

Eiszeitalter und Gegenwart

Volume 56
Number 3
2007

E & G

Quaternary Science Journal



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) – Stuttgart





www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V.

Founded 1948

Office:

D-30655 Hannover, Stilleweg 2, P.O. 510153

E-Mail: deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Web: www.deuqua.de

Banque accounts:

Postbank Hannover: Konto 45303 308, BLZ 250 100 30, BIC: PBNKDEFF, IBAN: DE84 2501 0030 0045 3033 08

Sparkasse Hannover: Konto 2000 806 311, BLZ 250 501 80, BIC: HANSDE2HXXX, IBAN: DE10 2505 0180 2000 8063 11

Executive board

(2006-2010)

President:	MARGOT BÖSE, Berlin
Vice-President:	MARKUS FIEBIG, Wien REINHARD LAMPE, Greifswald
Editor E&G:	HOLGER FREUND, Wilhelmshaven
Assistant Editor E&G:	LUDGER FELDMANN, Benningen
Editor GMit Newsletter:	CHRISTIAN HOSELMANN, Wiesbaden BIRGIT TERHORST, Wien
Treasurer:	JÖRG ELBRACHT, Hannover
Academic library:	STEFAN WANSCHA, Halle
Homepage:	JÜRGEN REITNER, Wien
Public relation:	FRANK PREUSSER, Bern

Editorial Board E&G – Quaternary Science Journal

KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven	ELSE KOLSTRUP, Uppsala (Schweden)
HANS-RUDOLF BORK, Kiel	JAN PIOTROWSKI, Aarhus (Dänemark)
ARNT BRONGER, Kiel	LUDWIG REISCH, Erlangen
JÜRGEN EHLERS, Hamburg	JEF VANDENBERGHE, Amsterdam (Niederlande)
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège (Belgien)	BERND ZOLITSCHKA, Bremen
WIGHART VON KOENIGSWALD, Bonn	

The subscription rates for DEUQUA membership are as follows:

Ordinary Members	45,- €
Student, retired and unwaged members	20,- €
Institutions	55,- €

In Germany subscription rates are collected by standing order, for all other members subscription rates are due on March 1st paying by banque order on one of the accounts mentioned above. If you want to be a new member of the DEUQUA or you have questions concerning missing volumes of *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal*, please contact the office in Hannover.

Manuscript Submission: Manuscripts for E&G – Quaternary Science Journal must be submitted to the editor: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Marine Laboratory, Schleusenstr. 1, D-26382 Wilhelmshaven; E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Titelbild:

Hohlweg an der Typlokolität Göttweig/Aigen. Der interglaziale Paläoboden ist auf kalkhaltigen Schottern entwickelt und von einem zweigeteilten Löss überdeckt (Foto: Birgit Terhorst 2007)

Front cover image:

Interglacial paleosoil developed on calcareous gravel covered by two layers of loess (photo: Birgit Terhorst 2007).

Welcome to the new Eiszeitalter und Gegenwart!

This volume of *Eiszeitalter und Gegenwart*, the traditional journal of the DEUQUA, the German Quaternary Association, has a new look. Not only the front page is new, but this change also reflects a new ambition: The executive committee has applied for inclusion of *Eiszeitalter und Gegenwart* in the Science Citation Index to make it more attractive for scientists in Germany and our neighbouring countries to publish in our journal. This decision makes it necessary for us to have an English subtitle (*Quaternary Science Journal*) as well as English summaries for each contribution. Both English- and German-language manuscripts will be accepted in future. In addition, we have to publish several volumes per year on a regular basis, so *Eiszeitalter und Gegenwart* will not be a yearbook any more. This volume presenting the stratotypes in Germany is the first within this new frame. We have established an international editorial board as well as an international reviewing system. Some of our future issues will be dedicated to specific subjects, others are open for free contributions. We cordially invite all scientists - and especially young ones - to send us manuscripts on Quaternary topics. We are open to all fields of Quaternary sciences. From this year onwards, all published papers will also be available online via the homepage of our publisher Schweizerbart; the publications from previous years will also be provided at the end of this year at the latest (<http://www.schweizerbart.de>). The DEUQUA welcomes all contributors and readers to our journal and we hope to find a broad acceptance in our aim to promote Quaternary sciences.

Margot Böse
President of the DEUQUA

Berlin, September 2007

Authors are responsible for the content of their manuscripts.

E&G – Quaternary Science Journal is printed by Papierflieger Offsetdruck GmbH,
38678 Clausthal-Zellerfeld – E-Mail: papierflieger_offsetdruck@web.de

Eiszeitalter und Gegenwart

E & G

Quaternary Science Journal

Volume 56 Number 3

88 pages, 24 figures und 10 tables

Editor and publishing: Deutsche Quartärvereinigung e. V. Hannover

Editor: HOLGER FREUND

Distribution:



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) – Stuttgart

2007

E&G

Quaternary Science Journal

Published for Deutsche Quartärvereinigung e. V.

Editor: Holger Freund

Contents

Zur spätholozänen Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes - Neue 139
pollenanalytische Untersuchungen im Pfälzischen Berg- und Hügelland
Late Holocene vegetation development in the Palatinate Forest
Steffen Wolters

The difference between pollen types and plant taxa: 162
a plea for clarity and scientific freedom
Der Unterschied zwischen Pollentypen und Pflanzentaxa:
Ein Plädoyer für Deutlichkeit und wissenschaftliche Freiheit
Pim de Klerk & Hans Joosten

Korrelation von mittelpleistozänen Löss-/Paläobodensequenzen 172
in Oberösterreich mit einer marinen Sauerstoffisotopenkurve
Correlation between Middle Pleistocene loess/paleosol sequences
in Upper Austria and marine Oxygenium Isotope Stages (OIS)
Birgit Terhorst

Sedimentuntersuchungen an unterpleistozänen Schmelzwasserablagerungen 186
und Periglazialschottern im Riß-Iller-Gebiet, deutsches Alpenvorland
Andreas Gerth & Raimo Becker-Haumann

The Upper Pleistocene loess/palaeosol sequence from 212
Schatthausen in North Baden-Württemberg
Die oberpleistozäne Löss-/Paläobodenabfolge
von Schatthausen im nördlichen Baden-Württemberg
Manfred Frechen, Birgit Terhorst & Wolfgang Rähle



<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i> <i>Quaternary Science Journal</i>	56/3	139-161	Hannover 2007
--	------	---------	---------------

Zur spätholozänen Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes

Neue pollenanalytische Untersuchungen im Pfälzischen Berg- und Hügelland

STEFFEN WOLTERS^{*)}

Keywords: SW-Germany, Palatinate Forest, Holocene, pollen analysis, lime woodland, primeval vegetation, high medieval landnam, mire acidification

Kurzfassung: Zwei ¹⁴C-datierte Pollendiagramme aus Quellmooren erfassen die etwa 4500-jährige Geschichte der Wald- und Moorentwicklung im Buntsandsteingebiet des mittleren Pfälzerwaldes unter natürlichen und anthropogenen Bedingungen. Edellaubholzreiche Eichen-Lindenmischwälder beherrschten das Waldbild bis zur Ausbreitung der Buche und belegen die große Bedeutung von *Tilia* an den spätwärmezeitlichen Wäldern der Buntsandsteingebirge. Der autochthone Status von *Pinus* wird bestätigt, wohingegen keine Belege für ein natürliches Vorkommen von *Picea* und *Abies* erbracht werden können. Die Herausbildung der natürlichen Vegetation des Pfälzerwaldes in Form von bodensauren Buchenmischwäldern (Luzulo-Fagetum, Melampyro-Fagetum) begann mit der Massenausbreitung von *Fagus* ab etwa 1000 v. Chr. Sie erreichten ihre größte Verbreitung etwa 1000 Jahre später. Der anthropogene Einfluß auf die Wälder blieb bis in das Mittelalter gering und bestätigt den Charakter des Pfälzerwaldes als Jungesiedelland. Starker anthropogener Einfluß setzte erst mit den hochmittelalterlichen Rodungen von *Fagus* und *Pinus* ein, die insbesondere *Quercus* zum Zwecke der Waldweide förderten. Darüber hinaus beeinflussten die Rodungen auch nachhaltig das Hydroregime der Moore im Sinne einer verbesserten Wasserversorgung mit einhergehenden Versauerungstendenzen. Während die pollenanalytische Reflektion der Siedlungsaktivität im Mittelalter und der frühen Neuzeit eine deutliche lokale Differenzierung aufweist, wird die im späten 18. Jh. einsetzende Forstwirtschaft als regionales Ereignis widergespiegelt und beinhaltet auch seltenere Gehölze wie Weymouthskiefer und Douglasie.

[Late Holocene vegetation development in the Palatinate Forest]

Abstract: Two radiocarbon-dated pollen diagrams from spring mires reveal 4500 years history of natural and anthropogenic woodland and mire development in the new red sandstone area of the Palatinate Forest. Oak-lime woodland rich in noble deciduous trees dominated the landscape prior to the spread of beech. This emphasises the important role of *Tilia* in woodlands of the new red sandstone mountains in the Subboreal. *Pinus* is autochthonal to the Middle Palatinate Forest while *Picea* and *Abies* are not. The natural vegetation consisted of acidophilous beech woods (Luzulo-Fagetum, Melampyro-Fagetum) and started to develop with the mass expansion of *Fagus* around 1000 B. C. yielding their highest distribution approx. 1000 years later. The reflection of human impact remained weak until the Medieval times confirming that the Palatinate Forest was not colonised prior to the high medieval landnam. The clearing of *Fagus* and *Pinus* started in the 12th century. *Quercus* was saved from felling for the purpose of wood pasture. The clearings also affected the hydroregime of the spring mires in terms of improved water supply and acidification. While pollen analytical reflection of human impact from the Middle Ages to early Modern Times strongly depends on local conditions, the onset of silviculture in the late 18th century is mirrored as a regional signal and includes even rare species as white pine and douglas fir.

* Anschrift des Verfassers: Dr. S. WOLTERS, Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung, Viktoriastraße 26/28, D-26382 Wilhelmshaven. E-mail: wolters@nihk.de.

1 Einleitung

Der Pfälzerwald gehört im Gegensatz zu seinen benachbarten Landschaften, wie Vogesen, Schwarzwald, Odenwald oder der Oberrheinebene (z. B. FRIEDMANN 2000, LAGIES 2005, LANG 2005, SUDHAUS 2005), zu den vegetationsgeschichtlich nahezu unerforschten Gebieten Deutschlands. So standen FIRBAS (1952) für seine zusammenfassende Darstellung der Vegetationsgeschichte des Pfälzischen Berg- und Hügellandes lediglich Pollenanalysen vom südlichen Rand des Pfälzerwaldes (HATT 1937, DUBOIS *et al.* 1938) und aus der westpfälzischen Moorniederung (FIRBAS 1934, JESCHKE 1938) zur Verfügung. Den ersten und bisher einzigen pollenanalytischen Beitrag aus dem mittleren Pfälzerwald – zwei kurze Diagramme aus der Umgebung von Johanniskreuz – publizierte PRECHT 1953. Thematisch stellt er, wie auch die quellenkundlich-pflanzensoziologische Arbeit von BOISELLE & OBERDORFER (1957), die natürliche Verbreitung der Kiefer im Pfälzerwald in den Vordergrund, ohne aber dabei näher auf die walddgeschichtliche Entwicklung des heute mit ca. 180.000 ha größten zusammenhängenden Waldgebiets Deutschlands einzugehen. Die vegetationsgeschichtliche Erforschung wurde erst im Jahre 2003 wieder aufgenommen, als im Rahmen von kulturlandschafts-genetischen und bestandsgeschichtlichen Untersuchungen im Forstamt Johanniskreuz (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004) aktuelle pollenanalytische Untersuchungen notwendig wurden. Damit ergab sich erstmals die Gelegenheit, die spätholozäne Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes mit Hilfe von hochauflösenden und ¹⁴C-datierten Pollendiagrammen darzustellen. Die vorliegenden Untersuchungen sind darüber hinaus als Beitrag zur Grundlagenforschung im grenzüberschreitenden Biosphärenreservat Pfälzerwald-Nordvogesen zugunsten seiner Erhaltung und nachhaltigen Entwicklung (UNESCO) zu verstehen.

2 Untersuchungsgebiet

Der Pfälzerwald ist eine Mittelgebirgslandschaft (höchste Erhebung: Kalmit 673 m) im Südwesten Deutschlands (Abb. 1), deren prä-

gendste Elemente die dichte Bewaldung und die bis zu 500 m mächtigen Gesteinsschichten des Buntsandsteins sind. Obwohl relativ klar gegenüber den Nachbarräumen abgegrenzt, wurde er als eigener Naturraum und zusammenhängende Landschaft erst 1843 wahrgenommen, als ein „Comité“ von 14 bayrisch-pfälzischen Forstbeamten im Forstamt Johanniskreuz zusammentrat und die „Waldungen auf dem bunten Sandsteingebirge der Pfalz“ erstmals unter dem Namen Pfälzerwald (nicht: Pfälzer Wald!) zusammenfasste (GEIGER 1987).

Die untersuchten Moore befinden sich im mittleren Pfälzerwald (zur Einteilung siehe HÄBERLE 1913) im Staatsforst Johanniskreuz, dem Quellgebiet eines radiären Gewässernetzes, das den Pfälzerwald zu Rhein und Saar entwässert (Abb. 1). Der Pfälzerwald befindet sich im Übergangsbereich vom atlantischen zum kontinentalen Klima. In der rezenten Vegetation nehmen subatlantische und nordisch-montane Florenelemente etwa 60 % des Gesamtarteninventars der höheren Pflanzen ein (HAILER 1969). Niederschlagsmengen und mittlere Jahrestemperatur variieren beträchtlich mit Höhenlage und Exposition (650–1000 mm/Jahr bzw. 6°C–9°C). Das Untersuchungsgebiet gehört dabei mit 1004 mm/Jahr zu den niederschlagsreichsten Partien des Pfälzerwaldes (Station Johanniskreuz: 1961–1990, DEUTSCHER WETTERDIENST).

Trotz der relativ hohen Niederschläge verhindern die durchlässigen Sandböden und das stark zertalte und steilkuppige Relief die Ausbildung großflächiger Moore. Allerdings treten entlang der stauenden Sperrschichten des Buntsandsteins zahlreiche Quellen aus, die zur Bildung von Kleingewässern (sog. Wooge; vgl. ROWECK *et al.* 1988) und Kleinstmooren mit geringer Torfmächtigkeit führen. Zwei dieser Vermoorungen in den steilen Kerbtälern der Quellbäche und Oberläufe befinden sich etwa 1,5 km nordwestlich von Johanniskreuz (TK 25 Blatt 6612). Nach vorangegangenen Sondierungen wurden im August 2003 Bohrkerne aus den beiden, etwa 1200 m voneinander entfernt liegenden Mooren abgeteuft (Abb. 2).

Das erste Moor liegt im Talschluss des Großen Schwanentals am südlichen Fuß des gleichnamigen Berges auf etwa 400 m NN (49°21'02''

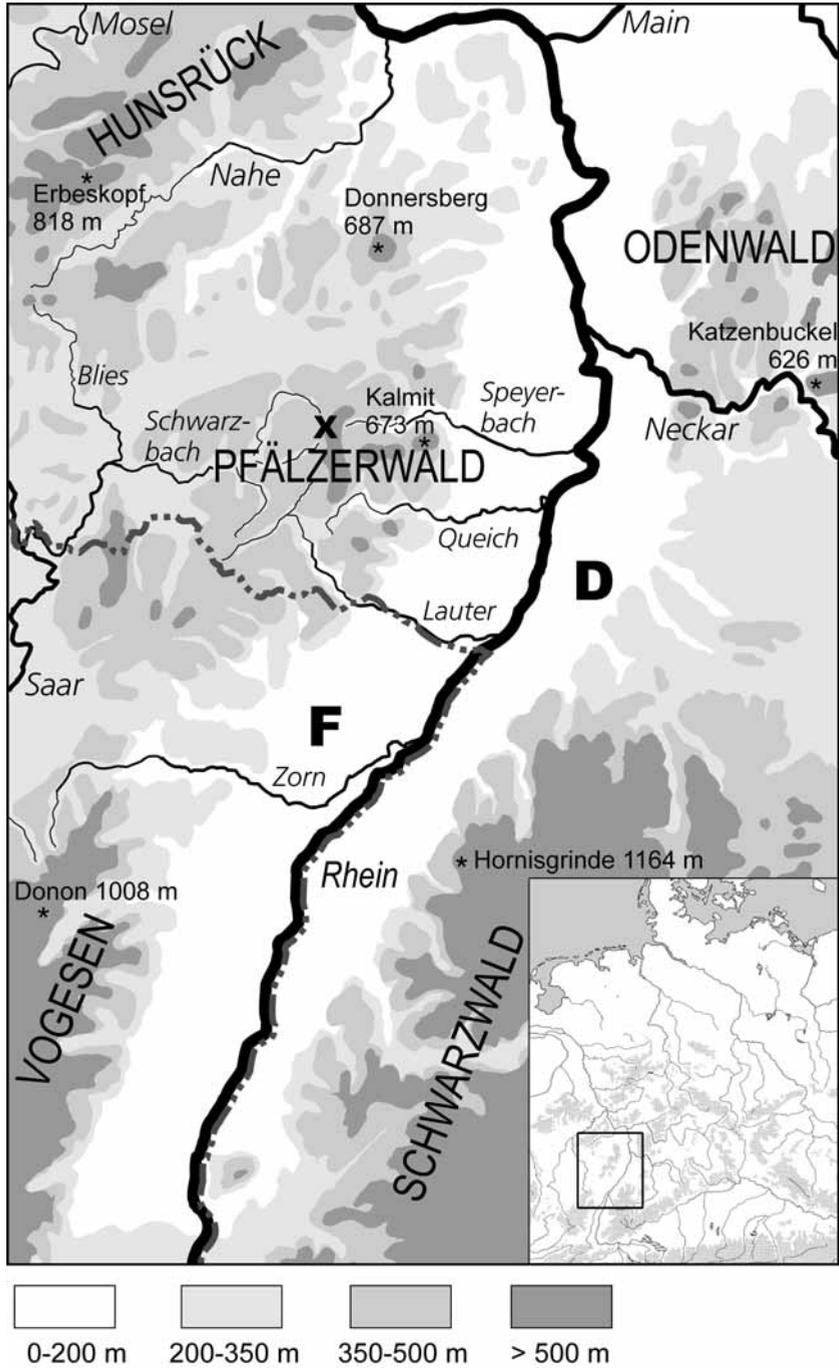


Abb. 1: Übersichtskarte von SW-Deutschland. Das Kreuz markiert das Untersuchungsgebiet im Forstamt Johanniskreuz, Pfälzerwald.

Fig. 1: General survey of southwestern Germany. The x marks the investigation area in the forestry district of Johanniskreuz, Palatinate Forest.

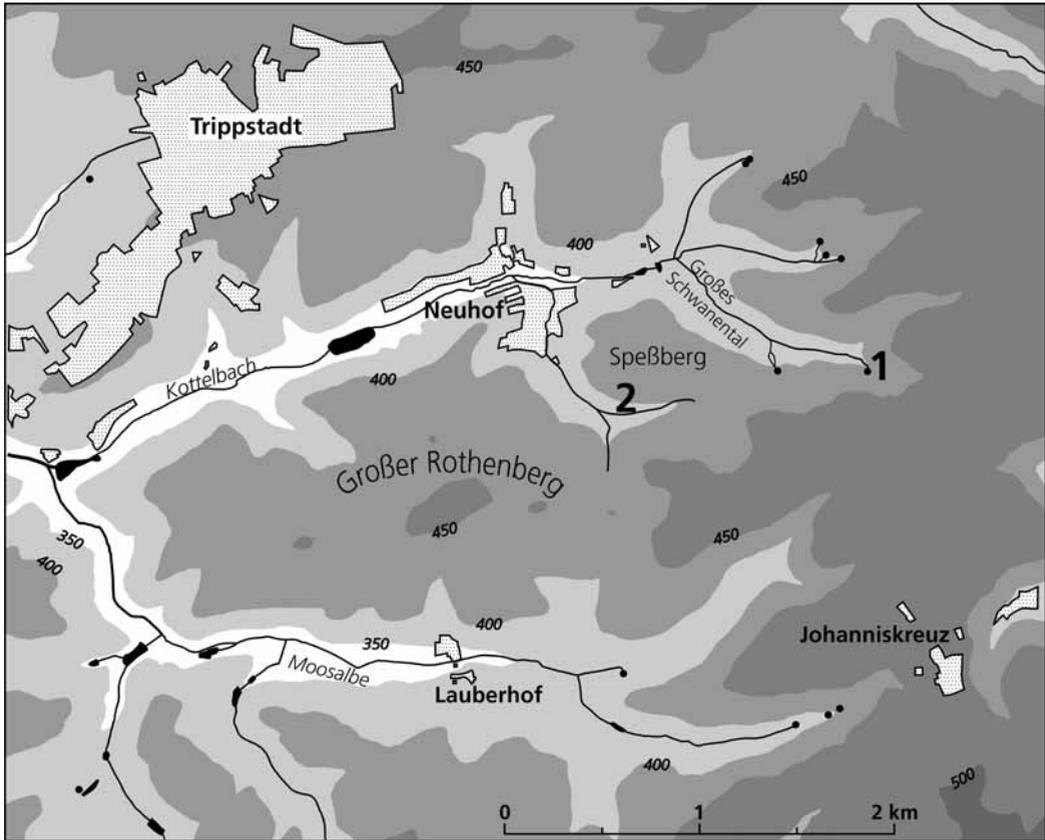


Abb. 2: Detailkarte des Untersuchungsgebietes mit Angabe der Bohrpunkte (1 - Großes Schwanental, 2 Speßtalmoor). Die zahlreichen Quellen sind durch ein • markiert.

Fig. 2: Detailed map of the investigation area. The coring locations are indicated (1 - Großes Schwanental, 2 Speßtalmoor) as well as the numerous springs (•).

N, 7°49'12" E). Typologisch handelt es sich um eine Sickerquelle mit mesotroph-saurer Quellmoorbildung. Die aktuelle Vegetation ist durch eine *Dryopteris dilatata*-reiche Ausbildung eines Braunseggen-Sumpfes (*Caricetum fuscae polytrichetosum communis* OBERD. 38) gekennzeichnet (vgl. TRÖGER 1998). Das Moor ist von geringer Ausdehnung und erreicht bei nahezu kreisrunder Fläche nur einen Durchmesser von etwa 15 m. Die Torfmächtigkeit am Bohrpunkt betrug 0,98 m. Die unmittelbare Umgebung des Moores ist bewaldet. Dabei sind die tieferen Lagen der Steilhänge im Talschluß durch einen Fichtenforst mit Beteiligung von *Abies alba* geprägt. In den oberen Hanglagen kommen *Fagus sylvatica*, *Quercus petraea*

und *Q. robur* sowie *Pinus sylvestris* stärker zur Geltung. Am Moorrand und oberhalb davon befinden sich mehrere Meilerplätze, die sehr wahrscheinlich aus dem 18./19. Jh. stammen (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Das zweite untersuchte Moor erstreckt sich entlang der Sohle eines sich zur Siedlung Neu-hof öffnenden Tales südlich des Speßberges und wird in dieser Arbeit als Speßtalmoor bezeichnet. Die Kernentnahme erfolgte ca. 350 m unterhalb des Talschlusses in einer Höhe von etwa 380 m NN (49°20'53" N, 7°48'11" E). Die Moorvegetation am Bohrpunkt ist durch einen Torfmoos-Birken-Erlenwald (*Sphagno-Alnetum glutinosae* LEMÉE 37) charakterisiert. Das Moor ist als mesotroph-saures Hang-

Quellmoor ausgebildet, wobei die Torfmächtigkeit am Bohrpunkt nur 0,85 m betrug. Auf den steilen Hängen des Speßberges stocken *Picea* und *Pinus*, auf den gegenüberliegenden Hangausläufern des Großen Rothenberges überwiegend *Fagus*.

3 Material und Methoden

Den Bohrkernen beider Moore wurden in einem Abstand von 1 bis 2 cm Proben mit einem Volumen von etwa 1 cm³ entnommen und mittels KOH-, HF- und Acetolyse-Behandlung in Anlehnung an die Standardvorschriften für die pollenanalytische Untersuchung aufbereitet (vgl. MOORE, WEBB & COLLINSON 1991). Die Siebrückstände wurden systematisch auf pflanzliche Großreste und Holzkohle-Fragmente untersucht. Die Häufigkeit letzterer wurde entlang einer vierstufigen Skala abgeschätzt.

Die Proben wurden mikroskopisch im Durchlichtverfahren bei 400facher Vergrößerung analysiert und auf eine Summe von mindestens 1000 Baumpollen (alle Bäume und höhere Sträucher) ausgezählt. Aufgrund der in vielen Proben auftretenden Dominanz lokal produzierten Pollens wurde stets so hoch ausgezählt, dass die Pollensumme der Bäume und Sträucher excl. *Alnus*, *Salix*, *Betula*, *Frangula* und *Sorbus* 500 Pollenkörner nicht unterschritt.

Für die Bestimmung kritischer Taxa stand eine 1.000fache Vergrößerung mit Phasenkontrasteinrichtung zur Verfügung. Die Bestimmung der Pollen und Sporen erfolgte anhand einer Vergleichssammlung rezenter Taxa und mit Hilfe einschlägiger Bestimmungsliteratur (z. B. BEUG 2004, MOORE, WEBB & COLLINSON 1991). Die Nomenklatur folgt BEUG (2004). Vier ausgewählten Proben wurden zum Zwecke der Pollenkonzentrationsbestimmung bei der Aufbereitung *Lycopodium*-Sporentabletten nach STOCKMARR (1971) beigefügt.

Die Ergebnisse der Pollenanalysen sind in vier Diagrammen dargestellt – Abb. 3 und 4 zeigen das Moor im Großen Schwanental, Abb. 5 und 6 das Speßtalmoor. Für die Darstellung der Pollendiagramme wurde eine für bewaldete Quellmoore abgewandelte Berechnungsgrundlage gewählt (siehe z. B. JAHNS

2005, LAGIES 2005). Die Bezugssumme bildet sämtlicher Gehölzpollen, excl. der Moorgehölze. Die Zählwerte aller Taxa sind auf diese Bezugssumme bezogen. Diese Darstellung wurde gewählt, um eine graphische Übergewichtung lokal produzierten Pollens zu vermeiden und somit die Vegetationsentwicklung auf den terrestrischen Standorten schärfer fassen zu können, was besonders in den mittelalterlichen Spektren des Speßtalmoores notwendig wurde (vgl. hierzu auch gegenteilige Befunde z. B. bei WALLER *et al.* 2005). Vertikal sind die Diagramme in acht Pollenzonen untergliedert, die für beide Diagramme Gültigkeit haben und deren Grenzen etwa zeitgleich sind.

4 Ergebnisse

4.1 Stratigraphie

Nach einer groben Ansprache im Gelände wurden die stratigraphischen Einheiten im Labor präzisiert und durch die Befunde der botanischen Großrestanalyse ergänzt. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 und 2 dargestellt. Eine ausreichende Pollenführung war erst oberhalb 118 bzw. 90 cm gegeben.

4.2 Datierung

Den Bohrkernen beider Moore wurde an vegetationsgeschichtlich markanten Positionen Material für Datierungen entnommen und an das Poznan Radiocarbon Laboratory/Polen zur AMS ¹⁴C-Messung geschickt. Die Kalibrierung der ¹⁴C-Daten erfolgte mit Calib Rev. 5.02 nach STUIVER & REIMER (1993) auf der Basis von 95,4 % (2 σ) Wahrscheinlichkeit. Die Ergebnisse sind in Tab. 3 dargestellt. Die kalibrierten ¹⁴C-Daten bilden die Grundlage von Zeit-Tiefen-Diagrammen (Abb. 7 und 8). Die ¹⁴C-Daten wurden durch ein historisches Datum – die Einführung der Forstwirtschaft etwa um 1780 – ergänzt.

4.3 Verlauf der Vegetationsentwicklung

Für das Untersuchungsgebiet werden acht Entwicklungsphasen anhand der im Pollenniederschlag vorherrschenden Arten benannt

Tab. 1: Stratigraphie Moor im Großen Schwanental

Tab. 1: Details of the stratigraphy of mire Großes Schwanental

Tiefe [cm]	Stratigraphische Merkmale
0–2	Verlust
3–13	schwach zers. wässriger <i>Sphagnum</i> -Torf mit <i>Juncus</i> -Samen viele Nadelreste (<i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , <i>Abies</i>)
13–21	mäßig zers. <i>Sphagnum</i> -Radizellen- Torf reichlich <i>Juncus</i> -Samen einige Nadelreste (meist <i>Picea</i>)
21–37	mäßig zers. <i>Sphagnum</i> -Radizellen- Torf mit Holz- und Laubblattresten und <i>Juncus</i> -Samen
37–71	mäßig/stark zersetzter Bruchwaldtorf
71–103	stark zersetzter Bruchwaldtorf
103–127	humoser, stark durchwurzelter Sand reichlich Holzreste, Radizellen und vereinzelt <i>Sphagnum</i> -Blättchen
127–144	toniger, schwach gebänderter Sand

und beschrieben. Sie entsprechen den in den Pollendiagrammen (Abb. 3–6) dargestellten Pollenzonen. Für die zeitliche Abgrenzung dieser Zonen wurden interpolierte Daten aus den Zeit-Tiefen-Diagrammen (Abb. 7 und 8) herangezogen.

Zone 1: Eichenmischwald-Buchen-Zeit (< 2500 v. Chr. – ca. 1000 v. Chr.)

Zone 1 ist nur im Moor im Großen Schwanental erfasst, in dem die telmatischen Ablagerungen am Bohrpunkt knapp 20 cm mächtiger sind als im Speßtalmoor. Die Zone ist pollenanalytisch neben anfangs geringen Buchenwerten noch durch hohe Werte der Arten des Eichenmischwaldes gekennzeichnet (*Quercus* > 40 %, *Corylus* > 20 %, *Tilia* > 10 %, *Fraxinus* und *Ulmus* ~ 5 % sowie *Acer*). Somit setzt die vegetationsgeschichtliche Überlieferung

Tab. 2: Stratigraphie Speßtalmoor

Tab. 2: Details of the stratigraphy of mire Speßtalmoor

Tiefe [cm]	Stratigraphische Merkmale
0–13	schwach zersetzter <i>Sphagnum</i> -Torf reichlich <i>Alnus</i> -Samen einige Nadelreste (<i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , <i>Abies</i>)
13–25	mäßig zersetzter <i>Sphagnum</i> -Torf einige Nadelreste (<i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , <i>Abies</i>)
25–40	mäßig zers. <i>Sphagnum</i> -Radizellen- Torf mit <i>Polytrichum</i> und <i>Hylocomium</i> bei 30–32 cm Holz
40–44	mäßig zersetzter Radizellentorf
44–78	mäßig zersetzter Bruchwaldtorf mit reichlich Holzresten von 49–57 mehr <i>Sphagnum</i>
78–85	stark zersetzter Bruchwaldtorf
85–97	humoser Sand

in der Eichenmischwald-Buchenzeit nach FIRBAS (1952) ein, die dem waldgeschichtlichen Abschnitt VIII (Späte Wärmezeit, Subboreal; FIRBAS 1949) entspricht. Die Chronologie dieses Abschnitts wird durch eine Radiokarbondatierung bei 93 cm gestützt, nach der die Mitte der Zone etwa 3.600 Jahre alt ist. Die Basisproben des Diagramms dürften allerdings nicht wesentlich älter sein. Dafür sprechen die relativ geringen Werte der Ulme, die in der Mittleren Wärmezeit (FIRBAS VI und VII, bis etwa 3.800 v. Chr.) eine deutlich stärkere Rolle am Waldaufbau gespielt hat (vgl. FIRBAS 1952, HÖLZER & HÖLZER 1994, LANG 2005).

Zone 2: Buchen-Eichen-Zeit (ca. 1000 v. Chr. – ca. 750 v. Chr.)

Zone 2 – ebenfalls nur im Schwanentalmoor – stellt mit den rasch ansteigenden *Fagus*-Werten (auf 35 %) eine ausgesprochene Übergangspe-

Tab. 3: Ergebnisse der AMS ^{14}C -DatierungenTab. 3: Results of AMS ^{14}C dating

Tiefe	Lab.-Nr. (Pro-)	Material	Konventionelles ^{14}C -Alter B.P.	Alter in kalibrierten Jahren v. Chr./n. Chr. (2 σ)
Moor 1 (Großes Schwanental)				
22 cm	Poz-5307	Bulk	150 \pm 30	1667–1953 n. Chr.
38 cm	Poz-5308	Bulk	695 \pm 30	1264–1387 n. Chr.
57–58 cm	Poz-12349	3 <i>Rubus</i> -Samen, Laubblattreste	1995 \pm 50	157 v. Chr.–123 n. Chr.
93 cm	Poz-5309	Bulk	3355 \pm 35	1739–1531 v. Chr.
Moor 2 (Speßberg)				
50 cm	Poz-12353	Periderm	385 \pm 30	1443–1631 n. Chr.
61 cm	Poz-12352	Borke	880 \pm 30	1043–1221 n. Chr.
78 cm	Poz-12350	9 <i>Sambucus</i> - und 1 <i>Rubus</i> - Samen	1895 \pm 30	33–215 n. Chr.
90 cm	Poz-12348	Holzkohle	2190 \pm 30	364–176 v. Chr.

riode dar, die das Ende der Eichenmischwald-Buchen-Zeit beschreibt. Während die Kurven von *Quercus* (von 45 auf 30 %), *Tilia* (von 10 auf 4 %) und *Corylus* (von 20 auf 10 %) deutlich abfallen, bleiben die Werte der Edellaubhölzer *Ulmus*, *Fraxinus* und *Acer* relativ konstant. Gleiches gilt für *Pinus*.

Zone 3: Buchen-Zeit (ca. 750 v. Chr. – um Chr. Geb.)

Die pollenanalytischen Befunde aus dem Schwanental werden nun auch durch das Diagramm aus dem Speßtalmoor, welches mit der vegetationsgeschichtlichen Aufzeichnung in Zone 3 einsetzt, unterstützt. Dies ist sowohl durch die Ähnlichkeit der Hauptpollenspektren, als auch durch die ^{14}C -Datierungen gegeben. Danach ist die Basis des Speßtalmoores etwa 2.200 bis 2.400 Jahre alt. Der weitere Rückgang der Arten des Eichenmischwaldes (Abfall Σ *Quercus*, *Tilia*, *Corylus* auf ~ 25 % in beiden Diagrammen) und der kontinuierliche Anstieg von *Fagus* auf fast 50 % bestimmt diese Waldphase. *Carpinus* wandert zu Beginn der Zone ein.

Zone 4: Buchen-Eichen-Kiefern-Zeit (um Chr. Geb. – ca. 1100 n. Chr.)

Im ersten Jahrtausend n. Chr. blieb die Vorherrschaft der Buchen- und Buchen-Eichen-Wälder im Wesentlichen bestehen, doch nimmt der Anteil von *Fagus* zugunsten von *Quercus* und im Schwanental auch von *Pinus* stetig ab. Dies scheint eine Folge zunehmender Aufflichtung durch steigenden Nutzungsdruck ab der Römischen Kaiserzeit (ROLLER 1987), der sich auch in höheren Getreidewerten und einer Zunahme von Hemerophyten (*Artemisia*, *Urtica*, *Plantago lanceolata*, *P. major/media*) äußert. Im Schwanental ist die Zunahme des Nutzungsdrucks mit dem Anstieg der Cerealia-Kurve (meist *Hordeum*-Typ) deutlich auffälliger und schließt gegen Ende der Zone, was dem frühen Mittelalter entspricht, wohl auch die Rodung von *Pinus* ein. Im Speßtalmoor werden in dieser Zeit erstmals *Juglans* und *Castanea* nachgewiesen, die allerdings schon seit der Römischen Kaiserzeit in der Pfalz angepflanzt wurden (LANG, W. 1971).

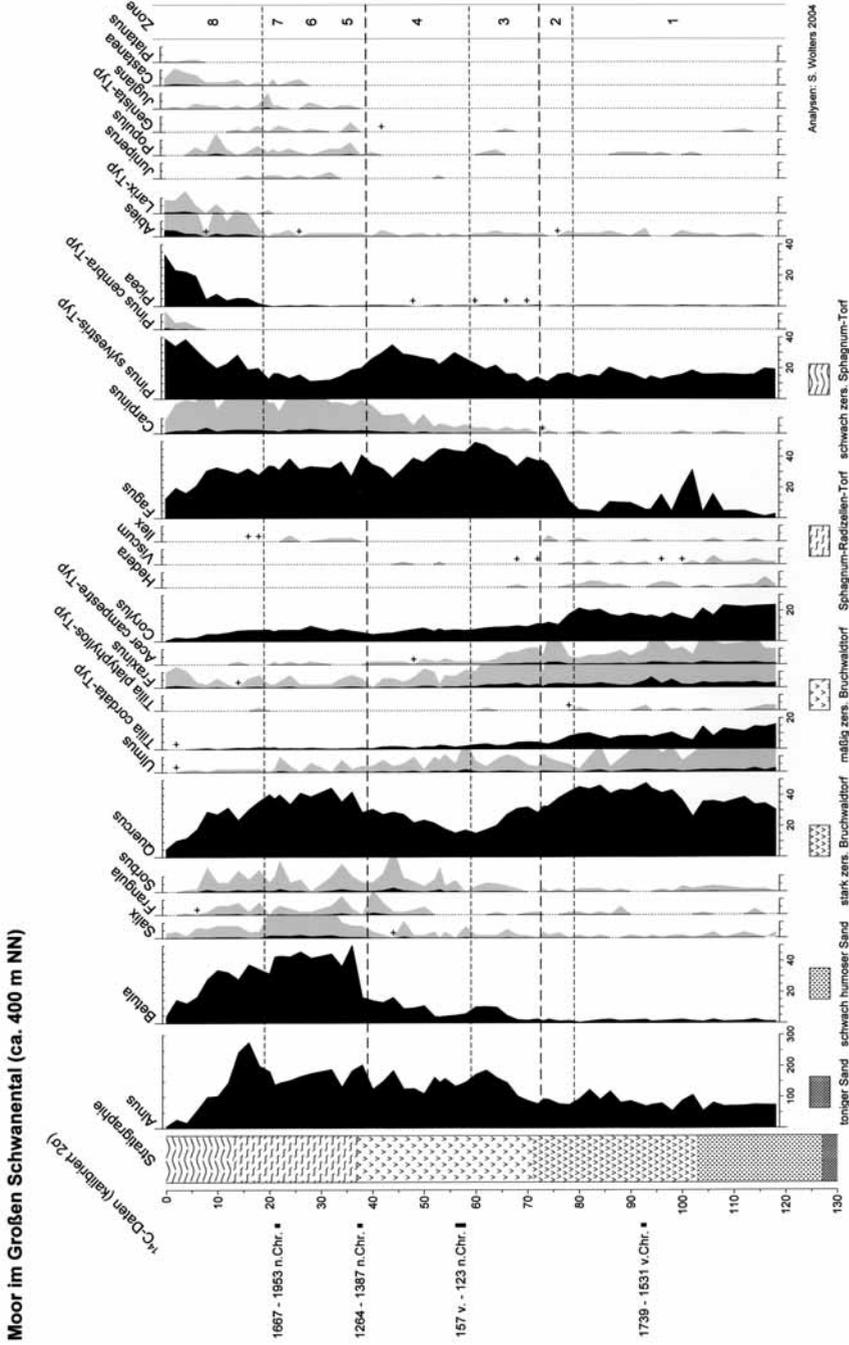


Abb. 3: Pollendiagramm Großes Schwanental. Dargestellt sind Gehölztaxa. Baumpollensumme ist excl. *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Frangula* und *Sorbus*. Nachweise bei Durchmusterungen sind durch ein + markiert. Die schattierten Kurven stellen eine 10fache Überhöhung dar.

Fig. 3: Pollen diagram of mire Großes Schwanental, showing arboreal taxa. Arboreal pollen sum is excl. *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Frangula* and *Sorbus*. Rare types are depicted by a +. The shaded curves represent a tenfold exaggeration.

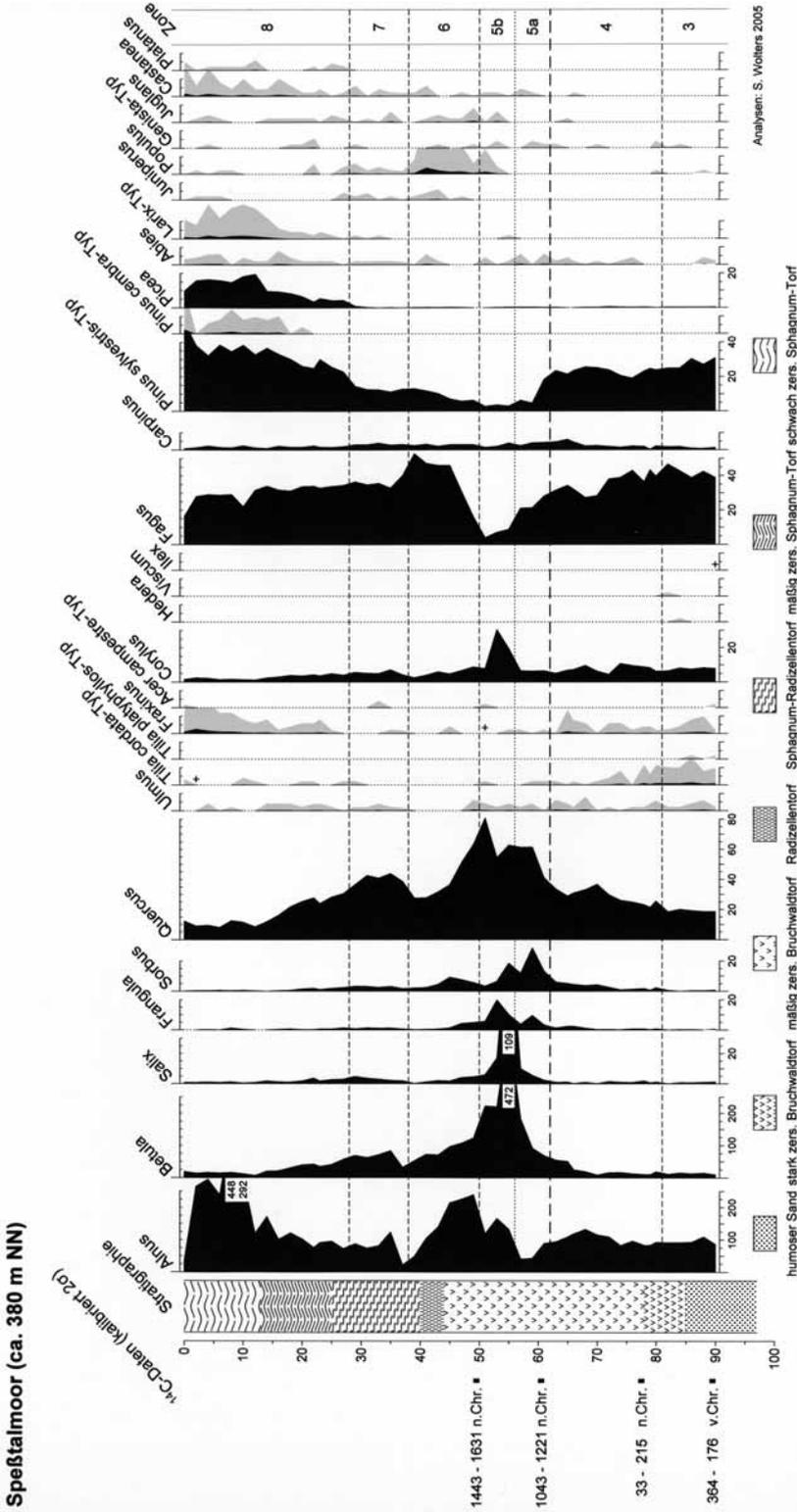


Abb. 5: Pollendiagramm Speftalmoor. Dargestellt sind die Gehölztaxa. Baumpollensumme ist excl. *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Frangula* und *Sorbus*. Nachweise bei Durchmusterungen sind durch ein + markiert. Die schattierten Kurven stellen eine 10fache Überhöhung dar.

Fig. 5: Pollen diagram of mire Speftalmoor, showing arboreal taxa. Arboreal pollen sum is excl. *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Frangula* and *Sorbus*. Rare types are depicted by a +. The shaded curves represent a tenfold exaggeration.

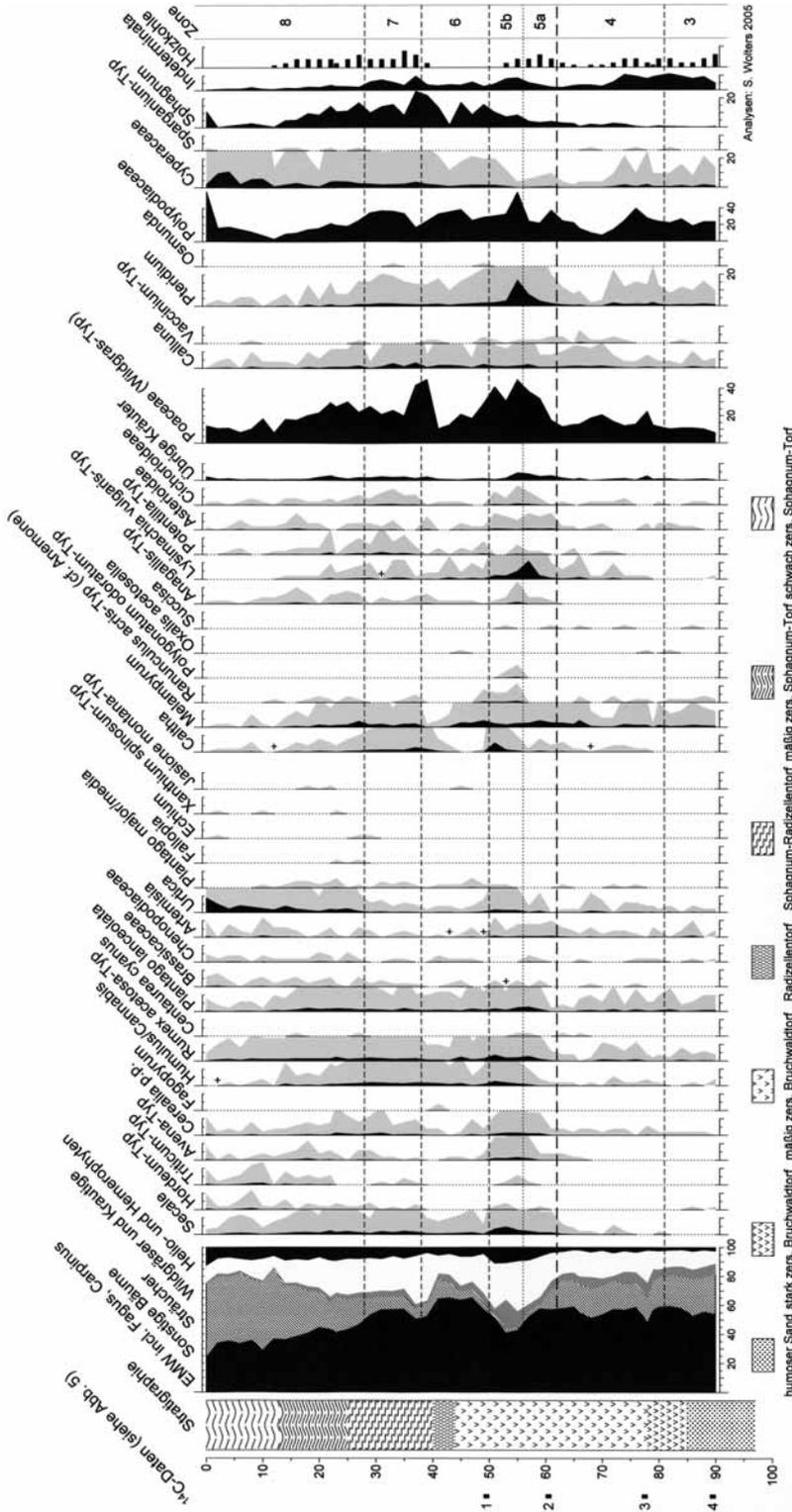


Abb. 6: Pollendiagramm Spektalmoor. Dargestellt sind ein Summendiagramm (Basis: Landpflanzen = 100 %) und Nichtbaumpollentaxa. Die schattierten Kurven stellen eine 10fache Überhöhung dar. ¹⁴C-Daten (kalibriert mit 2σ-Wahrscheinlichkeit): 1 1443–1631 n. Chr.; 2 1043–1221 n. Chr.; 3 33–215 n. Chr.; 4 364–176 v. Chr.

Fig. 6: Pollen diagram of mire Spektalmoor, showing a summary diagram (basis: total terrestrial pollen=100 %) and non-arboreal taxa. The shaded curves represent a tenfold exaggeration. ¹⁴C-dates (calibrated with 2σ confidence): 1 A.D. 1443–1631; 2 A.D. 1043–1221; 3 A.D. 33–215; 4 364–176 B.C.

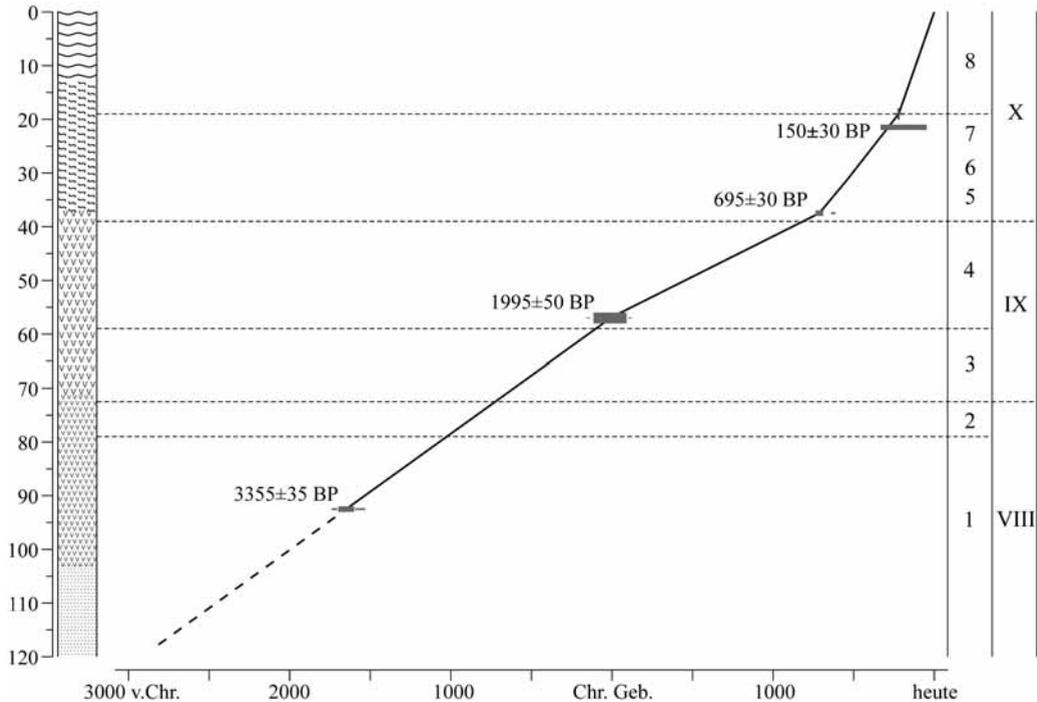


Abb. 7: Zeit-Tiefen-Diagramm Großes Schwanental.

Für die Sedimentzuwachskurve wurden kalibrierte ^{14}C -Daten (2σ) genutzt. Die Gliederung erfolgt nach den lokalen Pollenzonen 1–8 und den walddeschichtlichen Abschnitten nach FIRBAS (1949). Der Übergang der Zonen 7/8 datiert auf ca. 1780 (Einsetzen der Forstwirtschaft). Legende der Stratigraphie siehe Abb. 3.

Fig. 7: Time-depth-relationship of mire Großes Schwanental.

Calibrated ^{14}C -dates (2σ) were used. Division follows local pollen assemblage zones 1–8 and FIRBAS (1949). Transition of zone 7/8 was dated approx. 1780 (introduction of silviculture). Stratigraphical details as in Fig. 3.

Zone 5: Eichen-Waldweide-Zeit (ca. 1100/1200 n. Chr. – ca. 1450 n. Chr.)

Der Beginn der Zone 5 ist in beiden Diagrammen durch den Anstieg bzw. das Einsetzen der *Secale*-Kurve charakterisiert und datiert jeweils auf etwa 1100 bzw. 1200 n. Chr. Zeitgleich steigen die Werte der übrigen Getreide (nun *Hordeum*-, *Triticum*- und *Avena*-Typ), der sekundären Siedlungszeiger und der *Poaceae*-Kurve. Am Übergang der Zonen 4/5 macht sich somit eine siedlungsgeschichtliche Zäsur bemerkbar, die nur mit dem Beginn des hochmittelalterlichen Landesausbaus ab der Mitte des 12. Jh. im Pfälzerwald (vgl. HILDEBRANDT

& HEUSER-HILDEBRANDT 2004) zu erklären ist. Die Auswirkungen der Landnahme treten allerdings in den beiden Mooren sehr unterschiedlich hervor. Während sich aus dem Diagramm Schwanental lediglich eine mit stärkerer Auflichtung (*Betula*, *Populus*, *Poaceae*) verbundene Förderung von *Quercus* zu Lasten von *Pinus* ableiten lässt, zeigt das Moor im Speßtal bei einem markanten *Quercus*-Anstieg deutlich einen zweiphasigen Rodungsvorgang auf Kosten von *Pinus* und *Fagus*. Gleichzeitig steigen die Werte der Moorgehölze hier explosionsartig an und gipfeln in Zone 5b bei etwa 470 % (*Betula*) bzw. 110 % (*Salix*).

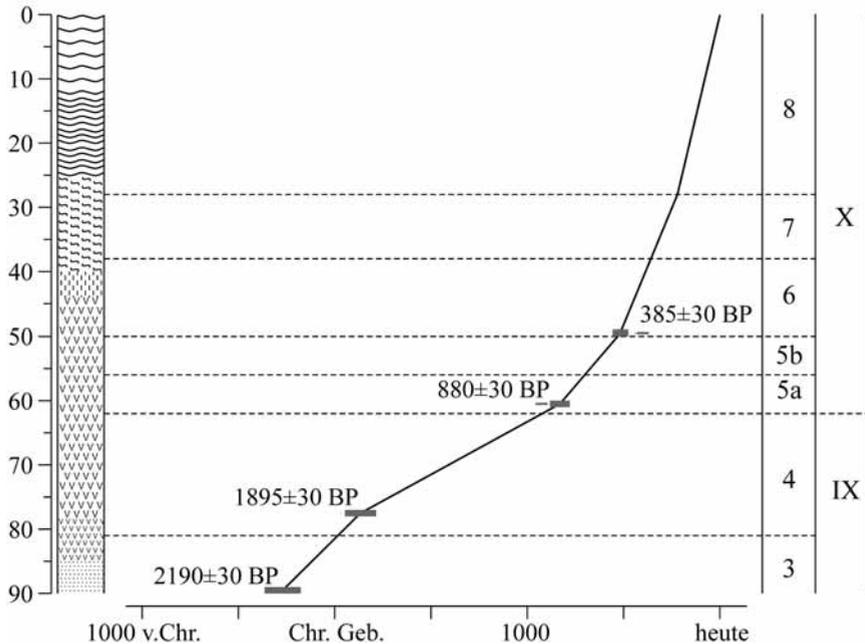


Abb. 8: Zeit-Tiefen-Diagramm Speßtalmoor.

Für die Sedimentzuwachskurve wurden kalibrierte ^{14}C -Daten (2σ) genutzt. Die Gliederung erfolgt nach den lokalen Pollenzonen 3–8 und den waldgeschichtlichen Abschnitten nach FIRBAS (1949). Der Übergang der Zonen 7/8 datiert auf ca. 1780 (Einsetzen der Forstwirtschaft). Legende der Stratigraphie siehe Abb. 5.

Fig. 8: Time-depth-relationship of mire Speßtalmoor.

Calibrated ^{14}C -dates (2σ) were used. Division follows local pollen assemblage zones 1–8 and FIRBAS (1949). Transition of zone 7/8 was dated approx. 1780 (introduction of silviculture). Stratigraphical details as in Fig. 5.

Zone 6: Buchen-Eichen-Zeit (ca. 1450 n. Chr. – ca. 1650 n. Chr.)

Die Abgrenzung von Zone 6 gelingt nur im Speßtalmoor, wo ein starker *Quercus*-Rückgang von 80 auf 28 % mit einem Rückgang der Siedlungszeiger zusammenfällt. Nachweise von Holzkohle-Partikeln bleiben – im Gegensatz zur vorherigen Zone – nun aus. *Fagus* gelangt in diesen Pollenspektren mit bis zu 53 % wieder zur Vorherrschaft. Mit *Populus* und *Juniperus* machen sich ausgesprochen heliophile Gehölze stärker bemerkbar. Diese Zone repräsentiert eine Phase verminderten Nutzungsdrucks und lässt sich historisch von der spätmittelalterlichen Wüstungsphase bis über den 30jährigen Krieg verfolgen. Unter den Moorgehölzen steigt *Alnus* nach dem Rück-

gang von *Betula*, *Salix*, *Frangula* und *Sorbus* wieder an und erreicht über 200 %.

Zone 7: Eichen-Buchen-Kiefern-Zeit (ca. 1650 n. Chr. – ca. 1780 n. Chr.)

Eine erneute Änderung der Landnutzung beschreibt Zone 7 mit dem Rückgang von *Fagus* und dem Anstieg von *Quercus*. Die *Pinus*-Kurve setzt ihren Anstieg, wenn auch weniger deutlich fort. Der Dominanzwechsel *Fagus/Quercus* und die schlagartig wieder einsetzende Kurve der Holzkohle-Partikel stehen offensichtlich im Zusammenhang mit der Aufnahme der Köhlereiwirtschaft ab dem 18. Jh. oder früher (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Auf eine Abgrenzung der Zonen 5, 6 und 7 im Schwanentalmoor wurde

wegen fehlender Schärfe verzichtet. Zwar lassen sich eine Reihe vegetationsgeschichtlicher Ereignisse (z. B. *Pinus*-Rückgang und Wiederanstieg, Verhalten von *Populus* und *Juniperus*) auch in diesem Moor aufzeigen, allerdings in deutlich abgeschwächter Form. Zudem bleibt die *Fagus*-Kurve nahezu konstant. Erst der Übergang zu Zone 8 ist wieder klar definiert.

Zone 8: Kiefern-Fichten-Forstzeit (ca. 1780 n. Chr. – heute)

Der gemeinsame Anstieg von *Pinus*, *Picea*, *Abies* und *Larix*-Typ markiert den Beginn der forstlichen Bewirtschaftung der Wälder um Johanniskreuz. Den schriftlichen Quellen zufolge (z. B. MÜNCH & KÜNKELE 1923) dürfte das blühfähige Alter der ersten eingebrachten Koniferen etwa ab 1780 erreicht worden sein.

5 Diskussion

5.1 Die spätwärmezeitlichen Wälder um Johanniskreuz

Auf den terrestrischen Standorten herrschten Eichenmischwälder vor, deren relativ lichter Kronenschluß das Aufkommen von Hasel in der Strauchschicht förderte. Der Anteil der Edellaubhölzer an den spätwärmezeitlichen Mischwäldern war beträchtlich. Dies gilt besonders für *Tilia* und *Acer*. Die hohe prozentuale Beteiligung der Linde im Pollendiagramm läßt auf reichliche Vorkommen schließen (LANG 2003, vgl. auch BEHRE & KUČAN 1994 und WOLTERS 2002), die auf den mittleren Standorten im Sinne von edellaubholzreichen Eichen-Lindenmischwäldern zu interpretieren sind. Zu ähnlich hohen *Tilia*-Werten gelangen jüngste Untersuchungen im Solling (JAHNS 2005) sowie im Odenwald und Spessart (LAGIES 2005). Dies zeigt, dass vor der Einwanderung der Buche lindenreiche Wälder in den Mittelgebirgen nicht nur auf den basenreichen Standorten der Lößlehmböden (z. B. FREUND 1994) oder Basaltkuppen (STALLING 1983) vorherrschten, sondern auch typisch für die armen Standorte der Buntsandstein-Mittelgebirge waren. Den Pollenbefunden zufolge handelte es sich im Pfälzerwald überwiegend um *Tilia*

cordata. Zwar wurde auch *T. platyphyllos*-Typ mehrfach nachgewiesen, doch im Gegensatz zum Schwarzwald (LANG 2005) hat die anspruchsvollere Sommerlinde im Pfälzerwald schon im Subboreal wohl aus edaphischen und orographischen Gründen keine große Rolle gespielt. Anfang des 20. Jh. war sie jedenfalls, wie auch die Holländische Linde (*T. x vulgaris*), in den lindenreicheren Waldgebieten um Johanniskreuz deutlich geringer vertreten als die Winterlinde (KEIPER 1916).

Da die Standorte der lindenreichen Wälder ab dem Ende des Subboreals von *Fagus* erobert wurden – die Linde sozusagen als „Platzhalter“ der Buche in diesen Wäldern fungiert hatte – sind die edellaubholzreichen Eichen-Winterlindenmischwälder der späten Wärmezeit sicher nicht zu den Gesellschaften des Tilio-Acerions zu zählen. Eher schon gilt dies für Teile der natürlichen Begleitvegetation, die an den Hängen der tief eingeschnittenen Täler aus feuchten Bergahorn-Eschenwäldern (cf. Adoxo-Aceretum) bestanden haben dürfte. In diesen Wäldern hatte auch die Ulme (wohl *Ulmus glabra*) ihre Hauptverbreitung. An den Hangfüßen stockten Eschen-Bachrinnenwälder (cf. Carici remotae-Fraxinetum). Die basenreicheren Standorte wurden auch von Waldgesellschaften besiedelt, die dem heutigen Stieleichen-Hainbuchenwald (Stellario-Carpinetum) vergleichbar sind. Freilich noch ohne *Carpinus*, die erst gegen Ende des Subboreals im Pfälzerwald Fuß fasste. Die grundwassernächsten Standorte wurden von der Erle eingenommen.

Von Beginn an ist das Pollendiagramm durch ausgesprochen hohe *Alnus*-Werte gekennzeichnet, die in dieser Höhe nur auf einen überproportional starken Eintrag von *Alnus*-Pollen aus der lokalen Moorvegetation zurückzuführen sind. Stetige Funde von Holzresten belegen zudem schon ab der Basis des Bohrkerns eine Bruchwaldvegetation am Bohrpunkt. Somit herrschten auf den grundwassernächsten Standorten seit dem Subboreal Erlen-Bruchwälder vor, die dem rezenten Walzenseggen-Erlenbruchwald (Carici elongatae-Alnetum) bzw., bei stärker beigemengter Moorbirke, dem Torfmoos-Birken-Erlenwald (Sphagno-Alnetum) vergleichbar sind. Die kontinuierlich hohen Nachweise der Sumpfdotterblume weisen auch auf eine starke

Beteiligung von *Caltha palustris*-*Alnus glutinosa*-Gesellschaften hin. Diese verschiedenen Bruchwälder sind typische Vegetationsausprägungen quelliger Standorte auf Buntsandstein und treten auch heute noch vielerorts im Pfälzerwald auf (OBERDORFER 1992, TRÖGER 1998). Die von Beginn der vegetationsgeschichtlichen Aufzeichnung an vorherrschenden Erlenbruchwälder zeigen, dass der Basengehalt der sauren Böden des Buntsandsteingebietes schon seit mindestens 5000 Jahren entsprechend hoch gewesen sein muss, so dass es zur Ausbildung von Erlen- und nicht von Birken- oder Kiefernbruchwäldern kam. Beleg für diese zumindest subneutralen Bedingungen sind auch die Nachweise von *Primula chusiana*-Typ, der hier wohl *Chrysosplenium oppositifolium* als Element der Quellflurgesellschaften auf Silikatgestein repräsentieren dürfte.

Die Bedeutung der Buche nimmt im Verlauf der Zone 1 tendenziell zu. Ungewöhnlich erscheinen dabei die eingeschalteten Gipfel zwischen 106 und 96 cm, wobei der Hauptgipfel aus zwei Proben mit 31 bzw. 20 % *Fagus*-Pollen besteht. Da dieser Bereich die obersten Schichten des humosen Sandes und den Übergang zum sandigen Torf erfasst, können Störungseinflüsse durch Unterspülungen mit jüngerem Material nicht ausgeschlossen werden. Im gesamtstratigraphischen Zusammenhang käme für den Zeitpunkt der Sedimentverlagerung nur der Übergang von der Späten Wärmezeit zur Nachwärmezeit (Zone 2/3) in Frage, als die Torfbedeckung im Talschluss noch gering war. Spätere Ereignisse werden durch die Zusammensetzung der Pollenspektren nicht bestätigt. Andererseits können die ersten *Fagus*-Gipfel Anzeiger der Massenausbreitung im Gebiet sein. Dies würde im Einklang mit der *Fagus*-Chronologie der östlich und südöstlich angrenzenden Landschaften stehen, in denen die Massenausbreitung der Buche in Höhenlagen unterhalb von 500 m zwischen 2600 und 1800 v. Chr. einsetzt (HÖLZER & HÖLZER 1994, LAGIES 2005, SMETTAN 1985). Allerdings entspricht der retardierende Charakter der *Fagus*-Ausbreitung im vorliegenden Diagramm nicht dem progressiven Gesamtbild der Buchenausbreitung in der Region. Zudem lässt sich aufgrund des Sedimentwechsels keine

zuverlässige Chronologie der basalen Pollenspektren mittels Extrapolation etablieren, so dass die zeitliche Stellung der *Fagus*-Gipfel unsicher bleibt.

Der Anteil von Nadelhölzern an den spätwärmezeitlichen Wäldern war gering. *Pinus*-Pollenwerte knapp unter 20 % zeigen allerdings, dass die Kiefer den spätwärmezeitlichen Wäldern beigemischt war (vgl. FIRBAS *et al.* 1948, LANG 1958). Dies wird durch Konzentrations- und Influxmessungen an Einzelproben bestätigt. So wurde für das Ende der Zone 2 ein Eintrag von 3500–4000 Pollenkörnern/cm² pro Jahr ermittelt. Dieser liegt über dem Grenzwert von 2500–3000 PK/cm² pro Jahr (LANG 1994) und belegt die lokale Anwesenheit der Kiefer, deren Ursprünglichkeit in der Forschungsgeschichte des Pfälzerwaldes kontrovers diskutiert wurde (z. B. MÜNCH & KÜNKELE 1923, WILDE 1927, PRECHT 1953, BOISELLE & OBERDORFER 1957) und bis heute in der Forstwirtschaft nicht vollständig akzeptiert ist. Somit ist die Kiefer – wie in den Nordvogesen und dem Nordschwarzwald – auch im Pfälzerwald autochthon, wohingegen es keine Belege für ein natürliches Vorkommen aus dem Odenwald und Hunsrück gibt, wo die Kiefer offensichtlich schon in der frühen Nacheiszeit aus dem Waldbild verschwunden war (FRENZEL 1991, LAGIES 2005). Waldtypen, in denen die Kiefer vorkam, könnten der wärmeliebende Haarstrang-Kiefern-Eichenwald (*Quercetum peucedanetosum*) auf trockeneren oder der Preiselbeer-Kiefern-Eichenwald (*Vaccinio-Quercetum*, z. T. auch *Leucobryo-Pinetum*) auf frischeren Standorten entsprechen, also Wälder, wie sie Oberdorfer in den 50er Jahren im Pfälzer Wald nachgewiesen hat (BOISELLE & OBERDORFER 1957).

Fichte und Tanne fehlten im Pfälzerwald. Die sporadischen Nachweise von *Abies* dürften auf Fernflug aus den Nordvogesen bzw. dem Nordschwarzwald zurückzuführen sein, wo sich die Tanne seit dem späten Atlantikum ausbreitete (z. B. LANG 2005). Die Nachweise von *Picea* stammen wohl größtenteils aus dem Schwarzwald, da die Rolle der Fichte in den Vogesen von untergeordneter Bedeutung war (FIRBAS 1952, SUDHAUS 2005).

Den ausgesprochen geringen Werten an Sied-

lungszeigern zufolge (< 1 %) lässt sich für die späte Wärmezeit kein anthropogener Einfluss auf die Wälder um Johanniskreuz nachweisen, zumindest nicht in der unmittelbaren Umgebung des Moores. Die Herkunft des Pollens dürfte, wie dies auch Untersuchungen aus dem Schwarzwald zeigen, in der Oberrheinebene liegen (z. B. HÖLZER & HÖLZER 2002). Die Ursprünglichkeit der Wälder zur Bronzezeit in den Hochlagen der südwestlichen Mittelgebirge, die einen Mangel an fruchtbaren Böden aufweisen, entspricht auch den überregionalen Befunden (z. B. RÖSCH 1996).

5.2 Die Herausbildung der natürlichen Vegetation des Pfälzerwalds

Die Massenausbreitung von *Fagus* erfolgte in den Wäldern um Johanniskreuz zwischen 1000 und 750 v. Chr. mit dem Einsetzen eines feucht-kühleren Klimas am Übergang zum Subatlantikum (Zone 2). Damit scheint die Buche im Pfälzerwald deutlich später die Vorherrschaft übernommen zu haben als in den südlich, östlich und südöstlich gelegenen benachbarten Mittelgebirgen und ist somit eher mit dem Eifel-Hunsrück-Raum vergleichbar, wo die Massenausbreitung der Buche frühestens ab etwa 1500 v. Chr., aber häufig noch später begann (DÖRFLER *et al.* 2000, FRENZEL 1991). Im Gebiet begann die Herausbildung von bodensauren Buchenmischwäldern, die im Pfälzerwald heute mit dem montanen Hainsimsen-Buchenwald (Luzulo-Fagetum MEUSEL, Hochlagenform) und dem submontan-collinen Traubeneichen-Buchenwald (Melampyro-Fagetum OBERD. bzw. Luzulo-Fagetum MEUSEL, collin-submontane Höhenform) vertreten sind. Die Ausbreitung der Buche vollzog sich auf Kosten der Eiche und, in besonderem Maße, der Linde, die die mesophilen Buchenstandorte noch im trockneren und wärmeren Subboreal beherrschte. Auch heute weicht die Linde der Buche auf Standorte aus, wo die Buche durch Trockenheit geschwächt ist. Unter den nun veränderten klimatischen Bedingungen des Subatlantikums gelang es der Buche – die schon im Subboreal in den höheren Lagen zur Vorherrschaft gelangte – in die niederen Höhenstufen vorzudringen und die Standorte der Linde einzunehmen.

Die Kurven von *Ulmus*, *Fraxinus* und *Acer* einerseits und von *Pinus* andererseits zeigen sich durch den Anstieg von *Fagus* kaum verändert. Dies belegt, dass sich die Ausbreitung der Buche hauptsächlich auf den mesophilen Standorten vollzogen hat, während die grundwassernahen Standorte der eschenreichen Hangfuß- und Rinnenwälder und die kontinental getönten Eichen-Kiefernwälder davon weitgehend unbeeinflusst blieben, da die Buche hier nicht Fuß fassen konnte.

Durch die Ausbreitung der Buche und den gleichzeitigen Rückgang von *Quercus*, *Tilia* und auch *Corylus* vollzog sich auf den mittleren Standorten an der Wende zum Subatlantikum eine Verarmung der Laubwaldflora. Die Veränderung des Waldbildes wird hier auch eindrucksvoll durch die *Viscum*-Kurve illustriert. Am Rückgang der Mistel an der Grenze von 1/2 ist neben klimatischen Ursachen – ein Rückgang der Sommertemperaturen – auch die starke Ausbreitung der Buche beteiligt, die als Wirtsbaum ausscheidet. Die Nachweise der Mistel dürften aufgrund des Fehlens von *Abies* der Laubholzmistel (*Viscum album* subsp. *album*) zuzurechnen sein, wenngleich ein Vorkommen der Kiefernmistel (*V. laxum* subsp. *laxum*) nicht völlig auszuschließen ist.

Die Buchenausbreitung spiegelt sich ebenfalls in den Kurven von *Hedera* und *Ilex* wider. Das Aussetzen der Nachweise bedeutet hier allerdings nicht die Verdrängung von Efeu und Stechpalme, die heute im Wesentlichen die Gesamtverbreitung der Buche teilen und auch zum aktuellen Arteninventar des Pfälzerwaldes gehören. Die fehlenden Nachweise sind vielmehr auf eine Unterdrückung der Blüte durch zunehmende Beschattung zurückzuführen. Als Halbschattenpflanzen gedeihen sie im Buchenwald hervorragend aufgrund ihrer stark ausgeprägten Fähigkeit der vegetativen Vermehrung. Zur Blüte benötigen sie allerdings lichte Bedingungen, wie sie in den Eichenmischwäldern des Subboreals um Johanniskreuz noch vorherrschten (vgl. DIERSCHKE 2005, METCALFE 2005, POTT 1990). Spätestens ab dem Beginn der Nachwärmezeit (Älteres Subatlantikum, Abschnitt IX nach FIRBAS 1949) in Zone 3 gelangte die Buche zur absoluten Vorherrschaft, während Linde und Eiche im Waldbild weiter zurücktraten. Buchen-

und Buchen-Eichen-Wälder bestimmten die Landschaft um Johanniskreuz. Im Diagramm Schwanental wird das *Fagus*-Maximum von 49 % bei 60 cm erreicht, was einem Alter von etwa 150 v. Chr. entspricht. Im Speßtalmoor liegt das Maximum mit 47 % bei 82 cm und datiert auf etwa 50 v. Chr. Somit haben sich im Verlauf des ersten vorchristlichen Jahrtausends jene Waldgesellschaften um Johanniskreuz etabliert, die heute als natürliche Vegetation des Pfälzerwaldes angesehen werden (Kartierungseinheiten F83 und F90, BOHN *et al.* 2003). Die natürliche Begleitvegetation der basenreicheren und grundwassernahen Standorte bestand im Wesentlichen schon seit dem Subboreal (s. o.). Lediglich *Carpinus* trat als Element des Stellario-Carpinetums hinzu.

Zunehmende Siedlungstätigkeit ab der Eisenzeit macht sich durch einen leichten Auflichtungseinfluß bemerkbar (*Betula*, *Populus*, *Genista*-Typ) und schließt ab Zone 3 auch einzelne Nachweise des Roggens ein, welcher in Süddeutschland zu dieser Zeit nicht selten als Unkrautgetreide zu finden war (BEHRE 1992). Entwaldungen und eine intensive Nutzung sind schon seit dem Neolithikum aus der nördlichen Oberrheinebene bekannt (z. B. SANGMEISTER 1993), sowie seit der Hallstatt-Zeit auch aus dem Eifel-Hunsrück-Raum (DÖRFLER *et al.* 2000). Für die Wälder in der Umgebung der untersuchten Moore lassen sich derartige Eingriffe anhand der Pollenspektren allerdings nicht belegen. Die weiterhin unauffälligen Werte der Siedlungszeiger entsprechen somit den regionalen Befunden einer stark eingeschränkten Besiedlung und Nutzung des Pfälzerwaldes (vgl. ROLLER 1987). Somit lässt sich ein Fortbestehen der natürlichen Vegetation mindestens bis zur Zeitenwende verfolgen, wobei der anthropogene Einfluß auch im ersten nachchristlichen Jahrtausend relativ gering bleibt.

5.3 Anthropogen geprägte Landschaftsentwicklung seit dem Mittelalter

Der erste nachhaltige Eingriff in die Wälder um Johanniskreuz datiert in die Zeit des hoch-/spätmittelalterlichen Landesausbaus, der die Region ab der Mitte des 12. Jh. erfasste und

mit urkundlichen Ersterwähnungen von Ortschaften bis in das 15. Jh. reichte (KEDDIGKEIT 1987). Als Buntsandsteingebiet gehört der Pfälzerwald aufgrund seiner naturräumlichen Ungunst ohnehin zum Jungsiedelland, welches erst ab dem Hochmittelalter erschlossen wurde (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Die wechselvolle Landnutzungsgeschichte des mittleren Pfälzerwaldes ab dem Mittelalter lässt sich eindrucksvoll am Beispiel des Speßtalmoores illustrieren.

Mit dem Beginn der Zone 5a fallen die Werte von *Pinus* und *Fagus* stark ab. Dabei überrascht besonders der schnelle und intensive Rückgang der Kiefer, die ohnehin im Waldbild recht gering vertreten war. Schon in der Mitte von 5a war die Umgebung des Speßtalmoores wohl kiefernfrei. Von Beginn an wurde Brandrodung eingesetzt, wie dies an den sprunghaft gestiegenen Holzkohlewerten erkennbar ist. Die Rodung der Buche vollzog sich allmählicher. Im Zuge des Rückgangs von *Pinus* und *Fagus* nimmt der Anteil an *Quercus* zu. Dies kann im Gesamtkontext nur im Sinne einer selektiven Holznutzung interpretiert werden, wobei die Eiche klar zum Zwecke der Waldweide gefördert wurde. Interessant ist hierbei die Rolle von *Pteridium*, dessen Kurve in 5a steil ansteigt. Adlerfarn gilt als guter Indikator für Waldweide, da er aufgrund giftiger und geschmackswidriger Inhaltsstoffe vom Viehverbiss verschont wird (BEHRE 1981, POTT & HÜPPE 1991). Darüber hinaus ist die Bedeutung des Adlerfarns als Anzeiger für Brandrodung mehrfach belegt (z. B. BRANDE 1985). Der Abfall der *Pteridium*-Kurve in 5b, der parallel zum Abfall der Holzkohle-Kurve verläuft, bekräftigt letztere Deutung. Neben der Förderung von *Quercus* für die Hude wurde die Eiche hier offensichtlich schon im Mittelalter in geringem Umfang für die Holzkohleherstellung genutzt. So konnten HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT (2004) bei der Untersuchung von historischen Meilerplätzen auch ein *Quercus*-Kohlstück (datiert auf 1165–1280) nachweisen. Die *Fagus*-Kurve fällt in Zone 5b weiter ab und erreicht gegen Ende der Zone mit 4 % ein absolutes Minimum. Somit wurde die Buche während des gesamten Hochmittelalters im Einzugsgebiet des Speßtalmoores kontinuierlich eingeschlagen. Zone 5b umfasst daher die

Zeit der größten Waldauflichtung. Dies zeigt sich in sprunghaft ansteigenden Werten heliophiler Gehölze (*Corylus*, *Populus* sowie *Betula* p.p.) sowie im Anstieg der Poaceae-Kurve. Zusammen mit den Nachweisen von *Genista*-Typ und *Ilex* (nur Diagramm Schwanental) stellt sich hier ein anthropo-zoogener Vegetationskomplex aus grasreichen Eichen-Hudewäldern und Besenginstersäumen dar, der von birkenreichen Regenerationsstadien durchsetzt war. Die Stechpalme profitiert besonders von den lichten Verhältnissen im Eichenwald und gelangt unter diesen Umständen auch zur Blüte. Zudem wird *Ilex* aufgrund seiner stacheligen Hartlaubblätter weitgehend vom Großvieh gemieden und bei der Hude somit positiv ausgelesen (POTT 1990). Waldweide wurde im Pfälzerwald vorrangig von den ansässigen Klöstern und ihren Grangien, aber auch von den neugegründeten Siedlungen betrieben (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Eine großflächige Umwandlung von Wald in Ackerland ist angesichts der Reliefverhältnisse in der Umgebung der Moore nicht vorstellbar und wird durch die relativ geringen *Secale*-Werte auch nicht gestützt.

Neben Waldauflichtungen dürften sich die Rodungen auch direkt auf den Wasserhaushalt der Umgebung ausgewirkt haben, da eine verringerte Transpirationsleistung des Waldes den Wasserabfluss im bewegten Relief erhöht. Eine daraus folgende bessere Wasserversorgung der Moore kann zu beschleunigtem Moorwachstum und zu Oligotrophierungstendenzen führen, ebenso wie zur Ausbildung von Wasserkissen in Kesselmooren oder gar Moorüberflutungen und ist sowohl im Flachland als auch im Mittelgebirge im Zusammenhang mit umfangreichen Rodungen bekannt (JESCHKE 1990, SUCCOW & JOOSTEN 2001). Im Speßtalmoor ist nun eine Sukzession in der Moorvegetation zu beobachten, die als Folge verbesserter Wasserversorgung mit einhergehender Basenverarmung erklärt werden kann. Es handelt sich hierbei um die Herausbildung von Birkenbruchwäldern mit *Frangula* und *Sorbus aucuparia* sowie *Salix* (hier wohl *S. cinerea*, *S. aurita*). Zwar kann ein Teil der stark angestiegenen Pollenwerte, insbesondere von *Betula* und *Sorbus*, auch den birkenreichen Regenerationsstadien des Wald-

weidekomplexes zugeschrieben werden (s. o.), doch sind Anstiege von *Betula* auf fast 500 % und von *Sorbus* (entomogam!) auf über 20 % nur mit lokalem, d. h. mooreigenem Pollenniederschlag erklärbar. Erlenarme Bruchwälder entstehen, wenn der Basengehalt unter 0,1 mg CaO/l sinkt (ELLENBERG 1996). Dies wurde offensichtlich durch einen sprunghaft ansteigenden Bodenwasserzufluss vermittelt, der die Versauerung förderte. Stratigraphisch schlägt sich die verbesserte Wasserversorgung in zwischenzeitlich häufigeren Nachweisen von *Sphagnum*-Blättchen nieder (siehe Tab. 2). Die rodungsbedingte Veränderung der Moorvegetation wird dadurch gestützt, dass mit dem Nachlassen der Rodungsintensität in Zone 6 die Erle wieder die Vorherrschaft im Speßtalmoor übernimmt. Den einsetzenden Nachweisen von *Osmunda* zufolge setzte ab dem Hochmittelalter in beiden Mooren eine stärkere Versauerung ein. *Osmunda regalis* ist Charakterart des Sphagno-Alnetums und dient als Differentialart, die auf größere Bodensäure hinweist. Dabei lösen die Nachweise des Säurezeigers *Osmunda* ab der Zone 5 die Basenzeiger *Succisa* und *Primula clusiana*-Typ (*Chrysosplenium* sp.) ab. Im gesamtstratigraphischen Zusammenhang können daher die Versauerungsvorgänge nur mit anthropogener Waldnutzung in Verbindung gebracht werden. Somit scheint die nun fortschreitende Bewirtschaftung der Wälder die Ausbreitung des Königsfarns indirekt gefördert zu haben, denn zumindest im Schwanental häufen sich die Nachweise in der jüngsten Zone. Die in der Roten Liste von Deutschland (3+) und Rheinland-Pfalz (2) aufgeführte Art tritt auch heute stellenweise im Pfälzerwald auf (SCHULZE 1965, TRÖGER 1998).

Der Übergang zur Zone 6 mit einem deutlichen Rückgang der Siedlungszeiger, dem Rückgang der *Quercus*- und dem Anstieg der *Fagus*-Kurve ist im Diagramm Schwanental nicht scharf zu fassen, wohingegen diese Phase der Landschaftsentwicklung im Speßtalmoor in hoher zeitlicher Auflösung widergespiegelt wird. Hier verläuft der Rückgang der Siedlungszeiger parallel zur Kurve der Holzkohlepartikel und beschreibt eine Landnutzungsänderung, die mit den Auswirkungen der spätmittelalterlichen Wüstungsperiode erklärbar wäre, welche in der

zweiten Dekade des 14. Jhs. im Pfälzerwald einsetzte (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004) und im Einzugsgebiet des Speßtalmoores offensichtlich erst im 15. Jh. zur Geltung kam. Der verringerte Nutzungsdruck auf die Wälder führte zur Regeneration der Buchenbestände auf den mittleren Standorten. Dadurch tritt *Quercus* im Pollenniederschlag wieder zurück. Gegen Ende der Zone erreicht *Fagus* ein Maximum von 53 % und weist damit sogar höhere Werte auf als vor dem Einsetzen der hochmittelalterlichen Rodungen. Parallel zum *Fagus*-Anstieg fällt die Kurve der Poaceae ab. Dies illustriert die zunehmende Beschattung in den mesophilen Wäldern am Speßberg und die Veränderung der ehemals grasreichen lichten Eichenwälder. Während die Waldregeneration auf den mittleren Standorten fortschritt, verlagerte sich der Weidedruck auf die trockenen Standorte. Ein typisches Anzeichen dafür ist die Ausbreitung von Wacholderheiden, wie dies durch das Einsetzen der *Juniperus*-Kurve gezeigt wird. Durch die Beweidung wird ebenso die Kiefer gefördert, da sie wie der Wacholder vom Vieh gemieden wird. Die weidebedingten Waldauflichtungen der Trockenstandorte begünstigten auch die weitere Ausbreitung von *Populus*.

Zu Beginn der Zone 7 steigen wieder die Werte der Getreide incl. *Secale* an. Der verstärkte, nun neuzeitliche Landnutzungsdruck spiegelt sich auch in der schlagartig wieder einsetzenden Kurve der Holzkohle-Partikel wider. Diese und der Rückgang von *Fagus* sind Zeugnis der einsetzenden Meilerwirtschaft im Pfälzerwald. Zwar setzte die Massenköhlerei erst ab 1724 mit der Errichtung von Eisenschmelzen und Hammerwerken ein, doch weisen sowohl datierte Holzkohlefunde, als auch sprachgeschichtliche Belege darauf hin, dass es in den Wäldern um Johanniskreuz schon vor dieser Epoche einzelne Kohlstellen gegeben hat (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Der neuzeitliche, köhlereigeprägte Waldumbau indes ähnelt in den Grundzügen dem des hochmittelalterlichen Landesausbaus, bleibt allerdings in seiner Intensität deutlich hinter jenem zurück. Zudem sind in dieser Phase die Standorte der Kiefer, deren Kurve weiter ansteigt, nicht vom Einschlag betroffen. Dar-

auf weisen auch die Kohlholzspektren hin, in denen *Pinus* nur eine untergeordnete Rolle spielt (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Der Rückgang der *Populus*-Kurve an der Grenze zu Zone 7 bestätigt, dass sich die Espe während der Buchenausbreitung auf den trockenen und nicht auf den mittleren Standorten ausgebreitet hatte und nun im Zuge der Sukzession von der Kiefer und wohl auch der Eiche abgelöst wurde.

Der synchrone Anstieg der *Pinus*- und *Picea*- sowie im Schwanentalmoor auch der *Abies*-Kurve (Zone 8) reflektiert das Einsetzen der Forstwirtschaft ab dem ausgehenden 18. Jh. Kiefernkulturen sind im Pfälzerwald ab etwa 1750 nachzuweisen, doch wurde mit der planmäßigen Umwandlung des Laubwaldes erst gegen Ende des 18. Jhs. begonnen. So wurden im Forstamt Johanniskreuz die ersten Kiefern gegen 1770 eingeführt und in der Zeit von 1772 bis 1790 große Schläge mit Kiefern, Fichten und auch Lärchen angesät (MÜNCH & KÜNKELE 1923). Zusammen mit dem Steilanstieg der *Pinus sylvestris*-Typ-Kurve beginnt auch die Kurve vom *Pinus cembra*-Typ (hier *P. strobus*) und reflektiert die im 19. Jh. einsetzende Anpflanzung der Weymouthskiefer im Gebiet, wenn auch ein Großteil des von der Strobe produzierten Pollens sich nicht vom Pollen der Waldkiefer trennen lässt und in der *Pinus sylvestris*-Typ-Kurve enthalten ist (vgl. Beug 2004). Die ansteigenden Werte vom *Larix*-Typ spiegeln ebenfalls forstliche Maßnahmen wider (*Larix*, *Pseudotsuga*). Während der Lärchenanbau schon früh belegt ist (s. o.), scheint die ab der Mitte der Zone 8 weiter ansteigende Kurve die Anpflanzung der Douglasie zu reflektieren, die ab dem Ende des 19. Jhs. im Gebiet um Johanniskreuz gefördert wurde (B. STECKEL, frd. mdl. Mitt.).

Die Kurve von *Castanea* setzt gegen Ende der Zone 4 ein und ist ab dem Mittelalter geschlossen. Die in Zone 8 deutlich gestiegenen Werte sind Zeugnis der forstlichen Pflege der Edelkastanien, die bei der Wiederbewaldung des Haardtrandes ab 1814 bevorzugt wurden (HIMMLER & RÖLLER 2001). Dort findet sie auch heute die günstigsten Bedingungen und verhält sich infolge subspontaner Ausbreitung wie eine einheimische Baumart. Die geringen Vorkommen im Pfälzerwald – sie ist in < 2 % aller

Waldbestände enthalten – sind auf Forstgärten, Rastplätze und Durchgangswege beschränkt, wo die Kastanie als Kulturfolger Fuß fasst (LANG, W. 1970). Auch heute finden sich entlang der Wege um Johanniskreuz einige stattliche Exemplare. Während *Castanea* und *Juglans* seit der Römischen Kaiserzeit in der Pfalz eingebürgert sind, treten in der forstlich geprägten Waldentwicklungsphase weitere nichteinheimische Laubgehölze hinzu. Dazu zählen *Platanus* und *Aesculus*, wobei erstere in den Pollendiagrammen regelmäßig nachgewiesen wird. Das Einsetzen der Nachweise mit Beginn der Zone 8 spricht dafür, dass die Platane, die zwar schon vor 1700 in Deutschland, erst gegen Ende des 18. Jhs. im Pfälzerwald kultiviert wurde. Eine ähnlich späte Kultivierung ist auch aus dem Berliner Raum bekannt (KOWARIK 1992).

6 Schlussfolgerungen

Mit den vorliegenden Pollendiagrammen wurde eine vegetationsgeschichtliche Forschungslücke in Südwestdeutschland geschlossen und ein weiterer Baustein für vergleichende Studien der holozänen Wald- und Moorentwicklung in Deutschlands Bundslandsteingebirgen gelegt. Zur Einschränkung sei allerdings darauf hingewiesen, dass die hier präsentierten Diagramme sich nur bedingt als regionale Standardprofile für die Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes eignen. Dies ergibt sich aus dem geringen Polleneinzugsgebiet der untersuchten Kleinstmoore, welche hauptsächlich den Pollenniederschlag aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Moore – bis mehrere 10 m – erfassen (CALCOTE 1995, LANG 1994). Während die aufgezeigten Vegetationsveränderungen auf Bestandesebene durchaus exemplarischen Charakter für die natürliche Waldentwicklung des Pfälzerwaldes haben, können die Diagramme die Widerspiegelung des regionalen Siedlungsgeschehens nicht leisten, sondern sie zeigen lediglich lokale Eingriffe in die Bestandsstruktur. Dies wird schon allein durch die abweichenden Kurvenverläufe in den Zonen 5 bis 7 deutlich, obwohl die Bohrpunkte der beiden Moore nur etwa 1.200 m voneinander entfernt liegen. Darüber hinaus weisen zeitliche Inkonsistenzen zum regionalen Siedlungsverlauf (z. B. Einsetzen der spätmittelalterlichen

Wüstungsphase) darauf hin, dass Dauer und Intensität der im Diagramm Speßtalmoor erfassten Siedlungsphasen lokalspezifisch sind.

Die für die Erfassung des regionalen Pollenniederschlags erforderlichen großflächigen Vermoorungen sind rar. Aus naturräumlicher und siedlungsgeschichtlicher Sicht wäre daher eine erneute Untersuchung des bis zu 600 m breiten Talbodens der Moosalbe, in unmittelbarer Nähe zur mittelalterlichen Grangie des Lauberhofs interessant. PRECHT (1953) erbohrte dort bis zu 200 cm pollenführende Sedimente, die bis in die späte Wärmezeit zurückreichen, wie dies die lindenreichen Basisproben ohne *Fagus* und *Carpinus* zeigen. Ergänzend dazu sind weitere Untersuchungen in den zahlreichen Quell- bzw. Quell-Hangmooren (z. B. TRÖGER 1998) oder in den Woogen (ROWECK *et al.* 1988) wünschenswert. Hierbei können Fragen der standörtlichen Differenzierung der grundwassernahen natürlichen Vegetation und die Klärung der natürlichen Verbreitungsgrenze von *Abies* von großem Interesse sein.

7 Dank

Der Autor möchte an dieser Stelle Prof. Dr. H. Hildebrandt, Mainz, für die Initiierung des Forschungsprojektes und die Einwerbung der Mittel für ¹⁴C-Datierungen danken. Weiterhin danke ich folgenden Personen: Dr. B. Heuser-Hildebrandt, Mainz, und Dr. F. Bittmann, NIhK Wilhelmshaven, für Hilfe bei der Geländearbeit, Dr. A. Hölzer, Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe, und Dr. S. Schloß, Jockgrim, für Literaturrecherchen und Diskussion und Forstdirektor B. Steckel, Forstamt Johanniskreuz, für Hinweise zur Forstgeschichte. K. Behrend, NIhK Wilhelmshaven, führte die Probenaufbereitungen durch. Bei der Erstellung der Grafiken halfen R. Kiepe, NIhK Wilhelmshaven, und M. Müller, Universität Münster. Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank.

8 Literatur

- BEHRE, K.-E. (1981): The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. – *Pollen et Spores*, **23**: 225–245; Paris.
- BEHRE, K.-E. (1992): The history of rye cultivation.

- Vegetation History and Archaeobotany, **1**: 141–156; Heidelberg.
- BEHRE, K.-E. & KUČAN, D. (1994): Die Geschichte der Kulturlandschaft und des Ackerbaus in der Siedlungskammer Flügeln, Niedersachsen, seit der Jungsteinzeit. – Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **21**: 1–227; Oldenburg.
- BEUG, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung. – 542 S., 29 Abb., 13 Tab., 120 Taf.; München (Pfeil).
- BOHN, U., NEUHÄUSL, R., GOLLUB, G., HETTWER, C., NEUHÄUSLOVÁ, Z., SCHLÜTER, H. & WEBER, H. (2003): Karte der natürlichen Vegetation Europas. Maßstab 1:2.500.000. Teil 1: Erläuterungsteil mit CD-ROM. – 655 S.; Münster (Landwirtschaftsverlag).
- BOISELLE, R. & OBERDORFER, E. (1957): Der Pfälzer Wald, ein natürliches Verbreitungsgebiet der Kiefer. – Allgemeine Forst- und Jagdzeitung, **128**: 212–219; Frankfurt/M.
- BRANDE, A. (1985): Mittelalterlich-neuzeitliche Vegetationsentwicklung am Krummen Fenn in Berlin-Zehlendorf. – Verhandlungen des Berliner Botanischen Vereins, **4**: 3–65; Berlin.
- CALCOTE, R. (1995): Pollen source area and pollen productivity: evidence from forest hollows. – Journal of Ecology, **83**: 591–602; Oxford.
- DIERSCHKE, H. (2005): Laurphyllisation - auch eine Erscheinung im nördlichen Mitteleuropa? Zur aktuellen Ausbreitung von *Hedera helix* in sommergrünen Laubwäldern. – Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft, **17**: 151–168; Hannover.
- DÖRFLER, W., EVANS, A., NAKOINZ, O., USINGER, H. & WOLF, A. (2000): Wandel der Kulturlandschaft als Ausdruck kulturellen Wandels? Pollenanalytische und siedlungsarchäologische Untersuchungen zur Romanisierung in der Vulkaneifel. – In: HAFFNER, A. & VON SCHNURBEIN, S. (Hrsg.): Kelten, Germanen, Römer im Mittelgebirgsraum zwischen Luxemburg und Thüringen: 129–146; Bonn (Habelt).
- DUBOIS, G., DUBOIS, C., HÉE, A. & WALTER, E. (1938): La végétation et l'histoire de la tourbière d'Erlenmoos en Vosgovie. – Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de la Moselle, **35**: 41–54; Metz.
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. – 5. Aufl., 1095 S., 623 Abb., 170 Tab.; Stuttgart (Ulmer).
- FIRBAS, F. (1934): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung der Rheinpfalz. – Beihefte zum Botanischen Centralblatt, **52**: 119–156; Dresden.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Band: Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S., 163 Abb.; Jena (Fischer).
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2. Band: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. – 256 S., 18 Abb.; Jena (Fischer).
- FIRBAS, F., GRÜNING, G., WEISCHEDEL, I., & WORZEL, G. (1948): Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen. – Bibliotheca Botanica, **121**: 1–76; Stuttgart.
- FRENZEL, B. (1991): Die vormittelalterliche Besiedlungsgeschichte des westlichen Hunsrücks und der Westeifel nach paläobotanischen Befunden. – In: HAFFNER, A. & MIRON, A. (Hrsg.): Studien zur Eisenzeit im Hunsrück-Nahe-Raum: 309–336; Trier (Rheinisches Landesmuseum).
- FREUND, H. (1994): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im westlichen Weserbergland. – Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde, **56 (1)**: 1–103; Münster.
- FRIEDMANN, A. (2000): Die spät- und postglaziale Landschafts- und Vegetationsgeschichte des südlichen Oberrheintieflandes und Schwarzwalds. – Freiburger Geographische Hefte, **62**: 1–222; Freiburg.
- GEIGER, M. (1987): Der Pfälzerwald im geographischen Überblick. – In: GEIGER, M., PREUß, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Der Pfälzerwald. Porträt einer Landschaft: 9–58; Landau (Pfälzische Landeskunde).
- HÄBERLE, D. (1913): Die natürlichen Landschaften der Rheinpfalz. – In: Wanderbüchlein des Pfälzerwald-Vereins, Sonderabdruck: 19–94; Kaiserslautern (Kayser).
- HAILER, N. (1969): Die Traubeneiche im Pfälzer Wald. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **16**: 51–95; Bad Dürkheim.
- HATT, J.-P. (1937): Contribution à l'analyse pollinique des Tourbières du Nord-Est de la France. – Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, **4**: 1–79; Strasbourg.
- HILDEBRANDT, H. & HEUSER-HILDEBRANDT, B. (2004): Kulturlandschaftsgenetische und bestandsge-

- schichtliche Untersuchungen anhand von Kohlenholzspektren aus historischen Meilerplätzen, Pollendiagrammen und archivalischen Quellen im Naturpark Pfälzerwald, Forstamt Johanniskreuz. – 124 S.; Mainz (Ministerium für Umwelt und Forsten von Rheinland-Pfalz).
- HIMMLER, H. & RÖLLER, O. (2001): Oberheingebiet: Vielfalt der Ökosysteme zwischen Pfälzerwald und Rhein. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **145**: 36–41; Gotha.
- HÖLZER, A. & HÖLZER, A. (1994): Studies on the vegetation history of the Lautermoor in the Upper Rhine Valley (SW-Germany) by means of pollen, macrofossils and geochemistry. – Dissertationes Botanicae, **234**: 309–336; Berlin.
- HÖLZER, A. & HÖLZER, A. (2002): Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Großen und Kleinen Muhr an der Hornisgrinde (Nordschwarzwald). – Mitteilungen des Vereins für Forstliche Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung, **42**: 31–44; Stuttgart.
- JAESCHKE, J. (1938): Zur nacheiszeitlichen Waldgeschichte der Rhein- und Saarpfalz. – Beihefte zum Botanischen Centralblatt, **58/B (2)**: 235–245; Dresden.
- JAHNS, S. (2005): The later Holocene history of vegetation, land-use and settlements around the Ahlequellmoor in the Solling area, Germany. – Vegetation History and Archaeobotany, **15**: 57–63; Heidelberg.
- JESCHKE, L. (1990): Der Einfluß der Klimaschwankungen und Rodungsphasen auf die Moorentwicklung im Mittelalter. – Gleditschia, **18**: 115–123; Berlin.
- KEDDIGKEIT, J. (1987): Der Pfälzerwald als historisch-politischer Raum. – In: GEIGER, M., PREUß, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Der Pfälzerwald. Porträt einer Landschaft, **63–92**; Landau (Pfälzische Landeskunde).
- KEIPER, J. (1916): Die Linde im Pfälzerwald und in den übrigen Waldgebieten der Pfalz. I.–III. Teil. – Forstwissenschaftliches Centralblatt, **38**: 223–238, 309–327, 360–369; Berlin.
- KOWARIK, I. (1992): Einführung und Ausbreitung nichteinheimischer Gehölze in Berlin und Brandenburg. – Verhandlungen des Botanischen Vereins von Berlin und Brandenburg, Beiheft **3**, 188 S.; Berlin.
- LAGIES, M. (2005): Palynologische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte von Spessart und Odenwald während des jüngeren Holozäns. – Materialhefte zur Archäologie in Baden-Württemberg, **73**: 169–271; Stuttgart.
- LANG, G. (1958): Neue Untersuchungen über die spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte des Schwarzwaldes. III. Der Schurmsee im Nordschwarzwald. Ein Beitrag zur Kiefernfrage. – Beiträge zur naturkundlichen Forschung in Südwestdeutschland, **17**: 20–34; Karlsruhe.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. – 462 S., 177 Abb., 54 Tab.; Jena (Fischer).
- LANG, G. (2003): Immigration and expansion of *Tilia* in Europe since the last Glacial. – In: TONKOV, S. (Hrsg.): Aspects of Palynology and Palaeoecology. Festschrift Bozilova, 21–41; Sofia (Pensoft).
- LANG, G. (2005): Seen und Moore des Schwarzwaldes. – Andrias, **16**: 1–160; Karlsruhe.
- LANG, W. (1970): Die Edelkastanien, ihre Verbreitung und ihre Beziehung zu den naturgegebenen Grundlagen. 2. Teil. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **17**: 81–124; Bad Dürkheim.
- LANG, W. (1971): Die Edelkastanien, ihre Verbreitung und ihre Beziehung zu den naturgegebenen Grundlagen. 3. Teil. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **18**: 86–160; Bad Dürkheim.
- METCALFE, D. J. (2005): *Hedera helix* L. – Journal of Ecology, **93**: 632–648; Oxford.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): Pollen analysis. – 2. Aufl., 216 S.; Oxford (Blackwell).
- MÜNCH, C. & KÜNKELE, T. (1923): Die Herkunft der pfälzischen Kiefern. – Forstwissenschaftliches Centralblatt, **45**: 401–415; Berlin.
- OBERDORFER, E. (1992): Süddeutsche Pflanzengesellschaften. Teil IV Wälder und Gebüsch. Textband. – 2. Aufl., 282 S., 3 Abb.; Jena (Fischer).
- POTT, R. (1990): Die nacheiszeitliche Ausbreitung und heutige pflanzensoziologische Stellung von *Ilex aquifolium* L. – Tuexenia, **10**: 497–511; Göttingen.
- POTT, R. & HÜPPE, J. (1991): Die Hudelandschaften Nordwestdeutschlands. – Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde, **53 (1/2)**: 1–313; Münster.
- PRECHT, J. (1953): Pollenanalytische Untersuchungen zur Kiefernfrage im Pfälzerwald. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **3**: 150–153; Bad Dürkheim.
- ROLLER, O. (1987): Vor- und Frühgeschichte, Römer-

- zeit, Völkerwanderung. – In: GEIGER, M., PREUß, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Der Pfälzerwald. Porträt einer Landschaft, 59–62; Landau (Pfälzische Landeskunde).
- RÖSCH, M. (1996): Type regions D-n, D-1 and D-r, South-West Germany. – In: BERGLUND, B. et al. (Hrsg.): Palaeoecological events during the last 15000 years, 523–542; Chichester (Wiley).
- ROWECK, H., AUER, M. & BETZ, B. (1988): Flora und Vegetation dystropher Teiche im Pfälzerwald. – Pollichia-Buch Nr. 15, 1–221; Bad Dürkheim.
- SANGMEISTER, E. (1993): Zeitspuren. Archäologisches aus Baden. – 238 S.; Freiburg (Kehrer).
- SCHULZE, G. (1965): Die Verbreitung des Königsfarns (*Osmunda regalis* L.) in der Pfalz. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **12**: 292–303; Bad Dürkheim.
- SMETTAN, H. (1985): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte der Umgebung von Sersheim, Kreis Ludwigsburg. – Fundberichte aus Baden-Württemberg, **10**: 367–421; Stuttgart.
- STALLING, H. (1983): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Meißners (Nordhessen). – Flora, **174**: 357–376; Jena.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analyses. – Pollen et Spores, **13**: 615–621; Paris.
- STUIVER, M. & REIMER, P. J. (1993): Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. – Radiocarbon, **35**: 215–230; Tucson.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. – 2. Aufl., 622 S., 223 Abb., 136 Tab., 104 Farbbilder; Stuttgart (Schweizerbart).
- SUDHAUS, D. (2005): Paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsgenese des Ostschwarzwaldes im Vergleich mit den Buntsandsteinvogesen. – Freiburger Geographische Hefte, **64**: 1–153; Freiburg.
- TRÖGER, U. (1998): Pflanzensoziologische Bearbeitung ausgesuchter Quellen des Pfälzerwaldes unter besonderer Berücksichtigung der Acidität. – Mitteilungen der Pollichia, **85**: 153–196; Bad Dürkheim.
- WALLER, M. P., BINNEY, H. A., BUNTING, M. J. & ARMITAGE, R. A. (2005): The interpretation of fen carr pollen diagrams: pollen-vegetation relationships within the fen carr. – Review of Palaeobotany and Palynology, **133**: 179–202; Amsterdam.
- WILDE, J. (1927): Die Kiefer in der Pfalz. – Forstwissenschaftliches Centralblatt, **49**: 409–425; Berlin.
- WOLTERS, S. (2002): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung in der Döberitzer Heide (Brandenburg). – Dissertationes Botanicae, **366**: 1–157; Berlin.

The difference between pollen types and plant taxa: a plea for clarity and scientific freedom

PIM DE KLERK & DR. HANS JOOSTEN^{*)}

Keywords: palynological methods, pollen morphology, pollen type nomenclature

Abstract: This paper discusses the character of pollen types. We argue that pollen types and plant taxa are completely different entities (morphological and taxonomical respectively) and therefore should be treated and displayed differently. Common problems in conventional pollen type nomenclature are illustrated with examples from present day European palynological practice. We plead for clarity in pollen type nomenclature and for the scientific freedom to use ‘unconventional’ methods to avoid confusion.

[Der Unterschied zwischen Pollentypen und Pflanzentaxa: Ein Plädoyer für Deutlichkeit und wissenschaftliche Freiheit]

Zusammenfassung: Dieser Artikel diskutiert den Charakter von Pollentypen. Wir argumentieren, dass Pollentypen und Pflanzentaxa komplett unterschiedliche Entitäten (morphologische bzw. taxonomische) sind, und deswegen unterschiedlich behandelt und dargestellt werden sollten. Allgemeine Probleme der konventionellen Nomenklatur von Pollentypen werden anhand von Beispielen aus der europäischen palynologischen Praxis illustriert. Wir plädieren für Deutlichkeit in der Nomenklatur von Pollentypen und für die wissenschaftliche Freiheit, ‚unkonventionelle‘ Methoden zu benutzen, um Verwirrung zu vermeiden.

1 Introduction

Recently, a debate arose between the first author of this paper and the previous editor of *Eiszeitalter und Gegenwart* on the display of pollen type names. In a submitted article (DE KLERK 2004a) pollen type names were displayed in SMALL CAPITALS in order to distinguish them clearly from names of plant taxa, as we had proposed earlier in a major international palynological journal (JOOSTEN & DE KLERK

2002). The referees of the manuscript provided many valuable comments, but formulated no criticism on this display of pollen type names, indicating that they – although not necessarily agreeing with it – at least permitted it. Only in the stage of printing, the display was prohibited by the editorial board because it “violated the common practice of the journal”. We were invited, however, to present our viewpoints in a paper.

Also other journals have recently refused the use of SMALL CAPITALS for pollen type names against the wishes of the authors (e.g. KAFFKE & KAISER 2002, LORENZ & SCHULT 2004, JOOSTEN & DE KLERK 2007a, b) because this would be a “violation of internationally established and applied rules”, because “the usual conventions were preferred”, or without giving any reasons at all.

For outsiders, the issue might appear a debate on merely typography. To our opinion, howe-

* Anschrift der Verfasser: P. DE KLERK Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe, Erbprinzenstraße 13, D-76133 Karlsruhe, Germany; pimdeklerk@web.de

DR. H. JOOSTEN Institute of Botany and Landscape Ecology, Ernst-Moritz-Arndt University, Grimmer Straße 88, D-17487 Greifswald, Germany; joosten@uni-greifswald.de

ver, there are such distinct differences between pollen types and plant taxa, that they should not be treated as equivalents: the display of pollen type names is a scientific, not a typographic theme.

The present paper summarises our viewpoints and conclusions, pleads for scientific freedom, and invites the scientific audience to participate in the discussion. For pollen morphological reference, we use the main central/western European pollen identification keys of FÆGRI & IVERSEN (1989), MOORE et al. (1991), BEUG (2004), and the Northwest European Pollen Flora (PUNT 1976, PUNT & CLARKE 1980, 1981, 1984, PUNT et al. 1988, 1995, 2003, PUNT & BLACKMORE 1991). Although FÆGRI & IVERSEN (1989) systematically abbreviate the suffix 'type' with t., we write this in full in order to prevent confusion. We use the term 'pollen' to represent both pollen and spores of vascular plants and bryophytes (cf. 'sporomorphs' sensu ERDTMAN 1947). We use SMALL CAPITALS for pollen type names, to make our point clear.

2 Plant taxa and pollen types

Plant taxa are botanical objects. Their features have been described in great detail in taxonomic studies according to scientific methods that have developed over centuries since the work of Linnaeus (cf. STAFLEU & COWAN 1976). Of all described plant taxa, type specimens exist in plant herbaria that can always be studied in order to check the original descriptions and features (cf. HOLMGREN et al. 1990). The features are also described elaborately in flora works that allow taxonomical identification of plants. Whereas plant taxonomy is the science of classifying plants, the naming of plants (i.e. plant nomenclature) is a different (although closely related) discipline with its own rules and conventions (cf. GREUTER et al. 2000).

Pollen grains are produced by plants and, thus, are also botanical objects. Since all plants produce their own genetically distinct pollen, in theory all pollen grains can (with modern genetic techniques) be attributed to a specific plant species, and even – except for clones – to individual plants. In common palaeopalynological praxis that focuses on the properties of the

pollen wall that are maintained in fossil conditions, this is not possible because many plant taxa produce pollen grains whose pollen walls morphologically resemble each other to such extent that a differentiation can not be made with standard light-microscopy. One would expect that taxonomically related plants would produce morphologically similar pollen grains. Indeed this is largely the case with some families like the Poaceae, the Rubiaceae, and the Chenopodiaceae and Amaranthaceae (cf. FÆGRI & IVERSEN 1989, MOORE et al. 1991, BEUG 2004), but it is certainly no general phenomenon. The family Polygonaceae, for example, comprises species with highly diverse pollen (cf. PUNT et al. 1988). Other families produce predominantly uniform pollen types but include some species with completely deviant types, whereas also the opposite occurs that pollen grains with much morphological resemblance are produced by taxonomically totally unrelated species (for examples see JOOSTEN & DE KLERK 2002: 32). It is, thus, principally impossible to identify taxonomical relationships between large sets of plant species solely on the base of pollen morphology.

Pollen morphologists describe morphological features of pollen grains to classify pollen. There are basically two approaches to morphological pollen classification (cf. BIRKS & BIRKS 1980). "Intrinsic" classification departs from the morphological properties of pollen grains independent of their taxonomical relationships, and therefore merely classifies a collection of morphological objects (cf. "formtaxa"). Such an approach is applied by e.g. IVERSEN & TROELS-SMITH (1950, 1980) and VAN DER HAMMEN (1956) and proved valuable for pre-Quaternary palynology where a relation to the producing taxa is absent or only assumed. "Extrinsic" classification departs from actual, correctly identified, plant taxa from which the pollen morphological properties are described. The latter results in "taxomorphological" pollen types for which there is no doubt from which plant species the pollen originates. This approach is used in most identification keys for Quaternary pollen: these are not based on fossil pollen but on palynomorphic studies of present-day plant material. Contrary to the de-

scriptions of plant taxa, there are normally no pollen morphological “type” examples of the described taxomorphological pollen types.

Quaternary palaeopalinologists, who study fossil pollen, do not classify but identify pollen. They identify an observed fossil pollen grain as belonging to a specific morphological category that is subsequently attributed to a specific taxomorphological pollen type known from the pollen morphological literature. In this way the observed pollen types are directly translated into known plant taxa. The advantage of this practice is that all ecological information about the plant taxa that were studied pollen morphologically to classify the taxomorphological types can directly be applied to the observed fossil pollen.

There are, however, many possible defective links between fossil pollen types and actually existing plant taxa (JOOSTEN & DE KLERK 2002):

1: There is no strict connection between pollen morphological types and plant taxa (as illustrated above).

2: Pollen morphological literature is incomplete and does not provide the full palynomorphological diversity of the native flora of a study area: plant taxa might exist that produce pollen grains similar to that of other plant taxa without it being known. This not only applies to regions in the world where pollen morphological inventory is still in its infancy (cf. HOOGHMESTRA & VAN GEEL 1998), but even applies to Northwestern Europe. The Northwest European Pollen Flora, the worlds most detailed pollenmorphological study, still covers only around 55 out of 130 families, and ca. 600 species out of 2500 species present in the study area (JOOSTEN & DE KLERK 2002). BEUG (2004) studied pollen of 2500 plant species, but distinguishes conspicuously less morphological types per family than the Northwest European Pollen Flora.

3: The fossil pollen may originate from another collection of species than has been used for taxomorphological classification in e.g. a pollen flora. Such “exotic” pollen is attributable to long-distance transport (by air, flowing water, driftwood, animals, or humans), erosional redeposition, and contamination (cf. e.g. IVERSEN 1936, SCAMONI 1955, VUORELA 1972, VAN DER

WOUDE 1983, VAN DER KNAAP 1987, HJELMROOS 1991, JOOSTEN & VAN DEN BRINK 1992, HJELMROOS & FRANZÉN 1994, DE KLERK et al. 1997, LAURSEN et al. 1997, for further references see JOOSTEN & DE KLERK 2002: 32-33). There is no problem when the exotic pollen is unambiguously recognized as such, e.g. pollen attributable to thermophilous plant taxa in Lateglacial sections (cf. IVERSEN 1936). Pollen of an extinct taxon, however, might be easily ascribed to a too small set of taxa if redeposition remains unnoticed, e.g. pollen of Restionaceae (a family that became extinct in Europe) as that of the pollen morphologically similar Poaceae (cf. CHANDA & ERDTMAN 1965). Another example of erroneous linkage of palynomorphological objects and plant taxa is when non-pollen palynomorphs are mistaken for pollen grains, e.g. the confusion between JUNIPERUS pollen and certain algal and bryophyte spores (MOORE 1980), the confusion between pollen of *Lemna* and similar-looking moss spores (cf. BÓROS & JÁRAI-KOMLODI 1975), or the identification of *Spirogyra-like* spores as MAGNOLIA pollen (VAN GEEL & GRENPELL 1996).

4: Corrosion, degradation, and mechanical damage of pollen grains might proceed to such degree, that unambiguous identification is impossible and that confusion with other pollen morphological entities might occur (for examples see JOOSTEN & DE KLERK 2002: 34).

There are, therefore, significant differences between the concepts of ‘plant taxa’ and ‘palynomorphological types’. It is impossible to ascribe fossil pollen beyond any doubt to a recent and native plant taxon that produces the same pollen type. Assignment of fossil pollen to a taxon is, therefore, not a matter of identification, but of interpretation, and it is a serious scientific error to treat pollen types and plant taxa as identical and their names as synonyms, as is unfortunately not infrequently done in palynological papers.

3 Conventions in pollen type nomenclature

There are clear rules that regulate plant taxonomical nomenclature (cf. GREUTER et al. 2000). For pollen type nomenclature such rules do not exist. BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA

(1986: 457) propose that “The taxonomic nomenclature in pollen diagrams should follow international standards, e.g. in Europe the Flora Europaea nomenclature is to be recommended”. This assumes that pollen types and plant taxa can be treated as being identical, which we think is wrong (argued above).

A proposal for pollen type nomenclature was formulated as ‘Suggestions for students of plant microfossils’ at a conference in Bromma (Sweden) in 1950 by some of the leading palynologists of that time: K. FÆGRI, R. POTONIÉ, O. SELLING, G. ERDTMAN, and J.M. SCHOPF. These ‘suggestions’ were only informally distributed: publication in an international journal only happened many years later (STAFLEU 1967: 26, JOOSTEN & DE KLERK 2002: 36). BIRKS (1973: 225-226) and BIRKS & BIRKS (1980: 24; cf. BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA 1986: 457-460, JOOSTEN & DE KLERK 2002: 37) present some ‘conventions’ how these suggestions should be used in practice. These include a.o. that pollen types should be named after plant taxa that are known to produce these pollen types. Pollen types that are known to be produced by only one species should be named after this species; if a complete family produces pollen grains that cannot be morphologically distinguished, the type should be named after the family. If a pollen morphological category is known to be produced by two taxa, it should be named after these two taxa. If three or more plant taxonomical entities - but not all entities within the same taxonomical rank - are known to produce the same morphological pollen type, the suffix ‘type’ should be added after the taxonomical name.

There are several basic problems connected with these conventions (cf. JOOSTEN & DE KLERK 2002), e.g.

1: they do not provide a naming procedure for pollen types from which it is unknown by which taxa they are produced and for pollen types that are identified with a reference collection of limited extent,

2: identical pollen types obtain different names in different regions when they are named after the most likely producing plant taxon,

3: the name of a type has to change when an additional taxon is discovered to produce the same pollen type,

4: pollen type names should also immediately change when plant taxonomical and/or nomenclatural viewpoints change, and

5: using bare taxon names for pollen type names violates a basic rule in terminology, i.e. that different objects should not be expressed with the same term.

Next to these theoretical objections, there is the practical problem that the ‘suggestions’ and ‘conventions’ are not consistently followed in pollen morphological handbooks, even when these claim to do so (FÆGRI & IVERSEN 1989, MOORE et al. 1991, BEUG 2004). For example, FÆGRI & IVERSEN (1989) and MOORE et al. (1991) describe a GALIUM TYPE that is known to be produced by all genera of the Rubiaceae family, and thus should have been properly named RUBIACEAE (cf. BEUG 2004). A name for a pollen morphological entity that completely deviates from a plant taxonomical name is the WILD GRASS GROUP of MOORE et al. (1991, following ANDERSEN 1979). The requirement that a pollen type should be named after two taxonomical entities when it is known to be produced by two such entities is violated by FÆGRI & IVERSEN (1989) who have a CHENOPODIACEAE of which it is mentioned that it is also produced by Amaranthaceae taxa, and thus would have been more properly named CHENOPODIACEAE AND AMARANTHACEAE (cf. MOORE et al. 1991). Furthermore FÆGRI & IVERSEN (1989) forget to mention that not all members of the family Chenopodiaceae produce their CHENOPODIACEAE pollen type (as the name would suggest), but they do present a separate POLYCNUM/PARONYCHIA TYPE that is produced by some Chenopodiaceae species (cf. BEUG 2004 who presents the type CHENOPODIACEAE P.P., AMARANTHUS that excludes pollen produced by the genus *Polycnemum*).

The Northwest European Pollen Flora uses a totally different nomenclatural system in that all pollen morphological categories in the main key are named “type”. This concept of “type”, thus, completely differs from the “type” concept of the ‘conventions’. In the subkeys, i.e. at a lower hierarchical level, “groups” are distinguished that consist of morphologically less distinct categories within a type known to be produced by several plant taxa, whereas no suf-

fix is added when such a subsidiary category is known to be produced by only one (northwest European) taxon. In the UMBELLIFERAE key of Punt & Clarke (1984), for example, the OENANTHE FISTULOSA TYPE consists of the OENANTHE AQUATICA GROUP, the OENANTHE PEUCEDANIFOLIA GROUP, the OENANTHE CROCATATA GROUP, and OENANTHE FISTULOSA, whereas CICYCIA VIROSA TYPE pollen is only known to be produced by *Cicuta virosa*.

Another concept of „group“ is used in the key of FÆGRI & IVERSEN (1989), which has e.g. the VACCINIUM GROUP including several types produced by Ericaceae taxa. FÆGRI & IVERSEN (1989) are, however, not consistent in using the suffix “group” for a collection of types. Their CAREX TYPE, for example, includes the DULICHIMUM TYPE and the ERIOPHORUM TYPE and thus uses an identical addition “type” for hierarchically different and nested morphological levels. BEUG (2004) uses the “group” in two different ways, firstly as a collection of morphologically related types, e.g. the ACONITUM-GRUPPE encompassing an AQUILEGIA-TYP, an ACONITUM-TYP, and a CONSOLIDA-TYP, and secondly as a residual collection of morphologically completely different types that do not key out in the main key, e.g. the SORBUS-GRUPPE, “summarising 13 genera of Rosaceae with distinct variable characteristics, and *Lycium*” (BEUG 2004: 278; original text in German).

These examples and considerations clearly demonstrate that a common widely applicable pollen morphological nomenclature does not exist. Conventions in pollen type nomenclature are not systematically applied in various pollen morphological studies, leading to different nomenclatural practices in different pollen identification keys. There are, thus, ample possibilities for unclarity and confusion for Quaternary palynologists.

4 Nomenclatural problems in the palynological practice

In daily practice, Quaternary palynologists identify fossil pollen with several pollen identification keys and (hopefully) a collection of pollen reference slides. Since the keys use different pollen morphological names (see

above), nomenclatural confusion is the logical outcome when several keys are indiscriminately combined. In our previous article (JOOSTEN & DE KLERK 2002) we review the confusions and misunderstandings that arise.

1: When bare taxon names are used for pollen types, identical names are used for two different objects (i.e. plant taxa and pollen types). This is especially a nuisance, when a full reciprocal coverage is failing, as, for example, with ASTERACEAE TUBULIFLORAE pollen that is not produced by all Asteraceae tubuliflorae taxa.

2: Two different pollen types might have the same name in one identification key, e.g. the PLUMBAGINACEAE pollen type of FÆGRI & IVERSEN (1989) and of BEUG (2004) that is produced by the pollen morphologically dimorphic *Armeria* and *Limonium*.

3: The counterpart is that the same pollen type has two different names in the same pollen key, e.g. LIMONIUM VULGARE TYPE A and LIMONIUM HUMILE TYPE of MOORE et al. (1991).

4: Different pollen types may have identical names in different keys. This is the case with the SILENE VULGARIS TYPE of MOORE et al. (1991) that is morphologically differently described and is ascribed to other producing taxa than the SILENE VULGARIS TYPE of PUNT et al. (1995). In practice, morphological descriptions of pollen types change when pollen keys are revised, which leads to new morphological types although the names remain the same (cf. MOORE & WEBB 1978, MOORE et al. 1991, FÆGRI & IVERSEN 1950, 1964, 1975, 1989, FÆGRI 1993, BEUG 1961, 2004). An example from the various keys of FÆGRI & IVERSEN is presented in our previous study (JOOSTEN & DE KLERK 2002: 35).

5: Morphologically different types may have similar names in different keys. The pollen type CHENOPODIACEAE of FÆGRI & IVERSEN (1989) (in their definition also including pollen of Amaranthaceae) is described as ‘usually’ containing more than 50 pores and, thus, is a different morphological object than the pollen type CHENOPODIACEAE AND AMARANTHACEAE of MOORE et al (1991) that is described as having ‘usually’ more than 40 pores, or the CHENOPODIACEAE P.P., AMARANTHUS of BEUG (2004) that is defined as having in general more than 40-50 pores, but at least (25)35 pores. Similar

problems occur when taxonomical pollen types are not described in their full morphological diversity, e.g. *SELAGINELLA SELAGINOIDES* spores that are described both as single grains and as tetrads by MOORE et al. (1991; thus using the same name for two different morphological types), whereas the *SELAGINELLA SELAGINOIDES* TYPE of PUNT & BLACKMORE (1991) and *SELAGINELLA* of FÆGRI & IVERSEN (1989) are only described as single grains.

6: One key may adopt a pollen type from another key but give it a different name. Examples for this are the *TYPHA ANGUSTIFOLIA* TYPE and the *CANNABIS* TYPE of MOORE et al. (1991) who renamed the *SPARGANIUM EMERSUM* TYPE and *HUMULUS LUPULUS* TYPE of PUNT (1976) and PUNT & CLARKE (1984) respectively. Additional mistakes arise when such adoptions are incomplete, e.g. the *TYPHA LATIFOLIA* TYPE that PUNT (1976) described as a quadratical plain and (less frequently) as a linear arrangement of four grains. Though MOORE et al. (1991) refer to the key of PUNT (1976) they do not mention the linear possibility, thus giving their *TYPHA LATIFOLIA* TYPE a slightly different pollen morphological content. Another example is the key of MOORE et al. (1991) claiming to have derived their *RUMEX ACETOSELLA* TYPE and *OXYRIA* TYPE from PUNT et al. (1988), whereas the latter only use (at a subkey level) *RUMEX ACETOSELLA* and *OXYRIA*.

7: Identical or similar pollen types might be described with different properties in different keys and publications. The differentiation between pollen of tree birches and shrub birches, for example, can be made by means of morphological features (e.g. TERASMÄE 1951, PRAGLOWSKI 1962, PUNT et al. 2003) and by means of (to some extent mutually incompatible) size-statistical methods (e.g. ENEROTH 1951, BIRKS 1968, USINGER 1975, ANDERSEN 1980, cf. MÄKELÄ 1996).

8: A problem we did not consider in our original publication (JOOSTEN & DE KLERK 2002) is that some palynological studies use such unclear nomenclature that it is impossible to understand what palynomorphological entity is meant. An example occurs in the revised FUKAREK pollen diagrams in the publication that started the debate (DE KLERK 2004a): FUKAREK

originally presents a pollen type "PLANT.". We do not know whether he abbreviated *PLANTAGO*, *PLANTAGO LANCEOLATA*, or *PLANTAGINACEAE*, i.e. there are three different morphological possibilities with different plant taxonomical interpretations.

These examples show that in palynological literature it is impossible to clearly interpret pollen data as long as it is unclear which concrete pollen morphological description has been used to identify a pollen type.

5 A plea for clarity

Our major conclusions (cf. JOOSTEN & DE KLERK 2002) are that the differences between the concepts of a pollen type and that of a plant taxon require them to be treated differently, that a cohering pollen type nomenclature does not exist, and that therefore palynological publications are susceptible to confusion and misinterpretation.

Our main plea, therefore, is for clarity. Since a cohering and widely accepted pollen morphological nomenclature is non-existent, following a specific nomenclature cannot be demanded. We feel that in nomenclature the actual name is of minor importance as long as it is clear what it stands for, or as we put it in our original publication (JOOSTEN & DE KLERK 2002: 38-39): 'I do not care what you call it, as long as I know what you mean'.

In order to provide the necessary clarity on pollen type nomenclature in palynological publications, we provided several suggestions (JOOSTEN & DE KLERK 2002). These include:

1: Names of pollen types should indicate that they deal with pollen morphological categories, not with plant taxonomical entities. This can be done by putting pollen type names in SMALL CAPITALS and refrain from using italics.

2: Pollen type nomenclature should refer to characteristics of pollen grains, and not to names of plant taxa. Names of pollen types should, therefore, not change when plant taxonomic and/or plant nomenclatural viewpoints change.

3: In spite of numerous nomenclatural problems with the pollen morphological literature (see above), it seems unwise to replace the exist-

ting pollen type names with other (artificial) names, since this will only lead to more confusion. We ourselves made that mistake when we proposed to use the suffix 'type' for all pollen morphological entities regardless their names in pollen morphological literature (DE KLERK et al. 1997), thus introducing a new concept of the suffix 'type'. That proposal was rightfully criticised by BEUG (2004).

4: To avoid confusion, reference should always be given to all identified pollen types individually when several pollen keys are used in combination. This can be easily done by providing an abbreviation for pollen types in pollen diagrams, e.g. (f) for pollen types described by FÆGRI & IVERSEN (1989), (m) for MOORE et al (1991), (p) for the Northwest European Pollen Flora, and (b) for BEUG (2004). Types that are not identified after pollen morphological reference literature should be individually listed and described.

Our further suggestions plead for a careful use of terms like "undiff(erentiated)" and "cf.", a careful descriptions of unknown and indeterminate pollen grains, and an avoidance of terms like "indet(erminable)", "varia", and "sp."

6 A plea for scientific freedom

We do not want to impose our proposals on the international scientific community as a new set of rules for pollen type nomenclature. We consider our proposals merely as a practical alternative to avoid a widespread (predominantly still unrecognised) methodical confusion. Only the future will tell whether our proposals will develop into an internationally widespread nomenclatural practice, or whether they will sink back into oblivion. We feel that we formulated sound scientific grounds to abandon traditional conventions and to distinguish clearly between 'pollen types' and 'plant taxa'.

Science should always be open for critical reappraisal and scientific debate. Our proposal is not a violation of clearly defined pollen nomenclatural rules, but merely a practical modification of not unambiguously defined and applied conventions. Our alternative is indeed in that respect 'unconventional', but not a violation of scientific principles.

Our alternative is accepted by several scientific journals, including the Greifswalder Geographische Arbeiten (DE KLERK et al. 2001, THEUERKAUF 2003), Internationale Archäologie (DE KLERK 2004b), Suo (KAFFKE et al. 2002), Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung (DE KLERK 2005, 2006), Mires and Peat (GAUDIG et al. 2006), Zeitschrift für Geologische Wissenschaften (DE KLERK & HELBIG 2006), Quaternary Science Reviews (DE KLERK et al. 2007) and the Review of Palaeobotany and Palynology (DE KLERK 2002, BARTHELMES et al. 2006).

Our original article (JOOSTEN & DE KLERK 2002) ranked 2 in the list of most downloaded articles from Internet of the Review of Palaeobotany and Palynology in the year after its publication, and remained at high places for several years. We assume, therefore, that it is widely distributed within the international palynological community. Until now, no serious scientific critique has reached us (with the exception that our proposals are unusual, i.e. 'unconventional', which hardly can be considered to be a scientific argument). A statement we did not make was severely criticised by HESSE et al. (2003), but since they also systematically misspelled the name of one of us we doubt that they have actually seen our article.

The differentiation between pollen types and plant taxa is to our opinion necessary for an unambiguous development of palynological science. We, therefore, hope that scientific journals will accept and allow the use of our 'unconventional' ideas and methods. We invite all scientists to participate in the debate on the character of pollen types.

Acknowledgments

We want to thank Eiszeitalter und Gegenwart for giving us the opportunity to present our viewpoints. M. MINKE kindly corrected the German summary.

References

- ANDERSEN, S.T. (1979): Identification of wild grass and cereal pollen. – Danm. geol. Unders., Årbog **1978**: 69-92; Copenhagen.
- ANDERSEN, S.T. (1980): Early and Late Weichselian

- chronology and birch assemblages in Denmark. – *Boreas*, **9**: 53-69; Oslo.
- BERGLUND, B.E. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (1986): Pollen analysis and pollen diagrams. – In: BERGLUND, B.E. (ed.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*: 455-484; Chichester (Wiley).
- BEUG, H.-J. (1961): *Leitfaden der Pollenbestimmung*. – Lieferung 1.: 63 S.; Stuttgart (Fischer).
- BEUG, H.-J. (2004): *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. – 542 S.; München (Pfeil).
- BIRKS, H.J.B. (1968): The identification of *Betula nana* pollen – *New Phytol.*, **67**: 309-314; Cambridge.
- BIRKS, H.J.B. (1973): Past and present vegetation of the Isle of Skye: a palaeoecological study. – 415 S.; Cambridge (Cambridge university press).
- BIRKS, H.J.B. & BIRKS, H.H. (1980): *Quaternary palaeoecology*. – 289 S.; London (Edward Arnold).
- BÓROS, A. & JÁRAI-KOMLODI, M. (1975): An atlas of recent European moss spores. – 466 S.; Budapest (Akadémiai Kiadó).
- CHANDA, S. & ERDTMAN, G. (1965): Some graminoid pollen types and their bearing on micropalaeobotany. – *J. Palynology*, **1**: 32-37; Lucknow.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **119**: 275-309; Amsterdam.
- DE KLERK, P. (2004a): Vegetation history and landscape development of the Friedländer Große Wiese region (Vorpommern, NE Germany) inferred from four pollen diagrams of Franz Fukarek. – *Eiszeitalter u. Gegenw.*, **54**: 73-96; Hannover.
- DE KLERK, P. (2004b): Changes in vegetation and environment at the Lateglacial-Holocene transition in Vorpommern (Northeast Germany). – *Internat. Arch.-ATSK*, **5**: 27-42; Rahden.
- DE KLERK, P. (2005): A pollen diagram from the Ahlbecker Seegrund (Ueckerländer Heide, Vorpommern, NE Germany) from the legacy of Franz Fukarek. – *Archiv. Natursch. Landschaftsforsch.*, **44(3)**: 93-108; Remagen-Oberwinter.
- DE KLERK, P. (2006): Lateglacial and Early Holocene vegetation history near Hennigsdorf (C Brandenburg, NE Germany): a new interpretation of palynological data of Klaus Kloss. – *Archiv. Natursch. Landschaftsforsch.*, **45(1)**: 23-35; Remagen-Oberwinter.
- DE KLERK, P. & HELBIG, H. (2006): A pollen diagram from a kettle-hole near Horst (Vorpommern, NE Germany) covering the later part of the Weichselian Lateglacial. – *Z. geol. Wiss.*, **34**: 379-387; Berlin.
- DE KLERK, P., JANSSEN, C.R., JOOSTEN, J.H.J. & TÖRNQVIST, T.E. (1997): Species composition of an alluvial hardwood forest in the Dutch fluvial area under natural conditions (2700 cal year BP). – *Acta Bot. Neerl.*, **46**: 131-146; Oxford.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. – *Greifswalder Geogr. Arb.*, **23**: 43-131; Greifswald.
- DE KLERK, P., COUWENBERG, J. & JOOSTEN, H. (2007): Short-lived vegetational and environmental change during the Preboreal in the Biebrza Upper Basin (NE Poland). – *Quat. Science Rev.*, **26**; Oxford [in press].
- ENEROTH, O. (1951): Undersökning rörande möjligheterna att i fossilt material urskilja de olika *Betula*-arternas pollen. – *Geol. För. Stockholm Förhandl.*, **73**: 343-405; Stockholm.
- ERDTMAN, G. (1947): Suggestions for the classification of fossil and recent pollen grains and spores. – *Sven. Bot. Tidskr.*, **59**: 49-58; Stockholm.
- FÆGRI, K. (1993): Bestimmungsschlüssel für die nordwest-europäische Pollenflora. Extract from: FÆGRI & IVERSEN (1989), translated by E. LANGE. – 85 S.; Jena (Fischer).
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1950): *Textbook of modern pollen analysis*. – 169 S.; Copenhagen (Munksgaard).
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1964): *Textbook of pollen analysis*. – 2nd edition: 237 S.; Copenhagen (Munksgaard).
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1975): *Textbook of pollen analysis*. – 3rd edition: 295 S.; Copenhagen (Munksgaard).
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): *Textbook of pollen analysis*. – 4th edition: 328 S.; Chichester (John Wiley & sons) [revised by FÆGRI, K., KALAND, P.E. & KRZYWINSKI, K.].
- GAUDIG, G., COUWENBERG, J. & JOOSTEN, H. (2006):

- Peat accumulation in kettle holes: bottom up or top down? – *Mires Peat*, **1**: article 06 (<http://www.mires-and-peat.net>).
- GREUTER, W., McNEILL, J., BARRIE, F.R., BURDET, H.M., DEMOULIN, V., FILGUEIRAS, T.S., NICOLSON, D.H., SILVA, P.C., SKOG, J.E., TREHANE, P., TURLAND, N.J. & HAWKSWORTH, D.L. (2000): International code of botanical nomenclature (Saint Louis code) adopted by the Sixteenth International Botanical Congress St. Louis, Missouri, July-August 1999. – 474 S.; Koenigstein (Koeltz).
- HESSE, M., WEBER, M. & ZETTER, R. (2003): The importance of being an ultrastructurally experienced palynologist. – *Palynos*, **26/2**: 1-7; Tempe.
- HJELMROOS, M. (1991): Evidence of long-distance transport of *Betula* pollen. – *Grana*, **30**: 215-228; Oslo.
- HJELMROOS, M. & FRANZÉN, L.G. (1994): Implications of recent long-distance pollen transport events for the interpretation of fossil pollen records in Fennoscandia. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **82**: 175-189; Amsterdam.
- HOLMGREN, P., LANJOUW, J. & STAFLEU, F.A. (1990): Index herbariorum: a guide to the location and contents of the world's public herbaria. Part 1: the herbaria of the world.– 8th edition: 693 S.; New York (New York Botanical Garden).
- HOOGHIEMSTRA, H. & VAN GEEL, B. (1998): World list of Quaternary pollen and spore atlases. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **104**: 157-182; Amsterdam.
- IVERSEN, J. (1936): Sekundäres Pollen als Fehlerquelle. Eine Korrektionsmethode zur Pollenanalyse minerogener Sedimente. – *Dan. Geol. Unders. IV. Række*, **2**: 3-24; Copenhagen.
- IVERSEN, J. & TROELS-SMITH, J. (1950): Pollenmorfologiske Definitioner og Typer/Pollenmorfologischer Definitionen und Typen. – *Dan. Geol. Unders. IV. Række*, **3/8**: 1-52; Copenhagen.
- IVERSEN, J. & TROELS-SMITH, J. (1980): Pollen morphological definitions and types (translation of IVERSEN & TROELS-SMITH 1950). – *Dan. Geol. Unders.*, Årbog **1980**: 5-44; Copenhagen.
- JOOSTEN, H. & DE KLERK, P. (2002): What's in a name? Some thoughts on pollen classification, identification, and nomenclature in Quaternary palynology. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **122**: 29-45; Amsterdam.
- JOOSTEN, H. & DE KLERK, P. (2007a): DAMOCLES: a DAsching Monolith Cutter for fine sectioning of peats and sediments into Large Slices. – *Boreas*, **36**: 76-81; Oslo.
- JOOSTEN, H. & DE KLERK, P. (2007b): In search of finiteness: the limits of fine resolution palynology of *Sphagnum* peat. – *The Holocene*, **17**; London [in press].
- JOOSTEN, J.H.J. & VAN DEN BRINK, L.M. (1992): Some notes on pollen entrapment by rye (*Secale cereale* L.). – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **73**: 145-151; Amsterdam.
- KAFFKE, A. & KAISER, K. (2002): Das Pollendiagramm „Prerower Torfmoor“ auf dem Darß (Mecklenburg-Vorpommern): neue Ergebnisse zur holozänen Biostratigraphie und Landschaftsgeschichte. – *Meyniana*, **54**: 89-112; Kiel.
- KAFFKE, A., MATCHUTADZE, I., COUWENBERG, J. & JOOSTEN, H. (2002): Early 20th Century Russian peat scientists as possible vectors for the establishment of *Calluna vulgaris* in Georgian *Sphagnum* bogs. – *Suo*, **53**: 61-66; Helsinki.
- LAURSEN, K., HOLM, E. & SØRENSEN, I. (1997): Pollen as a marker in migratory warblers, *Sylviidae*. – *Ardea*, **85**: 223-231; Leiden.
- LORENZ, S. & SCHULT, M. (2004): Das Durchbruchstal der Mildnitz bei Dobbartin (Mecklenburg) – Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Talentwicklung an Terrassen und Schwemmfächern. – *Meyniana*, **56**: 47-68; Kiel.
- MÄKELÄ, E.M. (1996): Size distinctions between *Betula* pollen types - a review. – *Grana*, **35**: 248-256; Oslo.
- MOORE, P.D. (1980): The reconstruction of the Lateglacial environment: some problems associated with the interpretation of pollen data. – In: LOWE, J.J., GRAY, J.M. & ROBINSON, J.E. (eds.): *Studies in the Lateglacial of North-west Europe*: 151-155; Oxford (Pergamon Press).
- MOORE, P.D. & WEBB, J.A. (1978): An illustrated guide to pollen analysis. – 133 S.; London (Hodder & Stoughton).
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E. (1991): *Pollen analysis*. – 216 S.; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- PRAGLOWSKI, J.R. (1962): Notes on the pollen morphology of Swedish trees and shrubs. – *Grana Palynol.*, **3**: 45-65; Stockholm.
- PUNT, W. (ed.) (1976): *The Northwest European Pollen Flora I*. – 145 S.; Amsterdam (Elsevier).

- PUNT, W. & BLACKMORE, S. (eds.) (1991): The Northwest European Pollen Flora VI. – 275 p.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W. & CLARKE, G.C.S. (eds.) (1980): The Northwest European Pollen Flora II. – 265 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W. & CLARKE, G.C.S. (eds.) (1981): The Northwest European Pollen Flora III. – 138 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W. & CLARKE, G.C.S. (eds.) (1984): The Northwest European Pollen Flora IV. – 369 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W., BLACKMORE, S. & CLARKE, G.C.S. (eds.) (1988): The Northwest European Pollen Flora V. – 154 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W., BLACKMORE, S., HOEN, P.P. & STAFFORD, P.J. (eds.) (2003): The Northwest European Pollen Flora, VIII. – 183 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W., HOEN, P.P. & BLACKMORE, S. (eds.) (1995): The Northwest European Pollen Flora VII. – 275 S.; Amsterdam (Elsevier).
- SCAMONI, A. (1955): Über den gegenwärtigen Stand unseres Wissens vom Pollenflug der Waldbäume. – *Z. Forstgenetik Forstpflanzenz.*, **4**: 145-149; Frankfurt/Main.
- STAFLEU, F.A. (1967): Palynology, nomenclature and terminology. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **3**: 15-26; Amsterdam.
- STAFLEU, F.A. & COWAN, R.S. (1976): Taxonomic literature: a selective guide to botanical publications and collections with dates, commentaries and types. – Vol. 1: A-G. – 1136 S.; Utrecht (Bohn, Scheltema & Holkema).
- TERASMÄE, J. (1951): On the pollen morphology of *Betula nana*. – *Svensk Bot. Tidskr.*, **45**: 358-361; Uppsala.
- THEUERKAUF, M. (2003): Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12880 cal. BP). – *Greifswalder Geogr. Arb.*, **29**: 143-189; Greifswald.
- USINGER, H. (1975): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein. – *Mitt. Arbeitsgemeinschaft. Geobot. Schleswig-Holstein Hamburg*, **25**: 1-183; Kiel.
- VAN DER HAMMEN, T. (1956): A palynological systematic nomenclature. – *Bol. Geol.*, **4**: 63-101; Bogotá.
- VAN DER KNAAP, W.O. (1987): Long-distance transported pollen and spores on Spitsbergen and Jan Mayen. – *Pollen Spores*, **29**: 449-454; Paris.
- VAN DER WOUDE, J.D. (1983): Holocene paleoenvironmental evolution of a perimarine fluviatile area. Geology and paleobotany of the area surrounding the archeological excavation at the Hazendonk river dune (Western Netherlands). – *Anal. Praehist. Leidensia*, **16**: 1-124; Leiden.
- VAN GEEL, B. & GRENFELL, H.R. (1996): Green and blue-green algae 7A – Spores of Zygnemataceae. – In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (eds.): *Palynology: principles and applications*: 173-179; Salt Lake City (AASP Foundation).
- VUORELA, I. (1972): Tap-water and unfiltered air as sources of error in pollen analysis. – *Memoranda Soc. Fauna Flora Fennici*, **48**: 49-54; Helsinki.

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 Ribbkomplexes 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 ribzeitliche 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-

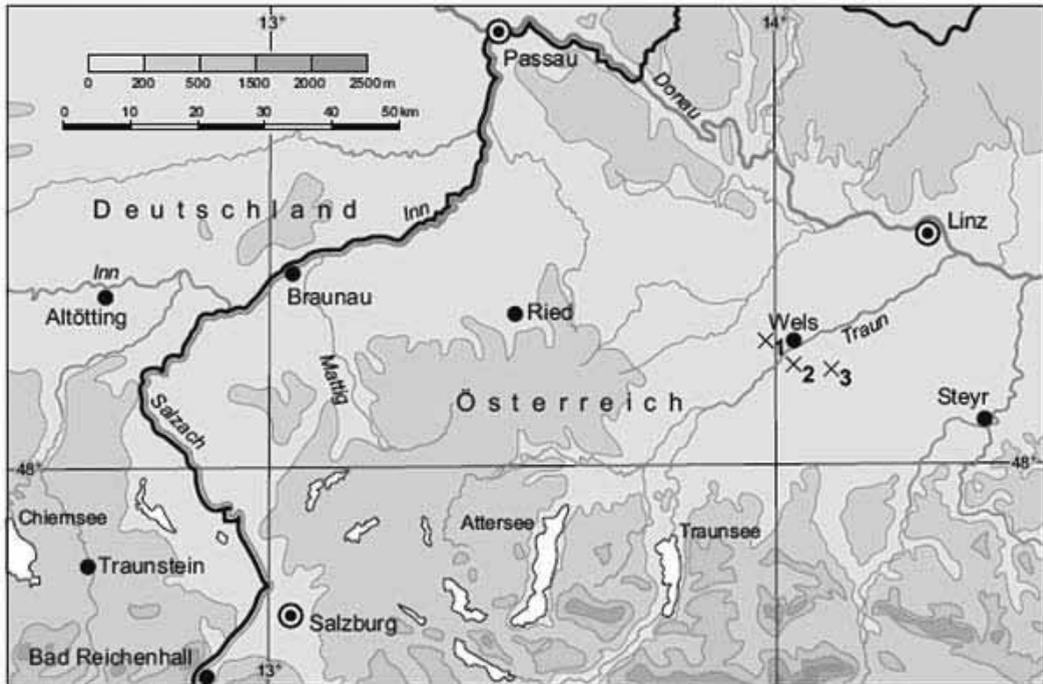


Abb. 1: Untersuchungsgebiet und Lage der Profile, x1 = Profil Oberlaab, x2 = Profile Wels-Aschet, x3 = Profile Neuhofen.

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-

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-

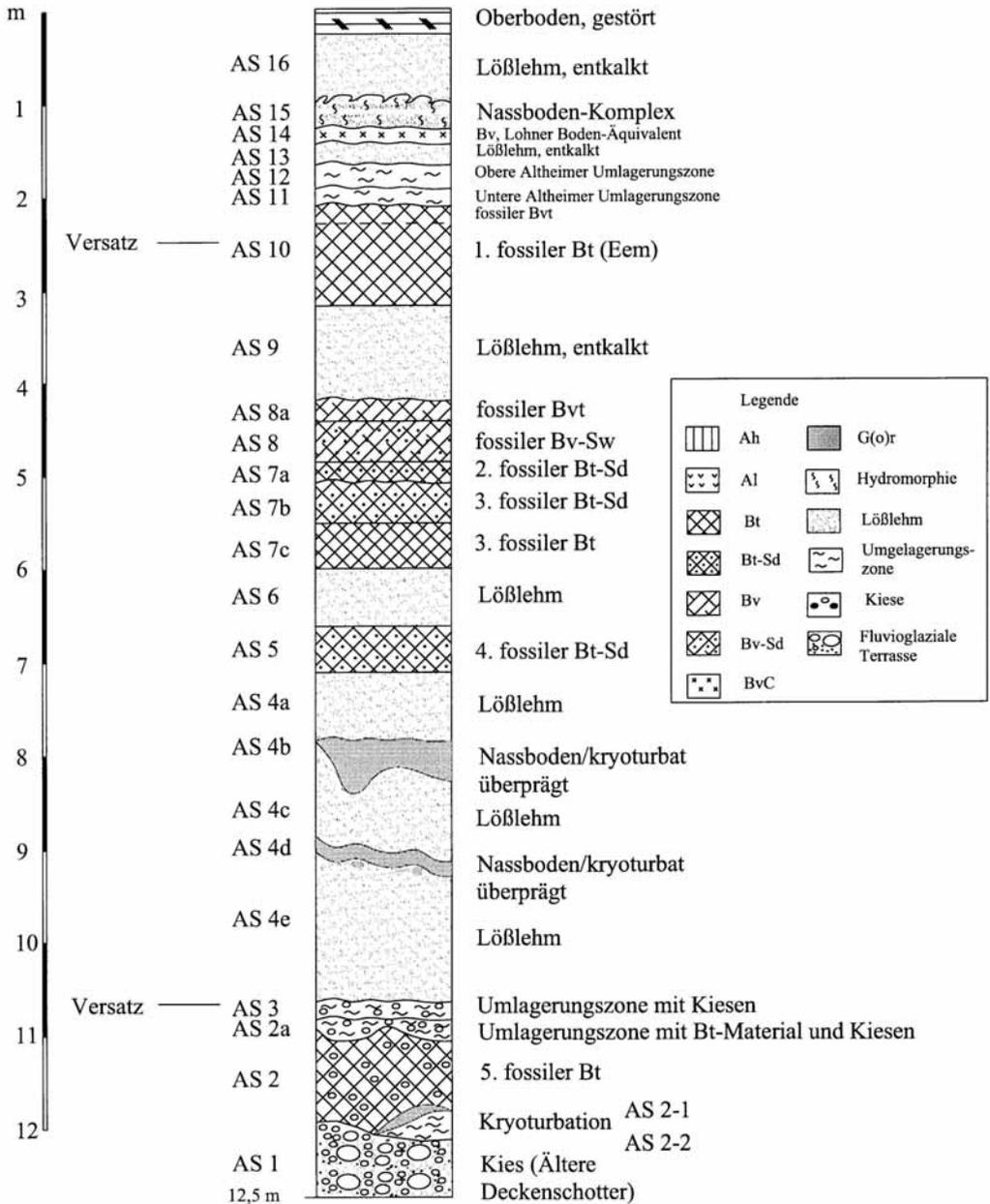


Abb. 3: Die Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Älteren Deckenschottern im Profil Wels-Aschet.

Fig. 3: Loess/Paleosol sequence of Wels-Aschet on top of the fluvioglacial 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 Horizontengrenze) 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, kryoturbat 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.

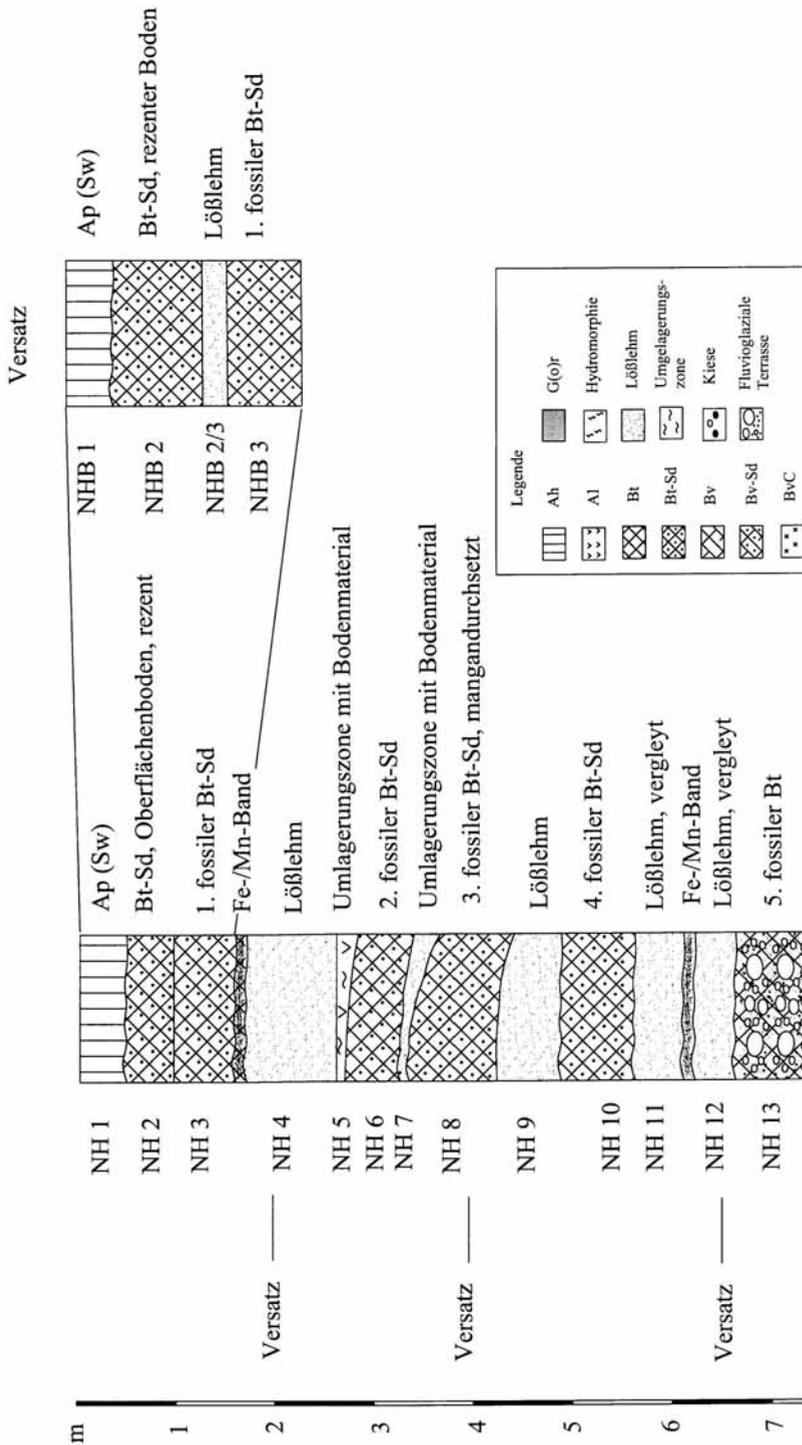


Abb. 4: Die Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Älteren Deckenschottern im Profil Neuhofer.

Fig. 4: Loess/Paleosol sequence of Neuhofer on top of the fluvioglacial 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-

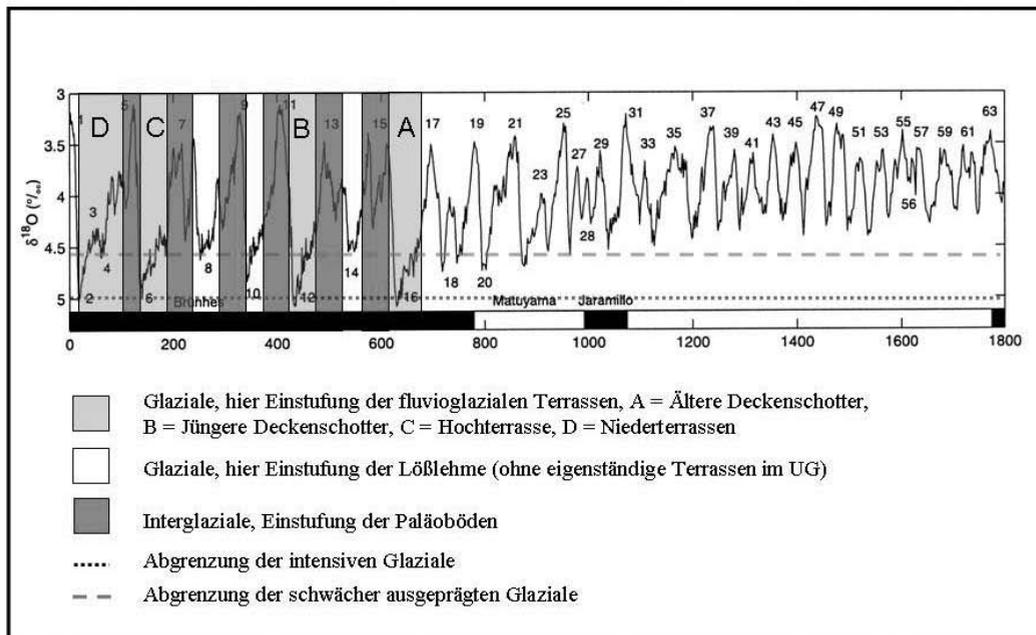


Abb. 5: Einstufung und Korrelation von Paläoböden und glazifluvialen Terrassen im Mittelpleistozän mit der marinen O-Isotopenkurve nach LISIECKI & RAYMO (2005, verändert).

Fig. 5: Classification and correlation of paleosols and fluvio-glacial 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 Lösslehm 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.

Sedimentuntersuchungen an unterpleistozänen Schmelzwasserablagerungen und Periglazialschottern im Riß-Iller-Gebiet, deutsches Alpenvorland

ANDREAS GERTH & RAIMO BECKER-HAUMANN^{*)}

Keywords: Lower Pleistocene, Paleogeography, Stratigraphy, Glacifluvial gravel, Periglacial gravel, Petrographic analysis, Heavy mineral analyses, Germany, Alpine Foreland

Kurzfassung: Die unterpleistozänen Schmelzwassersedimente im Übergangsbereich von Rhein- und Illergletscher (Baden-Württemberg, Bayern) sowie die darunter anstehenden Sedimente periglazialer Schüttungen (Ältester Periglazialschotter) werden in dieser Arbeit beschrieben. Im Vordergrund steht die geröllpetrographische und schwermineralogische Untersuchung der Sedimente aus dem Biber-, Donau- und Günz-Glazial. Die Ergebnisse bestätigen, dass die bereits von früheren Bearbeitern vorgenommene Trennung des Ältesten Periglazialschotters von den darüber lagernden Schmelzwassersedimenten aufgrund des Bestandes kristalliner Gerölle sowie auf Grund differierender Schwermineralvergesellschaftungen sicher möglich ist. Durch die hohe Beprobungsdichte ist innerhalb der glazifluviatilen Schotterniveaus eine kontinuierliche Änderung der petrographischen Zusammensetzung erkennbar. In der Geröllfraktion steigt zum Hangenden der Anteil kristalliner Gerölle und der so genannten Harten (Radiolarit, Quarzit), während sich die Karbonate verringern. Die Daten weisen darauf hin, dass es sich hierbei um eine Veränderung des Geröllspektrums und nicht um einen Verwitterungseffekt handelt. Bei den Schwermineralen sinken die Gehalte an instabilen Mineralen (Granat, Hornblende) ab, hingegen steigt der Gehalt an Stauolith zu den jüngeren Ablagerungen stark an. Die qualitativen Ergebnisse werden in den Kontext der rekonstruierten Paläo-Talfüllungen gestellt und die flussgeschichtliche Entwicklung des Riß-Iller-Gebietes nachgezeichnet.

[Sedimentological research on Lower Pleistocene meltwater deposits and periglacial sediments of the Rhine-Iller area; German Alpine Foreland]

Abstract: The Lower Pleistocene meltwater deposits at the contact of the Rhine- and Iller glacier (Baden-Württemberg, Bavaria) and the periglacial sediments occurring below them are described. The research is focused on the analysis of the petrography of the pebble-size fraction and of the sand-size heavy mineral assemblages of the Biber-, Donau- and Günz-age deposits. The results confirm that the periglacial sediments can be distinguished clearly from the glaciofluvial material by arguments of the petrography. However, a systematic change of the lithology also within the glaciofluvial material can be inferred from the high number of the investigated samples. Within the gravel fraction the amount of crystalline rocks, radiolarite and hornstone increases towards the younger accumulation units, whereas the content of calcareous components decreases. Concerning the heavy minerals the amount of instable minerals as Garnet and Hornblende decreases, while the portion of Staurolite increases remarkably towards the younger deposits. In the paper at hand these results are interpreted with respect to the palaeogeography, in order to figure out the river development of the Riß-Iller-tract.

* Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. A. GERTH, PD Dr. R. BECKER-HAUMANN, Geographisches Institut der Universität zu Köln, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Köln, r.beaumann@uni-koeln.de

1 Einführung

Die Riß-Iller-Platte ist ein klassisches Untersuchungsgebiet für glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Übergangsbereich des östlichen Rhein- sowie des westlichen Illergletschers. Insbesondere die haslach- bis würmzeitlichen Schotter wurden in der bisherigen Literatur eingehenden sedimentologisch-petrographischen Untersuchungen unterzogen, um eine zeitliche und flussgeschichtliche Gliederung aufzustellen. Aufgrund schlechter Erhaltungsbedingungen sind die älteren Schottervorkommen bislang in nur wenigen Beiträgen - so grundlegend von SINN (1972) und LÖSCHER (1976) sowie zuletzt von DOPPLER (2003) und VILLINGER (2003) - beschrieben worden. Es bot sich daher an, im Iller-Riß-Gebiet diese Ablagerungen eingehend zu untersuchen und sie mit den Sedimenten der Nachbargebiete zu vergleichen. Dazu war es hilfreich, dass in BECKER-HAUMANN (2005) für das Illergletscher-Vorland ein stratigraphisches und paläogeographisches Konzept dargestellt wird, mit dem sich die neuen Befunde abgleichen ließen.

Um eine Konnektion beider Gebiete zu ermöglichen, ist die Riß-Iller-Platte im Rahmen einer separaten Kampagne geologisch kartiert, die Ablagerungen beprobt und der Datensatz GIS-gestützt verwaltet worden. Zudem ist die stratigraphische Gliederung und die flussgeschichtliche Einstufung der Schmelzwassersediment-Abfolgen überprüft worden. Die Ergebnisse des Projekts ergänzen die Arbeit von DOPPLER (2003), wobei insbesondere die GIS-gestützte 3D-Modellierung neue Ergebnisse für die flussgeschichtliche Interpretation der Ablagerungen erbracht hat. Die ehemaligen Sedimentfüllungen der Schmelzwassertäler wurden über ihre Ober- und Basisflächen definiert und unter Berücksichtigung hydraulischer Randbedingungen sowie der Talgeometrie dreidimensional modelliert. Die methodischen Grundlagen sind ausführlich in BECKER-HAUMANN (2007), die Resultate im Bezug auf das Riß-Iller-Gebiet in BECKER-HAUMANN & GERTH (im Druck) erläutert. Auf die Modellierungsergebnisse wird hier nur im Hinblick auf die flussgeschichtli-

che Entwicklung Bezug genommen (Kap. 4). In vorliegender Arbeit werden die neu gewonnenen petrographischen und sedimentologischen Daten für die biber- bis günzzeitlichen Schmelzwassersedimente vorgestellt. Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen den Städten Ulm im Norden und Memmingen im Süden (Abb. 1). Im Nordwesten wird es vom Tal der Donau, im Westen und Osten vom Tal der Roth begrenzt. Im Süden schließen sich die Anhöhen mehrerer Endmoränenzüge an. Die untersuchten Schottervorkommen weisen insgesamt eine Fläche von rund 112 km² auf.

Für das Riß-Iller-Gebiet existieren zahlreiche stratigraphische Gliederungen und Alterszuordnungen der pleistozänen Ablagerungen (Tab. 1), aus denen sich eine Terrassenstratigraphie der Region ergibt (Tab. 2). So werden die Schottervorkommen des Erlenmooser und Erolzheimer Riedels, des Heggbacher und des Holzstöcke-Feldes (Abb. 1) von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) als Ältere Deckenschotter in das Günzglazial gestellt. WEIDENBACH (1937, 1940) und SCHÄDEL (1952) unterstützen diese Zuordnung des Erlenmooser und Erolzheimer Riedels. Die Hochflächen des Holzstöcke- und Heggbacher Feldes werden von den letztgenannten Bearbeitern in das Mindelglazial gestellt. Der Erlenmooser und Erolzheimer Schotterriedel werden seit GRAUL (1962, 1968) als donauzeitlich eingeordnet. Das von ihm als donauzeitlich ausgewiesene Heggbacher Feld wird von SCHÄDEL & WERNER (1963) als günzzeitlich angesehen. Das Holzstöcke-Feld wird von GRAUL (1962) dem Günz zugeordnet. Diese stratigraphische Zuordnung wird in der Literatur bis heute eingehalten, ebenso wie die Stellung des Kellmünzer Feldes in das Donauglazial (LÖSCHER 1976) und die der Walpertshofener Schotteranhöhe in das Günz (HAAG 1982). Die Schotterkörper von Illerrieden und Dorndorf werden von SCHÄDEL (1952) in das Mindel I und Günz II gestellt. GRAUL (1962) sieht den Illerriedener Schotterkörper als Donau I-zeitlich, die südliche Dorndorfer Schotterfläche jedoch als Donau II-zeitlich an. Dessen nördlicher Bereich wird von ihm dem Günz I zugeordnet. Beide Vorkommen werden von SCHÄDEL & WERNER (1963) hingegen zum Donau II gerechnet.

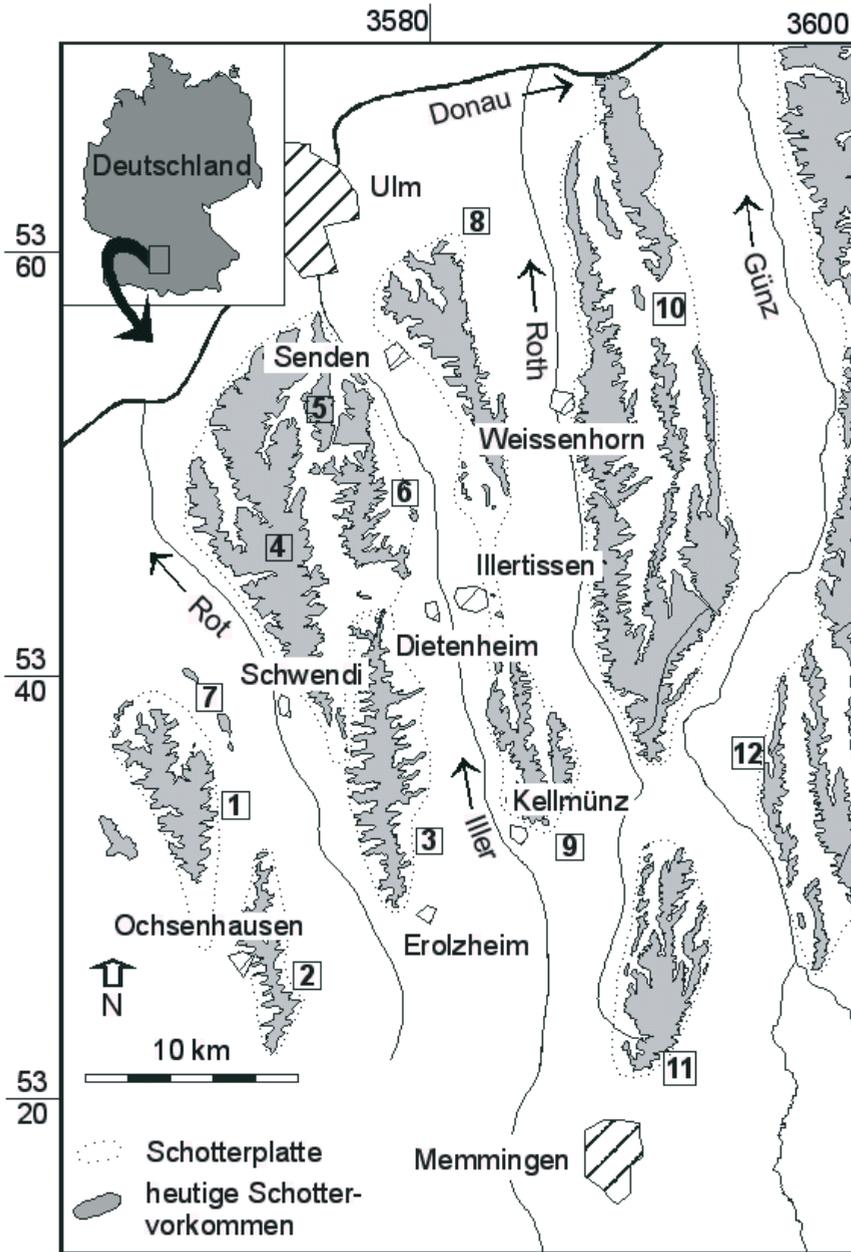


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes mit den untersuchten Schottervorkommen 1 bis 6 sowie angrenzenden Schotterkörpern. Es bedeuten 1: Heggbacher Feld, 2: Erlenmooser Riedel, 3: Erolzheimer Riedel, 4: Holzstöcke-Feld, 5: Sendener Feld, 6: Kellmünzer Feld, 7: Weissenhorn-Kissendorfer Feld, 8: Eisenburger Feld, 9: Inneberg-Reisensburger Feld.

Fig. 1: General map showing the investigated gravel occurrences 1 to 6 and gravel areas in the neighbourhood.

Tab. 1: Zusammenstellung der stratigraphischen Gliederungen für die untersuchten Schotterkörper aus wichtigen Bearbeitungen. Die Gebiete von Weißenhorn-Kissendorfer Feld (Nr. 7 in Abb. 1), Eisenburger Feld (Nr. 8) und Inneberg-Reisensburger Feld (Nr. 9) sind im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht neu aufgenommen worden. ÄDS: Älterer Deckenschotter; JDS – Jüngerer Deckenschotter; UZT, MZT, OZT – Untere, mittlere, obere Zwischenterrassenschotter; UDS: Untere Deckschotter, ÄP – Ältestpleistozän; PGS – Periglaziale Schotter.

Tab. 1: Summary of stratigraphies for the investigated gravel areas derived from important papers. Abbreviations see above.

Schotterkörper (Nummerierung nach Abbildung 1)								
Bearbeiter	1 (Süd)	1(Nord)	2	3	4	5 (Süd)	5 (Nord)	6
PENCK & BRÜCKNER	ÄDS	-	ÄDS	ÄDS	ÄDS	-	-	-
(1901-1909)	(Günz)		(Günz)	(Günz)	(Günz)			
WEIDENBACH	JDS	-	Günz	Günz	JDS	-	-	-
(1937 / 1940)	(Mindel)				(Mindel)			
Übersichtskart. SW-	Mindel	-	Günz	Günz	Mindel	Günz	Günz	Günz
Deutshl. (1938)								
SCHÄDEL (1953)	Mindel I	Mindel I	Günz I	Günz I	Mindel I	Günz II	Mindel I	-
GRAUL(1962)	Donau II	Donau II	Donau I	Donau I	Günz I	Donau I	Donau II +	-
							Günz I	
SCHÄDEL & WERNER	Günz	-	Donau I	Donau I	Günz	Donau II	Donau II	-
(1963)								
GRAUL (1968)	Donau II	-	Donau I	Donau I	Günz	Donau II	Donau II	-
LÖSCHER (1976)	-	-	UDS	UDS	UZT	MZT	MZT/OZT	UDS
			(Donau)	(Donau)	(Günz)	(Günz)	Günz	(Donau)
			+ PGS	+ PGS				+ PGS
HAAG(1982)	Günz	Günz	ÄP	ÄP	Günz	-	-	ÄP
			(Donau)	(Donau)				(Donau)
Übersichtskarte	Günz	Günz	Donau	Donau	Günz	Günz	Günz	Donau
Iller-Riß-Gebiet (1988)								
SCHREINER (1989 ff)	Günz	Günz	Donau	Donau	Günz	Günz	Günz	Donau
DOPPLER (2003)	Günz 2	Günz 2	Donau+Günz	Donau+Günz	Günz 2	Günz 1+2	Günz 1+2	Donau+Günz
			+ PGS	+ PGS				+ PGS

LÖSCHER (1976) stellt das Holzstöcke-Feld, die Illerriedener und Dorndorfer Schotterkörper zu unterschiedlichen Niveaus von Zwischenterrassenschottern, die zum größten Teil dem Günz zugeordnet werden. Auf Grund des Fehlens von Dolomitgeröllen, die für glazifluviale Ablagerungen des Nördlichen Alpenvorlands typisch sind, sollen sie durch periglazial-fluviatile Umlagerung entstanden sein. Die donauzeitlichen, kristallinarmen und teilweise dolomitführenden Schotter von Och-

senhausen, Erolzheim und Kellmünz werden von LÖSCHER (1976) als Hangendfazies mit glazifluviatiler Genese bezeichnet. Die ebenfalls von LÖSCHER (1976) im Riß-Iller-Gebiet beschriebene kristallinreiche, dolomitfreie Liegendfazies - von DOPPLER (2003) als Älteste Periglazialschotter in Molassekristallinfazies bezeichnet - steht unter den als donauzeitlich eingestufteten Sedimenten an. Sie ist nach SINN (1972) ein Aufarbeitungsprodukt aus der Adelegg, das von einer periglazialen

Tab. 2: Terrassenstratigraphische Gliederungen des Iller-Riss-Gebietes nach den Vorstellungen von GRAUL (1943, 1949, 1962), PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) und JERZ (1975).

Tab. 2: Stratigraphies of the terrace succession of the Iller-Riss-tract according to GRAUL (1943, 1949, 1962), PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) and JERZ (1975).

System I	System II	Stratigraphie
Niederterrassenschotter	Niederterrassenschotter Tieferer Niederterrassenschotter Höherer Niederterrassenschotter	Würm
Hochterrassenschotter Tieferes Niveau Höheres Niveau	Hochterrassenschotter Tieferer Hochterrassenschotter Höherer Hochterrassenschotter	Riss
Zwischenterrassenschotter Unterer Zwischenterrassenschotter Mittlerer Zwischenterrassenschotter Oberer Zwischenterrassenschotter*	Jüngerer Deckenschotter Tieferer Jüngerer Deckenschotter Höherer jüngerer Deckenschotter Älterer Deckenschotter Tieferer Älterer Deckenschotter Mittlerer Älterer Deckenschotter Höherer Älterer Deckenschotter	Mindel / Günz Mindel / Haslach Mindel Haslach Günz / Donau Günz / Donau Günz / Donau
Deckschotter Unterer Deckschotter	Höherer Älterer Deckenschotter	Donau / Biber Donau / Biber
Mittlerer Deckschotter Oberer Deckschotter	Ältester Deckenschotter Tieferer Ältester Deckenschotter Höherer Ältester Deckenschotter	Biber
Hochschotter	Hochschotter	Biber / Pliozän

* im Rot-Günz-Gebiet Unterer, Mittlerer und Oberer Zwischenterrassenschotter

System I nach GRAUL (1943, 1949, 1962) System II nach PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) und JERZ et al. (1975)

Ur-Argen angeliefert wurde. Östlich des Reiß-Iller-Gebiets anstehende kristallinreiche Schotter werden von EBERL (1930) in das Pliozän gestellt und als Ottobeurer Schotter bezeichnet. SINN (1972) sieht in ihnen unterpleistozäne, periglazial-fluviatile Schüttungen einer Ur-Eschach, -Rohrach und -Rottach, deren generelle Entwässerungsrichtung in nordöstlicher Orientierung verlaufen sein soll.

Die Literaturlaufarbeit dieses Absatzes verdeutlicht die bisherigen Schwierigkeiten bei der stratigraphischen Zuordnung der fluviatilen Ablagerungen im Raum südlich von Ulm und die Änderungen im Verlaufe der fortschreitenden Forschungstätigkeit. Die vorliegenden Untersuchungen sollen einen Beitrag liefern, die fraglichen Sedimente mit den Abfolgen des Illergletschergebietes zu korrelieren und eine lithostratigraphische Untergliederung anzubie-

ten, die neue Erkenntnisse zur Geometrie und lithologischen Charakteristik der Paläotäler berücksichtigt. Dies erfolgt auch vor dem Hintergrund noch offener stratigraphischer Fragen, die nachfolgend skizziert werden und bislang die Korrelation von pleistozänen Abfolgen des nordwestlichen mit denen des nordöstlichen Alpenvorlandes erschwert haben

Das Reiß-Iller-Gebiet liegt im Grenzbereich zweier derzeit gültiger stratigraphischer Gliederungen, welche insbesondere für den Zeitraum vor dem Holstein stark divergieren (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002, LITT et al. 2005). Die für das baden-württembergische Rheingletschergebiet erarbeitete Stratigraphie (ELLWANGER et al. 1995, VILLINGER 2003) steht derjenigen für das bayerische Alpenvorland gegenüber (JERZ 1995, DOPPLER 2003). Eine aktuelle Übersicht

unterschiedlicher Teilstratigraphien ist in HABBE (2003) wiedergegeben.

Die Diskrepanzen in den Stratigraphien westlich und östlich der Iller beruhen u. a. auf dem verschiedenen methodischen Ansatz, bei dem in Bayern die morphostratigraphische Untersuchung und in Baden-Württemberg die lithostratigraphische Interpretation von Beckenabfolgen im Vordergrund steht. Die besonders im Oberrheintal-Graben sowie im Hoßkircher Becken aufgefundenen Sedimente erlauben eine sequenz-stratigraphische Gliederung, mit der durch den Nachweis lithologischer Wechsel auf klimatische Veränderungen geschlossen werden kann. Die zeitliche Einordnung und die Korrelation mit anderen Quartärstratigraphien wird hier durch biostratigraphische und chronostratigraphische Informationen gestützt (LITT et al. 2005). Die bayerische Quartärgliederung beruht auf der Gliederung von Schmelzwasserterrassen, welche im Gefolge der klassischen Untersuchungen von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) zum Nachweis immer komplexeren Terrassenabfolgen geführt hat. Mit der glazialen Serie wird für die letzten drei Glazialkomplexe (Mindel, Riss, Würm) die Verbindung von kaltklimatischem Klimasignal zum Sedimentkörper, der durch Gletscherschmelzwasser aufgeschüttet worden ist, hergestellt.

Den beiden stratigraphischen Konzepten gemeinsam ist die Zweiteilung in einen unterpleistozänen Abschnitt, in dem flächenhaft Deckenschotter verbreitet sind, und einen mittel- und oberpleistozänen Abschnitt. Dieser wird durch markante Moränensequenzen mit zugehörigen Terrassen geprägt. Von ELLWANGER et al. (1995) wird für den Rheingletscherbereich der Begriff morpho-tektonische Wende eingeführt und mit schubweisen Krustenbewegungen im Verlauf des Quartär in Verbindung gebracht, die solche auffallenden Fazieswechsel verursacht haben könnten. Die Bezeichnung morphologisch-tektonische Wende hat SCHLÜCHTER (1989) für das schweizerische Alpenvorland geprägt, um die älteren Deckenschotter-Vereisungen von den vier jüngeren Vorlandvereisungen gemäß des Systems von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) zu unterscheiden.

Inkonsistenzen bei unterschiedlichen Regionalstratigraphien sind auch darauf zurückzuführen, dass die Dynamik der alpinen Gletscher regional unterschiedliche Überlieferungsdichten geologischer Zeugnisse aus den jeweiligen Zeitscheiben zur Folge hatten. Diese haben die Erosions- und Akkumulationstätigkeit im Vorland maßgeblich bestimmt, jedoch aufgrund ihrer differierenden Größe unterschiedlich auf Klimasignale reagiert. Der kleine Illergletscher hat beispielsweise schneller, aber wegen des kleineren Einzugsgebietes weniger ausgreifend auf eine Klimaänderung als der deutlich größere Rheingletscher reagiert. Dadurch sind Zeiten mit dominierender glazifluvialer Akkumulation oder Erosion selbst bei zwei benachbarten alpinen Schmelzwassersystemen nicht zwangsläufig zeitgleich erfolgt. Neben der sedimentologisch-petrographischen Untersuchung stellt daher die Rekonstruktion von Paläotälern aufgrund geometrischer Kriterien (Kap. 4) ein wichtiges Hilfsmittel zur Klärung der Ablagerungsreihenfolge dar.

2 Methode

Die quartären Ablagerungen des Untersuchungsgebiets wurden im Gelände geologisch kartiert und das Material in Aufschlüssen sedimentologisch-petrographisch aufgenommen. An Sedimentproben erfolgten im Labor weitere Untersuchungen, beispielsweise zur Korngrößenverteilung, Morphometrie, Schotterpetrographie und zum Schwermineralgehalt der Sandfraktion, um die Ablagerungsbedingungen sowie das Liefergebiet charakterisieren zu können. Es handelt sich dabei um Standardmethoden, die in der Literatur bereits mehrfach eingehend beschrieben worden sind (z. B. LÖSCHER 1976, SCHREINER 1992, BECKER-HAUMANN 1995, 2005). Im Folgenden werden zwei Verfahren näher beschrieben, die bei der vorliegenden Untersuchung im Vordergrund standen und deren Ergebnisse in Kapitel 3 erläutert werden.

Schotterpetrographie

Um stratigraphische Zuordnungen unterstützen und die Liefergebiete der Schotter eingrenzen zu können, wurden geröllpetrographische

Analysen an 43 Sedimentproben durchgeführt (Tab. 3). Pro Probe wurden durchschnittlich 300 Gerölle der Kornfraktion 20-63 mm (Grobkies) analysiert. Die Anzahl von 300 Geröllen erachten wir als ausreichend, denn Kontrollzählungen zeigten, dass bei 300, 400, 500 und 600 Komponenten die prozentuale Zusammensetzung innerhalb des statistischen Fehlers gleich bleibt. FEZER (1969) hat für das Untersuchungsgebiet beschrieben, wie die petrographische Zusammensetzung von der Korngröße beeinflusst wird, so dass an Stichproben ebenso die Fraktion 11,2-20 mm (Fein-, Mitteltkies) untersucht wurde. Die Zählergebnisse dieser Fraktion stimmen mit denen der Grobkiesfraktion überein. Folgende Gesteinstypen wurden unterschieden und zu fünf lithologischen Gruppen zusammengefasst:

I Kalkstein

Kalkstein - Meist mikritische alpine Kalke, bei denen schwarze Kalke, helle, grauweiße Kalke, rotbraune Kalke, gelbe Fleckenkalke gesondert ausgezählt wurden. Kalke mit gelben Krusten entstehen durch Verwitterung aus mikritischen Kalken.

Kieselskelette - Völlig entkalkte, splittrig zerfallende Residuate unreiner Kalksteine. Nur das Kieselgerüst ist erhalten.

II Dolomit

Dolomit in unterschiedlichster Erhaltung von leicht verwitterten Geröllen bis zu stark sandenden, leicht zerfallenden so genannten Dolomitaschen (FEZER 1969).

III Sandstein und Konglomerat

Sandstein - Fein- bis mittelkörnige Sandsteine und Konglomerate, z. T. stark karbonatisch mit Unterteilung in helle Molassesandsteine, Flyschsandsteine, roter Sandsteine, Quarzsandsteine und Glaukonitsandsteine.

IV Kristallin

Kristalline - Meist helle Gneise und dunkle Amphibolite sowie Epidot-Chlorit-(Glimmer-) Schiefer und hellgrün-weiß gebänderte Epidotquarzite. Selten kommen rote Granite vor. Die Gneise zerfallen durch Verwitterung meist leicht.

V Harte

Gangquarz - Oft grobe, milchig trübe, weiße bis gelbliche Gerölle.

Quarzit - Quarzite metamorpher Abkunft und kieselig gebundene Sandsteine aller Farbvariationen.

Radiolarit - Dunkelrot, feingeadert ausgebildete Kieselgesteine.

Hornstein - Schwarzbraune Kieselkonkretionen, die nur selten (< 1%) vorkommen und mit den Radiolariten zusammengefasst wurden.

Schwermineralanalysen

Nach den Untersuchungen von WEYL (1952) wurden im Riß-Iller-Gebiet erneut systematische Schwermineralanalysen durchgeführt, um ergänzende Informationen über die Herkunft und Transportrichtung der Sedimente zu erhalten (Tab. 4). Dazu wurde an 97 Proben die Korngrößenfraktion 0,4–0,063 mm abgesiebt und 15 Minuten lang mit 25%-iger Salzsäure gekocht. Dadurch werden Eisenhydroxidverkrustungen beseitigt, die die spätere Analyse behindern, jedoch wird auch das Mineral Apatit entfernt. Die Schwerentrennung erfolgte mit Natrium-Polywolframat ($3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) mit einer Dichte von $2,85 \text{ g/cm}^3$ in einer Zentrifuge bei 2500 U/min. Nach Reinigung und Trocknung wurden die Schwerminerale in Kanadabalsam mit einem Brechungsindex von $n = 1,54$ eingebettet. Nach anschließender Aushärtung und Reinigung der Präparate erfolgte die polarisationsoptische Bestimmung von rund 100 transparenten Schwermineralkörnern nach BOENIGK (1983).

Zu Auswertungszwecken sind die Minerale gemäß ihrer Verwitterungsresistenz nach BOENIGK (1983) in folgende Gruppen zusammengefasst worden:

I Instabile - Granat, grüne und braune Hornblende, Klinopyroxen

II Stabile - Epidot, Staurolith

III Sehr Stabile - Andalusit, Disthen, Sillimanit

IV Extrem Stabile - Zirkon, Rutil, Turmalin.

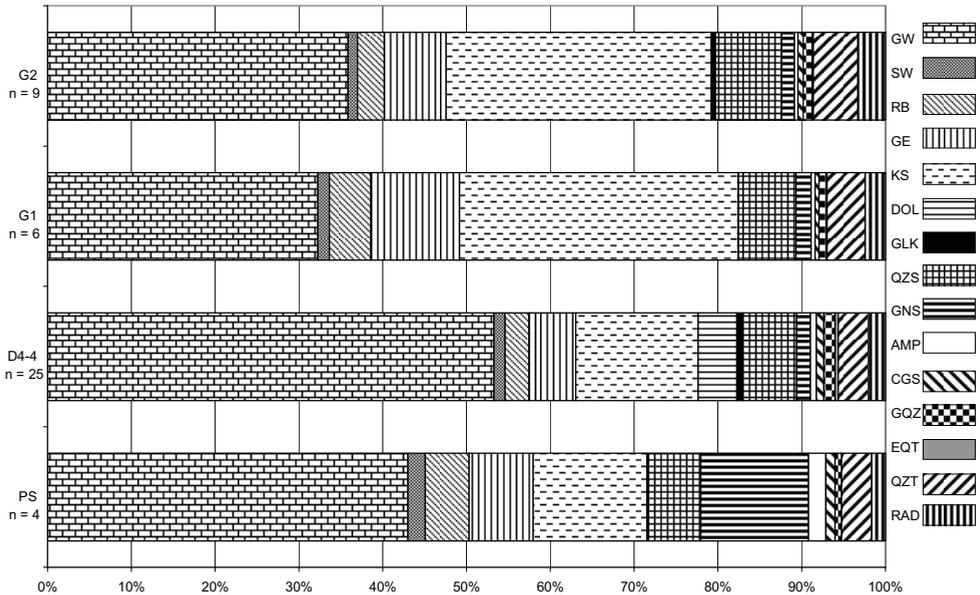


Abb. 2: Mittelwerte der schotterpetrographischen Analysen. Es bedeuten G2: Günz-2-zeitlicher Schotter, G1: Günz-1-zeitlicher Schotter, D4-4: Donau-4-4-zeitlicher Schotter, PS: Ältester Periglazialschotter, Abkürzungen in der Legende wie in Tabelle 2.

Fig. 2: Mean values of the petrography of the gravels. G2: Günz-2-age gravels, G1: Günz-1-age gravels, D4-4: Donau-4-4- age gravels, PS: Ältester Periglazialschotter, abbreviations of the petrography see table 2.

3 Ergebnisse

Schotterpetrographie

Aufgrund des hohen Alters der Sedimente und der feuchten Witterungsbedingungen der Region (heutiger Wert: 800-900 mm/Jahr) spielt die Verwitterung bei der schotterpetrographischen Zusammensetzung eine große Rolle. Bei geringmächtigen Schottern kann es dadurch über das gesamte Profil zur Anreicherung von harten Komponenten (Quarz, Quarzit, Hornstein, Radiolarit) kommen, während karbonatische Gerölle (Kalkstein, Dolomit) stark korrodiert oder aufgelöst sein können.

Über den Anteil an Kieselskeletten kann nur näherungsweise auf den primären Gehalt von Karbonaten geschlossen werden. Berechnungen des ursprünglichen Anteils von Karbonatgeröllen, wie sie VILLINGER (2003) für die Sedimente der Restschotter im Raum Ehingen-Rottenacker durchführt, erscheinen

problematisch, da der Anteil völlig aufgelöster Karbonate nicht in die Kalkulation eingeht. Zudem können laterale Schwankungen der Schotterzusammensetzung zu Fehlrechnungen führen, wenn Daten aus anderen Bereichen eines Schotterniveaus als Referenz herangezogen werden. Aus dem erweiterten Untersuchungsbereich gibt es zahlreiche Beispiele für lateral heterogene Zusammensetzungen von Schotterkörpern (BECKER-HAUMANN 2005).

Zuverlässig gelingt die Unterscheidung des Ältesten Periglazialschotters (Bezeichnung nach DOPPLER 2003, kristalline Liegendfazies nach SINN 1972) auf den Schotterfeldern von Ochsenhausen, Erolzheim sowie Kelmünz von den überlagernden glazifluviatilen Schottern (Hangendfazies nach LÖSCHER 1976), die dem Donau 4-4 zugerechnet werden (Abb. 2). Während die Kristallingehalte der glazifluviatilen Schotter zwischen 1% und 7% liegen, weisen die Ältesten Periglazialschotter solche von 13-19% auf. Diese Unterschiede lassen sich nicht auf Verwitterungseffekte zurückführen, da die

Anteile an Kieselskeletten annähernd gleich sind und bei den Proben von der Ochsenhauser und der Erolzheimer Hochfläche sogar unter denen der Hangendfazies liegen. Das Spektrum der Kristallingerölle wird in den Sedimenten der Ältesten Periglazialschotter im Wesentlichen von hellen Gneisen und dunklen Amphiboliten geprägt, daneben finden sich Epidot-Chloritschiefer mit 2-3%. Der Anteil an Epidot-Chloritschiefern beträgt in der glazifluviatilen Hangendfazies demgegenüber nicht mehr als 2%. Der von GEIGER (1969) und LÖSCHER (1976) angeführte hohe Anteil heller Gneise aus dem Silvretta-Gebiet wird durch die eigenen Analysen bestätigt.

Die Untersuchungen innerhalb des Donau-4-Niveaus zeigen, dass das Kristallinspektrum weitaus differenzierter ist, als von GEIGER (1969), EICHLER (1970) und LÖSCHER (1976) beschrieben. Neben den in Tabelle 3 angegebenen Gesteinsarten treten Diabase, rote Granite und dunkelgrüne Epidotquarzite auf. Vereinzelt finden sich rote Granite mit bis zu 14 cm Durchmesser, wie sie in den jüngeren, mindelzeitlich eingestufteten Schottern als typisches Rheingletschermaterial beschrieben werden (GEIGER 1969, HAAG 1982, SCHAEFER 1995). Die qualitativen Untersuchungen von BECKER-HAUMANN (1996) zeigten bereits, dass diese Komponenten ebenso in pleistozänen Illerschottern verbreitet sind. Nach SINN (1972) und LÖSCHER (1976) ist das Auftreten der genannten Kristallingesteine auf Umlagerung aus dem tertiären Hochgratfächer (Eschach-Kürnacher Wald) zurückzuführen.

In den Sedimenten des Hochgratfächers treten bevorzugt helle Muskowit-Gneise (EBERHARD 1987, HALDER 1988) und Amphibolite (EBERHARD 1987, HANSEL 1989) auf, wobei die Amphibolite bereits im Adelegg-Gebiet starke Verwitterungsspuren aufweisen, da sich dort die Gerölle bereits auf sekundärer Lagerstätte befinden. Sie entstammen dem Silvretta-Kristallin (TANNER 1944). Im Zuge der pleistozänen Umlagerung wurden die Gehalte der Amphiboliterölle weiter reduziert, so dass heute nur Werte von 1-3% in den Schmelzwasserschottern erreicht werden (Tab. 3, GEIGER 1969, LÖSCHER 1976). Die Ausgangsgehalte von Amphiboliten und Gneisen sind im Hochgrat-

fächer mit 1-20% recht variabel (HALDER 1988, EBERHARD 1986). Das Geröllspektrum wird bei den Schottern der glazifluviatilen Hangendfazies (Donau 4) von Gesteinen der Silvretta-Decke (Kristallin), der osthelvetischen Decken und aus dem Ostalpin (Sedimente) dominiert (GEIGER 1969, VILLINGER 2003).

Die geröllpetrographischen Untersuchungen im Arbeitsgebiet (Abb. 2) zeigen, dass es innerhalb der untersuchten Einheiten - der Ältesten Periglazialschotter sowie der glazifluviatilen Fazies aus der Donau- und Günzeiszeit - zu einer nur unwesentlichen Vergrößerung des alpinen Einzugsgebietes von Rhein- und Illergletscher kam. Wesentlich ist, dass das periglazial-fluviatile Material große Anteile von Adelegg-Material (hoher Silvretta-Anteil, geringer Amphibolitgehalt), die glazifluviatilen Schotter hingegen überwiegend Komponenten der Ostalpinen Decken (geringer Silvretta-Anteil in Bezug zum Amphibolitgehalt, erhöhter Chloritschiefer-Gehalt) enthalten. Eine Unterscheidung zwischen donau- und günzeitlichen Terrassenschottern ist nicht möglich. Die unterpleistozänen Sedimente zeigen insgesamt eine hohe Diversität bei den Kristallingesteinen.

Eine petrographische Differenzierung der glazifluviatilen Ablagerungen gelingt erst bei den haslach- und mindelzeitlichen Schottern (GRAUL 1953, GEIGER 1969, HAAG 1982, SCHAEFER 1995), denn das zentralalpine Grundgebirge wurde durch glazigenen Einfluss zunehmend abgetragen, was zur lithologischen Veränderung des Liefergebiets führte (VILLINGER 2003). Eine weitere Auffälligkeit der Hangendfazies westlich des heutigen Illertals ist das weitgehende Fehlen des Dolomits (0-1%). Nach DOPPLER (2003) zeigen auch die eigenen Untersuchungen, dass dort nur noch geringe Reste nicht entkalkter Schotter erhalten geblieben sind. Dies könnte für einen Verwitterungseffekt sprechen, jedoch sind die Schotter östlich des Illertales von vergleichbarem Alter und führen Dolomit in Anteilen von 15 bis 22% (EBERL 1930, EICHLER 1970, RÖGNER 1986, SINN 1972). Dolomite treten verstärkt in haslach- und mindelzeitlichen Sedimenten auf (SCHREINER & EBEL 1981, HAAG 1982, SCHAEFER 1995).

Für die höheren Dolomitgehalte des Kellmünzer Schotters ist weniger der Einfluss des Iller-

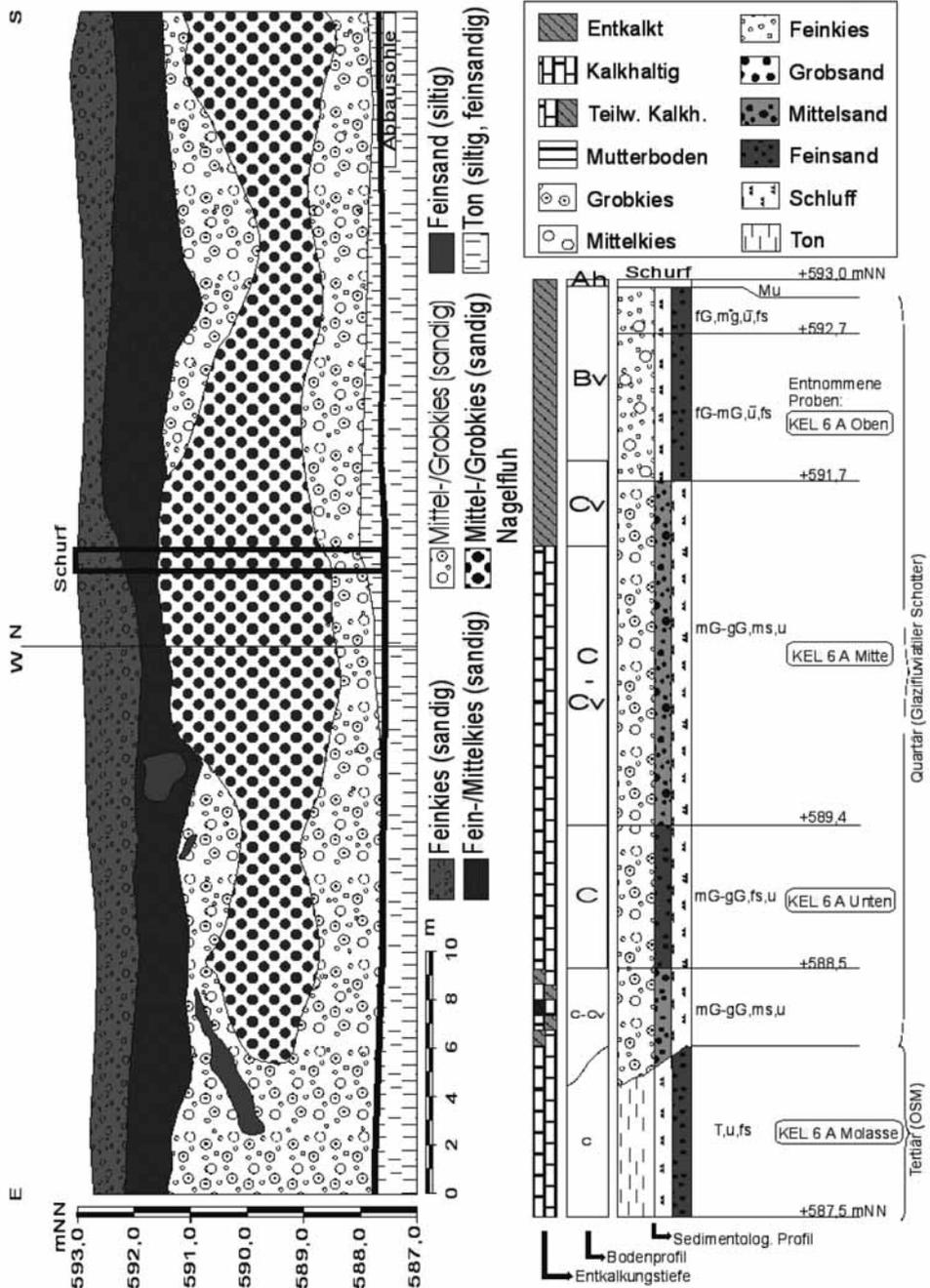


Abb. 3: Kiesgrube bei Untereichen. Links: Skizze der Abbauwand im östlichen Abbaubereich. Rechts: Profil des Schurfes. Die Höhe des Schurfes ist nicht maßstäblich, sondern in Teilbereichen aufgespreizt.

Fig. 3: Gravel pit near Untereichen. The sketch on the left displays the eastern cut of the pit. On the right the section of the deposits is shown. The vertical scale is exaggerated.

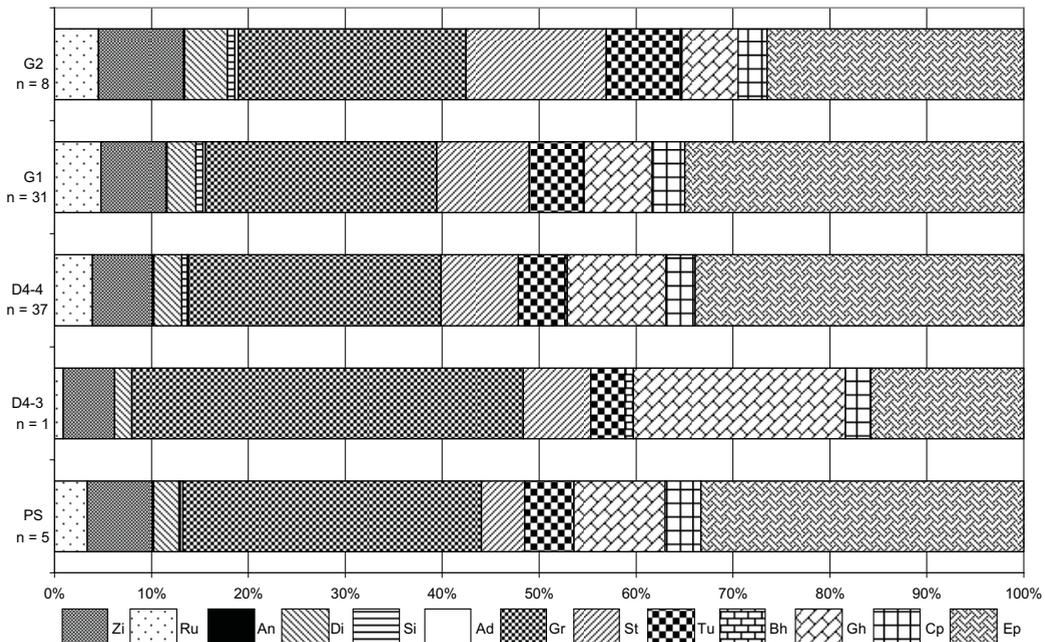


Abb. 4: Mittelwerte der Schwermineralanalysen der untersuchten Schotter. Es bedeuten G2: Günz-2-zeitlicher Schotter, G1: Günz-1-zeitlicher Schotter, D4-4: Donau-4-4-zeitlicher Schotter, PS: Ältester Periglazialschotter, Abkürzungen in der Legende wie in Tabelle 3.

Fig. 4: Mean values of the heavy mineral analyses. G2: Günz-2-age gravels, G1: Günz-1-age gravels, D4-4: Donau-4-4- age gravels, PS: Ältester Periglazialschotter, abbreviations of the heavy minerals see table 3.

gletschers, als die lokal reduzierte Verwitterungswirkung verantwortlich. Das Material des Kellmünzer Schotters, das bei Untereichen untersucht wurde, ist vermutlich vom Rhein- und nicht vom Illergletscher (SINN 1972) geliefert worden. Dafür sprechen die Einregelungsmessungen mit einer Vorzugsrichtung aus 212° . Es ist allerdings darauf hinzuweisen, dass sich die Herkunft dieser unterpleistozänen Schotter derzeit nicht zweifelsfrei klären lässt, da die Petrographie keine eindeutigen Schlüsse zulässt und die Dichte der Paläoströmungsinformationen vergleichsweise gering ist.

Der Schotter bei Untereichen (Abb. 3) besteht im unteren Bereich weitgehend aus schluffigen bis feinsandigen Grobkiesen, die mit korngestützten, mittelsandigen Grob- bis Mittelkiesen wechseln. Darüber folgen mittelsandige Grob- bis Mittelkiese in Wechsellagerung mit grobsandigen Grobkiesen. Diese gehen zum Hangenden in z. T. stark schluffige Fein- bis

Mittelkiese und mittel- bis feinsandige Grobkiese mit vereinzelt Blocklagen über. Die Entkalkungstiefe der Abfolge beträgt etwa 2 m, darunter folgt in unregelmäßiger Ausprägung - auf zirkulierende Porenwässer und sekundäre Kalkausfällung zurückgehend - zu Nagelfluh verbackener Schotter. Ein stellenweise direkt über der Molasse auftretender unterer Entkalkungshorizont in den Schottern ist wahrscheinlich auf Prozesse an der Oberfläche des Grundwassers zurückzuführen. Aufgrund der Überprägung der Sedimente durch Verwitterung (Braunerde-Bodenbildung) und Porenwasser steht lediglich etwa ein Meter eines nicht oder kaum alterierten Schotterrestes an (C-Horizont des Bodenprofils in Abb. 3). Insbesondere die Ausbildung bzw. Erhaltung des Sedimentes im oberen, stärker den Verwitterungsprozessen ausgesetzten Schotterbereich ist mit den Verhältnissen der anderen untersuchten Schottervorkommen vergleichbar.

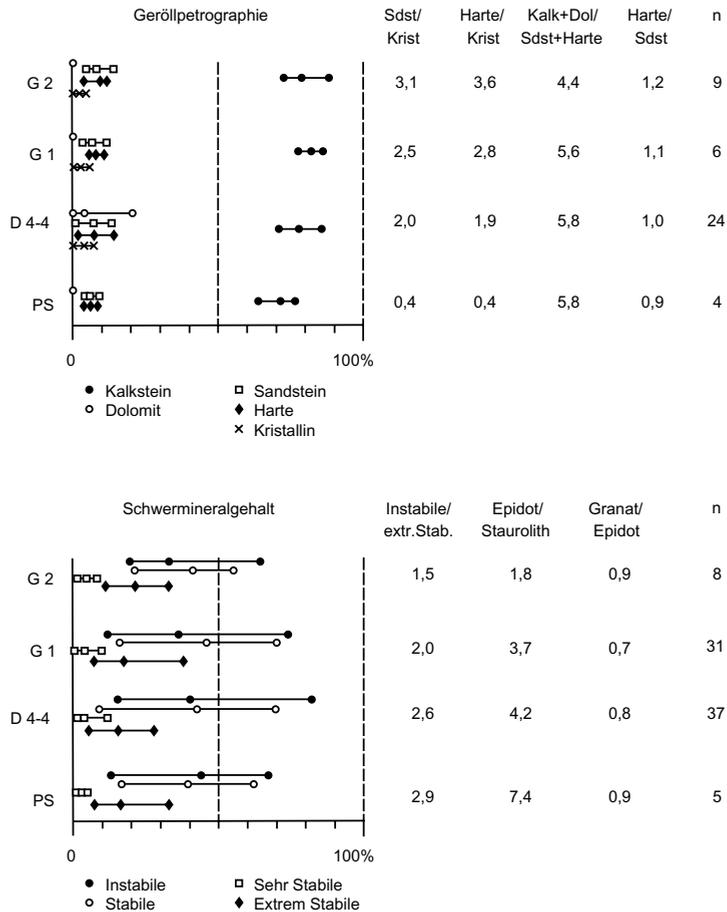


Abb. 5: Auswertung der Analysenergebnisse durch Quotientenbildung einzelner Geröll- (oben) bzw. Schwermineralgruppen (unten). n: ausgewertete Probenzahl.

Oben links sind die Minimal-, Mittel- und Maximalgehalte von fünf petrographischen Gruppen gemäß Tabelle 2 eingetragen. Daran ist die Streuung der Ergebnisse innerhalb der stratigraphischen Einheiten PS (Ältester Periglazialschotter), D 4-4 (Donau-4-4-zeitlicher Schotter), G 1 (Günz-1-zeitlicher Schotter) und G 2 (Günz-2-zeitlicher Schotter) zu erkennen. Auf der rechten Seite sind Quotienten aus den Mittelwerten der angegebenen Geröllgruppen errechnet, die eine systematische Veränderung von den ältesten zu den jüngeren Terrassen erkennen lassen. Im unteren Teil der Abbildung ist die Auswertung für die Schwermineralgehalte in den untersuchten Terrassen angegeben. Daraus lässt sich schließen, dass über die Zeit eine Veränderung der Sedimentanlieferung erfolgt ist (weitere Erläuterung im Text).

Fig. 5: Petrographic (above) and heavy mineral analyses (below) of the investigated gravels.

The minimal, mean, and maximum values of petrographic composition of the gravels (tab. 2) are shown above left. The high variation of the stratigraphic units PS (Ältester Periglazialschotter), D 4-4 (Donau-4-4-age gravels), G1 (Günz-1-age gravels) and G2 (Günz-2-age gravels) can be recognized. On the above right diagram the quotients of the mean values for several petrographic associations are given showing a systematic trend from the older towards the younger terrace units. In the lower part of the figure the analogous calculations of the heavy mineral content is shown (tab. 3). This reveals the conclusion that the sediment supply has changed over time. For further explanations see text.

In Übereinstimmung mit DOPPLER (2003) ergibt sich, dass eine schotter-petrographische Unterscheidung nur zwischen Ältestem Periglazialschotter und den glazifluviatilen Schottern der Hangendfazies möglich ist. Das Fehlen von Leitgeröllen verhindert eine klare Unterscheidung zwischen Material, das durch den Rhein bzw. die Iller angeliefert worden ist. Trotz der generellen verwitterungsbedingten Einschränkung bei der Interpretation des Dolomitgehaltes ist auffallend, dass die glazifluviatilen Vorkommen westlich des heutigen Illertales weitgehend dolomitfrei, die östlich anschließenden dolomitführend sind. Werden die untersuchten Geröllfraktionen in petrographische Gruppen gemäß der Tabelle 3 zusammengefasst, zeigt sich, dass der durchschnittliche Gehalt an Kalksteinen zu den jüngeren Terrassenschottern von 71,5% (Ältester Periglazialschotter) auf etwa 80% (Günz 2) zunimmt (Abb. 5). Werden die mittleren Anteile der Sandsteine und der Harten (Radiolarit, Hornstein, Quarz, Quarzit) in Relation zu den Kristallinen gesetzt, ergibt sich bei den donau- und günzzeitlichen Terrassen ein klarer Trend zu höheren Werten bei den günzzeitlichen Ablagerungen, der auf eine relative Abreicherung kristalliner Gerölle zurückgeht (Abb. 5). Bei den Ältesten Periglazialschottern liegen die Werte aufgrund der hohen Kristallinanteile von durchschnittlich 16% bei 0,4. Werden die Karbonate (Kalkstein und Dolomit) ins Verhältnis zu den Sandsteinen und Harten gesetzt, sinken die Quotienten von 5,8 bei den Ältesten Periglazialschottern auf 4,4 bei den Günz 2-Sedimenten ab. Ein Trend zu höheren Werten ist bei dem Anteil der Harten zu dem der Sandsteine von den alten zu den jungen untersuchten Terrassenschottern ablesbar, was eine starke Zunahme der Harten um etwa 4 Prozentpunkte entspricht.

Schwerminerale

Das Schwermineralspektrum wird bei den untersuchten Ablagerungen von der charakteristischen alpinen Schwermineralassoziaton von Granat, Epidot und Staurolith dominiert und entspricht den von LÖSCHER et al. (1978) und RÖGNER (1986) mitgeteilten Werten. Im Ältesten Periglazialschotter betragen die Gehalte

von Granat 38-58%, für Epidot 14-59% und für Staurolith 2-9% (Proben SW-12, 78, 84 gemäß Tab. 4). Grüne Hornblende liegt mit maximal 20% vor (Probe SW-84 gemäß Tab. 4), jedoch werden 6% meist nicht überschritten (Abb. 4, Tab. 4). Diese Werte bestätigen die Daten, die LÖSCHER et al. (1978) für den Aufschluss Untereichen mitgeteilt haben.

Die große Streubreite bei den einzelnen Mineralen sowie bei den aufgrund unterschiedlicher Verwitterungsresistenz gebildeten Mineralgruppen (Instabile, Stabile, sehr Stabile, extrem Stabile) lässt keine sichere Unterscheidung der Terrassensedimente zu. Dennoch lassen sich einige Tendenzen aus den Daten ableiten. Im Mittel ist von den D4-4- zu den G2-Schottern eine Abnahme des Gehaltes an grüner Hornblende sowie eine Zunahme der Staurolith- und Turmalinanteile zu verzeichnen (Abb. 4, Tab. 4). Das Verhältnis von Epidot zu Staurolith sinkt innerhalb der vier Einheiten von 7,4 auf 1,8. Da beide Minerale ähnlich verwitterungsresistent sind, zeigt dies eine primäre Zunahme des Stauroliths an. Trotz der Schwankungsbreiten ist auffallend, dass der mittlere Gehalt von Granat wie auch der ganzen Gruppe der instabilen Schwerminerale (Granat, Hornblende, Klinopyroxen) von den Ältesten Periglazialschottern zur Günz 2-Terrasse um etwa 11 Prozentpunkte abnimmt. Gleichzeitig steigt der Gehalt der extrem stabilen Schwerminerale um etwa 6 Prozentpunkte an. Dies spiegelt sich in einer Verringerung des Quotienten aus dem Anteil instabiler und extrem stabiler Schwerminerale von 2,9 auf 1,5 zu den jüngeren Einheiten wider (Abb. 5). Die Befunde deuten insgesamt darauf hin, dass über die Zeit eine Veränderung des Liefergebiets stattgefunden hat, in deren Verlauf der Granatgehalt abnahm und der Staurolithanteil stieg. Die Sedimentschüttung ist ferner dadurch ausgezeichnet, dass der Epidotgehalt den des Granat um bis zu einem Drittel übersteigt.

4 Flussgeschichtliche Interpretation der Befunde

Älteste Periglazialschotter sind auf dem Erlensmooser Riedel, Erolzheimer Riedel, Kellmünzer Feld und Teilen des Eisenburger Feldes

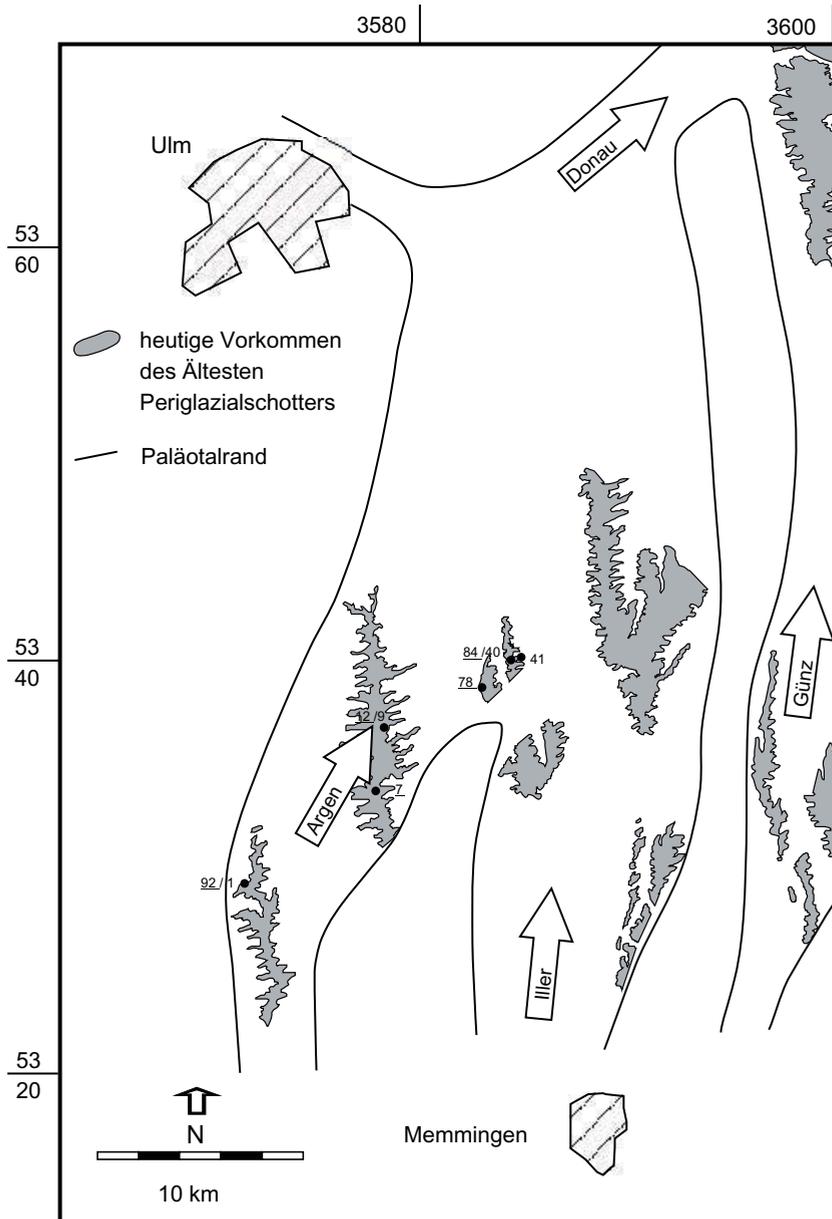


Abb. 6: Talverlauf zur Zeit der Ablagerung der Ältesten Periglazialschotter (Donau 2). Die Ziffern geben die Probenentnahmestellen für petrographische Analysen (ohne Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 2) und Schwermineraluntersuchungen (mit Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 3) an.

Fig. 6: Valley during Donau 2 (Ältester Periglazialschotter). The sample locations are indicated by underlined numbers for petrographic analyses (tab. 2) and numbers for heavy mineral analyses (tab. 3).

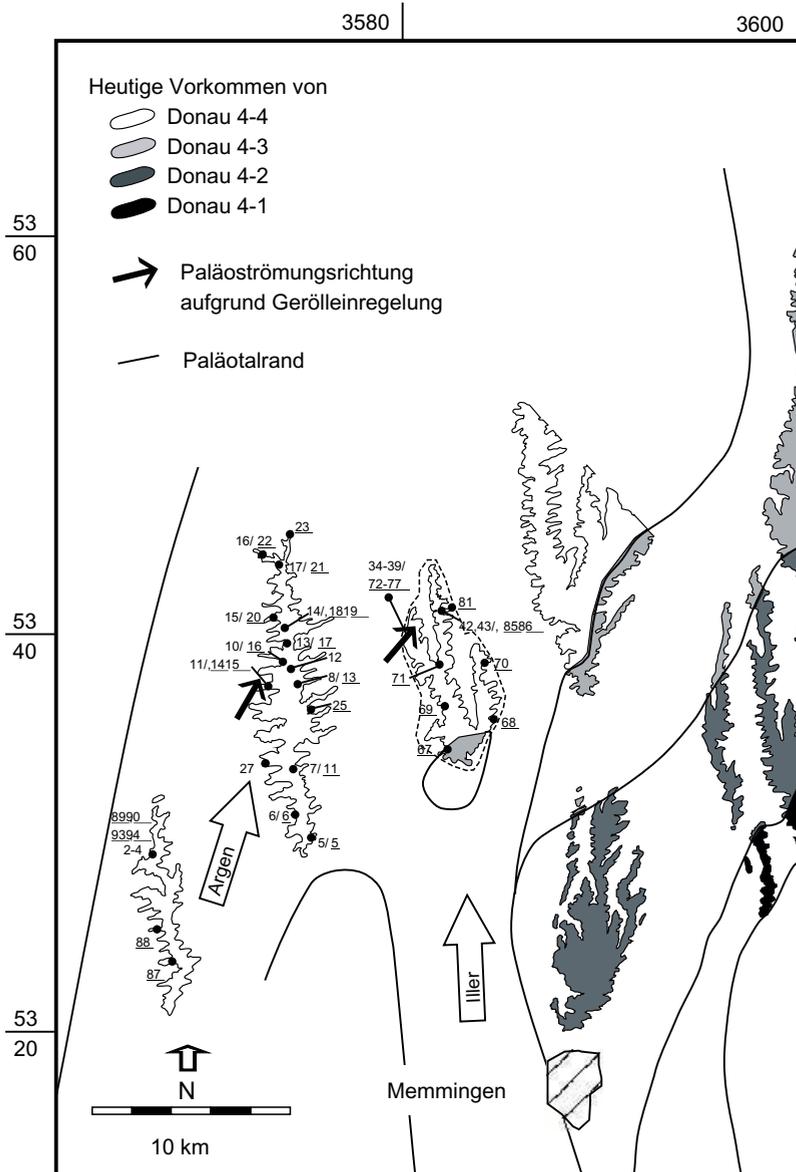


Abb. 7: Talverlauf zur Zeit der Ablagerung von Donau 4-1 bis Donau 4-4. Die Ziffern geben die Probenentnahmestellen für petrographische Analysen (ohne Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 2) und Schwermineraluntersuchungen (mit Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 3) an. Donau 4-1 und Donau 4-2 nach BECKER-HAUMANN (2005).

Fig. 7: Valley from Donau 4-1 to Donau 4-4. Indications see fig. 6. Donau 4-1 and Donau 4-2 after BECKER-HAUMANN (2005). The sample locations are indicated by underlined numbers for petrographic analyses (tab. 2) and numbers for heavy mineral analyses (tab. 3).

sowie des Inneberg-Reisensburger Feldes erhalten (Abb. 6). Die aus südwestlicher bzw. südlicher Richtung strömenden Wässer von Argen und Iller vereinigten sich nahe des Ortes Kellmünz zu einem nordwärts gerichteten, etwa 14 km breiten Tal. Dieses wurde bereits in der vorausgegangenen Donau-Eiszeit angelegt und von den periglazialen Bächen weiterhin genutzt (BECKER-HAUMANN & GERTH im Druck). Das Gefälle des Illertales nimmt von 3‰ auf 2,3‰ ab, das des Argentals ist mit 4,2‰ etwas steiler. Aufgrund einer abweichenden Entwicklung der Einfallswerte ist das Günztal isoliert vom Illertal nordwärts verlaufen und bei Offingen in die Donau gemündet. Wie 3D-Modellierungen gezeigt haben (BECKER-HAUMANN & GERTH im Druck) ist der Älteste Periglazialschotter mit dem Donau-zeitlichen D2-Niveau im Lechtal zu korrelieren. Die Gefällswerte der Donau, die relativen Altersbezüge zu den überlagernden glazifluviatilen Sedimenten des Ältesten Periglazialschotters finden ebenso wie die Terrassenabfolgen des Illergletscher-Vorlandes bei dieser Einstufung Berücksichtigung. Die glazifluviatile Hangendfazies der Ältesten Periglazialschotter wird in BECKER-HAUMANN (2005) in vier Einheiten gegliedert, die eine Verlagerung des Illertales nach Nordwesten dokumentieren. Die ältesten Ablagerungen des Niveaus Donau 4-1 sind kristallinarm und dolomitreich (LÖSCHER 1976). Die Schotterpetrographie und schwermineralogische Zusammensetzung der in vorliegender Arbeit beprobten Einheit Donau 4-4 ist lateral einheitlich und durch geringe Dolomitgehalte (<1%) und Kristallingehalte um 5% charakterisiert. Abbildung 7 zeigt die in nordwestlicher Richtung jünger werdenden Ablagerungen und die Ränder der Paläotäler im erweiterten Iller-Riß-Gebiet. Die ältesten Schüttungen Donau 4-1 bis Donau 4-3 sind im Gebiet nördlich und östlich von Memmingen verbreitet und bauen den flächenmäßig dominierenden Teil des Illergletscher-Vorlandes auf. Die jüngste Einheit Donau 4-4 tritt hingegen im Iller-Riß-Gebiet auf, wo sie den Erlenmooser und Erolzheimer Riedel, weite Bereiche des Kellmünzer sowie den südlichen Teil des Weißenhorn-Kissendorfer Feldes (Bucher Schotter) einnimmt. Problematisch und in BECKER-HAUMANN (2005)

diskutiert ist das Fehlen im Gelände auskartierbarer Talränder und Uferzonen an den Grenzen der einzelnen Niveaus, was sich allerdings durch eine kontinuierliche Talverlagerung gemäß der Vorstellungen von BECKER-HAUMANN (1999) erklären lässt. Die in BECKER-HAUMANN & GERTH (im Druck) aufgeführten Daten zur Talgeometrie zeigen, dass sich bei der Annahme von vier Einheiten plausible Werte zur primären Mächtigkeit der Talfüllung und zum Gefälle des Terrassenkörpers ergeben. Ebenso stehen die Geländebeobachtungen zur Paläoströmungsrichtung und den erhaltenen Schottermächtigkeiten im Einklang mit dem sich ergebenden Talverlauf. Die Grenzen, die in Abbildung 7 eingezeichnet sind, stellen daher Resultate dieser 3D-Modellierungen und keine Kartiererergebnisse dar. Für das Iller-Riß-Gebiet resultiert ein Tal, das während des Donau 4-4 von Ochsenhausen nach Nordnordosten verlief (Argental) und den östlichen Rheingletscher entwässerte (Abb. 7). Es erhielt einen Zufluss vom Illergletscher aus dem Gebiet westlich von Memmingen (Illertal).

Die zwei jüngsten untersuchten Schotterniveaus werden in Übereinstimmung mit DOPPLER (2003) in die Günzezeit gestellt. Die Günz 1-zeitliche Terrasse ist auf dem Sendener Feld und dem östlichen Bereich des Holzstöcke-Feldes erhalten (Abb. 8). Der Talverlauf ist hier - im Bereich zwischen Dietenheim und Ulm - sicher rekonstruierbar, während die Informationen weiter südlich für eine paläogeographische Aussage zu spärlich sind. Einzig der Südsporn des Holzstöcke-Feldes besteht östlich des Ortes Schwendi aus korrelierten Ablagerungen, die einen Zufluss der Argen aus dem östlichen Rheingletschergebiet anzeigen. Der Verlauf der Iller ist für diese Zeit weithin unsicher. Der Zusammenfluss von Iller und Argen kann für das Günz 1 im Bereich Dietenheim (im heutigen Iller-Tal) und für das Günz 2 im Bereich von Gutenzell (im heutigen Rot-Tal) vermutet werden (Abb. 8 und BECKER-HAUMANN & GERTH im Druck). Die Ergebnisse der 3D-Modellierungen zeigen, dass sich der Wortelstettener Schotter am Nordsporn der Zusamplatte sowie einige Vorkommen auf der Aindlinger Terrassentreppe mit den Ablagerungen des Argentales mit einem Gefälle von ca. 0,8‰ verknüpfen lassen (BECKER-HAUMANN & GERTH im Druck).

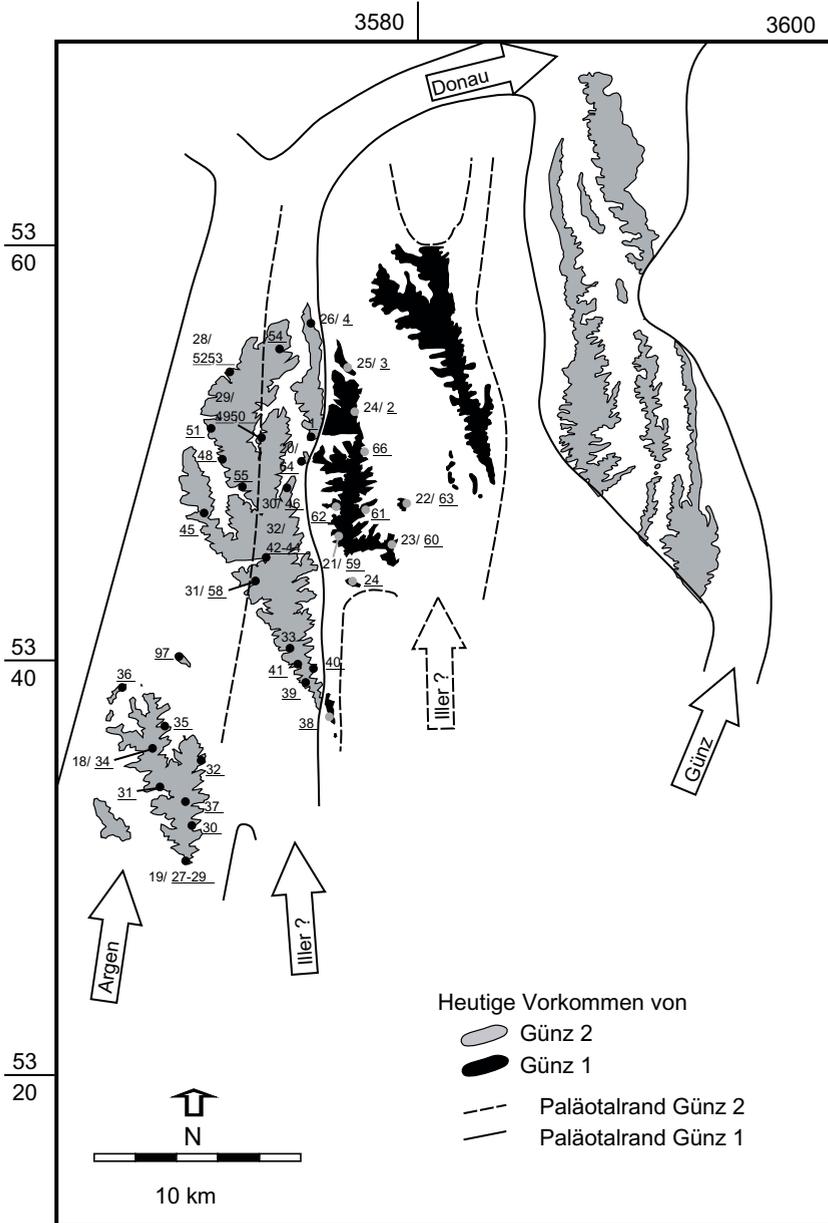


Abb. 8: Talverlauf zur Zeit der Ablagerung von Günz 1 und 2. Die Ziffern geben die Probenentnahmestellen für petrographische Analysen (ohne Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 2) und Schwermineraluntersuchungen (mit Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 3) an.

Fig. 8: Valley from Günz 1 to Günz 2. The sample locations are indicated by underlined numbers for petrographic analyses (tab. 2) and numbers for heavy mineral analyses (tab. 3).

Westlich und östlich dieser Terrasse sind die Günz 2-zeitlichen Vorkommen auf dem Heggbacher Feld, dem Holzstöcke-Feld und dem Weißenhorn-Kissendorfer Feld erhalten. Die Täler von Argen und Iller verliefen voneinander getrennt und mündeten bei Ulm bzw. Leipheim in die Donau. Für die stratigraphische Zuordnung ist die räumliche Beziehung zum Zeiler Schotter wesentlich, das zuletzt von SCHREINER (2003) beschrieben und als Typregion für die Günzzeit vorgeschlagen worden ist. Der Zeiler Schotter lässt sich mit 4,3% mit den Vorkommen bei Schwendi verknüpfen, jedoch bleibt wegen der großen Entfernung, über die interpoliert werden muss, eine gewisse Unsicherheit bestehen. Die Korrelation steht jedoch im Einklang mit den Überlegungen von DOPPLER (2003) und wird auch durch die geröllpetrographischen Ergebnisse (durchschnittlicher Kristallgehalt: 2,5%) gestützt. Die Ergebnisse zeigen, dass die petrographischen Daten die geschilderte flussgeschichtliche Interpretation stützen und im Zusammenhang mit den modellierten Paläotälern zu einem schlüssigen Bild der unterpleistozänen Landschaftsgeschichte führen. Jedes der in den Abbildungen 6 bis 8 dargestellten Täler ist durch eine petrographische Ausbildung ausgewiesen, die im Rahmen der statistischen Fehler und bei Berücksichtigung von Verwitterungseffekten homogen ist. Eine gegenseitige Unterscheidbarkeit der glazifluvialen Terrassenschotter aufgrund der Petrographie gelingt jedoch nicht. Der älteste Periglazialschotter der Argenschüttung ist gegenüber den nachfolgenden glazifluvialen Terrassenschottern im Riß-Iller-Gebiet durch eine eindeutige Signatur im Geröll- und Schwermineralspektrum ausgezeichnet. Erst östlich einer Linie Memmingen - Leipheim ist eine Differenzierung der donauzeitlichen Einheiten aufgrund des Dolomit- und Kristallingehaltes nachweisbar (LÖSCHER 1976).

5 Dank

Bei den Herrn Dr. G. Doppler sowie Dr. C. Hoselmann bedanken wir uns herzlich für die Anregungen, die zur Verbesserung des Manuskripts beigetragen haben.

6 Literatur

- BECKER-HAUMANN, R. (1995): Zur Flußgeschichte der ältestpleistozänen Iller. - Sonderveröffentlichungen des Geologischen Institutes der Universität zu Köln, **98**: 168 S.; Köln.
- BECKER-HAUMANN, R. (1996): Die Petrologie der kristallinen Iller-Gerölle (bayerisches Alpenvorland). - Aufschluss, **46**: 13-28; Heidelberg.
- BECKER-HAUMANN, R. (2007): Hydraulic parameters as key factors for the 3D-modeling of fluvial deposits. - Transactions in GIS, **11**(1): 83-100; Blackwell.
- BECKER-HAUMANN, R. (2005): Anwendungen der Geoinformatik für die hochauflösende 3D-Modellierung fluvialer Terrassenkörper. - 332 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BECKER-HAUMANN, R. & GERTH, A. (im Druck): 3D-Modellierung pleistozäner Schmelzwasserabflüsse im Verzahnungsbereich von Rhein- und Illergletscher, deutsches Alpenvorland. - Zeitschrift für Geomorphologie (zum Druck angenommen).
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. - 158 S.; Stuttgart (Enke).
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. - 16 S.; Potsdam.
- DOPPLER, G. (2003): Zur Gliederung von Ältesten Periglazialschottern und Älteren Deckenschottern im Rot-Günz-Gebiet (Oberschwaben und Bayerisch Schwaben). - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **154/2-3**: 255-286; Stuttgart.
- EBERHARD, M. (1986): Litho- und Biostratigraphie im Oberen Süßwassermolasse-Fächer der Adelegg (Südbayern). - Jahrbuch Geol. B. Reihe A, **129**: 5-39; Wien.
- EBERHARD, M. (1987): Entwicklung von Sedimentation, Flora, Fauna, Klima und Relief von Mittelmiozän bis Quartär zwischen Arlberg (Vorarlberg / Tirol) und Adelegg (Allgäu). - Mitteilung des Geologischen Instituts der ETH u. Univ. Zürich, N. F., **267**: 242 S.; Zürich.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. - 427 S.; Augsburg (Filsler).
- EICHLER, H. (1970): Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Riss und oberer Rottum. - Heidelberger Geographische Arbeiten, **30**: 128 S.; Heidelberg.

- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): XI. Baden-Württemberg. – In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*: 255-295; Stuttgart (Borntäger).
- FEZER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumpalper Pleistozänschotter. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **24**: 144 S.; Heidelberg.
- GEIGER, E. (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes nördlich von Bodensee und Rhein. – *Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württ.*, **11**: 127-172; Freiburg i. Br.
- GRAUL, H. (1953): Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorlande. – *Geologica Bavarica*, **19**: 266-280; München.
- GRAUL, H. (1962) Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **106**: 253-271; Gotha.
- GRAUL, H. (1968): Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet – August 1968. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **49**: 31-75; Heidelberg.
- HAAG, T. (1982): Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschers zwischen Riß und Iller. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **64**: 225-266; Stuttgart.
- HABBE, K. A. (2003): Gliederung und Dauer des Pleistozäns im Alpenvorland, in Nordwesteuropa und im marinen Bereich. – *Bemerkungen zu einigen neueren Korrelierungsversuchen*. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **154/2-3**: 171-192; Stuttgart.
- HALDER, W. (1988): Die Obere Süßwassermolasse des Hochgratfächers. – *Arbeiten des Inst. für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart, N. F.*, **84**: 121-171; Stuttgart.
- HANSEL, H. (1989): Erläuterungen zu Blatt 8226 Isny Nord. – *Geol. Kt. Baden-Württ.* 1:25000: 89 S.; Stuttgart.
- JERZ, H. (1995): XII. Bayern. – In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*: 296-326; Stuttgart (Borntäger).
- LITT, T., ELLWANGER, D., VILLINGER, E. & WANSCHA, S. (2005): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – *Newsl. Stratigr.*, **41**: 385-399; Berlin.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **45**: IX+157; Heidelberg.
- LÖSCHER, M., MÜNZING, K., TILLMANN, W. (1978): Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **28**: 68-82; Öhringen.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – 2 Bde., 1199 S.; Leipzig.
- RÖGNER, K. (1986): Genese und Stratigraphie der ältesten Schotter der südlichen Iller-Lechplatte (Bayerisch-Schwaben). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **36**: 111-119; Hannover.
- SCHÄDEL, K. (1952): Die Stratigraphie des Altdiluviums im Rheingletschergebiet. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **34**: 1-20; Stuttgart.
- SCHÄDEL, K. & WERNER, J. (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. – *Eiszeitalter und Gegenwart* **14**: 5-26; Öhringen.
- SCHAEFER, I. (1995): Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters. – *Forschungen in seinem Kerngebiet zwischen Riß und Lech*. – Textband. 405 S.; Stuttgart (Steiner).
- SCHLÜCHTER, C. (1989): A non-classical summary of the Quaternary stratigraphy in the Northern Alpine Foreland of Switzerland. – *Bull. de la Soc. neuchâteloise de géogr.*, **32-33**: 143-157; Neuchâtel.
- SCHREINER, A. (1992): *Einführung in die Quartärgeologie*. – 258 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981) *Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen und südlichen Illergletscher-Vorland*. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **37**: 159 S.; Heidelberg.
- SINN, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletschervorland. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **37**: IX +159 S.; Heidelberg.
- TANNER, H. (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. – *Mitt. thurg. naturforsch. Ges.*, **33**: 5-108; Frauenfeld.
- VILLINGER, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **154/2-3**: 193-253; Stuttgart.
- WEIDENBACH, F. (1937): *Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens*. – *N. Jb. Mineral. u. Geol., Beil.*, **78**, Abt. B: 66-108; Stuttgart.
- WEIDENBACH, F. (1940): Blatt Ochsenhausen Nr.

158. – Erl. geol. Spezialkarte Württ. – 63 S.;
Stuttgart.

WEYL, R. (1952): Schwermineraluntersuchungen an
eiszeitlichen Ablagerungen der Riß-Lech-Platte.
– *Geologica Bavarica*, **14**: 107-123; München.

Tab. 3: Ergebnisse der schotterpetrographischen Analysen (Prozent der Gerölle). Die Probenlokalitäten sind in den Abbildungen 6 bis 8 eingetragen. RW: Rechtswert (Gauss/Krüger-Gitter), HW: Hochwert (Gauss/Krüger-Gitter), GW: grauweißer Kalkstein, SW: schwarzer Kalkstein, RB: roter u. brauner Kalkstein, GE: gelber Kalkstein, KS: Kieselkette, DOL: Dolomit, MOL: Molasse- u. Flyschsandstein, BNT: roter Sandstein, GLK: Glaukonit-Sandstein, QZS: Quarzsandstein, NGF: Nagelfluh, GNS: Gneis, AMP: Amphibolit, CGS: Epidot-Chlorit-Glimmerschiefer, R: Radiolarit, H: Hornstein, GOZ: Gangquarz, EQT: Epidotquarzit, QZT: Quarzite; n: gezählte Gerölle.

Tab. 3: Petrographic composition of the gravel deposits. The sample localities are marked in Fig. 6-8. RW: x-co-ordinate (Gauss/Krüger-system), HW: y-co-ordinate (Gauss/Krüger-system), GW: gray-white limestone, SW: black limestone, RB: red and brown limestone, GE: yellow limestone, KS: weathered limestone with residual siliceous material, Dol: Dolomite, MOL: sandstone from Molasse and Flysch, BNT: red sandstone, GLK: sandstone with Glaukonite, QZS: metamorphic sandstone, NGF: conglomerate, GNS: Gneiss, AMP: Amphibolite, CGS: micaschist with Epidote, Chlorite R: Radiolarite, H: Chert, GOZ: Quartz from alpine veins, EQT: Quartzite with Epidote, QZT: Quartzite, n: number of analyzed pebbles.

	I: Kalkstein						II: Dol.		III: Sandstein				IV: Kristallin				V: Harte											
	PB	GW	SW	RB	GE	KS	DOL	MOL	BNT	GLK	QZS	NGF	GNS	AMP	CGS	EQT	R _H	GOZ	QZT	n	SI	SIII	SIV	SV	SI	SIII	SIV	SV
PT-	[%]	52,4	3,8	11,2	3,4	1,3	0	0	0	0	7,4	0	13,2	2,6	0,8	0	0,4	1,2	2,3	368	72,1	7,4	16,6	3,9				
1		55,7	1,2	5,2	7,6	13,2	0	0	0,4	1,2	8,4	0	2,4	1,2	0	0	1,5	0,8	1,2	314	82,9	10	3,6	3,5				
2		53,2	2,4	7,6	5,4	11,4	0	0,2	0	0,6	6,4	0	2,8	1,6	1,2	0,8	2,1	1,5	3	325	80	7,2	6,4	6,6				
3		61,2	2,1	8,4	4,5	4,7	0	0	0	1,4	5,3	0	3,5	1,3	2,4	0,8	1,7	0,8	1,9	356	80,9	6,7	8	4,4				
4		49,7	3,5	0,2	8,3	19,5	0	0	0,4	1,8	6,7	0	1,2	0,8	0,8	1,2	2,4	2,1	1,4	374	81,2	8,9	4	5,9				
5		43,2	1,7	1,2	3,6	23,3	0	0	0	0	9,8	0	2,7	1,4	1,8	0	2,7	3,4	5,2	411	73	9,8	5,9	11,3				
6		38,6	2,3	3,5	6,4	26,8	0	0	0	0,4	10,2	0	2,9	0,7	0,9	0,6	1,9	1,4	3,4	389	77,6	10,6	5,1	6,7				
7		48,4	1,2	1,6	8,9	13,4	0	0	0	0	12,5	0	1,2	1,8	0,7	0	2,8	2,6	4,9	322	73,5	12,5	3,7	10,3				
8		57,6	2,2	1,4	1,3	2,1	0	0	0	0	8,5	0	15,7	3,4	0	0	3,1	1,2	3,5	402	64,6	8,5	19,1	7,8				
9		42,1	1,2	2,3	7,3	27,1	0	0	0	0	13,1	0	1,7	0,4	0	0	0,8	1,7	2,3	345	80	13,1	2,1	4,8				
10		61,3	0,9	3,1	6,5	3,5	0	0	0	2,4	7,9	0,2	2,4	1,5	1,1	0,8	2,3	0,6	5,5	331	75,3	10,5	5,8	8,4				
11		46,3	1,6	3,7	9,2	18,3	0	0	0,2	3,1	5,2	0	2,1	0,7	0,5	0	5,4	0,5	3,2	374	79,1	8,5	3,3	9,1				
12		54,6	1,9	2,5	3,1	12,9	0	0	0	1,3	8	0	2,3	1,5	1,3	1,2	3,5	2,4	3,5	315	75	9,3	6,3	9,4				
13		47,8	3,2	5,4	5,4	20	0	0	0	0	7,9	0	1,1	0,2	0	0	1,2	0,2	7,6	369	81,8	7,9	1,3	9				

15	51,2	1,7	3,2	7,8	15,4	0	0	0	0	1,7	8,1	0	1,7	0,7	0	0	2,4	0,2	5,9	426	79,3	9,8	2,4	8,5
16	42,4	1,1	1,6	4,8	21,7	0	0	0	0	0,8	9,8	0	2,8	1,3	1,1	1,2	4,1	2,1	3,5	318	71,6	10,6	6,4	9,7
17	46,8	2,6	4,5	8,4	14,8	0	0	0	0	0	7,3	0	0,7	0,2	0,4	0,2	3,6	3,4	7,1	323	77,1	7,3	1,5	14,1
18	39,4	0,8	3,1	2,3	36	0	0	0	0	0	5,6	0	0,6	0,1	0,3	0	5,4	1,2	5,2	346	81,6	5,6	1	11,8
19	49,5	3,4	2,6	6,9	26,5	0	0	0	0	0,4	4,8	0	1,1	0	0,2	0	1,2	0,8	2,6	357	88,9	5,2	1,3	4,6
20	32,4	1,2	5,3	12,4	23,3	0	0	0	0	1,2	12,7	0	1,2	0,6	1	0,4	1,7	1,2	5,4	328	74,6	13,9	3,2	8,3
21	26,4	0,8	8,3	16,7	32,5	0	0	0	0	0	5,3	0	2,4	0,4	0	0	0,9	2,4	3,9	385	84,7	5,3	2,8	7,2
22	41,6	2,1	7,6	4,9	23,7	0	0	0	0	0,2	3,2	0	3,4	1,1	1,7	0	3,9	1,2	5,4	346	79,9	3,4	6,2	10,5
23	22,5	1,9	4,3	8,5	48,9	0	0	0	0	0	5,1	0	0,6	0	0,2	0	1,3	0	6,7	377	86,1	5,1	0,8	8
24	50,2	2,5	7,6	10,5	13,4	0	0	0,2	0,4	6,4	0	0	1,9	0,6	0,4	0,4	2,5	1,1	2,5	358	84,2	7	3,3	6,1
25	33,4	0,7	1,5	13,4	32,6	0	0	0	0	0	10,2	0	1,2	0,6	0	0	3,6	0,7	2,1	355	81,6	10,2	1,8	6,4
26	38,7	1,9	3,5	7,6	24,9	0	0	0	1,5	7,5	0	0	0,6	0,8	0,6	0	5,3	0,9	6,2	342	76,6	9	2	12,4
27	52,3	0	3,4	6,4	17,6	0	0	0	0	0	6	0	2,8	0,7	1,2	0,8	3,5	1,8	3,5	259	79,7	6	5,5	8,8
28	24,1	0,9	2,1	8,4	42,5	0	0	0	0	0	8,4	0	1,9	0,2	0	0,6	2,1	1,3	7,5	339	78	8,4	2,7	10,9
29	28,5	0,7	5,4	9,1	36,1	0	0	0	0,2	6,7	0	0	2,1	0,6	1,2	0	5,1	1,5	2,8	314	79,8	6,9	3,9	9,4
30	41,2	0,2	2,3	5,9	24,1	0	0	0	1,2	9,2	0	0	2,4	0,6	1,2	0,2	3,8	0,9	6,8	348	73,7	10,4	4,4	11,5
31	35,4	1,1	3,5	7,6	31,5	0	0	0	0	0	7,6	0	1,9	0,8	0,6	0	1,7	0,5	7,8	416	79,1	7,6	3,3	10
32	33,5	0	0,9	6,5	39,8	0	0	0	0	0	8,5	0	2,1	0,2	0,2	0,3	3,1	1,2	3,7	331	80,7	8,5	2,8	8
33	19,6	0	0,6	9,5	48,3	0	0	0	0	0	11,2	0	1,3	0	0,6	0	2,4	0	6,5	358	78	11,2	1,9	8,9
34	66,6	0,8	1,2	2,4	5,6	15	0	0	0	3,2	0,2	0,4	0,9	0,4	0,9	0,4	0,2	0,6	2,1	347	76,6	3,4	1,7	2,9
35	69,4	0,2	0,2	1,4	1,2	19	0	0	0,2	2,1	0	0	0,2	0,2	1,2	0	0,2	0,2	3,9	421	72,4	2,3	1,6	4,3
36	71,8	0,4	0	0,8	0	18	0	0	0	1,8	0	0	0,4	0	1,7	0	0	0,8	4,1	365	73	1,8	2,1	4,9
37	65,3	0,3	1,7	1,2	3,1	17	0	0	0	3,4	0	0	0,4	0	1,2	0,3	0,4	1,1	1,5	341	71,6	3,4	1,9	3
38	69,3	0,2	0,6	1,2	0	19	0	0	0	1,2	0	0	0,6	0	1,4	0,4	1,1	1,7	3,1	326	71,3	1,2	2,4	5,9
39	73,5	0	0,2	0,2	0	22	0	0	0,2	0,8	0	0	0,4	0	1,4	0	0,4	0,2	1,2	385	73,9	1	1,8	1,8
40	29,9	1,4	3,2	12,5	25,6	0	0	0	0	5,4	0	12,4	1,5	1,8	0	1,8	0,3	4,2	307	72,6	5,4	15,7	6,3	
41	32,1	0,9	5,2	13,4	25,2	0	0	0	0,8	3,6	0	10,2	0,8	1,7	0	1,2	0,4	4,5	395	76,8	4,4	12,7	6,1	
42	36,4	1,6	4,6	8,9	33,7	0	0	0	0	5,8	0	1,2	0,2	0	0,2	3,1	1,2	3,1	325	85,2	5,8	1,6	7,4	
43	28,1	0,4	2,1	14,5	41,8	0	0	0	0,2	4,4	0	1,2	0,8	0	0,6	1,4	0,8	3,7	347	86,9	4,6	2,6	5,9	

Tab. 4: Schwermineralegehalte der untersuchten Proben (Kornprozent). Die Probenlokalitäten sind in den Abbildungen 6 bis 8 eingetragen.
 RW: Rechtswert (Gauss/Krüger-Gitter), HW: Hochwert (Gauss/Krüger-Gitter), Gr: Granat, Bh: Braune Hornblende, Gh: Grüne Hornblende, Cp: Clinopyroxen,
 Ep: Epidot, Zoisit, St: Staurolith, Di: Disthen, Si: Sillimanit, An: Andalusit, Zi: Zirkon, Ru: Rutil, Tu: Turmalin.

Tab. 4: Heavy mineral composition of the investigated samples. The sample localities are marked in Fig. 6-8.
 RW: x-co-ordinate (Gauss/Krüger-system), HW: y-co-ordinate (Gauss/Krüger-system), Gr: garnet, Bh: brown hornblende, Gh: green hornblende, Cp: augite,
 Ep: epidote, zoisite, St: staurolite, Di: kyanite, Si: sillimanite, An: andalusite, Zi: zircon, Ru: rutile, Tu: tourmaline.

PB-Nr.	I: Instabile			II: Stabile			III: Sehr stabile			IV: Extrem stab.			Op	S I	S II	S III	S IV	Strat.	
	Gr	Bh	Gh	Cp	Ep	St	Di	Si	An	Zi	Ru	Tu							n
1	5	0	3	5,9	42	18	5	0	1	6,9	5,9	7,9	101	3	13,9	59,4	6	20,7	G1
2	21	0	1,7	2,6	22	19	5,2	1,7	0	6,9	5,2	16	116	5	25	40,6	6,9	27,6	G2
3	6,7	0	10	3,7	38	13	3,7	0,7	0	6	6,7	11	134	3	20,8	50,8	4,4	23,9	G2
4	53	0	8,1	2,7	12	14	2,7	0,9	0	0,9	2,7	2,7	111	7	64	26,1	3,6	6,3	G1
5	8,7	0	8,7	4,3	44	9,8	3,3	0	0	6,5	6,5	8,7	92	11	21,7	53,3	3,3	21,7	D4-4
6	21	0	0	5,3	33	12	6,3	0	1,1	5,3	12	5,3	95	7	26,4	44,2	7,4	22,2	D4-4
7	4,3	0	1,4	6,4	46	5,7	2,9	0	1,4	8,6	11	11	140	5	12,1	52,1	4,3	31,4	PS
8	4,5	0	0	8,2	50	4,5	6,4	0,9	0	8,2	11	6,4	110	3	12,7	54,5	7,3	25,5	Molasse
9	6,3	0	9,4	5,5	49	4,7	6,3	0	0	4,7	9,4	4,7	128	10	21,2	53,9	6,3	18,8	Decklehm
10	3,7	0	0	2,8	34	3,7	1,9	0	0	28	20	5,6	108	4	6,5	38	1,9	53,8	Decklehm
11	5,6	0	5,6	6,7	62	2,2	1,1	0	0	4,5	9	3,4	178	5	17,9	64	1,1	16,9	D4-4
12	38	0	5,6	5,6	29	3,2	4	0	0	1,6	8,8	4,8	125	2	48,8	32	4	15,2	PS
13	14	1	12	3,8	49	2,9	2,9	0	1	2,9	4,8	5,8	104	6	30,7	51,9	3,9	13,5	D4-4
14	12	0	2,2	2,2	54	8,6	4,3	1,1	0	4,3	8,6	3,2	93	8	16,2	62,4	5,4	16,1	D4-4
15	7,7	0	6,2	6,9	49	14	1,5	0	0	3,1	6,2	6,2	130	5	20,8	62,3	1,5	15,5	D4-4
16	8,7	0	2,9	2,9	57	1,4	2,9	0	0	10	10	4,3	138	5	14,5	57,9	2,9	24,5	D4-4
17	12	0	8,3	4,2	48	6,3	3,1	2,1	1	7,3	3,1	5,2	96	2	24	54,2	6,2	15,6	D4-4
18	19	0	19	5,7	38	3,3	0,8	0,8	0,8	4,1	4,9	4,1	123	5	43,1	41,5	2,4	13,1	D4-4
19	14	1,1	20	2,2	23	4,4	7,7	3,3	0	6,6	12	5,5	91	6	37,4	27,5	11	24,2	D4-4
20	26	0	11	1,5	21	13	6,1	2,3	0	3,1	8,4	8,4	131	12	38,2	33,6	8,4	19,9	D4-4

21	14	0	0	3,7	44	18	2,8	0	0,9	4,6	5,5	6,4	109	4	17,5	62,3	3,7	16,5	D4-4
22	22	0,8	0,8	7,4	33	9,8	6,6	0,8	0	5,7	9,8	3,3	122	7	31,1	42,6	7,4	18,8	D4-4
23	6,9	1	0	6,9	57	13	2	1	0	2,9	5,9	3,9	102	2	14,8	69,6	3	12,7	D4-4
24	18	0	7,5	2,5	26	13	5	0,8	0	5	7,5	15	120	5	27,5	39,1	5,8	27,5	D4-4
25	20	1,1	1,4	5,1	40	4,5	3,4	0	0	4,5	5,6	2,2	178	12	39,9	44,4	3,4	12,3	D4-4
26	33	0	17	4	17	17	4	0	0	2	2,6	3,3	151	9	53,7	34,4	4	7,9	Molasse
27	16	0	5,9	5,9	43	2,9	1,5	0	0	12	4,4	8,8	136	13	28	45,5	1,5	25	G1
28	11	0	7,1	4,2	46	4,8	2,4	0	0	8,3	9,5	7,1	168	6	22	50,6	2,4	24,9	G1
29	69	0	2,2	1,1	15	3,3	2,2	0	0	0	4,4	2,2	91	9	72,5	18,7	2,2	6,6	G1
30	34	0	5,1	3,2	29	10	2,5	0	1,3	6,3	5,1	3,8	158	10	42,5	38,6	3,8	15,2	G1
31	27	0	1,2	4,3	35	7,4	2,5	0	1,2	4,9	11	4,9	162	15	32,7	42,6	3,7	20,9	G1
32	32	0	13	5,3	31	9,5	0	0	0	2,1	4,2	4,2	95	11	49,5	40	0	10,5	G1
33	19	0	2,3	2,3	47	6,8	2,3	1,1	0	5,7	6,8	6,8	176	7	23,9	53,4	3,4	19,3	Decklehm
34	20	1,2	2,3	5,2	42	5,8	0	1,2	4,7	2,3	7	8,1	172	13	28,5	48,2	5,9	17,4	G1
35	9,2	0	5,1	6,1	38	20	5,1	0	0	4,1	8,2	4,1	98	9	20,4	58,2	5,1	16,4	G1
36	10	0	2	3,1	64	2	4,1	2	0	2	4,1	6,1	98	7	15,3	66,3	6,1	12,2	G1
37	33	0	5,8	4,8	28	5,8	3,8	0	0	3,8	5,8	9,6	104	10	43,3	33,7	3,8	19,2	G1
38	21	0	14	2,5	31	11	3,4	0	0	5,1	7,6	4,2	118	8	37,3	42,4	3,4	16,9	G1
39	34	0	11	2,3	22	6,8	1,1	1,1	0	3,4	11	6,8	176	8	47,8	28,4	2,2	21,6	G1
40	10	0	5,2	4,5	50	14	2,6	0	0	3,9	5,2	3,9	154	12	20,1	64,3	2,6	13	G1
41	45	0	8,1	1,6	17	8,1	4,1	0,8	0	4,1	6,5	4,9	123	9	54,4	25,2	4,9	15,5	G1
42	10	1	6,2	3,1	18	17	6,2	2,1	0	9,3	12	16	97	3	20,6	34	8,3	37,2	G1
43	11	0	9	3,4	43	10	4,5	1,1	0	6,7	7,9	3,4	178	5	23,6	52,8	5,6	18	G1
44	27	0	3,6	4,8	36	8,4	1,2	1,2	0	9,6	3,6	4,8	166	11	34,9	44,5	2,4	18	G1
45	14	0	6,2	2,1	37	13	2,1	1	1	7,2	11	4,1	97	8	22,7	50,5	4,1	22,6	G1
46	46	0	15	0,6	4,4	12	5,7	1,3	0	4,4	6,3	4,4	158	13	61,4	16,4	7	15,1	G1
47	74	0	1,1	3,3	12	2,2	2,2	1,1	0	0	3,3	1,1	92	6	78,3	14,2	3,3	4,4	Molasse
48	19	0	1,6	4,7	48	6,3	3,1	0	0	7,8	6,3	3,1	128	3	25,1	54,7	3,1	17,2	G1
49	13	0	13	2	32	13	2,9	2	0	3,9	8,8	9,8	102	8	27,4	45,1	4,9	22,5	G1
50	44	0	2	3	26	6,1	2	1	0	4	8,1	3	99	2	49,4	32,4	3	15,1	G1

Fortführung Tab. 4; Continuation of Tab. 4

PB-Nr.	I: Instabile				II: Stabile				III: Sehr stabile				IV: Extrem stab.				Op	n	S I [%]	S II [%]	S III [%]	S IV [%]	Strat. Zuordn.
	Gr [%]	Bh [%]	Gh [%]	Cp [%]	Ep [%]	St [%]	Di [%]	Si [%]	An [%]	Zi [%]	Ru [%]	Tu [%]	n	n	n	n							
51	26	0	11	1,1	20	6,7	5,6	1,1	0	5,6	14	8,9	90	7	37,8	26,7	6,7	28,9	G1				
52	7,7	0	19	0	65	1,5	0	0	0	1,5	3,1	130	12	26,2	66,1	0	7,7	G1					
53	22	0	7,2	3,9	22	18	6,6	2,6	0	2,6	7,2	8,6	152	6	32,8	39,5	9,2	18,4	G1				
54	23	0	10	2,9	38	15	1,4	1,4	0	4,3	1,4	2,9	138	10	36,2	52,2	2,8	8,6	G1				
55	6,3	0	3,8	1,3	68	1,3	5,1	0	0	3,8	6,3	3,8	158	13	11,4	69,7	5,1	13,9	G1				
56	31	0	6,3	3,1	37	2,5	1,3	0	0	5	3,8	10	160	11	40,7	39,4	1,3	18,8	Decklehm				
57	14	0	0	6,9	46	9,8	3,9	2	0	3,9	2	12	102	10	20,6	55,9	5,9	17,7	Decklehm				
58	8,9	0	2,5	2,5	51	14	2,5	1,3	1,3	5,1	5,1	6,3	158	8	13,9	64,5	5,1	16,5	G1				
59	17	0	8,6	1,9	16	14	7,6	0	2	3,8	13	15	105	5	27,6	30,5	9,6	32,3	G2				
60	12	0	4,4	3,7	35	21	5,9	0	0	5,9	10	2,9	136	4	19,9	55,2	5,9	19,1	G2				
61	16	1	5,8	1	40	9,6	4,8	0	0	5,8	11	4,8	104	5	24,1	50	4,8	21,2	G2				
62	47	0	3,8	5,7	20	7,6	3,8	1,3	0	2,5	7,6	1,3	158	7	56,3	27,2	5,1	11,4	G2				
63	15	0	4,8	3,2	27	25	3,2	2,4	0	2,4	11	6,5	124	3	22,5	52,4	5,6	19,4	G2				
64	34	0	9,6	5,9	32	10	0,7	0,7	0	2,9	2,2	1,5	136	4	49,3	42,7	1,4	6,6	G1				
65	63	1,4	2,7	2,7	11	5,5	4,1	0	0	2,7	2,7	4,1	146	8	69,8	16,5	4,1	9,5	Molasse				
66	54	0	7	2	14	7	1	0	2	3	6	4	100	2	63	21	3	13	G2				
67	40	0,9	22	2,6	16	7	1,8	0	0	0,9	5,3	3,5	114	9	65,8	22,8	1,8	9,7	D4-3				
68	21	1,5	14	0,7	35	11	7,4	0	0	2,2	5,1	2,2	136	9	37,5	45,6	7,4	9,5	D4-4				
69	31	1	23	1	21	7,2	2,1	1	0	5,2	3,1	5,2	97	4	55,6	27,8	3,1	13,5	D4-4				
70	38	0	34	1,6	11	6,5	0	0,8	0	0	4,1	3,3	123	7	73,9	17,9	0,8	7,4	D4-4				
71	46	0	14	4,5	17	11	1,5	0	0	1,5	1,5	4,5	132	4	63,6	27,3	1,5	7,5	D4-4				
72	48	1	23	2	13	5,9	1	0	2	1	1	2,9	102	8	73,5	18,6	3	4,9	D4-4				
73	54	0	4,3	1,1	22	8,6	1,1	0	2,2	1,1	2,2	4,3	93	5	59,2	30,1	3,3	7,6	D4-4				
74	78	0	2,6	2,6	5,2	3,9	1,3	0	0	1,3	2,6	2,6	154	12	83,1	9,1	1,3	6,5	D4-4				
75	75	1,1	3,2	1,1	9,5	5,3	1,1	0	0	1,1	2,1	1,1	95	3	80,1	14,8	1,1	4,3	D4-4				
76	39	0	8	3	26	7	2	0	1	5	5	4	100	5	50	33	3	14	D4-4				

77	46	0	5,3	1,3	29	7,9	1,3	0	0	1,3	3,9	3,9	152	5	52,7	36,8	1,3	9,1	D4-4
78	58	0	2,7	3,5	19	8,8	2,7	0	0	0,9	2,7	2,7	113	7	63,7	27,4	2,7	6,3	PS
79	35	0	7,3	2,7	34	6,4	4,5	0	0	0,9	8,2	1,8	110	2	44,5	40	4,5	10,9	Molasse
80	40	0	3,1	1	18	2	6,1	0	0	5,1	12	12	98	6	43,9	20,4	6,1	29,5	Molasse
81	27	0,7	32	0,7	24	4,4	1,5	0,7	0,7	1,5	3,7	2,2	135	4	60,7	28,8	2,9	7,4	D4-4
82	34	0	5,1	3	32	6,1	4	0	0	2	10	3	99	8	42,4	38,4	4	15,1	Molasse
83	41	0	13	1,7	26	6,9	0,9	0,9	0	2,6	3,4	3,4	116	3	56	32,8	1,8	9,4	Molasse
84	44	0	20	3,1	14	2,5	2,5	0,6	0,6	2,5	7,4	4,3	163	7	66,3	16	3,7	14,2	PS
85	35	0	5,8	1,9	37	5,8	1,9	1,9	0	3,8	5,8	1,9	104	9	42,3	42,3	3,8	11,5	D4-4
86	14	0	13	3,3	53	2,2	3,3	0	0	3,3	5,4	2,2	92	4	30,4	55,5	3,3	10,9	D4-4
87	22	0	8,7	0	44	2,2	2,2	0	0	4,3	11	6,5	92	2	30,4	45,7	2,2	21,7	D4-4
88	23	0	6,8	1,4	38	5,5	4,1	0	0	11	5,5	4,1	146	9	31,5	43,9	4,1	20,6	D4-4
89	21	0	9,5	2,4	46	3,6	3,6	0	0	2,4	7,1	3,6	168	10	33,3	50	3,6	13,1	D4-4
90	25	0	14	2,9	29	8,7	1	1	0	1,9	7,7	8,7	104	5	42,3	37,5	2	18,3	D4-4
91	35	0	4,7	3,5	28	14	2,4	0	0	2,4	4,7	4,7	170	7	43,5	42,3	2,4	11,8	Molasse
92	11	0	18	0	59	2,2	1,1	0	0	3,3	3,3	2,2	91	7	28,6	61,5	1,1	8,8	PS
93	27	0	24	1,4	13	10	1,4	0	1,4	2,9	10	8,6	140	13	52,8	22,9	2,8	21,5	D4-4
94	31	0	1,1	5,3	37	6,4	4,3	1,1	1,1	0	11	2,1	94	4	37,3	43,6	6,5	12,7	D4-4
95	38	0	3,6	1,8	23	5,4	5,4	3,6	0	3,6	5,4	11	112	5	42,9	28,6	9	19,7	Molasse
96	24	0	4,9	1,2	38	7,4	2,5	0	0	9,9	7,4	4,9	162	9	29,6	45,7	2,5	22,2	D4-4
97	10	0	10	0,9	32	29	1,8	0,9	0	3,7	3,7	7,3	109	2	21,1	61,5	2,7	14,7	D4-4

The Upper Pleistocene loess/palaeosol sequence from Schatthausen in North Baden-Württemberg

MANFRED FRECHEN, BIRGIT TERHORST & WOLFGANG RÄHLE^{*)}

Keywords: loess, palaeosol, luminescence dating, palaeoclimate, mollusc, Pleistocene, Germany

Abstract: The loess/palaeosol sequence from the section at Schatthausen in North Baden-Württemberg gives evidence for a younger Bt horizon superimposing the last interglacial palaeosol. This result requires a more careful investigation of polygenetic superimposed palaeosols to avoid misinterpretation of the chronostratigraphic positions. The humic horizon and the underlying Bt horizon were most likely formed during two soil forming periods, as evidenced by means of palaeopedology, phytoliths and luminescence dating. The lowermost Bt horizon (Bt1) was most likely formed during the Eemian interglacial, marine isotope substage (MIS) 5e. The sediment of the uppermost Bt horizon (Bt2) was deposited about 71.5 ± 7.4 ka ago and subsequently superimposed by soil formation most likely during early MIS 3. The Ah horizon covering the Bt gave infrared optically stimulated luminescence (IRSL) age estimates between 52.5 ± 5.5 ka and 45.4 ± 4.7 ka confirming soil formation during MIS 3. Periods of increased dust accumulation rates can be distinguished for the loess/palaeosol sequence by IRSL age estimates. These are from the youngest to the oldest: the Late glacial loess (MIS 2) with a weighted mean age of 15.2 ± 0.6 ka ($n=7$), the Middle Pleniglacial sediments (MIS 3) with a weighted mean age of 48.9 ± 2.5 ka ($n=4$) and the Lower Pleniglacial/Early Glacial sediments (MIS 4/MIS 5) with a deposition age of 71.5 ± 7.4 ka and older loess deposits. The IRSL age estimates are in excellent agreement with the geological estimates and correlate well with the dust peaks of the Greenland Icecore record (GRIP). The loess record from Schatthausen complements the loess/palaeosol sequence from the nearby Nußloch section with the late glacial loess and its intercalated Cryic Gleysols.

[Die oberpleistozäne Löss-/Paläobodenabfolge von Schatthausen im nördlichen Baden-Württemberg]

Zusammenfassung: In der Löss-/Paläobodenabfolge des Profils Schatthausen aus dem nördlichen Baden-Württemberg ist den Lössen ein Bt-Horizont oberhalb eines letztinterglazialen Paläobodens zwischengeschaltet. Diese Befunde fordern eine genauere Untersuchung von polygenetisch überprägten Paläoböden, um eine mögliche chronostratigraphische Fehlinterpretation zu vermeiden. Der Humushorizont und der darunter liegende Bt-Horizont entstanden während zweier Bodenbildungsphasen. Diese Annahme wird durch paläopedologische Befunde, Phytolithe und Lumineszenz-Datierungen unterstützt. Der untere Bt-Horizont (Bt1) wurde vermutlich während des Eem gebildet. Die Sedimente des obersten Bt-Horizontes (Bt2) wurden um 71.5 ± 7.4 ka abgelagert und durch eine Bodenbildung, vermutlich während des Mittelwürm, überprägt. Die Sedimente des Ah-Horizontes des Bt2-Horizontes ergaben Infrarot Optisch Stimulierte Lumineszenz (IRSL)

* Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. M. FRECHEN, Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut), Geochronology and Isotope Hydrology Section, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany, manfred.frechen@gga-hannover.de

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

DR. W. RÄHLE, Universität Tübingen, Geographisches Institut, Hölderlinstr. 12, 72074 Tübingen, Germany

-Datierungen zwischen 52.5 ± 5.5 ka und 45.4 ± 4.7 ka und bestätigen eine Bodenbildung während des Mittelwürm. Perioden unterschiedlicher Staubakkumulation können durch IRSL-Datierungen im Profil quantitativ unterschieden werden: der spätglaziale Löss mit einem gewichteten Alter von 15.2 ± 0.6 ka ($n=7$), die mittelwürmzeitlichen Sedimente und einem gewichteten Alter von 48.9 ± 2.5 ka ($n=4$) und die frühwürmzeitlichen Sedimente mit einem Ablagerungsalter von 71.5 ± 7.4 ka sowie nicht physikalisch datierte ältere Löss.

Die IRSL-Alter sind in guter Übereinstimmung mit den geologisch erwarteten Ergebnissen und korrelieren sehr gut mit den letztglazialen Perioden maximaler Staubakkumulationsraten aus Grönland (GRIP-Eisbohrkern). Die Lössabfolge von Schatthausen ergänzt die gut gegliederte letztinterglaziale/letztglaziale Löss-Sequenz des benachbarten Nußloch-Profiles um den spätglazialen Löss und seine zwischengeschalteten Nassböden.

1 Introduction

In Germany, the term “Löß” (loess) was first reported by Carl Caesar von LEONHARD (1823/24) who described yellowish brown, silty deposits from a section near Heidelberg. LYELL (1834) brought the term into widespread usage by visiting the Rhine and Mississippi Valleys observing the similarity of loess and loess derivatives in both areas. The aeolian origin of loess has been accepted since the work of Virlet d' Aoust (1857) and RICHTHOFEN'S (1878) observation and interpretation of loess from China. Loess deposits and the intercalated palaeosols display a wide variety of climate proxies, and supply some clues about terrestrial climate and environmental changes during the Middle and Upper Pleistocene. The last glacial loess record has become of major interest because chronological methods like thermoluminescence (TL) and optically stimulated luminescence (OSL) have recently been improved significantly enabling the direct dating of the deposition age of aeolian sediments. High-resolution luminescence dating studies with a large number of samples were successfully applied to Upper Pleistocene loess and loess derivatives in Germany and elsewhere (FRECHEN 1994, 1999; FRECHEN et al. 1997, 1999, 2001; LANG et al. 2003; ZÖLLER et al. 1994).

During the last glacial period, North Baden-Württemberg experienced periglacial conditions, which were characteristic in Central Europe for the time being. Thick deposits of calcareous loess subdivided by palaeosols are widespread. The main source of the silt-rich dust is situated in the floodplain of the Rhine valley (FRECHEN et al. 2003), which is located

about 20 km to the west of the section under study.

A general pedostratigraphical scheme was set up for the last interglacial/glacial loess record by BIBUS (1989), SCHÖNHALS et al. (1964) and SEMMEL (1967, 1968, 1996, 1999), and for the penultimate interglacial/glacial record by BIBUS (1974, 1995) and BIBUS et al. (1996). Several studies have been more recently published about loess stratigraphy in the Middle Neckar area and the Rhine-Main area (cp. BIBUS 1989; BIBUS et al. 1996; FRECHEN 1999; ZÖLLER & LÖSCHER 1999; ANTOINE et al. 2001). ROHDENBURG & MEYER (1966) and RÖSNER (1990) described the formation of brown forest soils during the last interglacial but also during interstadials of the early last glacial (Early Würmian). TERHORST et al. (2001) investigated the section at Schatthausen by means of palaeopedology and rock magnetic properties. This loess/palaeosol sequence includes stratigraphically part of the last interglacial/glacial record with the Eemian interglacial soil and last glacial interstadial soils. In general, magnetic susceptibility measurements show that magnetic minerals are sensitive in respect to weak soil forming processes, different horizons in soil profiles and hydromorphic features in soils and sediments.

The aim of this study is to set up a more reliable chronological framework for the climatic variations recorded in loess-palaeosol sequences during the last interglacial/glacial period. In particular, the study focuses on the pedogenetic complexes on top of the Eemian palaeosol and their stratigraphical meaning.

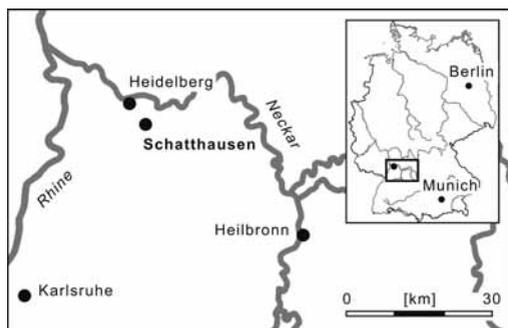


Fig. 1: Map showing the locality of the sections at Schatthausen and Nussloch in the Upper Neckar valley.

2 The Loess Record

The profile under study is located in the abandoned loess pit "Sandritter" near Schatthausen situated between the villages Maisbach and Nußloch to the southeast of Heidelberg (Fig. 1). The altitude is 220 m above sea level and the coordinates of the section of interest are R3492000 and H5452750 following the Gauss-Krüger coordinates of German topographic maps (scale 1:25.000). A succession of NNW to SSE elongated gredas with a thickness of 15-20 m and a length of 2-4 km are separated by small dry valleys (ANTOINE et al. 2001). The profile under study, Schatthausen B, is located within a palaeovalley, which is not visible in the present relief, close to the famous Nussloch loess site studied recently by ANTOINE et al. (2001).

The lower part of the sequence consists of laminated sediments superimposed by a reddish brown interglacial Bt horizon (WRB 1998), which correlates most likely with the Eemian interglacial, marine isotope substage (MIS) 5e (Fig. 2, SH 17). This Bt horizon formed on top of the penultimate glacial Cryic Gleysols ("Bruchköbeler Nassböden" sensu BIBUS 1974). The upper part of the Bt horizon is truncated, as described for many other loess/palaeosol sequences in the study area (BENTE & LÖSCHER 1987). Sediments of the last glacial period reach a thickness of about 6.50 m and cover the truncated Eemian Luvisol and older loess deposits. The transition from interglacial to glacial climatic conditions is recorded by an

erosional discontinuity and the subsequently deposited pedosediments including rounded charcoal pieces of *Larix*, *Picea* and *Betula* (Fig. 2; SH16), as determined by W. Schoch (Adliswil, Switzerland). These charcoal pieces are most likely the remains of boreal forest fires. Similar horizons enriched with charcoal have been described from equivalent stratigraphic positions in many loess profiles (cp. ROHDENBURG 1968; SCHÖNHALS et al. 1964; RICKEN 1983; RÖSNER 1990; FRECHEN et al. 1999).

The pedosediment was affected by interstadial soil forming processes, which can be recognized along the whole profile wall (Fig. 2; SH16 – SH13). The uppermost horizon of the pedocomplex consists of a degraded and decalcified humic-rich horizon with crotovinas. The pedocomplex can be distinguished into a dark brown Ah horizon (SH13) and a dark yellowish brown AhE horizon (SH14). An AhBt horizon (SH15) and a weakly lessivated Bt horizon (SH16) are exposed below. It is important to note that the weakly developed Bt horizon (SH 16) is superimposed on the strongly developed interglacial palaeosol (SH 17) and, thus post-dates the Eemian. The described pedocomplex (SH 16 – SH 13) including a relatively thick Ah and AhE horizon is similar to that of grey forest soils, respectively Phaeozems (WRB 1998), as described in the Russian literature (e.g. GERASIMOVA et al. 1996). This soil type is designated to correlate with a polygenetic soil formation because the upper humic-rich horizon was formed in a second period of soil formation after the lessivation (cp. PÉCSI & RICHTER 1996; GERASIMOVA et al. 1996). The study of autochthonous opal phytoliths sampled from horizons SH13 – SH 15 yielded two different spectra. The first spectrum gave 36% phytoliths indicating a typical forest steppe environment of conifers and 9% phytoliths of forest grass and herbs. The second spectrum, which is present in the humic zone of SH13, gave 17% of phytoliths of grass steppe environment, as determined by A. Golyeva (Geographical Institute, Moscow). The palaeobotanical studies confirm a polygenetic and multiphase soil forming process for the lower part of the sequence. The upper humic-rich horizon is covered by a light

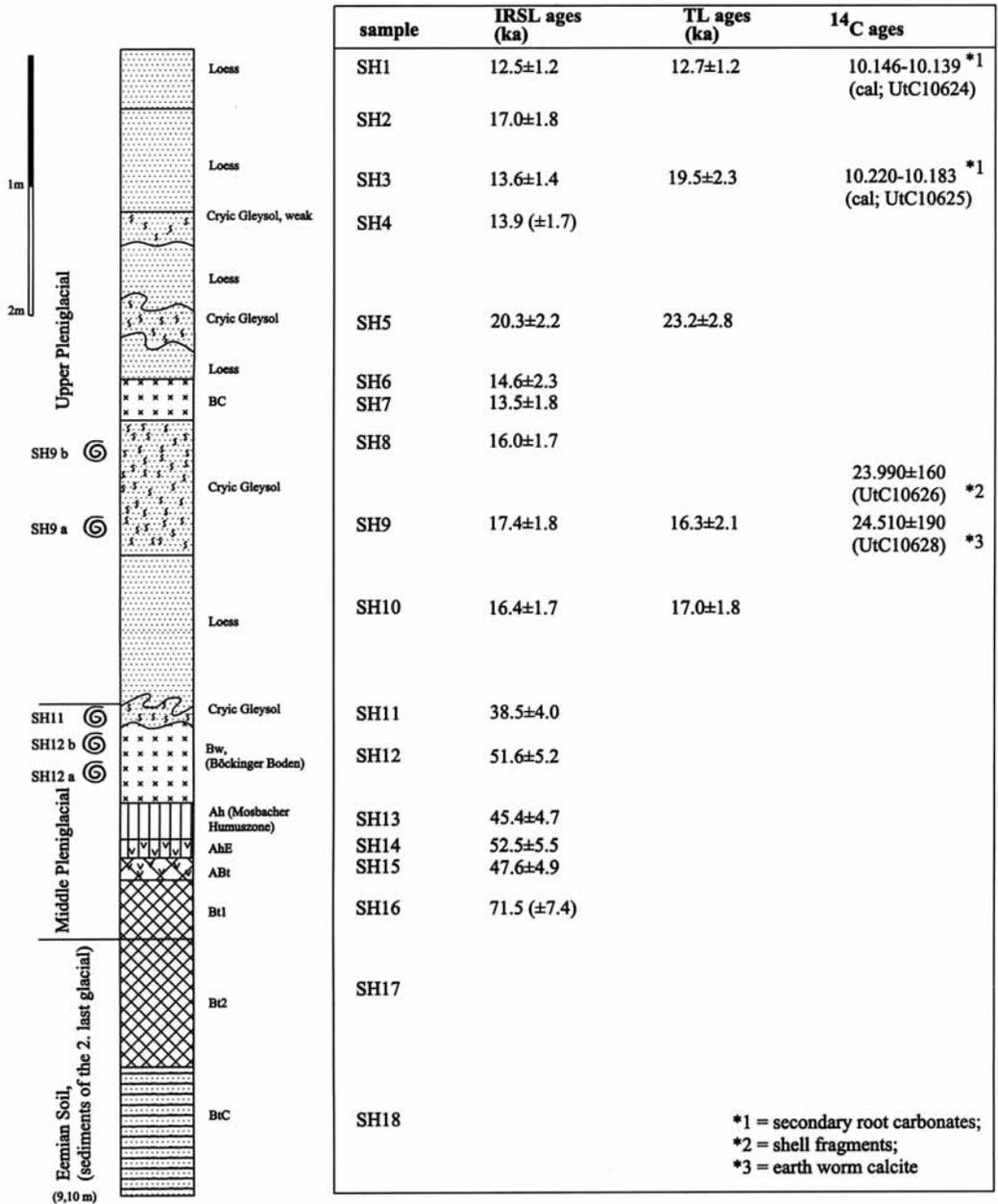


Fig. 2: Lithological results, luminescence age estimates including IRSL and TL and radiocarbon ages from the loess/palaeosol sequence at Schatthausen.

olive-brown coloured Bw horizon (SH12) intercalated between the early Middle Würmian and the early Upper Würmian Cryic Gleysols. This weakly developed palaeosol does not have the characteristics of the “Lohner Boden (Lohne soil)” *sensu* ROHDENBURG & SEMMEL (1971) and SEMMEL (1968), which is supposed to correlate with the Denekamp interstadial at the end of MIS 3 or at the beginning of MIS 2. The Bw horizon probably correlates with the “Böckinger Boden” following BIBUS (1989) and formed prior to the Denekamp interstadial (“Lohner Boden”). The IRSL age estimates range from 51.6 ± 5.2 to 38.5 ± 4.0 ka and confirm a deposition of the sediment prior to the Denekamp interstadial. Furthermore, this interstadial soil (Bw horizon) is superimposed by a light greyish Cryic Gleysol (SH11, 2.5Y 7/2) showing pushed cryoturbation features with cone-shaped and tongue-like structures inserted into the underlying palaeosol. These properties indicate a cold period during the Middle Würmian (MIS 3). The Middle Pleniglacial record is poorly preserved and covered by Upper Pleniglacial calcareous loess about 5 m thick (SH 10 – SH 1) and intercalated by at least three Cryic Gleysols. These Gleysols do not show the characteristic features of the Upper Würmian Gleysols, as described by SEMMEL (1968).

The lowermost Cryic Gleysol is covered by a weak brown BC horizon (SH 7, 6). The loess deposits above the brownish horizon are subdivided by two weak Cryic Gleysols. Stratigraphically, this part of the sequence may correlate with the E4 and E5 “Erbenheimer Böden” *sensu* SEMMEL (1968). The Eltville tephra, defined as stratigraphical marker horizon for the Upper Pleniglacial, has not been found.

However, three Cryic Gleysols and one weak brownish BC horizon are intercalated in the Upper Würmian loess. A correlation with the “Erbenheimer Böden” according to SEMMEL (1967, 1968) is suggested but remains uncertain. The problems of Upper Würmian loess stratigraphy in the area under study is under discussion (cp. SEMMEL 1967; ANTOINE et al. 2001). According to ANTOINE et al. (2001), the Upper Würmian loess record, which correlates to MIS 2, gives evidence for more weak cli-

matic fluctuations than previously thought (cp. SEMMEL 1967), similar to those described in the Greenland ice core record (NORTHGRIP 2004).

3 Malacozoology

Malacozoological studies were carried out to study the palaeoenvironmental conditions of the loess sequence under study in more detail. Five samples were taken containing numerous shells and shell fragments: two originating from the BC horizon (SH12a and SH12b), one from the Cryic Gleysol (SH11) immediately above the BC horizon and two were taken from the next younger Cryic Gleysol (SH9 and SH8, Table 1, Fig. 2).

The mollusk assemblages from the Middle Würmian Bw horizon (SH12a, SH12b and SH11) are similar and reflect interstadial conditions, as evidenced by high dominance values of *Vallonia costata* and the occurrence of some climatically more demanding species like *Vallonia pulchella* and *Vertigo pygmaea*. A correlation with the Middle Würmian is very likely. Towards the overlying Cryic Gleysol (SH9), which is closely linked with the BC horizon, an increase of moisture demanding snails (*Succinella oblonga*, *Vitrea crystallina*, slugs) and a decrease of more thermophilous species like *Vallonia* were detected. Snails, which might indicate a severe cooling, have not been found. It is likely that these faunal changes are linked to climatic changes at the beginning of the following stadial. The described faunas are of open landscape type, suggesting the existence of grassland or herb-rich steppe. Snails associated with more abundantly covered vegetation were not detected.

The two samples originating from the upper Cryic Gleysol (SH9a and SH9b) show a similar composition (Table 1). Both represent the *Columella*-fauna *sensu* LOZEK (1964). Next to relative high numbers of *Columella columella*, index species of glacial conditions occur including catholic (*Succinella oblonga*, *Trichia hispida*, *Clausilia rugosa parvula* and others) and open-landscape species (predominantly *Pupilla muscorum*). Thermophile species have not been found. *Vallonia costata* indicates a cold and humid climate but is very rare in

Table 1: Mollusk assemblages from the Würmian loess/palaeosol sequence of Schatthausen. The abundance of species per sample is expressed by dominance rates in %.

SH12 Middle Würmian Bw horizon ("Böckinger Boden"), a lower part, b middle part

SH11 Middle Würmian Cryic Gleysol on top of Bw horizon

SH9 Upper Würmian Cryic Gleysol, a lower part, b upper part

	SH12a	SH12b	SH11	SH9a	SH9b
Index species of glacials					
<i>Columella columella</i>	-	-	-	24.0	11.6
Common climatic indifferent loess species					
<i>Pupilla muscorum</i>	50.8	21.6	22.7	34.0	26.4
<i>Succinella oblonga</i>	5.7	11.0	20.1	14.7	33.3
<i>Trichia hispida</i>	15.0	24.4	20.1	12.6	11.2
Accidental climatic indifferent loess species					
Agriolimacidae/Limacidae	2.0	1.9	7.6	0.5	4.7
<i>Arianta arbustorum</i>	0.1	0.8	0.8	0.1	0.4
<i>Clausilia dubia</i>	-	-	-	0.1	-
<i>Clausilia rugosa parvula</i>	0.2	-	-	13.4	11.6
<i>Cochlicopa lubrica</i>	0.5	1.7	3.4	-	-
<i>Eucobresia</i> spec.	-	0.2	-	-	-
<i>Punctum pygmaeum</i>	0.3	-	2.8	0.1	-
<i>Trichia</i> spec.	-	-	-	0.1	-
<i>Vallonia costata</i>	20.3	30.3	11.6	0.3	0.8
<i>Vitrea crystallina</i>	0.5	3.0	10.1	0.1	-
Species correlating mainly to warm phases but also to warmer periods of glacials					
<i>Vallonia pulchella</i>	4.5	3.8	-	-	-
<i>Vertigo pygmaea</i>	0.1	1.3	0.8	-	-
Number of species	12	11	10	12	8
Number of individuals (= 100 %)	665	472	966	818	258

samples SH9a and SH9b. A correlation of this Cryic Gleysol with the Upper Würmian is very likely.

There is a remarkable coincidence concerning composition and dominance structure between the fauna from the Cryic Gleysol (SH9a and SH9b) and a fauna described by MOINE et al. (2002) from "zone 4" of the P3 sequence at Nußloch.

4 Luminescence dating/Experimental details

The basic principle of luminescence dating is solid state dosimetry of ionising radiation (AITKEN 1998, BÖTTER-JENSEN et al. 2003, WINTLE 1997). Luminescence is the light emitted from crystals such as quartz, feldspar or zircon when they are stimulated with heat or light after receiving a natural or artificial radiation dose. As

Table 2: Dosimetric results of the samples from the section at Schatthausen, as measured by gamma spectrometry. Moisture and alpha efficiency were estimated to $20\pm 5\%$ and 0.08 ± 0.02 for all samples, respectively.

Sample	Depth [m]	Uranium [ppm]	Thorium [ppm]	Potassium [%]	Cosm. [$\mu\text{Gy/ka}$]	Dose rate [Gy/ka]
SH1	0.30	3.09 \pm 0.04	8.89 \pm 0.08	1.28 \pm 0.03	190 \pm 19	3.31 \pm 0.32
SH2	0.50	3.20 \pm 0.06	9.00 \pm 0.10	0.79 \pm 0.02	190 \pm 19	2.96 \pm 0.31
SH3	1.10	3.07 \pm 0.03	9.34 \pm 0.06	1.16 \pm 0.02	190 \pm 19	3.25 \pm 0.32
SH4	1.40	2.94 \pm 0.03	8.63 \pm 0.09	1.16 \pm 0.02	190 \pm 19	3.71 \pm 0.35
SH5	2.40	3.41 \pm 0.03	10.04 \pm 0.05	1.27 \pm 0.02	170 \pm 17	3.52 \pm 0.35
SH6	2.65	3.53 \pm 0.07	10.79 \pm 0.11	1.23 \pm 0.03	160 \pm 16	3.60 \pm 0.37
SH7	2.65	3.07 \pm 0.06	9.72 \pm 0.11	1.23 \pm 0.03	160 \pm 16	3.32 \pm 0.33
SH8	3.10	3.19 \pm 0.05	9.56 \pm 0.09	1.23 \pm 0.03	150 \pm 15	3.33 \pm 0.33
SH9	3.80	3.33 \pm 0.03	9.62 \pm 0.06	1.19 \pm 0.02	140 \pm 14	3.35 \pm 0.34
SH10	3.90	3.33 \pm 0.03	9.72 \pm 0.06	1.09 \pm 0.01	130 \pm 13	3.86 \pm 0.38
SH11	4.60	3.44 \pm 0.07	11.51 \pm 0.12	1.52 \pm 0.04	140 \pm 14	3.24 \pm 0.33
SH12	4.65	3.52 \pm 0.06	11.21 \pm 0.12	1.53 \pm 0.03	130 \pm 13	3.85 \pm 0.38
SH13	5.90	3.94 \pm 0.04	12.86 \pm 0.10	1.50 \pm 0.02	120 \pm 12	4.15 \pm 0.42
SH14	6.10	3.97 \pm 0.05	12.96 \pm 0.12	1.40 \pm 0.03	120 \pm 12	4.09 \pm 0.42
SH15	6.20	3.90 \pm 0.05	12.61 \pm 0.12	1.40 \pm 0.03	120 \pm 12	4.03 \pm 0.42
SH16	6.70	3.81 \pm 0.04	12.41 \pm 0.10	1.44 \pm 0.02	110 \pm 11	3.99 \pm 0.41

Table 3: Equivalent dose values in Gray (Gy) and IRSL and TL age estimates in 1.000 years.

Sample	Palaeodose in [Gy]		Age in 1,000 years	
	TL	IRSL	TL	IRSL
SH1	41.9 \pm 3.0	41.4 \pm 0.6	12.7 \pm 1.5	12.5 \pm 1.2
SH2		50.4 \pm 1.5		17.0 \pm 1.8
SH3	63.3 \pm 4.1	44.3 \pm 1.1	19.5 \pm 2.3	13.6 \pm 1.4
SH4		51.4 \pm 3.8		13.9 \pm 1.7
SH5	81.7 \pm 5.6	71.3 \pm 3.2	23.2 \pm 2.8	20.3 \pm 2.2
SH6		52.5 \pm 6.3		14.6 \pm 2.3
SH7		44.8 \pm 3.8		13.5 \pm 1.8
SH8		53.2 \pm 2.3		16.0 \pm 1.7
SH9	54.6 \pm 4.6	58.1 \pm 1.2	16.3 \pm 2.1	17.4 \pm 1.8
SH10	55.1 \pm 1.3	53.2 \pm 0.9	17.0 \pm 1.8	16.4 \pm 1.7
SH11		148.3 \pm 3.8		38.5 \pm 4.0
SH12		198.9 \pm 3.9		51.6 \pm 5.2
SH13		188.1 \pm 4.1		45.4 \pm 4.7
SH14		214.6 \pm 3.3		52.5 \pm 5.5
SH15		191.6 \pm 2.3		47.6 \pm 4.9
SH16		285.6 \pm 3.7		71.5 \pm 7.4

a result of natural radiation in sediments, the number of electrons lodged at traps caused by crystal lattice defects, increases with time and dose until all traps are filled and saturation is reached. The equivalent dose is a measure of the past radiation energy absorbed in natural dosimeters like quartz and feldspar minerals and, in combination with the dose rate, which is the rate of radiation absorbed per unit time, yields the time elapsed since the last exposure to sunlight. In this study, the equivalent dose is determined in the laboratory by the Multiple Aliquot Additive Dose protocol (MAAD)

An important assumption of luminescence dating techniques is that the mineral grains were sufficiently long exposed to daylight/sunlight prior to deposition. About 3-5 minutes and 4-6 hours are required to reset the IRSL signal and the TL signal to zero or to the unbleachable residual, respectively. A further important dating assumption requires no charge loss, e.g. anomalous fading (WINTLE 1973), within the period to be dated.

In this study, IRSL and TL measurements were carried out on sixteen samples. Polymineral fine-grained material (4-11 μ m) was prepared for the determination of equivalent dose, as described by FRECHEN et al. (1996). The samples were either gamma irradiated by a ^{60}Co source or beta irradiated by a ^{90}Sr beta source in at least seven dose steps with five discs each and a maximum radiation dose of 750 Gray (Gy). All discs were stored at room temperature for at least four to six weeks after irradiation. The irradiated samples were preheated for 1 minute at 230°C before infrared and thermal stimulation. Equivalent dose values were determined using IRSL and TL. A Schott BG39/Corning 7-59 filter combination was placed between photomultiplier and aliquots for both IRSL and TL measurements. A 10s IR exposure was followed by heating up the discs to 450°C with a heating rate of 5°C/s to obtain their IRSL and TL signals. Five discs of each sample were exposed to an unfiltered solar simulator lamp (dr hönle 2) for three hours to determine the residual TL signal. The equivalent dose was obtained by integrating the 1-10s region of the IRSL decay curves. The equivalent dose values of the TL signal were obtained by integrating

a 100°C temperature region between 280 and 420°C of the glow curves using an exponential fit. Alpha efficiency was estimated to a mean value of 0.08 ± 0.02 for all samples (cp. LANG et al. 2003). Dose rates for all samples were calculated from potassium, uranium and thorium contents, as measured by gamma spectrometry (N-type high purity Germanium (HPGe) detector with 25% relative efficiency) in the laboratory, assuming radioactive equilibrium for the decay chains. Cosmic dose rate was corrected for the altitude and sediment thickness, as described by AITKEN (1985) and PRESCOTT & HUTTON (1994). The natural moisture content of the sediment was estimated to $20\pm 5\%$ for all samples. Potential problems encountered to an underestimation of the moisture owing to permafrost conditions during the geological past were described by FRECHEN et al. (2001).

Dating results

Uranium, thorium and potassium contents range from 2.9 to 4.0 ppm, 8.6 to 12.9 ppm and from 0.8 to 1.5 %, respectively, resulting in a dose rate between 2.96 and 4.15 Gy/ka. The mean dose rate is 3.60 Gy/ka and is typical for Central European loess (cp. FRECHEN et al. 1999, 2001). Pedosediments and palaeosols from the lower part of the profile have a higher dose rate, most likely owing to the higher clay content. These dosimetric results are in excellent agreement with those of a previous study on loess from the nearby Nußloch section (LANG et al. 2003).

The IRSL equivalent dose values increase with depth from 41 to 286 Gray (Gy). Both, IRSL and TL equivalent dose values were determined for five samples and are in agreement within the 1-sigma standard deviation for three samples. Sample SH5 was taken from a Cryic Gleysol and shows a significantly higher TL equivalent dose value, if compared to IRSL, indicating most likely a short-distance transport and insufficient bleaching prior to deposition for TL in any case, but also for IRSL.

The silt of the upper part of the Bt horizon yielded an IRSL age estimate of 71.5 ± 7.4 ka. Samples from the humic-rich horizon and the Bw horizon gave IRSL age estimates ranging

from 52.5 ± 5.5 to 47.6 ± 4.9 ka. The weighted mean age of these samples yielded 48.9 ± 2.5 ka ($n=4$) for this part of the sequence. In order to test the reliability of the weighted mean ages, the chi square test was applied. This statistical approach allows to check, whether the single data points (n) belong to the same cumulative distribution. The chi square test gave 1.3 ($n=4$), which is acceptable. The Cryic Gleysol (SH11) above the Bw horizon was also sampled and gave an IRSL age estimate of 38.5 ± 4.0 ka.

The upper 5 m of the loess sequence correlates most likely with the Late Glacial of the Upper Würmian (MIS 2). Ten IRSL age estimates are available and range from 17.4 ± 1.8 to 13.5 ± 1.8 ka. The TL age estimates are in agreement with those from IRSL and range from 15.8 ± 1.2 to 12.7 ± 1.2 ka excluding samples SH3 and SH5. The weighted mean IRSL age estimate is 15.2 ± 0.8 ka ($n=8$) and the chi square test gave 6.1 ($n=8$), which is acceptable. Two samples were excluded from the interpretation in order to fulfil the chi square test. The first sample excluded was taken from a solifluction layer (SH5) and most likely was insufficiently bleached prior to deposition. The second sample was most likely contaminated with younger material by bioturbation processes close to the present surface (SH1).

Discussion

At the Schatthausen section, the oldest studied loess sediments are at least of penultimate glacial deposition age (TERHORST et al. 2001). A well-developed Bt horizon (SH 17) of a Luvisol superimposes the penultimate glacial loess (SH18). The truncated Bt horizon correlates most likely with the last interglacial, the Eemian interglacial and MIS 5e.

The overlying weak Bt horizon yielded an IRSL age estimate of 71.5 ± 7.4 ka BP (SH 16). In the Neckar area, the sections at Böckingen and at Bönningheim located about 65 km to the south-east of Schatthausen were investigated by a luminescence dating approach (FRECHEN 1999; ZÖLLER & WAGNER, 1990). The sediments from below and above a chernozem, correlating to the "Mosbacher Humuszone" *sensu* SEMMEL (1968), gave IRSL age estimates rang-

ing from 68.7 ± 8.2 ka to 55.7 ± 4.8 ka at the Böckingen section, respectively. These results are in agreement with those determined for the loess/palaeosol sequence at the Bönningheim section. In general, the uppermost chernozem in the Neckar area correlates most likely with the uppermost "Mosbacher Humuszone" *sensu* SEMMEL (1968), whereas the older humic-rich horizons (Middle and Lower "Mosbacher Humuszone" *sensu* SEMMEL, 1968) are not recorded. At the Mainz-Weisenau section situated in the Mainz basin, the loess from below the uppermost chernozem gave an IRSL age estimate of 72.4 ± 12.3 ka (FRECHEN & PREUSSER 1996; FRECHEN 1999). These luminescence results indicate that soil formation did occur during the Lower Würmian or during the early Middle Würmian.

In the Middle Rhine area, the sediments sandwiching the Lower Würmian BtAh horizon at the Tönchesberg section and the Upper Pedocomplex at the Koblenz-Metternich section gave IRSL age estimates ranging from 75 to 64 ka and from 77 to 67 ka, respectively (BOENIGK & FRECHEN 2001). It is very likely that the BtAh from Tönchesberg and the Upper Pedocomplex from Koblenz-Metternich correlate with MIS 5a. At both sections, Ah horizons postdating MIS 5a are intercalated in the loess record.

At the Nußloch section, LANG et al. (2003) determined an IRSL age estimate of 122 ± 18 ka for the penultimate glacial loess from below the Bt horizon (cp. TL age estimates determined by ZÖLLER et al. 1988). A sample taken from the lower part of the Bt horizon yielded an IRSL age estimate of 62 ± 10 ka, which was interpreted as considerably underestimated by ANTOINE et al. (2001). Three distinct horizons of humic-rich material were described from the section at Nußloch (ANTOINE et al. 2001), however not exposed at the section under study.

At the section at Schatthausen, the palaeopedological investigations show clearly, that two different Bt horizons can be distinguished. The upper pedocomplex (SH16 – SH13) gives evidence for a later soil forming period, which took place after the Eemian pedogenesis and postdates the erosional phase at the beginning of the last glacial period. The palaeopedological results coincide well with the IRSL-dating

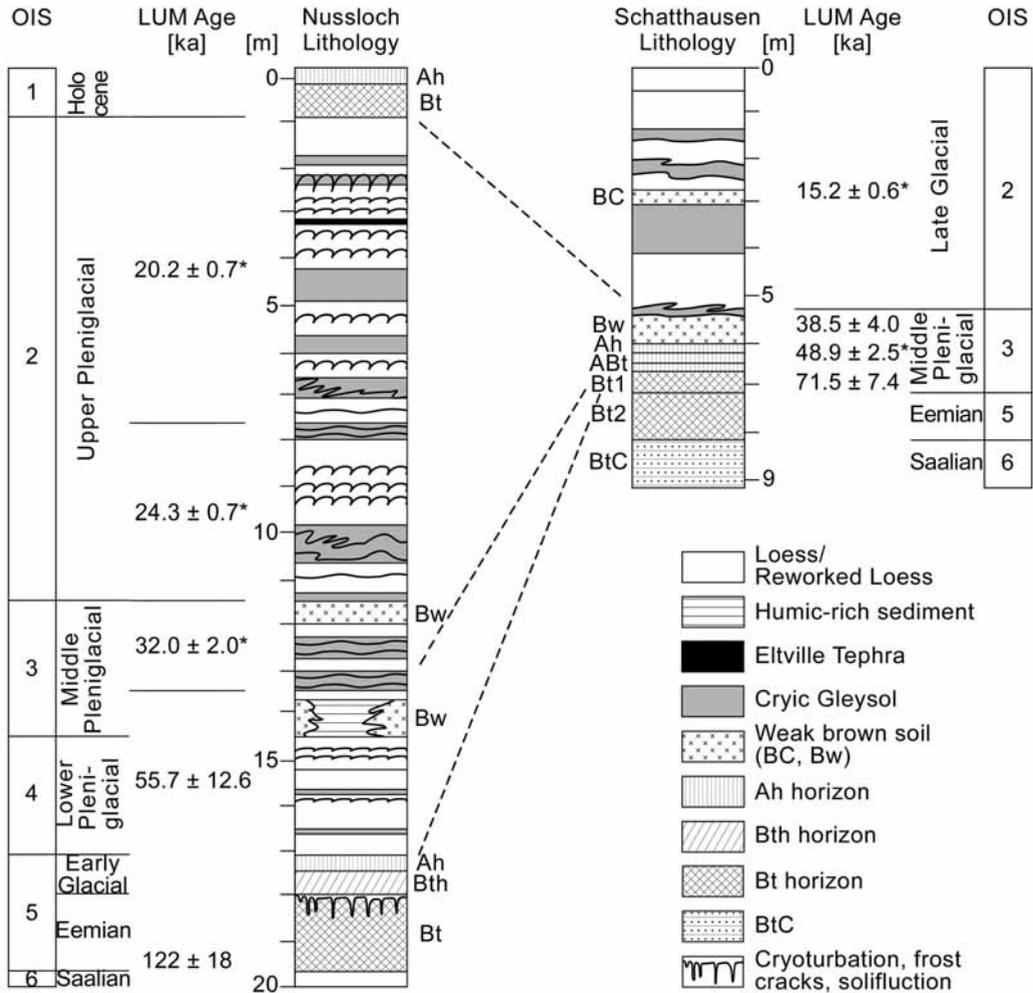


Fig. 3: Chronological interpretation and comparison of the two loess/palaeosol sequences from the sections at Nussloch and Schatthausen. The lithological sequence of the Nußloch section is modified after ANTOINE et al. (2001), the weighted mean ages were calculated from the results of this study and LANG et al. (2003).

of 71.5±7.4 ka for the sedimentation of the parent material of the younger soil. The sharp and clear boundary between the Eemian Bt horizon (SH17) and the overlying interstadial Bt horizon (SH16) implies the formation by an erosional process. The fact that rounded charcoals have been redeposited in combination with rounded clay fragments in thin sections (forthcoming study) proves that in this position pre-weathered material was accumulated on top of the Eemian soil. There is no evidence of similar features inside the well-developed interglacial soil. Furthermore, variations in

clay content and in the intensity of clay cutans vary strongly between SH17 and the overlying pedocomplex. After TERHORST et al. (2001), the Eemian soil contains 32.7% clay, whereas the clay content of the superimposed Bt horizon is reduced to 20% and even further to 18% in the AhE horizon of SH15. Soil forming processes inside the pedocomplex are additionally reflected in the record of magnetic susceptibility showing a decrease inside the leached upper parts of the pedocomplex (SH13, SH14) and an increase in the weakly developed interstadial Bt horizon (SH16, TERHORST et al. 2001). The

above discussion and the results of the IRSL dating study underline the interpretation of different soil forming phases, which differ in chronology and in intensity of pedogenesis, one reflecting interglacial conditions the other interstadial ones. Additionally, the polygenetic and interstadial origin of the pedocomplex SH16 – SH13 is yielded by the composition of phytoliths in this profile section. ZÖLLER et al. (2004) also discussed a Bt horizon buried under last glacial loess, which might be younger than the last interglacial period. The fact of superimposing palaeosols, weathering intensity and pedogenesis in pre-weathered soil sediments (cf. STEPHAN 2000) should be taken more seriously into account when interpreting polygenetic palaeosols.

The Middle Pleniglacial (Middle Würmian) sediments yielded IRSL age estimates ranging from 71.5 ± 7.4 to 38.4 ± 4.0 ka at the Schatthausen section. At Nußloch, the Lower Pleniglacial deposits consist of sandy and loessic sediments subdivided by a Cryic Gleysol and a Gelic Cambisol. There, loessic samples yielded IRSL age estimates ranging from 61 ± 10 ka to 56 ± 13 ka (LANG et al. 2003). The Middle Pleniglacial deposits of Nußloch consist of loess subdivided by at least one Cambisol and one Cryic Gleysol, which formed between 55 – 40 ka (LANG et al. 2003). These results are in excellent agreement with those of the Middle Pleniglacial record at the Schatthausen section. At Nußloch, the IRSL age estimates from the loess sandwiching the uppermost palaeosol gave IRSL age estimates ranging from 34 ± 3 ka to 30 ± 4 ka. It is very likely that this palaeosol correlates with the Denekamp Interstadial (“Lohner Boden” *sensu* SEMMEL 1967). The Bw horizon from the section at Schatthausen very likely correlates with the oldest Middle Würmian palaeosol from Nußloch, as evidenced by an IRSL age estimate of 50.5 ± 3.8 ka for the sediments of the BC horizon and an IRSL age estimate of 38.5 ± 4.0 ka for the Cryic Gleysol covering the Bw horizon (Figs. 2 and 3). At the Böckingen and Bönningheim sections, the lower Bw horizon, which correlates with the Middle Würmian, gave IRSL estimates ranging from 43.5 ± 6.0 to 28.7 ± 2.9 ka and from 44.4 ± 6.3 to 29.6 ± 5.0 ka, respectively (FRECHEN 1999).

In Upper Austria, loess from below a contemporaneous Bw horizon yielded an IRSL age estimate of 46.5 ± 3.4 ka at the Trindorf section (TERHORST et al. 2002, 2003).

It is likely to correlate this Bw horizon (“Böckinger Boden” *sensu* BIBUS 1989) with the Mershoofd or Hengelo interstadial (cp. BEHRE 1989) or both. An equivalent of the Denekamp interstadial (MIS 3) is not exposed at the Schatthausen section but very likely exposed at the Nußloch section (cp. LANG et al. 2003).

During the Upper Pleniglacial, loess accumulated more than 10 m thick at Nußloch. There, single loess layers vary in thickness from 0.5 to 2.0 m (ANTOINE et al. 2001). The loess is subdivided by numerous Cryic Gleysols (Gelic Gleysols), which are more or less cryoturbated and/or were subject to solifluction. The Gleysols correlate with slightly more humid periods when dust accumulation decreased. This loess record indicates considerable fluctuations in response to variations in wind dynamics and the intensity of deflation in the Rhine valley near Nußloch (ANTOINE et al. 2001). The loess record at Nußloch gives evidence for at least two major pulses of loess accumulation between 27–25 ka and between 22–19 ka (LANG et al. 2003), which are contemporary with the main Upper Pleniglacial dust peaks recorded in the Greenland ice core (NORTHGRIP MEMBERS 2004). LANG et al. (2003) and HATTÉ et al. (2001) provided IRSL and ^{14}C dating results for the loess/palaeosol sequence from Nußloch, which are in excellent agreement for the time period of the past 30,000 years. This Upper Würmian (Upper Pleniglacial) loess/palaeosol sequence gives a more or less continuous record about 11.30 m thick. The radiocarbon ages and the IRSL age estimates range from 26.0 ± 4.0 ka to 18.2 ± 3.7 ka for the Upper Würmian part of the sequence. The IRSL age estimates from Nußloch do not indicate any age increase with depth and, thus suggest a fast accumulation of dust most likely during two Pleniglacial periods, as confirmed by the two weighted mean ages of 20.6 ± 0.6 ka ($n=14$) and 24.3 ± 0.7 ka ($n=4$), respectively (Fig. 3). The chi-square test gave 7.3 ($n=14$) and 0.4 ($n=4$), which is acceptable. At the Schatthausen section, this part of the Upper Würmian loess record is not exposed

in the profile under study. The younger Middle Würmian/Middle Pleniglacial sediments are eroded. The Late Glacial loess is subdivided by three Cryic Gleysols and a weak brownish BC horizon. The sediment was accumulated between 17.4 ± 1.8 and 13.5 ± 1.8 ka. A weighted mean age of 15.2 ± 0.6 ka was determined for this loess, which most likely correlates to a Late Glacial pulse of dust sedimentation, as described in the Greenland ice core (NORTHGRIP MEMBERS 2004). The IRSL results do not show age increase with depth indicating a large mass accumulation rate during the late glacial, most likely > 1.5 m/ka. The duration of the increased dust accumulation period cannot be determined precisely owing to the analytical error of luminescence dating technique and its resulting 1-sigma standard deviation. It can be assumed that the upper 5 m of the loess record at Schatthausen correlates with the Late Glacial and postdates the eruption of the Eltviller tephra. A weighted mean age for the loess sandwiching the Eltviller Tephra at the Ockenfels section in the Middle Rhine area (PREUSSER & FRECHEN 1999) and at the Mainz-Weisenau section (FRECHEN & PREUSSER 1996) gave 19.8 ± 0.7 ka ($n=10$). A similar weighted mean age of 19.5–19.0 ka was calculated for the Eltviller Tephra from Nußloch by LANG et al. (2003). The chronostratigraphic position of the brown BC horizon (SH 6 and 7) correlates most likely with the one from above the Eltviller tephra in the loess/palaeosol sequence at the Ockenfels section in the Middle Rhine area, as evidenced by IRSL age estimates and loess stratigraphy (BIBUS 1989; PREUSSER & FRECHEN 1999). Four radiocarbon ages are available for the upper part of the sequence (SH9 – SH1), those are $24,510 \pm 190$ BP (UtC10628) and $23,990 \pm 160$ BP (UtC10626) for sample SH9 and calibrated ^{14}C ages of 10,220–10,183 cal BP (UtC 10625) and 10,146–10,139 cal BP (UtC 10524) for samples SH1 and SH3. The latter radiocarbon dates are not consistent with the IRSL age estimates. The uncalibrated radiocarbon ages of 24,510 BP and 23,390 BP are within the 1-sigma standard deviation in agreement with the IRSL age estimates. The samples of calcified root cells of SH1 and SH3 belong to the beginning of the Holocene period and

mark first carbonate leaching processes. Post-segregational recrystallization can result in ^{14}C ages of pedogenic carbonate that are too young (PUSTOVOYTOV & TERHORST 2004, AMUNDSON et al. 1994). Furthermore, HATTÉ et al. (1999, 2001) underlined that ^{14}C ages have to be taken cautiously owing to carbonate recrystallisation in snails from the loess.

5 Conclusion

The loess/palaeosol sequence from the section at Schatthausen gives evidence for a younger Bt horizon superimposing the last interglacial palaeosol. This result requires a more careful investigation of polygenetic superimposed palaeosols in order to avoid misinterpretation of the chronostratigraphic position (cp. TERHORST & OTTNER 2003; ZÖLLER et al. 2004). The humic horizon and the underlying Bt horizon form a pedocomplex designated to have been developed during at least two Lower or Middle Pleniglacial periods, as suggested by palaeopedology, phytoliths and chronology. The sediment of the lower and upper part of this pedocomplex was deposited around 70 ka and between 50 and 45 ka, respectively. The lower part of the sequence shows discontinuities in sedimentation and pedogenesis.

The youngest Middle Würmian interstadial, the Denekamp interstadial, is not recorded in Schatthausen. However, there is evidence for an older Middle Würmian palaeosol, which is supposed to correlate with the “Böckinger Boden” *sensu* BIBUS (1989) by means of pedological properties and IRSL dating results. The sediment gave an IRSL age estimate of 51.6 ± 5.2 ka, which is in agreement with IRSL age estimates from other loess sequences in the Neckar-Main area (cp. FRECHEN 1999).

Three luminescence age clusters can be distinguished for the loess/palaeosol sequence at the section at Schatthausen. These are from the youngest to the oldest: the Late glacial loess (MIS 2) with a weighted mean IRSL age estimate of 15.2 ± 0.6 ka, the Middle Pleniglacial (MIS 3) with a weighted mean age of 48.9 ± 2.5 ka and a Lower Würmian record (MIS 4/MIS 5) with a deposition age of > 70 ka BP. The chronological investigations are in agreement with those from

the nearby Nußloch section and complement the idealized sequence with the Late Glacial loess and its intercalated tundra gleys. Furthermore, this loess record shows an excellent agreement with the GRIP dust record for the late Glacial period. The brownish BC horizon formed during the Late Glacial was also described in similar stratigraphic position at the Ockenfels section in the Middle Rhine area (BIBUS 1980).

Acknowledgment

Funding of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (HI 643/2-3) in the frame of the project "Sediment budget of Pliocene and Quaternary sediments in the Upper Rhine area" is appreciated. Prof. Dr. A. SEMMEL and Prof. Dr. L. ZÖLLER were thanked for valuable comments on an earlier version of the manuscript.

References

- AITKEN, M.J. (1985): Thermoluminescence Dating. – 359 S.; Oxford (Oxford University Press).
- AITKEN, M.J. (1998). Introduction to Optical Dating. – 267 S.; Oxford (Oxford University Press).
- AMUNDSON, R., WANG, Y., CHADWICK, O., TRUMBORE, S., MCFADDEN, L., McDONALD, E., WELLS, S. & DE NIRO, M. (1994): Factors and processes governing the ^{14}C content of carbonate in desert soils. – *Earth and Planetary Science Letters*, **125**: 385-405; Amsterdam.
- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.D., ZÖLLER, L., LANG, A., MUNAUT, A.V., HATTÉ, C. & FONTUGNE, M. (2001): High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. – *Quaternary International*, **76/77**: 211-229; Oxford.
- AOUST, V. de (1857): Observations sur un terrain d'origine météorique ou de transport arien qui existe au Mexique et sur le phénomène des trombes de poussière auquel il doit principalement son origine. – *Geol. Soc. France, Full.*, 2d, Ser., 2: 129-139; Paris.
- BEHRE, K. (1989): Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. – *Quaternary Science Reviews*, **8**: 25-44; Oxford.
- BENTE, B. & LÖSCHER, M. (1987): Sedimentologische, pedologische und stratigraphische Untersuchungen an Lössen südlich Heidelberg. – *Göttinger Geographische Beihefte*, **84**: 9-17; Göttingen.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **25**: 166-182; Öhringen.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D*, **1**: 1-296; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E. (Hrsg.) (1989): Paläoböden im mittleren Neckarbecken unter besonderer Berücksichtigung von Lößstratigraphie und Paläoböden. – *Exkursionsführer*, 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundl. Gesellschaft. - Heilbronn.
- BIBUS, E. (1995): Exkursion C8, Weser-Bodensee-Traversal, Bereich Süddeutschland. In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Quaternary Field Trips in Central Europe*, **1**: 459-470; München (Pfeil).
- 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, Serie D*, **20**: 21-52; Frankfurt a. M.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (2001): The loess record in sections at Koblenz-Metternich and Tönchesberg in the Middle Rhine Area. – *Quaternary International*, **76/77**: 201-209; Oxford.
- BOETTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S. & WINTLE, A.G. (2003): Optically stimulated luminescence dosimetry. – 404 S.; Amsterdam (Elsevier).
- FRECHEN, M. (1994): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **44**: 79-93; Stuttgart.
- FRECHEN, M. (1999): Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany. – *Quaternary Science Reviews*, **18**: 243-269; Oxford.
- FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, G. (1997): Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. – *Quaternary Research*, **48**: 291-312; Washington.
- FRECHEN, M., OCHES, E.A. & KOHFELD, K.E. (2003): Loess in Europe – mass accumulation rates during the Last Glacial Period. – *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1835-1857; Oxford.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des

- Lößprofil Mainz-Weisenau. – Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, **20**: 53-66; Frankfurt a. M.
- FRECHEN, M., VLIET LANOE, B.V. & VAN DEN HAUTE, P. (2001): The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium – High resolution terrestrial archive of climate forcing. – *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **173**: 175-195; Amsterdam.
- FRECHEN, M., SCHWEITZER, U. & ZANDER, A. (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique. – *Ancient TL*, **14/2**: 15-17; Clermont-Ferrand.
- 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; Oxford.
- GERASIMOVA, M.I., GUBIN, S.V. & SHOBA, A.A. (1996): Soils of Russia and adjacent countries: geography and micromorphology. – 204 S.; Moscow (Miedema).
- HATTÉ, C., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., ROUSSEAU, D.D., TISNÉRAT-LABORDE, N. & ZÖLLER, L. (1999): New chronology and organic matter $\delta^{13}\text{C}$ paleoclimatic significance of Nußloch loess sequence (Rhine Valley, Germany). – *Quaternary International*, **62**: 85-91; Oxford.
- HATTÉ, C., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., LANG, A., ROUSSEAU, D.D. & ZÖLLER, L. (2001): $\delta^{13}\text{C}$ of loess organic matter as a potential proxy for paleoprecipitation reconstruction. – *Quaternary Research*, **55**: 33-38; Washington.
- LANG, A., HATTÉ, C., ROUSSEAU, D.D., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., ZÖLLER, L. & HAMBACH, U. (2003): High-resolution chronologies for loess: comparing AMS ^{14}C and optical dating results. – *Quaternary Science Reviews*, **22**: 953-959; Oxford.
- LEONHARD, K.C. v. (1823/24): Charakteristik der Felsarten. – 3: 772 S.; Heidelberg (Engelmann).
- LOZEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – *Rozprawy Ustr. ust. geol.*, **31**: 1-374; Prague.
- LYELL, C. (1834): Observations on the loamy deposits called “loess” of the basin of the Rhine. – *Edinburgh New Philosophical Journal*, **17**: 110-113, 118-120; Edinburgh.
- MOINE, O., ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P. & HATTÉ, C. (2002): Mise en évidence d'événements climatiques rapides par les faunes de mollusques terrestres des loess Weichseliens de Nussloch (Allemagne). – *Quaternaire*, **13**: 209-217; Paris.
- NORTHGRIP MEMBERS (2004): High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – *Nature*, **431**: 147-151; Oxford.
- PÉCSI, M., & RICHTER, G. (1996): Löss: Herkunft - Gliederung - Landschaften. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neu Folge Supplementband*, **98**: 1-392; Berlin.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, **23**: 497-500; Oxford.
- PREUSSER, F. & FRECHEN, M. (1999): Chronostratigraphie der oberweichselzeitlichen Lößabfolge von Ockenfels (Mittelrhein). – In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. (Hrsg.): *Terrestrische Quartärgeologie*: 475 S.; Köln (logabook).
- PUSTOVOYTOV, K. & TERHORST, B. (2004): An isotopic study of a late Quaternary loess-palaeosol sequence in SW Germany. – *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **21/1**: 88 - 93, Mexico (<http://satori.geociencias.unam.mx/21-1.htm>).
- RICHTHOFEN, F. v. (1878): Bemerkungen zur Lößbildung. – *Verh. Geol. Reichsanst. Berlin*: 1-13; Berlin.
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland - Stratigraphie, Paläopedologie und Konnektierung in Flußterrassen. – *Catena Supplement*, **3**: 95-138; New York.
- ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa – Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. – *Göttinger bodenkundliche Berichte*, **6**: 2-103; Göttingen.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – *Mitteilungen Deutsche bodenkundliche Gesellschaft*, **5**: 1-135; Göttingen.
- ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würmlösses in Mitteleuropa. – *Notizblatt des hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **99**: 246-252; Wiesbaden.
- RÖSNER, U. (1990): Die Mainfränkische Lößprovinz.

- Mitteilungen fränkische geographische Gesellschaft, **37**: 1-307; Erlangen.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **15**: 199-206; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in Lössen. – *Notizblatt Hessisches Landesamt für Bodenforschung*, **95**: 104-108; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – *Frankfurter geographische Hefte*, **45**: 1-133; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (Hrsg.) (1996): Pleistozäne und holozäne Böden aus Lößsubstraten am Nordrand der Oberrheinischen Tiefebene. – *Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D*, **20**: 1-144; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1999): Loess section of Mainz-Weisenau. – In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (Hrsg.): *Loess in the Middle and Upper Rhine area. - Field Guide Loessfest '99*: 57-69; Bonn.
- STEPHAN, S. (2000): Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **50**: 95-106; Hannover.
- TERHORST, B., APPEL, E. & WERNER, A. (2001): Results of paleopedological and magnetic susceptibility analyses in a loess exposure in SW-Germany. – *Quaternary International*, **76-77**, 231-240, Oxford.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J. (2002): Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lößprofilen der Inn- und Traun-Hochterrasse in Oberösterreich. – *Zeitschrift Geomorphologie N.F.*, **127**: 213-232; Stuttgart.
- TERHORST, B. & OTTNER, F. (2003): Polycyclic Luvisols in Northern Italy: Palaeopedological and Clay Mineralogical Characteristics. – *Quaternary International*, **106-107**: 215-231; Oxford.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003): Pleistozäne Deckschichten auf der Traun-Enns-Platte bei Linz (Oberösterreich). – In: TERHORST, B. (Hrsg.): *Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich. – Tübinger Geowissenschaftl. Arbeiten, Reihe D*, **9**: 115 – 155; Tübingen.
- WINTLE, A.G. (1973): Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. – *Nature*, **245**: 143-144; London.
- WINTLE, A.G. (1997): Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. – *Radiation Measurements*, **27**: 769-817; Pergamon.
- WRB (1998): *World Reference Base for Soil Resources. – FAO Report 84*; Rome.
- ZÖLLER, L., OCHES, E.A. & MCCOY, W.D. (1994): Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. – *Quaternary Science Reviews*, **13**: 465-472; Oxford.
- ZÖLLER, L. & LÖSCHER, M. (1999): The last glacial-interglacial cycle in the loess section at Nussloch and underlying upper Tertiary loams. – In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (Hrsg.): *Loess in the Middle and Upper Rhine area. – Field Guide Loessfest '99*: 37-50, Bonn.
- ZÖLLER, L., STREMMER, H.E. & WAGNER, G.A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein. – *Chemical Geology (Isot. Geosc. Sect.)*, **73**: 39-62; Heidelberg.
- ZÖLLER, L., ROUSSEAU, D.-D., JÄGER, K.-D. & KUKLA, G. (2004): Last interglacial, Lower and Middle Weichselian - a comparative study from the Upper Rhine and Thuringian loess areas. – *Zeitschrift Geomorphologie Neue Folge*, **48**: 1-24; Stuttgart.
- ZÖLLER, L. & WAGNER, G.A. (1990): Thermoluminescence dating of loess – recent developments. – *Quaternary International*, **7/8**: 119-128, Oxford.

Hinweise für Autoren

Manuskript-Übermittlung: Das Manuskript ist der Schriftleitung in dreifacher Ausfertigung zuzusenden. Manuskriptformat DIN A4, einseitig bedruckt, durchnummeriert und mit Namen und Adresse des Erstautoren versehen. Bitte benutzen Sie eine Standard-Textverarbeitung im .rtf oder .doc-Format. Als Zeichensatz verwenden Sie bitte die Standard-Fonts Times Roman, Helvetica oder Courier mit einem 1,5-fachen Zeilenabstand. Bitte das eingereichte Manuskript nicht heften.

Manuskripte, die nach der Begutachtung zum Druck angenommen sind, werden nur auf Anforderung an die Autoren zurückgesendet. Dies gilt auch für beigelegte Originale (Zeichnungen, Fotos etc.). Die überarbeitete Endversion des Manuskriptes ist abschließend auf einer CD/Diskette und als Ausdruck bei der Schriftleitung einzureichen. Eine Übermittlung via E-Mail ist ebenso möglich. Ausdruck und elektronische Fassung müssen identisch sein, etwaige notwendige Änderungen können den Autoren in Rechnung gestellt werden.

Manuskriptform: Als Publikationssprachen sind Englisch und Deutsch zugelassen. Manuskripte in deutscher Sprache müssen einen englischen Untertitel tragen sowie eine englische Kurzfassung und englische keywords beinhalten. Es gelten die Regeln der neuen Rechtschreibreform.

Die Manuskripte sollen folgendem Aufbau entsprechen: **I.** Kurze, aber prägnante Überschrift **II.** Ausgeschriebener Vor- und Nachname mit akademischem Grad, Post- und E-Mail-Adresse **III.** Bis zu fünf englische keywords, die den Inhalt des Manuskriptes widerspiegeln. **IV.** Deutsche und englische Kurzfassung des Textes mit einer Länge von bis zu 200 Wörtern. Der englische Untertitel des Manuskriptes ist der englischen Kurzfassung in eckigen Klammern voranzustellen. **V.** Klar gegliederter Text. Kapitelnummerierungen sind mit arabischen Ziffern zu versehen. **VI.** Alphabetisch geordnete Literaturliste. Die Zitierweise muss der unten angegebenen Form entsprechen.

Im fortlaufenden Text sind Literaturhinweise als Kurzzitate einzufügen, der oder die Autorennamen sind in KAPITÄLCHEN-Schrift zu setzen, das Erscheinungsjahr in Klammern, z. B. MÜLLER (2006). Werden von einem Autor mehrere Arbeiten aus einem Jahr zitiert, so sind diese durch Buchstaben zu unterscheiden: MÜLLER (2006a, 2006b). Bei mehr als drei Autoren kann et al. verwendet werden: MÜLLER et al. (2006). Arbeiten mit bis zu drei Autoren werden folgendermaßen zitiert: MÜLLER & MEYER (2006) oder MÜLLER, MEYER & SCHULZ (2006). Sind mit der Zitierung bestimmte Seiten oder Abbildungen gemeint, müssen diese genau angegeben werden: MÜLLER (2006: 14) oder MÜLLER (2006: Fig. 14).

Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (*Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten*) sind kursiv zu schreiben. Die den biologischen Namen folgenden Autoren werden in KAPITÄLCHEN gesetzt. (*Armeria maritima* WILLD.)

Bitte keinen Blocksatz verwenden, sondern einen rechtsseitigen Flatterrand.

Bitte keine automatische Silbentrennung verwenden.

Bitte alle automatischen Formatierungen in ihrer Textverarbeitung deaktivieren.

Bitte keine Seitenzählung

Abbildungen, Tabellen und Fotos nicht in den Text einbauen, sondern separat als Ausdruck beifügen. Abbildungsunterschriften am Ende des Manuskripttextes platzieren.

Abbildungen: Bitte fügen sie jede Abbildung als separaten Ausdruck bei und versehen sie den Ausdruck mit dem Namen des Autors, der Abbildungsnummer und der Ausrichtung der Abbildung. Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 7 cm) oder Satzspiegel (= 14,5 x 21 cm) zulassen. Die Beschriftung muss nach der Verkleinerung noch gut lesbar sein. Sollte eine Legende nötig sein, so binden sie diese in die Abbildung ein. Bitte vermeiden sie Haarlinien oder Grauwerte.

Für die Drucklegung müssen alle Abbildungen in elektronischer Form eingereicht werden. Bitte verwenden sie hoch aufgelöste Dateien im .tif- oder .eps-Format (600 dpi). Stark reduzierte .jpg oder .pdf-Dateien oder in Word-Dokumente eingebundene Abbildungen werden nicht akzeptiert.

Klapptafeln oder farbige Abbildungen können nur auf Kosten der Autoren erstellt werden.

Zitierweise (Beispiele):

Aufsätze:

SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 250-261; Öhringen.

EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland. – *Z. geol. Wiss.*, **7**: 451-462; Berlin.

ZAGWIJN, W. H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. (ed.): *The Middle Pleistocene in Europe: 145-172*; Rotterdam (Balkema).

Monographische Werke, Bücher:

EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: Autoren erhalten 20 Sonderdrucke kostenfrei, weitere auf Kosten des Verfassers.

Manuskripte sind an den Schriftleiter von *Eiszeitalter und Gegenwart*, *Quaternary Science Journal* zu senden: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Marine Laboratory, Schleusenstraße 1, D-26382 Wilhelmshaven, E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Instruction to Authors

Manuscript submission: Manuscripts are to be sent in triplicate to the Editor, printed on one side of standard sized paper (DIN A4). The author's permanent and temporary addresses are to be given. Microsoft Word files are preferred (.rtf or .doc-files). Use 12pt type in one of the standard fonts: Times Roman, Helvetiva, or Courier is preferred. It is not necessary to double space your manuscript. Do not use staples to fix your manuscript.

Manuscripts accepted for publication, including original artwork will not be returned to the author unless requested. The final revised and accepted manuscript should be submitted on CD/diskette along with a copy of the printout or via E-mail. The CD/diskette should be labelled with the author's name and the version of the word processing system used. The electronic files and the printout must be identical. Changes to the electronic files may be charged to the author(s).

Manuscript style: The languages of the journal are English and German. Manuscripts in German must contain an English subtitle, an abstract and English keywords.

Manuscripts should be arranged in the following order: **I.** Informative but brief title **II.** Full names, full address and academic position of all authors. E-mail of the author who is to check the proofs. **III.** Include up of five keywords that describe your paper. **IV.** A short abstract of up to 200 words. Papers in German should additionally contain a summary in German language; the English abstract should carry the translated title of the paper in square brackets. **V.** The main text, if necessary subdivided by headings, which should be numbered with arabic numerals. **VI.** Reference list, the references should be arranged alphabetically and should also be conform to the examples given below.

References should be quoted in the text as name and year within brackets and listed at the end of the text alphabetically. Use small CAPITALS for the author e.g. MÜLLER (2006). Where reference is made to more than one work by the same author published in the same year, identify each citation as follows: MÜLLER (2006a, 2006b). Where three or more authors are listed in the reference list, please cite in the text as MÜLLER et al. (2006). Papers with up to three authors should be cited as MÜLLER & MEYER (2006) or MÜLLER, MEYER & SCHULZ (2006). If a special page, figure, table etc. of a paper should be cited use following citation style: MÜLLER (2006: 14) or MÜLLER (2006: Fig. 14).

Scientific names of flora and fauna (*gender, sub-gender, species, sub-species*) are to be written in *italics*. Use small CAPITALS for the author (*Armeria maritima* WILLD.).

Do not justify your text, use a ragged right hand margin.

Do not break words at the end of lines.

Do not use any automatic formatting.

Do not use pages numbers

Graphic elements, tables and images should be kept as separate files. Figures and tables captions should be placed at the end of the manuscript.

Illustrations: Supply each figure as a separate print-out, with the author's name, the figure number and the top of the figure indicated. Illustrations should be reducible to a column width of 7 cm or a maximum size of 14,5 x 21 cm. Lettering must be of reasonable size that would be clearly readable after reduction. Where a key of symbols is required, include this in the artwork itself, not in the figure caption. Avoid fine lines and grey-shading/halftones.

For the final version all illustrations must be supplied electronically as files at a sufficient resolution (600 dpi). Please use a tiff or eps format. Pdf-files or figures in word-documents are not acceptable.

Foldout inserts and colour illustrations are permitted, provided the author bears the cost.

References (examples):

Papers:

SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 250-261; Öhringen.

EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland. – Z. geol. Wiss., **7**: 451-462; Berlin.

ZAGWIJN, W. H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. (ed.): The Middle Pleistocene in Europe: 145-172; Rotterdam (Balkema).

Books:

EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Offprints: Authors will receive 20 offprints free of charge. Further offprints can be ordered.

Manuscripts for E&G – Quaternary Science Journal must be submitted to the editor: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Marine Laboratory, Schleusenstraße 1, D-26382 Wilhelmshaven, E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Available volumes of
Eiszeitalter und Gegenwart
(status quo 09/2007)

Volume	Year	Price	Volume	Year	Price
6	1955	38,00 €	34	1984	40,00 €
7	1956	38,00 €	35	1985	40,00 €
11	1960	38,00 €	36	1986	42,00 €
12	1962	38,00 €	37	1987	44,00 €
13	1962	38,00 €	38	1988	44,00 €
14	1963	38,00 €	39	1989	44,00 €
15	1964	38,00 €	40	1990	48,00 €
16	1965	38,00 €	41	1991	48,00 €
17	1966	38,00 €	42	1992	49,90 €
18	1967	vergriffen/sold out	43	1993	49,90 €
19	1968	38,00 €	44	1994	49,90 €
20	1969	38,00 €	45	1995	49,90 €
21	1970	38,00 €	46	1996	49,90 €
22	1971	38,00 €	47	1997	49,90 €
23/24	1973	Doppelband/double feature 57,00 €	48	1998	49,90 €
25	1974	38,00 €	49	1999	49,90 €
26	1975	38,00 €	50	2000	49,90 €
27	1976	38,00 €	51	2002	49,90 €
28	1978	38,00 €	52	2003	54,00 €
29	1979	38,00 €	53	2003	54,00 €
30	1980	38,00 €	54	2004	54,00 €
31	1981	38,00 €	55	2005	54,00 €
32	1982	38,00 €	56/1-2	2007	54,00 €
33	1983	38,00 €	56/3	2007	27,00 €

A list of all published volumes is also shown under <http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart>.

For members of the DEUQUA volumes 11-50 (exclusive of Vol. 17-18, 29) are available for 10,- € per volume.
The price for other volumes is 25,- € for DEUQUA-members.

Volume 6-7, 17, and 29 are exclusively offered by E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller),
Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart.

Also available:

EISSMANN L. & LITT, T. (Hrsg.) (1994): Das Quartär Mitteleuropas. – Altenburger Naturwiss. Forsch., 7; Altenburg.
The price is 43,- €

If you are interested please contact:

Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, D-30655 Hannover deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Volumes 1-5, 8 and 10 are available as reprints:

Firma Zwerts und Zeltinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse (price for DEUQUA-members is 28,- €).

Contents Vol. 56 No. 3 (2007)

- Zur spätholozänen Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes - Neue139
pollenanalytische Untersuchungen im Pfälzischen Berg- und Hügelland
Late Holocene vegetation development in the Palatinate Forest
Steffen Wolters
- The difference between pollen types and plant taxa:162
a plea for clarity and scientific freedom
*Der Unterschied zwischen Pollentypen und Pflanzentaxa:
Ein Plädoyer für Deutlichkeit und wissenschaftliche Freiheit*
Pim de Klerk & Hans Joosten
- Korrelation von mittelpleistozänen Löss-/Paläobodensequenzen172
in Oberösterreich mit einer marinen Sauerstoffisotopenkurve
*Correlation between Middle Pleistocene loess/paleosol sequences
in Upper Austria and marine Oxygenium Isotope Stages (OIS)*
Birgit Terhorst
- Sedimentuntersuchungen an unterpleistozänen Schmelzwasserablagerungen186
und Periglazialschottern im Riß-Iller-Gebiet, deutsches Alpenvorland
*Sedimentological research on Lower Pleistocene meltwater deposits
and periglacial sediments of the Rhine-Iller area; German Alpine Foreland*
Andreas Gerth & Raimo Becker-Haumann
- The Upper Pleistocene loess/palaeosol sequence from212
Schatthausen in North Baden-Württemberg
*Die oberpleistozäne Löss-/Paläobodenabfolge
von Schatthausen im nördlichen Baden-Württemberg*
Manfred Frechen, Birgit Terhorst & Wolfgang Rähle