

Paläomagnetische Untersuchungen der pleistozänen Löss-Paläobodensequenz im Profil Wels-Aschet

by

Robert Scholger¹⁾ & Birgit Terhorst²⁾

SCHOLGER, R. & TERHORST, B., 2011. Paläomagnetische Untersuchungen der pleistozänen Löss-Paläobodensequenz im Profil Wels-Aschet. — Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 19:47–61, Wien.

Inhalt

Zusammenfassung	47
Summary	48
1. Einleitung	48
1.1. Die Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern im Profil Wels-Aschet.....	49
1.2. Paläomagnetische Untersuchungen an Löss/Paläoböden-Sequenzen.....	49
2. Methodik	50
2.1. Probennahme und Profilmessung.....	50
2.2. Paläomagnetische Laboranalysen.....	51
2.2.1. Charakteristische remanente Magnetisierungsrichtung	52
2.2.2. Trägerminerale der magnetischen Eigenschaften.....	52
2.2.3. Magnetische Gefügemessung	52
3. Resultate.....	53
3.1. Trägerminerale der magnetischen Eigenschaften	53
3.2. Charakteristische Magnetisierungsrichtung..	53
3.3. Variation der magnetischen Parameter im Profil	54
4. Diskussion.....	56
5. Dank.....	59
6. Literatur	59

Zusammenfassung

Geomagnetische Exkursionen stellen kurzzeitige Abweichungen vom normalen Erdmagnetfeld dar, die als einzeitige Phänomene überregional beobachtet werden können und eignen sich daher für die chronostratigraphische Korrelation. Die vorliegende Arbeit stellt die paläomagnetische Bearbeitung der mittel- bis jung-pleistozänen Löss-/Paläoboden-Sequenz im Areal der ehemaligen Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels vor. Fünf intensiv entwickelte Paläoböden, bzw. Pedokomplexe wechseln mit dazwischen geschalteten Lösslehmlagen ab. Durch Grabungen konnte ein Profil mit einer Mächtigkeit von über 12 m erschlossen werden. Für die magnetostratigraphischen Laboruntersuchungen im Paläomagnetiklabor der Montanuniversität wurden insgesamt 587 orientierte Proben entnommen, so dass eine beinahe lückenlose Beprobung vorliegt.

Die Proben wurden mit magnetischen Wechselfeldern sowie thermisch abmagnetisiert. Zur Bestimmung der magnetischen Trägerminerale in den Sedimenten wurden Curiepunkt-Bestimmungen durchgeführt, die eine Hauptträgerphase mit einem Curie-Punkt bei ca. 580°C (Magnetit), sowie untergeordnete Anteile von Hämatit mit 670°C Curie-Punkt ergaben. Die magnetischen Parameter zeigen eine Folge von Bereichen mit intensiver Magnetitbildung im Boden, erkennbar an der hohen magnetischen Suszeptibilität und Sättigungsmagnetisierung, die dem relativ wärmeren Klima von Interglazialen zugeordnet werden können.

Die Mehrzahl der Proben zeigten charakteristische Remanenzrichtungen im Bereich des normalen pleistozänen Erdmagnetfeldes. In einigen Bereichen des Profils traten stark abweichende Remanenzrichtungen auf, die auf Exkursionen des Erdmagnetfeldes hinweisen. Für die chronostratigraphischen Zuordnungen wurden mehrere aktuell publizierte und zum Teil nicht übereinstimmende Zusammenstellungen der bislang international anerkannten beobachteten Exkursionen innerhalb des Brunhes-Chron verwendet. Die beobachteten Exkursionen im Profil Aschet werden aufgrund

¹⁾ Prof. Dr. Robert SCHOLGER, Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik Montanuniversität Leoben Peter Tunner-Strasse 27, 8700 Leoben, e-mail: scholger@unileoben.ac.at

²⁾ Prof. Dr. Birgit TERHORST, Institut für Geographie, Universität Würzburg, Am Hubland, D-97074 Würzburg, e-mail: birgit.terhorst@uni-wuerzburg.de

sedimentologischen Überlegungen in das Zeitintervall von 570 ka (Emperor - Big Lost - Calabrian Ridge) bis 110 ka (Blake) gestellt. Die Brunhes/Matuyama-Grenze (776 ka) wurde nicht erreicht.

Summary

Geomagnetic excursions represent short-lived deflections of the Earth's magnetic field which can be observed on broader regional scales and are, thus, suitable for chronostratigraphic correlations. We present a palaeomagnetic investigation of a loess/palaeosol sequence in the former brickyard (Würzburger) in Aschet near Wels. The Pleistocene sequence contains five palaeosols with partly intense pedogenesis, intercalated with loessic sediments. A profile with a total thickness of more than 12 m was excavated, and 587 oriented samples were taken for paleomagnetic measurements in the Palaeomagnetic Laboratory of the University of Leoben.

Samples were demagnetized stepwise using thermal and alternating field methods. Among other parameters, Curie-point determinations established magnetite as the main magnetic carrier mineral in the sediments. Minor contributions from haematite were also observed. The variation of magnetic susceptibility and intensity of saturation remanence with depth yielded zones with enhanced magnetite concentration in the profile, which can be related with soil formation in interglacial periods. The remanence vectors of the majority of the samples were aligned in the normal Pleistocene direction of the Earth's magnetic field. However, in some stratigraphic levels strongly deflecting vector directions were observed, which can be related to excursions of the Earth's magnetic field. The presented chronostratigraphic correlation is based on currently published international reference scales, which differ from each other in many details. The correlation indicates an age range between 570 ka (Emperor - Big Lost - Calabrian Ridge) and 110 ka (Blake) for the observed excursions in the profile Aschet. The Brunhes/Matuyama-boundary (776 ka) was not recorded.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt die paläomagnetische Bearbeitung der mittel- bis jungpleistozänen Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Älteren Deckenschottern der Traun-Enns-Platte bei Wels-Aschet vor. Für das Alter der Älteren Deckenschotter wird aufgrund des Fehlens absoluter Daten bis heute zumeist die klassische morphostratigraphische Gliederung nach PENCK & BRÜCKNER (1909) angewandt.

International betrachtet, geben u.a. marine Sauerstoffisotopenkurven und Studien in chinesischen Lössen eine Vorstellung über die Zahl der Glazial-/Interglazialzyklen für das Mittelpleistozän. Terrestrische Studien in Europa können dieser Vorgabe in Ermangelung von Datierungsmethoden im Mittelpleistozän kaum folgen.

HABBE (2003) spricht in diesem Zusammenhang von einer Zeitlücke zwischen dem Günz und dem Jungpleistozän. Deshalb besitzt die Paläomagnetikgrenze am Übergang von Alt- zum Mittelpleistozän (780.000 Jahre) in früheren Arbeiten eine entscheidende stratigraphische Bedeutung für das nördliche Alpenvorland. So konnte beispielsweise im ehemaligen Rheingletschergebiet die Brunhes/Matuyama-Grenze zum einen an der Basis von Günzschottern am Heiligenberg nachgewiesen werden (ELLWANGER et al., 1995), zum anderen trat die Polumkehr 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 kann der Beginn des „Günz-Komplexes“ knapp oberhalb der Brunhes/Matuyama-Grenze vermutet werden, da diese noch in keiner entsprechenden Sequenz nachgewiesen wurde (vgl. KOHL, 2000; VAN HUSEN, 2000).

Die Stratigraphische Tabelle Deutschland 2002 (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION, 2002) weist unterhalb des Reißkomplexes auf große Unsicherheiten in der chronostratigraphischen Zuordnung der Glaziale hin. Auch die Stratigraphische Tabelle von Österreich (PILLER et al., 2004) veranschaulicht diese Problematik sehr deutlich. Die Älteren Deckenschotter werden hier aufgrund stratigraphischer Überlegungen in das siebtletzte Glazial eingestuft. In diesem Kontext gibt VAN HUSEN (2000) einen chronostratigraphischen Rahmen für die glazialen Ablagerungen und Prozesse im Mittelpleistozän der Ostalpen. In dieser Studie wird davon ausgegangen, dass die vier klassischen Glaziale in die Brunhes-Chron einzustufen sind. VAN HUSEN (2000) geht davon aus, dass Günz mit dem MIS 16, und Mindel mit dem MIS 12 zu korrelieren sind. Darüber hinaus stellt der Autor das Reiß-Glazial in das MIS 6 sowie das Würm-Hochglazial in das MIS 2.

Auf der Basis von Deckschichtenanalysen im Linz/Welser Raum kommt TERHORST (2007) zu ähnlichen Ergebnissen. Auch hier korreliert Günz mit dem MIS 16 und Mindel mit dem MIS 12. Weiterhin lässt sich die Alterseinstufung des jüngeren Mindelkomplexes mit der Stratigraphie nach DOPPLER & JERZ (1995) in Einklang bringen. Die Autoren setzen das Haslach-Glazial ins MIS 14 und das klassische Mindel hingegen ins MIS 12. Zudem werden Überreste glazialer Schotter im nordöstlichen Alpenvorland von KOHL (in FINK et al., 1976) und VAN HUSEN (2000) in das kurze und weniger intensive MIS 14 gestellt.

Frühere Untersuchungen in den Deckschichten auf fluvioglazialen Terrassen im Linz-Welser Raum zeigen deutlich, dass es für die klassischen Vorstellungen nach PENCK & BRÜCKNER (1909) zu viele Interglazialböden gibt (KOHL & KRENMAYR, 1997; STREMMER et al., 1991). Für die Entwicklung eines chronostratigraphischen Rahmens für den Untersuchungsraum spielen paläomagnetische und gesteinsmagnetische Studien, respektive der Nachweis mittelpleistozäner magnetischer Exkursionen, begleitet von paläopedologisch-pedostratigraphischen

Analysen, eine entscheidende Rolle für die Einschätzung der stratigraphischen Stellung der Jüngeren und Älteren Deckenschotter. Aus diesem Grund wurden im Areal der ehemaligen Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels detaillierte Beprobungen durchgeführt und im Magnetiklabor der Montanuniversität Leoben mit finanzieller Unterstützung durch die Akademie der Wissenschaften analysiert.

1.1. Die Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern im Profil Wels-Aschet

Bei der hier vorgestellten, überwiegend mittelpleistozänen Abfolge ergibt sich eine sehr differenzierte Gliederung der Deckschichten. Fünf intensiv entwickelte Paläoböden, bzw. Pedokomplexe wechseln mit dazwischen geschalteten, weitgehend karbonatfreien Lösslehmlagen ab. Eine detaillierte Beschreibung der Abfolge findet sich in diesem Band (TERHORST et al., dieser Band).

In der Terrasse der Älteren Deckenschotter (Günz) ist ein intensiv tondurchschlämmter, dunkelroter Horizont (AS 2) ausgebildet. Die Verwitterungsintensität ist aufgrund pedogener Merkmale, sedimentologischer und mineralogischer Analysen im Vergleich mit dem übrigen Profil sehr hoch. Der Oberboden wurde durch eine nachfolgende Erosionsphase abgetragen und kiesführende Schichten mit eingelagerten Bodensedimenten kamen auf dem erodierten Paläoboden zur Ablagerung (AS 2a, 3).

Darüber folgt ein etwa 3 m mächtiger Lösslehm (AS 4a-d), der von zwei kryoturbar überprägten, glazial gebildeten Nassböden gegliedert ist. Pedogene Merkmale in Form von vereinzelt Toncutanen befinden sich im oberen Abschnitt des blassgelben Lösslehms und weisen auf eine Beeinflussung des Sediments vom hangenden Paläoboden hin, die nach unten hin sukzessive nachlässt. Bei dem hangenden Bodenhorizont AS5 handelt es sich um einen pseudovergleyten Bt-Sd-Horizont, von dem nur der untere Profilabschnitt erhalten ist. Trotzdem ist die Deutung als interglazialer Paläoboden aufgrund seiner Färbung und intensiven Tonanreicherung sowie sedimentologischer und mineralogischer Befunde möglich. Über dem Paläoboden kam wiederum ein Lösslehm zur Ablagerung (AS 6).

Problematisch für Datierungen und pedostratigraphische Untersuchungen ist die Tatsache, dass der folgende Profilabschnitt zwei Paläoböden enthält (AS 7a-c, 8a, 8), wobei der obere 2.fBt-Sd den liegenden 3. fossilen Boden überprägt und diese zusammen einen kompliziert aufgebauten ca. 2 m mächtigen Pedokomplex bilden. Die sedimentologischen Analysen erlauben jedoch aufgrund eindeutiger Tongehaltsunterschiede eine Differenzierung der einzelnen Horizonte (TERHORST et al., dieser Band). Zwischen dem 2. und 3. Paläoboden liegen Thermolumineszenz-Datierungen von STREMMER et al. (1991) vor. Die Altersangaben betragen 233.000 Jahre (± 35.000), bzw. 245.000 Jahre (± 51.000), werden im Profil jedoch nach unten wieder jünger, so dass diese Daten mit Vorsicht betrachtet werden müssen und die Ablagerungen unter Umständen ein wesentlich höheres Alter besitzen können.

Als oberster interglazialer Paläoboden folgt auf einem Lösslehm der Eemboden innerhalb der Profilssequenz (AS 10). Dieser tritt in weiteren Lössprofilen in Oberösterreich in vergleichbarer Position und Ausprägung auf (TERHORST et al., 2002). So ist er wesentlich weniger dicht gelagert als die älteren Paläoböden und nur geringfügig pseudovergleyt. Der jüngste Bereich im Profil wird von einer geringmächtigen würmzeitlichen Abfolge, wie sie im nördlichen Oberösterreich charakteristischerweise vorkommt, gebildet (TERHORST, 2007).

Insgesamt betrachtet, konnten im Gegensatz zu älteren Bearbeitungen (FINK et al., 1976; KOHL, 2000; STREMMER et al., 1991) fünf eindeutige Paläoböden von interglazialer Intensität nachgewiesen werden, wobei die basalen Profilabschnitte aufgrund ihres signifikanten Verwitterungsgrades auch zwei Warmzeiten repräsentieren können. Bei den Paläoböden und Pedokomplexen handelt es sich um Übergänge zwischen Parabraunerden und Pseudogleyen. Die intensiven pedogenetischen Prozesse spiegeln sich in den paläopedologischen Merkmalen, insbesondere in dem Auftreten von Toncutanen, sedimentologischen und mineralogischen Daten sehr gut wider. Generell überliefert das Profil erodierte Bodenhorizonte von ehemaligen Waldböden, die aufgrund ihres hohen Tongehaltes und ihrer dichten Lagerung nicht vollständig erodiert wurden. Im Gegensatz dazu sind Lösslehmlagen und schwach entwickelte Interstadialböden, welche hier nicht präsent sind, aufgrund ihrer Erosionsanfälligkeit durch das nachfolgende Glazial bis auf geringmächtige Lösslehmreste abgetragen worden. Von diesen intensiven Erosionsprozessen, wie sie unter den pleistozänen Umweltbedingungen des Alpenvorlandes charakteristisch sind, bleibt nur die würmzeitliche Abfolge verschont, die aus diesem Grund noch interstadiale Bodenbildungen aufweist. Im Untersuchungsgebiet und seinen angrenzenden Räumen sind bisher keine interstadialen Paläoböden nachgewiesen, die älter als würmzeitlich sind (TERHORST, 2007; KOHL, 2000).

Die untersuchten Lösslehme zeigen in den basalen Bereichen des Profils eine fortgeschrittene Verwitterung und Überprägung durch überlagernde Paläoböden. Ihre pedogenetischen Merkmale treten jedoch in Anzahl und Intensität hinter jene der Bodenhorizonte zurück. Zudem lässt die Verwitterungsintensität in den einzelnen Lösslehmepaketen von oben nach unten nach (vgl. TERHORST et al., dieser Band). Auf der Basis der paläopedologischen Analysen liegt eine Mindesteinstufung der Älteren Deckenschotter in Wels-Aschet in die sechst-, bzw. siebentletzte Kaltzeit nahe.

1.2. Paläomagnetische Untersuchungen an Löss/Paläoboden-Sequenzen

Klimaveränderungen beeinflussen Verwitterungs- und Sedimentationsprozesse, die sich auch auf die magnetischen Minerale in Gesteinen auswirken (DEKKERS, 1997). Daher sind magnetische Parameter, wie z.B. die magnetische Suszeptibilität, empfindliche Indikatoren für klimaabhängige Variationen der Art, Korngröße und

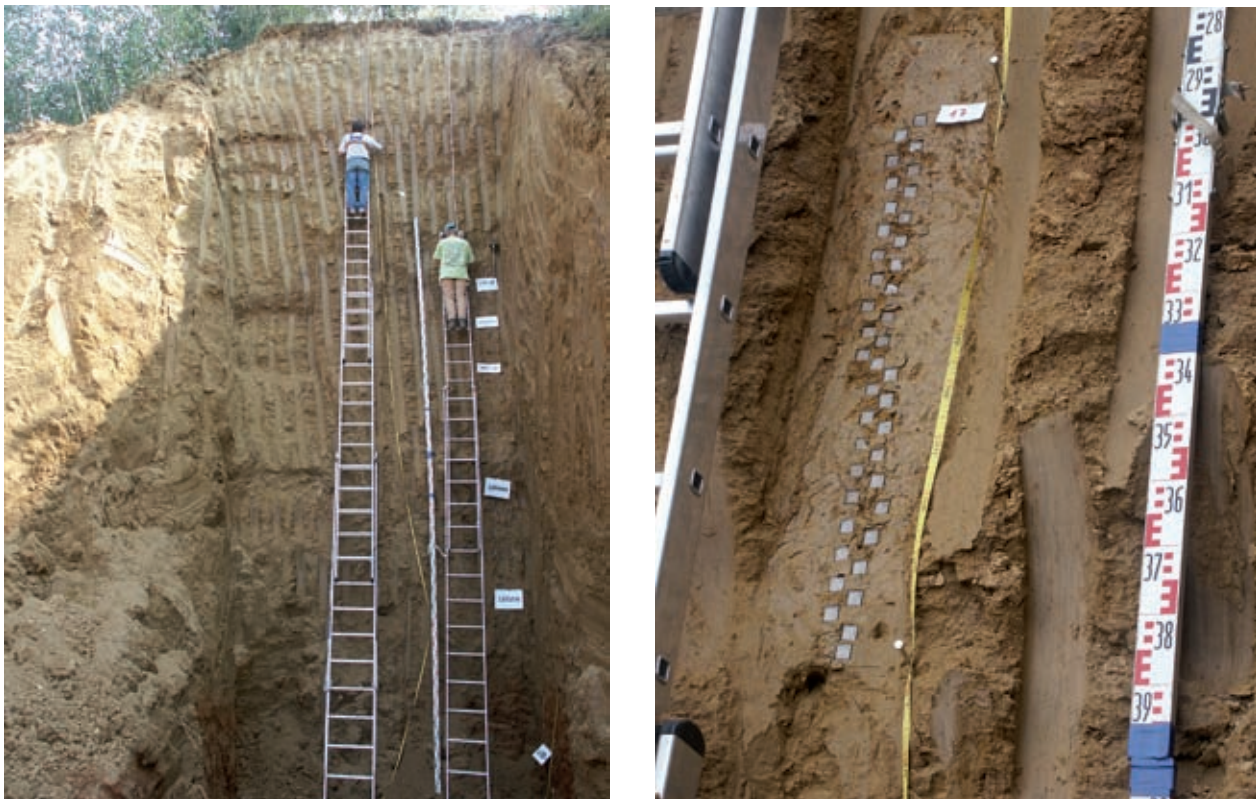


Abbildung 1: Probennahme für paläomagnetische und paläopedologische Untersuchung im Profil Aschet (2003).

Konzentration magnetischer Minerale in Sedimenten (THOUVENY et al., 1994; VEROSUB & ROBERTS, 1995). Die magnetische Suszeptibilität (Magnetisierbarkeit) von Gesteinen ist abhängig von der Konzentration und Korngröße der am Gesteinsaufbau beteiligten magnetischen Mineralphasen. Im Allgemeinen kommt Magnetit aufgrund der hohen mineralspezifischen Suszeptibilität die größte Bedeutung zu, und die magnetische Suszeptibilität kann als grobes Maß für den Magnetitanteil von Gesteinen herangezogen werden (THOMPSON & OLDFIELD, 1986).

Mehrere umfangreiche Untersuchungen an Lössprofilen in Europa und Asien belegen, dass in Paläoböden in erster Linie feinkörniger Magnetit (superparamagnetischer Korngrößenbereich (SP) < 30 nm) als Trägermineral der magnetischen Eigenschaften auftritt, während die magnetischen Komponenten von Lössproben durch die größeren singledomain (SD) und multidomain (MD) Korngrößen charakterisiert sind (EVANS & HELLER, 2003). Da die magnetische Suszeptibilität von SP-Magnetit um ein Vielfaches größer ist, kann die zeitliche Variation dieses Parameters als Indikator für die Intensität der Bodenbildung herangezogen werden (HELLER & LIU, 1984). In Modellannahmen wird davon ausgegangen, dass wechselnde Redox-Bedingungen im Boden während der Verwitterung von eisenhaltigen Mineralen zur Freisetzung von Eisen und Neubildung von Ferrihydrit führen. Am Ende einer Reaktionskette steht die Neubildung von SP-Magnetit bzw. Maghämmit im Boden unter oxidierenden Bedingungen (MAHER, 1998). CHEN et

al. (2005) verweisen auf die Bedeutung des organischen Anteils in Zusammenhang mit der Aktivität von Eisenreduzierenden Bakterien.

Bislang liegen nur wenige paläomagnetische Ergebnisse von Löss/Paläoboden-Sequenzen in Österreich vor. Frühere Untersuchungen in der Lehmgrube der Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels werden von FINK et al. (1976) beschrieben. Für den ersten Versuch einer paläomagnetischen Datierung dieser Sedimente wurden im Jahre 1974 aus den Deckschichten über den Älteren Deckenschottern Proben in Abständen von 20 bis 40 cm entnommen, die alle positive Inklination und um Null schwankende Deklination aufwiesen. Als mögliche Ursache für das Fehlen einer erwarteten Umpolung (Brunhes/Matuyama-Grenze) sowie stark variierende Deklinationen im untersten Teil der Schichtfolge wurden sekundäre Verlagerungsprozesse an der Basis der Deckschichten angeführt (FINK et al., 1976).

2. Methodik

2.1. Probennahme und Profilmessung

Durch zwei Grabungen (2001, 2003) konnte ein Profil mit einer Mächtigkeit von über 12 m erschlossen werden. Die Probennahme für paläomagnetische Laboranalysen erfolgte unter Verwendung von würfelförmigen Kunststoffhülsen (2 cm Kantenlänge), die an einer

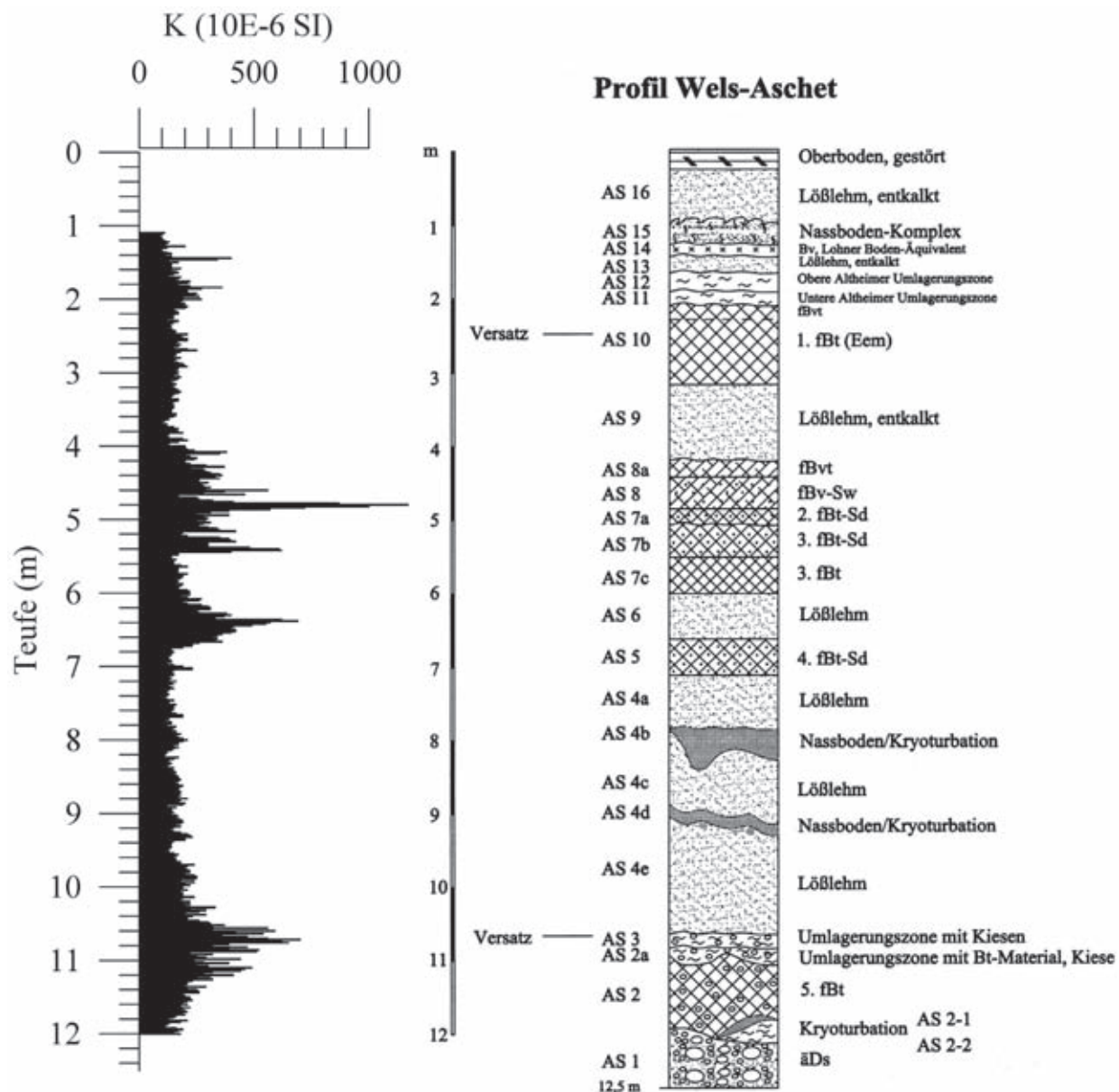


Abbildung 2: Magnetische Suszeptibilität im Profil Aschet (2003). In situ Messungen und paläopedologisches Profil aus TERHORST (2007), äDS – Älterer Deckenschotter.

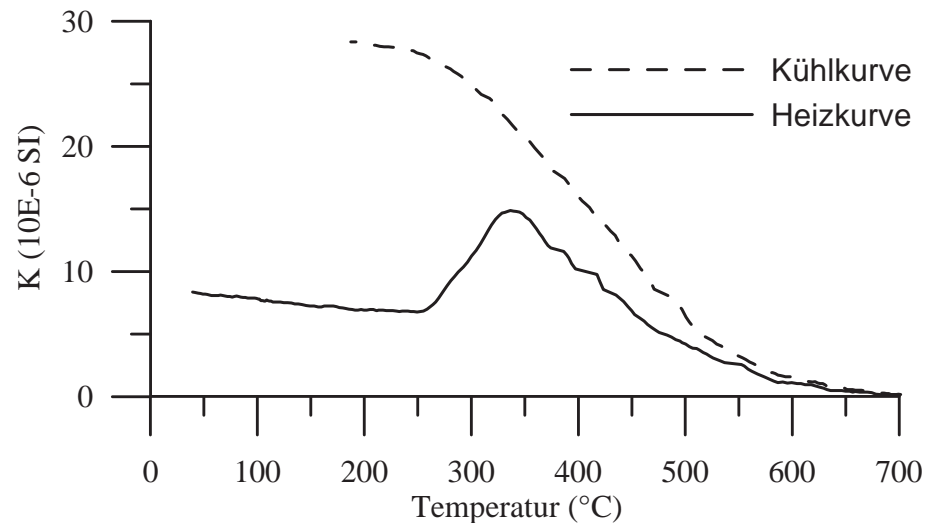
Führungsschiene von Hand bzw. durch Hammerschlag in das Sediment gedrückt wurden. Die Orientierung der Proben wurde nach paläomagnetischen Routineverfahren eingemessen. Für die magnetostratigraphischen Laboruntersuchungen wurden 162 (2001) bzw. 425 (2003) orientierte Proben entnommen (Abb. 1). Der nicht erfasste Vertikalabstand zwischen einzelnen Proben beträgt zwischen 0 und 2 cm, so dass eine beinahe lückenlose Beprobung vorliegt. Die kontinuierliche in situ-Messung der magnetischen Volumenssuszeptibilität im Profil (2003) erfolgte mit einem Exploranium KT-9 Kappameter (Abb. 2). Als Verhältnis der induzierten Magnetisierung im Material zur Feldstärke des Erregerfeldes (schwaches, hochfrequentes magnetisches Wechselfeld eines Suszeptibilitäts-Meßgerätes) ist die Volumens-

zeptibilität im internationalen Maßeinheitensystem (SI) eine dimensionslose Größe.

2.2. Paläomagnetische Laboranalysen

Im Paläomagnetiklabor der Montanuniversität Leoben wurden als Bezugswert für die weiteren Untersuchungen die magnetische Volumenssuszeptibilität sowie die natürliche remanente Magnetisierung an den noch unbehandelten Proben gemessen. Die Remanenzmessungen erfolgten an einem 2G-Cryogen-Magnetometer mit integrierter Wechselfeld-Abmagnetisierung, die Suszeptibilitätsmessungen an einer Kappabridge Geofyzika KLY-2.

Abbildung 3: Curie-Punkt-Bestimmung einer Probe aus dem Paläoboden AS2 (5. fossiler Bt). K ... magnetische Volumenssuszeptibilität der Teilprobe. Hauptträgerphase mit einem Curie-Punkt bei ca. 580°C ist Magnetit, untergeordnete Anteile von Hämatit mit 670°C. Der Anstieg der magnetischen Suszeptibilität zwischen 280°C und 350°C ist auf eine irreversible Umwandlung von Eisensulfiden oder Eisenhydroxiden zu sekundärem Magnetit während des Heizvorgangs zurückzuführen.



2.2.1. Charakteristische remanente Magnetisierungsrichtung

Eisenoxid-Mineralen sind in fast allen Gesteinen in Spurenkonzentrationen enthalten. Diese Mineralphasen besitzen eine natürliche remanente Magnetisierung (NRM), die mit den Möglichkeiten moderner hochempfindlicher Magnetometer nachgewiesen werden kann (SOFFEL, 1991). Physikalische, chemische und biologische Prozesse (z.B. Kompaktion, Verwitterung, Bioturbation) können die existierende NRM verändern oder zur Entstehung weiterer Remanenzkomponenten führen. In der Regel besteht die NRM aus einer primären Komponente, die bei bzw. unmittelbar nach der Sedimentablagerung aufgeprägt wurde, sowie nachfolgend aufgenommenen sekundären Komponenten. Mit paläomagnetischen Laborverfahren können solche Komponenten isoliert werden (COLLINSON, 1983).

Die orientierten Proben wurden schrittweise bei zunehmend stärkeren magnetischen Wechselfeldern (2 bis 140 mT) sowie (ausgewählte Proben) nachfolgend bei Temperaturen von 200 bis 550°C thermisch abmagnetisiert, wobei nach jedem Reinigungsschritt die verbleibende NRM gemessen wird. Das Abmagnetisierungsverhalten gibt Hinweise auf die magnetischen Trägerminerale und ermöglicht gegebenenfalls die Trennung primärer fossiler Magnetisierungsrichtungen von sekundären Magnetisierungen, die durch magnetische Überprägung und Verwitterung entstehen.

2.2.2. Trägerminerale der magnetischen Eigenschaften

Zur Bestimmung der magnetischen Trägerminerale in den Sedimenten wurden Curiepunkt-Bestimmungen durchgeführt und das magnetische Sättigungsverhalten untersucht. Wird eine Probe im Labor einem starken magnetischen Gleichfeld ausgesetzt, entsteht in der Probe eine entsprechende Remanenz (IRM; Isothermale Re-

manente Magnetisierung). Mit zunehmender Feldstärke nimmt auch die IRM zu, bis aufgrund der magnetischen Mineralogie keine weitere Steigerung mehr möglich, und die magnetische Sättigung (SIRM) erreicht ist. Ferrimagnetische Minerale, wie zum Beispiel Magnetit und Maghämmit, sind bei Feldstärken in der Größenordnung von 300 mT vollständig gesättigt. Antiferromagnetische Minerale (z.B. Hämatit) benötigen dafür Feldstärken von mehr als 2,5 T.

Die Form der Sättigungskurve ist nicht beeinflusst von der Korngröße und gibt Hinweise auf die Art der magnetischen Minerale in der Probe (VEROSUB & ROBERTS, 1995). Die Sättigungsintensität und andere magnetische Parameter und parametrische Verhältnisse können als Klimaindikatoren verwendet werden (EVANS & HELLER, 2003), da sie im Wesentlichen von der Art, Korngröße und Konzentration der magnetischen Minerale im Sediment oder Boden abhängen. Je nach Ablagerungs- bzw. Bildungsbedingungen der Sedimente und Böden wird den verschiedenen Parametern unterschiedliche Aussagekraft mit Bezug auf bestimmte sedimentologische oder klimatische Prozesse zugeschrieben. Für die vorliegende Untersuchung wurde der Parameter AF@IRM nach LARRASOANA et al. (2003) gewählt, der als Indikator für den Hämatitanteil im Gestein gilt. Die Proben wurden zunächst einer magnetischen Sättigung bei 0,9 T ausgesetzt, und anschließend bei 100 mT im Wechselfeld abmagnetisiert. Für die verbleibende Restmagnetisierung sollte im Wesentlichen Hämatit verantwortlich sein.

2.2.3. Magnetische Gefügemessung

Als begleitende Untersuchung wurde die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) gemessen, die das Gefüge der magnetischen Minerale im Gestein erfasst. Die richtungsabhängige Suszeptibilität eines Gesteins wird durch Form und Orientierung eines Suszeptibilitätsellipsoids mit den Hauptachsen K1, K2 und K3

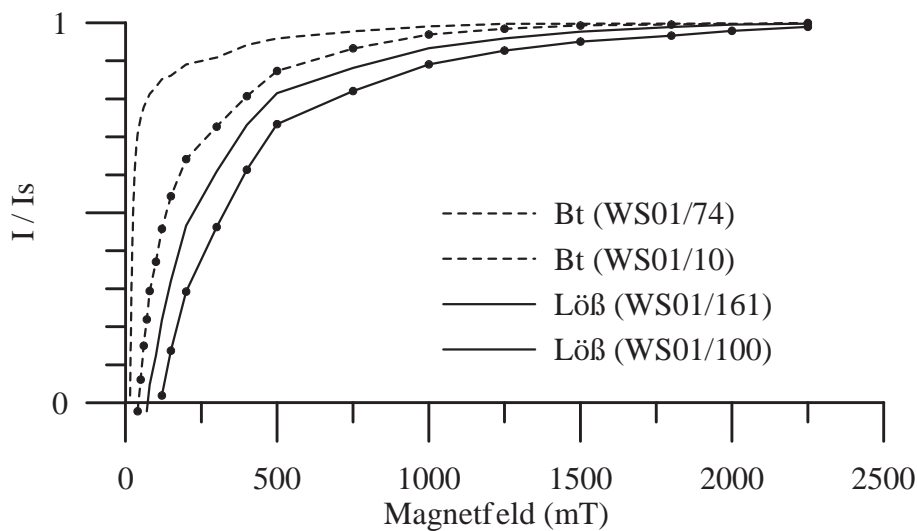


Abbildung 4: Magnetisches Sättigungsverhalten. I/I_s ... Intensität der remanenten Magnetisierung (I) nach jedem Sättigungsschritt normiert auf die maximal erreichte Intensität bei 2500 mT (I_s). Ein hoch-koerzitives Mineral (Hämatit) ist in allen Proben in geringen Konzentrationen vorhanden; in den Paläoböden tritt zusätzlich zumindest eine weitere niedrig-koerzitive Phase (Magnetit) auf, die bei der Bodenbildung entstanden ist (die Proben erreichen rascher die magnetische Sättigung).

entsprechend der Richtung der maximalen, intermediären und minimalen Magnetisierbarkeit repräsentiert (HROUDA, 1982). Die Achsenverhältnisse werden zur Beschreibung des Gefüges herangezogen. Die magnetische Lineation ($K1/K2$) ist sinngemäß Bestandteil des petrographischen Begriffes „Lineation“, der alle linearen Gefügeelemente ohne Berücksichtigung ihrer Genese umfasst. Gleiches gilt für die magnetische Foliation ($K2/K3$) als planares Gefügemerkmal. Dominiert die Foliation über die Lineation, so ist das Suszeptibilitätsellipsoid abgeplattet (oblat), bei dominanter Lineation gelängt (prolat). Aufgrund der magnetischen Anisotropie kann auf die Kräfte, die ein Gefüge erzeugen, zurück geschlossen werden (TARLING & HROUDA, 1993).

3. Resultate

3.1. Trägerminerale der magnetischen Eigenschaften

Die Curie-Punktsbestimmungen ergaben eine Hauptträgerphase mit einem Curie-Punkt bei ca. 580°C (Magnetit) sowie untergeordnete Anteile von Hämatit mit 670°C Curie-Punkt (Abb. 3). Der Anstieg der magnetischen Suszeptibilität zwischen 280°C und 350°C ist wahrscheinlich auf eine Umwandlung von Eisensulfiden oder Eisenhydroxiden zu sekundärem Magnetit oder Maghämät während des Heizvorgangs zurückzuführen (GENDLER et al., 2005). Diese Umwandlung ist irreversibel, sodass in der Kühlkurve nur die stabilen Phasen zu beobachten waren (Abb. 3). Die magnetische Sättigung (Abb. 4) gibt Hinweise auf unterschiedliche magnetische Minerale in den Lösssedimenten und Paläoböden im Profil Aschet. Proben aus den Paläoböden sind durch relativ geringe Koerzitivkraft charakterisiert und erreichen rascher die magnetische Sättigung als Proben aus Lösshorizonten. Das Sättigungsverhalten der Proben

weist auf Variationen von niedrig- und hoch-koerzitiven magnetischen Mineralen in unterschiedlichen Konzentrationsverhältnissen hin. Ein hoch-koerzitives Mineral (Hämatit) ist in allen Proben in geringen Konzentrationen vorhanden; in den Paläoböden tritt zusätzlich zumindest eine weitere niedrig-koerzitive Phase (Magnetit) auf, die bei der Bodenbildung entstanden ist.

Die Messungen der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität ergaben schwach anisotrope bzw. in vielen Fällen isotrope magnetische Gefüge für alle Bereiche im Profil Aschet (Abb. 5). Die Werte für die magnetischen Gefügeparameter, Lineation (L) und Foliation (F), liegen bei den meisten Proben im Bereich unter 2% (Mittelwert und Standardabweichung aus 165 Proben: $L = 1,014 \pm 0,018$; $F = 1,018 \pm 0,017$). Eine Vorzugsorientierung der K_{max} -Richtung, die Rückschlüsse auf die Paläowindrichtung erlauben würde, konnte nicht beobachtet werden.

3.2. Charakteristische Magnetisierungsrichtung

Die schrittweise magnetische Abmagnetisierung im Wechselfeld erfolgte in 6 bis 15 Schritten im Bereich zwischen 2 und 140 mT, wobei mit Rücksicht auf die mineralmagnetischen Ergebnisse vor allem der niedrige Feldbereich detailliert bearbeitet wurde, um jene Remanenzvektoren zu isolieren, die in unterschiedlichen Phasen von Magnetit residieren. Generell wurden nur geringe Einflüsse von den hochkoerzitiven Phasen auf das Abmagnetisierungsverhalten beobachtet (Abb. 6). In der Mehrzahl der Proben war die Remanenz mit der Wechselfeldentmagnetisierung bis zur völligen magnetischen Reinigung abmagnetisierbar. Dabei wurden meist zwei magnetische Phasen erfasst, die aber in den meisten Fällen dieselbe Remanenzrichtung ergaben. Einige Proben wiesen nach der Abmagnetisierung im Wechselfeld Rest-Remanenzen auf, die auf höher koerzitive Phasen (z.B. Hämatit) zurückzuführen sind. Diese Proben wurden nachfolgend thermisch bei Temperaturen von

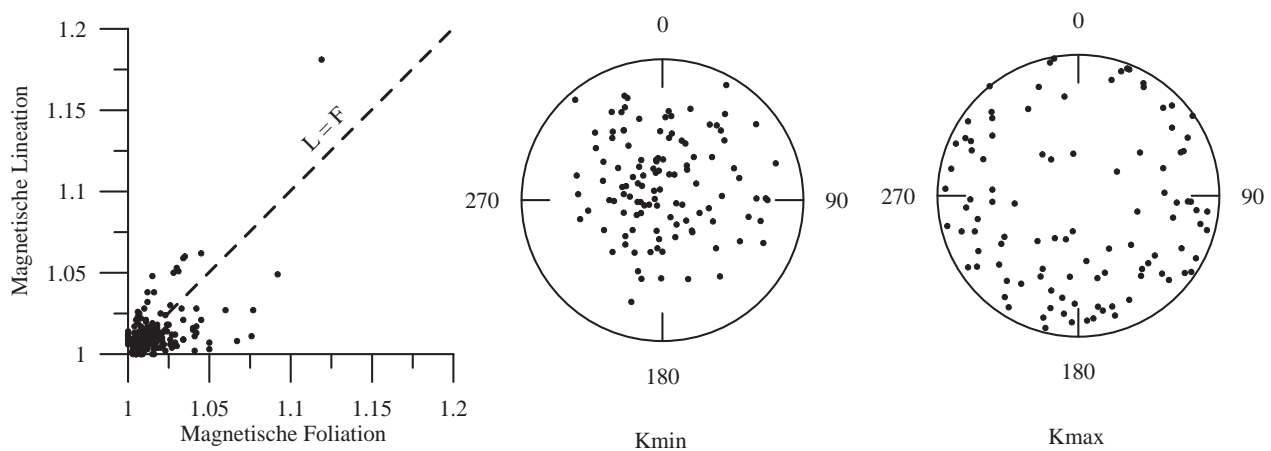


Abbildung 5: Magnetisches Gefüge (Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität). Kmin, Kmax ... Richtungen der Hauptachsen des Suszeptibilitätsellipsoids in stereographischer Projektion. Die Messungen ergaben schwach anisotrope bis isotrope magnetische Gefüge für alle Bereiche im Profil.

200°C bis 550°C abmagnetisiert (vergl. Abb. 6a, c, d, f). In allen Löss- und Bodenproben wurden ähnliche Abmagnetisierungsvektoren beobachtet. Die Mehrzahl der Proben zeigten charakteristische Remanenzrichtungen im Bereich des normalen rezenten bzw. pleistozänen Erdmagnetfeldes. In einigen Bereichen des Profils traten stark abweichende Remanenzrichtungen auf, die auf Exkursionen des Erdmagnetfeldes hinweisen, welche auch im Pleistozän mehrmals auftreten (LUND et al., 1998). Eine völlige Umpolung des Magnetfeldes als Hinweis auf die Brunhes/Matuyama-Grenze konnte aber nicht beobachtet werden.

Bis zu 90% der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) im 1. fossilen Bt (AS 10) sowie im darunter liegenden Lösslehm (AS 9) waren schon bei geringen Wechselfeldstärken im Bereich von 20 mT abmagnetisiert (Abb. 6a, b). Die nachfolgende thermische Reinigung bis 550°C ergab keinen weiteren Abmagnetisierungserfolg, so dass ein Einfluss von Goethit als Träger einer rezenten Verwitterungsremanenz ausgeschlossen werden konnte. Im hangenden Abschnitt des 1. fossilen Bt (AS 10) im Übergang zur Unteren Altheimer Umlagerungszone (AS 11) waren in einem Intervall von ca. 20 cm im Profil (1,90 bis 2,10 m) stark abweichende Remanenzrichtungen zu beobachten (Abb. 6a). Ähnliche abweichende Magnetisierungsvektoren traten im unteren Abschnitt des Lösslehms AS 9 in einer Teufe von 3,60 bis 3,95 m sowie im 2. und 3. fossilen Bt (AS 7a, b) in 4,55 bis 5,34 m Teufe auf. Die Proben aus AS 7 waren durch geringfügig höhere Koerzitivkraft gekennzeichnet. Bei einer Wechselfeldstärke von 40 mT waren 80% der NRM abmagnetisiert. Die nachfolgende thermische Reinigung ergab weitere Intensitätsverluste im Temperaturintervall zwischen 500°C und 550°C, was auf Magnetit als ausschließliches Trägermineral der Remanenz hinweist (Abb. 6c, d). In den Schichten AS 4 ergaben die Abmagnetisierungen Hinweise auf ein zusätzliches magnetisches Trägermineral sowohl im Lösslehm als auch im Nassboden. Die

Wechselfeldabmagnetisierung ergab, dass nur ca. 50% der NRM an niedrig-koerzitive magnetische Phasen gebunden waren (Abb. 6e), die verbleibende Intensität der NRM konnte beim ersten thermischen Reinigungsschritt (200°C) entfernt werden (Abb. 6f). Dieses Verhalten wird als Hinweis auf Goethit interpretiert. Die Proben aus dem 5. fossilen Bt (AS2) waren bezüglich ihres Abmagnetisierungsverhaltens vergleichbar mit dem 2. fossilen Bt. Der Großteil der NRM konnte bei Wechselfeldstärken bis 40 mT abmagnetisiert werden (Abb. 6g, h). Im gesamten unteren Teil des Profils, zwischen AS 1 und AS 6, waren vorwiegend „normale“ charakteristische Remanenzrichtungen zu beobachten, während abweichende Magnetisierungsvektoren nur in wenigen Proben aus zwei Teufenabschnitten (bei ca. 9,5 m und ca. 11,6 m) auftraten.

3.3. Variation der magnetischen Parameter im Profil

Magnetische Suszeptibilität, Intensität der NRM, Sättigungsintensität und der als Hämatitindikator verwendete Parameter AF@IRM (LARRASOANA et al., 2003) zeigen signifikante Variationen im Profil. Das während der Probennahme In situ aufgenommene kontinuierliche Suszeptibilitäts-Profil (Abb. 2) und die Messungen an den Proben (Abb. 7) zeigen einen engen Zusammenhang der magnetischen Suszeptibilität mit den lithologischen Verhältnissen, wobei die Paläoböden generell als Bereiche erhöhter Suszeptibilität bei gleichzeitig großer Variation der Suszeptibilitätswerte hervortreten. Die Suszeptibilitätswerte für Lösslehm (ca. 150.10⁻⁶ SI) repräsentieren den magnetischen Hintergrundwert des Sediments, während die Werte in den Paläoböden durch Magnetit-Neubildung während der Pedogenese bis zu zehnfach erhöht sind. Die Werte der Intensität der NRM und SIRM folgen weitgehend demselben Trend. Innerhalb der Lössanteile des Profils zeigt der Hämatitindikator

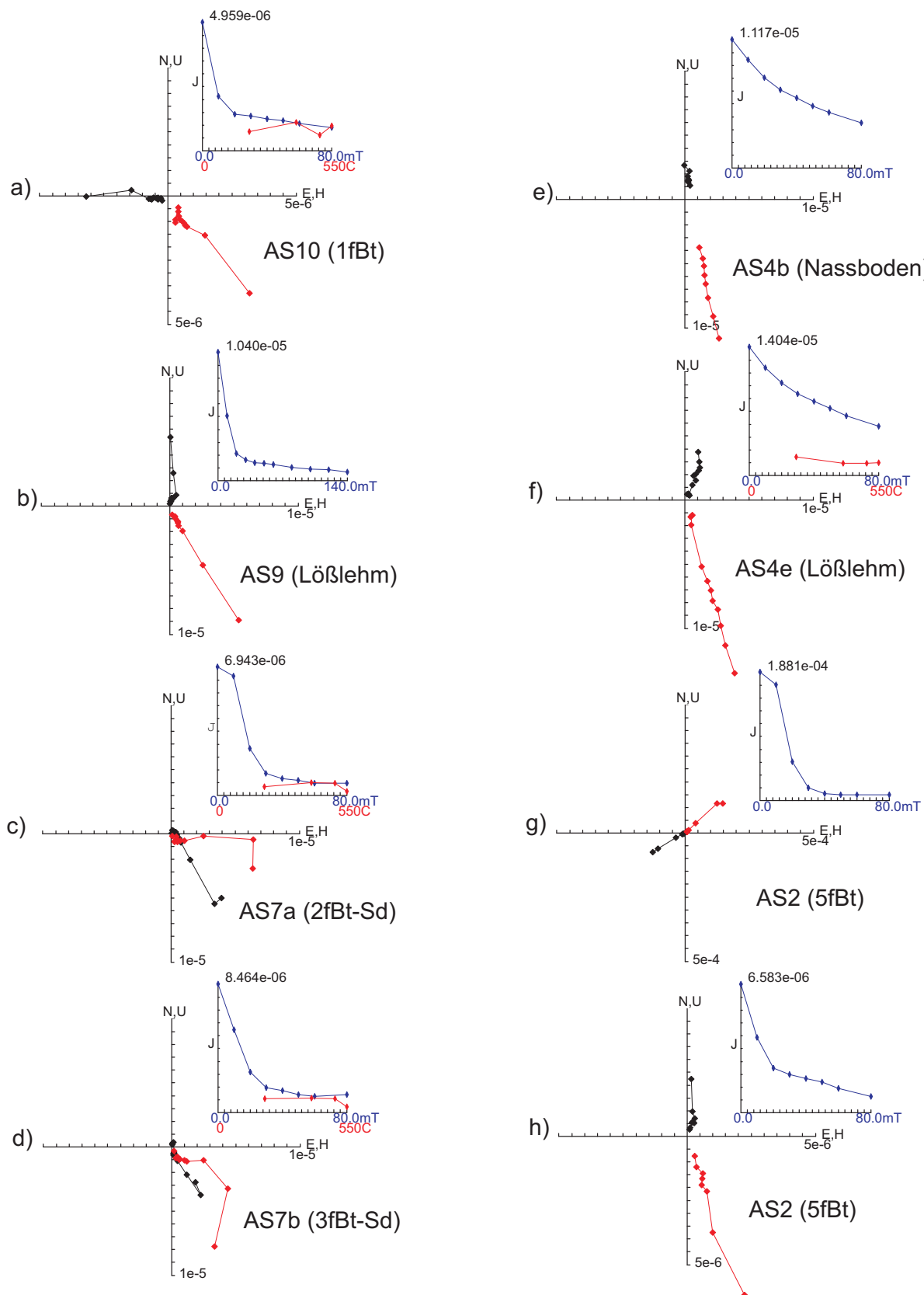


Abbildung 6: Vektordiagramme und Intensitätsverhalten ausgewählter Proben bei der Abmagnetisierung. Horizontale (schwarz) und vertikale (rot) Projektion der Remanenzvektoren, sowie Intensitätsverlauf bei der Wechselfeld- (blau) und thermischen (rot) Reinigung. Alle Intensitätsangaben in A/m. Abmagnetisierung im Wechselfeld in 6 bis 15 Schritten im Bereich zwischen 2 und 140 mT, nachfolgende thermische Abmagnetisierung bei Temperaturen von 200°C bis 550°C (a, c, d, f). Die Mehrzahl der Proben zeigten charakteristische Remanenzrichtungen im Bereich des normalen rezenten bzw. pleistozänen Erdmagnetfeldes (b, e, f, h). In einigen Bereichen des Profils traten stark abweichende Remanenzrichtungen auf die auf Exkursionen des Erdmagnetfeldes hinweisen (a, c, d, g).

AF@IRM ein ähnliches Verhalten wie die anderen magnetischen Parameter. Im Gegensatz dazu ist aber in den Paläoböden keine Erhöhung der AF@IRM-Werte zu beobachten. Dies bestätigt die Annahme, dass die erhöhten Werte der Suszeptibilität, NRM und SIRM in den Paläoböden vorwiegend auf höhere Magnetitgehalte zurückzuführen sind.

Der intensiv rötlich verwitterte Paläoboden im basalen Abschnitt des Profils (12 m - 11 m) mit dem höchsten Tonanteil im Profil repräsentiert zumindest ein Interglazial und ist geringfügig durch Kryoturbation gestört (TERHORST, 2007). In diesem Bereich (AS 2) sind die Suszeptibilitätswerte generell erhöht. Ein Suszeptibilitäts- und SIRM-Maximum bei 11,475 m und abweichende Remanenzrichtungen könnten auf eine kurzzeitige Exkursion des Erdmagnetfeldes während der Bodenbildung oder während einer nachfolgenden intensiven Verwitterungsphase hinweisen (Abb. 6g, 7). Im darüber liegenden, 4 m mächtigen Lösslehm-Komplex (AS 4a - 4e) weist insbesondere die Sättigungsmagnetisierung auf einen erhöhten Magnetitanteil in den beiden graubraunen, kryoturbat überprägten Nassböden hin. Bei 9,525 m ist eine Indikation für eine magnetische Exkursion zu beobachten. Im intensiv pseudovergleyten, dunkel gelbbraunen Bt-Sd-Horizont (AS 5) zwischen ca. 7 m und 6,6 m zeigen nur einzelne Proben erhöhte magnetische Suszeptibilität, während die darüber folgende geringmächtige, ungliederte Lösslehmschicht AS 6 (6,6 m - 6 m) durch signifikant erhöhte Suszeptibilitätswerte charakterisiert ist. Auch innerhalb des mehrfach gegliederten Pedokomplexes AS 8a - 7c (6 m bis ca. 4,2 m) mit gräulich gefärbten reduzierten Bereichen entlang von deutlich entwickelten Wurzelbahnen (TERHORST, 2007) zeigen erhöhte Suszeptibilitäts- und SIRM-Werte (Abb. 7) teilweise intensive Magnetitbildung an, die in Abhängigkeit von der Verfügbarkeit organischer Substanz lokal stark variieren kann. In diesem Pedokomplex ist über einen längeren Profilschnitt eine magnetische Exkursion zu beobachten, wobei die Magnetisierungsrichtungen im unteren Teil (AS 7b) auf eine mögliche zusätzliche Untergliederung hinweisen.

4. Diskussion

Sättigungsintensität und magnetische Suszeptibilität variieren im Profil sehr stark in Abhängigkeit von den unterschiedlichen lithologischen Horizonten (Abb. 7). Es treten mehrere Horizonte mit stark erhöhten Suszeptibilitätswerten auf, die auf höhere Konzentrationen von feinkörnigem Magnetit zurückzuführen sind. Solche Horizonte weisen auf klimatisch gesteuerte in-situ Bildungen bei relativ warm-feuchten Klimaverhältnissen hin. Untersuchungen an Lössprofilen in China ergaben, dass Paläoboden-Horizonte immer durch hohe magnetische Suszeptibilität und hohe Sättigungsintensität charakterisiert sind (HELLER & LIU, 1984; HUNT et al., 1995). EVANS & HELLER, 1994 gelang der Nachweis, dass die magnetischen Eigenschaften auf Magnetit und Pyrrhotin

zurückzuführen sind, die durch Bodenbildungsprozesse entstanden waren. Für den Versuch einer chronostratigraphischen Zuordnung wird die magnetische Suszeptibilität von Profilschnitten als Klimaindikator verwendet und mit der Sauerstoff-Isotopenkurve (z.B. nach LISIECKI & RAYMO, 2005) verglichen. Für die chronostratigraphischen Zuordnungen im Profil Aschet bei Wels (Abb. 8) wurden aktuelle Zusammenstellungen der bislang international anerkannten beobachteten Exkursionen innerhalb des Brunhes-Chron (LAJ & CHANNEL, 2007; LANGEREIS et al., 1997; SINGER et al., 2008) verwendet. Geomagnetische Exkursionen stellen kurzzeitige Abweichungen vom normalen Erdmagnetfeld dar, die als einzeitige Phänomene überregional beobachtet werden können (SINGER et al., 2008) und eignen sich daher für die chronostratigraphische Korrelation. Magnetische Exkursionen bzw. Polumkehr innerhalb des als stabil angenommenen Brunhes-Chrons wurden erstmals in Laven im französischen Zentralmassiv (Laschamp, ca. 40 ka) entdeckt (BONHOMMET & BABKINE, 1967). Seither wurden weltweit zahlreiche magnetische Exkursionen in Sedimenten und Vulkaniten beschrieben, deren Existenz und chronostratigraphische Alterszuordnung nicht in jedem Fall außer Zweifel steht. Die aktuellen Zusammenstellungen verschiedener Autoren unterscheiden sich in erster Linie hinsichtlich der Bewertung der Relevanz von Daten aus ODP-Bohrkernen sowie der Bedeutung unabhängiger geochronologischer Datierungen der untersuchten Gesteine (LAJ & CHANNEL, 2007). Nach LUND et al. (1998) sind insgesamt 15 magnetische Exkursionen innerhalb des Brunhes-Chrons in ODP-Kernen zu beobachten. Die Geomagnetische Instabilitäts-Zeitskala (GITS) von LANGEREIS et al. (1997) umfasst 12 Exkursionen (Abb. 8: (a)), von denen 6 als „gut datierte, global beobachtete“ Exkursionen bezeichnet werden (Abb. 8: (b)). Nach SINGER et al. (2008) sind alle Exkursionen zu berücksichtigen, die durch Ar-Ar Datierungen von Vulkaniten radiometrisch oder mittels O-Isotopen in Sedimenten astronomisch datiert wurden (Abb. 8: (c)). Demgegenüber werden von LAJ & CHANNEL (2007) nur jene sieben Exkursionen in die GITS einbezogen, für die weltweite Belege und entsprechend präzise Altersdatierungen vorliegen (Abb. 8: (d)): Mono Lake (33 ka), Laschamp (40 ka), Blake (120 ka), Iceland Basin (188 ka), Pringle Falls (211 ka), Big Lost (560-580 ka) und Stage 17 (670 ka).

Die hier vorgestellte Korrelation der magnetischen Parameter beruht auf einer Interpretation der Sedimentations- und Bodenbildungsphasen im Ablagerungsraum auf Basis des paläopedologischen Profils (TERHORST, 2007). Die magnetischen Parameter zeigen eine Folge von Bereichen mit intensiver Magnetitbildung im Boden, erkennbar an der hohen magnetischen Suszeptibilität und Sättigungsmagnetisierung (vgl. Abb. 7), die dem relativ wärmeren Klima von Interglazialen zugeordnet werden können. Der Trend der magnetischen Suszeptibilität zeigt in einigen Abschnitten im Profil auffallende Übereinstimmung mit der Sauerstoff-Isotopenkurve. Extremwerte der magnetischen Suszeptibilität treten jeweils im

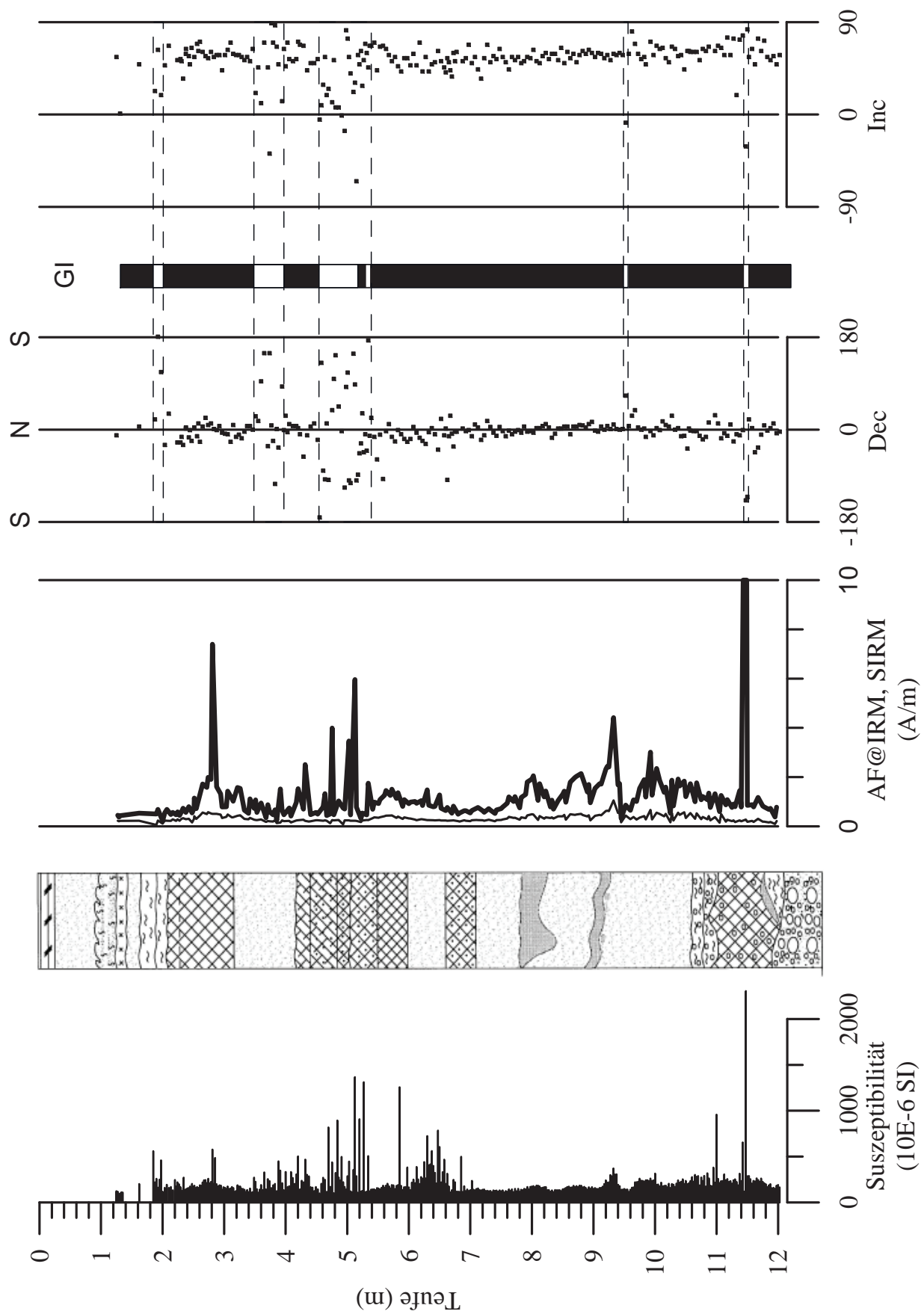


Abbildung 7: Magnetische Parameter der Proben aus dem Profil Aschet bei Wels. Magnetische Suszeptibilität, Sättigungsmagnetisierung (SIRM: fett) und Rest-Remanenz nach Abmagnetisierung im Wechselfeld (AF@IRM), Deklination (Dec) und Inklination (Inc) der charakteristischen Remanenzkomponente. S ... Süd, N ... Nord. GI ... Geomagnetische Instabilität (schwarz: stabile Nordrichtung, weiß: magnetische Exkursion bzw. Umpolung).

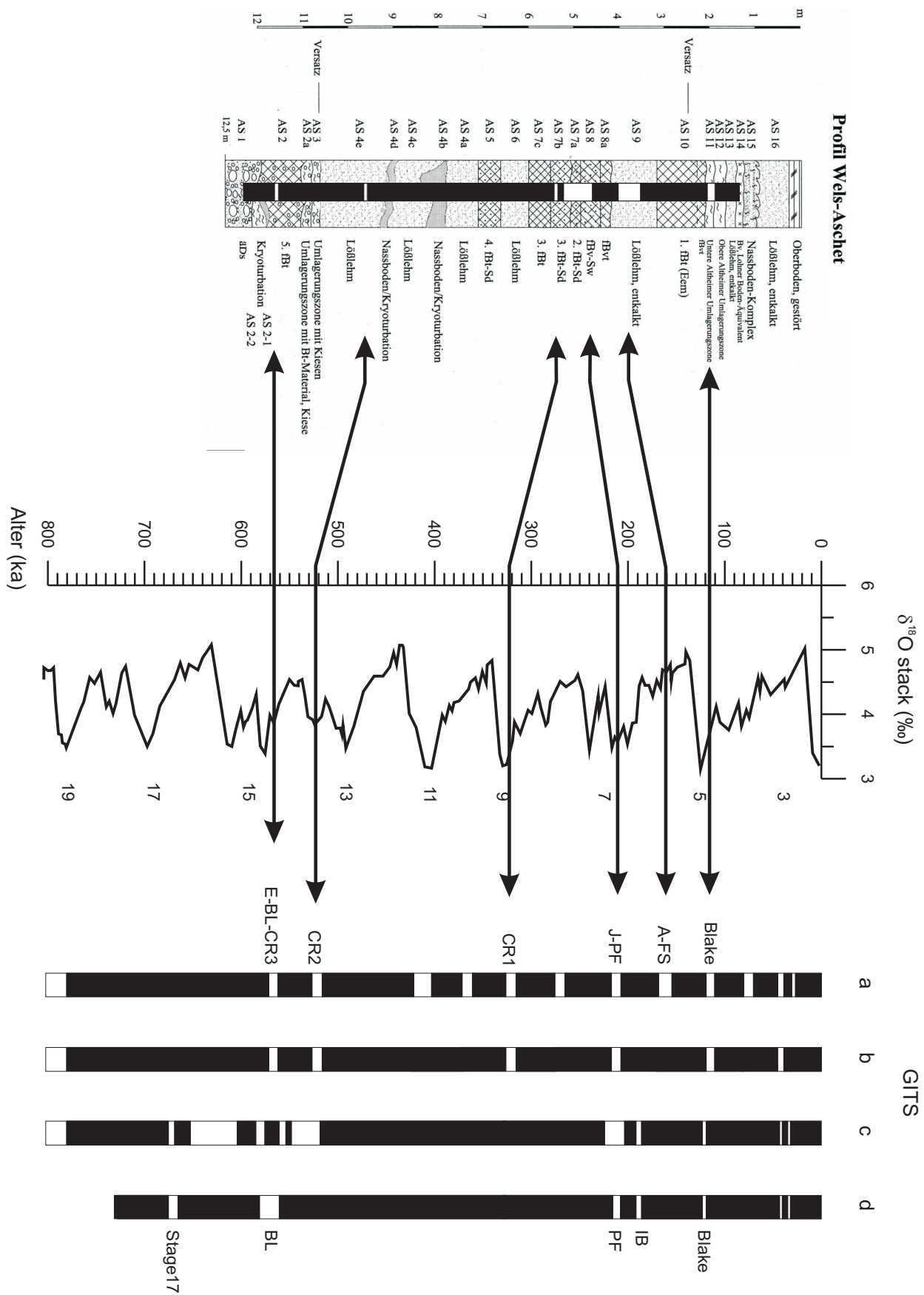


Abbildung 8: Vergleich der magnetischen Parameter im Profil Aschet bei Wels mit chronostratigraphischen Referenzdaten: Sauerstoffisotopen (nach LISIECKI & RAYMO, 2005) und Geomagnetic Instability Time Scale (GITS; (a) und (b) nach LANGEREIS et al., 1997, (c) nach SINGER et al., 2008, (d) nach LAJ & CHANNEL, 2007). Bezeichnung der Exkursionen bzw. Umpolungen nach Fundorten: Albuquerque (A), Fram Strait (FS), Iceland Basin (IB), Pringle Falls (PF), Calabrian Ridge (CR), Emperor (E), Big Lost (BL). Paläopedologisches Profil aus TERHORST (2007).

Bereich der Paläoböden (1.fBt bis 5.fBt) auf. Sowohl im Bereich der Paläoböden, als auch in Lösssedimenten sind Hinweise auf kurzzeitige geomagnetische Exkursionen zu beobachten.

Der Entstehungszeitraum für die Älteren Deckenschotter (Abbildung 3, AS 1) wird aufgrund pedomorphologischer Ergebnisse in das Marine Isotopenstadium MIS 16 gestellt (TERHORST, 2007). Dies steht im Einklang mit den Ergebnissen von VAN HUSEN (2000), der aufgrund stratigraphischer und paläogeographischer Studien zu diesem Ergebnis kommt. Die Kiese der Terrassenkörper sind für paläomagnetische Untersuchungen generell nicht geeignet. Über den Älteren Deckenschottern ist zwischen 11 und 12 m im Profil ein Paläoboden (AS 2) entwickelt, der mindestens ein Interglazial repräsentiert und im untersten Abschnitt bei 11,6 m im Profil eine magnetische Exkursion enthält. Die Bodenbildungsphase könnte in das MIS 15 gestellt werden, an dessen Ende die geomagnetische Exkursion E-BL-CR3 (Emperor - Big Lost - Calabrian Ridge 3; 570-560 ka) auftritt. Über dem Paläoboden kamen umgelagerte, kiesführende Schichten (AS 3, AS 2a) zur Ablagerung. Der mächtige Lösslehm (AS 4) darüber enthält eine weitere magnetische Exkursion im Bereich unter einem Nassboden (AS 4d) bei 9,5 m im Profil, für deren Alterstellung zwei Modelle zu diskutieren sind. Wird die Exkursion mit Calabrian Ridge 2 (CR2; 525-515 ka; LANGEREIS et al., 1997) bzw. West Eifel 5 (528 ± 16ka; SINGER et al., 2008) im MIS 14 korreliert, ergibt sich daraus, dass die Löss-Sedimentation (AS 4 und AS 5) insgesamt zwei Glaziale, MIS 14 und MIS 12, umfasst und eine Erosionsdiskordanz im AS 4 die Bodenbildung des MIS 13 beseitigt hat. Das alternative Modell für diesen Profilschnitt wäre, dass der stärker verwitterte Paläoboden AS 2 wie in vergleichbaren Profilen in China (VANDENBERGHE, 2000) zwei Bodenbildungsphasen (MIS 13 und MIS 15) repräsentiert und aus dem Glazial MIS 14 kaum Sedimente erhalten sind, bzw. von der nachfolgenden Pedogenese komplett überprägt wurden. Damit wäre der gesamte Lösslehm der Schichten AS 4a-e nur einem Glazial (MIS 12) zuzuordnen, und die beobachtete Exkursion im AS4e mit einer von WORM (1997) als „Emperor“ bezeichneten und einem Alter von 469 ka zugeordneten Exkursion im MIS 12 zu korrelieren.

Im Lösslehm AS 4a hat sich ein Paläoboden (AS 5) entwickelt, der in das MIS 11 gestellt werden kann. Die nachfolgende Sedimentationsphase im MIS 10 umfasst den geringmächtigen ungegliederten Lösslehm (AS 6) bei 6,6 bis 6,0 m im Profil und den im MIS 9 daraus entwickelten Paläoboden (AS 7b-AS7c) in dessen oberstem Bereich bei 5,4 m im Profil eine magnetische Exkursion auftritt, die mit dem CR1 (Calabrian Ridge 1; 325-315 ka) korreliert werden kann. Diese Horizonte lassen sich durch eine deutliche Erosionsdiskordanz und eine Korngrößenveränderung deutlich von dem darüber liegenden Bodenhorizont AS 7a unterscheiden (TERHORST, 2007). Die Löss-Sedimente aus dem MIS 8 wurden während der nachfolgenden Bodenbildungsphase im MIS 7 vollständig überprägt, sodass nur ein gegliederter Pedokomplex (AS

7a-AS 8a) bei 5,0 bis 4,2 m im Profil erhalten ist. Im unteren Teil dieses Profilschnitts sind zusätzlich zu der paläomagnetischen Information über die Bodenbildungsphase im MIS 7 mit der Exkursion J-PF (Jamaica - Pringle Falls; 215-205 ka) auch noch Reste der remanenten Magnetisierung des ursprünglichen Löss-Sediments in einer hoch-koerzitiven magnetischen Phase erhalten, die ebenfalls von der Nord-Richtung abweichende magnetische Vektorrichtungen ergeben.

Darüber folgt ein weiterer Lösslehm (AS 9), der im MIS 6 abgelagert wurde und bei 4,0 bis 3,5 m im Profil eine magnetische Exkursion beinhaltet, die mit der A-FS Exkursion (Albuquerque - Fram Strait; 165-155 ka) korreliert werden kann. Der oberste interglaziale Boden im Profil Aschet (AS 10) lässt sich aufgrund seiner paläopedologischen Merkmale sowie der Überlagerung mit würmzeitlichen Sedimenten ins Eem (MIS 5,5) einstufen. Für die magnetische Exkursion in der Unteren Altheimer Umlagerungszone (AS 11) bei 2,0 m im Profil kann aufgrund von Datierungen in vergleichbaren Profilen ein Alter von ca. 110 ka vorausgesetzt werden, da diese Sedimente eemzeitliches Bodensediment enthalten. Die Entstehung der Umlagerungszone steht in Zusammenhang mit der einsetzenden Klimaverschlechterung im ausgehenden Eem, deshalb wird an dieser Stelle die Umlagerungszone chronostratigraphisch mit dem Auftreten der Blake-Exkursion (120-110 ka) korreliert.

Aufgrund der oben angeführten sedimentologischen Überlegungen können die im Profil Aschet beobachteten Exkursionen den Exkursionen Blake (120-110 ka), A-FS (Albuquerque - Fram Strait; 165-155 ka), J-PF (Jamaica - Pringle Falls; 215-205 ka), CR1 (Calabrian Ridge 1; 325-315 ka) und E-BL-CR3 (Emperor - Big Lost - Calabrian Ridge 3; 570-560 ka) der geomagnetischen Referenzzeitskala nach LANGEREIS et al. (1997) gleichgesetzt werden (Abb. 8). Für die Exkursion im Lösskomplex (AS4e) stehen je nach verwendeter Referenzzeitskala Zuordnungen zu CR2 (Calabrian Ridge 2; 525-515 ka), West Eifel 5 (528 ± 16ka) oder dem wesentlich jüngeren „Emperor“ (469 ka; nach WORM, 1997) in Diskussion. Die Brunhes/Matuyama-Grenze (776 ka) wurde nicht erreicht.

5. Danksagung

Die paläomagnetische Untersuchung wurde auf Initiative von Prof. Dirk van Husen mit finanzieller Unterstützung der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften durchgeführt. Für die Unterstützung bei den Geländearbeiten bedanken wir uns bei Dr. Karl Stingl und Dr. Jürgen Reitner.

6. Literatur

BIBUS, E., 1990. Das Mindestalter des „Jüngeren Deckenschotter“ des Rheins bei Basel aufgrund seiner Deckschichten in der Ziegelei Allschwil. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., 14:223-234.

- BONHOMMET, N. & BABKINE, J., 1967. Sur la presence d'aimantation inverse dans la Chaîne des Puys. — *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Series B*, 264:92–94.
- CHEN, T., XU, H., XIE, Q., CHEN, J., JI, J. & LU, H., 2005. Characteristics and genesis of maghemite in Chinese loess and paleosols: Mechanism for magnetic susceptibility enhancement in palaeosols. — *Earth Planetary Science Letters*, 240:790–820.
- COLLINSON, D.W., 1983. *Methods in rock magnetism and palaeomagnetism. Techniques and instrumentation.* — Chapman & Hall, London, 503 S.
- DEKKERS, M.J., 1997. Environmental magnetism: an introduction. — *Geologie en Mijnbouw*, 76:163–182.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION, (Hrsg.), 2002. *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.* — Senckenberg, Frankfurt.
- DOPPLER, G. & JERZ, H., 1995. Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands – Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. — *Geologica Bavarica*, 99:7–53.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J., 1995. Baden-Württemberg. — [in:] BENDA, L. (Hrsg.). *Das Quartär Deutschlands*, 255–295. Borntäger, Stuttgart.
- EVANS, M.E. & HELLER, F., 1994. Magnetic enhancement and paleoclimate: study of a loess/paleosol couplet across the Loess Plateau of China. — *Geophys. J. Int.*, 117:257–264.
- EVANS, M.E. & HELLER, F., 2003. *Environmental Magnetism – Principles and Applications of Enviromagnetics.* — Academic Press, Amsterdam.
- FINK, J., FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOZEK, V., PIFFL, L. & RABEDER, G., 1976. Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, 1:31 S., Wien.
- GENDLER, T.S., SHCHERBAKOV, V.P., DEKKERS, M.J., GAPEEV, A.K., GRIBOV, S.K. & McCLELLAND, E., 2005. The lepidocrocite-maghemite-haematite rection chain-I. Acquisition of chemical remanent magnetization by maghemite, its magnetic properties and thermal stability. — *Geophys. J. Int.*, 160:815–832.
- 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.
- HELLER, F. & LIU, T.S., 1984. Magnetism of Chinese loess deposits. — *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 77:125–141.
- HROUDA, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. — *Geophys. Surv.*, 5:37–82.
- HUNT, C.P., BANERJEE, S.K., HAN, J., SOLHEID, P.A., OCHES, E., SUN, W. & LIU, T.-S., 1995. Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western Loess Plateau of China. — *Geophys. J. Int.*, 123:232–244.
- KOHL, H., 2000. *Das Eiszeitalter in Oberösterreich.* – 429 S., Linz (Oberösterreichischer Museal-Verein).
- KOHL, H. & KRENMAYER, H.G., 1997. *Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 49 Wels* — Wien, 77 S.
- LAJ, C. & CHANNEL, J.E.T., 2007. *Geomagnetic excursions.* — [in:] *Treatise on Geophysics*, Vol. 5, Elsevier, Amsterdam.
- LANGEREIS, C.G., DEKKERS, M.J., DE LANGE, G.J., PATERNE, M. & VAN SANTVOORT, P.J.M., 1997. Magnetostratigraphy and astronomical calibration of the last 1.1 Myr from a Central Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. — *Geophys. J. Int.*, 129:75–94.
- LARRASOANA, J.C., ROBERTS, A.P., ROHLING, E.J., WINKLHOFER, M. & WEHAUSEN, R., 2003. Three million years of monsoon variability over the northern Sahara. — *Climate Dynamics*, 21:689–698.
- 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.
- LOURENS, L.J., 2004. Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the $\delta^{18}\text{O}$, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. — *Paleoceanography*, 19 (PA3010), doi:10.29/2003PA000997.
- LUND, S.P., ACTON, G., HASTEDT, M., OKADA, M. & WILLIAMS, T., 1998. Geomagnetic field excursions occurred often during the last million years. — *EOS*, 79, 14:178–179.
- MAHER, B., 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137:25–54.
- 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., KRENMAYER, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKE-NEDER, 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.
- SINGER, B.S., HOFFMAN, K.A., SCHNEPP, E., GUILLOU, H., 2008. Multiple Brunhes Chron excursions recorded in the West Eifel (Germany) volcanics: Support for long-held mantle control over the non-axial dipole field. — *Phys. Earth Planet. Intern.*, 169:28–40.
- 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.

- SOFFEL, H., 1991. Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. — Springer, Berlin, 276 S.
- TARLING, D.H. & HROUDA, F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks. — Chapman & Hall, London, 217 S.
- TERHORST, B., 2007. Korrelation von mittelpleistozänen Löss-/Paläobodensequenzen in Oberösterreich mit einer marinen Sauerstoffisotopenkurve. — *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.*, **127**:213–232.
- TERHORST, B., OTTNER, F. & HOLAWA, F., dieser Band. Pedostratigraphische, sedimentologische, mineralogische und statistische Untersuchungen an den Deckschichten des Profils Wels/Aschet (Oberösterreich). — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, **19**:13–35, Wien.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F., 1986. Environmental Magnetism. — Allen & Unwin Ltd., London, 227 S.
- THOUVENY, N., BEAULIEU DE, J.L., BONIFAY, E., CREER, K.M., GUIOT, J., ICOLE, M., JOHNSEN, S., JOUZEL, J., REILLE, M., WILLIAMS, T. & WILLIAMSON, D., 1994. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. — *Nature*, **371**:503–506.
- VAN DEN BERGHE, J., 2000. A global perspective of the European chronostratigraphy for the past 650 ka. — *Quaternary Science Reviews*, **19**:1701–1707.
- VAN HUSEN, D., 2000. Geological processes during the Quaternary. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**:135–156.
- VEROSUB, K.L. & ROBERTS, A.P., 1995. Environmental magnetism: Past, present, and future. — *J. Geophys. Res.*, **100**:2175–2192.
- WORM, H-U., 1997. A link between geomagnetic reversals and events and glaciations. — *Earth Planetary Science Letters*, **147**:55–67.
- ZOLLINGER, G., 1991. Zur Landschaftsgenese und Quartärstratigraphie im südlichen Oberrheingraben – am Beispiel der Lössdeckschichten der Ziegelei Allschwil (Kanton Basel-Land). — *Eclogae Geol. Helv.*, **84**:739–752.

