Profil auf den jüngeren Deckenschottern sowie zwei auf den Älteren Deckenschottern entwickelt sind.

2 Paläopedologische Ergebnisse

2.1 Die Deckschichten auf den Jüngeren Deckenschottern im Profil Oberlaab

Die noch im Abbau befindliche Lehmgrube Oberlaab liegt ca. 1,5 km nördlich von Wels und gehört zum Ziegelwerk Pichler. Es handelt sich hier um die zur Zeit einzige zugängliche Grube im Untersuchungsgebiet, in welcher die Jüngeren Deckenschotter mit überlagernden Deckschichten aufgeschlossen sind.

Im Jahr 2003 zeigte ein Baggeraushub die relativ unverwitterten Kiese und Sande der Jüngeren Deckenschotter (Abb. 2, OL 15-17). Die Terrassenkiese sind an dieser Stelle karbonatfrei (Abb. 2) und Gerölle aus Sediment-

gesteinen sind schwach angewittert, während kristalline Gerölle kaum Verwitterungsspuren zeigen. KOHL (2000) beschreibt hingegen an einem ehemaligen Profilabschnitt auch das Vorkommen von stark verwitterten Pechschottern. Die Terrassenablagerungen sind von kräftigen Eisen- und Manganbändern durchsetzt.

Im östlichen Teil der Grube kommt über den Jüngeren Deckenschottern ein kräftiger, grauer Gley vor (OL 14), der ungewöhnlich intensiv durchwurzelt ist und stellenweise sogar noch Wurzelreste zeigt. Unmittelbar darüber tritt lokal ein bis zu 60 cm mächtiger Ah-Horizont auf (OL 13).

Die Gley-Horizonte werden von einem stark schluffigen, vergleyten, ebenfalls verwitterten Lösslehm überdeckt, der im gesamten Aufschluss zu verfolgen ist (OL 12).

Auf diesem Lösslehm entwickelte sich ein bis zu 2 m mächtiger Pedokomplex (OL 11 – OL 9). Dieser besteht aus den basalen Horizonten von zwei ehemaligen Parabraunerde-Pseudo-

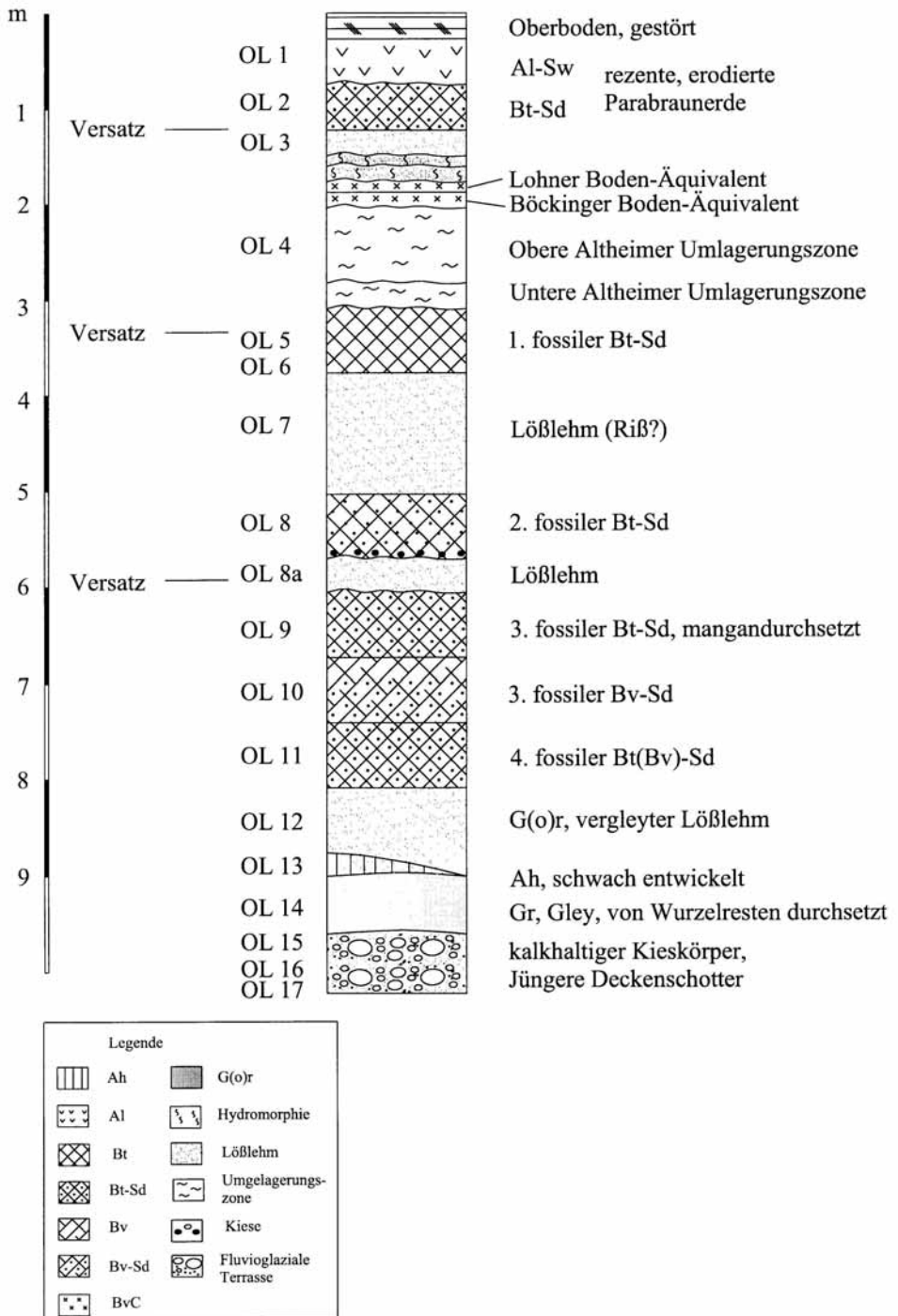


Abb. 2: Die Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Jüngeren Deckenschottern im Profil Oberlaab.

Fig. 2: Loess/Paleosol sequence of Oberlaab on top of the fluvio-glacial terrace „Jüngere Deckenschotter“ (in classical sense acc. to PENCK & BRÜCKNER (1909): Mindel terrace).

gley-Paläoböden, die z. T. mehrfach pedogenetisch überprägt wurden und zwei Interglazialphasen entsprechen. Solche Pedokomplexe sind auch als Riesenböden bekannt, wie sie u. a. im westlichen Alpenvorland auftreten (vgl. auch BIBUS 1995). Auffällig ist, dass die Grenzen der Horizonte stellenweise sehr scharf und geradlinig verlaufen und damit Erosionsoberflächen darstellen können.

Interessanterweise können die einzelnen Bodenhorizonte (OL 11 – OL 9) mit ihren charakteristischen Merkmalen über den gesamten Aufschluss nachvollzogen werden, was die Eigenständigkeit der einzelnen Paläoböden unterstreicht. So ist der 3. fossile Bt-Sd-Horizont durch seine intensiven Mn-Ausfällungen und -überzüge gekennzeichnet. Zusätzlich tritt zwischen dem 3. und 4. fossilen Boden eine Zone nachlassender Verwitterungsintensität auf, was sich durch einen geringeren Tongehalt sowie einen erhöhten Schluffgehalt bemerkbar macht.

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

Über dem 3. fBt-Sd-Horizont folgt an einigen Stellen im Aufschluss ein Lösslehm (OL 8a), welcher durch eine Kieslinie vom Horizont OL 8 getrennt ist. OL 8 entspricht dem 2. fossilen Bt-Sd-Horizont und damit einem weiteren eindeutigen Interglazial.

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

Darauf hat sich der eemzeitliche Interglazialboden ausgebildet, welcher in der Abbildung 2 als 1. fBt-Sd-Horizont bezeichnet wird.

Die westliche Aufschlusswand zeigt über dem eemzeitlichen Interglazialboden eine bis zu 2 m mächtige Würmlössabfolge, die, obwohl hier sehr verkürzt, mit den Profilen der Hochterrasse vergleichbar ist. So treten basal die alt- bis mittelwürmzeitlichen Altheimer Umlagerungszonen auf (OL 4, vgl. TERHORST et al. 2003). Auf diesen haben sich schwach umgelagerte

Residuen von Mittelwürminterstadialen (Äquivalente des Böckinger und des Lohner Bodens) erhalten.

Darüber folgt ein stark verkürztes Äquivalent der Erbenheimer Böden und unter dem rezenten Boden eine Lössschicht (OL 3). Die etwas über 1 m mächtige rezente Pseudogley-Parabraunerde ist nur geringfügig erodiert. Generell ist in der näheren Umgebung der AISw-Horizont mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 30 – 40 cm noch vorhanden.

Abschließend betrachtet, sind in den Deckschichten des hier vorgestellten Profils mindestens vier interglaziale Pedokomplexe (OL 5/6 und OL 8 – OL 11) zu erkennen.

2.2 Die Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern im Profil Wels-Aschet

Das Profil Wels-Aschet wurde im Jahr 2003 von einer Arbeitsgruppe, die von Prof. Dr. DIRK VAN HUSEN geleitet wurde, aufgedigelt und neu aufgenommen. Ältere Studien über die Lehmgrube der Ziegelei Pichler in Wels-Aschet liegen von KOHL & KRENMAYR (1997), KOHL (2000) und STREMMER et al. (1991) vor.

Die Löss-/Paläoboden-Sequenz des untersuchten Profils erreicht eine Mächtigkeit von 12,5 m. Sie ist weitgehend entkalkt, während die Kiesablagerungen der Älteren Deckenschotter durch hohe Kalkgehalte gekennzeichnet sind. Die basalen Abschnitte des Profils zeigen eine intensive rötliche, ferrettoartige Verwitterung (Abb. 3, AS 2) mit dunkelroten Toncutanen in den Kiesen der Älteren Deckenschotter (AS 1). Der Feinboden zeigt den höchsten Tonanteil im gesamten Profil. 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 (AS 4a – 4e). Die eingeschalteten Kryoturbationshorizonte sind als Nassböden, bzw. Tundragleye ausgebildet und weisen eine intensiv graubraune Färbung auf. Diese zweifache Untergliederung des untersten Lösslehms der Älteren Deckenschotter wur-

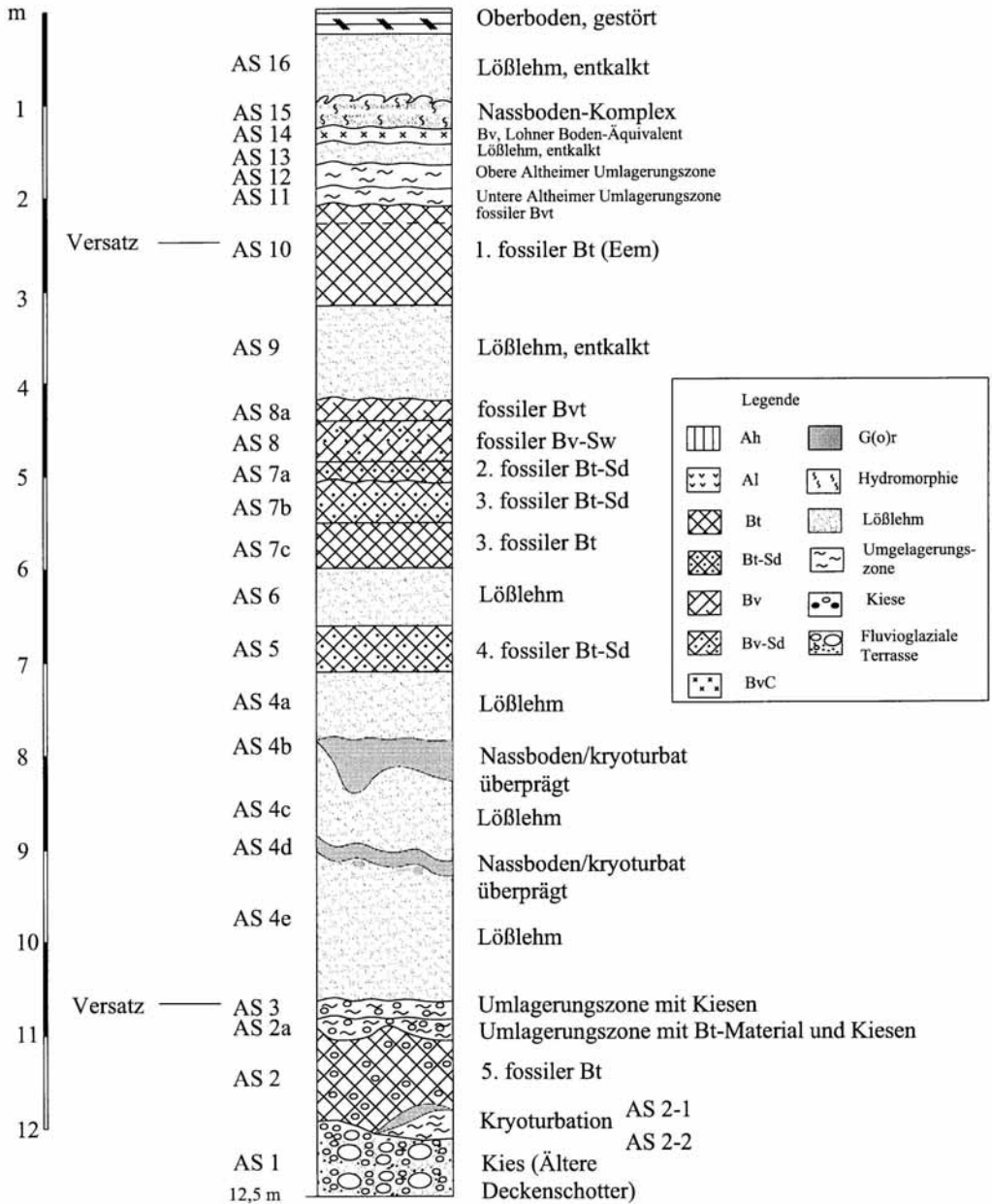


Abb. 3: Die Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Älteren Deckenschottern im Profil Wels-Aschet.

Fig. 3: Loess/Paleosol sequence of Wels-Aschet on top of the fluviglacial terrace „Ältere Deckenschotter“ (in classical sense acc. to PENCK & BRÜCKNER (1909): Günz terrace).

de bereits von KOHL (2000) für Wels-Aschet sowie auch für den ehemaligen Aufschluss Linz/Grabnerstraße beschrieben (vgl. FINK et al. 1978). In dem Lösslehm AS 4a hat sich ein Paläoboden entwickelt, der durch einen intensiv pseudovergleyten, dunkel gelbbraunen Bt-Sd-Horizont interglazialer Ausprägung überliefert ist (AS 3). Die Bodenart ist ein schluffiger Ton, und die Toncutane sind intensiv über den gesamten Horizont verteilt. Der Boden ist erodiert.

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 schluffige Tone und besitzen an den Aggregatoberflächen deutliche rotbraune Tonüberzüge. Diese beiden unteren Horizonte des Pedokomplexes lassen sich durch eine Erosionsdiskordanz (wellige Horizontgrenze) und eine Korngrößenveränderung deutlich von dem darüber liegenden 2. fBt-Sd Horizont (AS 7a) unterscheiden. Die Differenz manifestiert sich vor allem in dem erhöhten Tongehalt. 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 entwickelten Wurzelbahnen haben sich gräulich gefärbte reduzierte Bereiche entwickelt. Der Tongehaltsunterschied zu den unterlagernden Horizonten ist sehr groß, so sind die Bodenarten hier ein schluffiger Lehm, bzw. toniger Schluff. Vereinzelt treten schwache Toncutane auf, wobei im obersten fBvt-Horizont (AS8a) geringfügig intensivere Tonüberzüge auftreten.

Über diesem Pedokomplex lagert ein 1 m mächtiger Lösslehm (toniger Schluff), der nicht weiter untergliedert ist (AS 9).

Auf dem Lösslehm hat sich ein Interglazialboden entwickelt, der als intensiver, 1,10 m mächtiger, dunkelbrauner fBt-Horizont einer fossilen Parabraunerde (AS 10) entwickelt ist, in dem nur schwache Hydromorphiemerkmale auftreten. 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 besitzt eine große Übereinstimmung mit dem 1. fBt-Horizont des oben beschriebenen Profils Oberlaab (TERHORST et al. 2003a).

Eine wärmzeitliche Sequenz, die hier im Vergleich zu anderen Profilen stark verkürzt ausgebildet ist, überdeckt den zuletzt beschriebenen Paläoboden. Die basalen wärmzeitlichen Sedimente des Profils Wels-Aschet (AS 11, AS 12) lassen sich mit den Altheimer Umlagerungszonen im Innviertel vergleichen (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 Mittelwärm-Interstadial in fast allen oberösterreichischen Löss-Sequenzen erhalten ist (TERHORST et al. 2002). Die charakteristische olivbraune Färbung und rundliche Eisenkonkretionen von weniger als 1 mm Durchmesser im Bv-Horizont sprechen für eine solche Einstufung. In seinem oberen Abschnitt ist der Lohner Boden von einer kräftigen, kryoturbar gestauchten Nassbodenbildung überprägt worden. Der darüber folgende Lösslehm (AS 16) tritt als entkalkte, geringmächtige Ablagerung auf. Der rezente Boden fehlt an diesem Profilschnitt der ehemaligen Lehmgrube.

Das Profil Wels-Aschet umfasst 5 Paläoböden interglazialer Intensität, wobei die starke Verwitterung des untersten Paläobodens besonders auffällt.

2.3 Die Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern im Profil Neuhofen

Die Deckschichten der Lehmgrube Obermair in Neuhofen sind im Mittel 6,5 m mächtig, können aber stellenweise bis zu 10 m mächtig werden und laufen in Richtung Nordwesten in eine Dellenposition hinein. Auf der südöstlichen Seite war in den letzten Jahren der untere, extrem stark verwitterte, „ferrettoartige“ Ältere Deckenschotter aufgeschlossen (Abb. 4). In der nordwestlichen Ecke des Aufschlusses kommen, vermutlich in Form einer Rinnenfüllung, graue schluffige Tone vor, die z. T. deutlich geschichtet sind.

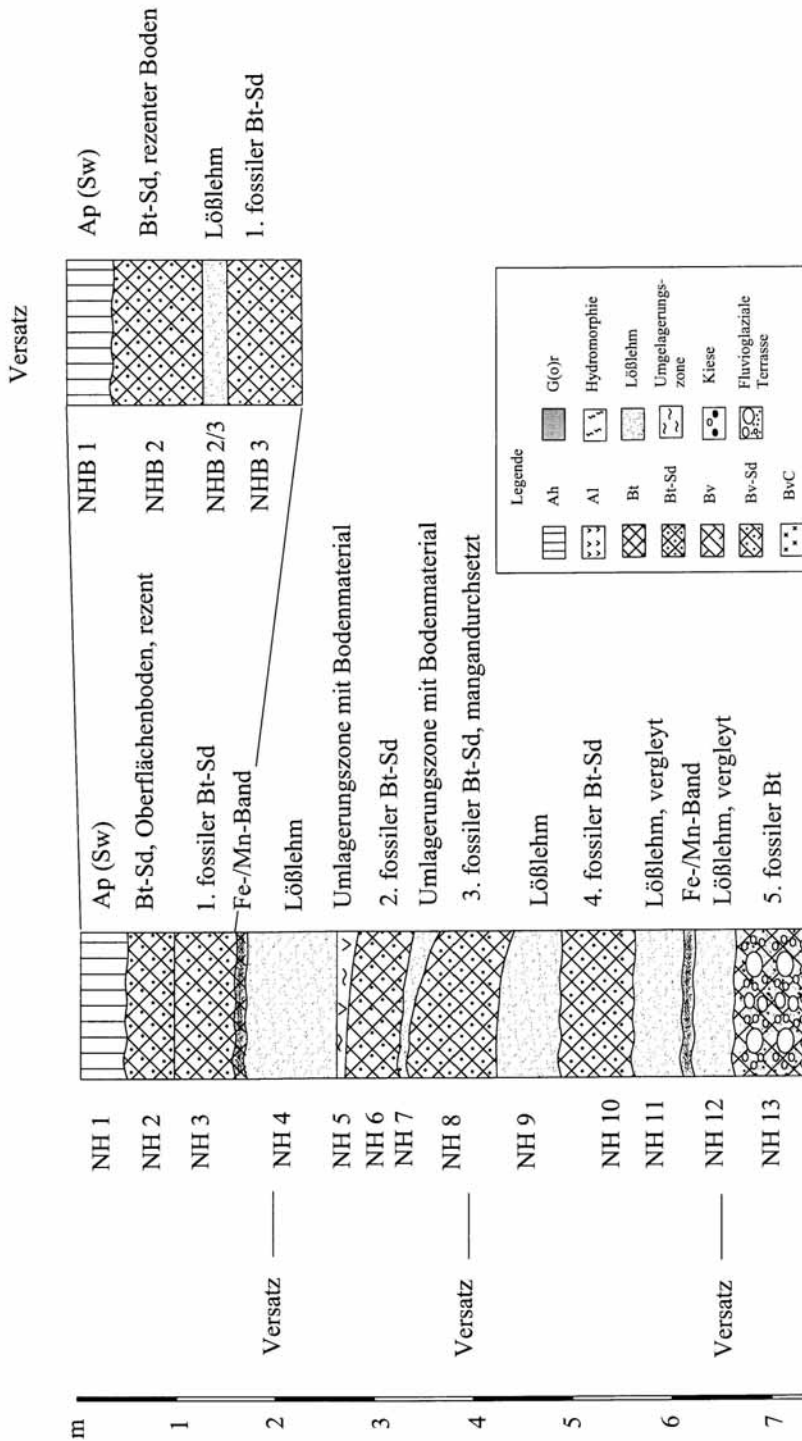


Abb. 4: Die Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Älteren Deckenschottern im Profil Neuhofer.

Fig. 4: Loess/Paleosol sequence of Neuhofer on top of the fluvio-glacial terrace „Ältere Deckenschotter“ (in classical sense acc. to PENCK & BRÜCKNER (1909), Grünz terrace).

Nach den jüngsten Profilaufnahmen entspricht der unterste, intensiv verwitterte Paläoboden in den Kiesen dem 5. fossilen Paläoboden (Abb. 4, NH 13). Der Boden ist aufgrund seiner Verwitterung als Interglazialboden einzustufen, wobei auch eine Entstehung in mehreren Interglazialen angenommen werden kann (vgl. TERHORST et al. 2003a). Seine Oberfläche ist erodiert und von einem vergleyten Lösslehm, der ca. 1 m mächtig ist, überdeckt (NH 12, NH 11). Ein kräftiges Eisen-/Manganband unterteilt diesen Horizont.

Über dem Lösslehm ist ein Bt-Sd-Horizont ausgebildet, der sehr stark pseudovergleyt ist (NH 10). Interessanterweise enthält dieser Horizont lokal dunkelbraune bis schwarze Tonüberzüge, die auf einen ehemals überlagernden Ah-Horizont hinweisen, welcher heute nicht mehr erhalten ist. Dieser Bt-Sd-Horizont entspricht in dem vorgestellten Profil dem 4. fossilen, interglazialen Paläoboden.

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

Mit NH 6 ist dann nach oben folgend ein weiterer interglazialer Paläobodenhorizont überliefert, der stellenweise von einer geringmächtigen Umlagerungszone mit Bodensediment (NH 5) überlagert wird.

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

Der oberste Abschnitt des Profils Neuhofen wird flächenhaft von einem Pedokomplex gebildet, der aus zwei unterschiedlichen Bt-Sd-Horizonten besteht. Die Bt-Sd-Horizonte sind maximal 1,50 m mächtig. Der Pedokomplex ist lokal (vgl. Abb. 4) durch eine Lösslehmschicht getrennt, so dass zwei eigenständige Bodenbildungen nachweisbar sind.

3 Diskussion der stratigraphischen Ergebnisse

Bei allen hier vorgestellten Mittelpleistozän-Abfolgen ergibt sich eine sehr differenzierte Gliederung der Deckschichten. Unter einer meist geringmächtigen, charakteristischen wärmzeitlichen Abfolge, die in Neuhofen fehlt, ist als oberster Interglazialboden der Eemboden erhalten, der in der Regel wesentlich weniger dicht und pseudovergleyt ist als die älteren wärmzeitlichen Paläoböden. Darunter folgen in allen Profilen mindestens drei weitere, z. T. sehr stark pseudovergleyte Bt-Horizonte. Die Paläoböden sind oft als Pedokomplexe ausgebildet und können mehrere Interglaziale repräsentieren. Die mehrfache pedogenetische Überprägung fällt bei detaillierter Profilaufnahme zumeist schon makromorphologisch auf. So lässt in den Bodenhorizonten nach unten hin die Intensität der pedogenetischen Merkmale, wie Färbung, Tonilluvation und Hydromorphie, sukzessive nach oder es sind Kieslagen an den Horizontgrenzen vorhanden.

Jüngere Deckenschotter

Die Lehmgrube in Oberlaab schließt eines der am besten gegliederten Deckschichtenprofile auf Jüngeren Deckenschottern im gesamten nördlichen Alpenvorland auf. Die insgesamt vier deutlich ausgeprägten Interglazialböden weisen auf das 5.-letzte Glazial als Mindestalter für die Schotteroberfläche hin.

Auf den Jüngeren Deckenschottern in Oberlaab tritt zusätzlich zu den vorhandenen Interglazialböden noch ein basaler, intensiv verwitterter Gleyboden auf, dessen paläoklimatische Bedeutung allerdings unklar ist. Eine interglaziale Bildung ist in diesem Fall nicht ganz auszuschließen, zumal in einem ähnlichen Horizont in Wels-Aschet holsteinzeitliche Pollen (Mindestalter) nachgewiesen wurden (KOHL 2000). Die klassische Vorstellung einer Entstehung der mindelzeitlichen Jüngeren Deckenschotter im 3.-letzten Glazial ist für das vorgestellte Profil auf jeden Fall nicht zutreffend; auch eine Einstufung in das 4.-letzte Glazial unterschätzt deren Alter. Bereits KOHL (in KOHL & KRENMAYR 1997) hat bei seinen Aufnahmen in den Jahren

1985 und 1993/94 drei fossile Interglazial-Böden beschrieben. Folglich war auch zu diesem Zeitpunkt bereits die klassische Vorstellung vom Alter der Jüngeren Deckenschotter aus dem 3.-letzten Glazial in Frage gestellt.

Ältere Deckenschotter

Die Deckschichten der Älteren Deckenschotter in Wels-Aschet und Neuhofen beinhalten einen interglazialen Paläoboden mehr als im Profil Oberlaab und sind in der Konsequenz mindestens ein Glazial älter einzustufen. Es kann vermutet werden, dass in der ferrettoartigen Schotterverwitterung (Pechschotter) zudem zwei Interglaziale enthalten sind, so dass als Mindestalter für die Älteren Deckenschotter das 6.- bis 7.-letzte Glazial angesehen werden kann. Hinzu kommt, dass die Matuyama-/Brunhes-Grenze in den Deckschichten bisher nicht nachgewiesen werden konnte und diese vermutlich noch komplett zur Brunhes-Epoche zählen. Vorläufige Untersuchungen zu mittelpleistozänen magnetischen Exkursionen unterstützen diese Aussagen (TERHORST et al. 2006). In den basalen Lösslehmen von Wels-Aschet (AS 4e) lässt sich eine magnetische Exkursion erkennen, die nach vorläufigen Ergebnissen der Calabrian 2-Exkursion, welche etwa 515.000 Jahre alt ist, entspricht (TERHORST & SCHOLGER 2007). Einen weiteren stratigraphischen Hinweis geben die Funde von *Carya* und *Pterocarya*-Pollen (KOHL 2000) unter dem vom Autor als rißzeitlich eingestuftem Lösslehm. Diese Pollen treten bis zur Holstein-Warmzeit auf, welche nach SARNTHEIN et al. (1986) mit dem OIS 11 zu parallelisieren ist. Diese Ergebnisse sprechen für ein vergleichsweise hohes Alter der basalen Profilabschnitte.

Zur Zeit werden die Älteren Deckenschotter in der Österreichischen Stratigraphischen Tabelle (ÖSTERREICHISCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2004) in das 7.-letzte Glazial eingestuft.

Bereits KOHL (2000) beschreibt vier Interglazialböden in Neuhofen und damit auch in diesem Fall ein Interglazial zu viel für die klassischen Vorstellungen vom Alter der Älteren Deckenschotter, die dem klassischen Günz entsprechen.

Vergleich der Deckschichten im Nördlichen Alpenvorland

Insgesamt zeigen sich Übereinstimmungen mit vergleichbaren Arbeiten aus dem nördlichen Alpenvorland. BIBUS (1995) beschreibt Deckschichten der Iller-Lech-Platte und diskutiert dort für die Jüngeren Deckenschotter als Mindestalter das 4.- oder 5.-letzte Glazial. Aufgrund der Paläoböden in den Deckschichten der Jüngeren Deckenschotter der Ziegelei Allschwil bei Basel denkt er sogar an ein Mindestalter vom 6.- bis in das 7.-letzte Glazial (BIBUS 1990), was später von ZOLLINGER (1991) durch den Nachweis der Matuyama-/Brunhes-Grenze innerhalb der Jüngeren Deckenschotter bestätigt wurde (vgl. auch Diskussion bei BIBUS 1995). Für den oberösterreichischen Untersuchungsraum lässt sich für eine Einstufung der Jüngeren Deckenschotter in das 7.-letzte Glazial bisher kein Hinweis finden, so dass sie vermutlich (zumindest an ihrer Oberfläche) etwas jünger sind als im Rheingletschergebiet.

Ein Vergleich der Älteren Deckenschotter in Oberösterreich mit Arbeiten auf der Iller-Lech-Platte (BIBUS 1995) erscheint aufgrund der differenzierteren morphologischen Gliederung der Terrassen im westlichen Alpenvorland schwierig. Am Besten lassen sich die Deckschichten der Jüngeren Deckenschotter in der Ziegelei Roßhaupten mit den Sequenzen auf den hier vorgestellten Älteren Deckenschottern vergleichen. BIBUS (1995) stuft den Jüngeren Deckenschotter aufgrund von mindestens 5 bis 6 Paläoböden in die 7.-letzte Kaltzeit ein. Auch die 8.-letzte Kaltzeit könnte an dieser Stelle möglich sein, da über den Kiesen die Matuyama-/Brunhes-Grenze nachgewiesen werden konnte (vgl. JERZ 1993). Folglich scheint sich auch hier ein geringeres Alter der oberösterreichischen Terrassen abzuzeichnen.

Die Einstufung nach den pedostratigraphischen Untersuchungen lässt sich gut mit den glazialmorphologischen Studien aus dem nördlichen Alpenvorland nach DOPPLER & JERZ (1995) in Einklang bringen, obwohl bei einer kritischen Betrachtung davon ausgegangen werden muss, dass die Abfolge der vorgestellten Profile nicht vollständig erhalten ist. Nach DOPPLER & JERZ (1995) wird die untere Grenze des Günz-

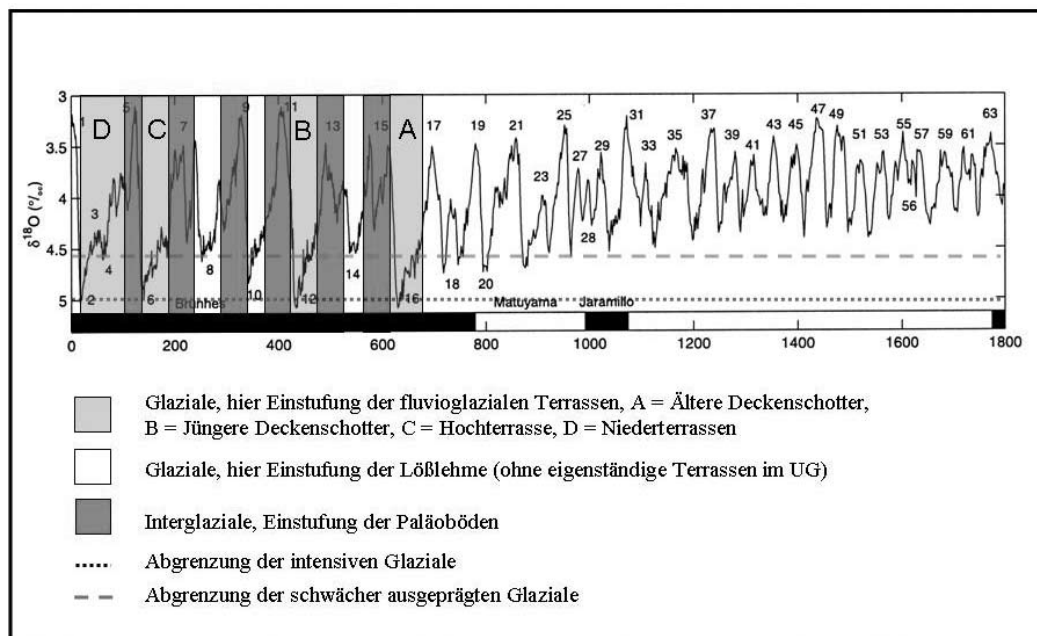


Abb. 5: Einstufung und Korrelation von Paläoböden und glazifluvialen Terrassen im Mittelpleistozän mit der marinen O-Isotopenkurve nach LISIECKI & RAYMO (2005, verändert).

Fig. 5: Classification and correlation of paleosols and fluvioglacial terraces in the Middle Pleistocene combined with the marine isotope curve according to LISIECKI & RAYMO (2005, modified).

Komplexes ins OIS 24 gelegt (Jaramillo) und das obere Ende des Günz-Komplexes nach Ergebnissen aus den ehemaligen Glazialgebieten an den Übergang von OIS 16 zu OIS 15 eingestuft. Nach den eigenen pedostratigraphischen Ergebnissen scheinen die Älteren Deckenschotter der Traun-Enns-Platte in den jüngsten Abschnitt des Günz-Komplexes zu gehören. Da die Terrassenfluren des Älteren Deckenschotter an ihrer Oberfläche sehr homogen erscheinen, gibt es für weitere Untergliederungen wie im westlichen Alpenvorland bis jetzt keine Hinweise.

Korrelation mit marinen Kurven

Betrachtet man die Sauerstoffisotopenkurve nach LISIECKI & RAYMO (2005), so wären nach der Matuyama-/Brunhes-Grenze beginnend mit dem OIS 19 etwa acht interglaziale Bodenbildungen möglich (Abb. 5), bzw. acht Glaziale. Nach der Anzahl der Paläoböden in

den untersuchten Profilen können die Älteren Deckenschotter bisher jedoch maximal ins OIS 16 gestellt werden. Die allgemein intensive ferrettoartige Verwitterung der Älteren Deckenschotter in Oberösterreich (5. fBt-Horizont) sollte dann dem nächstfolgenden Interglazial (OIS 15) entsprechen. Die darauf abgelagerten Lösslehme sind nach den vorläufigen Ergebnissen der paläomagnetischen Analysen mit dem OIS 14 zu korrelieren (TERHORST et al. 2006). Anschließend sind noch fünf marine Interglaziale überliefert, und damit wären in der Folge fünf Paläoböden möglich, von denen im Untersuchungsgebiet auf Jüngeren und Älteren Deckenschottern in eindeutiger Weise jedoch nur vier Böden vorhanden sind.

Die voran stehende Diskussion führt insgesamt zu der Vorstellung, dass die Älteren Deckenschotter mindestens in das OIS 16 gehören (7.-letzte Glazial) und damit einem Alter von mehr als 620.000 Jahren entsprechen. Setzt man die stratigraphischen Überlegun-

gen für die ebenfalls einheitlich auftretenden Jüngeren Deckenschotter in Oberlaab fort und zieht zusätzlich die Anzahl der Paläoböden auf den Jüngeren Deckenschottern in Betracht, bedeutet dies in der Konsequenz, dass OIS 12 oder 14 als Entstehungszeiträume für die Jüngeren Deckenschotter in Frage kommen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass OIS 14 nicht so intensiv wie die übrigen Glaziale ausgeprägt ist (vgl. Abb. 6) und für weitflächige Schotterablagerungen vermutlich gar nicht in Frage kommt. Weiterhin lässt sich die Alterseinstufung des jüngeren Mindelkomplex mit der Stratigraphie nach DOPPLER & JERZ (1995) in Einklang bringen. Die Autoren setzen das Haslach-Glazial ins OIS 14 und das klassische Mindel hingegen ins OIS 12. Im Untersuchungsgebiet sind auf den Jüngeren Deckenschottern noch vier Interglazialböden überliefert, deren Entstehungszeitraum nach den vorangegangenen Überlegungen in OIS 11, 9, 7 und 5 einzuordnen ist. Die eingeschalteten glazialen Phasen haben im Untersuchungsgebiet anscheinend nicht zur Bildung eigenständiger, morphologisch erkennbarer glazifluvialer Terrassen geführt, erst das OIS 6 ist durch Ablagerung der Riß-Hochterrasse deutlich vorhanden. Diese ist im Untersuchungsgebiet durch Datierungen und pedostratigraphische Untersuchungen (TERHORST et al. 2002) ins jüngere Riß zu stellen. Während die zwei älteren Glaziale OIS 8 und 10 hier nicht durch Terrassen überliefert sind, fand jedoch eine Sedimentation von Lösslehmen zwischen den Interglazialen statt. Diese sind zumeist als >1 m mächtige Ablagerungen erhalten. Nach der Glazialstratigraphie für das Nördliche Alpenvorland (DOPPLER 2003, DOPPLER & JERZ 1995) wird der Rißkomplex in drei Glazialphasen eingeteilt: Älteres, Mittleres und Jüngeres Riß, dazu gehören lokal zwei Hochterrasse im westlichen pleistozänen Salzachgletschergebiet.

Interessant erscheint in diesem Zusammenhang, dass Datierungen von STREMMER et al. (1991: 311) in Wels-Aschet unter dem Eemboden Alter zwischen 136.000 (± 13.000) und 128.000 (± 15.000) Jahre ergeben haben. Das Alter des Lösslehmes unter dem 2.fBt-Horizont wird in der gleichen Arbeit mit 233.000 (± 35.000) und 245.000 (± 51.000) Jahren angegeben.

4 Schlussfolgerungen

Die Deckschichten der untersuchten Profile lassen den Schluss zu, dass die Jüngeren und Älteren Deckenschotter anders zu bewerten sind, als dies in der klassischen morphostratigraphischen Gliederung vermutet wird. Die langjährigen pedostratigraphischen Aufnahmen in Oberösterreich belegen darüber hinaus ein höheres Entstehungsalter der Terrassen als es bisher in der Literatur angegeben wird (z. B. KOHL 2000). Die Schotteroberfläche der Älteren Deckenschotter scheint im Untersuchungsraum jünger als die Matuyama-/Brunhes-Grenze zu sein und gehört mindestens ins OIS 16. Dieses pedostratigraphische Ergebnis stimmt mit der glazialmorphologischen Einstufung der Älteren Deckenschotter der ÖSTERREICHISCHEN STRATIGRAPHISCHEN KOMMISSION (2004) überein.

Die Jüngeren Deckenschotter in Oberlaab sind ein bis zwei Glazial-/Interglazialzyklen jünger als die Älteren Deckenschotter und lassen sich nach eingehender Diskussion mindestens in das OIS 12 einstufen. Die Untersuchungen belegen weiterhin, dass mit einer weitgehend vollständigen Überlieferung der Paläobodensequenzen auf der Traun-Enns-Platte gerechnet werden kann.

Überregional lassen sich Übereinstimmungen und Abweichungen in den stratigraphischen Einstufungen erkennen. Für grundlegende Korrelationen müssen vorhandene Datierungsmethoden, wie die optisch stimulierte Lumineszenz, weiter ausgebaut und neuere paläomagnetische Möglichkeiten konsequent eingesetzt werden. In chinesischen Lössprofilen ist es bereits gelungen, die in marinen Bohrkernen nachgewiesenen, mittelpleistozänen magnetischen Exkursionen zu finden und stratigraphisch zu nutzen (vgl. HELLER & LIU 1982, HESLOP et al. 2000).

Für die Zukunft wäre es wünschenswert und unbedingt erforderlich, das terrestrische Mittelpleistozän in Europa chronostratigraphisch zu differenzieren. Nur so sind überregionale oder auch globale Korrelationen überhaupt denkbar.

5 Literatur

- BIBUS, E. (1990): Das Mindestalter des „Jüngeren Deckenschotters“ des Rheins bei Basel aufgrund seiner Deckschichten in der Ziegelei Allschwil. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **14**: 223-234; Freiburg i. Br.
- BIBUS, E. (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. – *Geologica Bavarica*, **99**: 135-164; München.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland; Potsdam.
- DOPPLER, G. (2003): Geologische Übersicht des westlichen pleistozänen Salzachvorlandgletschers und seines Vorlands (Oberbayern). – In: TERHORST, B. (Hrsg.): Löß-/Paläoboden-Sequenzen in Oberösterreich. – *Tübinger Geowiss. Arb., Reihe D*, **9**: 25-46; Tübingen.
- DOPPLER, G. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands - Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – *Geologica Bavarica*, **99**: 7-53; München.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Baden-Württemberg. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 255-295; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- FINK, J., FISCHER, H., KLAUS, W., KOCL, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOZEK, V., PIFFL, L. & RABEDER, G. (1978): Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. – *Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wissensch.*, **1**: 31 S.; Wien.
- 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.*, **154/2-3**: 171-192; Stuttgart.
- HELLER, F., & LIU, T. S. (1982): Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. – *Nature*, **300**: 431-433; Washington.
- HESLOP, D., LANGEREIS, C. G. & DEKKERS, M. J., (2000): A new astronomical time-scale for the loess deposits of northern China. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **184**: 125-139; Amsterdam.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern – Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. – *Geologie von Bayern II*: 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOHL, H. & KRENMAYR, H. G. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000, Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. – 77 S.; Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – 429 S.; Linz (Oberösterreichischer Museal-Verein).
- LISIECKI, L. E. & RAYMO, M. E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18} records. – *Paleoceanography*, **20**: 1-17; Washington D.C.
- ÖSTERREICHISCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich; Wien.
- PENCK A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – **1**: 393 S.; Leipzig.
- SARNTHEIN, M., STREMMER, H.E. & MANGINI, A. (1986): The Holstein interglaciation and the Correlation to Stable Isotope Stratigraphy of Deep-Sea-Sediments. – *Quat. Res.*, **26**: 283-298; Orlando.
- STREMMER, H., ZÖLLER, L. & KRAUSE, W. (1991): Bodenstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierungen für das Mittel- und Jungpleistozän des Alpenvorlandes. – *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, Festschr. K. Brunnacker*, **82**: 301-315; Köln.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J. (2002): Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lößprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. – *Z. Geomorph., Suppl.-Bd.*, **127**: 213-232; Berlin, Stuttgart.
- TERHORST, B. & OTTNER, F. (2002): Mineralogische Charakteristik von holozänen und jungpleistozänen Lößböden im Innviertel in Oberösterreich. – In: OTTNER, F. & GIER, S. (Hrsg.): *Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V.*, **9**: 229-239; Wien.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003a): Pleistozäne Deckschichten auf der Traun-Enns-Platte bei Linz (Oberösterreich). – In: TERHORST, B. (Hrsg.): *Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich*. – *Tübinger Geowiss. Arb., Reihe D*, **9**: 115-155; Tübingen.
- 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. (Hrsg.): Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich. – Tübinger Geowiss. Arb., Reihe D, **9**: 47 – 86; Tübingen.
- TERHORST, B., SCHOLGER, R., VAN HUSEN, D., OTTNER, F., REITNER, J., PREUSSER, F. & FIEBIG, M. (2006): Loess/paleosol sequences as stratigraphical database of the Brunhes Chron in Upper Austria. – 150 years of Neanderthal discovery. – Terra Nostra, **2006/2**: 52-53; Bonn.
- TERHORST, B. & SCHOLGER, R. (2007): Paläomagnetische Untersuchungen in Profil Aschet bei Wels. – Mitt. Komm. Österreich. Akademie der Wissenschaften [eingereicht].
- ZOLLINGER, G. (1991): Zur Landschaftsgenese und Quartärstratigraphie im südlichen Oberrheingraben - am Beispiel der Lössdeckschichten der Ziegelei Allschwil (Kanton Basel-Land). – *Ecol. geol. Helv.*, **84/3**: 739-752; Basel.