

# Chronologische Einordnung des Lössprofils Wels auf der Basis von Lumineszenzdatierungen

by

Frank Preusser<sup>1)</sup> & Markus Fiebig<sup>2)</sup>

PREUSSER, F. & FIEBIG, M., 2011. Chronologische Einordnung des Lössprofils Wels auf der Basis von Lumineszenzdatierungen. — Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., 19:63–70, Wien.

## Kurzfassung

Auf der Basis einer Kombination von Lumineszenzdatierungen und Korrelation mit anderen, langen Paläoklimaprofilen wird ein Altersmodell für die Löss/Paläobodensequenz in Wels (Oberösterreich) präsentiert. Nach diesem Modell bildet sich das marine Isotopenstadium 7 (MIS 7) im Profil durch drei Parabraunerden (Luvisole) ab. Dieser Befund steht im Widerspruch zur Vorstellung, dass sich solche Böden in Mitteleuropa nur ca. alle 100.000 Jahre, entsprechend der astronomischen Periodizität, bilden könnten. Die physikalischen Datierungen werfen damit Fragen für die Quartärstratigraphie im Alpenvorland auf.

## Summary

An age model for the loess/palaeosol sequence at Wels (Upper Austria) is presented based on luminescence dating and correlation with long palaeoclimate archives. Marine Isotope Stage 7 (MIS 7) is according to the elaborated age model reflected by the development of three red forest soils (luvisols). This feature is in contrast to the assumption that such soils developed in Middle Europe only every 100.000 years, in concert with the periodicity of astronomical forcing. The results of physical dating query the established Quaternary stratigraphy of the alpine foreland.

## 1. Einleitung

Das Lössprofil von Wels stellt ein wichtiges Archiv für die Gliederung des Eiszeitalters im Alpenraum dar. Eine unabhängige zeitliche Zuordnung der Abfolge ist somit wünschenswert. Dieses ist mittels der Lumineszenzmethode möglich, die z.B. bei PREUSSER (2004a) und PREUSSER et al. (2008) im Detail erläutert ist. Die Datierungen am Profil Wels mittels Lumineszenz wurden bereits von PREUSSER & FIEBIG (2009) in englischer Sprache beschrieben. Basierend auf diesen Ergebnissen wird eine unabhängige Chronologie für das Profil vorgestellt und im Vergleich mit anderen Klimaarchiven und der chronologischen Interpretation des Profils durch TERHORST (2007) diskutiert. Im vorliegenden Artikel werden die Implikationen der hier vorgestellten Chronologie der Deckschichten des Profils Wels, zusammen mit anderen Befunden, für die Gliederung des Eiszeitalters im Alpenvorland erläutert.

## 2. Profilgliederung und bisherige Altersvorstellungen

Das Profil Wels lässt sich grob in sechs Haupteinheiten untergliedern (Abb. 1, vgl. TERHORST, 2007). Die Basis wird durch Schotter aufgebaut, die als glaziofluviale Sedimente der Günz-Eiszeit interpretiert werden (KOHL, 1976). Im obersten Teil sind die Schotter stark verwittert, was als ausgeprägte warmzeitliche Bildung gedeutet wird. Darüber lagert ein unteres Lösspaket, auf welches ein unterer Bodenkomplex folgt, der aus Bt-Resten von drei Parabraunerden aufgebaut wird. Zwischen den beiden unteren Böden ist ein geringmächtiges Lösspaket eingeschaltet. Auf den Bodenkomplex folgen ein mittleres Lösspaket, ein oberer Bodenkomplex und ein oberes Lösspaket. Der obere Bodenkomplex baut sich aus dem Rest einer Parabraunerde (Bt) an der Basis und zwei Horizonten mit umgelagerten Schwarzerdenresten im oberen Teil auf. Aufgrund seiner Position und seines Aufbaus wird der obere Bodenkomplex als Bildung

---

<sup>1)</sup> PD Dr. Frank PREUSSER, Institut für Geologie, Universität Bern, Baltzerstrasse 1+3, CH-3012 Bern, Schweiz, e-mail: frank.preusser@geo.unibe.ch

<sup>2)</sup> Prof. Dr. Markus FIEBIG, Universität für Bodenkultur, Institut für Angewandte Geologie, Peter Jordan Strasse 70, A-1190 Wien, Österreich, e-mail: markus.fiebig@boku.ac.at

des letzten Interglazials (Eem) und des Frühwürms interpretiert (TERHORST, 2007). Ähnliche Abfolgen sind z.B. aus den Lössprovinzen in Mähren und der Slowakei bekannt und dort ist diese Korrelation durch Lumineszenzdatierungen bestätigt worden (FRECHEN et al., 1999; ZANDER, 1999). Demnach entspricht das obere Lösspaket der Würmeiszeit und eine Korrelation des mittleren Lösspakets mit der Riss-Eiszeit liegt nahe. Der untere Profilteil fällt demnach in den Zeitraum zwischen Günz und Riss. Für diesen Zeitraum liegen bisher aus dem Gebiet der Alpen nur sehr wenige Datierungen von Sedimenten vor und die Chronologie ist kontrovers (ELLWANGER et al., 1995; JERZ, 1995; VAN HUSEN, 2000; KUKLA, 2005). Tentativ wird die Günz-Eiszeit in Norditalien mit dem Marinen Isotopen Stadium (MIS) 22 korreliert (870 ka), welches als Beginn der großen globalen Vergletscherungen interpretiert wird (MUTTONI et al., 2003). Nach RAYMO (1997) und VAN HUSEN (2000) soll das Günz dem MIS 16 entsprechen (ca. 620 ka). Diese Korrelation basiert auf der Annahme, dass das maximale globale Eisvolumen, wie es aus der Sauerstoffisotopie mariner Kerne rekonstruiert wird, mit den Maxima der alpinen Vergletscherungen gleich zu setzen ist. Ein etwas höheres Alter erwartet JERZ (1995), nach dem das Günz gerade jünger als die Brunhes/Matuyama Grenze (780 ka) sein soll. Nach ELLWANGER et al. (1995) ist der Günz-Komplex älter als der Jaramillo-Event (ca. 910-980 ka) innerhalb der Matuyama-Epoche; das erwartete Alter liegt bei ca. 1,2 Ma. Ein erster Versuch einer direkten Datierung von Günz-Schottern mittels  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$  („burial dating“) erbrachte ein Alter von  $2,35 \pm 1,08$  Ma (HÄUSELMANN et al., 2007). Neben dem großen analytischen Fehler ist hierbei die noch fehlende Erfahrung mit dieser Methode zu bedenken (vgl. DEHNERT & SCHLÜCHTER, 2008), so dass eine Bewertung dieser Datierungen derzeit noch sehr vorsichtig durchgeführt werden sollte.

### 3. Methodik

Für die methodischen Grundlagen der Lumineszenzmethode wird auf PREUSSER et al. (2008) verwiesen. Im vorliegenden Fall wurde die akkumulierte Dosis mittels Infrarot Stimulierter Lumineszenz (IRSL) unter Verwendung des Einzel-Aliquot Regenerative Dosis Verfahrens an polymineralischem Feinkorn ermittelt. Die Einzelheiten des Messverfahrens und eine ausführliche Diskussion der Belastbarkeit der physikalischen Datierungen findet sich in PREUSSER & FIEBIG (2009).

### 4. Datierungsergebnisse und deren Diskussion

Für die beiden Proben aus dem oberen Teil der Abfolge wurden Alter von  $53 \pm 7$  ka (W11) und  $84 \pm 13$  ka (W10) ermittelt. Die IRSL-Alter der Proben aus dem mittleren Löss liegen bei  $142 \pm 18$  ka (W9),  $160 \pm 20$  ka (W8) und

$167 \pm 18$  ka (W7), das Alter der Probe aus dem Löss im unteren Bodenkomplex (W6) bei  $226 \pm 29$  ka. Für die Proben aus dem unteren Lösspaket wurden IRSL-Alter von  $244 \pm 30$  ka (W5),  $252 \pm 29$  ka (W4),  $238 \pm 29$  ka (W3),  $249 \pm 29$  ka (W2) und  $277 \pm 33$  ka (W1) bestimmt. Die Proben zeigen somit eine kontinuierliche Alterszunahme bis in den oberen Teil des unteren Lösses, in dem die Alter innerhalb des Fehlers übereinstimmen (Abb. 1).

Vergleicht man die IRSL-Alter mit den geologisch erwarteten Altern, zeigen sich im oberen Teil der Abfolge gute Übereinstimmungen. Die beiden umgelagerten Schwarzerdenreste werden mit den beiden Frühwürm-Interstadialen korreliert, die Altern von ca. 95 ka und ca. 75 ka entsprechen (vgl. PREUSSER, 2004b). IRSL-Alter von  $51 \pm 5$  ka für den Löss oberhalb des Bodenkomplexes und  $81 \pm 9$  ka für Sediment zwischen den Schwarzerdenresten stimmen mit den Erwartungen sehr gut überein. Gleiches gilt für das mittlere Lösspaket, welches mit der Riss-Eiszeit korreliert wird, deren Alter zwischen 140 ka und 170 ka liegt. Eine Diskrepanz zwischen IRSL-Alter und geologischen Erwartungen ergeben sich allerdings für den unteren Bodenkomplex und das untere Lösspaket. Nach klassischer Vorstellung soll jeder der Parabraunerdenreste einem vollen Interglazial entsprechen, für deren Auftreten von einer 100 ka-Zyklizität ausgegangen wird (TERHORST, 2007). Demnach wird erwartet, dass der untere Bodenkomplex den Zeitabschnitt 200-400 ka repräsentiert. Das Alter der unteren Lössen wäre demnach  $> 400$  ka. Sollte diese Annahme richtig sein, wären die IRSL-Alter aus dem unteren Lösspaket um ca. 200 ka unterbestimmt.

Hierzu ist zunächst festzuhalten, dass beim angewendeten Lumineszenzverfahren keinerlei Probleme auftraten. Das wird durch alle internen Kontrollfaktoren, die das Verfahren bietet („recycling ratio, dose recovery, fading test“), eindeutig bestätigt. Weiterhin erreichen die Proben im unteren Teil der Abfolge nicht die Sättigungsdosis. Diese liegt bei  $> 1500$  Gy, während die für Proben gemessene akkumulierte Dosis 1000 Gy nicht übersteigt. Zudem stimmen die IRSL-Alter der Proben W7-11 aus dem oberen Teil des Profils ausgezeichnet mit den Altersvorstellungen überein. Eine systematische Unterbestimmung der Proben durch Signalverluste („fading“) wäre, wenn auch experimentell nicht nachweisbar, theoretisch vorstellbar, sollte dann aber systematisch alle Proben aus dem Profil betreffen. Dies scheint für das Profil Wels nicht zu zutreffen.

Man muss einschränkend darauf hinweisen, dass es bisher nur wenig Erfahrungen mit der Einzel-Aliquot Datierung von Proben gibt, die älter als 150 ka sind. Für den Alpenraum liegen bisher nur zwei Beispiele vor. Zum einen ist dies die Datierung der Meikirch-Sequenz aus der Schweiz (PREUSSER et al., 2005), für die IRSL-Alter zwischen 190-250 ka bestimmt wurden. Diese Alter sind mit der palynostratigraphischen Einordnung der Abfolge konsistent. Das andere Beispiel ist die Datierung der Deckschichten der Hochterrasse bei Sierentz (westliche Flanke des Oberrheintalgrabens, Frankreich), wo nach detaillierten pedologischen Untersuchungen und IRSL-

Datierungen drei ausgeprägte Bodenbildungen in den Zeitraum 190-250 ka (MIS 7) gestellt werden (RENTZEL et al., 2009) (Abb. 1).

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass es für eine signifikante systematische Unterbestimmung der IRSL-Alter keinerlei stichhaltige Hinweise gibt und dass in ähnlich gelagerten Arbeiten (Meikirch, Sierentz) plausible Datierungsergebnisse ermittelt werden konnten. Es liegt somit derzeit aus methodischer Sicht kein Hinweis vor, der Zweifel an der Richtigkeit der IRSL-Alter unterstützen würde.

## 5. Vergleich mit anderen Klimaarchiven

Aus der oben angeführten Diskussion der IRSL-Alter ergibt sich die Frage, wie die alternative Alterseinschätzung des Profils zu beurteilen ist. Hierzu ist einmal festzuhalten, dass die verbreitete Annahme, dass das Auftreten von Resten von Parabraunerden in einem Profil zwingend eine 100 ka-Zyklizität widerspiegelt, nicht durch unabhängige Daten belegt ist. Tatsächlich gibt es recht eindeutige Hinweise, dass es regional während der beiden Frühwürm-Interstadiale zur Bildung von Parabraunerden gekommen ist (FRECHEN et al., 1995; SCHIRMER, 2000). Die regionalen Unterschiede lassen sich durch unterschiedliche Klimagradienten in der Vergangenheit erklären (ZAGWIJN, 1990), die wiederum durch, im Vergleich zu heute, andere Zirkulationsbedingungen in der Atmosphäre bedingt waren. Über die regionalen Klimabedingungen früherer Warmzeitenkomplexe im Alpenraum, wie MIS 7 oder auch MIS 9, wissen wir heute aber immer noch zu wenig, um hieraus gesicherte Aussagen über potentielle Bodenbildungsbedingungen machen zu können.

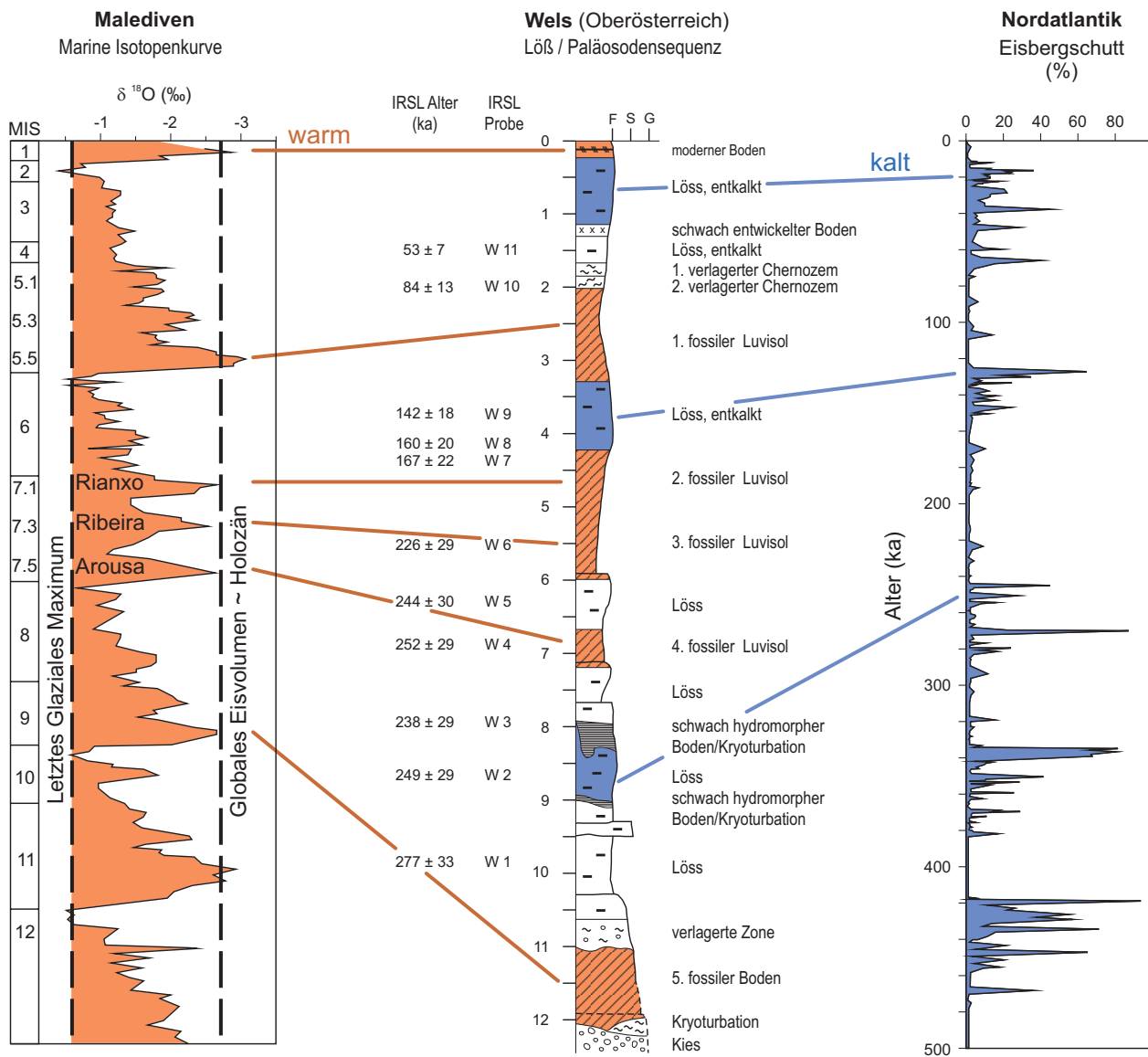
Generell ist festzuhalten, dass der vorletzte Warmzeitenkomplex, die Zeit zwischen 190-250 ka (MIS 7), von der Klimadynamik nicht mit dem letzten Warmzeitenkomplex (MIS 5) identisch ist. Das ist in einer Reihe von langen Pollensequenzen eindeutig belegt, so in den Profilen von Praclaux/Lac du Bouchet (Frankreich), Valle de Castiglione (Italien), Ioaninna und Tenaghi Philippon (beide in Griechenland) (TZEDAKIS et al., 2001). Weiterhin zeigt MIS 7 eine deutlich andere Struktur als MIS 5 in marinen Sedimenten (z.B. BASSINOT et al., 1994, McMANUS et al., 1999) (Abb. 1).

Eine Synthese mariner und terrestrischer Klimaarchive für MIS 7 wurde von DESPRAT et al. (2006) vorgelegt. Demnach entspricht MIS 7 drei ausgeprägten Warmphasen, die durch kühlere Episoden voneinander getrennt werden. Alle drei Warmphasen (Arousa, Ribeira, Rianxo) entsprechen hohen Wassertemperaturen im Nordatlantik, die sich auf ganz Europa ausgewirkt haben müssen. Der nordwestliche Teil der Iberischen Halbinsel war zu diesen Zeiten mit Laubwäldern bestanden (Eichemischwald) (DESPRAT et al., 2006). Gleiches lässt sich für Zentralfrankreich aus dem Pollenprofilen Praclaux/Lac du Bouchet ableiten (REILLE et al., 1998; BEAULIEU et al., 2001). Weiterhin finden sich eindeutige Hinweise

auf eine Teilung des MIS 7 in drei Warmphasen in Stalagmiten aus den Tiroler Alpen (HOLZKÄMPER et al., 2005). Sowohl die marinen als auch die terrestrischen Archive zeigen, dass die erste und die zweite Warmphase durch eine ausgeprägte Kaltphase, deren Maximum bei ca. 225 ka liegt, und die zweite und dritte Warmphase durch eine weniger ausgeprägte Kaltphase voneinander getrennt werden (DESPRAT et al., 2006). Die Phasen vor und nach MIS 7 waren durch ausgeprägte Vergletscherungen zumindest der hohen Breiten gekennzeichnet, was durch den hohen Eintrag an durch Eisberge verfrachtetes Material in den marinen Sedimenten belegt ist (McMANUS et al., 1999) (Abb. 1). Es liegt nahe, während dieser Zeiten auch eine ausgeprägte Vergletscherung der Alpen zu postulieren. Hinweise dafür, dass diese vermuteten Vergletscherungen den Alpenrand überschritten haben, finden sich im Profil Meikirch bei Bern. Der hier mit großer Wahrscheinlichkeit dem MIS 7 zu zuordnende Warmzeitenkomplex (Meikirch-Komplex), dessen Korrelation auf IRSL-Datierungen und Palynostratigraphie beruht, wird von glazialen Sedimenten unter- und überlagert (PREUSSER et al., 2005).

Vergleicht man die oben aufgeführten Befunde mit der auf IRSL-Datierungen basierenden Chronologie des Profils Wels, zeigen sich eine Reihe von auffälligen Parallelen. So fallen nach den Datierungen in Wels drei Parabraunerden ins MIS 7 was auf drei ausgeprägte Warmphasen schließen lässt. Wie in den marinen Ablagerungen liegt eine ausgeprägte Kaltphase zwischen der ersten und zweiten Bodenbildung, die in Wels durch die auf  $218 \pm 23$  ka datierte Lösslage repräsentiert ist (Maximum in marinen Sedimenten bei 225 ka). Unterhalb und oberhalb des Bodenkomplexes lagern Lösspakete, die als Ablagerungen einer ausgeprägten Vergletscherungsphase interpretiert werden können. In den marinen Archiven entsprechen auch MIS 8 und MIS 6 Phasen mit einer ausgedehnten Vergletscherung in zumindest den hohen Breiten; auf die Belege für Vergletscherungen die zumindest den Rand der Schweizer Alpen überschritten haben wurde schon oben verwiesen. Die IRSL-Alter für das unter und mittlere Lösspaket in Wels fallen ausnahmslos eindeutig ins MIS 8 bzw. MIS 6.

Ein weiteres Argument gegen die von TERHORST (2007) vorgeschlagene Gliederung liefert der Aufbau des Profils. Wenn tatsächlich jede der Parabraunerdenreste einen 100 ka Zyklus widerspiegelt, stellt sich die Frage, warum nur jeweils ein Bodenrelikt der Warmzeitenkomplexe MIS 7, MIS 9 und MIS 11 erhalten ist. Wie in MIS 5 sollten drei Bodenbildungen, zumindest als Schwarzerden, während jeder dieser Perioden stattgefunden haben. Diese Dreiteilung der Warmzeitenkomplexe ist sowohl in den marinen als auch in den terrestrischen Archiven eindeutig belegt (TZEDAKIS et al., 2001; DESPRAT et al., 2006; u.v.a.). Im Profil Wels finden sich hierfür aber keinerlei Hinweise, noch finden sich deutliche Belege für Erosionsdiskordanzen im Profil. Die einzige mögliche Erklärung wäre dann, dass jeder der Bodenhorizonte einen vollen Warmzeitenkomplex und somit ca. 50 ka widerspiegelt. In den Kaltphasen zwischen den



**Abbildung 1:** Das Lithofaziesprofil der Löss/Paläoboden Sequenzen von Wels (Oberösterreich) im Vergleich zur marinen Isotopenkurve von den Malediven (BASSINOT et al., 1994) und dem Eisbergsschutt aus dem Nordatlantik (McMANUS et al., 1999). Für das Profil Wels sind die Probenentnahmestellen der Lumineszenzproben und die IRSL-Altern aufgetragen. Im Isotopenprofil zeichnen sich Eisvolumina auf den Kontinenten sehr deutlich als glaziale und interglaziale Isotopengehalte im Meerwasser ab. Der Eisbergsschutt steht auch als Indikator für festländische Abschmelzereignisse. Während glazialer und interglazialer Perioden findet Lössakkumulation bzw. Bodenbildung auf dem Festland statt. Durch einfache Korrelation und Abzählen deutet sich an, dass alle ausgeprägten Warmphasen des marinen Bereiches im untersuchten Lössprofil von Wels dokumentiert sein könnten. Die physikalischen Datierungen bestätigten die einfache und plausible Korrelation zwischen Festland und globalem Ozean auf der Basis der datierten Löss/Paläobodensequenz in Wels (Oberösterreich).

Warmphasen wäre es dann, im Gegensatz zum MIS 5, zu keiner Ablagerung von Sediment gekommen. Die mit dem MIS 7 korrelierten Weilbacher Humuszonen in Westdeutschland würden demnach in Wels fehlen (BIBUS, 1980; BIBUS et al., 1996). Auch im Mährischen Löss ist der dem MIS 7 zugeordnete Paläobodenkomplex zumindest zweigeteilt (FRECHEN et al., 1999). Folgt man der hier vorgestellten Chronologie der Deckschichten von Wels, impliziert dies ein deutlich jüngeres Alter der älteren Deckschotter in dieser Region, und somit der Günz-Eiszeit, als z.B. von VAN HUSEN (2000)

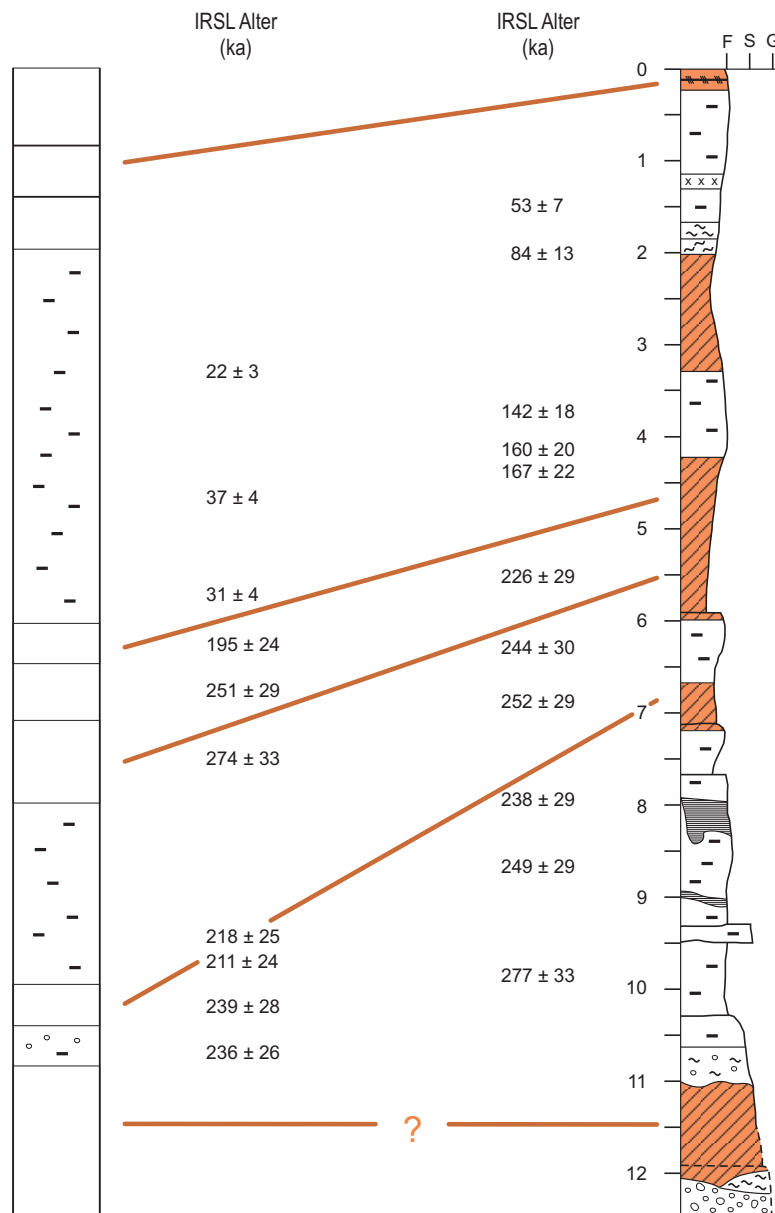
angenommen. Es ist aber zu bedenken, dass die IRSL-Alter von ca. 250 ka für das untere Lösspaket nur ein Minimalalter für die darunter liegenden Schotter angeben. Der Übergang zwischen Schotterablagerung und Lössbildung ist eindeutig durch mindestens eine ausgeprägte Warmphase getrennt (Bodenbildung im oberen Teil der Schotter) und es ist nicht bekannt, wie viel Zeit in dieser Bodenbildung enthalten ist.

Weiterhin sollte aber auch berücksichtigt werden, dass die zeitliche Zuordnung der alpinen Eiszeiten nach VAN HUSEN (2000) auf der Arbeit von RAYMO (1997) beruht,



**Sierentz (Frankreich)**

**Wels (Oberösterreich)**



**Abbildung 2:** Dargestellt ist eine mögliche Korrelation auf der Basis von Altersdatierungen der Deckschichtenprofile von Sierentz (umgezeichnet nach RENTZEL et al., 2009) und Wels (umgezeichnet nach PREUSSER & FIEBIG, 2009). Bei beiden Profilen handelt es sich um Löss/Paläobodensequenzen auf eiszeitlichen Terrassenkiesen. Die in dieser Abbildung in rot dargestellten Verwitterungszonen im Profil werden mit Bodenbildung während klimatischer Warmphasen des Quartärs in Verbindung gebracht. Durch physikalische Altersdatierungen konnte in beiden Profilen gezeigt werden, dass das dreigeteilte Marine Isotopenstadium (MIS) 7 zwischen 190-250 ka vor heute sich durch drei Bodenbildungen in terrestrischen Deckschichtprofilen Mitteleuropas widerspiegeln kann. Die im vorliegenden Artikel diskutierten Datierungen an den Deckschichten des Profils Wels sind also kein Einzelfall. Dies ist umso überraschender, nachdem jahrzehntelang zwischen klassischem Eem (= MIS 5e) und Holstein (= MIS 9 oder 11) im Alpenvorland praktisch keine Warmzeitbildungen eindeutig identifiziert werden konnten.

welche die alpine Stratigraphie anhand des globalen Eisvolumens zeitlich einordnet. Dieses Vorgehen setzt a priori voraus, dass das Maximum des globalen Eisvolumens mit der maximalen Eisausdehnung in den Alpen übereinstimmt. Das eiszeitliche Eisvolumen der Alpen ist im Vergleich zu den großen Eisschilden, z.B. in Nordeuropa und Nordamerika, jedoch so gering, dass der alpine Beitrag zum globalen Eisvolumen vernachlässigbar ist. Die zeitlich und räumlich unterschiedliche Dynamik von Vergletscherungen wurde bereits für Nordeurasien demonstriert (SVENDSEN et al., 2004), weshalb der von RAYMO (1997) gewählte Ansatz zumindest keine zwingenden Schlüsse auf den Alpenraum erlaubt. Das Beispiel der Deckschichten der Hochterrasse bei Sierentz (Oberrheintal) verdeutlicht, dass die rein auf geomorphologischen Befunden basierende zeitliche Zuordnung von Terrassenschottern sehr problematisch

sein kann. Nach der Pedomatigraphie und den Datierungen erfolgte die Ablagerung der Hochterrasse an dieser Stelle nicht während der Riss-Eiszeit (MIS 6, ca. 150 ka), sondern weist ein Mindestalter von 250 ka auf (Abb. 2). Schon MIARA et al. (1996) haben auf den unterschiedlichen Aufbau der verschiedenen Unterstufen der Hochterrasse im Ristal hingewiesen, woraus sich ergibt, dass die Riss-Eiszeit einen Komplex aus zumindest zwei eigenständigen Vergletscherungen darstellt. Diese werden tentativ mit MIS 6 (ca. 150 ka) und MIS 8 (ca. 250 ka) korreliert. Andererseits haben FIEBIG & PREUSSER (2003) für Hochterrasseablagerungen aus der Region Ingoldstadt gezeigt, dass diese während der frühen Würm-Eiszeit (ca. 115-60 ka) abgelagert wurden. Diese Befunde implizieren, dass es wesentlich mehr bedeutende Vergletscherungen der Alpen gegeben hat, als dies bisher meist angenommen wird.

Probe	Teufe (m)	n	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	W (%)	D (Gy ka <sup>-1</sup> )	DE (Gy)	Alter (ka)
W11	1.5	8	1.34 ± 0.03	12.86 ± 0.59	3.52 ± 0.12	20.5	3.85 ± 0.36	195.5 ± 1.8	53 ± 7
W10	2.0	8	1.32 ± 0.03	13.06 ± 0.60	3.37 ± 0.11	19.3	3.79 ± 0.41	307.2 ± 4.9	84 ± 13
W9	3.8	8	1.27 ± 0.03	13.25 ± 0.61	3.40 ± 0.12	15.7	3.75 ± 0.35	511.8 ± 17.4	142 ± 18
W8	4.2	8	1.28 ± 0.03	12.91 ± 0.59	3.22 ± 0.11	18.2	3.65 ± 0.34	561.6 ± 14.2	160 ± 20
W7	4.4	8	1.33 ± 0.03	13.09 ± 0.60	2.96 ± 0.10	16.0	3.61 ± 0.33	582.6 ± 29.9	167 ± 22
W6	5.6	8	1.46 ± 0.03	12.67 ± 0.58	2.46 ± 0.08	19.4	3.48 ± 0.31	758.2 ± 36.1	226 ± 29
W5	6.4	8	1.45 ± 0.03	12.55 ± 0.58	2.72 ± 0.09	21.1	3.54 ± 0.32	833.5 ± 13.5	244 ± 30
W4	7.0	8	1.63 ± 0.03	12.38 ± 0.57	2.07 ± 0.07	23.6	3.43 ± 0.29	832.9 ± 16.4	252 ± 29
W3	8.1	7	1.74 ± 0.04	13.00 ± 0.60	2.42 ± 0.08	24.4	3.70 ± 0.32	847.6 ± 37.9	238 ± 29
W2	8.8	8	1.70 ± 0.04	11.97 ± 0.55	2.45 ± 0.08	24.4	3.57 ± 0.30	855.6 ± 7.6	249 ± 29
W1	10.0	8	1.56 ± 0.03	12.30 ± 0.57	2.70 ± 0.09	21.4	3.57 ± 0.32	951.5 ± 19.9	277 ± 33

**Tabelle 1:** Übersicht über die Daten der IRSL-Datierungen an Proben aus dem Lössprofil von Wels mit Konzentration der dosisrelevanten Elemente (K, Th, U). n = Anzahl der Messungen der DE, W (%) = gemessener Wassergehalt, D = Dosisleistung, DE = Equivalent Dosis mit Standardfehler.

## 6. Zusammenfassung und Ausblick

Die hier vorgeschlagene chronologische Zuordnung des Profils Wels basiert auf der direkten physikalischen Altersdatierung der Sedimente mittels Lumineszenz. Demnach fällt das untere Lösspaket ins MIS 8 (267-242 ka), der untere Bodenkomplex in das MIS 7 (242-186 ka), das mittlere Lösspaket ins MIS 6 (186-127 ka), der obere Bodenkomplex ins MIS 5 (127-71 ka) und das obere Lösspaket ist jünger als MIS 5. Im oberen und mittleren Teil stimmen die IRSL-Alter sehr gut mit den zeitlichen Vorstellungen überein, die auf der klassischen Erwartung seitens der Lössstratigraphie beruhen. Die chronologische Zuordnung im unteren Teil des Profils ist hingegen kontrovers. Es gibt aus methodischer Hinsicht keine schlüssigen Erklärungen, die eine systematische Unterbestimmung der IRSL-Alter im unteren Teil der Abfolge plausibel erklären würden (siehe PREUSSER & FIEBIG, 2009).

Vergleicht man die IRSL-Chronologie des Profils Wels mit anderen Archiven aus Europa zeichnet das Muster der Phasen von Lössakkumulation und Bodenbildungen den Klimaverlauf wieder, der sich in langen Pollensequenzen und in marinen Ablagerungen findet. Auch wenn es bisher wenig Erfahrungen mit der IRSL-Datierungen von Sedimenten gibt, die älter als 150 ka sind, ist derzeit davon auszugehen, dass die IRSL-Alter den tatsächlichen Ablagerungszeitpunkt der Löss im Profil Wels widerspiegeln. Daraus ergibt sich eine ganze Reihe von neuen Fragen bezüglich der Lössstratigraphie, als auch für die zum Teil auf der Deckschichtengliederung beruhenden zeitlichen Zuordnung der Terrassenschotter.

## 7. Danksagung

Die Untersuchungen in Wels wurden durch Dirk van Husen initiiert und in Kooperation mit Jürgen Reitner, Robert Scholger und Birgit Terhorst durchgeführt. Wir danken speziell Dirk van Husen und unseren KollegInnen für die intensive Diskussion der Ergebnisse. Die Lumineszenzdatierungen wurden von FP am Geographischen Institut der Universität zu Köln ausgeführt. Ulrich Radtke und seinem Team sei sehr herzlich für die Unterstützung gedankt. Helene Pfalz-Schwingenschlögel (Institut für Angewandte Geologie, Universität für Bodenkultur, Wien) hat bei der Erstellung der Abbildung einmal mehr gute Dienste geleistet. Die vorgestellten Untersuchungen wurden von der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften finanziell unterstützt. Christoph Spötl gab wertvolle Hinweise zum Manuskript. Herzlichen Dank!

## 8. Literatur

- BASSINOT, F.C., LABEYRIE, L.D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N.J. & LANCELOT, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. — *Earth and Planetary Science Letters*, 126:91–108.
- BEAULIEU, J.-L. de, ANDRIEU-PONEL, V., REILLE, M., GRÜGER, E., TZEDAKIS, C. & SVOBODOVA, H., 2001. An attempt at correlation between the Velay pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe. — *Quaternary Science Reviews*, 20:1593–1602.

- BIBUS, E., 1980. Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. — *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, **D1**, 296 S.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W., 1996. Der Altwürm- und Rissabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. — *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten*, **D20**:21–52.
- DESPRAT, S., SÁNCHEZ GOÑI, M.F., TURON, J.L., DUPRAT, J., MALAIZE, B. & PEYPOUQUET, J.P., 2006. Climatic variability of Marine Isotope Stage 7: direct land-sea-ice correlation from a multiproxy analysis of a north-western Iberian margin deep-sea core. — *Quaternary Science Reviews*, **25**:1010–1026.
- DEHNERT, A. & SCHLÜCHTER, C., 2008. Sediment burial dating using terrestrial cosmogenic nuclides. — *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*, **57**:210–225.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J., 1995. Baden Württemberg. — [in:] BENDA, L. (Hrsg.). *Das Quartär Deutschlands*. S. 255–295.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F., 2003. Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. — *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, **47**:449–467.
- FRECHEN, M., BOENIGK, W. & WEIDENFELLER, M., 1995. Chronostratigraphie des „Eiszeitlichen Lössprofils“ in Koblenz-Metternich. — *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, **24**:155–180.
- FRECHEN, M., ZANDER, A., CILEK, V. & LOZEK, V., 1999. Loess chronology of the last interglacial/glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. — *Quaternary Science Reviews*, **18**:1467–1493.
- HÄUSELMANN, P., FIEBIG, M., KUBIK, P.W. & ADRIAN, H., 2007. A first attempt to date the original „Deckenschotter“ of Penck and Brückner with cosmogenic nuclides. — *Quaternary International*, **164–165**:33–42.
- HOLZKÄMPFER, S., SPÖTL, C. & MANGINI, A., 2005. High-precision constraints on timing of Alpine warm periods during the middle to late Pleistocene using speleothem growth periods. — *Earth and Planetary Science Letters*, **236**:751–764.
- JERZ, H., 1995. Bayern. — [in:] BENDA, L. (Hrsg.). *Das Quartär Deutschlands*. S. 296–326.
- KOHL, H., 1976. Lehmgrube der Ziegelei Würzburger in Aschet bei Wels. — *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, **1**:37–41.
- KUKLA, G., 2005. Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's dating. — *Quaternary Science Reviews*, **24**:1573–1583.
- MCMANUS, J.F., OPPO, D.W. & CULLEN, J.L., 1999. A 0.5-Million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic. — *Science*, **283**:971–975.
- MIARA, S., ZÖLLER, L. & RÖGNER, K., 1996. Quartäraufschlüsse bei Baltringen/Riß und Gliederung des Riß-Komplexes - neue stratigraphische, pedologische und geochronologische Aspekte. — *Zeitschrift für Geomorphologie*, **40**:209–226.
- MUTTONI, G., CARCANO, C., GARZANTI, E., GHIELMI, M., PICCIN, A., PINI, R., ROGLEDI, S. & SCIUNNACH, D., 2003. Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps. — *Geology*, **31**:989–992.
- PREUSSER, F., 2004a. Lumineszenzdatierung von Sedimenten als Beitrag zur Rekonstruktion der pleistozänen Klimageschichte des Alpenraums. — *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **38**:95–116.
- PREUSSER, F., 2004b. Towards a chronology of the Upper Pleistocene in the Northern Alpine Foreland. — *Boreas*, **33**:195–210.
- PREUSSER, F., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M. & SCHLÜCHTER, C., 2005. Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. — *Journal of Quaternary Science*, **20**:607–620.
- PREUSSER, F., DEGERING, D., FUCHS, M., HILGERS, A., KADEREIT, A., KLASEN, N., KRIBETSCHKE, M., RICHTER, D. & SPENCER, J., 2008. Luminescence dating: Basics, methods and applications. — *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)*, **57**:95–149.
- PREUSSER, F. & FIEBIG, M., 2009. European Middle Pleistocene loess chronostratigraphy: Some considerations based on evidence from the Wels site, Austria. — *Quaternary International*, **198**:37–45.
- RAYMO, M.E., 1997. The timing of major climatic terminations. — *Paleoceanography*, **12**:577–585.
- REILLE, M., ANDRIEU, V., BEAULIEU, J.-L. de, GUENET, P. & GOEURY, C., 1998. A long pollen record from Lac du Bouchet, Massif Central, France: for the period ca. 325 to 100 ka BP (OIS 9c to OIS 5e). — *Quaternary Science Reviews*, **17**:1107–1123.
- RENTZEL, P., PREUSSER, F., PÜMPIN, C. & WOLF, J.-J., 2009. Loess and palaeosols on the High Terrace at Sierentz (France), and implications for the chronology of terrace formation in the Upper Rhine Graben. — *Swiss Journal of Geosciences*, **102**:387–401.
- SCHIRMER, W., 2000. Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss. — *Eiszeitalter und Gegenwart*, **50**:25–49.
- SVENDSEN, J.I., ALEXANDERSON, H., ASTAKHOVC, V.I., DEMIDOV, I., DOWDESWELLE, J.A., FUNDER, S., GATAULLING, V., HENRIKSEN, M., HJORT, C., HOUMARK-NIELSEN, M., HUBBERTEN, H.W., INGOLFSSON, O., JAKOBSSON, M., KJÆR, K.H., LARSEN, E., LOKRANTZ, H., PEKKA LUNKKA, J., LYSÄ, A., MANGERUD, J., MATIOUCHKOV, A., MURRAY, A., MOLLER, P., NIESSEN, F., NIKOLSKAYA, O., POLYAK, L., SAARNISTO, M., SIEGERT, C., SIEGERT, M.J., SPIELHAGEN, R.F. & STEIN, R., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. — *Quaternary Science Reviews*, **23**:1229–1271.
- TERHORST, B., 2007. Korrelation von mittelpleistozänen

- Löss-/Paläobodensequenzen in Oberösterreich mit der marinen Sauerstoffisotopenkurve. — *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter und Gegenwart)*, **56**:172–185.
- TZEDAKIS, P.C., ANDRIEU, V., BEAULIEU, J.-L. de, BIRKS, H.J.B., CROWHURST, S., FOLLIERI, M., HOOGHIEMSTRA, H., MAGRI, D., REILLE, M., SADORI, L., SHACKELTON, N.J. & WIJMSTRA, T.A., 2001. Establishing a terrestrial chronological framework as a basis for biostratigraphical comparisons. — *Quaternary Science Reviews*, **20**:1583–1592.
- VAN HUSEN, D., 2000. Geological processes during the Quaternary. — *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**:135–156.
- ZAGWIJN, W., 1990. Vegetation and climate during warmer intervals in the Late Pleistocene of western and central Europe. — *Quaternary International*, **3/4**:57–67.
- ZANDER, A., 1999. Zur Stratigraphie des Lößprofile von Zeměchy, Tschechische Republik. — [in:] BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. (eds.). *Terrestrische Quartärgeologie*, 161–176, Logabook, Köln.