

Eiszeitalter und Gegenwart

53. Band 2003



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung e. V.

Schriftleitung: ERNST BRUNOTTE



Vertrieb: E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) – Stuttgart

ISSN 0424 - 7116



www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V.

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

30655 Hannover, Stilleweg 2, Postfach 510153

Bankverbindungen:

Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 45303-308, BLZ 25010030

Kreissparkasse Hannover, Konto-Nr. 2000806311, BLZ 25050299

Vorstand

(2003-2006)

Präsident:	Prof. Dr. CHRISTIAN SCHLÜCHTER, Bern
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. JEF VANDENBERGHE, Amsterdam Prof. Dr. THOMAS LITT, Bonn
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Köln
Schriftleitung der Nachrichten:	Dr. FRANK PREUSSER, Bern
Schatzmeister:	Dr. JÖRG ELBRACHT, Hannover
Archivar:	PD Dr. HOLGER FREUND, Hannover
Dem Vorstand gehören weiterhin an:	Prof. Dr. MARGOT BÖSE, Berlin PD Dr. LUDGER FELDMANN, Clausthal-Zellerfeld Dr. MARKUS FIEBIG, München Mag. JÜRGEN REITNER, Wien Dr. STEFAN WANSA, Halle
Schriftleitungsausschuss/Editorial Board:	
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 KÖNIGSWALD, Bonn	

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 45,- €. Korporative Mitglieder zahlen 55,- €. Studenten, Rentner und andere Mitglieder ohne Einkommen können über die Geschäftsstelle formlos Ermäßigung beantragen.

Der Jahresbeitrag wird in Deutschland durch Einzugsermächtigung, von allen anderen Mitgliedern durch Überweisung bis 01.03 des betreffenden Jahres auf eines der oben genannten Konten erbeten.

Anmeldung neuer Mitglieder und Anfragen wegen fehlender Jahrbücher sind an die Geschäftsstelle in Hannover zu richten.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an:
Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Geographisches Institut der Universität, D-50923 Köln.

Das Titelbild zeigt eine Renaturierungsfläche im Großen Moor bei Diepholz/Niedersachsen. In einem alten Torfstich wächst ein dichter Sphagnum-Rasen. Im Hintergrund ist die alte Torfstichwand zu erkennen. (Foto: L. FELDMANN 21.8.1996)

Liebe DEUQUA-Mitglieder und Leser von Eiszeitalter und Gegenwart,

es erreichen uns immer wieder Stellungnahmen und Kritiken zu einzelnen Aufsätzen. Wir möchten anregen, dass Sie Eiszeitalter und Gegenwart als Diskussionsforum verstehen und uns ihre Meinung oder Gegendarstellung als druckfertiges Manuskript zur Veröffentlichung zusenden.

Zuschriften und Manuskripte bezüglich wissenschaftlicher Aufsätze fertigen Sie bitte entsprechend der "Hinweise für den Verfasser wissenschaftlicher Beiträge" an (s. Ende dieses Heftes) und senden Sie an den Schriftleiter von „Eiszeitalter und Gegenwart“:
Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Geographisches Institut der Universität, D-50923 Köln [Straßenangabe entfällt]. E-mail:
e.brunotte@uni-koeln.de

ISSN 024-7116 © Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Schriftleitung: E. BRUNOTTE

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich.

Gesamtherstellung: Papierflieger Offsetdruck GmbH

38678 Clausthal-Zellerfeld · papierflieger_offsetdruck@web.de

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung e. V.

53. Band

mit 61 Abbildungen und 11 Tabellen

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e. V. Hannover

Schriftleitung: ERNST BRUNOTTE

Vertrieb:



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

2003

Inhaltsverzeichnis

<i>GOLDBERG, P., SCHIEGL, S., MELIGNE, K., DAYTON, C. & CONARD, N. J.:</i> Micromorphology and Site Formation at Hohle Fels Cave, Swabian Jura, Germany.....	1-25
<i>PUCHER, R.:</i> Magnetische Aspekte zum Rodderberg-Vulkan (Bonn)	26-38
<i>PIOTKOWSKI, J. A. & WINDELBERG, S.:</i> Glazialtektonik weichselzeitlicher Ablagerungen in Zentral-Fünen, Dänemark.....	39-54
<i>NELLE, O. & SCHMIDGALL, J.:</i> Der Beitrag der Paläobotanik zur Landschaftsgeschichte von Karstgebieten am Beispiel der vorgeschichtlichen Höhensiedlung auf dem Schloßberg bei Kallmünz (Südöstliche Frankenalb)	55-73
<i>BODE, R., LEHMKUHL, F., REINECKE, V., HILGERS, A., DREHLY, V. & RAJTRIE, U.:</i> Holozäne fluviale Geomorphodynamik und Besiedlungsgeschichte in einem kleinen Einzugsgebiet am nördlichen Harzrand.....	74-93
<i>BIBUS, E. & RAHLE, W.:</i> Stratigraphische Untersuchungen an molluskenführenden Terrassensedimenten und ihren Deckschichten im mittleren Neckarbecken (Württemberg).....	94-113
<i>NOWEL, W.:</i> Nochmals zur Altersstellung des Tranitzer Fluviatils (Anmerkungen zum „Kommentar“ von LIPPSTREU & STÄCKEBRANDT)	114-123

Micromorphology and Site Formation at Hohle Fels Cave, Swabian Jura, Germany

PAUL GOLDBERG, SOLVEIG SCHIEGL, KAREN MELIGNE,
CHRIS DAYTON & NICHOLAS J. CONARD^{*}

Keywords: caves, FTIR, micromorphology, Late Quaternary climate, Upper Palaeolithic

Abstract: Hohle Fels Cave near Schelklingen in the Swabian Jura area of southwestern Germany, contains an occupational and sedimentological record that spans at least the last 36,000 years and includes Aurignacian, Gravettian, and Magdalenian prehistoric occupations. The sediments were subjected to detailed micromorphological analysis coupled with microanalytical data using electron microprobe and FTIR techniques. The results show that much of the sediment has been derived from the interior of the cave where the finer matrix was partially phosphatized, likely derived from bear habitation. Moreover, the sediment has been subjected to cryoturbation and ice lensing under cold and damp conditions. These cold-related features become increasingly well developed in the Gravettian and Magdalenian layers reflecting more marked cooling during these periods. There is no evidence for the occupation of the cave by humans or cave bears during the Last Glacial Maximum. These geoarchaeological observations can be used to test hypotheses about paleoclimate and human behavior developed using independent lines of evidence provided from botanical, faunal and archaeological materials. Some of the methods employed in this research have not previously been used to study the caves of the Swabian Jura and provide key new insights into the archaeological and natural history of the region.

^{*}Anschrift der Verfasser: P. GOLDBERG, K. MELIGNE, C. DAYTON: Department of Archaeology, Boston University, 675 Commonwealth Avenue, Boston Massachusetts 02215, U.S.A. E-mail: paulberg@bu.edu; N. CONARD, S. SCHIEGL: Institut für Ur- und Frühgeschichte und Archäologie des Mittelalters der Universität Tübingen, Abteilung für Ältere Urgeschichte und Quartärökologie, Schloss Hohentübingen, D-72070 Tübingen

Zusammenfassung: Die Höhle Hohle Fels liegt auf der Schwäbischen Alb bei Schelklingen und beinhaltet eine stratigraphische Folge, die mindestens 36.000 Jahre zurück geht und Aurignacien-, Gravettien- und Magdalenien-Fundschichten beinhaltet. Die Sedimente vom Hohle Fels wurden mit mikromorphologischen Analysen in Kombination mit Elektronmikroprobe und FTIR-Analysen untersucht. Die Ergebnisse zeigen, dass die Sedimente aus dem inneren Bereich der Höhle stammen und dass die feine Matrix in Zusammenhang mit der Nutzung der Höhle durch Bären eine starke Phosphatanreicherung erlebt hat. Mikrostrukturen belegen kalte und feuchte klimatische Phasen, charakterisiert durch Kryoturbation und Eislinsen. Diese Merkmale sind in den Gravettien- und Magdalenien-Schichten stärker entwickelt und sprechen für kühle Bedingungen während dieser Perioden. Während des letzten Kältemaximums fehlen Hinweise für die Nutzung der Höhle durch Menschen und Höhlenbären. Diese Beobachtungen können als Grundlage dienen, um Hypothesen über das Paläoklima und über menschliches Verhalten im Paläolithikum, die anhand botanischer, faunistischer und archäologischer Daten entwickelt wurden, zu prüfen. Einige der Methoden dieser Untersuchungen wurden zum ersten Mal in den Höhlen der Schwäbischen Alb eingesetzt und lieferten viel versprechende Einblicke in die Archäologie und die naturhistorische Entwicklung der Region.

1 Introduction

Paleolithic excavations in the caves of the Swabian Jura have been conducted since the 1860s. This rich research tradition including the work of Oscar Fraas, R. R. Schmidt, Gustav Riek and others has its intellectual and

methodological roots in the geosciences, and since its origins in the early 20th Century, the Department of Early Prehistory and Quaternary Ecology has had strong links to the geosciences of the University of Tübingen. Despite the long and successful research tradition in geoaerchaeology in Tübingen, which includes recent work by J. Hahn, (HAHN 1988), H. LAVILLE (LAVILLE & HAHN 1981) and L. CAMPEN (1987), it was not until the late 1990s that contemporary methods including micromorphological studies and microanalytical techniques, such as electron microprobe and FTIR have been applied to answer archaeological and paleoenvironmental questions related to the Paleolithic cave excavations in the Swabian Jura. With this paper we present a series of results using new methods to address research questions that range from site formation to environmental change, from the current excavations at Hohle Fels near Schelklingen in the Ach Valley of southwestern Germany.

2 Site Setting and Stratigraphy

Hohle Fels Cave is situated on the eastern extension of the Swabian Jura about 20 km west of Ulm (Figures 1 and 2). The cave is formed within an Upper Jurassic (Malm) limestone reef and occurs at about 534 m above sea level (asl) in the valley of the Ach River, a tributary of the Danube. The Ach Valley was cut by the Danube before it left its bed shortly during the Riss glacial maximum (VILLINGER 1986). Today the Ach River is about 3 m wide and flows to the east into the blau river. Prior to the Riss Glacial Period the valley bottom was up to 40 m lower than today and much narrower; it has subsequently been filled with gravel and sand. The cave is located on the southeast side of the valley, about 7 m above the current valley bottom which here is about 350 m wide. During the terminal Pleistocene the valley bottom was ca. 5-10 m lower than today's position (WAGNER 1979). Hohle Fels is one of the largest caves in the re-

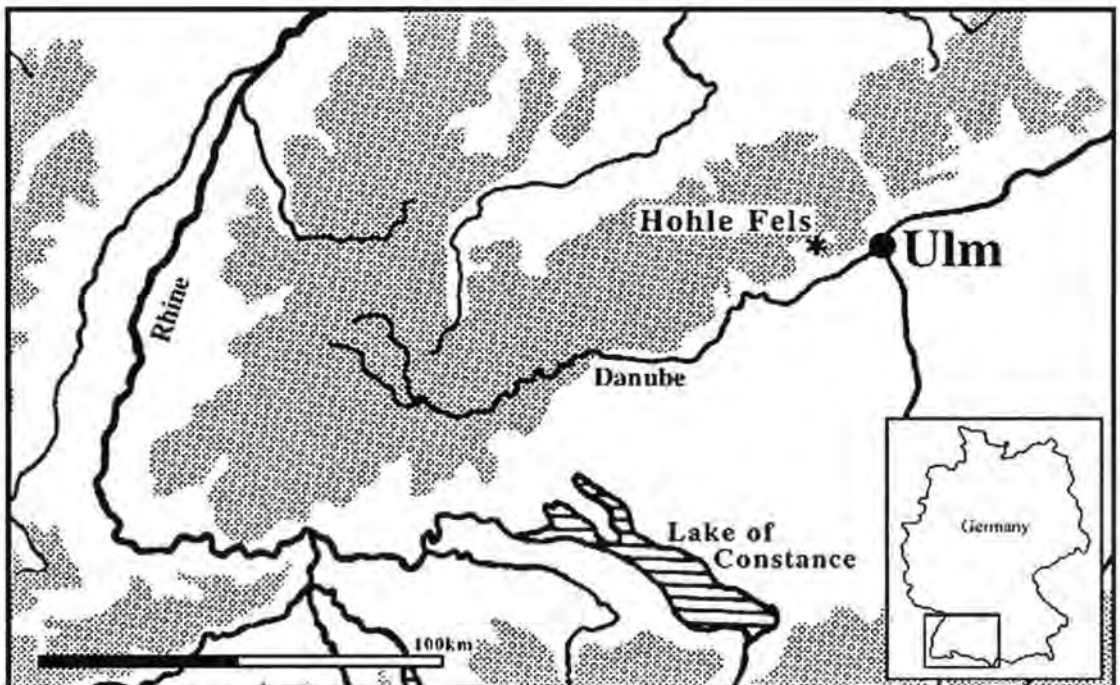


Fig. 1: Location Map of Hohle Fels Cave in the Swabian Jura.

gion with a large cave hall that has a maximum height of 12 m and covers an area of 500 m². The entrance is connected with the cave hall by a 30 m long passage (Figure 3). During the first scientific excavations in 1870/71 Oscar Fraas recovered an enormous number of cave bear bones, as well as stone, bone, and antler artifacts. R. R. Schmidt (SCHMIDT 1910, 1912) presented the Paleolithic from Hohle Fels in his classic monograph, „Die diluviale Vorzeit Deutschlands“. From 1958-1960 G. Matschak and G. Riek conducted excavations in several parts of the cave, most notably in a large niche on the left side of the passage leading to the main hall of the cave. The excavators never published their results, and C. Saier (SAIER 1994) was the first to systematically study the finds from these excavations. Between 1977-79 and 1987-1996 Joachim Hahn renewed excavations in the niche in the hopes of gaining a stratigraphic section for comparison with the profile from nearby Geißenklösterle (HAHN 1988). Archaeological, palaeontological and geological research results from Hohle Fels have been published in numerous articles and theses (BLUMENTRITT & HAHN 1991; FISCHER et al. 1993; HAHN 1989a, 1989b, 1991, 1992, 1995; HAHN & PASDA 1990; OBERMAIER 1906; RÄHLE 1981; SCHEER 1994). Since Hahn's death in 1997, N. Conard and H. P. Uerpmann have directed the ongoing excavations (CONARD & UERPMANN 1999; CONARD & FLOSS 1999, 2000; CONARD et al. 2000, 2002). This latest work has revealed a sequence of *éboulis*-rich silty and clayey deposits, some rich in charcoal and burnt bone. In addition, a number of archaeological horizons were recognized that range from Aurignacian strata at the base through Gravettian and Magdalenian layers at the top (Figures 3, 4; Table 1).

The stratigraphic sequence at Hohle Fels can be considered from the standpoints of both litho- and archaeo-stratigraphy. The former approach results in several *geological horizons* (GH) or Layers that follow standard field criteria based



Fig. 2: Hohle Fels Cave entrance.

on parameters such as color, texture, and internal organization. These are described in Table 1. The *archaeological horizons* (AH) or Units, on the other hand, are determined on the basis of the assemblages of artifactual material. In the case of Hohle Fels, lithological and archaeological boundaries are strongly linked. At a more general level of analysis four main stratigraphic units (A-D) have been defined for operational reasons (CONARD & UERPMANN 1999; Table 1). Each of these units is discussed from bottom to top as follows:

Unit D (the Aurignacian) - Unit D was uncovered over an area of 6 m² (CONARD et al. 2002), and so far, consists of well stratified geological layers 3d-8 and archaeological horizons AH II d-V. Although we have not yet reached the bottom of this unit, thus far, about 1 m of sediments has been excavated (see CONARD et al. 2002). The majority of lithic artifacts was produced on

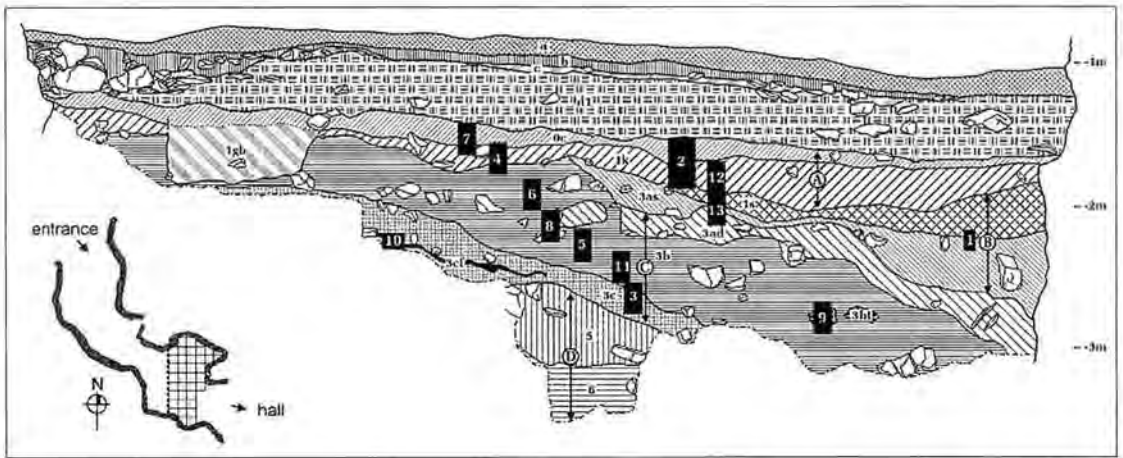


Fig. 3: Profile 2 showing stratigraphy with archaeological units and geological layers, as well as sampling locations. The inset map shows the deep interior chamber and the location of excavated area with exposures of sediments discussed in the text. The grid lines are 1 m apart.

local cherts. Unlike overlying Gravettian assemblages, implements made on radiolarite are considerably less abundant. Lack of debitage and cores suggests the absence of in situ knapping scatters, but discarded stone tools are common and include diverse forms typical for the Swabian Aurignacian. Implements and ornaments produced from ivory as well as ivory working debris are common, and three mammoth ivory figurines have been recovered from the Aurignacian layers from Hohle Fels. The faunal analysis is still underway, but preliminary analysis has documented the presence of mammoth, bear, horse, reindeer, fox, and hare. Furthermore, a well-defined concentration of burnt bone was unearthed in the lower Aurignacian horizon IV. A series of radiocarbon dates for these Aurignacian layers have yielded uncalibrated ages between 30 and 36 ka. These dates are consistent with the relatively early dates for the Aurignacian at nearby sites including Geißenklösterle (CONARD & BOJUS in press). Geological samples from Unit D have not yet been studied.

Unit C (the Gravettian) - The Gravettian layers 3b - 3cf (AH IIB-IIcf), are 60-80 cm thick, and have been uncovered over an area of ca 30 m². The sediments of these layers are well preserved, and many finds of these layers are from

recognizable strata. The main occupation of the Gravettian complex dates to ca. 29,000 - 27,000 years BP.

More than 90% of the lithic assemblage is unmodified debitage. Cores and tools are also numerous, including backed knives, burins, Gravette points, and end scrapers (CONARD et al. 2000). The lithic raw materials are similar to those of the Magdalenian tools (BURKERT & FLOSS in press). A rich inventory of bone, antler and ivory tools as well as antler picks and perforated batons have been recovered (CONARD & FLOSS 2001). The Gravettian archaeological horizons have yielded numerous pendants of ivory and perforated teeth.

The faunal record of the Gravettian layers has not been fully analyzed. Preliminary results show that cave bears are well represented, and in 2000 a vertebra of a cave bear was recovered from AH IIBcf with an embedded fragment of a chert weapon. This find provides the first conclusive evidence for active hunting of cave bear. Nonetheless, the weight of evidence suggests that the majority of cave bear bone resulted from natural mortality (MÉNZIEB et al. 2001). Horse appears to be the main game species, and reindeer is present but less abundant. As in the Aurignacian and Magdalenian deposits, much

Tab. 1: Sediment and profile description of Hohle Fels Cave (Schelklingen, Southern Germany)

Profile 2 (cf. Fig. 4)

Geol. Horizon/ UNITS	Munsell Color	Field observations	Arch. Horizon/ LAYERS	Archaeological features and Comments	Uncalibrated ¹⁴ C Age (AMS in italics)
1. Modern Stratigraphic Complex					
a	2.5Y 7/4	Cave pavement (Höhlenfestschichten) consisting of alternating banded layers up to 2 cm in diameter; coarse yellow, rectangular gravel and blackish fine sediment-bearing pebbles.	0		Post-1958
b	5 Y 2.5/1	Slag-bearing layer containing pebble chips and few 3-4cm size pebbles mixed with some finer clayey sediment	0		1944
C	7.5YR 3/4	Thin gravel "leveling layer" with rounded pebbles up to 2cm across.	0		1944
D1	2.5Y 5/6	Sandy sediment containing limestone gravel with boulders up to 45 cm in diameter. Gravel displays preferred sub-horizontal orientation. Yellow - ochre.			
2. Stratigraphic A - complex (Holocene; below Unit 1 k, pure and typical Magdalenian					
0c	5Y 2.5/1	Slightly rounded to well rounded 2-5 cm size limestone fragments lacking preferred orientation. They occur within a dark grey/black argillaceous silt with fine-grained calcareous sand.	0/1	Mixed horizon: containing metal age and Neolithic ceramics and Magdalenian artefacts; disturbed Holocene surface caused by clearing in 1944	

Magdalenian					
1k	2.5Y 2/0	Clayey silt with 1-2 mm size irregularly to slightly rounded limestone gravel, slightly elongated and without recognizable orientation.	1	Magdalenian lithic and organic artifacts	<i>13,240 ± 110</i> <i>13,085 ± 95</i> <i>12,770 ± 220</i>
Pit filling of Qu 76/77/86/87					
1gb	10YR 5/2	Medium grey, very dense clay, with homogeneous distribution of rather big-charcoal fragments. Inclusions of medium sized, angular to slightly rounded limestone.	0	Contains black fired ceramics	
Stratigraphic B-Complex (moonmilk-sediments and limestone gravel)					
1s	10YR 8/2	White, fine calcitic sand with slight amount of interstitial clayey silt; subangular limestone inclusions, 2-5 cm, mostly without orientation.		essentially sterile	
3as	2.5Y 5/6	Very heterogeneous layer. In the northern part, a marked unconformity separates a matrix-rich area from a matrix-poor one. <i>Matrix-rich area:</i> Matrix is pale yellow/brown, pale grey/brown, partly darker brown silty with little clay and fine sand. High abundance of 1-8 cm, angular limestone gravel inclusions displaying irregular orientation, occurring along with very well rounded, 1cm diameter clasts. <i>Matrix-poor area:</i> Matrix is virtually lacking, and clasts consist mostly of 2-8 cm, and some 10-13 cm of limestone fragments/gravel; these are angular to rounded, and irregular to slightly elongated shape, without orientation.			

Stratigraphic C-Complex (mainly Gravettian)					
3ad	10YR3/2-4/4	Heterogeneous layer with pockets of variable brightness (generated by washing out of finer components) containing sedimentologically different types of infillings; the darker sediment infillings possibly exhibit an anthropogenic component. The lighter matrix consists of dark grey-brown silt with small amounts of clay and calcareous sand. The dark matrix is blackish silt with small amounts of calcareous sand and a somewhat higher clay component compared to areas of the bright matrix. Inclusions (2-7 cm) are relatively abundant, mostly angular, but some partly rounded; they dip northwards.	I/IIb	Mixed Magdalenian/Gravettian-horizon (reworked and displaced Gravettian)	
3b-complex	7.5YR4/6	Reddish silt with little clay and fine calcareous sand. Inclusions of angular to slightly rounded limestone gravel occur in variable amounts without orientation.	II b	Gravettian lithic and organic artifacts	27,150 ± 600
3bt	2.5Y2/3	Dark grey, partly black silt, with an abundance of sand size burnt bone (<i>Knochenkohle</i>) and a small amount of clay. Inclusions consist of some stones, bones and bone ash (>1cm).	II b	Gravettian lithic and organic artifacts	
3c	10YR5/6	Very moist clayey silt with many limestone clasts of variable sizes. They are angular to rounded, and dip towards the NE.	II c	Gravettian lithic and organic artifacts	29,550 ± 650
3cf	5Y 2.5/1	Black clayey silt with a high proportion of bone ash that underlies a limestone-rich gravel layer.	II c	Gravettian lithic and organic artifacts	28,920 ± 400
Stratigraphic D-Complex (mainly Aurignacian)					
3d	10YR 4/4	Red-brown argillaceous silt with ca. 60% of 4–8cm, slightly rounded limestone gravel inclusions. Matrix only slightly compacted, contains abundant small pores and cavities.	II d	Aurignacian ?	29,560 ± 240/-230 30,010 ± 220
5	7.5YR 4/4	Generally loose mixture of angular limestone gravel and moist clayey silt with a minor component of coarse calcareous sand.	II e	Aurignacian lithic and organic artifacts	
6	7.5YR 5/6	Rounded limestone gravel with little interstitial matrix. Mostly coarse-grained calcareous sand, downward-facing edges or fracture planes of limestone fragments frequently bear grey clay crusts.	III	Aurignacian lithic and organic artifacts	30,550 ± 550 31,100 ± 600

Notes on descriptions:

- 1) These are provisional descriptions based on unpublished work by J. Hahn (12.09.1994); Waiblinger (1997); N.J. Conard and T. Prindiville (02.09.1997); and P. Russell and N.J. Conard (09.98). The geological and archaeological horizons (GH and AH) serve as preliminary field descriptions and are subject to modification during future excavations.
- 2) Colors were determined using the Munsell Soil Color Chart on moist samples, both in the cave under artificial light conditions and outside the cave in natural light.
- 3) Differentiation of individual sediment units on the basis of their calcium carbonate contents was not possible due to the large number of limestone clasts.
- 4) ¹⁴C ages are uncalibrated and compiled from Conard and Bolus (2003); Conard and Floss (2000); Hofreiter et al. (2002); and Housley et al. (1997).

of archaeofauna has been systematically burnt for fuel. Fragments of bone of large game, such as mammoth and rhinoceros are also present. Large, medium and small game, such as fox and hare played a prominent part of the human economy – including use of hides, raw material and food.

Unit B (archaeologically sterile) – Unit B consists of two layers (1s and 3as), which together

reach a maximum thickness around 70 cm next to the wall of the cave in the northern part of the excavation (Figure 4); these deposits thin out toward the interior of the niche. In contrast to the other strata, the horizons of unit B are light colored. This feature is due to high proportions of rubble- and sand-sized limestone, and low amounts of clay, especially in the upper horizon. The B-complex is archaeologically nearly sterile and lacks datable material.

The rare artifacts recovered from this complex are apparently not *in situ* and were likely incorporated into the sediment by cryoturbation. Consistent with its sterile nature, its sedimentological composition, and the radiocarbon dates from the over- and underlying deposits, the B-complex can be reasonably correlated with the Last Glacial Maximum. No clear evidence of occupation has been discovered so far in the Swabian Jura during this interval.

Unit A (the Magdalenian) - The Magdalenian complex has been excavated over an area of 30 m² and has a thickness of 20-60 cm. Much of the sediments has been modified by cryoturbation inhibiting the establishment of a fine stratigraphy (CONARD & FLOSS 2001). The upper layers also contain diverse finds from the Holocene, such as pottery, demonstrating that considerable mixing has occurred. The Magdalenian complex dates to ca. 13,000 years BP.

The lithic artifacts from the Magdalenian deposits include mostly blades and bladelets, although scrapers, burins, borer, backed knives and backed points have also been uncovered. They are produced mainly from local Jurassic chert and radiolarite, although non-local raw materials are also present (BURKERT & FLOSS in press).

Numerous bone and antler tools, such as projectile points, one double-rowed harpoon and several needles also occur. The Magdalenian assemblage contains worked pieces of jet and ivory, as well as perforated snail shells and teeth. In 1998 excavations recovered a painted rock fragment, which might have been a painted piece of the cave wall, or alternatively, could have been mobile art (CONARD & UERPMANN 1999).

Horse and reindeer were the most important game. In addition, the layers contain bones of many other mammals, among which fox and hare are abundant.

3 Laboratory Methods

Samples and sample preparation

Cave sediments are typically complex mixtures of cultural and geological materials that are commonly diagenetically altered (WEINER et al. 1995). We thus chose a micromorphological approach that includes the study of undisturbed samples by light microscopy coupled with SEM study and elemental analysis of the in tact sediments.

A set of thirteen large samples of undisturbed blocks of sediment was collected along the western profile of the excavated entrance section (Figures 3 and 4). An additional sample (no. 14) was taken in excavation square 77, about 1 m away from the profile. The cave sediments characteristically contain major amounts of limestone gravel - mm to several dm in size - derived from the roof and walls of the cave. Sampling such stony deposits is difficult, and it was not possible to use Kubiena boxes. Instead, we jacketed large areas of sediment exposed in Profile 2 with burlap dipped in plaster of Paris. After the exposed part of the plaster jackets hardened, the block was carefully removed from the profile and the rear portion was similarly covered with plaster-impregnated burlap.

In the laboratory several 1-2 cm² large windows were cut through the plaster prior to 6 weeks of drying at 60° C in a drying oven. After drying, the blocks were put into large containers and partly covered with a mixture of styrene-based polymeric resin (Viscovoss N50 S by Voss Chemie GmbH), styrene (Merck Eurolab GmbH) and hardener (MEKP MEC, Voss Chemie GmbH) in relative volume proportions 7 : 3 : 0.025. The containers kept for 30 minutes under vacuum of < 200 mbar (Vacutherm chamber, Heraeus Instruments). The samples were removed from the vacuum chamber, completely immersed in the resin mixture and then put back into the chamber where they were kept for 5 days under vacuum, followed by a 24-hour heating period at 60° C. After impregnation,

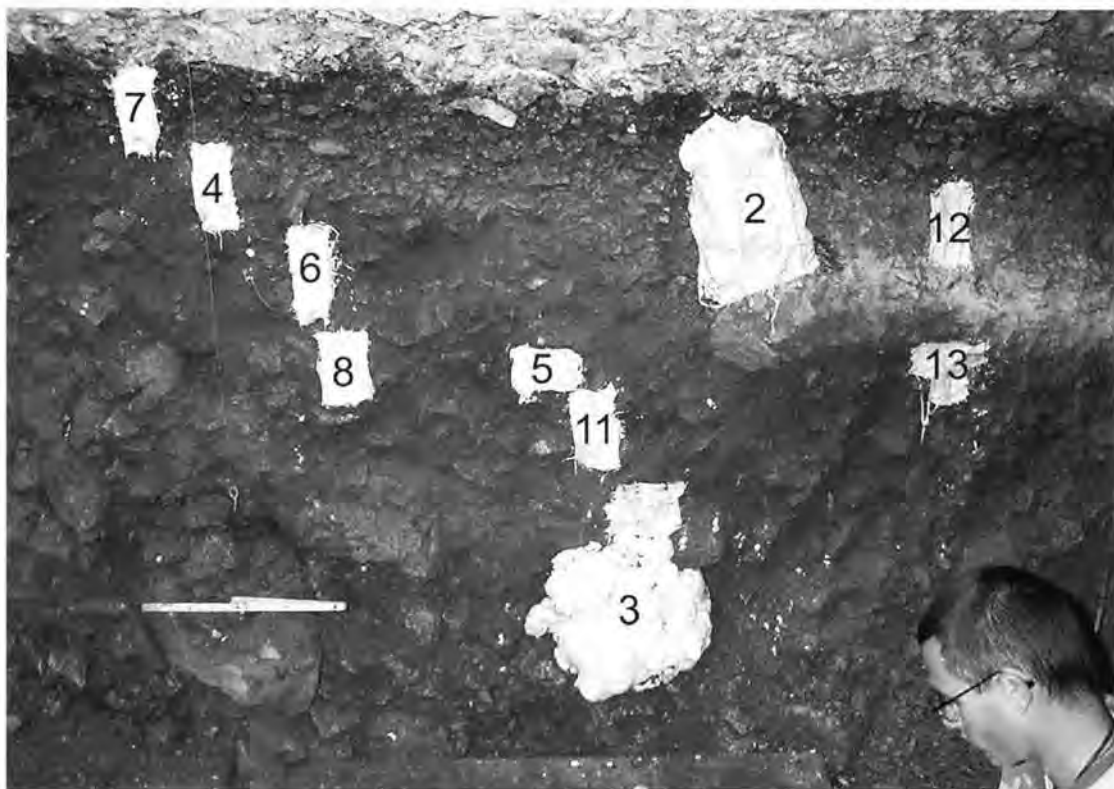


Fig. 4: Photograph of Profile 2 showing plaster-jacketed sediment samples. Compare with Figure 3.

several 1 to 2 cm-thick slices were cut from each block by means of a water-cooled rock saw. Several representative areas were chosen from the slices for petrographic thin section preparation. Two series of thin section were produced, large sections of sizes of 7 cm x 10 cm for transmitted light microscopy and smaller ones (3.5 cm x 2.5 cm) with highly polished surfaces for scanning electron microscopy.

In addition to the sample blocks, a second series of loose sediment were collected from corresponding localities for infrared spectroscopy. The latter were dried in a heating oven for several days at 60° C.

Analytical Methods

Petrographic thin sections were observed with microfiche reader, transmitted polarizing light microscope, and electron microprobe analyzer (Jeol Superprobe JXA-8900R WD/ED Com-

bined Microanalyzer). Optical examination of the thin sections consisted of observation with the microfiche reader at magnifications of ca. 10 to 20x, and with the petrographic microscope at magnifications that ranged from 20x to 400x. Such a strategy allows the section to be viewed at different scales, ranging from field to hand sample down to ultra-fine detail with the SEM (COURTY et al. 1989).

The large thin sections were also scanned on a flat-bed scanner (ARPIN et al. 2002) in order to facilitate documentation for the microprobe. This procedure enables efficient location of spots analyzed by the electron microprobe analyzer, and in turn correlate electron microscope data with those obtained through polarizing light microscopy. Polished thin sections of the undisturbed sediments were carbon-coated and analyzed by Jeol Superprobe, equipped with energy dispersive (ED)- and wave length (WD)

dispersive-analytical techniques (see SCHIEGL *et al.* in press, for details).

Finally, some of the loose samples of the burnt material from Layer 3cf (Figure 3) were analyzed by Fourier Transform Infrared Spectroscopy (FTIR; Nicolet Avatar 360 FT-IR E.S.P., computer-controlled by Omnic Version 5.1). FTIR spectra within the wavenumber-range between 400 and 4000 cm^{-1} were obtained by the potassium bromide (KBr)-pellet technique. Tens of micrograms of sample were finely ground using an agate mortar and pestle, and ca. 0.1 mg of the sample powder was mixed with about 80 mg KBr (Uvasol by Merck, IR-grade). A 7 mm-pellet was produced by means of a hand press without evacuation. The empty sample chamber was used as reference background. Thirty-two scans with a spectral resolution of 4 cm^{-1} spectra were carried out. If necessary, the baseline was corrected for measurements of the peak absorbances. Infrared-sensitive constituents were identified using a reference library containing more than 100 reference spectra relevant to archaeological samples.

4 Results

Micromorphology

The sediments from Hohle Fels Cave are more complex than they first appear on the macroscopic level in the field. The micromorphological examination of 17 thin sections from units C through A reveals fine variations of the texture, fabric and organization of the main constituents. Overall, the sediments are characterized by heterogeneity, which is itself expressed in different ways throughout the stratigraphic succession. The basic components, calcareous clay, lithic fragments, bone, charcoal and some fine organic material, are consistent through most of the sequence, although their organization and proportion change locally within the deposits. For the most part, the descriptions and discussion below refer to the geological/archaeological

subdivisions within C to A, the main units. The relevant subdivisions within Gravettian Unit C are layers 3c, 3b and their various subdivisions (Tables 1 and 2; Figure 4). Unit B is culturally sterile. The subdivisions within Unit A are Layers 1k and 0c and date to the Magdalenian and Holocene, respectively (Table 1; Figure 3).

Coarse Fraction

The coarse elements, defined as grains of sand-size and larger (60 μm), consist of anthropogenic, geogenic, and biogenic components. The anthropogenic elements are burnt bone, some of the unburnt bone (if modified by humans), possibly coprolites, and charcoal. Geogenic components include limestone clasts and calcareous „ornaments“ which crystallized on the roof and walls and were then detached. Two components of the coarse fraction could be attributed to both human and other biological agents: coprolites(/ phosphatic grains?) and unburnt bone. A few other minor constituents were observed in some of the thin sections: quartz grains, iron particles, and the coprolites mentioned above.

Bone, either burnt or unburnt, is nearly ubiquitous throughout the sediments, except in the culturally sterile Unit B (Table 2). While we found unburnt bone in all the Gravettian and Magdalenian layers, burnt bone was present in significant quantities only in layers 3b, 3bt, and 3cf of the Gravettian period. The size of the bone fragments ranges from unidentifiable splinters (as small as 20 μm) to cm-long pieces. Several tooth fragments are also present and occur in the matrix or are incorporated within aggregates (Figure 5). Although they are mostly rounded - likely by cryoturbation - some bone fragments in aggregates remain very sharp and angular, suggesting reworking and transport of much of the bone (the significance of this bone layer is discussed below, and in detail in SCHIEGL *et al.* 2003).

Charcoal is overall less common than burnt bone, being almost absent from the Gravettian sediments (Unit C) and totally absent from the

Tab. 2: Summary of Micromorphological Attributes of Sediments from Hohle Fels Cave

				Coarse Fraction			Fine Fraction	Fabric		Textural Features		Crystallitic Features				
Cultural Layers	Geological Units	Time Range (uncalibrated)	Samples by depth	Bone	Charcoal	Lithic		Solid patterns	Non-solid patterns							
				Unburnt Bone Burnt Bone	Charcoal	Unphos. LS/Clasts Phos. LS/Clasts	Decalcified clay	Loose non-aggregated Loose aggregates Compound 'macroaggregates' Massive, non-aggregated	Platy voids Packing voids Fissures and cracks	Coatings Cappings/Pendants	calcareous 'ornaments' Hydrocalclitic minerals					
A Magdalenian	0c		HF-7A top	uB	Ch	uLS		x		x			T	-		
			HF-7A middle	uB	Ch	uLS				x			T	-		
			HF-7A bottom	uB	Ch	uLS				x		x		T	M	
			HF-7B top	uB	Ch	uLS phLS				x		x		T	M	
	1k ca 13 ka			HF-7B middle	uB	Ch	uLS phLS		x		x			T	M	
				HF-7B bottom	uB	Ch	uLS phLS		x		x			-	-	
				HF-12A top	-	-			x		x		-	P	T	M
				HF-12A middle	-	-			x		x			P	T	M
				HF-12A bottom	-	-			x		x			P	T	M
				HF-12B top			uLS		x	x		x		P	T	M
				HF-12B bottom	uB	Ch	uLS		x		x		-	P	T	M
				HF-4A top	uB	Ch	uLS -		x	x	x				T	M
				HF-4A middle	uB	Ch	uLS -		x	x	x				T	M
				HF-4A bottom	uB	Ch	uLS phLS		x	x	x				T	M
C	3b		HF-4B top	uB	Ch	uLS		x		x	Coa		-	-		
			HF-4B middle	uB	Ch	uLS		x		x	Coa		-	-		
B Sterile	1s 3as		HF-1 top			uLS		x		x	Coa		T	M		
			HF-1 middle			uLS		x		x	Coa		T	M		
C Gravettian	3ad		HF-13 top	uB	Ch	uLS		x		x		P	-	-		
			HF-13 middle	uB	Ch	uLS			x	x	x		P	-		
			HF-13 bottom	uB	Ch	uLS				x	x	x		P	-	
			HF-6 top	uB	-	uLS phLS		x	x	x	x	Coa		-	-	
	3b	30 to 25 ka		HF-6 middle	uB	-	uLS phLS		x		x	Coa		-	-	
				HF-6 bottom	uB	bb	uLS phLS		x		x	Coa		-	-	
				HF-8 top	uB	bb	uLS phLS				x		x	Cap	-	-
				HF-8 middle	uB	bb	uLS	DeCa clay				x	x	Cap	-	-
				HF-8 bottom	uB	bb	uLS phLS		x		x		x	Cap	-	-
				HF-5 J	uB	-	uLS phLS				x	x	x	Cap	-	-
				HF-5 junger bottom	-	-	uLS				x	x	x	Cap	-	-
				HF-5 A	-	bb	uLS				x	x	x	Cap	-	-
				HF-5 Alter bottom	-	-	uLS				x	x	x	Cap	-	-
				HF-11 top	uB	bb	uLS				x		x	Cap	-	-
	3bt			HF-11 middle	uB	bb	uLS		x		x	Cap	-	-		
				HF-11 bottom	uB	bb	uLS phLS		x		x	Cap	-	-		
				HF-9A top	uB	bb	uLS		x		x		x	Cap	-	-
				HF-9A middle	uB	bb	uLS phLS		x		x		x	Cap	-	-
				HF-9A bottom	uB	bb	uLS phLS		x		x		x	Cap	-	-
				HF-9B top	uB	bb	uLS		x		x		x	Cap	-	-
HF-9B middle				uB	bb	uLS -		x		x		x	Cap	-	-	
HF-9B bottom				uB	bb	uLS		x		x	x	Coa	Cap	-	-	
3c			HF-3A top	uB	bb	uLS phLS		x		x	Cap	-	-			
			HF-3A middle	uB	-	uLS	DeCa clay	x	x			Coa	Cap	-		
			HF-3A bottom	uB	bb	Ch	uLS	DeCa clay	x	x			Coa	-		
			HF-3B top	uB	-	uLS phLS	DeCa clay	x			x	Coa	-	-		
			HF-3B middle	uB	-	uLS	DeCa clay	x	x		x	x	-	-		
			HF-3B bottom	uB	bb	uLS	DeCa clay	x			x	x	-	-		
			HF-3C top	uB	-	uLS	DeCa clay	x			x	x	-	-		
			HF-3C middle	-	-	uLS phLS	DeCa clay	x			x	x	-	-		
HF-3C bottom	uB	Ch	uLS phLS	DeCa clay	x			x	x	-	-					

anthropogenically sterile sediments of Layer B (Table 2). Within the Gravettian sequence, only one layer contains significant amounts of charcoal: Layer 3ad at the top of the Gravettian sequence. On the other hand, most of the Magdalenian sediments (Unit A) were rich in

charcoal fragments, which range in size from a few microns to a few millimeters. These fragments are either incorporated into the fine fraction or contained within rounded aggregates (Figure 5). A portion of these charcoal fragments are

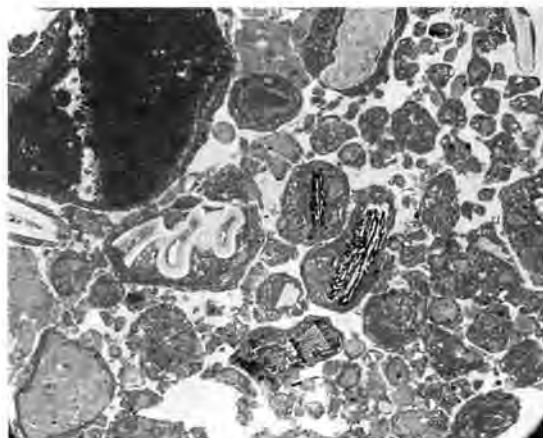


Fig. 5: Microphotograph of coarse, sand-sized clasts incorporated within rounded aggregates in sample HF-4B (Layer 3b). In particular, note the presence of charcoal fragments and rodent tooth in the center of the photograph. Plane-polarized light (PPL); width of view, ca. 3.2 mm.

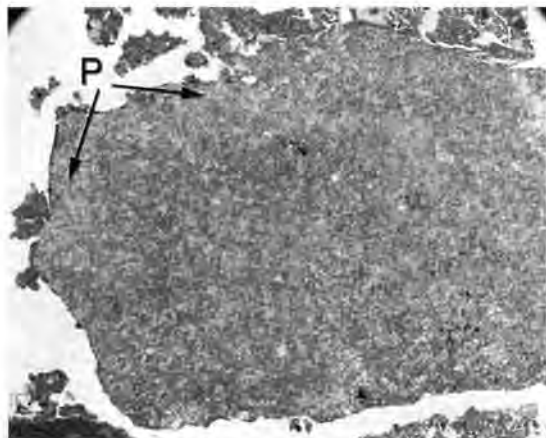


Fig. 6: Microphotograph of sample HF-3C (Layer 3c) showing partially phosphatized limestone grain revealed by slightly lighter color on left and upper part of the grain (P with arrows; this is yellow-brown in color photograph). PPL; width of view, ca. 3.2 mm.

from Holocene deciduous trees, particularly beech (*Fagus*) and have been reworked into the Magdalenian deposits. Fragments of birch (*Betula*) and willow (*Salix*) appear to be of Pleistocene origin (These were identified by S. Riehl. The masses of beech clearly stem from Holocene features).

The Aurignacian layers (Unit D; analyzed by Freddy Damblon in Brussels) have birch, pine and even beech. The presence of the latter suggests a warm interstadial during this time; its occurrence in the Magdalenian - a cold period - is clearly intrusive.

The lithoclastic component consists almost exclusively of limestone fragments, and some calcareous „ornaments“ (cf. crystallitic features below). Diverse types of limestone are present throughout the sediments, including oolitic and dolomitic limestone. They vary from sand to pebble size, and from subangular to rounded. An interesting feature of some limestone fragments is their partial phosphatization, which is manifested in plane polarized light (PPL) by a yellow-brown reaction rim along the edge of the grain (Figure 6); these rims are isotropic in

cross-polarized light (XPL). In ultraviolet light, the phosphatized portions fluoresce strongly, while the non phosphatized limestone „core“ of the grains does not. Phosphatic replacement of calcite is also manifested by tooth-like, etched terminations of calcite (Figures 7a, 7b). Phosphatization of calcareous grains does not appear to follow a specific stratigraphic pattern, and it may be that phosphatization occurs in localized areas throughout the entire sequence. Amber-colored phosphatic grains of indeterminate, but likely biogenic, origin occur in all samples (Table 2; Figures 8a, 8b).

Fine Fraction

The fine fraction consists of a yellow-brown to brown calcareous and locally phosphatic clay. Rare silt size inclusions of quartz grains, amber-colored phosphatic grains, and organic material - as well as silt-size fragments of the bone and charcoal described above - are embedded within the clay.

Although this calcareous clay is present throughout the sequence, the matrix in Layer 3c clearly differs from that of any other layers

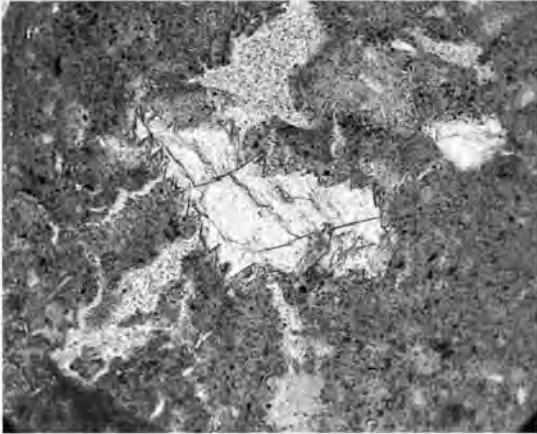


Fig. 7a: Microphotograph of phosphatized and etched calcite grain from sample HF-3C (Layer 3c). Etching of the calcite and replacement by phosphate creates an tooth-like pattern on the edge of the grain. PPL; width of view, ca. 650 μm .

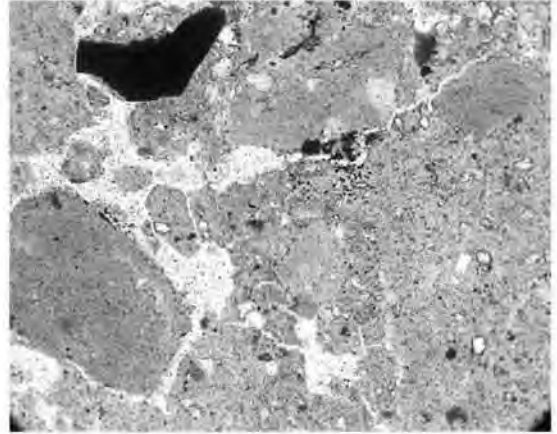


Fig. 8a: Microphotograph of slightly darker, amber-colored phosphatic grains in sample HF-8 (Layer 3b). Note their isotropic nature and the silt-size inclusions of quartz in XPL. They appear to represent phosphatic clays that have been reworked by cryoturbation or movement of material from within the main hall of the cave. PPL; width of view, ca. 650 μm .

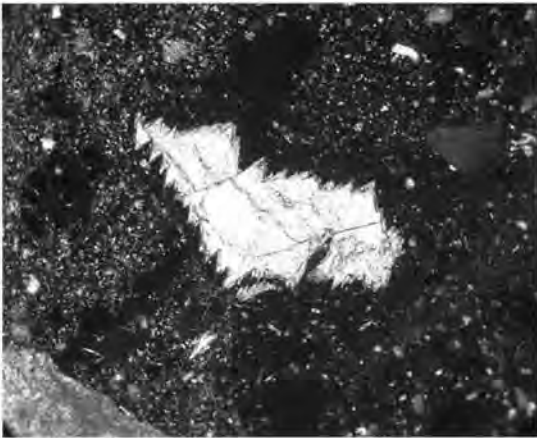


Fig. 7b: XPL

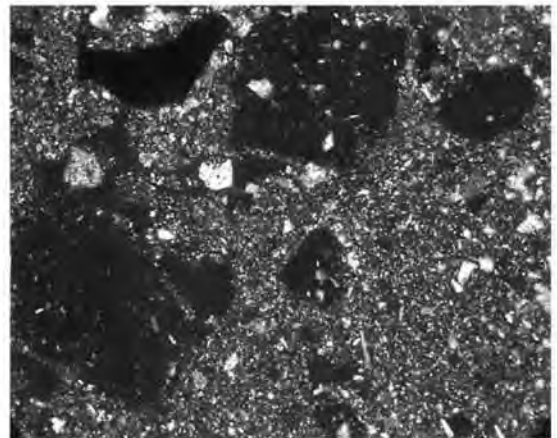


Fig. 8b: XPL.

(Table 2). Layer 3c is characterized by localized domains of decalcified clay that appear within the generally calcareous matrix (Figure 9a, 9b). The frequency of the decalcified domains decreases upward within Layer 3c, from sample HF-3C to the middle of sample HF-3A. An isolated zone of decalcified matrix is also observed in sample HF-8 (Layer 3b) but it is local-

ized and seems to be an exception. The domains of decalcified clay are therefore characteristic of Layer 3C only.

As discussed below, the dip of the deposits from the interior of the cave to the exterior clearly indicates that the clay is derived from the interior of the cave. Moreover, the clay appears to be ultimately derived from soil materials that were

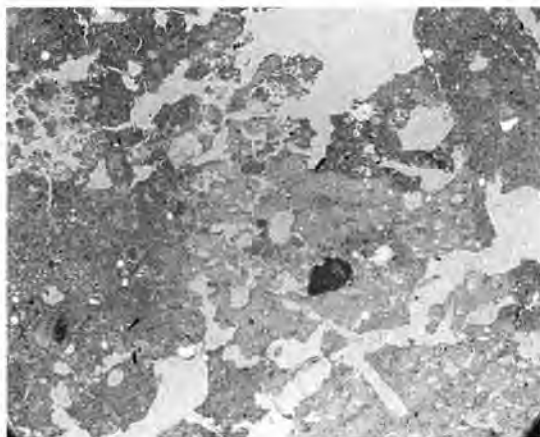


Fig. 9a: Sample HF-3C (Layer 3c). Microphotograph of a domain of decalcified clay within the generally calcareous matrix. While the matrix appears undifferentiated in plane-polarized light, cross-polarized examination reveals distinct domains of isotropic, decalcified clay. This decalcification of the matrix occurs only within Layer 3c of the Gravettian complex. PPL; width of view, ca. 3.2 mm.

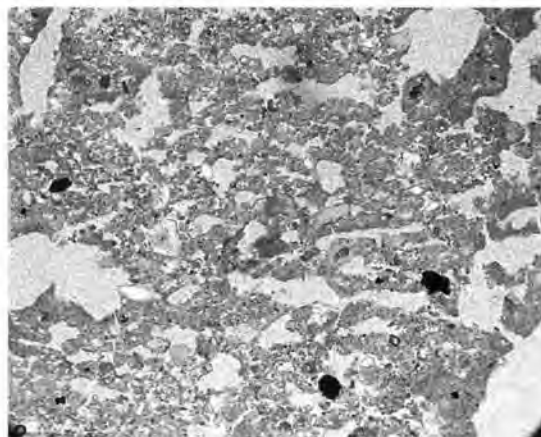


Fig. 10: Microphotograph of the loose, non-aggregated calcareous clay matrix within a moderately developed platy void structure in sample HF-3C (Layer 3c). The platy structure is created by ice lensing. PPL; width of view, ca. 1.6 mm.

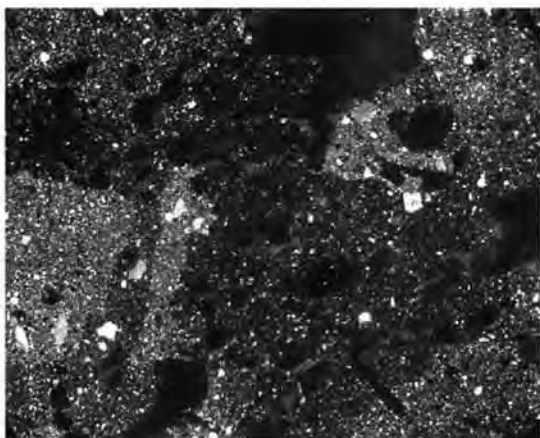


Fig. 9b: XPL

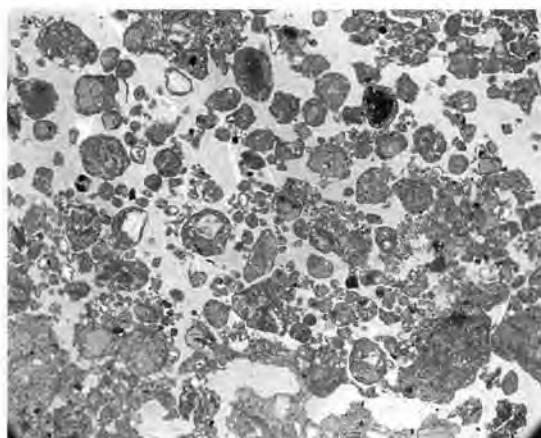


Fig. 11: Microphotograph of loose rounded aggregates in sample HF-3A (Layer 3b/3c) resulting from cryoturbation. The individual rounded aggregates are clearly separated and non compacted. PPL; width of view, ca. 3.2 mm.

washed into the cave through openings in the roof, one of which can be seen at the back of the interior of the cave today. However, we were unable to obtain and analyze any modern soil material from the slopes above the cave since these slopes were denuded in historical (likely Medieval) times.

Fabric

As discussed above, the fine fraction is generally heterogeneous calcareous clay whose fabrics can be described as combinations of a small number of solid patterning (matrix) and non-solid patterning (voids). We divide the solid patterning into four modes of organization and the non-solid patterning into three modes.

Solid patterning: 1) This is simply a loose non-aggregated mix of clay and inclusions (Figure 10). 2) The second type is characterized by clearly defined individual rounded aggregates or 'loose rounded aggregates' (Figure 11). These individual aggregates in some cases have a core composed of a coarse component, such as a fragment of bone, charcoal, or lithic material (see Figure 5). 3) In this case, the aggregates are compressed into more massive compound subangular 'macroaggregates' (Figure 12). In such instances, the overall microstructure of the matrix is fissured or subangular blocky, and pedality of the material is evident. 4) Finally, the matrix also occurs as a massive, non-aggregated form, where the clay is relatively homogeneous compared to the type 3, above (Figure 13).

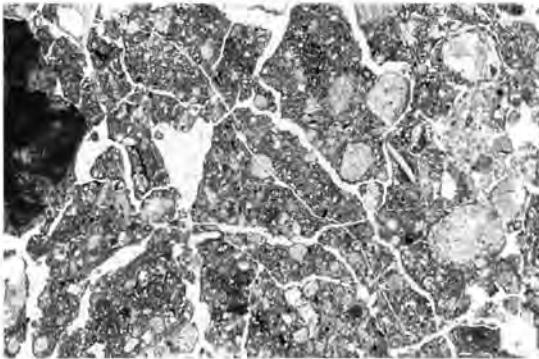


Fig. 12: Sample HF-7B (Layer 1k). Microphotograph of massive subangular macroaggregates associated with fissures and crack structure. The matrix, bounded by the fissures, are constituted of cryoturbated, rounded aggregates compacted together with some looser matrix material. PPL; width of view, ca. 3.2 mm.

In addition, three types of non-solid patterning, i.e., organization patterns of the voids are very informative. 1) The first type is characterized by elongated voids, which give the matrix - whether aggregated or not - an overall platy appearance (Figure 10). As discussed below, such void structure results from ice lensing and is a typical manifestation of frost activity preserved in sediments and soils (VAN VLIET-LANOË 1982, 1985, 1987, 1998). 2) Here, the void structure is relatively

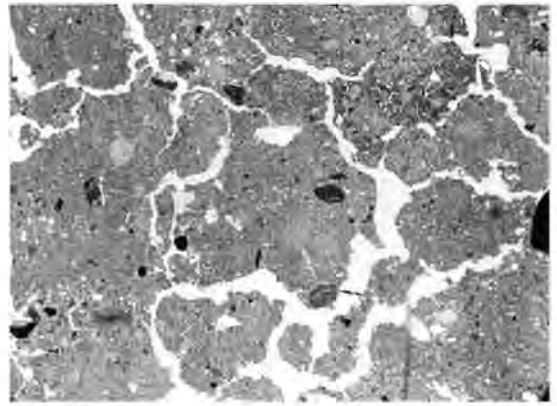


Fig. 13: Microphotograph of massive, non-aggregated and generally homogeneous clayey matrix associated with fissures and cracks from sample HF-8 (Layer 3b). PPL; width of view, ca. 3.2 mm.

unpatterned, displaying irregular interstitial (packing) voids between singular and compound aggregates (Figure 11). 3) This last form is characterized by fissures and cracks (Figure 12).

In all thin sections examined, platy voids are generally encountered either with the loose non-aggregated matrix (Figure 10) or with the loose rounded aggregates (Figure 14; Table 2). Van Vliet-Lanoë (VAN VLIET-LANOË 1985) reports that platy structure due to ice lensing is best expressed in homogenous sandy substrates. In the case of Hohle Fels the heterogeneity of the sediments and the presence of large coarse elements - primarily and ultimately products of roof fall - makes the ice lensing structure less evident. However, the platy organization is still visible in localized domains.

The interstitial void structure is mostly an attribute of the loose rounded aggregates (Figure 11), and both patterns are characteristic of the effect of cryoturbation (VAN VLIET-LANOË 1982, 1987, 1991, 1998). Fissures and cracks, on the other hand, are associated with both the massive subangular macroaggregates (Figure 12) and with the massive non-aggregated matrix (Figure 13).

In this context of extreme heterogeneity, the different types of fabric tend to coexist within the

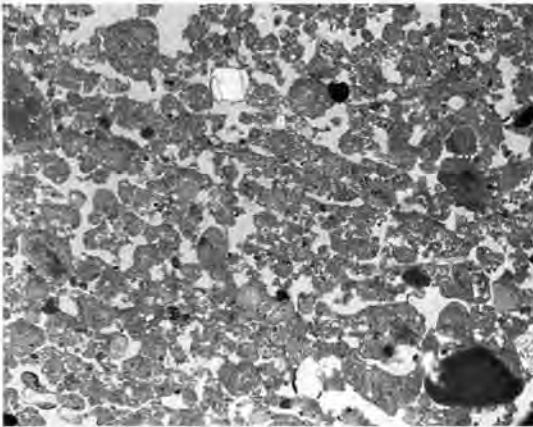


Fig. 14: Sample HF-11 (Layer 3b). Microphotograph of loose rounded aggregates within an overall platy void structure. The platy structure, caused by ice lensing, is superimposed on a matrix that has already been subjected to cryoturbation. PPL; width of view, ca. 3.2 mm.

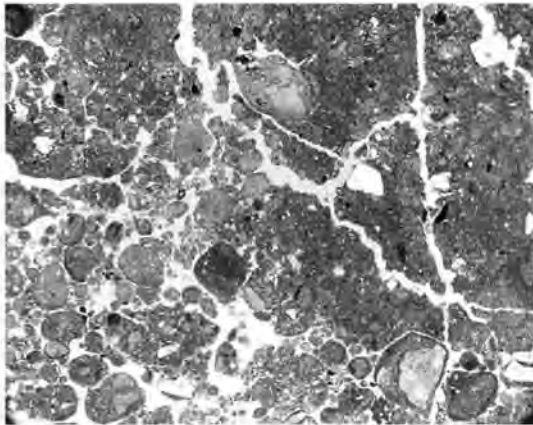


Fig. 15: Sample HF-4B (Layer 1k). Microphotograph of a contact zone between two different types of fabric, illustrating the extremely high variability of fabric types within a single sample. Isolated rounded aggregates occur in the lower portion, whereas the upper part of the photo shows more compacted, massive matrix material with fissured microstructure. PPL; width of view; ca. 3.2 mm.

same thin section commonly being found adjacent to one another (Figure 15). Within each sample, however, it is possible to identify general fabric trends, as discussed below.

Textural features

Three varieties of textural or post-depositional features can be observed in thin section. Each type entails finely bedded matrix material - clay, organic matter, and fine lithic, bone and charcoal fragments - redistributed around coarse elements, such as aggregates or limestone clasts. The principal types of textural features include 1) coatings around the entire margins of coarse grains, 2) cappings on upper surfaces (Figure 16) and pendants on lower surfaces. Most coatings and cappings are poorly sorted, although they are finely bedded, except for overall coarser cappings in sample HF-5, which are constituted of sorted, inversely graded matrix material (Figure 17). Thick cappings are characteristic throughout the Gravettian 3b unit (Table 2). The pendants are rare, as they were observed only in samples HF-12 and HF-13, both located on the right side of the profile, away from the central axis where most of the samples were taken.

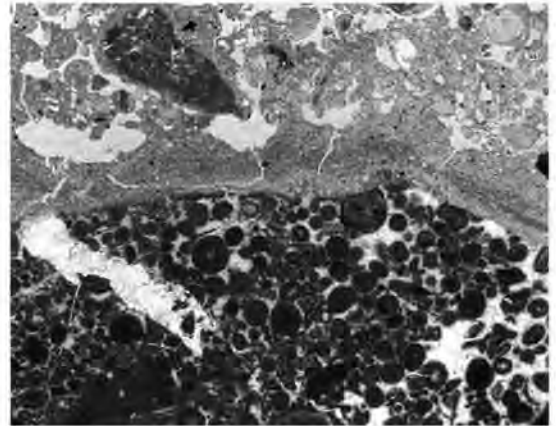


Fig. 16: Microphotograph of a thick, finely bedded silty capping in the central part of the photograph resting on a clast of oolitic limestone that makes up the lower half of the photograph; sample HF-3A (Layer 3b). PPL; width of view, ca. 3.2 mm.

Crystallitic features

Samples HF-4, HF-7, and HF-12, collected from the Magdalenian layers (Layers 0c and 1k), as well as sample HF-1 from the sterile Layers

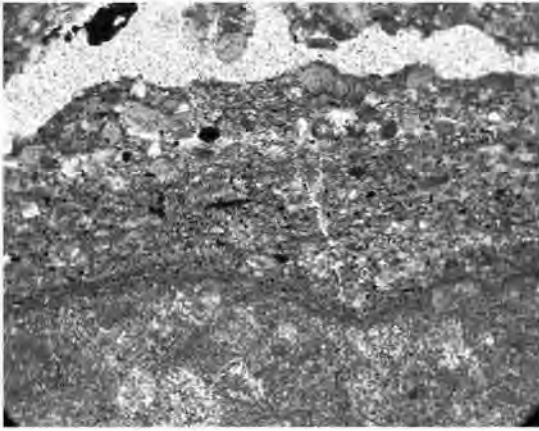


Fig. 17: Microphotograph of a poorly sorted coarse capping, consisting of quartz silt, rounded silt size phosphatic grains and aggregates and opaque minerals in black. Sample HF-5Alter (Layer 3b). PPL; width of view, ca. 650 μ m.

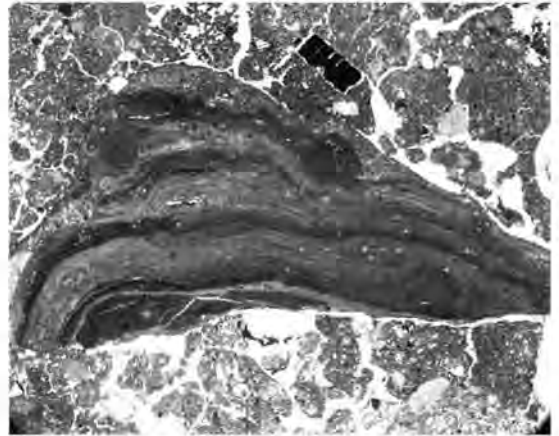


Fig. 18: Microphotograph of a microlayered calcareous 'ornament'. Note the finely bedded precipitate with irregular form. The precipitate was originally arranged around a limestone clast (see remains fragment of oolitic limestone, bottom left). It either represents a broken pendent formed on the underside of rock resting on the floor of the cave, or more likely was probably detached from the walls or ceiling of the cave. Sample HF-7B. PPL; width of view, ca. 3.2 mm.

(1s and 3as), contain two types of crystallitic features, calcareous ornaments and calcitic accumulations that were not observed in other layers.

The calcareous 'ornaments' consist of finely bedded calcareous precipitates in the form of isolated fragments or of coatings around limestone grains (Figure 18). They appear in finely deposited, undulating beds, and produce cauliflower-like formations. When examined under ultraviolet light, these calcareous precipitates are highly fluorescent, in contrast to the oolitic limestone fragments with which they are often associated. These ornaments appear to be fragments of material that precipitated along the cave walls, similar to stalactites, that later were dislodged from their original environment on the walls or ceiling of the cave.

The second crystallitic feature appears creamy white in PPL, and white to gray under XPL and is a calcite precipitate (identified by FTIR and SEM) (Figures 19a, 19b, 19c). Although

most examples of this crystallitic feature have irregular shapes, a few are well rounded. The mineralogy is consistent with their moist, pasty feel in the field, similar to that of moonmilk (GILLIESON 1997; 117, 122, 126). These crystallitic features occur in the upper part of the stratigraphic section, mostly in Layers 1s, 3as and 1k (Figure 4; Tables 1 and 2).

5 Discussion

In the field, minor lithostratigraphic differences are evident in the exposed profile, mostly distinguishable by differing amounts of roof fall and slight color changes in the matrix. In general, the sediments appear to be similar (see Table 1 and Figure 4). However, examination of the thin sections provides a much greater level of resolution, revealing nuanced differences that provide significant insight into the geological history of the cave deposits. The overall pattern

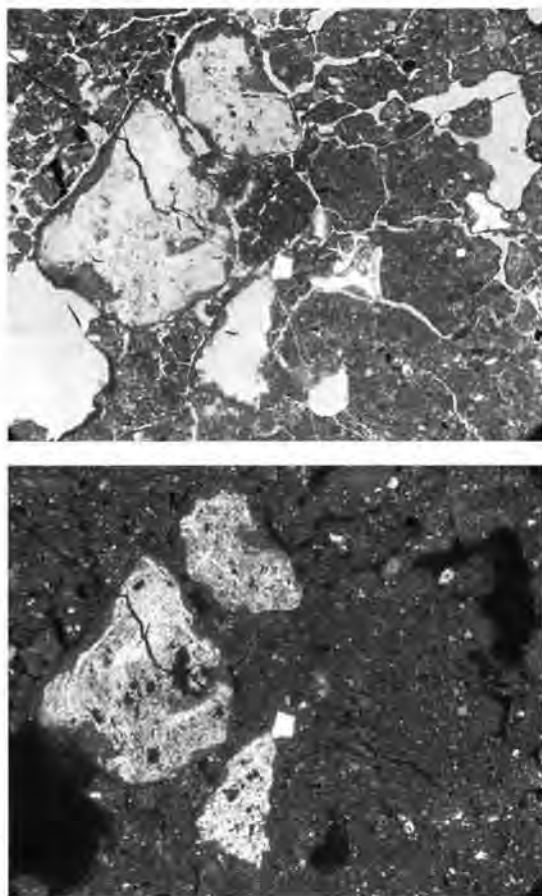


Fig. 19 a+b: Sample HF-7B (Layer 1k/0c) is from the upper part of the Hohle Fels profile, which is typically lighter in color. The microphotograph illustrates irregularly shaped, sub rounded precipitates of calcite, which are creamy white in PPL and white and gray under XPL. The surrounding fabric includes subangular macroaggregates associated with massive structure, fissures, and cracks. a) PPL, b) XPL; width of view, ca. 3.2 mm.

of the results is presented in Table 2. These patterns reflect changes in climatic conditions, anthropogenic activity, and other depositional and post-depositional processes discussed below.

Climatic conditions

The profile from which these samples were collected lies within the entrance passageway to the main chamber of the cave, and is approximately 20 m from the actual cave entrance (Figures 3

and 4). Nevertheless, the textural, compositional and fabric data demonstrate that climatic conditions - and their fluctuations - that existed outside the cave can be inferred from trends in these sediments. The current floor of the cave is about 2 m higher than it would have been in Gravettian times due to subsequent deposition of geological and anthropogenic material. Therefore the cave entrance would have been approximately 5 meters high in total, exposing it more fully to conditions outside and making the nature of the deposits more sensitive to climatic variations. The main hall of the cave has been heavily modified in historic times by „mining“ for bear bones, phosphatic sediments, and by use as a military storage depot during the Second World War; in the interior hall, therefore, high quality Paleolithic data are not available. However, given the amount of climatic information preserved along the entrance passage, it seems likely that climatic variations also would have affected the main hall of the cave. Unfortunately, in the case of Hohle Fels this information is probably lost; the exact nature of frost activity inside the main hall remains unknown. Based on available evidence, human activities seem to have been focussed in the entrance passage which was sheltered from the elements, but where adequate daylight was available for diverse activities including stone knapping and bone and ivory working.

Viewed overall, one of the most striking features of the data is the clear unconformity within the Gravettian occupation between geological Layers 3c and 3b (Table 2). This unconformity is visible in terms of decalcification and phosphatization of the matrix, fabric, and textural features, although it is not evident in the ^{14}C dates.

Layer 3c, represented by samples HF-3C, HF-3B, and the lower portion of sample HF-3A, is marked by distinct decalcification of the clay matrix, which occurs in localized domains within the calcified matrix (Figure 9). Such alteration suggests an episode in which the sedi-

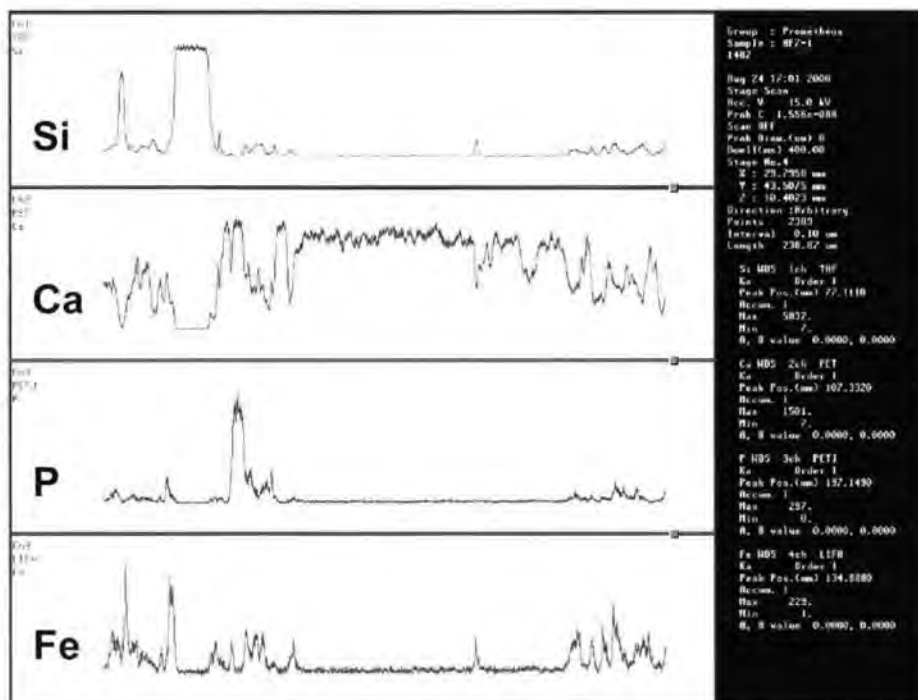
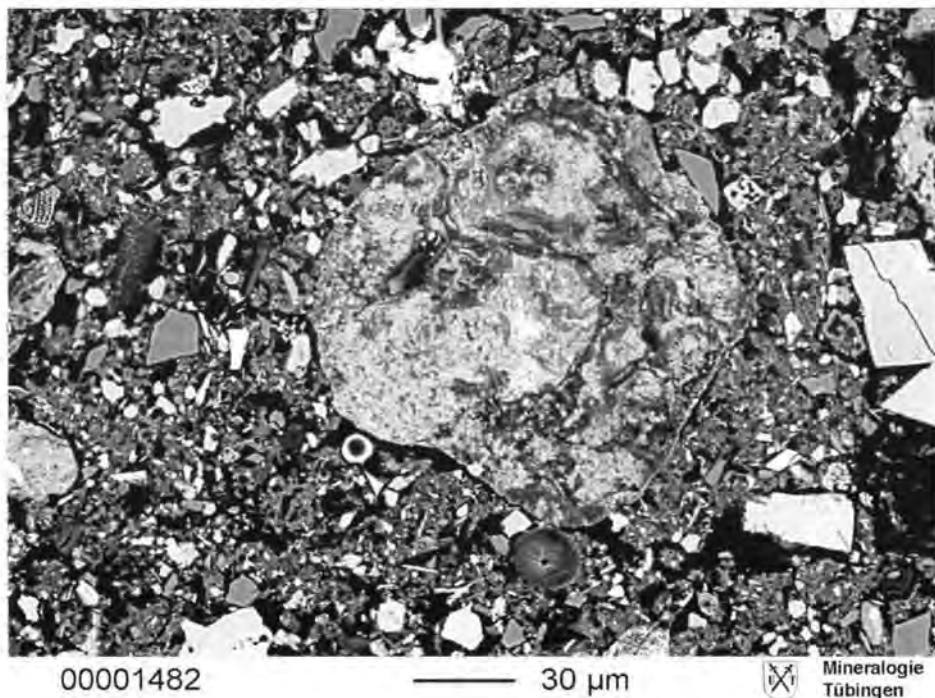


Fig. 19c: SEM BSE image of HF-7 with accompanying line scans shown in photo. Most of the scan is through the large, circular grain of calcite (cf. fig. 19a, b), but also includes grains of quartz (high Si peak) and bone (peak of P and Ca). Iron is likely tied to the clay matrix.

ments were exposed to weathering under acidic conditions, presumably associated with the decay of organic materials (e.g., vegetal material, guano). In contrast, the overlying sediments of Layer 3b, represented by samples HF-11, HF-5, HF-8 and HF-6, overall have a much „fresher“ appearance microscopically. While these upper sediments also contain a significant phosphatic fine component, the phosphate is primarily in the form of sand-size amber grains that are incorporated into fabric structures (Figure 12).

Fabric differences also serve to distinguish Layers 3c and 3b. The samples from Layer 3c are marked by loose, non-aggregated to loose aggregated arrangements of matrix, often displaying platy voids (Figure 10). These voids are characteristic of ice lensing in northern regions (VAN VLIET-LANOË 1982), and have been used as indicators of seasonal frost in cold paleoclimatic reconstructions (e.g., COURTNEY & VALLVERDU 2001; CREMASCHI & VAN VLIET-LANOË 1990; PISSART et al. 1988a, 1988b; VAN VLIET-LANOË 1991). In the overlying Layer 3b, however, the matrix is arranged in loose rounded aggregates clearly separated by interstitial/packing voids, that in certain cases is superimposed by a platy microstructure (Figures 11 and 14). Such rounded aggregates and the general absence of ice lensing features point to cryoturbation (VAN VLIET-LANOË 1982, 1987, 1991, 1998). Moreover, the platy void structure observed in the sediments of Layer 3b is superimposed on the already-present cryoturbated matrix, and suggests a later phase of ice lensing. It is difficult to determine a specific time frame for the duration of these processes as these processes can occur on the scale of seasons to decades.

Cryoturbation and the clear dip of the deposits from the main chamber toward the entrance (Figures 3 and 4) is responsible for transport of material from inside the cave outward. Unfortunately, due to modifications of the cave during the past century, and absence of excavation toward the interior, it is difficult to document the physical connection between the two areas.

Moreover, it is difficult to ascertain the ultimate source of the fine, clayey fraction of the sediments which must have come from well inside the cave system. It is likely either relict karstic, phreatically-derived material and/or soil material that has washed through openings and joints in the cave. Attempts to locate the origin of the fine fraction failed, in part hampered by the fact that soil material was completely stripped from the slopes above the cave in Medieval times. Until it was sealed in the 1960s, a small chimney near the back of the cave, which was just big enough for people to climb through, connected the main hall with the hilltop above the cave. If this chimney existed during the Pleistocene, it helps to explain the source of the silt and clay that contributed to the sediment cone in the main hall and led to the oozing outward movement of clay and silt that characterized the overall sedimentary context of Hohle Fels.

Layer 3b is also marked by cappings of fine material on larger clasts, bones and aggregates. Such capping can be explained in terms of clay migration during the spring thawing (VAN VLIET-LANOË 1985), and confirms that the sediments near the entrance of the cave were repeatedly exposed to freeze-thaw cycles during this time.

Finally, the unconformity between Layers 3c and 3b is not visible in the numerous ^{14}C dates from the deposits. The clear boundary between Layers 3c and 3b, and this hiatus suggests that an unknown portion of 3c sediments was removed during this time, likely after the decalcification of the layer but before active sedimentation of the overlying Layer 3b which took place in a regime of less extreme phosphate mobilization.

An additional trend in the results is the combined occurrence of two calcareous crystallitic features in the sterile unit B and in the Magdalenian complex, unit A. In general, the Magdalenian sediments are characterized by a more massive fabric of subangular ‚macroaggregates‘ and by cracks and fissures (Figure

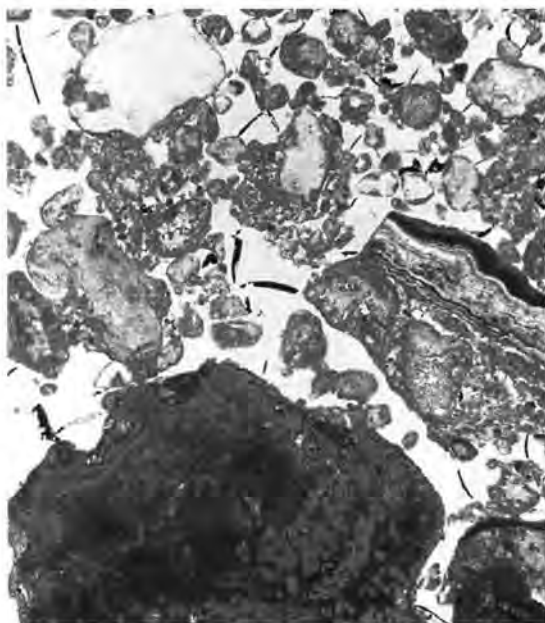


Fig. 20a: Microphotograph of the calcareous and calcitic matrix of the sterile layers, sample HF-1 (Layer 1s). The sample consists of bright, rounded masses of calcite and calcareous ornaments within a calcareous matrix. Note the cauliflower-type aggregate in the lower part of the photo, and the platy piece of bedded flowstone in the center right. PPL.

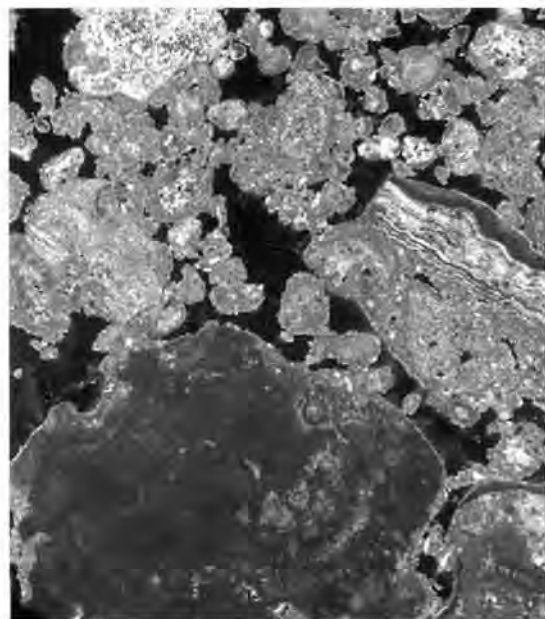


Fig. 20b: XPL; width of view, ca. 3.2 mm.

12). While the capping observed in Layer 3b disappears, coarse elements are often thinly coated and pendants occur in a few samples. The crystallitic features, however, are most noticeable. They consist of fragments of calcitic cauliflower-like ornaments and rounded masses of calcite. But overall the proportion of these two crystallitic features is particularly high in the sterile layer (Figure 20a, 20b), their concentration tends to increase upwards within the Magdalenian complex, with only rare traces in sample HF-4B (Layer 1k) and high concentrations in sample HF-7B,7A (Layers 0c and 1k) (Figure 4; Table 2). These two features are entirely absent from the older, Gravettian layers, and the question of their unique presence in the upper part of the sequence of the cave is intriguing and problematic. One interpretation is that they are related to a change of the overall climatic regime of the area. As such, dripping due to wetter and warmer (i.e., less freezing) climate could be responsible for the formation of both crystallitic structures. The Magdalenian predates the warmer Bölling and Alleröd periods which are then followed by the Younger Dryas cold period. However, the paragenesis of both of these secondary features is still under study. In sum, it is necessary to note that there is a substantial temporal gap at the LGM and the early dates for the Gravettian, coupled with a relatively long period of non-human-occupation of the cave until ca. 13ka b.p.

Anthropogenic activity

In the field, two main phases of Paleolithic occupation of the cave were identified between units A and C. Earlier occupation is attested in unit D, but there has been only limited excavation with micromorphological data for this older occupation.

In thin section, human presence is manifested mainly by the occurrence of bone fragments and charcoal. An interesting pattern emerged from the examination and comparison of samples from the Magdalenian and from the Gravettian

phases of occupation. Charcoal is extremely rare in the Gravettian layers (Layer C), except from Layer 3ad, a dark layer situated at the very top of the Gravettian sequence (Table 2). Most of the Gravettian filling, therefore, is virtually devoid of charcoal. [S. Riehl has identified remains of willow (*Salix*) in Gravettian layers. Based on charcoal, pollen and phytoliths the Gravettian is characterized by grasses and shrubs and seems to be a cool and dry period. Willows are the only tree species thus far identified, and these are probably arctic shrub willow.] Burnt bone, on the other hand, is abundant through Layer 3b and occasionally in Layer 3c of the Gravettian (Figure 21). The absence of charcoal in anthropogenic sediments containing such evidence of burning is certainly unusual. The reverse situation observed in the Magdalenian layers, where charcoal is abundant and burnt bone rare if not absent, might be considered more the expected case. (As mentioned above, some of the Magdalenian charcoal represents Holocene contamination, especially the presence of abundant beech.)

Such clear opposition between the nature of anthropogenic remains present in the Magdalenian and the Gravettian occupation layers suggests different pyrotechnological strategies.

The presence of burnt bone correlated with the absence of charcoal in Layer 3b and partially in Layer 3c, probably indicates the use of bone as fuel during the Gravettian. Bone fuel use has already been demonstrated from the independent study of a thin layer within the Gravettian Unit (SCHIEGL et al. 2003). Layer 3cf is a 3 to 10 cm thick very dark layer of mostly burnt bone. The micromorphological investigation of Layer 3cf concluded that there was no evidence of *in situ* burning and that the layer of burnt bone had been most likely deposited by dumping. Nevertheless, the extreme rarity of charcoal within the burnt bone Layer 3cf was confirmed. Our micromorphological examination of the Gravettian complex as a whole seems to confirm the choice of bone fuel over charcoal during the Gravettian occupation of the cave. Schiegl et al. (SCHIEGL et al. 2003) review the wealth of evidence for bone burning during the Middle Palaeolithic and Upper Palaeolithic of the Swabian Jura. On the contrary, during the Magdalenian occupation, there are fewer signs of use of bone fuel, but the presence of charcoal suggests use of regular wood as fuel.

Finally, Layer 3bt within the Gravettian sediments (Figure 4) was noteworthy in the sense that it contained a very high density of burnt bone. The micromorphological study demonstrated the anthropogenic/biogenic nature of Layer 3bt within the Layer 3b sediments, which are impoverished in charcoal. At least two of these dark pockets of burnt bone and charcoal were seen in the profile (only one of which was sampled for analysis; Figure 4). The burnt bone fragments range from slightly burnt to carbonized and microscopic fragments are mixed with larger unburnt bone pieces (Figure 21). The few limestone clasts mixed with the densely packed burnt bone are unburnt and exhibit a capping similar to that observed in the Layer 3b sediments, suggesting that the formation of Layer 3bt took place during the Gravettian.

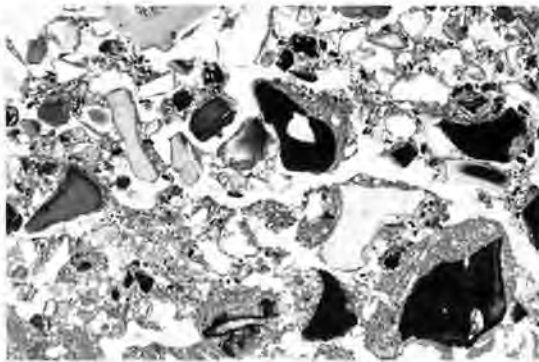


Fig. 21: Sample HF-9B (Layer 3bt). Microphotograph showing the concentration of burnt and unburnt bones mixed within a calcareous matrix which commonly coats the bones. This is most likely accumulated as dumped burned material (see SOLVEIG et al. 2003 for details). PPL; width of view, ca. 3.2 mm.

Phosphate

Phosphatization of the matrix or fine fraction is relatively high both in the Gravettian sediments (layers 3b and 3c) and the Magdalenian sediments (layers 1k and 0c). The intervening sediments (layer 3a where present, is a mixed layer that separates 1k from the Gravettian 3b layer), however, are markedly more phosphatized. Under ultraviolet light, the clay-rich matrix of Layer 3c is homogeneously fluorescent, evidence of its highly phosphatized and decalcified nature. Although Layer 3c includes roughly the same components - clay, silt, limestone, bone, and charcoal - as the layers above it, in Layer 3c these elements are finer and more „worked into“ the matrix, either by physical or chemical processes. As displayed in sample HF-3A, Layer 3b contains a much coarser assortment of these components. This contact is visible at the macroscopic scale as well. In the field, 3b was described as much siltier and sandier - relatively devoid of clay - than the „argillaceous silt“ of Layer 3c.

The key contact between Layers 3c and 3b is also evident in the occurrence of large grains of phosphatic material in 3b in contrast to the relatively homogeneous alteration of the matrix found in Layer 3c. Ultraviolet examination of sample HF-11, taken from the lower part of Layer 3b, revealed dense phosphatic grains. These grains could be the remnants of a phosphate crust derived from guano or other products of animal activity. The presence of intensive animal occupation would account for the increased phosphatization of Layer 3c. The intensive human occupation and cryoturbation of 3b could have broken up this crust, incorporating rounded fragments of dense phosphate within the overlying 3b sediments, as found in sample HF-11.

The source of the phosphate is not totally clear. However, the abundance of bear remains from in the interior of the cave - which must have served as their hibernation home - would point to bear as a possible source of phosphate, either

from the food they brought in or from their excrements. There is very good evidence for the intense use of the cave by bears during Gravettian times. Bones of cave bear are by far the most numerous, and the age profiles are dominated by young and old animals that usually die during hibernation (MÜNDEL et al. 2000). A number of mm to cm size pieces of carnivore coprolites was found in the thin sections. Although these are too small to identify as to specific animal, bears are a likely candidate. In any case, at this point the details of the geochemical and microenvironmental conditions responsible for decalcification and phosphatization of the matrix, movement of phosphatic solutions, and the formation of phosphate reaction rims around limestone clasts are not clear and are currently under study.

Conclusion

This preliminary study of the Magdalenian and Gravettian sediments at Hohle Fels demonstrates the potential of micromorphological study of archaeological deposits in cold regions, particularly this part of Germany which both underwent marked climatic change but also contains a rich record of prehistoric occupations. Although it is likely that no one methodological approach could hope to completely elucidate the complex arrangement of anthropogenic, biogenic, and geogenic elements deposited in this cave, micromorphological analysis provides information complementary to that gathered by traditional field and laboratory methods (COURTY et al. 1989). The Layer 3c sediments display platy structures indicative of more continuous cold conditions. While the overlying Layer 3b sediments also contain some platy or lens-like structures, they are dominated by rounded cryoturbation aggregates. These grains indicate a greater frequency of freeze/thaw cycles, a conclusion supported by the presence of cappings of fine material on large clasts and aggregates. From the anthropogenic perspective, both Layers 3c and 3b are compat-

ible with the use of bone as the primary fuel, while higher in the sequence, charcoal remains indicate the use of wood fuel instead (SCHIEGL et al. 2003).

Much of this preliminary work will be refined as more exposures - both vertical and lateral - become available at Hohle Fels. In addition, work at the contemporary site of Geissenklösterle about 2 km away will serve as a comparison to evaluate and extend the observations and interpretations made here. This study adds further evidence to the discussion of human responses to climatic change in the Upper Paleolithic. When results from the Middle Palaeolithic and earliest Upper Palaeolithic units from Hohle Fels and Geissenklösterle become available, we will have some very clear notions about the environmental background at this important transition in human history.

6 Acknowledgments

We would like to thank Philipp Drechsler, Kurt Langguth, Laura Niven, Andrew Kandel, Timothy Prindiville, and Kirsten Schell of the Institut für Ur- und Frühgeschichte und Archäologie des Mittelalters der Universität Tübingen for their assistance in collecting the unwieldy samples used in this study. Ilean Isaza assisted with collection of some of the micromorphological data.

7 References

- ARPIN, T. L., MALLOL, C. & GOLDBERG, P. (2002): A new method of analyzing and documenting micromorphological thin sections using flatbed scanners: applications in geoarchaeological studies. - *Geoarchaeology: an International Journal*, **17**: 305-313; Boston.
- BLUMENTRITT, R. & HAHN, J. (1991): *Der Hohle Fels*. - Schelklinger Archäologische Führer 1; Blaubeuren: Schröder.
- BURKERT, W. & FLOSS, H. (in press): Lithic exploitation areas in the Upper Paleolithic of West and Southwest Germany - a comparative study. VIII. - *Flint Symposium*; Bochum.
- CAMPEN, I. (1987). *Die Sedimente der Höhlen und Abris der Mittleren Schwäbischen Alb und ihre klimatische Ausdeutung*. - Doctoral dissertation; University of Tübingen.
- CONARD, N. J. & BOLUS, M. (2003): Radiocarbon dating the Appearance of Modern Humans and the Timing of Cultural Innovations in Europe: New Results and new Challenges. - *Journal of Human Evolution*, **44**: 331-371; Amsterdam.
- CONARD, N. J. & FLOSS, H. (1999): Ein bemalter Stein vom Hohle Fels bei Schelklingen und die Frage nach paläolithischer Höhlenkunst in Mitteleuropa. - *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **29**: 307-316; Mainz.
- CONARD, N. J. & FLOSS, H. (2000): Eine Elfenbeinplastik vom Hohle Fels bei Schelklingen und ihre Bedeutung für die Entwicklung des Junpaläolithikums in Süddeutschland. - *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **30**: 473-480; Mainz.
- CONARD, N. J. & FLOSS, H. (2001): Neue Eiszeit-Kunstwerke von der Schwäbischen Alb - In KÖLBI, S. & CONARD, N. J. [Eds.]: *Neue Eiszeit-Kunstwerke von der Schwäbischen Alb*. Urgeschichtliches Museum Blaubeuren, Museumsheft **4**: 21-34; Stadt Blaubeuren und Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Tübingen; Tübingen.
- CONARD, N. J., LANGGUTH, K. & UERPMANN, H. P. (2000): Die Ausgrabungen 1999 in den Gravettien-Schichten des Hohle Fels bei Schelklingen, Alb-Donau-Kreis. - *Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 1999*: 21-25; Stuttgart.
- CONARD, N. J., LANGGUTH, K. & UERPMANN, H. P. (2002): Die Ausgrabungen 2001 in den frühen junpaläolithischen Schichten im Hohle Fels bei Schelklingen, Alb-Donau-

- Kreis. - Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 2001; Stuttgart.
- CONARD, N. J. & UERPMANN, H. P. (1999): Die Ausgrabungen 1997 und 1998 im Hohle Fels bei Schelklingen, Alb-Donau-Kreis, - Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 1998: 47-53; Stuttgart.
- COURTY, M. A., GOLDBERG, P., and MACPHAIL, R. I. (1989): Soils and Micromorphology in Archaeology. Cambridge Manuals in Archaeology; Cambridge: Cambridge University Press.
- COURTY, M. A. & VALLVERDU, J. (2001): The Microstratigraphic Record of Abrupt Climate Changes in Cave Sediments of the Western Mediterranean. - *Geoarchaeology*, 16 (5): 467-500; London.
- CREMASCHI, M. and VAN VLIET-LANOË, B. (1990): Traces of frost activity and ice segregation in Pleistocene loess deposits and till of northern Italy: deep seasonal freezing or permafrost? - *Quaternary International*, 5: 39-48; Amsterdam.
- FISCHER, B., HAHN, J. & SAIER, C. (1993): Ausgrabungen im Hohle Fels bei Schelklingen, Alb-Donau-Kreis. - Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 1992: 38-40; Stuttgart.
- GILLIESON, D. (1997): Caves: Processes, Development and Management; Oxford, Blackwell Publishers.
- HAHN, J. (1988): Die Geissenklösterle-Höhle im Aichtal bei Blaubeuren I. Fundhorizontbildung und Besiedelung im Mittelpaläolithikum und im Aurignacien. - *Forschungen und Berichte zur Vor- und Frühgeschichte in Baden-Württemberg*, 26; Stuttgart.
- HAHN, J. (1989a): Neue Grabungen im Hohle Fels Schelklingen, Alb-Donau-Kreis. - Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 1988: 20-22; Stuttgart.
- HAHN, J. (1989b): Zur Funktion einer Aurignacien-Feuerstelle aus dem Geissenklösterle bei Blaubeuren. - *Fundberichte aus Baden-Württemberg*, 14: 1-21; Stuttgart.
- HAHN, J. (1991): Höhlenkunst aus dem Hohle Fels bei Schelklingen, Alb-Donau-Kreis. - Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 1990: 19-22; Stuttgart.
- HAHN, J. (1992): Der Hohle Fels bei Schelklingen, Alb-Donau-Kreis - die Ausgrabungen 1991. - Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 1991: 21-23; Stuttgart.
- HAHN, J. (1995): Ausgrabungen 1994 im Hohle Fels Schelklingen, Alb-Donau-Kreis. - Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 1994: 24-27; Stuttgart.
- HAHN, J. & PASDA, C. (1990): Spätquartäre Funde und Sedimente im Hohle Fels bei Schelklingen, Alb-Donau-Kreis. - Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 1989: 21-24; Stuttgart.
- HOFREITER, M., CAPELLI, C., KRINGS, M., WAITS, L., CONARD, N., MÜNDEL, S., RABEDER, G., NAGEL, D., PAUNOVIC, M., JAMBRESIĆ, G., MEYER, S., WEISS, G., & PÄÄBO, S. (2002): Ancient DNA Analyses Reveal High Mitochondrial DNA Sequence Diversity and Parallel Morphological Evolution of Late Pleistocene Cave Bears. - *Molecular Biology and Evolution*, 19 (8): 1244-1250; Amsterdam.
- HOUSLEY, R. A., GAMBLE, C. S., STREET, M. & PETTITT, P. (1997): Radiocarbon Evidence for the Late Glacial Recolonisation of Northern Europe, - *Proceedings of the Prehistoric Society*, 63: 25-54.
- LAVILLE, H. & HAHN, J. (1981): Les dépôts de Geissenklösterle et l'évolution du climat en Jura souabe entre 36,000 et 23,000 B. P., C. R. Acad. Sc. Paris, 292: 225-227; Paris.
- MÜNDEL, S., LANGGUTH, K., CONARD, N. J. & UERPMANN, H. P. (2001): Höhlenbärenjagd auf der Schwäbischen Alb vor 30.000 Jahren. - *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 31: 317-328; Stuttgart.
- ÖBERMAIER, H. (1906): Les restes humains quaternaires dans l'Europe Central. La caverne du Hohlefels. - *L'Anthropologie*, 17: 62-63; Paris.

- PISSART, A., VAN VLIET-LANOË, B., EK, C. & JUVIGNE, E. (1988a): Traces of ice in caves: Evidence of former permafrost. - Permafrost, Fifth international conference, 5: 840-845.
- PISSART, A., VAN VLIET-LANOË, B., EK, C. & JUVIGNE, E. (1988b): Des traces de glace de ségrégation dans la grotte de Remouchamps (Belgique): conséquences en ce qui concerne la sédimentation et la paléoclimatologie. - Annales de la Société géologique de Belgique, 111: 125-133; Brüssel.
- RÄHLE, W. (1981): Schmuckschnecken aus jungpaläolithischen Fundschichten vom Hohle Fels bei Schelklingen (Alb-Donau-Kreis). - Archäologisches Korrespondenzblatt, 11: 179-180; Stuttgart.
- SÄUER, C. R. (1994): Das Material der „Altgrabungen“ vom Hohlen Felsen, Gemeinde Schelklingen, Alb-Donau-Kreis. Masters Thesis; University of Tübingen.
- SCHEER, A. (1994): Neue jungpaläolithische Funde aus dem Hohle Fels bei Schelklingen, Alb-Donau-Kreis. - Archäologische Ausgrabungen in Baden-Württemberg 1993: 24-27; Stuttgart.
- SCHIEGL, S., GOLDBERG, P. & CONARD, N. J. (2003): Palaeolithic Burnt Bone Horizons from the Swabian Jura - Distinguishing Between in-situ Fireplaces and Dumping Areas. Ge archaeology.
- SCHMIDT, R. R. (1910): Der Sirgenstein und die diluvialen Kulturstätten Württembergs. - Stuttgart.
- SCHMIDT, R. R. (1912): Die diluviale Vorzeit Deutschlands. - Stuttgart.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1982): Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation: Leurs conséquences. - 4th Canadian permafrost conference: 116-122; Ottawa.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1985): Frost effects in soils. - In: BOARDMAN, J. [ed.]: Soils and Quaternary Landscape Evolution: 117-158; London (Wiley).
- VAN VLIET-LANOË, B. (1987): Dynamique périglaciaire actuelle et passée. Apport de l'étude micromorphologique et de l'expérimentation. - Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, 2: 113-132; Paris.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1991): Chronostratigraphy and paleoclimatic meaning of cryogenic deformations in the Central European Loess. - GeoJournal, 24: 157-163; Pordrecht.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1998): Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. - Catena, 34: 157-183; New York.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malmkarsts in Südwestdeutschland. - Jahreshefte des geologischen Landesamtes in Baden-Württemberg, 28: 297-362; Freiburg.
- WAGNER, E. (1979): Eiszeitjäger im Blaubeurer Tal. - Führer zu archäologischen Denkmälern in Baden-Württemberg 6; Stuttgart.
- WEINER, S., SCHIEGL, S., GOLDBERG, P. & BARYOSEF, O. (1995): Mineral assemblages in Kebara and Hayonim Caves, Israel: Excavation strategies, bone preservation, and wood ash remnants. - Israel Journal of Chemistry, 35: 143-154; Jerusalem.

Magnetische Aspekte zum Rodderberg-Vulkan (Bonn)

RUDOLF PUCHER *)

keywords: Quaternary volcanism, Rhine valley, magnetic surveying, rock magnetism, phreatomagmatism

Kurzfassung: Der Rodderberg bei Bonn ist der nördlichste Teil des Osteifel-Vulkanfeldes aus dem Pleistozän.

Seine mehrphasige Entstehungsgeschichte ist verzahnt mit den fluviatilen Sedimenten des Rheins und den äolischen Sedimenten aus den Eiszeiten. Die dort aufgeschlossenen Gesteine Basalt, Löß und vulkanthermisch beeinflusster Löß erlauben den Vergleich von Magnetisierungen von Materialien etwa gleichen Alters, aber unterschiedlicher Zusammensetzung und Geschichte.

Die von der lokalen Erdmagnetfeld-Richtung deutlich abweichende flache Magnetisierungsrichtung der Basaltproben ist durch Blitzschlag verursacht worden und stellte sich als Beispiel von Blitzschlag-Magnetisierung heraus. Aus der Verteilung der Deklination der Magnetisierung konnte die Einschlagstelle der Blitze in etwa 5 m vom Probenprofil ermittelt werden.

Eine aeromagnetische Vermessung des Rodderberges hat neue Hinweise zu seiner Struktur ergeben:

Die Anomalie erstreckt sich von NNW nach SSE, der magnetisch wirksame Teil der Vulkanstruktur beschränkt sich auf den Bereich innerhalb des topographisch erkennbaren Kraters. Der umlaufende Schlacke-Aschewall ist magnetisch nicht erkennbar. Unterschiede der Anomalieform aus Messungen am

Boden und in 35 m Höhe (Aeromagnetik) legen den Schluss nahe, dass die magnetisch wirksame Kraterstruktur einen flachgründigen Körper aus pyroklastischem Material anzeigt. Mit einigem Abstand darunter ist weiterer Basalt zu erwarten.

Mit dem Rodderberg scheint uns die Natur einen Vulkan zu liefern, der am Beginn von phreatomagmatischen Erscheinungen geprägt war, dessen zweite Hälfte seiner lang währenden Genese aber die eines mehr klassischen Vulkans war.

[Magnetic Aspects of the Rodderberg Volcano (Bonn)]

Abstract: The Rodderberg volcano is the most northerly part of the eastern Eifel volcanic field of Pleistocene age. Its complex genesis is connected with the fluvial Rhine river sediments and with eolian glacial sediments. The neighbouring rocks of basalt, loess and thermal-influenced loess led to a magnetization comparison of samples of roughly the same age but of different composition and history.

The magnetization direction of the basaltic samples is almost horizontal and therefore deviates from the earth's magnetic field. Its origin turned out to be caused by being struck by lightning. It was possible to determine the place of lightning to be about 5 m south of the sample's location.

An aeromagnetical survey of the Rodderberg has revealed some new information regarding its structure: The magnetic anomaly shows a striking in NNW-SSE direction, the magnetically sensitive part of the volcano is restricted to the area inside the topographic crater. The ring wall of scoria and ashes is not detectable magnetically. Differences in anomaly shape of magnetic measurements at surface and at 35 m height (aeromagnetics) may identify the shallow-seated ma-

* Anschrift des Verfassers: PD Dr. RUDOLF PUCHER
Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA), Hannover
Email: r.pucher@gga-hannover.de

gnetically sensitive part of the crater as by phreatomagmatism caused pyroclastic part of a maar. After some interruption more basaltic material is expected. It appears that the Rodderberg volcano is an example of nature where at the beginning the genesis was ruled by phreatomagmatism but its activity has ended up with a basaltic body due to normal magma crystallization.

Wanderer können darüber hinaus die irritierende Beobachtung machen, dass beim Passieren der Basaltklippe die Nadel des Kompasses eine volle Umdrehung vollführt. Das heißt, dass das dortige Gestein einen so starken Magneten darstellt, dass dessen Magnetfeld stärker als das dortige Erdmagnetfeld ist.

1 Einleitung

Der Rodderberg, zwischen den Ortschaften Rolandswerth und Niederbachem südlich von Bonn gelegen (s. Übersichtsteil in Abb. 1), ist der nördlichste Teil des Osteifel-Vulkanfeldes aus dem Pleistozän (VAN DEN BOGAARD et al. 1989). Heutigen Zugang zum Rodderberg bilden lediglich einige als Naturdenkmal ausgewiesene Klippen innerhalb der nördlichen Schlackenfelder. Der Rodderberg selbst mit 195 m NN liegt innerhalb des südlichen Schlackenwalls. Da das vulkanische Gestein den Löß durchschlagen hat, ist der Rodderberg jünger als dieser Löß.

Durch Vergleich der Magnetisierungsrichtung der im vulkanischen Gestein als thermoremanente Magnetisierung (TRM, Abkürzungen s. Glossar) beim Abkühlen „eingefrorenen“ Erdfeldrichtung mit der Sedimentationsremanenz (DRM) an Löß-Sediment lässt sich der Grad der Richtungsübereinstimmung ermitteln; denn die Magnetisierung in Lößmaterial wird überwiegend als Ergebnis der Ablagerung feinsten magnetischer Partikel in Erdfeldrichtung verstanden.

Darüber hinaus ist zu erwarten, dass das Löß-Material im thermischen Kontakt zur heißen Lava - erkennbar an Verfestigung, Frittung und Verfärbung - eine TRM oder CRM erwirbt, die die Richtung des Erdmagnetfeldes besser widerspiegeln wird als die Sedimentationsremanenz. Der Rodderberg bietet also die Möglichkeit, Thermoremanenz, Chemische Remanenz und Sedimentationsremanenz quartären Alters vergleichen zu können.

2 Geologisch-tektonische Einführung

RICHTER (1942) hat alle damals möglichen Beobachtungen in einer geologischen Exkursionskarte zusammengefasst und bemerkenswerte Schlussfolgerungen gezogen. Da damals Schlacken und Aschen für den Wegebau abgebaut wurden, nahm das Wissen um den Rodderberg durch zahlreiche Exkursionen, hauptsächlich des Geologischen Institutes Bonn, stetig zu. Die wichtigsten Elemente seien hier zusammengestellt:

- Die Entstehung des Rodderberges ist nicht ein einmaliges Ereignis, sondern das Ergebnis einer Serie von Eruptionen, deren Ausbruchspunkte nicht konstant blieben. Zeitlich liegen sie zwischen dem Ende der „älteren Hauptterrasse“ (fluviatile Sedimente des Rheins) und den „jüngeren Hauptterrassen“. Die älteren Tuffe liegen konkordant zu und gleichartig eingeregelt wie die Rheinsediment-Konglomerate.
- Der weit verbreitete Löß ist unterschiedlichen Alters: Lavagänge (im Westen und Nordwesten) haben den älteren Löß und auch die unteren Schlackenhorizonte durchschlagen. Andere Löß-Horizonte sind eindeutig jünger als alle vulkanischen Spuren.
- Aus dem Mißverhältnis von der Größe des Kraterdurchmessers (ca. 800 m) und der geringen nachweisbaren Schlackenmenge wurde auf eine Maar-Struktur geschlossen. Auswürflinge, die bis zu 0,5 m mächtige gefrittete Devonbrocken enthalten, sprechen ebenfalls dafür.

Mit den Fortschritten der Löß-Stratigraphie hin zu deutlich unterschiedlich alten Löß-Horizonten und der Glazialforschung nahm das vermutete Eruptionsalter des Rodderberges zu; noch FRECHEN (1976) assoziiert ein Alter von 30.000 a der Eruption, abgeleitet aus dem in einer kraterartigen Vertiefung von ca. 40 m anstehenden Löß.

Das Bohrprofil einer neuen Bohrung ins Zentrum des Tephrringes - der Forschungsbohrung Rodderberg 1/2000 des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen - lässt unter Verwendung aller Literaturdaten drei Eruptionsphasen annehmen, die durch lange Hiaten voneinander getrennt sind (BLANCHARD & ZÖLLER 2002). Für die jüngste Phase wird ein Base Surge mit nachfolgenden Ausfällungen von Tephra mit verbackenen Devonschiefer-Partikeln gefunden, ein weiteres Anzeichen für Phreatomagmatismus. BLANCHARD & ZÖLLER (2002) haben mit Hilfe von Schiefer-Xenolithen aus basaltischem Lavamaterial Thermolumineszenz-Bestimmungen (TL) durchgeführt, deren vorläufige Ergebnisse ein Eruptionsalter $\gg 200.000$ a ergeben.

3 Magnetfeld-Anomalien am Rodderberg

Das Gebiet des Rodderberges wurde im Jahr 1978 durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, im Rahmen von Erprobungsarbeiten aeromagnetisch vermessen (SENGPIEL 1981). Deren Ergebnis soll an dieser Stelle vorgestellt und diskutiert werden. In Abb. 1 ist der Isolinienplan der Intensität des erdmagnetischen Feldes mit der Lage der Flugprofile und den ungefähren Koordinaten im Gauß-Krüger-System, in ein Luftbild einkopiert, dargestellt. Die Vermessung erfolgte mit Hilfe eines Hubschraubers durch ein Protonenpräzessionsmagnetometer.

Der Sensor befand sich in konstantem Abstand

von 35 m über Gelände, der Abstand der Messpunkte beträgt etwa 30 m. Dargestellt sind die Isolinien der Totalintensität F ; seit 1978 ist F um etwa 550 nT gestiegen.

Das Anomaliebild des Rodderberges (s. Abb. 1), in Teilen schon durch VOGELSANG (1958) erfasst, wird geprägt durch ein SSE-NNW-verlaufendes magnetisches Maximum von etwa +800 nT (das Null-Niveau wird aus dem Isolinienbild bei 47.750 nT festgelegt) mit einigen lokalen Minima und Maxima im Norden, Folge der dortigen Tuff-Verbreitung und Basaltintrusionen. Der Isolinienabstand beim Hauptmaximum ist nahezu konstant, im Norden geringfügig vergrößert. Der genaue Vergleich von topographischer Karte und der Darstellung von Abb. 1 ergibt, dass die Erstreckung des magnetischen Vulkanitkörpers sich auf das Gebiet innerhalb der dem Isolinienverlauf folgenden Straße beschränkt. Der Schlacken- und Aschewall ist magnetisch nicht erkennbar. Der Rodderberg selbst liegt außerhalb der Hauptanomalie und ist an der lokalen Anomalie mit dem Maximum-Wert + 47.915 nT (dessen Ursache können die dortigen Gebäude sein) nur erkennbar. Das trifft ebenfalls für das Gut Rodderbergshof im Süden (erkennbar an der Ausbuchtung der Isolinie 47.750 nT) zu. Lediglich die lokalen Maxima +47.867 nT und 47.704 nT im Norden stören das klassische Anomaliebild eines ebenmäßigen magnetischen Quellkörpers mit einer dem heutigen Erdmagnetfeld ähnlichen Neigung der Magnetisierung mit $I = 66^\circ$ (Maximum mit einem im Norden vorgelagerten, kappenähnlichen Minimum).

Da die Arbeiten zur aeromagnetischen Vermessung auch Magnetfeldmessungen am Boden einschlossen, eröffnet sich die Möglichkeit, über einen Vergleich der Messwerte in zwei unterschiedlichen Niveaus magnetische Hinweise auf die Kraterstruktur zu erhalten. Dafür wurden die Messwerte beider Messniveaus in einem NNW-SSE-Profil (Lage ist in Abb. 1 eingetragen) entnommen. Der Profilvergleich ist in Abb. 2 dargestellt. Wichtigster Unterschied der

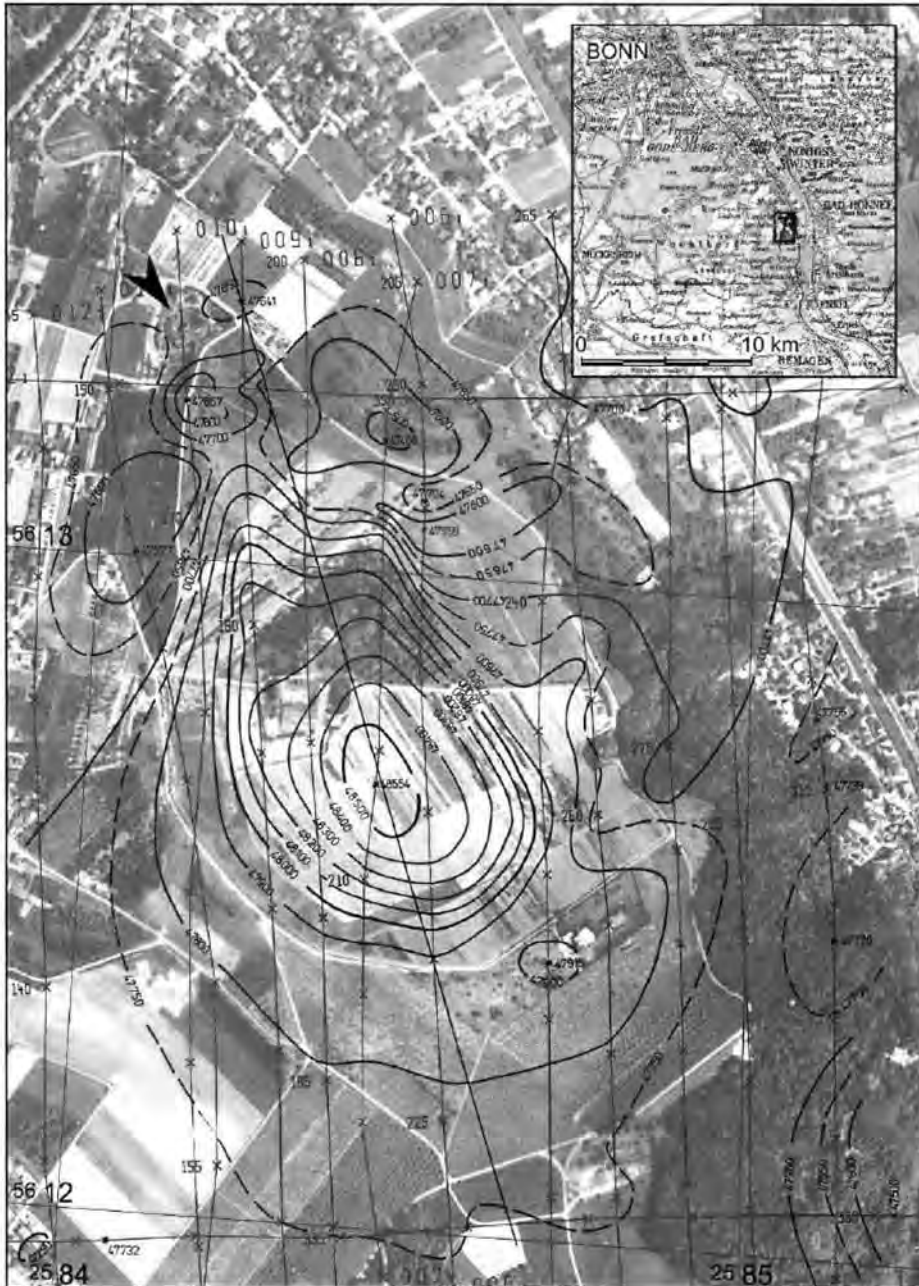


Abb. 1: Aeromagnetische Vermessung des Rodderberges bei Mehlem (Bonn) nach SENGPIEL (1981) in 35 m über Gelände. In das Luftbild sind eingetragen das Flugprofil-Netz und die Isolinien der erdmagnetischen Totalintensität F für August/1978. Linie SSE-NNW: Profil s. Abb. 2, Pfeil: Lage der Blitzschlag-Magnetisierung, Gauß-Krüger Koordinaten.

Fig. 1: Aeromagnetic survey of the Rodderberg near Mehlem (Bonn) after SENGPIEL (1981) with a constant altitude of 35 m. Onto an aerial photograph the flight lines and the isolines of the earth's magnetic intensity F for August 1978 are drawn. Line SSE-NNW: profile s. Fig. 2, arrow: lightning magnetization, Gauss-Krüger coordinates.

Profile in unterschiedlichem Niveau ist im Bodenprofil eine „Delle“ nördlich des Maximums, die in dem Profil 35 m über Gelände nicht mehr zu erkennen ist. Die Differenzkurve (Abb. 2 unten) gibt den Feldunterschied quantitativ wieder. Sie beschreibt die Feldverteilung eines flachgründigen, nur Dekameter mächtigen plattenförmigen magnetischen Quellkörpers – im Süden ein Maximum und im Norden ein Minimum. Die Kraterstruktur erreicht nach geoelektrischen Messungen eine Tiefe von mehr als 50 m (THIEMER & TEZKAN 2002).

Eine Ringstruktur magnetisch wirksamen Materials kann ausgeschlossen werden, weil in

einem solchen Fall am Nordrand der Vulkanstruktur ein die Wallstruktur nachzeichnendes Maximum erkennbar sein müsste. Zweifelhaft ist die Zuordnung des stark ausgebildeten Minimums im Norden. Falls das Minimum Begleit anomalie zum Hauptmaximum ist, ist ein südliches Einfallen des basaltischen Hauptkörpers möglich. Der Aufbau der magnetisch wirksamen vulkanischen Struktur stellt sich so dar, dass innerhalb des Kraters ein nur Dekameter mächtiger flachgründiger plattenförmiger Quellkörper nach einer unmagnetischen Einschaltung vermutlich von einem basaltischen Gesteinskörper unterlagert wird.

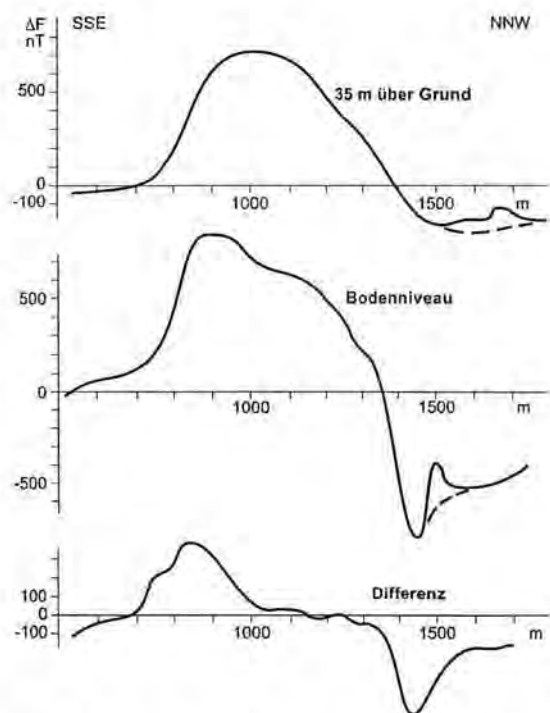


Abb. 2: Profilvergleich der magnetischen Anomalie in SSE-NNW-Richtung (s. Abb. 1) in Bodenniveau (Mitte) und 35 m über Grund (oben). Die Differenzkurve (unten) deutet auf einen flachgründigen Quellkörper hin.

Fig. 2: Magnetic profiles SSE-NNW (s. Fig. 1) 35 m above the ground (top) and at surface (middle). The differential curve (below) indicates a shallow magnetic body source.

4 Probennahme für die Magnetisierungstests

Das kurze Profil der Basaltproben zur Untersuchung der Blitzschlag-Magnetisierung liegt am Nordrand der Klippe in Richtung 60° W (R: 2584,053 km, H: 5613,295 km, Pfeil in Abb. 1). Es wurden fünf Kerne im Meterabstand erbohrt. Auflage der Denkmalschutzbehörde war, die Löcher mit den oberen Kernresten wieder zu verschließen. Die magnetische Orientierung musste wegen der Kompass-Störungen am Probenentnahmepunkt mit Peilungen in etwa 20 m Abstand erfolgen.

Das Löß-Profil konnte in zehn Probenpunkten den systematischen Wechsel vom Tuffkontakt bis zum ungestörten Löß in 2000 m Entfernung (Tab. 1) erfassen. Die Entnahme erfolgte z.T. mit einem Probenstechrohr, teils durch große Probenkörper, die im Labor zu Kleinproben zerteilt wurden.

5 Gesteinsmagnetik

Die Laboruntersuchungen umfassten die vektorielle Ermittlung (Intensität und Richtung) der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM; Abkürzungen s. Glossar) und ihrer Stabilität

Tabelle 1: Gesteinsmagnetische Befunde

Gestein	Proben-		Natürliche remanente Magnetisierung			Magnetisierung		Q = NRM / IM	Curie-Temperatur	
	Nr.	Einzel-	Intensität	Richtung (°)	Statistik	α_{95}	k		T _c (°C) beim	Aufheizen
		proben	A/m	Deklination	Inklination					
Basalt	1	3	84,7	71	-5	8,4	216	52,52		
Basalt	2	5	115,0	79	-16	5,1	225	64,17	260	
Basalt	3	4	94,0	88	-26	4,1	497	50,35		
Basalt	4	5	78,0	93	-17	2,7	780	41,49		
Basalt	5	4	69,2	107	-5	3,3	771	30,24		
	6	5	1,27	18	-38	17,6	20			
Kontakt	7	3	5,60	310	-31	110,8	2		200	510
LöB + Tuff	8	13	0,81	260	-31	18,3	6			
Entfernung vom Kontakt										
LöB	4 cm	9	3	0,12	310	60	4,6	719	2,35	510
LöB	20 cm	10	5	0,06	287	80	13,8	32	4,28	
LöB	38 cm	11	5	0,013	344	71	11,0	49	3,25	
LöB	52 cm	12	4	0,014	351	67	10,2	81	3,5	520
LöB	66 cm	13	4	0,013	14	53	25,7	14	1,86	
LöB	200 cm	14	2	0,017	312	42	--	--	34,0	
LöB	2000 m	15	3	0,008	332	76	23,6	28	1,6	

nach progressiver Entmagnetisierung mit magnetischen Wechselfeldern und nach thermischer Entmagnetisierung. Aus der ebenfalls bestimmten induzierten Magnetisierung (IM) kann im Verhältnis zur NRM der Königsberger Faktor $Q = \frac{NRM}{IM}$ berechnet werden. In Tab. 1 sind die gesteinsmagnetischen Befunde zusammengestellt. Zur Betrachtung der NRM-Richtung sind außer den Mittelwerten der Deklination und Inklination statistische Angaben zur Streuung innerhalb eines Handstückes gegeben: α_{95} beschreibt den Radius des Konfidenz-Kegels, innerhalb dessen die Einzelwerte mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % liegen, und k ist ein Präzisionsparameter.

An Pilotproben wurde in der thermomagnetischen Analyse durch die Messung der Sättigungsmagnetisierung beim Aufheizen bis 680°C und Abkühlen die thermische Stabilität untersucht sowie die Curie-Temperatur T_c, oberhalb der sich ferro- und ferrimagnetische Stoffe paramagnetisch verhalten, ermittelt (Messbeispiele s. Abb. 3). Zu Vergleichszwe-

cken wurde an einer Probe eine künstliche Thermoremanenz erzeugt, indem die Probe nach Erhitzen bis 680 °C im Erdmagnetfeld abgekühlt wurde.

LöB: LöB ist ein äolisches Sediment als Ergebnis von Wind, Frost, Gesteinsabrieb durch Eismechanik (Eiszeiten), Verwitterung und biologischen Prozessen und besteht hauptsächlich aus Quarz- und Feldspat-Partikeln (für eine Übersicht s. HELLER & EVANS 1995). Eingeschaltete fossile Bodenhorizonte, in denen der LöB umgelagert und durch Verwitterung z.T. zu Tonmineralen umgewandelt ist, zeigen Zwischen-Warmzeiten (Interstadiale) an. Die Schwermineralfraktionen enthalten als magnetische Minerale Magnetit, Maghemit, Hämatit und Goethit, für deren Ursprung auch Magnetitkörner (mit Korndurchmessern << 100 µm), auch als Wirkung von magnetotaktischen Bodenbakterien (BLAKEMORE 1975, FASSBINDER et al. 1990) angenommen werden. Dabei liefern die Richtungen der remanenten Mag-

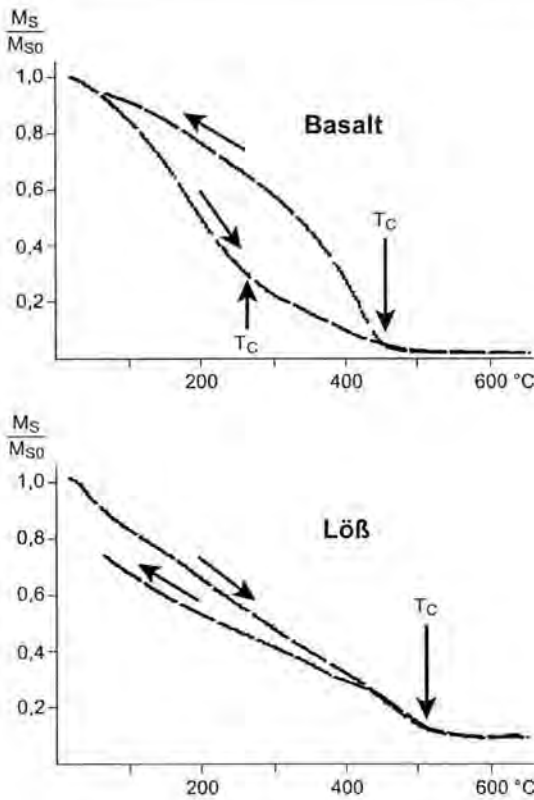


Abb. 3: Thermomagnetische Analysen einer Basalt- (oben) und einer Lößprobe (unten): In dem starken magnetischen Gleichfeld von 400 mT, durch das fast alle magnetischen Bereiche der Probe „ausgerichtet“ werden (Sättigung), wird das magnetische Moment M_s als Funktion der Temperatur beim Aufheizen und Abkühlen gemessen und auf seinen Anfangswert M_{s0} normiert aufgetragen. Aus dem Verlauf der Aufheizkurve wird der Wert der Curie-Temperatur T_c bestimmt; aus dem Vergleich der Aufheiz- und Abkühlkurve wird die thermische Stabilität geprüft.

Fig. 3: Thermomagnetic analyses of a sample of basalt (upper) and of loess (lower): In a strong DC magnetic field (400 mT) in which most magnetic domains are aligned („saturation“) the magnetic moment M_s is measured as a function of temperature during the sample's heating and cooling. This is normalized to its starting value M_{s0} and plotted. From the shape of the heating curve the value of the Curie temperature T_c is determined. The comparison of the heating and cooling curve thermal stability is tested.

netisierung die konservierten erdmagnetischen Polaritätswechsel der letzten 2-3 Ma. Die exakte Konservierung der Erdmagnetfeld-Richtung ist nur bei ausnahmsweise günstigen Ablagerungsbedingungen erfolgt. Die magnetische Suszeptibilität als Maß des Gehalts an magnetisierbarem Material liefert andererseits paläoklimatische Informationen über Warm- und Kaltzeiten.

Löß ungestört: Die Richtungen der remanenten Magnetisierung (Tab. 1 unten), insbesondere der Inklination, stimmen unter Zuhilfenahme der Konfidenzwinkel-Werte gut mit der magnetischen Erdfeldneigung Tertiär bis heute ($I = 63^\circ - 67^\circ$; lokale heutige Erdfeldrichtung Sternsymbol in Abb. 5) überein. Eine starke viskose Magnetisierung VRM ist nicht feststellbar. Die remanente Magnetisierung NRM ist stärker als die durch das heutige Erdmagnetfeld induzierte ($Q > 1$). Die gemessene Curietemperatur $T_c = 510^\circ\text{C}$ lässt Magnetit als Träger der Magnetisierung erkennen. Der hier aufgeschlossene Löß erweist sich mit seiner Magnetisierung als geeignet für magnetostratigraphische Studien.

Löß, im Kontakt zum Basalt thermisch gefrittet (Tab. 1 Mitte): Der nur ca. 3 cm starke Kontaktsaum von Löß und Basalt ist ein Gemenge von Löß- und Schlacketeilchen. Die Werte der remanenten Magnetisierung streuen sowohl in ihrer Intensität als auch Richtung beträchtlich. Die verziegelten Lößanteile tragen vergleichsweise wenig zur Gesamt-Magnetisierung bei. Auffallend sind die Magnetisierungsrichtungen. Die doch recht gleichartigen negativen Inklinationen sind nicht korrelierbar mit der Erdfeldrichtung, weder während der vulkanischen Überprägung noch durch die Lagerung im Erdmagnetfeld seitdem. Nach progressiver Abmagnetisierung mit magnetischen Wechselfeldern nimmt die Intensität schnell ab, und die Richtung der jeweiligen Restremanenz ändert sich. Es wird festgestellt, dass in diesem Kontaktbereich die Richtung des Erdmagnetfeldes nicht ungestört konserviert worden ist.

Basalt: Die magnetische Suszeptibilität weicht mit dem Mittelwert von $49 \cdot 10^{-3}$ SI (Tab. 1 oben) nicht von den für Basalte üblichen Werten (REYNOLDS 1998) ab. Das ist aber für die Intensität und die Richtung der remanenten Magnetisierung der Fall: Mit bis zu 115 A/m sind diese Proben mehr als zehnmals so stark magnetisiert wie normale Basalte. Die Richtungsmittelwerte der NRM - ihr Konfidenzkegel ist erstaunlich klein und der Güte-Parameter außerordentlich groß (FISHER 1953) - weichen erheblich von denjenigen ab, die man für TRM-Werte erwarten sollte (Sternsymbol in Abb. 5). Die grob nach E und mit 20° nach oben weisenden NRM-Werte ($I \sim -20^\circ$) verlieren bei progressiver Entmagnetisierung schnell an Intensität, nach Entmagnetisierung mit 20 nT beträgt die Restremanenz weniger als 5 % des Anfangswertes. Dabei wird die Richtung der Restremanenzen zunehmend steiler (Abb. 4 unten). Die gemessene Curie-Temperatur von 260°C lässt einen Titanomagnetit mit beträchtlichen Ti-Gehalt erkennen (O'REILLY 1984).

6 Blitzschlag-Magnetisierung

Magnetostatische Felder, die in ihrer Stärke das Erdmagnetfeld (bei uns etwa 48.000 nT, s. Abb. 1) übertreffen, werden nur von seltenen Magnetit-Lagerstätten berichtet, z.B. Kiruna/Schweden oder Tschogart/Iran (HAHN & BOSUM 1986). Eine andere Möglichkeit extrem hoher Magnetfelder ist Blitzschlag-Magnetisierung. Einer der Hinweise darauf ist eine nahezu horizontale Magnetisierung, die bei einer vertikalen Blitzbahn längs der orthogonal dazu verlaufenden ringförmigen magnetischen Feldlinien entsteht. Diese Isothermale Remanenz (IRM), also ohne erhöhte Temperatur erworbene Remanenz und in unserem Fall identisch mit der heutigen Feldrichtung, ist, wie alle anderen Remanenzen, in ihrer Intensität proportional zur Stärke des angelegten äußeren Magnetfeldes. Das bestätigt

auch ein Experiment, in dem in einer der Proben durch Erhitzung auf 680°C , also deutlich über ihre Curie-Temperatur, und anschließende Abkühlung im Erdmagnetfeld eine künstliche Thermoremanenz TRM erzeugt wurde. Sie erreicht im Messbefund bei gleich bleibender Suszeptibilität nur etwa 10 Prozent der NRM. Aus Abb. 6 wird deutlich, dass die im Labor

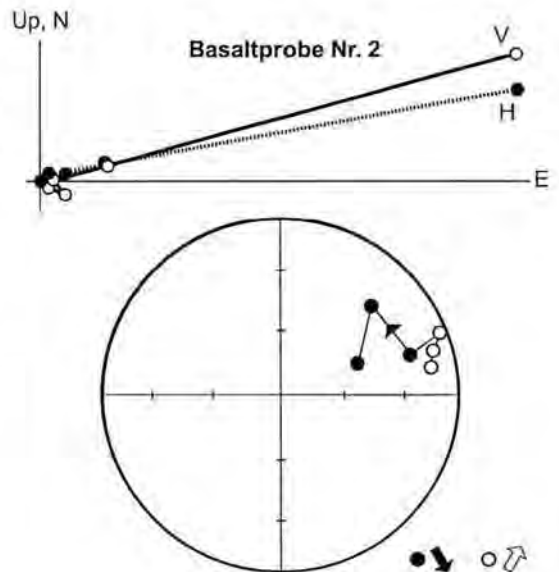


Abb. 4: Veränderung der remanenten Magnetisierung der Basaltprobe Nr. 2 (vgl. Tab. 1) bei progressiver Entmagnetisierung. Oben: Die Darstellung im Zijderveld-Diagramm (ZIJDERVELD 1967) stellt die Projektionen der Werte in die senkrechte NS-Ebene (offene Symbole) und die horizontale Ebene (geschlossene Symbole) dar. Unten: Darstellung in Polarprojektion ist eine Projektion der Einheitskugel mit den Durchstoßpunkten der Remanenz-Vektoren nach jedem Abmagnetisierungsschritt.

Fig. 4: The change of the remanent magnetization of basalt sample no. 2 (s. Tab. 1) during increasing AF demagnetization. Above: The Zijderveld-plot (ZIJDERVELD 1967) combines the graphs of the vertical NS-plane (open symbols) and the horizontal plane (solid symbols). Below: The stereograph shows the horizontal projection of the unit sphere with the vector points of each partial vector.

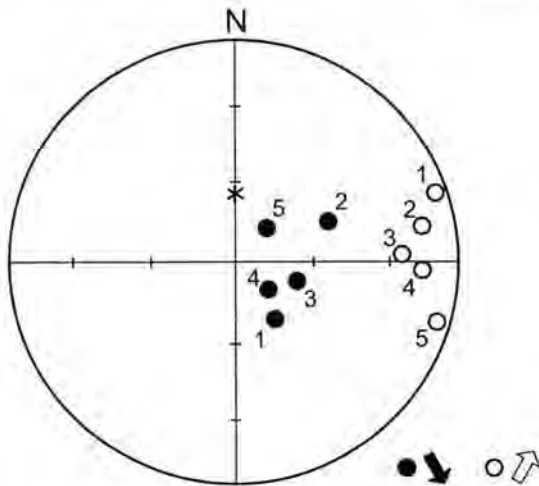


Abb. 5: Polarprojektion der durch Blitzschlag magnetisierten Basaltproben (s. Tab. 1). Offene Symbole (obere Halbkugel): Flach nach oben und Westen weisende NRM-Werte mit systematischem Richtungswechsel der Proben im Profil (vgl. Abb. 7). Volle Symbole (untere Halbkugel): Mittelsteil nach unten weisende Remanenzrichtungen nach Entmagnetisierung mit 150/200 mT.

Fig. 5: A stereograph of the magnetized basalt samples which were struck by lightning (s. Tab. 1). Open symbols (upper hemisphere): Almost horizontal NRM values with systematic directional shift within the profile (s. Fig. 7). Solid symbols (lower hemisphere): Moderately steep downwards remanence directions after demagnetization with 150/200 mT.

erzeugte TRM gegenüber Wechselfeld-Abmagnetisierung stabiler als die anfangs gemessene NRM ist; Nach einer Abmagnetisierung mit 20 nT beträgt der Restwert der TRM noch 55 %, die der NRM nur noch 5 %. Aus dem Messbefund wird gefolgert, dass die ursprüngliche TRM durch das starke Blitz-Magnetfeld vollständig überprägt worden ist.

Der Versuch, mit Hilfe des Eintrags der Richtung der Horizontalkomponente der NRM (das sind die Deklinationen) in das Probenentnahmeprofil die Lage der Blitzschlagstelle zu konstruieren, gelingt erstaunlich gut. Denn alle Deklinationen in Abb. 7 müssen Tangenten

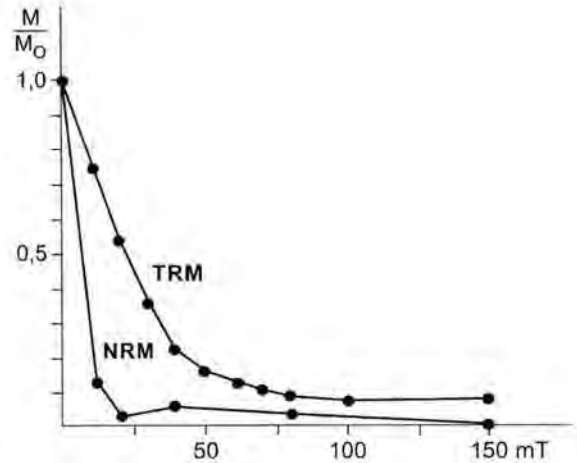


Abb. 6: Stabilitätsvergleich der durch Blitzschlag erzeugten natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) und einer künstlichen Thermoremanenz (TRM) derselben Basaltprobe bei progressiver Wechselfeld-Entmagnetisierung. Die Werte sind auf den Anfangswert normiert.

Fig. 6: A stability comparison of the remanent magnetization during increasing AF demagnetization caused by lightning (NRM), and the thermoremanent magnetization (TRM) of the same sample. The values are normalized to the starting value.

der ringförmigen Magnetfeldlinien sein, die denselben Mittelpunkt haben. Es ergibt sich eine Stelle 4,5 m südlich der südlichsten Probe (Abb. 7). Das Entnahmeprofil liegt etwa in NW-SE-Richtung, beginnend mit Probe 1 im NW (s. Tab. 1).

An dieser Stelle seien einige Ergebnisse einer sehr umfangreichen gesteins- und feldmagnetischen Untersuchung und anschließenden rechnerischen Deutung von Blitzschlagstellen von ROESER (1963) angeführt. Dabei wurde bis zu einer Tiefe von 2,5 m in sieben Sohlen an Gesteinsproben die räumliche Verteilung der Magnetisierung ermittelt: Es ergaben sich

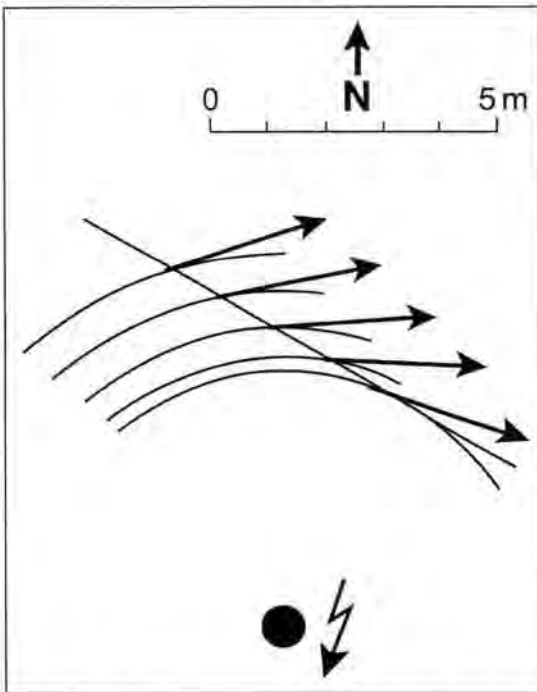


Abb. 7: Ableitung der Blitzschlag-Stelle aus den horizontalen Remanenz-Richtungswerten der NRM in den Probenpunkten als Tangente des ringförmigen Blitz-Magnetfeldes, das durch das vertikale elektrische Feld des Blitzes entsteht. Das Probenprofil beginnt im Nordwesten (offene Symbole 1-5 in Abb. 5).

Fig. 7: Derivation of the place of lightning from the horizontal remanence direction values of the NRM at the places of the collected samples as tangent of the circular magnetic field which has occurred through the vertical electric field of the lightning. The sample-profile starts in northwest (open symbols 1-5 of Fig. 5).

Magnetisierungswerte bis zu 300 A/m. Auf Grund der Felddaten führen die Rechnungen zu einer etwa senkrechten Blitzbahn mit einer Scheitelstromstärke von ca. 250.000 A, die im Boden auffächert und mit zunehmender Tiefe den Weg größter Leitfähigkeit im Untergrund wählt.

7 Ergebnisse

Die *aeromagnetische Vermessung* der Vulkanstruktur Rodderberg hat neue Hinweise zu seiner Struktur ermöglicht: Der magnetisch wirksame basaltische Körper verläuft von NNW nach SSE. Er schließt nicht den Schlacke-Asche-Wall ein, der noch in der Topographie erkennbar ist. Eine merkliche radial nach außen zunehmende Magnetisierungsverteilung wird ausgeschlossen. Die deutlichen Unterschiede der Anomaliestruktur aus dem Vergleich der Aeromagnetik mit Magnetfeldmessungen am Boden lassen einen nur Dekameter mächtigen flachgründigen plattenförmigen Quellkörper innerhalb des Kraters erkennen, mit einer unmagnetischen Einschaltung, die von einem vermutlich basaltischen Gesteinskörper unterlagert wird. Im Nordteil der Anomalie ist das Schlacken-Asche-Feld mit magnetisch wirksamem Material durchsetzt. Eine lokale positive Anomalie von ca. 200 nT im Norden befindet sich ca 70 m südlich derjenigen Stelle im eingblendeten Luftphoto, an der die Blitzschlagstelle liegt (Pfeil in Abb. 1).

Die Sicht des Rodderberg-Vulkans als Maar-Struktur weckt starkes Interesse in Bezug auf die Maar-Forschung, die in den letzten Jahren intensiv auch im GGA-Institut Hannover betrieben wurde. Dabei war den untersuchten Maar-Strukturen (Baruth (Sachsen): PUCHER et al. 2003, im Heft 1/2003 der Z. f. angew. Geol. sind sieben Arbeiten über die Maar-Struktur Baruth erschienen, Messel (Darmstadt): GABRIEL et al. 2000, PUCHER & ROLF 2001) gemeinsam, dass ein durch phreatomagmatische Explosionen erzeugter und in der Folgezeit mit „leichtem“ Sedimentmaterial verfüllter Kratersee ein rundliches Schwereminimum verursacht, und dass eine damit korrelierte magnetische Anomalie stark magnetisiertes vulkanisches Material unterhalb der Sedimente anzeigt.

Aus den Magnetfeldwerten im Gebiet des Rodderberges und den Differenzwerten aus 35 m Höhenunterschied ist zu folgern (Abb. 2),

dass der Hauptteil der magnetischen Anomalie im Zentrum des Kraterbereichs von einem zu erwartenden basaltischen Körper im Schlotbereich erzeugt wird. Der durch die Differenzwerte angezeigte flachgründige Körper könnte aus pyroklastischem Material bestehen. Dabei bleibt offen, ob die magnetische Wirkung ausschließlich induzierter Magnetisierung zuzuschreiben ist, oder ob das vermutete pyroklastische Material auch eine homogene thermoremanente Magnetisierung aufweist. Das würde beantworten, wie hoch die Ablagerungstemperaturen der Pyroklastika war. Mit dem Rodderberg scheint uns die Natur einen Vulkan zu liefern, der am Beginn von phreatomagmatischen Erscheinungen geprägt war, dessen zweite Hälfte seiner langwährenden Genesegeschichte aber die eines mehr klassischen Vulkans war. Weitere geophysikalische Untersuchungen am Rodderberg erscheinen daher als sehr vielversprechend.

Es bestätigt sich die Eignung von *Löß-Material* für magnetostratigraphische Studien. Diese Eignung wird in vielen Fällen in unseren Klimabreiten durch komplizierte bodenchemische Reaktionen beeinträchtigt. Daher wird bei Löß in unseren Klimabreiten meist von einer Kombination von primärer Sedimentations- (DRM) und sekundärer chemischer Remanenz (CRM) ausgegangen.

Die Kernproben der *Blitzschlag-Magnetisierung* ermöglichen eine Rekonstruktion der Blitzstelle: sie liegt ca. 5 m südlich der Probenpunkte. Die Abweichung der Inklinationen von 0° kann eine Neigung von 20° nach W anzeigen, oder aber Folge der Auffächerung der Strombahn im Boden sein. Es ist anzunehmen, dass infolge der speziellen lokalen Leitfähigkeitsbedingungen sich wiederholt Blitzeinschläge ereignet haben. Im *Material des Kontaktbereiches* finden sich Titanomagnetite und Magnetite des Löß-Materials, die möglicherweise z.T. erst bei der thermischen Verziegelung entstanden sind. Die flachen Inklinationenwerte der Magnetisierung spiegeln in keinem Fall die Richtung des Erdmagnetfeldes in unseren geomagnetischen

Breiten wider. Einzige Erklärungsmöglichkeit ist die Nähe zu einer Blitzschlagstelle zur Zeit der vulkanischen Tätigkeit.

Dank

Prof. K. Krumsiek hat wegen der Kompass-Abnormität zu dieser Studie ermuntert. Die Laborarbeiten wurden im Magnetiklabor Grubenhagen des GGA-Instituts unter Leitung von Dipl.-Geophys. K. Fromm durchgeführt, neueste Ergänzungsarbeiten unter der Leitung von Dr. C. Rolf. Die aeromagnetische Befliegung durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, erfolgte unter der Leitung von Dr. P. Sengpiel, Verm.-Ing. J. Ostwald und Verm.-Ing. H. J. Rehli. Für graphische Arbeiten danke ich Frau J. Herrmann und Herrn Dr. C. Rolf. Das stete Interesse von Dr. M. Frechen und die konstruktiven Anmerkungen der Gutachter haben zu einem verbesserten Manuskript geführt.

Glossar

- TL Thermolumineszenz, wird zur Datierung von thermisch beeinflusstem Material benutzt (Maximalalter 50.000 – 800.000 a).
- SI Systeme Internationale d'Unites – ein 1954 eingeführtes internationales System von Einheiten, das auf sieben Basiseinheiten beruht.
- nT 10^{-9} Tesla, Einheit der magnetischen Induktion im SI-System, Magnetfeld.
- A/m Ampere/Meter – Einheit der magnetischen Feldstärke im SI-System, z.B. bei Entmagnetisierungsprozeduren.

Remanente Magnetisierung (auch „Remanenz“) eines Gesteins, ist in Intensität und Richtung (Vektor) abhängig von den Eigenschaften des Erdmagnetfeldes zum Zeitpunkt der Entstehung oder

- Ablagerung und stimmt mit ihm in der Richtung überein; die Informationen bleiben über Jahrmillionen erhalten.
- D Deklination der Remanenzrichtung, $0^\circ \rightarrow 360^\circ$ von N über E.
- I Inklination der Remanenzrichtung gegen die Horizontale; auf der N- Halbkugel $0^\circ \rightarrow +90^\circ$ (normal magnetisiert), $0^\circ \rightarrow -90^\circ$ (invers magnetisiert).
- NRM Natürliche remanente Magnetisierung, wie man sie nach der Probenentnahme misst; vektorielle Summe aus ursprünglicher Remanenz und allen Effekten aus der Lagerung im Erdmagnetfeld seitdem.
- TRM Thermoremanente Magnetisierung entsteht durch Abkühlung von Gesteinen im (Erd-)Magnetfeld.
- IRM Isothermale remanente Magnetisierung erworben bei Raumtemperatur in einem magnetischen Gleichfeld.
- VRM Viskose remanente Magnetisierung, geringe Stabilität bei Entmagnetisierung. Sie ist meist Folge der Lagerung des Gesteins im Erdmagnetfeld.
- CRM Chemische remanente Magnetisierung: Durch einen chemischen Prozess kommt es zur Neubildung oder Umwandlung ferrimagnetischer Minerale und somit zur Ausbildung einer CRM in Richtung des vorherrschenden Magnetfeldes.
- DRM Sedimentationsremanenz (detrital remanent magnetization) in Sedimenten durch Einregelung magnetisierter Teilchen in Richtung des vorherrschenden Magnetfeldes.
- Fisher-Statistik: Standardverfahren in der Paläo- und Archäomagnetik zur Berechnung der mittleren Remanenzrichtung und deren Fehlerparameter aus Einzelrichtungen (Mittlung von Einheitsvektoren auf der Kugel; FISHER 1953).
- α_{95} beschreibt den Radius des Konfidenz-Kegels auf dem Einheitskreis, innerhalb dessen die Einzelwerte mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % liegen. Der Konfidenzwinkel wird bei gleicher Streuung und zunehmender Probenzahl kleiner.
- k Präzisionsparameter gibt den Grad der Streuung von Einzelrichtungen wieder (hohe Werte bedeuten geringe Streuung).
- Q Königsberger Faktor $Q = \text{NRM}/\text{IM}$.
- IM Induzierte Magnetisierung: Magnetisierung proportional mit und parallel zum wirkenden Magnetfeld F; verschwindet bei $F = 0$.
- κ magnetische Suszeptibilität (dimensionslose Größe, Skalar) beschreibt die Magnetisierbarkeit eines Minerals und ist in einem Sedimentgestein proportional zum Gehalt magnetisierbarer Minerale. Es gilt: $\text{IM} = \kappa \cdot F$.
- T_c Curie-Temperatur, oberhalb der sich ferro- und ferrimagnetische Stoffe paramagnetisch verhalten.

8 Schriftenverzeichnis

- BLAKEMORE, R. P. (1975): Magnetotactic Bacteria. – *Science*, **190**: 377-379; Washington D. C.
- BLANCHARD, H. & ZÖLLER, L. (2002): TL dating of a middle Pleistocene volcano using slate xenoliths. – 10th International Conference on Luminescence and Electron Resonance Dating, Reno (USA), June 2002 (Abstract).
- FASSBINDER, J. W. E., STANJEK, H. & VALI, H. (1990): Occurrence of magnetic bacteria in soil. – *Nature*, **343**: 161-163; London.
- FISHER, R. A. (1953): Dispersion on a sphere. – *Proc. Royal Soc. London*, **217A**: 295-305.
- FRECHEN, J. (1976): Sammlung geologischer

- Führer, Nr. 56. – 3. Aufl.; Berlin (Borntraeger).
- HAHN, A. & BOSUM, W. (1986): Geomagnetism, Selected Examples and Case Histories: 2-9; Berlin (Borntraeger).
- HELLER, F. & EVANS, M. E. (1995): Loess magnetism. – *Review Geophysics* 33, 2: 211-240; Amer. Geophys. Union, Washington D.C.
- O'REILLY, W. (1984): Rock and Mineral Magnetism; Blackie, 230 pp.
- PUCHER, R. & ROLF, C. (2001): Die Magnetfeldanomalie bei Messel: Interpretationsversuche. – 61. Annual Assembly Deutsch. Geophys. Ges., Abstract: 111; Frankfurt/M.
- RICHTER, M. (1942): Geologie des Rodderberges südlich von Bonn. – *Decheniana*, 101 AB: 1-24; Bonn.
- REYNOLDS, J. M. (1998): An introduction to applied and environmental geophysics: 127; Chichester (Wiley).
- ROESER, H. A. (1963): Gesteinsmagnetische Untersuchungen an Blitzeinschlagstellen im Basalt. – Diplomarbeit Universität Göttingen.
- VOGELSANG, D. (1958): Geomagnetisches Strukturbild des Rodderberg-Vulkans südlich Bonn. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh* 1: 21-25, 2 Abb.; Stuttgart.
- SENGPIEL, K. P. (1981): Forschungsvorhaben „Ausrüstung und Erprobung eines Hubschraubers für geophysikalische Messungen“ – Bericht BGR, Archiv Nr. 87 893; Hannover.
- THIEMER, M. & TEZKAN, B. (2002): Geophysikalische Untersuchungen am Rodderberg-Vulkan bei Bonn. – 62. Jahrestagung Deutsch. Geophys. Gesell., Abstract: 75-76; Hannover.
- VAN DEN BOGAARD, P., SCHMINCKE, H. U., HALL, C. M. & YORK, D. (1989): Homogeneity versus heterogeneity in tephra crystal populations. - *Bulletin New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resource*: 25 (abstract), Gen. Assembl. Assoc. Volcanol. Chemistry Earth's Interior; Santa Fe, USA.
- ZIJDERVELD, J. D. A. (1967): A. C. demagnetization of rocks; analysis of results. In: COLLINSON, D. W., CREER, K. M. & RUNCORN, S.K. (Editors), *Methods in Palaeomagnetism*: 254-286; Newcastle.

Glazialtektonik weichselzeitlicher Ablagerungen in Zentral-Fünen, Dänemark

JAN A. PIOTROWSKI & SOPHIA WINDELBERG^{*)}

Keywords: glaciotectonics, glaciation, Baltic ice stream, till, Pleistocene, Fünen, Denmark

[Glaciotectonics in the Weichselian deposits on central Funen, Denmark]

Kurzfassung: Die glazialen Sedimente des Untersuchungsgebietes im zentralen Teil der dänischen Insel Fünen sind durch intensive Deformation geprägt. In den mächtigen glazifluviatilen Sedimentfolgen treten vor allem Überschiebungen, stark deformierte Faltenstrukturen und Zungenfalten auf. Da die Einmessung dieser Strukturen bis zu drei Deformationsrichtungen ergibt, müssen verschiedene Eisbewegungsrichtungen auf die Sedimente eingewirkt haben. Mit Hilfe sedimentologischer Untersuchungen des im Hangenden aufgeschlossenen Tills ist die Bildung eines großen Teils der Deformationsstrukturen mit dem Hauptvorstoß der Weichselzeit aus Nordosten und dem darauffolgenden jungbaltischen Vorstoß aus südöstlicher Richtung zu korrelieren. Die nahezu gleichmäßige Verteilung der verschiedenen Deformationsrichtungen lässt sich auf unterschiedliche Scherfestigkeiten der einzelnen Profilteile zurückführen, die z.T. eine Überprägung der bereits vorhandenen Deformationsstrukturen verhinderten. Es gibt keinen Zusammenhang zwischen der Eisvorstoßdynamik und bestimmten glazialtektonischen Strukturen, deren Stil vielmehr durch rheologische Eigenschaften des Sedimentes bestimmt ist. Die hohe Geschwindigkeit des jungbaltischen, als Eisstrom ausgebildeten Vorstoßes war z.T. durch Verformung des weichen, wasserübersättigten Untergrundes begünstigt.

Abstract: The glacial deposits in the study area in the central part of the Danish island Funen are heavily deformed. Thick outwash sediments are characterized by thrust faults, contorted fold structures and sheath folds. Three main deformation vectors indicate different ice movement directions. Coupled with sedimentary studies of the overlying till, these deformations are attributed to the Main Advance of the Weichselian glaciation from NE and the subsequent Young Baltic advance from SE. The mixed distribution of deformation directions throughout the sections is attributed to different shear strength of the deposits which partly prevented overprinting of older structures during younger ice overriding. There is no apparent correlation between ice movement dynamics and particular glaciotectonic structures, whose style was primarily influenced by the sediment rheological properties, instead. The high movement velocity of the Young Baltic ice stream was partly accomplished through the deformation of the soft, water-saturated bed.

1 Einleitung

Glazialtektonische Strukturen entstehen in weichem Sediment im Zusammenhang mit Gletscherbewegungen und Auflastdruck. Sie bestehen im Wesentlichen aus Auf- und Überschiebungen, listrisch geprägten Störungen und Faltenstrukturen, die aufgrund ihrer Richtung und ihres Auftretens Hinweise auf die Gletscherbewegungsrichtung und z.T. auf ihre Bildungsposition im Verhältnis zur Lage des

* Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. Jan A. PIOTROWSKI, Department of Earth Sciences, University of Aarhus, C.F. Møllers Allé 120, DK-8000 Århus C, Dänemark, jan.piotrowski@geo.au.dk, Dipl.-Geol. Sophia WINDELBERG, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Klagenfurter Str., 28334 Bremen.

Gletschers liefern (ABER et al. 1989, VAN DER WATEREN 2002).

Im Untersuchungsgebiet auf der dänischen Insel Fünen begann die Dokumentation glazialer Sedimente und die Korrelation dieser Ablagerungen mit bestimmten Vereisungsphasen bereits 1897 mit Kartierungen von MADSEN (1902). Die zunächst auf die Entstehung unterschiedlicher Landschaftselemente im Zusammenhang mit Eisvorstößen ausgerichtete Untersuchung wurde Mitte des letzten Jahrhunderts von V. MILTHERS (1928), K. MILTHERS (1942) und später von SMED (1962, 1978) fortgesetzt. Die heute üblichen sedimentologischen Untersuchungsverfahren, bestehend aus Korngrößen-Gefüge- und Feinkiesanalysen, wurden auf Fünen von HOUMARK-NIELSEN (1981, 1987, 1999) im Rahmen von Arbeiten mit stratigraphischem Schwerpunkt durchgeführt. Die Methoden ermöglichen, unabhängig von der Morphologie auf die Bewegungsrichtung und Herkunft des Eises, welches zur Ablagerung und Deformation der Sedimente führte, zu schließen. Der östliche Teil Fünens, in welchem sich das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit befindet, wurde auf diese Art von JØRGENSEN (1996) ebenfalls unter stratigraphischen Gesichtspunkten untersucht. Subglaziale Prozesse, insbesondere die Eisbewegungsmechanik und die Entstehung der Drumlins auf Fünen wurden zuletzt von JØRGENSEN & PIOTROWSKI (2003) behandelt.

Die vorliegende Arbeit verfolgt das Ziel, die Entwicklung einer Abfolge glazialer Sedimente nach ihrer Ablagerung mittels der darin auftretenden Deformationsstrukturen festzustellen. Zu diesem Zweck werden die Richtungen dieser Strukturen in hauptsächlich glazifluvialen Sedimenten in zwei Profilen untersucht. In Kombination mit sedimentologischen Untersuchungen an den Tills im oberen Bereich der Profilverläufe und den auf Fünen dokumentierten Eisvorstoßrichtungen kann die zeitliche und räumliche Entwicklung der Deformation nachvollzogen werden.

2 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich auf der dänischen Insel Fünen etwa 13 km südöstlich der Stadt Odense innerhalb eines ca. 900 ha großen Sand- und Kiesabbaugebietes (Abb. 1 und 2). Im nordwestlichen Teil dieses Areal in der Umgebung der Ortschaft Birkum wurden Profilaufnahmen in zwei nah beieinander gelegenen Kiesgruben durchgeführt. Ein 168 m langes Profil wurde in einer Grube der Firma NCC aufgenommen, welche direkt am nördlichen Rand des Hügels Ibberg, etwa 1,5 km nordwestlich von Tarup und etwa 1 km nordöstlich von Sønder Nærå, an der Straße Ibbergvej liegt. Die Lokalität wird hier kurz als Ibberg bezeichnet. Ein zweites, 78 m langes Profil wurde in einer Grube der Firma NS Nymølle Stenindustri A/S 1,2 km östlich von Birkum aufgenommen. Diese Grube liegt direkt südlich der Straße 301, dem Orbækvej, zwischen Birkum und Rolsted und wird im Folgenden Birkum genannt. Die zwei bearbeiteten Profilstöße liegen ca. 1,5 km voneinander entfernt. Das Untersuchungsgebiet ist in der direkten Umgebung der Kiesgruben zwischen Davinde im Nordosten und dem Ibberg im Süden durch eine flachkuppige Moränenfläche (SMED 1962) geprägt, welche sich nach Westen mehrere Kilometer über das Sand- und Kiesgrubengebiet hinaus ausdehnt und hauptsächlich aus Till besteht. Sie liegt in der Umgebung der Lokalität Ibberg auf einer Höhe von 48 m a.s.l., fällt von hier langsam nach Norden und Nordosten ab und befindet sich nahe der Lokalität Birkum auf einer Höhe von 43 m a.s.l. Abgesehen von diesem generellen Trend wird sie von einzelnen spät- bis postglazial entstandenen flachen Tälern durchzogen (JØRGENSEN 1996). Innerhalb des Untersuchungsgebietes bildet der Ibberg mit einer Höhe von 61 m a.s.l. die größte Erhebung. Der niedrigste Punkt liegt in einer Depression südöstlich der Ortschaft Birkum bei etwa 39 m a. s. l. (GEODÆTISK INSTITUT 1987).

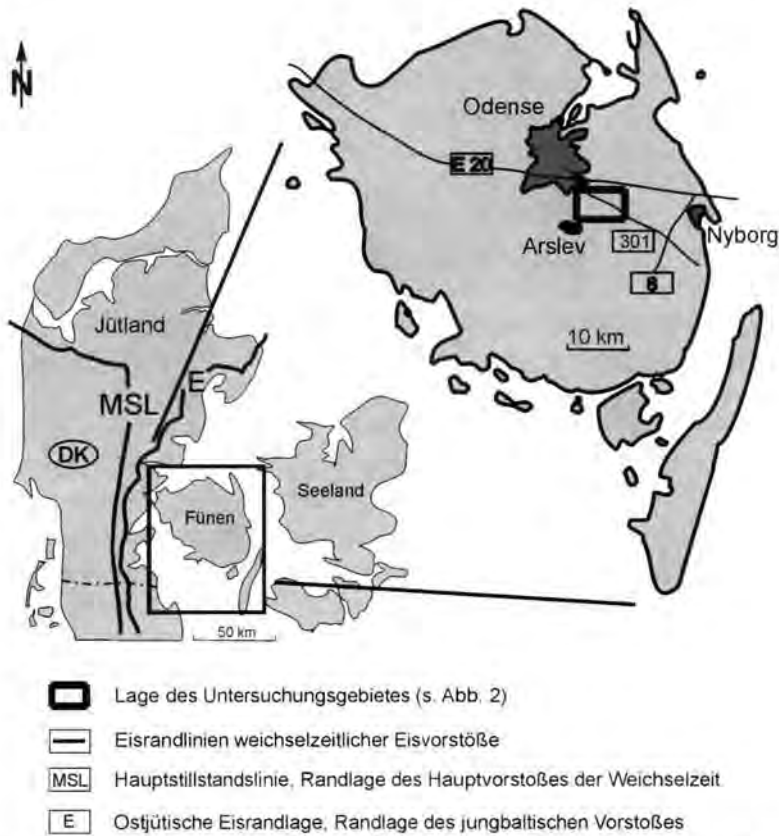


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes auf Fünen und die Eisrandlinien des Haupt- und des jungbaltischen Vorstoßes der Weichseleiszeit in Dänemark.

Fig. 1: The study area on Funen and the limits of the Main and Young Baltic advances in Denmark.

Die Moränenfläche wird im Norden und Osten durch 6 bis 8 m hohe, in SE-NW Richtung orientierte Drumlins begrenzt. Sie sind Teil eines Drumlinfeldes, welches sich über den gesamten nordöstlichen und nördlichen Bereich der Insel ausdehnt. Die Entstehung dieses Feldes ist auf einen Eisstrom zurückzuführen, der das Gebiet während des Weichsel-Spätglazials bedeckte und aus dem skandinavischen Eisschild über die Senke der Ostsee gespeist wurde (JØRGENSEN & PIOTROWSKI 2003, KJÆR et al. 2003). Neben den Drumlins treten in der unmittelbaren Umgebung des Untersuchungsgebietes zahlreiche kleinere Oser auf, welche sich z.T. zu großen Oserystemen verbinden lassen (JØRGENSEN 1996).

Die morphologischen Landschaftselemente des Untersuchungsgebietes und die aufgeschlossenen Sedimentfolgen entstanden während des Jütland-Stadials des Weichsel-Spätglazials. Aus diesem Stadial sind im Wesentlichen zwei Eisvorstöße bekannt, die vor etwa 20 000 Jahren (PETERSEN & KRONBORG 1991) in Dänemark mit dem sog. Hauptvorstoß einsetzten. Der Gletscher dieses Vorstoßes breitete sich von Nordosten über die dänischen Inseln bis an die als morphologische Struktur gut erkennbare Hauptstillstandsline (Abb. 1) in Jütland aus und hinterließen im Untersuchungsgebiet einen Till, der meist durch ein ENE-WSW orientiertes Gefüge und einen im Vergleich zu den jüngeren Tills geringen Tonanteil gekenn-

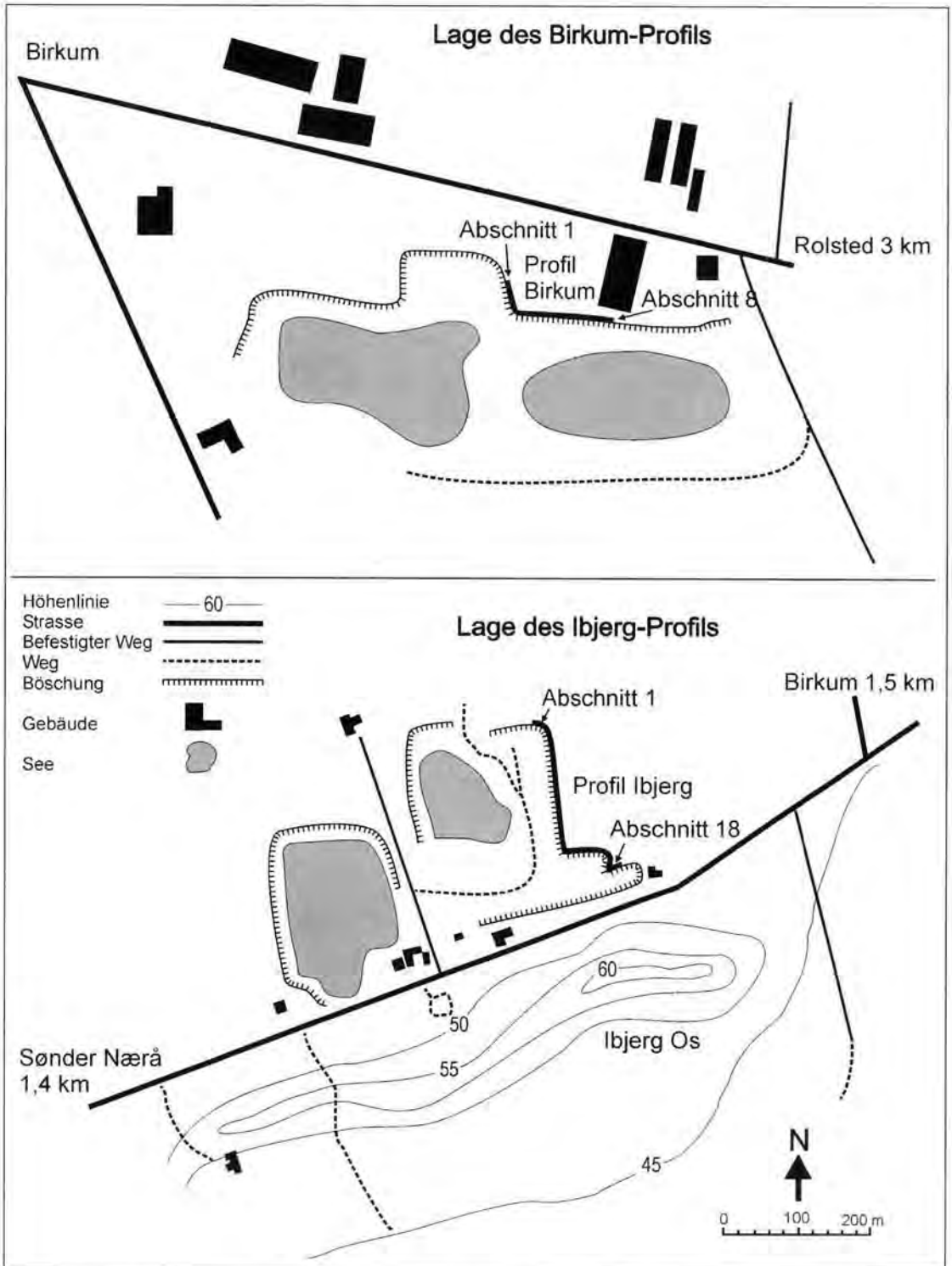


Abb. 2: Beide Lokalitäten im Untersuchungsgebiet und die Lage der Profilverläufe aus Abb. 3 und 6.

Fig. 2: The two study sites and the position of sections from Fig. 3 and 6.

zeichnet ist (JØRGENSEN & PIOTROWSKI 2003). Nach dem Abschmelzen der Gletscher des Hauptvorstoßes folgte vor etwa 14 000 Jahren (PETERSEN & KRONBORG 1991) ein zweiter, als jungbaltischer bekannter Vorstoß. Er erreichte Dänemark hauptsächlich aus südöstlichen Richtungen und erstreckte sich über den gesamten östlichen Teil Dänemarks ebenfalls bis nach Jütland, wo er an der ostjütischen Eisrandlinie zum Stillstand kam (Abb. 1). Auf Fünen ist dieser Vorstoß im Bereich der Sand- und Kiesgruben durch einen 1 bis 4 m mächtigen Till an der Oberfläche der flachen Moränenlandschaft dokumentiert. Er folgt meist direkt auf den Till des Hauptvorstoßes und ist in seinem unteren Bereich z.T. durch ein schwach ausgebildetes ost-südost-orientiertes Gefüge geprägt. Im oberen Abschnitt ist eine SSE-NNW Ausrichtung der Geschiebe vorherrschend (JØRGENSEN & PIOTROWSKI 2003). Gegenüber dem älteren Till ist er auch mit Hilfe seines Geschiebeinhalts aus dem Bereich der Ostsee und seinem höheren Tongehalt abzugrenzen. Während der Weichsel-Hauptvorstoß durch ein relativ langsames, gleichmässiges Aufwachsen gekennzeichnet war, stieß der jungbaltische Gletscher in Form eines Eisstroms schnell vor (STEPHAN 2001, JØRGENSEN & PIOTROWSKI 2003). Seine Dynamik ist vergleichbar mit den heutigen Eisströmen der Westantarktis, die sich um einige Größenordnungen schneller als das umliegende Eis bewegen (BENTLEY 1987).

3 Methodik

Die Aufnahme und Darstellung der Profile erfolgte unter besonderer Berücksichtigung der Lithologie, der Sedimentstruktur und der glazialtektonischen Deformation. Die Ermittlung der Stauchungsrichtung erfolgte mit Hilfe stereographischer Darstellung im Schmidtschen Netz (untere Hemisphäre).

In den beiden Tills wurde die Orientierung von Geschiebelängsachsen untersucht (ANDREWS

1971, BENNETT et al. 1999), um Hinweise auf die Bewegungsrichtung der Gletscher zu erhalten. Ergänzend liefern die Ergebnisse von mehreren Feinkiesanalysen der 2-4 mm Kornfraktion (KRONBORG 1995) Aufschlüsse über die Herkunft der Gletscher und ermöglichen damit eine lithostratigraphische Gliederung und Parallelisierung der Tills. Das ebenfalls untersuchte Korngrößenspektrum (DIN 1996) bietet ein zusätzliches Unterscheidungskriterium.

4 Lokalität Ibberg

An der östlichen Abbauwand der Kiesgrube sind in einem bis zu 3,5 m mächtigen Profil hauptsächlich glazifluviatile Sande und Feinkiese aufgeschlossen (Abb. 3). Darüber war ursprünglich im gesamten Profil ein etwa 1 bis 1,5 m mächtiger Till diskordant abgelagert. Dieser wurde im Vorfeld des Sandabbaus größtenteils entfernt bzw. aufgeschoben und tritt heute in situ nur noch in wenigen Abschnitten und nicht mehr in voller Mächtigkeit auf.

Lithologische Einheiten

Während der untere Teil des Profils im Wesentlichen aus kiesführenden Grobsanden oder Feinkiesen besteht, verringern sich die Korngrößen in den darüber liegenden Profilbereichen bis hin zu schluffigen Feinsanden. An Sedimentstrukturen tritt überwiegend horizontale Schichtung auf. Innerhalb einzelner Bänke ist eine Gradierung zu beobachten.

Der am Top des Profils aufgeschlossene Till ist braun oder graubraun gefärbt und bildet in der Regel eine relativ feste, massive Einheit. In Korngrößenanalysen zeigt er ein ausgeprägtes Maximum im Feinsand und mittlere Korngrößen zwischen Mittel- und Grobschluff. Daneben ist zwischen 16 und 19% Ton enthalten. Abweichungen von diesem Kornspektrum weist besonders die Tillbasis auf, wo häufig Sandbänder in den Till eingearbeitet sind. Die an zwei Stellen eingemessenen Ge-

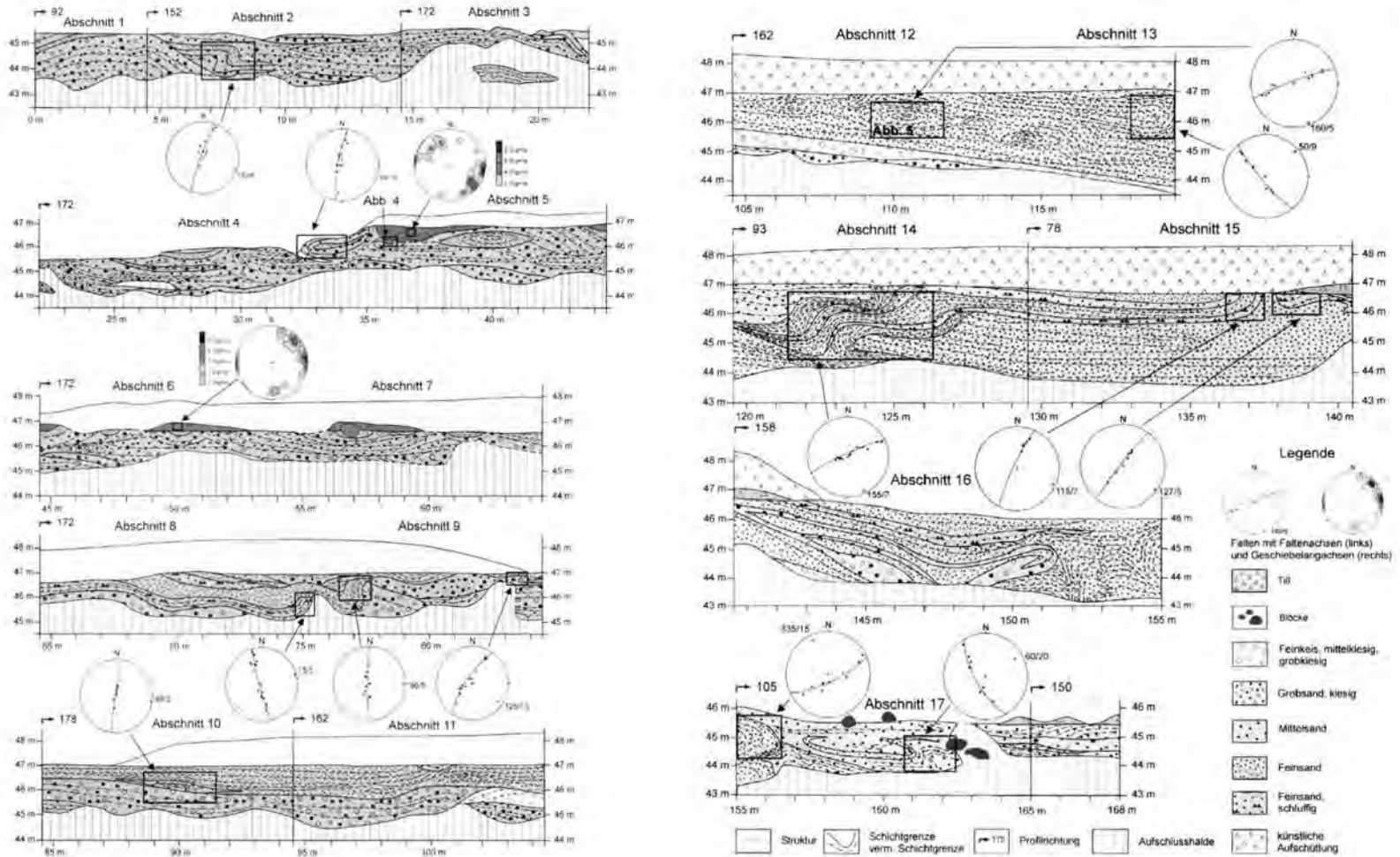
Piotrowski & Windlberg Abb. 3(1) ANNO 1100, NBR 1100

Abb. 3: Profil Ibjerg. Geschiebelangachsen dargestellt auf der unteren Hemisphäre des Schmidtschen Netzes. Die Lage des Profils zeigt Abb. 2. Fig. 3: Section Ibjerg. Till fabric given on the lower hemisphere of the Schmidt projection. Section location in Fig. 2.

schiebelangachsen weisen deutlich ausgeprägte aber verschiedene Maxima auf, nämlich NE (bevorzugte Fallrichtung) und SE. An der Till-Basis treten größere Geschiebe oder Blöcke mit bis zu 1 m Durchmesser auf, welche teilweise in die darunter lagernden glazifluviatilen Sedimente eingepflügt sind und somit deutlich langgestreckte Erosionsrillen bilden (*ploughing marks*; Abb. 4), die die Eisvorstoßrichtung anzeigen (EHLERS & STEPHAN 1979, CLARK & HANSEL 1989, MENZIES & SHILTS 2002). Sie sind, genauso wie die Geschiebelangachsen im unmittelbar auflagernden Till im Abschnitt 5, SE-NW orientiert. Aufgrund dieser Erosionsstrukturen, des scharfen basalen Kontaktes, der bimodalen Korngrößenverteilung (HALDORSEN 1981) sowie des Einregelungsverhaltens der Geschiebelangachsen (DOWDESWELL et al. 1985) wird dieser Till als Setztill gedeutet (DREIMANIS 1988, PIOTROWSKI 1992).

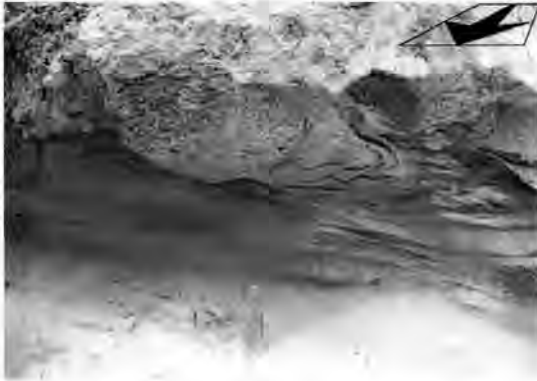


Abb. 4: Eine Erosionsrinne im Schatten eines Gesteins an der Basis des jungbaltischen Tills in Ibberg. Die Eisvorstoßrichtung (aus SE) ist gekennzeichnet mit dem Pfeil. Blickrichtung nach Osten, Lage der Aufnahme in Abb. 3.

Fig. 4: A ploughing mark behind a boulder at the base of the Young Baltic till in Ibberg. Arrow indicates the ice movement direction (from SE). View to E, photograph location in Fig. 3.

Glazialtektonik

Innerhalb der Sande wurden insgesamt 13 Falten sowie zahlreiche deformierte Flächen einge-

messen. Aus der Konstruktion der Faltenachsen geht hervor, dass die Deformation hauptsächlich aus drei verschiedenen Richtungen erfolgte. Die intensivste Verformung erfuhren die Sedimente durch Eisschub aus N bis NE, welcher zur Bildung von etwas mehr als der Hälfte der eingemessenen Faltenstrukturen führte. Daneben wurden an drei Falten Richtungen gemessen, die auf einen Vorstoß aus SE bis SSE schließen lassen. Eine dritte Richtung, die ebenfalls anhand von drei Falten dokumentiert ist, entstand als Folge eines Vorstoßes aus ENE. Bemerkenswert ist, dass keine der gemessenen Richtungen in einem horizontal oder vertikal begrenzten Bereich innerhalb des Profils auftritt, sondern alle in unterschiedlichen Profiltellen und Profilhöhen ausgebildet sind.

Als Ursache für die unterschiedlichen Deformationsrichtungen werden im Folgenden drei Möglichkeiten diskutiert, die auch in Kombinationen für die Ausbildung dieser Richtungen verantwortlich sein können. Die naheliegendste Erklärung ist, dass die einzelnen Deformationsrichtungen jeweils durch verschiedene Eisvorstöße entstanden, die Fünen aus unterschiedlichen Richtungen erreichten.

Die zweite Erklärungsmöglichkeit beruht darauf, dass verschiedene Richtungen von Deformationsstrukturen infolge einer starken Gliederung des Eisrandes entstehen können. Dabei bilden sich Eisloben, welche den Gletscherrand in mehrere halbkreisförmige, zungenartige Bereiche unterteilen. Da sich ein Gletscher annähernd senkrecht zu seinem Rand ausbreitet, können dadurch in jeder Richtung Abweichungen bis zu 90° von der allgemeinen Vorstoßrichtung des Gletschers auftreten (STEPHAN 1985, SMED 1997). Die drei im Profil gemessenen Deformationsrichtungen könnten auf diese Weise während einer einzigen Vereisungsphase entstanden sein. Dies ist jedoch aufgrund der Tatsache, dass keine der genannten Richtungen nur in einem definierbaren Teil des Profils auftritt, unwahrscheinlich. Möglich ist jedoch, dass die gemessenen Richtungen nur die Vorstoßrichtung am

Lobenrand, nicht aber die Bewegungsrichtung des Gletschers insgesamt wiedergeben.

Eine dritte Möglichkeit der Entstehung der unterschiedlichen Deformationsrichtungen wird durch das Auftreten von Zungenfalten (*sheath folds*) gegeben (vgl. Abb. 5). Sie entstehen meist durch heterogene einfache Scherung unter sehr hohen Scherbelastungen. Die Krümmung der Faltenachse erfolgt im Umfeld progressiver Scherung, indem die Faltenachsen seitlich in die Scherrichtung hinein rotieren (VAN DER WATEREN 2002, BURG 2001). Unter der Annahme, dass die eingemessenen Strukturen verschiedene Bereiche und Entwicklungsstadien von Zungenfalten darstellen, wäre die Abweichung der Streichrichtungen somit erklärbar. Da sich jedoch nur ein geringerer Teil der Falten in Ibjerg eindeutig als Zungenfalten identifizieren lässt, kann das Auftreten der unterschiedlichen Deformationsrichtungen nicht allein im Zusammenhang mit den Zungenfalten erklärt werden.

Weiterhin stellt sich die Frage, wie der jüngste Eisvorstoß das Profil in Teilbereichen bis zur



Abb. 5: Eine Zungenfalte im Schmelzwassersand unter dem jungbaltischen Till in Ibjerg. Die Eisvorstoßrichtung (aus SE) ist gekennzeichnet mit dem Pfeil. Blickrichtung nach Osten, Lage der Aufnahme in Abb. 3.

Fig. 5: A sheath fold in meltwater sand under the Young Baltic till in Ibjerg. Arrow indicates the ice movement direction (from SE). View to E, photograph location in Fig. 3.

Profilbasis überprägen konnte, während in anderen Teilen ältere Deformationsrichtungen erhalten blieben. Generell tritt subglaziale Deformation bei einer verminderten Scherfestigkeit des Untergrundes auf. Sie kann z.B. durch einen erhöhten Porenwasserdruck bedingt sein, welcher subglazial als Folge eines eingeschränkten Schmelzwasserabflusses im Sediment auftritt (MENZIES 1989, PIOTROWSKI & KRAUS 1997). Da Sedimente mit geringer Durchlässigkeit einen hohen Porenwasserdruck länger beibehalten als Sedimente mit hoher Durchlässigkeit, werden erstere leichter deformiert (VAN DER WATEREN 2002). Möglicherweise sind die voneinander abweichenden Deformationsrichtungen der kartierten Sande eine Folge ihrer unterschiedlichen Durchlässigkeit, welche sich in den deutlich voneinander abweichenden Korngrößenverteilungen zeigt. So könnten Deformationen an verschiedenen Stellen in der Sedimentfolge zu unterschiedlichen Zeiten entstehen, erhalten bleiben oder auch später überprägt werden, was zu dem unsystematischen Erscheinungsbild der Stauchungsrichtungen führte.

Eine weitere Erklärungsmöglichkeit für das Auftreten der drei Deformationsrichtungen nebeneinander ist die hydraulische Anhebung des Gletschers vom subglazialen Sediment in jeweils einzelnen Teilbereichen des Profils durch einen hohen subglazialen Wasserdruck (PIOTROWSKI & TULACZYK 1999, MUNRO-STASIUK 2000, FISHER & TAYLOR 2003). Ein dünner Wasserfilm zwischen dem Eis und den unterlagernden Sedimenten schwächt örtlich die Übertragung der Scherspannungen auf den Untergrund ab, so dass ältere Deformationsstrukturen nicht mehr überprägt werden.

5 Lokalität Birkum

In dem aufgenommenen, zwischen 4 und 5 m mächtigen Profil (Abb. 6) lassen sich aufgrund lithologischer Kriterien, teilweise mit Hilfe von

Kornverteilungs- und Feinkiesanalysen, fünf Einheiten unterscheiden. Von diesen treten wegen intensiver Deformation und Überschiebung eines Großteils der Abfolge einige Einheiten nicht in allen Abschnitten auf.

Lithologische Einheiten

Im gesamten Profil sind nahe der Profilbasis bis zu 2 m mächtige braune, teils feinsandig teils tonig ausgebildete Schluffe und seltener schluffige Tone aufgeschlossen, in welche zahlreiche Dropstones eingelagert sind. Die Schluffe sind sehr kompakt und zeigen meist eine deutliche Lamination, bestehend aus einzelnen zwischen 5 mm und 3 cm mächtigen Lamina. Zum Hangenden werden sie durch einige Millimeter bis mehrere Zentimeter mächtige Sandlagen unterbrochen. Letztere werden nach oben hin mächtiger und gröber. Sie bilden den sich oberhalb der Schluffe anschließenden Sandkörper.

Die Sande sind sehr heterogen aus geschichteten Fein-, Mittel- und Grobsanden zusammengesetzt und weisen aufgrund starker glazialtektonischer Beanspruchung in Form von Faltung, Überkipfung und Verschleppung im Profil Mächtigkeiten zwischen einigen Zentimetern und mehr als einem Meter auf. Je nach Korngröße sind die einzelnen Lagen braun, gelbbraun oder weiß gefärbt.

Über den Sanden treten in einigen Abschnitten hellgraue und weiße grobsandige Kiese mit scharfem Kontakt zu den Sanden auf. Sie besitzen ein breites Korngrößenspektrum von Feinsand bis hin zu Blöcken mit Durchmessern von 25 cm. Auch die Kiese weisen eine starke Deformation auf, da sie wie die Sande sowohl gefaltet als auch z.T. überkippt sind. Dies führt im Abschnitt 6 zu einer knapp 3 m mächtigen Kiesstruktur, während die Kieslagen sonst zwischen 10 und 25 cm mächtig sind.

Abgeschlossen wird die Profilfolge von zwei Tills. Der untere der beiden ist braun bis graubraun und abgesehen von einigen weichen Sandlinsen und -schlieren relativ hart. Besonders im oberen Bereich ist die Tillstruktur

durch ein vermehrtes Auftreten von Geschieben in Grobkies- bis Blockgröße gekennzeichnet. Insgesamt ist die Kornzusammensetzung des Tills durch eine mittlere Korngröße im Grobschluffbereich, einen hohen Feinsandgehalt und Tonanteile zwischen 9 und 13,5% geprägt.

Optisch ist der darüber lagernde obere Till dem unteren sehr ähnlich. Eine Abgrenzung ist vor allem aufgrund seiner, im Gegensatz zu den übrigen aufgeschlossenen Einheiten, ungestörten Lagerung möglich. Im Vergleich zum unteren Till ist er zudem etwas feinkörniger und dementsprechend fester. Aufgrund der nur geringen Durchsetzung mit Sandschlieren und dem mit 14,5 und 16% relativ hohen Tongehalt ist er massiger als der untere Till. Seine Mächtigkeit ist abhängig von der Morphologie älterer Sedimente und liegt zwischen 0,5 und 1,5 m. Zwei Geschiebelängsachsen-Messungen im oberen Till zeigen generell eine Fallrichtung nach ESE an, wobei die weniger deutliche, bimodale Verteilung der Fallrichtungen im Abschnitt 4 auf glazialtektonische Überprägung zurückgeführt wird.

Während eine Bestimmung der Tillfazies im unteren Till aufgrund der Deformation mit den angewendeten Methoden nicht möglich ist, kann der obere Till relativ eindeutig als Setztill identifiziert werden. Darauf deutet seine hohe Festigkeit, die insgesamt massige Struktur, die bimodale Korngrößenverteilung, und die aus der Geschiebeeinregelung berechneten Eigenwerte (MARK 1973) hin. Sie zeigen das für Setztills typische deutliche Einregelungsverhalten der Geschiebelängsachsen parallel zur Eisbewegungsrichtung.

5.2 Glazialtektonik

Als dominierende glazialtektonische Deformationen treten im Profil Birkum drei Überschiebungsstrukturen auf, welche in den Abschnitten 1, 3 und 6 mit der Faltung der Schluffe, Sande und Kiese beginnen. Diese Falten sind

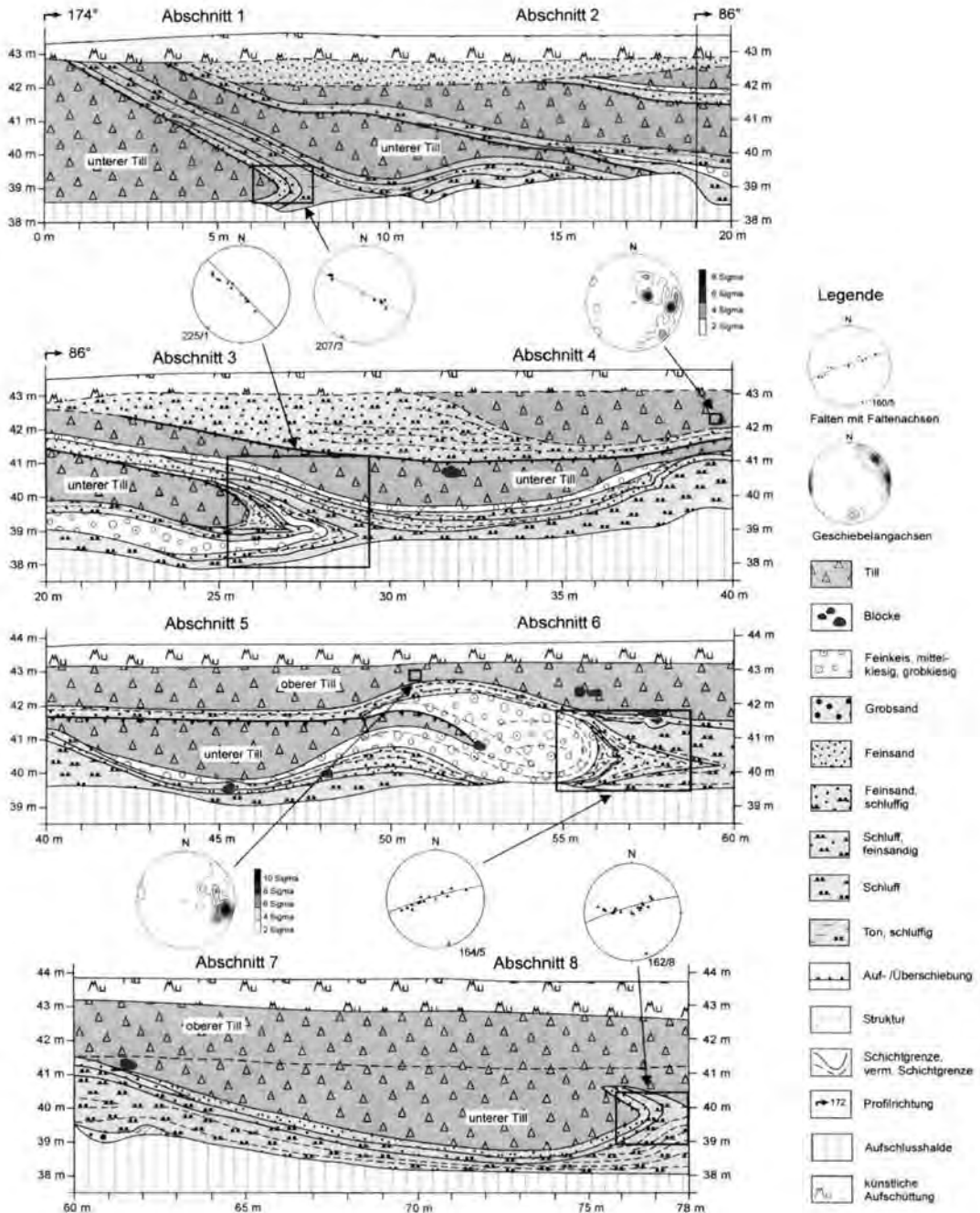


Abb. 6: Profil Birkum. Geschiebelängsachsen, dargestellt auf der unteren Hemisphäre des Schmidtschen Netzes. Die Lage des Profils zeigt Abb. 2.

Fig. 6: Section Birkum. Till fabric given on the lower hemisphere of the Schmidt projection. Section position in Fig. 2.

überkippt und im Profil bis zu 40 m weit über den unteren Till überschoben. Dabei wurden vor allem die Sande, aber teilweise auch die Schluffe und die Kiese entlang einer Überschiebungsbahn an der Oberfläche des Tills lateral gegenüber diesem bewegt. Erklärbar ist die Bewegung der relativ grobkörnigen Sedimentfolge entlang der Überschiebungsfläche nur durch vollständige Wassersättigung und einen hohen Porenwasserdruck während der Deformationsphase. Die innerhalb der Falte größtenteils erhaltenen Sedimentstrukturen wie die Schichtung der Sande und Kiese und die Lamination der Schluffe zeugen von einer heterogenen Verteilung der Deformation im Sediment, wobei die größte Verformung im feinkörnigen Sediment und an Schichtgrenzen standfand.

Die anhand der drei großen Überschiebungsbahnen und der dazugehörigen Faltenstrukturen ermittelten Lagerungswerte zeigen zwei Deformationsrichtungen. Dabei handelt es sich zum einen um die in den Profilabschnitten 1 bis 3 auftretende NE-SW streichende Richtung der Faltenachsen, zum anderen um die in den Profilabschnitten 4 bis 8 zusätzlich auftretende SSE-NNW Streichrichtung. Basierend auf diesen Daten wird von folgender Genese ausgegangen: Nach der Ablagerung der Sedimente mit Ausnahme des oberen Tills deformierte ein aus NE bis ENE heranrückender Gletscher den östlichen Teil des Profils mit den Profilabschnitten 4 bis 8. Dabei entstanden die in SSE-NNW streichenden Falten. Ob auch die Profilabschnitte 1 bis 3 durch diesen Vorstoß deformiert wurden, ist aus den vorhandenen Strukturen in diesem Bereich nicht ersichtlich. Nach dem Abschmelzen des Nordost-Gletschers kam es durch einen Gletscher aus SE zu einer erneuten Deformation, die in allen Profilteilen durch NE-SW streichende Faltenstrukturen nachweisbar ist. Während dieses Eisvorstoßes wurde der obere Till abgelagert, wie aus den größtenteils südöstlichen Einfallrichtungen der gemessenen Geschiebelängsachsen hervorgeht.

6 Stratigraphie

Da mittels der durchgeführten Analysen die stratigraphische Stellung der verschiedenen Sande, Schluffe und Kiese weder in Birkum noch in Ibjerg eindeutig geklärt werden konnte, sind über eine Korrelation dieser Einheiten nur Vermutungen möglich. JØRGENSEN (1996) zufolge gehören die in Ibjerg aufgeschlossenen Sande zu einer im Bereich der Kiesgruben weit verbreiteten mächtigen Schmelzwassereinheit. Diese lässt sich vermutlich mit den Sanden korrelieren, welche in Birkum direkt unterhalb der Schluffe anstehen, im Profil aber nicht aufgeschlossen sind.

Für den unteren Till in der Lokalität Birkum wird eine Entstehung während des Hauptvorstoßes der Weichselzeit angenommen. Dafür sprechen der hohe Flintgehalt (durchschnittlich 34%) im Feinkiesanteil (Abb. 7) und relativ geringe Quarz- (10%) und Sedimentgehalte (5%), welche für den Till des weichselzeitlichen Hauptvorstoßes typisch sind (KRONBORG 1995). Obwohl der Anteil der paläozoischen Kalke (23%) höher liegt als die durchschnittlichen 10 bis 15%, ist er nach HOUMARK-NIELSEN (1987) für den Till im zentralen Teil Dänemarks nicht ungewöhnlich. Nach JØRGENSEN & PIOTROWSKI (2003) ist auch der geringe Tonanteil (9 bis 13,5 %) ein charakteristisches Merkmal dieses Tills.

Im Gegensatz zum unteren Till zeigen die Ergebnisse im oberen Till Vorstoßrichtungen aus E und SE, sodass von einer Ablagerung des jungbaltischen Vorstoßes auszugehen ist. Diese Einschätzung wird durch den vergleichsweise hohen Tonanteil (14,5 bis 16%) und die Ergebnisse der Feinkiesanalyse gestützt, welche geringfügig erhöhte Anteile von Gesteinen der Ostsee, vornehmlich paläozoischen Kalken und Sedimentgesteinen, aufweist.

Deutlicher als der obere Till in der Lokalität Birkum zeigt der Till am Ibjerg Kennzeichen des jungbaltischen Vorstoßes. Neben den hohen Tonanteilen von 16 und 19% in den beiden

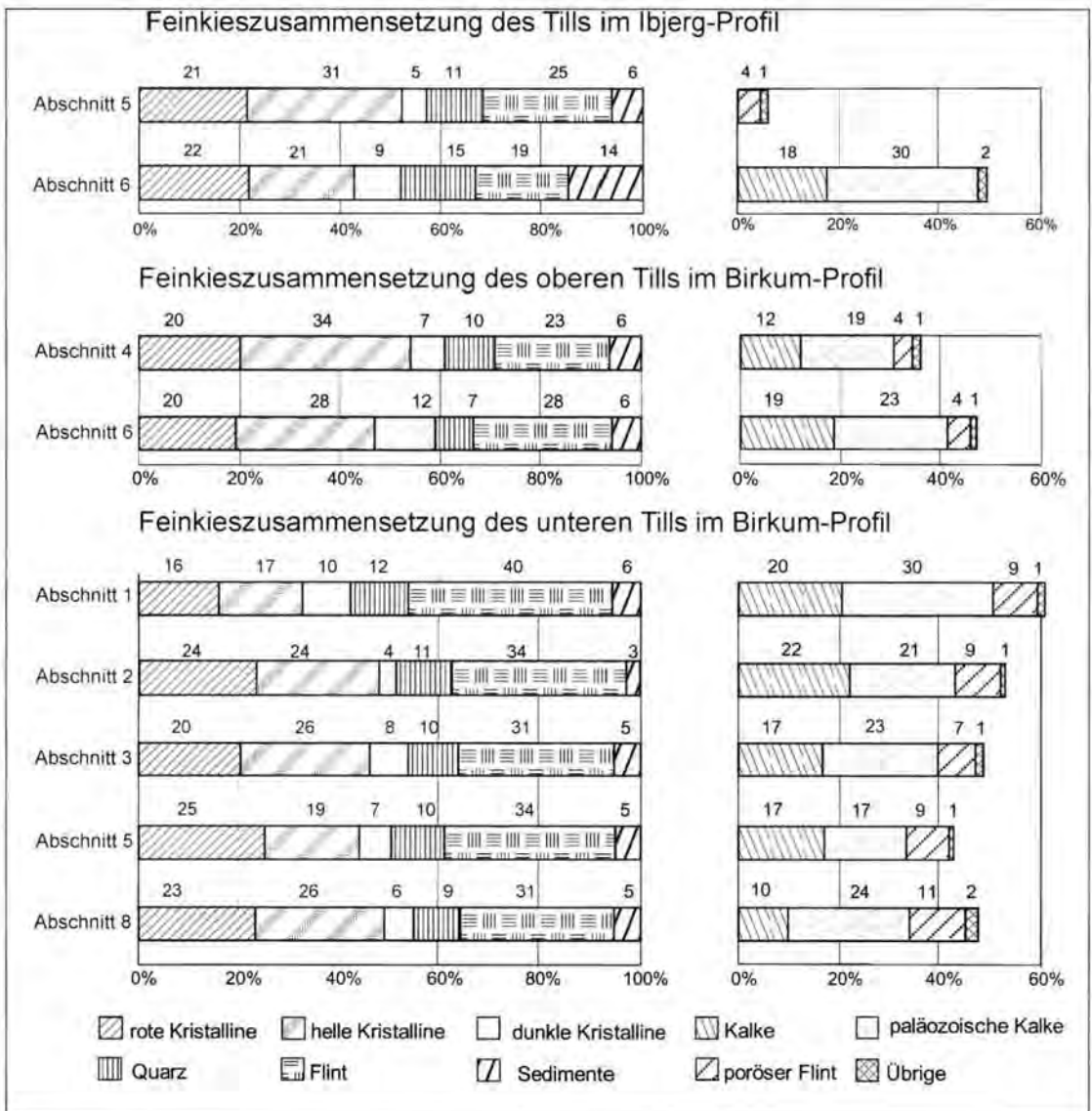


Abb. 7: Feinkieszusammensetzung der Tills in Ibjerg und Birkum.

Fig. 7: Fine-gravel composition of tills in Ibjerg and Birkum.

analysierten Proben bietet die Orientierung von drei eingemessenen Pflugstrukturen (Streich- und Fallrichtungen zwischen 120° und 123°) und der in Abb. 7 dargestellte Feinkiesinhalt mit einem paläozoischen Kalkanteil von 30% und einem Sedimentgehalt von durchschnittlich 10% deutliche Anhaltspunkte für den jüngsten weichselzeitlichen Vorstoß. Aufgrund der Position des Tills direkt oberhalb der wesent-

lich älteren glazifluvialen Sande, ist davon auszugehen, dass der Till des weichselzeitlichen Hauptvorstoßes hier entweder nicht abgelagert oder während des nachfolgenden jungbaltischen Vorstoßes vollständig erodiert wurde. Die Till-Linse im Abschnitt 6 mit der NE-Einregelung der Geschiebelangachsen könnte zwar ein Rest des Weichsel-Hauptvorstoß-Tills sein, es ist aber wahrscheinlicher, dass diese Einregelung

während des jungbaltischen Vorstoßes unter kompressiven Eisflussbedingungen als b-Einregelung entstand (vgl. BOULTON 1971).

7 Zusammenfassende Diskussion

Die beiden analysierten Profile zeigen deutliche Unterschiede in der Wirkungsweise und dem Erscheinungsbild der Deformation. In Folge der geringen Permeabilität der feinkörnigen Sedimente und eines hohen Porenwasserdrucks sind in der Lokalität Birkum ohne signifikante Veränderung der inneren Sedimentstrukturen mehrere, sich zum Teil überlagernde große Überschiebungsstrukturen entstanden. Sie lassen sich klar den beiden weichselzeitlichen Eisvorstößen, dem aus NE kommenden Hauptvorstoß und dem aus SE kommenden jungbaltischen Vorstoß zuordnen. Trotz unterschiedlicher Eisbewegungsdynamik (ein relativ langsames, stationäres Eisfließen gegenüber einem schnellen Eisstrom), haben beide Vorstöße ähnliche Deformationsstrukturen hinterlassen. Dies deutet darauf hin, dass der Deformationsstil mehr durch die geologischen als glaziologischen Parameter gesteuert war.

Im Unterschied dazu führten Scherspannungen unter denselben Eisvorstößen in der Lokalität Ibjerg zu intensiven Faltungen der grobkörnigen Sedimente unter Veränderung oder völliger Zerstörung der internen Sedimentstruktur. Es wird dabei von einer selektiven Deformation ausgegangen, die zu horizontal und vertikal nicht zusammenhängenden Stauchungsrichtungen führte. Dieses Deformationsmuster wird auf unterschiedliche Scherfestigkeiten zurückgeführt, die wiederum durch Unterschiede in den Korngrößen und damit verschiedene Porenwasserdrücke hervorgerufen waren. Da auch hier, trotz unterschiedlicher Dynamik der beiden Eisvorstöße grundsätzlich ein Stil der glazialtektonischen Deformationen überwiegt, wird den mechanischen Eigenschaften des Untergrundes eine grössere Rolle für die

Schaffung eines bestimmten Deformationsstil als den glaziologischen Prozessen, wie z.B. die Gletscherbewegungsgeschwindigkeit oder das Eisprofil, beigemessen.

Die Feststellung der tiefgreifenden Sedimentverformung in beiden Lokalitäten, insbesondere der für eine hohe Scherbeanspruchung diagnostischen Zungenfalten (*sheath folds*) in Ibjerg, liefert einen wichtigen Hinweis auf den Bewegungsmechanismus des ehemaligen Eisstroms der skandinavischen Eiskappe. Es ist bekannt, dass moderne Eisströme ihre hohe Geschwindigkeiten durch das Gleiten auf einem dünnen Wasserfilm (ENGELHARDT & KAMB 1998), durch intensive Verformung des weichen Untergrundes (ALLEY et al. 1986) oder durch Kombination beider Mechanismen (TULACZYK et al. 2001) erreichen. Viel unsicherer ist die Rekonstruktion der Bewegungsmechanismen pleistozäner Eisströme, die nur anhand geologischer und geomorphologischer Hinweise gemacht werden kann (STOKES & CLARK 2003). Bei der Analyse des jungbaltischen Eisstroms auf Fünen schlugen JØRGENSEN & PIOTROWSKI (2003) vor, dass eine Kombination der Untergrundverformung und des basalen Gleitens Ursache für die schnelle Gletscherbewegung war. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit bestätigen eindeutig die Untergrundverformung und durch den indirekt abgeleiteten starken Wasserdruck an der Gletscherbasis legen sie auch das verstärkte basale Gleiten nahe. Diese beiden Mechanismen dürften in Zeit und Raum variiert haben, sodass die Grenzfläche Gletscher/Untergrund als ein instationäres Mosaik des gekoppelten und aufschwebenden Eises angesehen werden kann (PIOTROWSKI & KRAUS 1997, KNIGHT 2002).

8 Danksagung

Für die Gewährung des Zuganges zum Kiesabbaugebiet sei den Firmen NCC und NS Nymølle Stenindustri A/S aus Oddense gedankt.

Für die Einführung in die Geologie Fünens, anregende Diskussionen und zahlreiche Tips bedanken wir uns bei den Herren Flemming Jørgensen, Vejle Amt, und Gunnar Larsen, Fyns Amt. Gedankt sei auch den Gutachtern und dem Schriftleiter für wertvolle Kritik und Anregungen.

9 Schriftenverzeichnis

- ABER, J., CROOT, D. G. & FENTON, M. M. (1989): Glaciotectonic Landforms and Structures.- 201 S.; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- ALLEY, R. B., BLANKENSHIP, D. D., BENTLEY, C. R. & ROONEY, S. T. (1986): Deformation of till beneath Ice Stream B, West Antarctica.- *Nature*, **322**: 57-59; London.
- ANDREWS, J. T. (1971): Techniques of Till Fabric Analysis. - Technical Bulletin, British Geomorphological Research Group, 6: 1-43.
- BENNETT, M. R., WALLER, R. I., GLASSER, N. F., HAMBREY, M. J. & HUDDARD, D. (1999): Glacigenic clast fabrics: genetic fingerprint or wishful thinking?- *Journal of Quaternary Science*, **14** (2): 125-135; Chichester.
- BENTLEY, C. R. (1987): Antarctic ice streams: a review.- *Journal of Geophysical Research*, **92** (B9): 8843-8858.
- BOULTON, G.S. (1971): Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen.- In: GOLDTHWAIT, R.P. [Hrsg.]: Till: a symposium: 41-72; Columbus (Ohio State University Press).
- BURG, J.-P. (2001): Einführung in die Strukturgeologie.- <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/show?type=lehr&nr=11> (Geologisches Institut ETH Zürich).
- CLARK, P. U. & HANSEL, A. K. (1989): Clast ploughing, lodgement and glacier sliding over a soft glacier bed.- *Boreas*, **18**: 201-207; Oslo.
- DIN DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E. V. (1996): DIN 18123 Bestimmung der Korngrößenverteilung.- 12 S.; Berlin (Beuth).
- DOWDESWELL, J. A., HAMBREY, M. J. & WU, R. (1985): A comparison of clast fabric and shape in Late Precambrian and modern glacial sediments.- *Journal of Sedimentary Petrology*, **55** (5): 691-704; Tulsa.
- DREIMANIS, A. (1988): Tills: their genetic terminology and classification.- In: GOLDTHWAIT R. P. & MATSCH, C. L. [Hrsg.]: Genetic Classification of Glacigenic Deposits: 17-83; Rotterdam (Balkema).
- EHLERS, J. & STEPHAN, H.-J. (1979): Forms at the base of till strata as indicators of ice movement.- *Journal of Glaciology*, **22**: 345-356; Cambridge.
- ENGELHARDT, H. F. & KAMB, B. (1998): Basal sliding of Ice Stream B, West Antarctica.- *Journal of Glaciology*, **44**: 223-230; Cambridge.
- FISHER, T. G. & TAYLOR, L. D. (2003): Sedimentary and stratigraphic evidence for subglacial flooding, south-central Michigan, USA.- *Quaternary International*, **90**: 87-115; Oxford.
- GEODÄTISK INSTITUT (1987): Danmark 1: 25000, 1312 I NV Odense. Kopenhagen (Geodætisk Institut).
- HALDORSEN, S. (1981): Grain-size distribution of subglacial till and its relation to subglacial crushing and abrasion.- *Boreas*, **10**: 91-105; Oslo.
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1981): Glacialstratigrafi i Danmark øst for Hovedopsholdslinien.- *Dansk Geologisk Forening, Årsskrift for 1980*: 61-76; Kopenhagen.
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1987): Pleistocene stratigraphy and glacial history of the central part of Denmark.- *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **36**: 1-189; Kopenhagen.
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1999): A lithostratigraphy of Weichselian glacial and interstadial deposits in Denmark.- *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **46**: 101-114; Kopenhagen.
- JØRGENSEN, F. V. (1996): En undersøgelse af

- østfyns glacialstratigrafi og landskabsformer.- 293 S. Dipl. Arb., Univ. Aarhus, Aarhus (unveröff.).
- JØRGENSEN, F. V. & PIOTROWSKI, J. A. (2003): Signature of the Baltic Ice Stream on Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation.- *Boreas*, **32** (1): 242-255; Oslo.
- KJÆR, K., HOUMARK-NIELSEN, M. & RICHARDT, N. (2003): Ice-flow patterns and dispersal of erratics at the southwestern margin of the last Scandinavian Ice Sheet: signature of palaeo-ice streams.- *Boreas*, **32** (1): 130-148; Oslo.
- KNIGHT, J. (2002): Glacial sedimentary evidence supporting stick-slip basal ice flow.- *Quaternary Science Reviews*, **21**: 975-983; Amsterdam.
- KRONBORG, C. (1995): Kvartæret.- In: NIELSEN, O.B. [Hrsg.]: Aarhus Geokompender Nr. 1, Danmarks geologi fra Kridt til i dag: 271-290; Aarhus (Geologisk Institut).
- MADSEN, V. (1902): Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark. Kortbladet Nyborg. Danmarks Geologiske Undersøgelse I (9), 182 S; København.
- MARK, D. M. (1973): Analysis of axial orientation data, including till fabrics.- *Geological Society of America Bulletin*, **84**: 1369-1374.
- MENZIES, J. (1989): A subglacial hydraulic conditions and their possible impact upon subglacial bed deformation.- *Sedimentary Geology*, **62**: 125-150; Amsterdam.
- MENZIES, J. & W. W. SHILTS (2002): Subglacial environments.- In: MENZIES, J. [Hrsg.]: Modern & past glacial environments: 183-278; Oxford (Butterworth Heinemann).
- MILTHERS, V. (1928): Glacialgeologiske Retningslinier i Odenseegnen.- *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, **7**: 179-200; København.
- MILTHERS, K. (1942): Ledeblokke og Landskabsformer i Danmark. Danmarks Geologiske Undersøgelse, II (69); København.
- MUNRO-STASIUK, M. J. (2000): Rhythmic till sedimentation: Evidence for repeated hydraulic lifting of a stagnant ice mass.- *Journal of Sedimentary Research*, **70**: 94-106; Tulsa.
- PETERSEN, K. S. & KRONBORG, C. (1991): Late Pleistocene history of the inland glaciation in Denmark.- In: FRENZEL, B. [Hrsg.]: Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre: 331-242; Mainz (Akademie der Wissenschaften und der Literatur).
- PIOTROWSKI, J. A. (1992): Was ist ein Till?.- *Die Geowissenschaften*, **4**: 100-108; Weinheim.
- PIOTROWSKI, J. A. & KRAUS, A. M. (1997): Response of sediment to ice-sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier-bed stability.- *Journal of Glaciology*, **43**: 495-502; Oxford.
- PIOTROWSKI, J. A. & TULACZYK, S. (1999): Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding?.- *Quaternary Science Reviews*, **18**: 737-751; Amsterdam.
- SMED, P. (1962): Studier over den fynske øgruppes glacielle landskabsformer.- *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, **15**: 1-74; København.
- SMED, P. (1978): Det fynske landskab. 51 S.; Brenderup (Geografforlaget).
- SMED, P. (1997): De 949 skuresten i Lindø-dokkerne.- *Geologisk Nyt*, **3**: 22-25; Aarhus.
- STEPHAN, H.-J. (1985): Deformations striking parallel to glacier movement as a problem in reconstructing its direction.- *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **34**: 47-53; København.
- STEPHAN, H.-J. (2001): The Young Baltic advance in the western Baltic depression.- *Geological Quarterly*, **45** (4): 359-364 Warschau.
- STOKES, C. R. & CLARK, C. D. (2003): Laurentide ice streaming on the Canadian Shield: A conflict with the soft-bedded ice stream paradigm?.- *Geology*, **31** (4): 347-350; Boulder.
- TULACZYK, S. M., SCHERER, R. P. & CLARK, C. D. (2001): A ploughing model for the origin of weak tills beneath ice streams: a qualitative

ve treatment.- *Quaternary International*, **86**:
59-70; Oxford.

VAN DER WATEREN, F. M. (2002): Processes of
glaciotectonism.- In: J. MENZIES [Hrsg.]:
Modern & past glacial environments: 417-
444; Oxford (Butterworth Heinemann).

Der Beitrag der Paläobotanik zur Landschaftsgeschichte von Karstgebieten am Beispiel der vorgeschichtlichen Höhensiedlung auf dem Schloßberg bei Kallmünz (Südöstliche Frankenalb)

OLIVER NELLE & JOCHEN SCHMIDGALL*

Keywords: Charcoal analysis, Frankonian Alb/Bavaria, human impact, Karst, landscape history, pollen analysis, prehistoric settlement.

Kurzfassung: Geowissenschaftliche Untersuchungen bei Kallmünz in der südöstlichen Fränkischen Alb (Bayern) erbrachten paläobotanische Proben für Pollen- und Holzkohleanalyse. Die Auswertung gibt Hinweise auf die Vegetationszusammensetzung zu verschiedenen Zeiten des Holozäns. Intensive Landschaftsnutzung setzt spätestens in der Bronzezeit ein. In der römischen Periode und im Mittelalter können ausgeprägtere und großflächigere Eingriffe belegt werden. Für paläoökologische Forschung in Karstgebieten ist die Anwendung der Holzkohleanalyse von besonderem Nutzen, da palynologische Methoden aufgrund der Moorarmut nur begrenzt anwendbar sind.

[The contribution of palaeobotany in understanding landscape history in the surroundings of the Prehistoric settlement Schloßberg (Southeastern Frankonian Alb).]

Abstract: Palaeobotanical samples from geoscientific research around Kallmünz were analysed palynologically and anthracologically. The data contribute

to the understanding of Holocene landscape change. A more intensive use of the landscape is suggested for the Bronze Age, and evident for Roman and medieval periods. Anthracology is of special interest in karst regions, since pollen analysis is limited due to lack of mires.

1 Einleitung

Am Schloßberg bei Kallmünz (Lkr. Regensburg, Oberpfalz, südöstliche Fränkische Alb) laufen seit 1999 im Rahmen des DFG-geförderten Graduiertenkollegs 462 („Paläoökosystemforschung und Geschichte“) interdisziplinäre Untersuchungen, um die Landschafts- und Siedlungsgeschichte zu rekonstruieren und den anthropogen induzierten Wandel der Landschaft einzuschätzen. Hier befand sich eine bedeutende Höhensiedlung der Bronze- und Eisenzeit (STROH 1975; HARNEST & SCHAUER 2000). Von über hundert allein in Bayern bekannten Höhensiedlungen sind allerdings nur vier sicher datiert und wenige wissenschaftlich untersucht (RIND 1999).

Ähnlich lückenhaft ist der paläoökologische Forschungsstand. Zwei Höhensiedlungen waren jüngst Objekte geowissenschaftlicher, archäologischer und paläobotanischer Forschung (Weltenburger Frauenberg, Lkr. Kelheim, und Bogenberg bei Straubing, Lkr. Straubing; HEINE; NUBER & NILLER 1997; NILLER 1998,

* Anschriften der Verfasser: O. NELLE, Inst. f. Botanik, Univ. Regensburg, 93040 Regensburg, oliver.nelle@biologie.uni-regensburg.de;

J. SCHMIDGALL, Inst. f. Geographie, Univ. Regensburg, 93040 Regensburg, jochen.schmidgall@geographie.uni-regensburg.de.

2001; RIND 1999; PUTZ 2002; NELLE 2002), vom Freisinger Domberg liegen inzwischen Ergebnisse zur Paläobotanik vor (PETERS & BANKUS 2000; NELLE & BANKUS 2002; PETERS 2002). Wichtig ist eine interdisziplinäre Herangehensweise an solche Objekte, deren Erforschung nach nahezu einem Jahrhundert immer noch auf der Stelle tritt und zahlreiche ungelöste Fragen stellt (KOSSACK 1995; SCHAUER 1993, 1995).

Der Schloßberg befindet sich in einem Karstgebiet. Karstlandschaften bieten nur suboptimale Voraussetzungen für paläobotanische Untersuchungen. Moore sind selten oder nicht vorhanden, vermoorte Tallagen und Feuchtwiesen eignen sich aufgrund meist kritischer Pollenerhaltung und geringer Mächtigkeit nur eingeschränkt für eine pollenanalytische Datenerhebung. Dolinen, deren Abfluss durch eingeschwemmten Lehm verstopft ist, auch Hülben genannt, stellen mitunter Archive dar (SMETTAN 1995), konnten am Schloßberg aber nicht gefunden werden.

Die Untersuchung von Pollen in Böden und Kolluvien ist nur unter günstigen Erhaltungsbedingungen und stark eingeschränkt möglich, weshalb sie nur selten zur Pollenanalyse herangezogen werden (LESSMANN-SCHOCH, KAHRER & BRÜMMER 1991; ZAKOSEK, KAHRER & LESSMANN-SCHOCH 1991). Häufiger hingegen sind Auensedimente Gegenstand paläobotanischer Forschung, bei denen Ergebnisse zum Landschaftscharakter und -wandel erzielt werden konnten (KREUZ, NOLTE & STOBBE 1998; RITTWEGER 2000). Holzkohleuntersuchungen aus Böden liegen beispielsweise von BERLI, CHERUBINI & SCHOCH (1994) und BERTRAN et al. (1998) vor.

Um paläoökologische Aussagen treffen zu können, werden hier palynologische und anthrakologische (holzkohleanalytische) Daten zusammengefügt. Holzkohlen liefern auch bei fehlenden Feuchterhaltungsbedingungen Informationen zur vergangenen Vegetation. Somit können holzkohlehaltige Kolluvien als

botanische Archive dienen. Die Daten haben einen direkten räumlichen Bezug, da sie unmittelbar von oberhalb der Akkumulationsstelle (dem Fundort) stammen. In Kombination mit durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen und den bodenkundlich-geomorphologischen Befunden ergibt sich so ein Bild der Landschaft und ihres Wandels am Schloßberg bei Kallmünz. Diese methodische Verknüpfung soll im Folgenden anhand erster Ergebnisse vorgestellt werden.

2 Untersuchungsgebiet

Lage, Geologie und Böden, Klima

Der Schloßberg bei Kallmünz liegt ca. 25 km nordwestlich von Regensburg im Bereich des Karstgebietes der südöstlichen Fränkischen Alb, am Zusammenfluss von Naab und Vils (Abb. 1; Kuppe 433 m üNN, Markt Kallmünz 343 m üNN).

Geologisch wird der Berg von Malm aufgebaut. Diese liegen meist dolomitisiert und in verschiedenen Fazies vor. So finden sich an der Schloßbergkuppel sowie an den höchsten Erhebungen im Bereich des äußeren Ringwalles vor allem dolomitisierte Riffkalke des Malm. In den flacheren, muldenartigen Bereichen dazwischen steht dieser als tafelbankiger Dolomit an. An den Hängen sowie in den Erosionstälchen ist der Malm aufgeschlossen. Er liegt überwiegend als Riffdolomit, vereinzelt als tafelbankiger Dolomit vor.

Die bodenkundlichen Untersuchungen haben intensive, anthropogene Bodenzustandsveränderungen gezeigt, die sich vor allem durch eine starke Heterogenisierung und ein kleinst-räumiges Bodenmosaik von erodierten und akkumulierten Bereichen äußern (ausführlich SCHMIDGALL im Druck). Auf Kuppen und anderen Erosionslagen sind flachgründige Rendzinen bis hin zu Felsfreistellungen zu finden. Im Bereich mäßig geneigter Hänge, oft repräsentiert durch weniger reine und gebankte Dolomi-

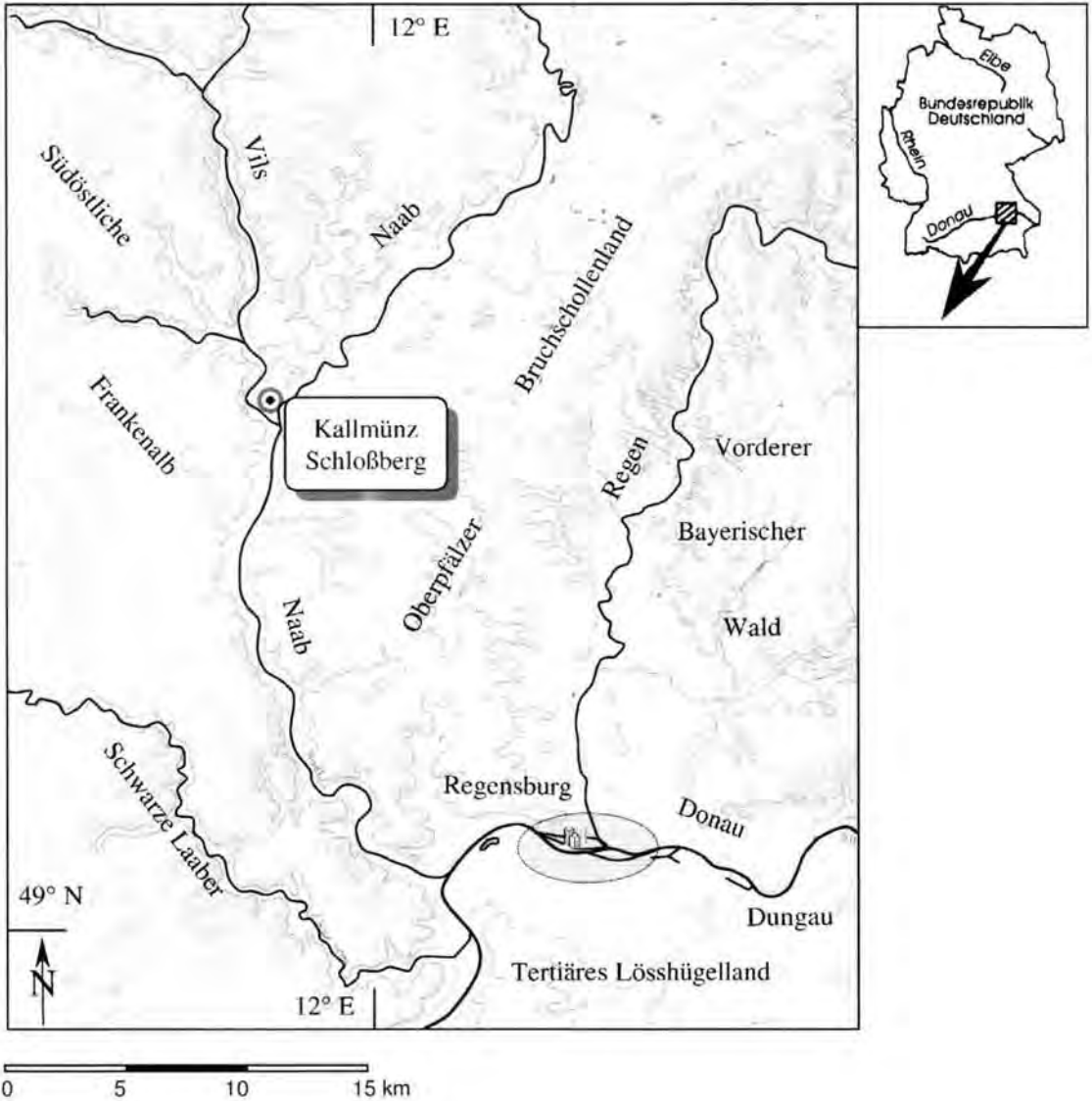


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

Fig. 1: Study area.

te und Kalke, sind Terrae Fuscae verschiedener Mächtigkeiten erhalten, die zum Teil kolluvial überlagert wurden. Wo vorhanden, sind auch periglaziale Fließerden am Ausgangssubstrat für die Bodenentwicklung beteiligt. Diese haben allerdings in Karstgebieten bisher wenig Beachtung gefunden.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Regenschatten des Albtraufs. Lee-Effekte bewirken im südöstlichen Bereich der Fränkischen Alb ein

niederschlagsarmes und kontinental getöntes Klima. Mit 649 mm Jahresniederschlag gehört auch Kallmünz noch deutlich zum kontinentalen Regensburger Trockenraum. Dieser zählt zu den trockensten Gebieten Deutschlands (BAYFORKLIM 1996: 4). Tal- und Hanglagen weisen Jahresmitteltemperaturen von 7-8 °C auf, die windexponierten Kuppen- und Hochflächenlagen sind mit Werten um 7 °C etwas kühler.

Vegetation

Als potenzielle natürliche Vegetation (pnV) im Untersuchungsgebiet galten bislang der Steppenwaldreben-Eichenwald, Geißklee-Kiefernwald, Labkraut-Eichen-Hainbuchenwald und in Tallagen der Sternmieren-Erlenwald (SEIBERT 1968). Heute wird davon ausgegangen, dass auch im Umfeld des Schloßbergs Buchenwald-Gesellschaften zonal die pnV bilden würden. So beschreibt ROSSKOPF (1989) für den südlich gelegenen, klimatisch vergleichbaren Naabtalabschnitt naturnahe Altholzbestände, die von der Rotbuche geprägt sind und überwiegend dem Seggen-Buchenwald (Carici-Fagetum Moor 52) auf trockenen Standorten und dem Platterbsen-Buchenwald (Lathyro-Fagetum Hartm. 53 bzw. Hordelymo-Fagetum Kuhn 1937 em. Dierschke 1989, vgl. OBERDORFER 1992) auf mittleren Standorten zugeordnet werden. Allerdings ist im Grenzbereich zwischen ozeanischem und subkontinentalem Klima, insbesondere auf flachgründigen Standorten, die Konkurrenz der Buche herabgesetzt. So kann die Eiche (*Quercus robur*, *Q. petraea*) an die Stelle der Buche treten. Bei extremer Nährstoffarmut oder extremer Trockenheit, u. a. auch auf Dolomitstandorten, tritt die Wald-Kiefer (*Pinus sylvestris*) in den Vordergrund. Der sich dann einstellende Geißklee-Kiefernwald (Cytisoides-Pinetum Br.-Bl. 32) ist durch Arten der kontinentalen Kiefernsteppenwälder, z. B. Kopf-Geißklee (*Cytisus supinus*) oder Regensburger Geißklee (*Cytisus ratisbonensis*), charakterisiert (HOHENESTER 1989). Nach SEITSCHKE (in WALENTOWSKI 1998) liegt der Schloßberg an der westlichen Grenze eines „Tannenausschlussgebietes“, das die Umgebung von Amberg, die Bodenwöhrer Bucht und den Raum zwischen Naab und Regen umfasst.

Die heutige Vegetation am Schloßberg ist durch Kalkmagerrasen geprägt (SENDECKO 1993). Großflächig trifft man den Enzian-Schillergras-Rasen (Gentiano-Koelerietum Knapp 42 ex Bornk. 60) an, während Felsband-Gesellschaften die sehr flachgründigen, felsigen Standorte

besiedeln. Weiter treten Gesellschaften der Volltrockenrasen (Verband Xerobromion) auf, und wärmeliebende Berberitzen-Gebüsche (Verband Berberidion) stehen insbesondere auf Lesesteinriegeln und Ackerrändern.

Besiedlungsgeschichte

Das prähistorisch früh besiedelte Gebiet um den Schloßberg ist seit langem Gegenstand archäologischer Forschung, insbesondere die beiden gut erhaltenen vorgeschichtlichen Ringwälle auf dem Bergplateau (DOLLACKER 1916, REINECKE 1956, STROH 1975). Den aktuellen Stand der Besiedlungsgeschichte fasst FRISCH (1998) zusammen, die Ergebnisse neuester Grabungskampagnen ab 1999 dokumentieren HARNEST & SCHAUER (2000, 2002). Danach ist ab dem Neolithikum der menschliche Einfluss durch Einzelfunde dokumentiert. Mit Besiedlungsphasen wird ab der mittleren Bronzezeit bis Ende der Urnenfelderzeit gerechnet, sowie erneut in der Spätlatènezeit und im Früh- bis Hochmittelalter. Der mächtige innere Wall besteht aus einer urnenfelderzeitlichen und darüber einer frühlatènezeitlichen Aufschüttung. Die heutige Höhe entstand durch eine mittelalterliche Aufschüttung. Die Burgruine stammt aus dem Hochmittelalter.

3 Material und Methoden

Geländeprospektionen im Vils- und Naabtal im Umkreis des Schloßbergs ergaben eine Vermoorung in der Verlängerung eines Seitenarmes der Naab als geeignete Stelle für eine Bohrkernentnahme zur Pollenanalyse. Besonderes Augenmerk wurde auf das Beprobieren von Kolluvien gelegt, die an günstigen Stellen der Hochfläche und Schwemmfächern an den Talrändern abgelagert wurden.

Für die bodenkundlichen Aufnahmen wurden Schürf- oder Profilgruben angelegt, insbesondere an Fundstellen von Kolluvien und kolluvialen Schwemmfächern (Abb. 2). Zwischen den

Profilgruben wurden Rammkernbohrungen niedergebracht. Die bodenkundliche Ansprache der Profile erfolgte nach den Vorgaben der AG BODEN (1996), eine genaue Stratifizierung wurde durchgeführt. Zur Verifizierung wurden in geringen Abständen Proben entnommen und laboranalytisch bearbeitet. Anhand der Stratigraphie sowie zahlreicher ¹⁴C-Datierungen (Tab. 1) konnten alle auftretenden Kolluvien hinreichend genau datiert werden und stellen so die Basis für die anthrakologische Untersuchung dar (SCHMIDGALL im Druck).

Die Holzkohlen wurden aus Rammkernbohrungen und Profilgruben beprobt. Insgesamt wurden Proben von 31 Stellen untersucht. Einen Schwerpunkt stellt ein Profilschnitt (PG VA 1; Abb. 3) dar, dem systematisch in 10 cm-Ab-

ständen jeweils 4 Liter korrelates Sediment entnommen wurden. Aus diesen Proben wurde das verkohlte Holz ausgeschlämmt. Das Kolluvium datiert in den unteren 20 cm in die Bronzezeit (Tab. 1), darüber in Römerzeit und Mittelalter. In 100-130 cm Tiefe liegt eine Inversion vor, da das Ergebnis einer ¹⁴C-Datierung die Schicht in die römische Zeit stellt.

Die Bestimmung der Holzkohlen erfolgte mit Stereolupe und Auflichtmikroskop bei 10- bis 500-facher Vergrößerung. Die bestimmungsrelevanten holzanatomischen Merkmale - Gefäßgröße und -verteilung, Harzkanäle, Markstrahlhöhe und -breite, Form der Zellen, Schraubenverdickungen der Gefäßwände etc. - lassen sich an Quer-, Radial- und Tangentialbruchflächen im Auflicht erkennen. Zur Identifizierung der

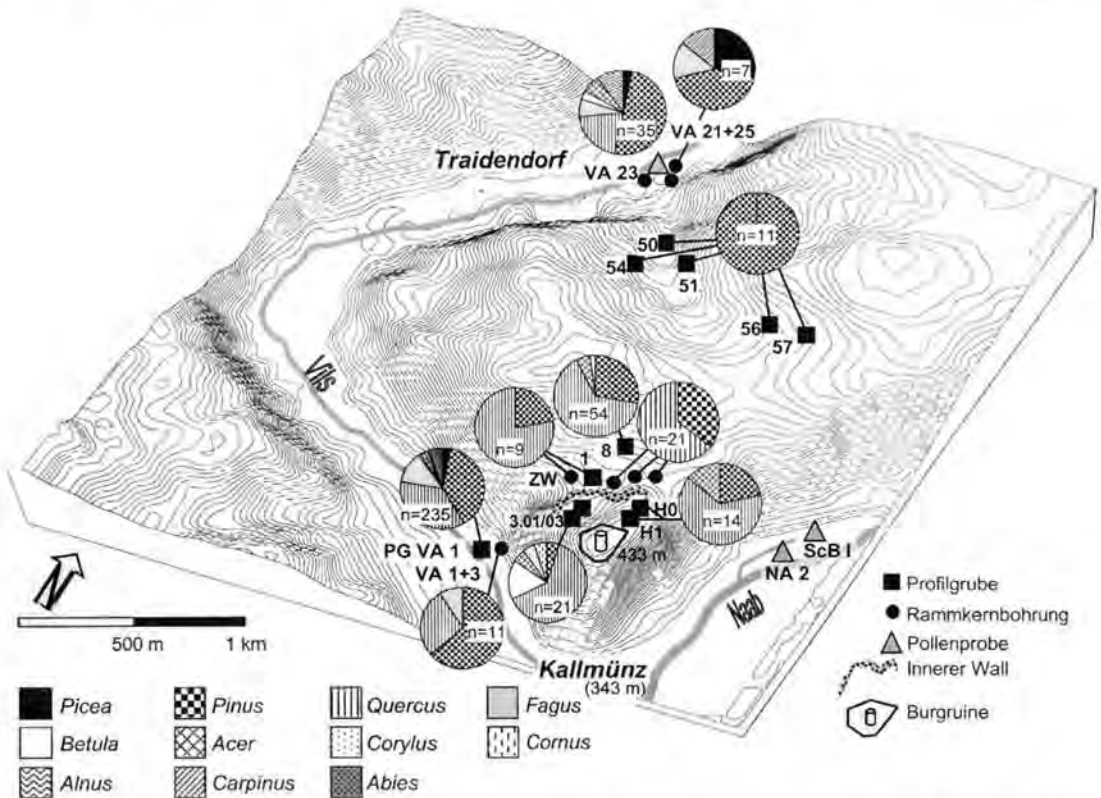


Abb. 2: Lage der Probestellen für Pollen- und Holzkohleanalyse und Ergebnisse der Holzkohleanalyse. Z. T. wurden Ergebnisse einzelner Probestellen in einem Diagramm zusammengefasst.

Fig. 2: Location of sample sites for pollen- and charcoal analysis, and related results. Some neighbouring sites were summarised in one diagram.

Tab. 1: Ergebnisse der AMS ^{14}C -Datierung von 27 Proben aus Kolluvien und Torfen am Schloßberg bei Kallmünz (Physikalisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg; Kalibration nach STUIVER et al. 1998). Results of AMS ^{14}C -dating of 27 samples from colluviums and peat at the Schloßberg near Kallmünz (Institute of Physics, University of Erlangen-Nürnberg; calibration after STUIVER et al. 1998).

Name + Tiefe (cm)	Labor-nummer	datiertes Material	Radio-karbonjahre	BP cal.	2 sigma (95,4 %)
VA 1 - 49	Erl-2763	Holzkohle	972 ± 29	862 ± 74	1014 AD - 1161 AD
VA 1 - 85	Erl-2764	Holzkohle	1370 ± 38	1258 ± 75	617 AD - 767 AD
VA 1 - 212	Erl-2765	Holzkohle	3390 ± 42	3643 ± 167	1860 BC - 1526 BC
PG VA 1 - 118	Erl-4282	Holzkohle	1798 ± 130	1704 ± 290	44 BC - 535 AD
PG VA 1 - 145	Erl-4281	Holzkohle	1227 ± 49	1140 ± 126	684 AD - 937 AD
PG VA 1 - 165	Erl-4280	Holzkohle	1172 ± 52	1099 ± 132	719 AD - 982 AD
PG VA 1 - 182	Erl-4279	Holzkohle	1974 ± 49	1930 ± 110	90 BC - 129 AD
VA 23 - 55	Erl-4128	Holzkohle	1135 ± 58	1054 ± 120	776 AD - 1017 AD
VA 23 - 80	Erl-4129	Holzkohle	910 ± 44	831 ± 92	1027 AD - 1212 AD
VA 23 - 105	Erl-4130	Holzkohle	870 ± 55	803 ± 114	1033 AD - 1262 AD
VA 23 - 155	Erl-4131	Holzkohle	925 ± 42	834 ± 93	1023 AD - 1209 AD
VA 23 - 215	Erl-4132	Holz	1869 ± 44	1815 ± 104	31 AD - 240 AD
PG 1 - 47	Erl-2766	Holzkohle	759 ± 31	689 ± 31	1230 AD - 1292 AD
PG 1 - 75	Erl-2767	Holzkohle	5771 ± 47	6587 ± 128	4765 BC - 4510 BC
PG 1 - 80	Erl-2768	Holzkohle	5003 ± 47	5771 ± 124	3945 BC - 3696 BC
RKS 2.3.6 - 110	Erl-4137	Holzkohle	1760 ± 44	1689 ± 128	133 AD - 388 AD
RKS 2.3.6 - 153	Erl-4138	Holzkohle	2411 ± 62	2527 ± 184	761 BC - 393 BC
PG8 W2,5 - 125	Erl-4133	Holzkohle	3599 ± 48	3903 ± 178	2131 BC - 1776 BC
PG8 W4 - 67	Erl-4134	Holzkohle	1994 ± 43	1934 ± 108	92 BC - 123 AD
PG8 W4 - 114	Erl-4135	Holzkohle	2507 ± 55	2553 ± 192	795 BC - 411 BC
PG8 W4 - 145	Erl-4136	Holzkohle	3220 ± 44	3455 ± 98	1603 BC - 1408 BC
PG 3.01 - 94	Erl-2770	Holzkohle	600 ± 33	595 ± 53	1302 AD - 1408 AD
PG 3.01 - 159	Erl-2771	Holzkohle	1070 ± 34	993 ± 66	891 AD - 1022 AD
PG3.01 - 192	Erl-2772	Holzkohle	917 ± 40	829 ± 90	1031 AD - 1211 AD
PG 3.03 - 95	Erl-2773	Holzkohle	2191 ± 36	2194 ± 124	368 BC - 121 BC
ScB 112	Erl-4072	Torf	797 ± 23	704 ± 34	1212 AD - 1280 AD
ScB 196	Erl-4087	Torf	1588 ± 44	1459 ± 104	387 AD - 596 AD

Gehölzart bzw. -gattung wurde SCHWEINGRUBER (1990) und eine Vergleichssammlung verwendet. Holzanatomisch kann z. T. nur die Gattung bestimmt werden. In den entsprechenden Gattungen kann aber unter Berücksichtigung von Verbreitung und Standortsansprüchen der Arten die Wahrscheinlichkeit ihres Auftretens im Gebiet eingegrenzt werden. Nach der Analyse wurde das Gewicht der Holzkohle differenziert nach Holzart bestimmt. Aus Gewicht dividiert durch Anzahl der Kohlen wurde der sog. G/N-Wert errechnet, der das mittlere Stückgewicht angibt. So lässt sich die Größe der Holzkohlestücke ermitteln. Der G/N-Wert wurde in der vorliegenden Untersuchung allerdings nur im Fall der Profilgrube VA 1 angegeben.

Für die Pollenanalyse wurde aus einem verlandeten Altarm der Naab am Ortsausgang von Kallmünz (s. Abb. 2) mit einem russischen Kammerbohrer ein 2 m langes Torfprofil gewonnen. Weitere Proben stammen aus Rammkernbohrungen. Die Proben wurden mit der gängigen Methode (FAEGRI & IVERSEN 1989) aufbereitet und mikroskopisch bei 500- bis 1250-facher Vergrößerung ausgezählt. Zur Bestimmung der Pollenkörner wurden neben einer Vergleichssammlung die Arbeiten von MOORE, WEBB & COLLINSON (1991) und FAEGRI & IVERSEN (1993) verwendet. Manche Proben aus den Rammkernbohrungen erwiesen sich als fast bis ganz pollenfrei und wurden verworfen.

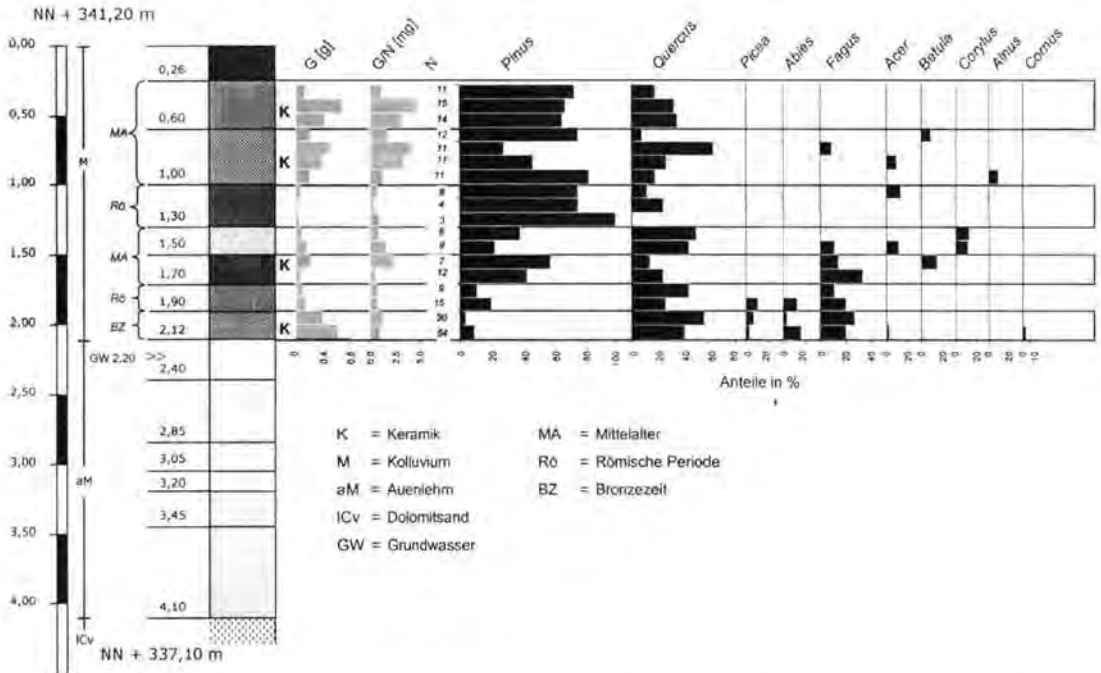


Abb. 3: Profilgrube VA 1, Stratigraphie und Holzkohleanteile je 10 cm Kolluvienschicht (Schraffuren des Profils symbolisieren Schichtgrenzen ohne lithologische Charakterisierung).

Fig. 3: Sample pit VA 1, stratigraphy and percentages of charcoal species (hatchings of the profile indicate different layers without consideration of lithology).

4 Ergebnis

Holzkohleanalyse (Anthrakologie)

Im Gesamtmaterial von 420 Stücken wurden 11 Gehölzarten festgestellt. Eiche (*Quercus* sp., möglich sind *Q. robur* und *Q. petraea*) und Kiefer (*Pinus* sp., wohl *P. sylvestris*) sind insgesamt zu gleichen Teilen (40 bzw. 39 %) vertreten. Weitere Gehölze erreichen nur geringe Anteile: Rotbuche (*Fagus sylvatica*) mit 8 %, Weißtanne (*Abies alba*), Fichte (*Picea abies*), Ahorn (*Acer* sp., vermutlich *A. campestre*) mit je 3 % und Birke (*Betula* sp.), Erle (*Alnus glutinosa*), Hasel (*Corylus avellana*) mit je 1 % am Gesamtmaterial. Vom Hartriegel (*Cornus* sp.) wurden zwei Stücke, von der Hainbuche (*Carpinus betulus*) nur ein Fragment gefunden (Tab. 2).

Die G/N-Werte reichen von 0,1 g bis max. 0,7 g. Im Vergleich zu Relikten neuzeitlicher Koh-

lenmeilerplätze, aus denen Holzkohlen von bis zu 10 cm Länge und einem Proben-G/N von 0,2-3,8 g (LUDEMANN & NELLE 2002; NELLE 2002) geborgen werden können, sind die Stücke sehr klein. Ihre Größe beträgt mitunter nur ca. 1 mm³. Darunter sie sind meistens zu klein, um sicher bestimmt zu werden.

Abb. 2 zeigt die Lage der Probestellen im Gelände und die Ergebnisse der Holzkohleanalyse. Dabei wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit eine Darstellung auf %-Anteilsbasis gewählt, obwohl die Stückzahlen z. T. nicht ausreichen, um quantitative Aussagen zu treffen. Die Diagramme sollen deshalb das Vorkommen oder Nichtvorkommen von Baumarten darstellen (Presence/Absence-Daten).

Die Ergebnisse von Profilgrube VA 1 erlauben es, ein Diagramm ähnlich einem Pollendiagramm zu erstellen (Abb. 3). Dargestellt ist

	Probe- stelle	Tiefe [cm]	Datie- rung	<i>Quercus</i>									N indet.	N det.		
				<i>Pinus</i>	<i>Acer</i>	<i>Picea</i>	<i>Abies</i>	<i>Fagus</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Corylus</i>	<i>Cornus</i>			<i>Carpinus</i>	
Schlossberg Spornlage	PG1	30-70	MA	1	1									1	2	
	PG 3	24-32	?	1	1									1*	2	
	PG 3.01	0-170	MA	7	1	1				1			1	3	11	
	PG 3.03	58-83	MA	4						2				1	6	
		95-135	La	1									1		2	
	PG 6	35	?		1										1	
	PG 8	50-69	Rö	12	6	2								3	20	
		70-87	Ha	14	8	1								2*	23	
		118-140	BZ	8	1									1	9	
		105	?	1										1	2	
	H 0	30-136	MA	8	3	2							1	4*	13	
	H 1	75	?	1											1	
	Wallbasis		?	1											1	
	S. unt. "Tor"		?		3										3	
	1.1	65-90	MA	1	3										4	
		140	Rö/La		1										1	
	1.3	50	MA		1										1	
	2c	72-77	MA	1											1	
	2.1	43-60	MA	2											2	
	2.3.4	58-80	MA	2											2	
	2.3.6	70-85	MA	1										2	1	
		100	Rö	2										3	2	
	2.3.8	58	?		1										1	
2.8.7	80	MA				1								1		
	160	BZ	?											?		
ZW 2	40-46	MA	2										1	2		
	>70	Neo	4	1									1	5		
Vils- (und Naab-) Aue	VA 1	0-49	MA		3										3	
		50-175	MA	1	2				1					2	4	
		213	BZ	1											1	
	VA 3	60-143	?	1	2										3	
	VA 21	50-70	Neu			1									1	
		195-320	Rö?		1									2	1	
	VA 23	20-155	MA	3	11	2	1		1					1	18	
		170-180	MA?											1	0	
		220-235	Rö	1	1				1	1					4	
		245	>Rö		7										7	
		250-260	Neo	1	2					1				1	4	
		260-270	Neo	1						1				2	2	
	VA 25	180-270	MA?		2		1		1				1	4	5	
	VAT 42	115	BZ?		1										1	
	ScB I	34	MA		1										1	
Plateau	PG 50	33-47	MA		2									3*	2	
	PG 51	62	MA		1										1	
	PG 54	Terr. fusc.	MA		3										3	
	PG 56	55-65	MA		3										3	
	PG 57	41-88	MA		2									1	2	
Summe v. 30 Probestellen:				83	76	8	4	0	4	4	2	2	1	1	31	185
Profiltgrube Vilsaue (Schlammproben)	PG VA 1	30	MA	2	8									1	10	
		40	MA	5	10										15	
		50	MA	5	9										14	
		60	MA	1	9					1				1	11	
		70	MA	7	3				1					1	11	
		80	MA	3	5	1				1				1	10	
		90	MA	2	9									6	11	
		100	Rö	1	6	1								1	8	
		110	Rö	1	3									3	4	
		120	Rö		3									2	3	
		130	MA	4	3						1			3	8	
		140	MA	4	2	1			1		1			2	9	
		150	MA	1	4				1	1				2	7	
		160	MA	3	5				4					1	12	
		170	Rö	4	1		1	1						4	7	
	180	Rö	4	3		1	2	3					6	13		
	190	BZ	17	1		1	1	8					3	28		
	200	BZ	22	5	1	5	9	11				1	11	54		
Summe PG VA 1				86	89	4	8	12	30	2	1	2	1	48	235	
Summe gesamt				169	165	12	12	12	34	6	3	4	2	1	79	420
in %				40	39	3	3	3	8	1	<1	<1	<1	<1		

Tab. 2: Ergebnis der Holzkohleanalyse von 31 Probestellen am Schlossberg bei Kallmünz. Angegeben sind Stückzahlen.

Tab. 2: Results of charcoal analysis from 31 sample sites, Schlossberg near Kallmünz

*, davon 1 Nadelholz (Pinus?)
 La: Latènezeit Ha: Hallstattzeit BZ: Bronzezeit Neo: Neolithikum Rö: Römische Periode

der Anteil der jeweiligen Holzart in 10 cm-Abständen. Im Spektrum durchgängig vorhanden sind Kiefer und Eiche, während Fichte, Tanne und Buche fast nur in den unteren Schichten vorkommen. Einzelne andere Baumarten streuen über die Profiltiefe und zeigen keine klaren Tendenzen.

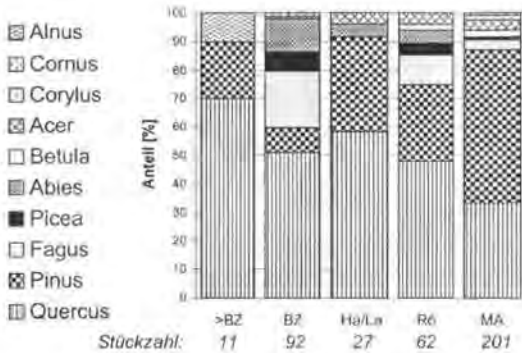


Abb. 4: Holzkohlen, differenziert nach Zeitperioden (>BZ: älter als Bronzezeit; BZ: Bronzezeit; Ha: Hallstattzeit; La: Latènezeit; Rö: Römische Periode; MA: Mittelalter). 393 von insgesamt 420 Stücken waren einer der fünf Zeiten zuordenbar.

Fig. 4: Charcoals and time periods (>BZ: older than Bronze age; BZ: Bronze age; Ha/La: Iron age; Rö: Roman period; MA: Middle Ages). 393 of overall 420 charcoal fragments could be attributed to one of the five periods.]

Pollenanalyse

Sechs Proben aus dem Bohrkern ScB und drei Proben aus zwei Rammkernbohrungen wurden pollenanalytisch untersucht (im Vilstal, VA 23, im Naabtal, NA 2, s. Abb. 2). Zwei Proben vom Torfkern ScB wurden AMS-¹⁴C-datiert (Tab. 1). Weitere Proben, auch aus Kolluvien, erwiesen sich aufgrund der geringen Pollendichte als ungeeignet für eine Auszählung. Insgesamt ist die Pollenerhaltung mäßig. Möglich ist, dass dickwandige Pollenkörner übervertreten und dünnwandige untervertreten sind oder fehlen (Tab. 3). Auch muss bei den Proben aus dem Auenlehm mit einer Umlagerung von Material gerechnet werden.

Tab. 3 zeigt die Ergebnisse der Pollenanalyse (s. a. Abb. 5). NA 2-232 weist ein Pollenspektrum auf, das von hohen Anteilen an *Alnus*- (Erle) und *Picea*- (Fichte), desweiteren von *Pinus* (Kiefer) und *Corylus* (Hasel) geprägt ist. Auch *Tilia* (Linde) erreicht einen beträchtlichen Anteil am Baumpollenspektrum. Weitere gefundene Baumpollentypen sind: *Betula* (Birke), *Quercus* (Eiche), *Fagus* (Buche), *Ulmus* (Ulme), *Fraxinus* (Esche), *Salix* (Weide) und *Abies* (Tanne). Die Nichtbaumpollen erreichen 4 % der Gesamtpollensumme.

In der auswertbaren Probe von VA 23-255 erreicht die Erle 67 %, daneben sind Kiefer, Birke und Hasel mit hohen Werten beteiligt. Im Spektrum enthalten sind Buche und Tanne mit deutlichen Werten, auch die Hainbuche ist mit einem Pollenkorn vertreten. Bei geringem Nichtbaumpollenanteil (8 %) findet sich *Plantago lanceolata* (Spitzwegerich) im Pollenspektrum. Der Holzkohlepartikelgehalt (verkohlte Partikel > 10 µm) ist bei den beiden Auensedimentproben geringer als im Kern ScB.

Die sechs Proben aus dem Kern ScB zeigen ein jeweils ähnliches Baumartenspektrum. Es ist durchgängig geprägt von einem hohen Kiefernanteil. Daneben ist der Pollen der Fichte deutlich vertreten. Die Anteile der Eiche sind gering. Die Werte schwanken zwischen 0,2 % (112 cm) und 3,2 % (160 cm), während in Probe 198 cm kein *Quercus*-Pollen festgestellt wurden. Die Linde kommt in fast allen Proben mit Werten über 1 % vor. Unterschiede dagegen finden sich beim Getreide: Während bereits in der Probe an der Torfbasis Getreide (nicht näher bestimmbar) mit einem hohen Wert (3 %) auftritt, ist Roggen erst in der hochmittelalterlich datierten Probe nachweisbar. Bemerkenswert ist in allen Proben der sehr hohe Holzkohlepartikelanteil und der teilweise hohe Anteil an Nichtbaumpollen.

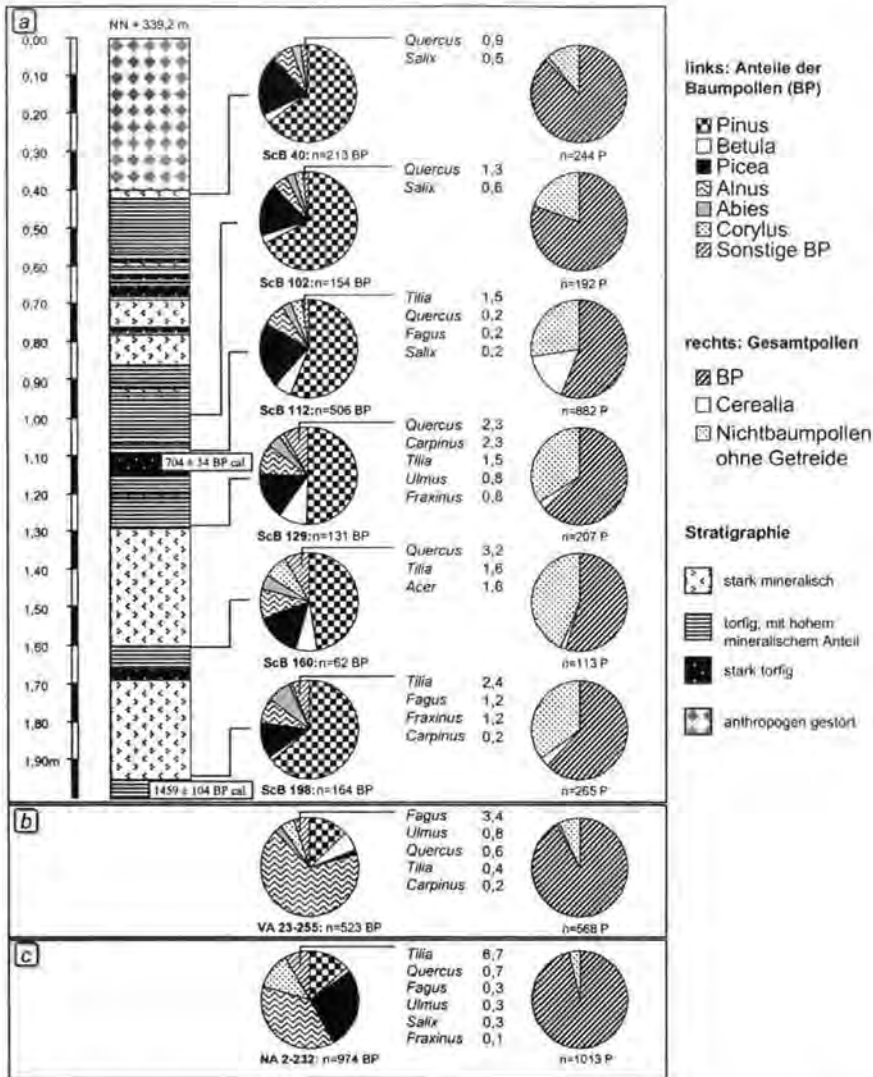


Abb. 5: Ergebnisse der Pollenanalyse (links: Anteile der einzelnen Baumarten an Baumpollen-summe; rechts: Verhältnis Baumpollen/Nichtbaumpollen und Anteil an Getreidepollen) a) ScB: Bohrkern Naabaue mit Stratigraphie; b) VA 23: Rammkernbohrung Vilsau; c) NA 2: Rammkernbohrung Naabaue (Lage der Probestellen s. Abb. 2).

Fig. 5: Results of pollen analysis (left: proportions of individual tree species based on tree pollen sum); right: arboreal-/nonarboreal pollen ratio and proportion of cerealia). a) ScB: Core from Naab floodplain with stratigraphy; b) VA 23: Core Vils floodplain; c) NA 2: Core Naab floodplain (location of sites see Fig. 2).

Tab. 3: Ergebnis der Pollenanalyse, 9 Proben. Schloßberg bei Kallmünz. Prozentangaben sind gerundet, Summe deshalb nicht immer = 100 %. Gehölzanteile beziehen sich auf Baumpollensumme, alle weiteren auf Gesamtpollensumme. Results of pollen analysis, 9 samples around Schloßberg near Kallmünz. Percentages given are rounded, therefore the sum is not always = 100 %.

Probe Tiefe [cm]	ScB						VA23 NA2		
	40	102	112	129	160	198	255	232	240
Gehölze (% Baumpollensumme)									
<i>Pinus</i> (Kiefer)	65	68	56	51	48	64	13	14	18
<i>Betula</i> (Birke)	3	3	5	9	6	1	6	1	2
<i>Corylus</i> (Hasel)	.	3	4	2	8	1	4	12	5
<i>Salix</i> (Weide)	0,5	0,6	0,2	0,8	2	.	.	0,3	.
<i>Alnus</i> (Erle)	7	5	8	10	10	9	67	38	46
<i>Picea</i> (Fichte)	20	17	22	16	15	12	2	27	26
<i>Quercus</i> (Eiche)	0,9	1	0,2	2	3	.	0,6	0,7	.
<i>Tilia</i> (Linde)	.	.	1	2	2	2	0,4	7	3
<i>Ulmus</i> (Ulme)	.	.	.	0,8	.	.	0,8	0,3	.
<i>Fraxinus</i> (Esche)	.	.	.	0,8	.	1	.	0,1	.
<i>Acer</i> (Ahorn)	2
<i>Fagus</i> (Buche)	0,5	.	0,2	.	.	1	3	0,3	.
<i>Abies</i> (Tanne)	3	3	3	5	5	8	2	0,1	.
<i>Carpinus</i> (Hainbuche)	0,5	.	.	2	.	0,6	0,2	.	.
Getreide									
Cerealia-Typ	1	.	16	3	2	3	0,4	.	.
<i>Secale</i> (Roggen)	0,4	.	9
Licht- und Siedlungszeiger									
Poaceae (ex. Cerealia) (Wildgräser)	6	10	17	9	31	17	4	2	5
<i>Plantago lanceolata</i> (Spitzwegerich)	0,4	0,9	0,1	1	0,8	0,7	0,7	0,1	.
<i>Plantago major/media</i> (Breit-/Mittl. Wegerich)	0,8
<i>Rumex</i> (Sauerampfer)	.	.	0,4	.	.	0,7	.	.	.
<i>Artemisia</i> (Beifuß)	.	.	0,2	0,8	.	0,7	0,2	0,2	3
Chenopodiaceae (Gänsefußgewächse)	0,4	0,7	0,2	.	.
<i>Centaurea cyanus</i> (Kornblume)	.	.	0,2	0,4	0,8
Caryophyllaceae (Nelkengewächse)	.	.	0,6	2	.	1	.	.	.
<i>Filipendula</i> (Mädesüß)	.	0,9	0,2	.	0,8	2	0,4	0,5	.
Asteraceae (Korbblütler)	.	.	0,1
Sonstige Nichtbaumpollen									
Brassicaceae (Kreuzblütler)	0,8	1	0,5	0,8	2	1	1	0,4	.
Apiaceae (Doldenblütler)	.	.	0,2	0,8	0,8	.	0,4	0,3	.
<i>Potentilla</i> (Fingerkraut)	0,3	.	.	.
<i>Gallium</i> (Labkraut)	.	0,5	0,1	3	.	0,3	.	0,1	.
Aster-Typ (Aster)	1	.	0,2	4	.	1	0,4	.	.
Mentha-Typ (Minze)	.	0,9
<i>Melampyrum</i> (Wachtelweizen)	.	0,5	0,1
Ambrosia-Typ (incl. <i>Xanthium</i> , Spitzklette)	.	0,5
<i>Polygonum aviculare</i> (Vogel-Knöterich)	.	0,5	.	0,4
<i>Lotus</i> (Hornklee)	.	.	0,1	.	.	0,3	.	.	.
<i>Valeriana</i> (Baldrian)	.	.	.	2
Malva-Typ (Malve)	.	.	.	1
<i>Urtica</i> (Brennnessel)	0,1	.
Rosaceae (Rosengewächse)	0,1	.
Liliaceae (Liliengewächse)	0,3	.	.	.
Verschiedene	13	19	5	6	5	5	3	4	.
Indeterminata	.	.	0,1	1	0,8	1	.	.	.
Sumpf- und Wasserpflanzen									
Cyperaceae (Sauergräser)	2	11	15	16	6	8	0,5	0,5	.
<i>Nuphar</i> (Teichrose)	.	.	0,1
<i>Nymphaea alba</i> (Weiße Seerose)	.	.	.	1	.	0,3	.	.	.
Gesamt-Werte									
n BP (Baumpollen)	213	154	506	131	62	164	523	974	59
n NBP (Nichtbaumpollen)	36	61	538	115	59	123	48	44	5
Gesamtpollensumme (P)	249	215	1044	246	120	287	571	1018	64
% NBP	13	20	43	37	45	38	8	4	8
Markersporen (Lycos)	473	212	798	270	261	1289	.	.	.
n Holzkohlepartikel (HK) >10µm	732	482	2599	1183	223	885	379	203	13
HK/P	2,9	2,2	2,5	4,8	1,9	3,1	0,7	0,2	0,2
HK/Lycos	155	227	326	438	85	69	.	.	.
n Polypodiaceae	4	1	16	3	4	7	3	42	2
NH ganz/halb*	2,3	2,1	2,3	1,2	1,3	2,4	2,0	2,0	1,1

*Verhältnis von ganzen Nadelholz ("NH")-Pollenkörnern ("ganz"; *Pinus*, *Picea*, *Abies*) zu einzelnen Luftsäcken ("halb")

5 Diskussion

Ursprünglichkeit von Baumarten

Die Fichte tritt im Gebiet der südlichen Frankenalb erstmals im Boreal, die Weißtanne erstmals im Subboreal auf (Profil Ottmaringer Tal, KNIPPING 2000). Ein ursprüngliches Vorkommen der beiden Nadelbäume zumindest ab der Bronzezeit (Subboreal) kann nun auch für den Schloßberg bei Kallmünz belegt werden. KÜNNE (1993) geht dagegen für das Naabtal unterhalb Kallmünz vom natürlichen Fehlen der Tanne und Fichte aus. So werde die Baumschicht der reichen Waldgesellschaft Galio-Fagetum (Waldmeister-Buchenwald) allein von der Buche aufgebaut. Das belegte Vorkommen von Holzkohle der Tanne deutet aber darauf hin, dass ursprünglich auch sie an der Baumschicht des Waldmeister-Buchenwaldes beteiligt war, denn dort wäre ihr wahrscheinlichster Wuchsort zu finden. Sie stockt eher auf frischen Böden, mancherorts im Übergang zu staunassen Standorten, auf denen die Konkurrenzkraft der Buche gemindert ist (ELLENBERG 1996).

Seit dem späten Mittelalter wurden Fichte und Kiefer zur Holzkohlegewinnung für die Erzverhüttung und Eisenverarbeitung künstlich in die Waldbestände eingebracht (LUTZ 1941). Es muss somit ab dieser Zeit mit einer direkten Förderung der Baumarten auch in der Umgebung des Schloßbergs gerechnet werden.

Zum Vorkommen von Eichen-Hainbuchenwäldern (Galio-Carpinetum), wie sie SEIBERT (1968) als Bestandteil der potenziellen natürlichen Vegetation annahm (kritisch dazu JANSSEN & SEIBERT 1991), lassen sich keine Aussagen treffen. Die Hainbuche (*Carpinus betulus*) fehlt weitgehend in den Holzkohlen (nur ein Stück in VA 25: 180 cm). Möglicherweise konnten sich aber durch die bereits in der Bronzezeit intensive Nutzung des Bergplateaus keine Hainbuchenbestände etablieren. Die wenigen *Carpinus*-Nachweise in den Pollenproben zeigen nur das Vorkommen in der Region an, können aber nicht weiter interpretiert werden.

Ein räumliches Muster

Betrachtet man die Holzkohleergebnisse in der Gesamtschau (alle Holzkohlen je Fundort, keine zeitliche Differenzierung), so ist folgendes Muster erkennbar (Abb. 2):

1. Proben aus dem Auenbereich der Vils wiesen neben den insgesamt dominierenden *Quercus*- und *Pinus*-Kohlenfragmenten auch *Fagus*, *Abies*, *Picea* und ein Stück *Carpinus* auf, während an und auf dem Berg keine dieser Gehölzarten auftrat.
2. Im Bereich der nach Traidendorf abfallenden Fläche („Plateau“ in Tab. 2) konnte ausschließlich *Pinus* festgestellt werden.
3. Im Sporn-Bereich zeigte sich ein von Eiche dominiertes Spektrum mit einem deutlichen Kiefernanteil. Im Gesamtmaterial von 119 Stücken (davon 5 neolithisch, 9 bronzezeitlich, 23 hallstattzeitlich, 2 latènezeitlich, 20 römischzeitlich) fand sich kein Buchen-Fragment.

Die Wuchsorte der Buche beschränkten sich demnach auf die Unterhänge bzw. mittlere Hanglagen. Doch auch dort war sie für das Mittelalter nur selten feststellbar, während sie in der Bronzezeit reichlicher vertreten war (Abb. 3). Nahe der Kuppe in PG 8 fand sich die Buche nicht, während sie im unterhalb gelegenen Schwemmfächer-Kolluvium (PG VA 1) in den älteren Schichten vorhanden ist. Stand die Buche in dem etwas feuchteren Mittelhang- und Unterhangbereich, wohingegen die Plateaubereiche zu trocken waren? Dagegen spricht die heutige Auffassung, wonach Buchen die zonalen, potenziellen natürlichen Waldgesellschaften prägen würden (ROSSKOPF 1989). Wahrscheinlicher erscheint momentan, dass der Waldbaum auf der Kuppe bereits durch die bronzezeitliche Landnutzung zurückgedrängt worden ist. Letztlich muss die Frage offen bleiben, solange nur wenige Daten aus der Zeit vor der Landnutzungsintensivierung vorliegen.

Der Wandel der Landschaft

Pollen-Einzelproben können „Momentaufnahmen“ liefern. Eine zeitliche Stellung bei nicht

absolut datierten Proben ist zwar unklar, und die Anteile der einzelnen Arten am Pollenspektrum sollten nur vorsichtig interpretiert werden. Dennoch dienen sie der Informationsvermehrung, wenn es nicht möglich ist, längere Profile zu untersuchen.

Im Folgenden wird versucht, aus den vorliegenden paläobotanischen Daten ein erstes Bild der Vegetation und deren Veränderung für die Umgebung des Schloßbergs zu zeichnen. So können Hypothesen entwickelt werden, die durch weitere Untersuchungen und mit breiterer Datenbasis zu prüfen sind. Die ungefähre zeitliche Einordnung der nicht absolut datierten Pollenproben erfolgt im Vergleich mit dem (biostratigraphisch datierten) Pollendiagramm aus dem Ottmaringer Tal bei Beilngries an der Altmühl (KNIPPING 2000), das einzige naturräumlich vergleichbare Profil aus der südlichen Frankenalb.

Atlantikum/Subboreal (Neolithikum/Bronzezeit). Das Fehlen von Hainbuche, aber bereits geringe Werte von Tanne und Buche datieren das Sediment von NA 2-232 ungefähr in das Atlantikum/Subboreal. Linden-Pollen ist deutlich vertreten. Das Spektrum ähnelt dem in den Übergang Atlantikum/Subboreal datierten Diagrammabschnitt des Profils aus dem Ottmaringer Tal (KNIPPING 2000). Allerdings fällt der sehr geringe Anteil der Eichen-Pollenkörner auf (Tab. 3). Es gibt noch keine Hinweise auf Ackerbau (keine Getreidepollenkörner). Der geringe Nichtbaumpollenanteil deutet auf eine bewaldete Aue hin. Eine großflächige Auffichtung lässt sich nicht erkennen. Neolithisch datierte archäologische Funde (HARNEST & SCHAUER 2000) und auch der Fund eines neolithischen Kolluviums am Sporn (SCHMIDGALL im Druck) zeigen die Anwesenheit des Menschen an, eine heute nachweisbare intensive Veränderung der Landschaft fand jedoch nicht statt.

Subboreal/Subatlantikum (Bronzezeit/Eisenzeit). Der Hainbuchenpollen-Nachweis

in Probe VA 23-255 liefert einen zeitlichen Hinweis. Die Hainbuche tritt im Ottmaringer Tal erstmals im Atlantikum und dann mit geschlossener Kurve im Subatlantikum auf. Im Bayerischen und im Oberpfälzer Wald wandert die Hainbuche erst ab ca. 4000 BP ein (STALLING 1987). Auch Buche und Tanne scheinen sich bereits etabliert zu haben, wie die deutlichen Werte zeigen (Tab. 3). Diese Bäume kamen im Ottmaringer Tal wohl erst im Subboreal häufiger vor. Die im Profil VA 23 über der pollenhaltigen Ablagerung gelegene Schicht in 215 cm Tiefe datiert in die römische Periode (Tab. 1: VA 23-215). Somit wurde die beprobte Sedimentschicht vermutlich im ausgehenden Subboreal/beginnenden Subatlantikum abgelagert. Der hohe Baumpollenanteil und ein hoher Erlenpollen-Wert zeigen, dass im Auenbereich noch Erlenbestände vorhanden waren. Allerdings deuten Einzelfunde von Getreide und Spitzwegerich auf die Anwesenheit des Menschen hin.

Das Holzkohlespektrum der untersten Kolluvien-schicht aus PG VA 1 datiert in die Bronzezeit (Tab. 1: VA 1-212). Holzkohlen der Fichte, Tanne und Buche zeigen deren Vorkommen in der Umgebung an. Möglicherweise standen insbesondere Fichte und Tanne am Unter- oder am Mittelhang, nicht aber auf der Kuppe, da die dortigen bronzezeitlichen Kolluvien nur Eiche und Kiefer enthalten (PG 8). Es deutet sich ein standortsbedingtes, räumliches Muster an (s. o.; Abb. 2).

In der Bronzezeit finden demnach erste intensivere Eingriffe in die Naturlandschaft statt. Es kommt zu einer Auffichtung der Wälder. In der Folge des nun intensiveren menschlichen Wirtschaftens (u. a. Getreideanbau) kommt es zu Brandereignissen und Kolluvienbildung. Eine Entwaldung durch Abholzung oder Brennen und anschließende Beweidung leitet möglicherweise eine Devastierung der Flächen ein. Die Zerstörung der Bodendecke erfolgt in Karstgebieten besonders schnell. Eine „Versteppung“ der Karstgebiete ab der Bronzezeit

und vor allem in der Urnenfelderzeit als Folge ausgedehnter Rodungstätigkeit nimmt LOŽEK (1986) als Modell für ganz Mitteleuropa an.

Daten aus der Eisenzeit (Hallstattzeit und Latènezeit) sind dürftig. Die wenigen Holzkohlen aus **hallstattzeitlichen** (ca. 700 - 500 BC) Kolluvienschichten (PG 8; Datierung Tab. 1) erlauben es nicht, Aussagen zu dieser Zeit zu treffen. Aus der **Latènezeit** (ca. 500 - 100 BC) liegen nur aus PG 3.03 Daten vor (Tab. 1; PG 3.03-95).

Mittleres bis Spätes Subatlantikum (Römische Periode/Mittelalter). Die Basis des Kerns (ScB 196) datiert in spätrömische Zeit bzw. das Frühmittelalter, Probe 112 in das Hochmittelalter (Tab. 1). Der Kern stammt somit aus einem Sediment, das mindestens ab der Zeitenwende vermutlich in einem verlandenden Altarm der Naab aufwuchs. Organische Lagen mit Seggen-Torf werden immer wieder von mineralischen Lagen unterbrochen, die mit Überflutungsereignissen zu erklären sind (Abb. 5). Auch heute sind die Wiesen regelmäßig bei Winter- und Frühjahrshochwässern überschwemmt. Somit kann ein Polleneintrag über das Wasser nicht ausgeschlossen werden. Pollenkörner der Tanne sind durchgehend präsent, der Baum kam also in den letzten 2000 Jahren durchgängig im Gebiet vor. Auffallend sind die geringen Eichenpollen-Werte. Möglicherweise wurde der Baum bereits zum Zeitpunkt des Sedimentwachstums so stark genutzt, dass er selten zum Blühen kam. Bedenken muss man auch, dass die Pollenkörner von Eiche bei den vorliegenden suboptimalen Erhaltungsbedingungen leichter zersetzt werden. KNIPPING (2000) stellte im naturräumlich vergleichbaren Ottmaringer Tal geringe Eichenpollen-Werte im Hochmittelalter bzw. in der frühen Neuzeit fest. In den römerzeitlich und mittelalterlich datierten Holzkohlen ist die Eiche dagegen neben der Kiefer stark vertreten (Tab. 3). Insbesondere im engeren Bereich um den Schloßberg am und innerhalb

des Walls übertrifft sie deutlich die Kiefer. Somit muss man trotz geringer Pollenwerte von einer Präsenz des Baumes am Berg ausgehen.

Die Fichte erreicht bereits zur römischen Zeit hohe Pollenwerte, die allein durch Fernflug nicht zu erklären sind. Durch die intensive Siedlungstätigkeit scheint sie gegenüber anderen Baumarten gefördert zu werden. Das trifft auf jeden Fall auch für die Kiefer zu. Aufgelassene Flächen werden von ihr schnell besiedelt, sie ist spätestens seit der römischen Zeit ein allgegenwärtiger Baum in der Gegend. Der hohe Nichtbaumpollenanteil in ScB 198 zeigt, dass zu römischer Zeit die Landschaft stark aufgelichtet ist (Abb. 5). Erosionsereignisse führen zur Bildung von Kolluvien (SCHMIDGALL im Druck). Im Naabtal fand Getreideanbau statt.

Im Mittelalter wurde im Bereich des Naabtales Getreide angebaut, wie hohe Cerealia-Pollenwerte im Naabtalprofil zeigen. Es handelt sich um den im Mittelalter verstärkt kultivierten Roggen (*Secale cereale*), neben anderen möglichen, aber nicht weiter differenzierten Getreidearten. Die hohen Anteile der Kiefernpollen können auch mit der Nachzucht dieser anspruchslosen Baumart bereits im 13. und 14. Jahrhundert (VOIT 1908 in LUTZ 1941: 284) erklärt werden, da insbesondere aus der Kiefer eine im Eisenverarbeitungsprozess begehrte weiche Kohle erzeugt wurde (LUTZ 1941: 283).

Die Landschaft ist im Mittelalter weitgehend aufgelichtet, der menschliche Eingriff äußerst intensiv. Anthropogene Brände hinterlassen Holzkohlen in den Kolluvien. Die hohen Holzkohlepartikelwerte in den Pollenproben deuten auf zahlreiche Brandereignisse in der Umgebung. Ihr Ursprung kann mit der intensiven Eisenverarbeitung im Mittelalter in Verbindung gebracht werden (Oberpfalz als „Ruhrgebiet des Mittelalters“, RESS 1950, ERGA 1960), deren Prozesse - Kohlenherstellung, Schmelzen, Schmieden - erhebliche Mengen an verkohlten Partikeln in die Umge-

bung freisetzte. So stand bei Traidendorf 1557 ein produzierendes Hammerwerk, das auch zu Beginn des Dreißigjährigen Krieges noch nachgewiesen ist (GÖTSCHMANN 1985).

In der Neuzeit wurde die Umgebung des Schloßbergs intensiv beweidet. Ein Stich von 1790 zeigt einen waldfreien Naabtaler Hang (SENDTKO 1993). Die Beweidung hat möglicherweise zu dieser Zeit einen Höhepunkt erreicht, und es bildeten sich die heutigen Kalkmagerrasen heraus. Die Entwicklung der Kalkmagerrasen könnte aber bereits früher eingesetzt haben. So diskutieren POSCHLOD & WALLISDEVRIES (2002) den Beginn der Magerrasenentwicklung allgemein zwischen dem Neolithikum und der römischen Periode. Für die Eisenzeit liegt vom Magdalenenberg bei Villingen ein Nachweis von Magerrasen vor (KÖRBER-GROHNE & WILMANN 1977; FRITZ & WILMANN 1982). Am Schloßberg und weiteren Lokalitäten wird der Geschichte der Kalkmagerrasen in einer laufenden Arbeit von Andre Baumann im Rahmen des o. g. DFG-Graduiertenkollegs nachgegangen.

Bei Nutzungsaufgabe von Kalkmagerrasen kommt es zu einer Verbuschung und Wiederbewaldung, insbesondere durch windausbreitende Baumarten wie Kiefer, Birke und Espe (*Populus tremula*). Der hohe Kiefernanteil könnte auf eine indirekte Förderung der Pionierbaumart durch Nutzung und anschließende Aufgabe der Flächen und Wiederbewaldung, vor erneuter Nutzung, deuten. Dabei scheint die Birke im Gebiet eine geringere Rolle zu spielen, denn es fanden sich kaum *Betula*-Kohlen.

Fazit

Die Kombination von Holzkohleanalyse und Pollenanalyse in Verbindung mit geowissenschaftlichen Befunden erlaubt es, Aussagen feinmaßstäblich und mit einem räumlichen Bezug zu treffen, die mit der Pollenanalyse allein nicht möglich wären, insbesondere in moorarmen Landschaften. Ziel künftiger For-

schungen könnte es sein, ein Datennetz mit weiteren Holzkohleproben aus Kolluvien und Pollenproben aus Auensedimenten zu knüpfen, um die Datenbasis und die räumliche Auflösung zu erhöhen und die Hypothesen zur Landschaftsveränderung zu prüfen und zu verfeinern. Dazu sind fortsetzende Untersuchungen von Ruth Sandner (Vor- und Frühgeschichte), Andre Baumann (Botanik) und Konrad Heemskerk (Physische Geographie) zur Landschafts- und Siedlungsgeschichte im Rahmen der zweiten Phase des o. g. Graduiertenkollegs angelaufen. Die vorgestellte Methodenkombination könnte in der landschaftsgeschichtlichen Forschung auch auf andere Höhensiedlungen oder vergleichbare Objekte übertragen werden, um im interdisziplinären Ansatz weitere Fragen u. a. der Höhensiedlungsforschung zu klären.

6 Dank

Die Arbeiten wurden im Rahmen der ersten Förderphase des DFG-Graduiertenkollegs „Paläoökosystemforschung und Geschichte“ (DFG-GRK 462/1) an der Universität Regensburg durchgeführt. Wir danken dem Sprecher des Kollegs von 1998-2001, Prof. Dr. Peter Schauer (Lehrstuhl für Vor- und Frühgeschichte) sowie Prof. Dr. Horst Strunk (Institut für Geographie) und Prof. Dr. Peter Schönfelder (Institut für Botanik) für die geleistete Unterstützung (Sprecher der 2. Phase 2001-2004; Prof. Dr. Jörg Völkel, Institut für Geographie). Dr. Michael Peters (Universität München) stellte uns dankenswerterweise den Russischen Kammerbohrer zum Bergen des Torfbohrkerns zur Verfügung. Die von Dipl.-Geogr. Barbara Figge (Universität Regensburg) geborgenen Holzkohlen aus PG 3.01 und 3.03 konnten dankenswerterweise in die Untersuchung einfließen.

7 Schriftenverzeichnis

- AG BODEN (1996): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 392 S.; Hannover.
- BAYERISCHER KLIMAFORSCHUNGSVERBUND (BAY-KLIMFOR) (1996): Klimaatlas von Bayern. - 47 S., 58 Bl.; München.
- BERLI, CHERUBINI & SCHOCH, W. (1994): Rekonstruktion von Bestandesfluktuationen, Bodenmächtigkeit und Feuergeschichte über 7000 Jahre BP mittels Holzkohle-Analysen. - Bot. Helv., **104**: 17-30, 4 Abb., 1 Tab.; Basel.
- BERTRAN, P., FABRE, L., FRANCO, O., LIMONDIN-LOUZOUET, N. & THIEBAULT, S. (1998): Évolution d'un versant au cours de l'Holocène à Vaise (France). - Géographie physique et Quaternaire, **52**: 69-90, 10 Abb., 3 Tab., 3 Tafeln; Montreal.
- DOLLACKER, A. (1916): Der Ringwall von Kallmünz. - Die Oberpfalz, **10**: 128-144; Kallmünz.
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. - 1095 S.; Stuttgart (Ulmer).
- ERGA, K. (1960): Das Ruhrgebiet des Mittelalters. - Oberpfälzer Heimat, **5**: 7-25; Weiden.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): Textbook of Pollen Analysis. - 328 S.; Chichester (Wiley).
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1993): Bestimmungsschlüssel für die nordwesteuropäische Pollenflora. - 85 S.; Stuttgart, New York (G. Fischer).
- FRISCH, A. (1998): Der Schloßberg bei Kallmünz - eine vorgeschichtliche Höhenbefestigung der Bronze- bis Latènezeit. - Beitr. Archäol. Oberpfalz, **2**: 285-310; Büchenbach.
- FRITZ, W. & WILMANN, O. (1982): Die Aussagekraft subfossiler Moos-Synusien bei der Rekonstruktion eines keltischen Lebensraumes - Das Beispiel des Fürstengrabhügels Magdalenenberg bei Villingen. - Ber. Deutsch. Bot. Ges., **95**: 1-18, 4 Abb., 2 Tab.; Berlin.
- GÖTSCHMANN, D. (1985): Oberpfälzer Eisenbergbau und Eisengewerbe im 16. und 17. Jahrhundert. - Schriftenreihe d. Bergbau- u. Industriemuseums Ostbayern in Theuern, **5**: 259 S.; Theuern.
- HARNEST, M. & SCHAUER, P. (2000): Der Schloßberg oberhalb Kallmünz, Oberpfalz - Vorbericht über die archäologischen und bodenkundlichen Untersuchungsergebnisse des Jahres 1999. - Archäologisches Korrespondenzblatt, **30**: 513-525; Mainz.
- HARNEST, M. & SCHAUER, P. (2002): Der Schloßberg oberhalb Kallmünz, Oberpfalz - Vorbericht über die archäologischen Untersuchungsergebnisse 1999-2001. - Archäologisches Korrespondenzblatt, **32**: 401-407; Mainz.
- HEINE, K., NUBER, T. & NILLER, H.-P. (1997): Geomorphologisch-pedologische Befunde zur Landschaftsgeschichte des Bogenberges und des Frauenberges in Niederbayern. - Archäologisches Korrespondenzblatt, **27**: 443-456; Mainz.
- HOHENESTER, A. (1989): Zur Flora und Vegetation der Fränkischen Alb. - In: TICHY, F. & GÖMMEL, R. (1989): Die Fränkische Alb. - Referate des 9. Interdisziplinären Colloquiums des Zentralinstituts. Schr. Zentralinstituts f. Fränkische Landeskunde u. Allg. Regionalforschung an der Univ. Erlangen-Nürnberg, **28**: 77-93; Neustadt a. d. Aisch.
- JANSSEN, A. & SEIBERT, P. (1991): Potentielle natürliche Vegetation in Bayern. Anmerkungen zur Arbeitsmethode der Transektkartierung und Auswertung der Ergebnisse. - Hoppea, Denkschr. Regensb. Bot. Ges., **50**: 151-188; Regensburg.
- KNIPPING, M. (2000): Pollenanalytische Untersuchungen an einem Profil aus dem Ottmaringer Tal (Südliche Frankenalb). - Quartär, **51/52**: 211-227, 5 Abb.; Saarbrücken.
- KÖRBER-GROHNE, U. & WILMANN, O. (1977):

- Eine Vegetation aus dem hallstattzeitlichen Fürstengrabhügel Magdalenenberg bei Villingen - Folgerungen aus pflanzlichen Großresten. - In: SPINDLER, K. (Hrsg.): Magdalenenberg V, 51-68, 2 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Villingen-Schwenningen (Neckar-Verl.).
- KOSSACK, G. (1995): Mitteleuropa zwischen dem 13. und 8. Jahrhundert v. Chr. Geb. - Geschichte, Stand und Probleme der Urnenfelderforschung. - In: ERBACH, M. (Hrsg.): Beiträge zur Urnenfelderzeit nördlich und südlich der Alpen. Monographie RGZM, 35: 1-64; Mainz.
- KREUZ, A., NOLTE, S. & STOBBE, A. (1998): Interpretation pflanzlicher Reste aus holozänen Auensedimenten am Beispiel von drei Bohrkernen des Wettertales (Hessen). - Eiszzeitalter u. Gegenwart, 48: 133-161, 5 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- KÜNNE, H. (1993): Waldgesellschaften im Naabtal. - In: SCHÖNFELDER, P. (Hrsg.): Exkursionsführer zur 43. Jahrestagung der Floristisch-soziologischen Arbeitsgemeinschaft vom 4.-7.6. 1993 in Regensburg, S. 45-64; Regensburg.
- LESSMANN-SCHOCH, U., KAHRER, R. & BRÜMMER, G. W. (1991): Pollenanalytische und 14C-Untersuchungen zur Datierung der Kolluvienbildung in einer lößbedeckten Mittelgebirgslandschaft (Nördlicher Siebengebirgsrand). - Eiszzeitalter u. Gegenwart, 41: 16-25, 5 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- LOŽEK, V. (1986): Anthropogene Umweltveränderungen während der Urnenfelder-Bronzezeit, dargestellt am Beispiel mitteleuropäischer Karstlandschaften. - Veröff. Museum f. Ur- u. Frühgeschichte Potsdam, 20: 133-136; Potsdam.
- LUDEMANN, T. & NELLE, O. (2002): Die Wälder am Schauinsland und ihre Nutzung durch Bergbau und Köhlerei. - Freiburger Forstliche Forschung, 15: 139 S., 38 Abb., 15 Tab.; Freiburg i. Br.
- LUTZ, J. (1941): Die ehemaligen Eisenhämmer und Hüttenwerke und die Waldentwicklung im nordöstlichen Bayern. - Mitt. Forstwirtschaft. u. Forstwiss., 12: 277-294, 2 Karten; Hannover.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): Pollen analysis. - 2. Aufl., 216 S.; Oxford (Blackwell).
- NELLE, O. (2002): Zur holozänen Vegetations- und Waldnutzungsgeschichte des Vorderen Bayerischen Waldes anhand von Pollen- und Holzkohleanalysen. - Hoppea, Denkschr. Regensb. Bot. Ges., 63: 161-361, 63 Abb., 22 Tab.; Regensburg.
- NELLE, O. & BANKUS, M. (2002): Verkohlt?! - Möglichkeiten und Grenzen der Anthrakologie am Beispiel des Freisinger Dombergs. - Archäologie im Lkr. Freising, 8: 103-128, 8 Abb., 4 Tab.; Freising.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg - Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. - Regensb. Geograph. Schr., 31: 429 S., 170 Abb., 16 Tab.; Regensburg.
- NILLER, H.-P. (2001): Wandel prähistorischer Landschaften. - Erdkunde, 55: 32-48; Klevve.
- OBERDORFER, E. (1992): Süddeutsche Pflanzengesellschaften IV. Wälder und Gebüsch. 2. Aufl., 3 Abb., 104 Tab.; Jena u. a. (G. Fischer).
- PETERS, M. & BANKUS, M. (2000): Siedlungsarchäologische und paläobotanische Untersuchungen auf dem Freisinger Domberg und seiner Umgebung. - Archäologie im Lkr. Freising, 7: 57-80, 14 Abb.; Freising.
- PETERS, M. (2002): Paläoökosystemforschung im Einzugsgebiet des Freisinger Dombergs. - Archäologie im Lkr. Freising, 8: 129-136, 3 Abb.; Freising.
- POSCHLOD, P. & WALLISDEVRIES, M. F. (2002): The historical and socioeconomic perspective of calcareous grasslands - lessons from the distant and recent past. - Biol. Conservation, 104: 361-376, 8 Abb., 9 Tab.; Amsterdam.
- PUTZ, U. (2002): Archäologische Untersuchungen auf dem Bogenberg, Niederbayern I.

- Ausgrabungsschnitte und Funde. - Regensb. Beitr. prähistor. Arch., 8 (2 Teilbd.): 572 S., 78 Abb., 2 Tab., 243 Taf.; Regensburg.
- REINECKE, P. (1956): Der Ringwall von Kallmünz. - Die Oberpfalz, 44: 231-247; Kallmünz.
- RESS, M. (1950): Geschichte und wirtschaftliche Bedeutung der oberpfälzischen Eisenindustrie von den Anfängen bis zur Zeit des 30-jährigen Krieges. - Verhandl. Hist. Ver. Oberpfalz u. Regensburg, 91: 5-186; Regensburg.
- RIND, M. M. (1999): Der Frauenberg oberhalb Kloster Weltenburg I. - Regensb. Beitr. Prähist. Arch., 6 (2 Teilbd.): 395+182 S., 74 Abb., 16 Tab., 178 Taf., 8 Beil.; Regensburg.
- RITTWEGER, H. (2000): The „Black Floodplain Soil“ in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe? - Catena, 41: 143-164, 10 Abb.; New York.
- ROSSKOPF, M. (1989): Vegetationskundliche Untersuchungen an Laubwaldgesellschaften im Naabtal nördlich von Pielenhofen. - Hoppea, Denkschr. Regensb. Bot. Ges., 47: 55-90, 9 Abb., 6 Tab.; Regensburg.
- SCHAUER, P. (1993): Befestigte Höhen der Urnenfelderzeit und Eisenzeit in Süddeutschland. - In: DANNHEIMER, H. & GEBHARD, R. (Hrsg.): Das Keltische Jahrtausend. - Ausstellungskatalog Prähistorische Staatssammlung: 62-74; Mainz (Von Zabern).
- SCHAUER, P. (1995): Stand und Aufgaben der Urnenfelderforschung in Süddeutschland. - In: ERBACH, M. (Hrsg.): Beiträge zur Urnenfelderzeit nördlich und südlich der Alpen. Monographie RGZM, 35: 121-199; Mainz.
- SCHMIDGALL, J. (im Druck): Bodenkundlich-sedimentologische Untersuchungen zum anthropogen induzierten Landschaftswandel von Karstgebieten am Beispiel des Schloßbergs von Kallmünz (südöstliche Fränkische Alb). - Regensb. Beitr. prähistor. Arch., 14: 389 S., 117 Abb., 21 Tab.; Regensburg.
- SCHWEINGRUBER, F. H. (1990): Mikroskopische Holzanatomie. Formenspektren mitteleuropäischer Stamm- und Zweighölzer zur Bestimmung von rezemem und subfossilem Material. - 226 S.; Birmensdorf/Schweiz (Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft).
- SEIBERT, P. (1968): Übersichtskarte der natürlichen Vegetation von Bayern I: 500 000, mit Erläuterungen. - Schriftenr. f. Vegetationskd., 3: 84 S., 1 Karte; Bad Godesberg.
- SENDTKO, A. (1993): Die Flora und Vegetation der Kalkmagerrasen am Schloßberg und Hutberg bei Kallmünz (Landkreis Regensburg). - Hoppea, Denkschr. Regensb. Bot. Ges., 54: 393-454, 7 Abb., 8 Tab.; Regensburg.
- SMETTAN, H. W. (1995): Archäoökologische Untersuchungen auf dem Albuch. - Forsch. Ber. Vor- u. Frühgesch. Baden-Württemberg, 55: 37-146, 62 Abb., 22 Tab., 9 Beil.; Stuttgart.
- STALLING, H. (1987): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Bayerischen Wald. - Diss. Bot., 105: 202 S., 32 Abb., 60 Tab., ; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- STROH, A. (1975): Die vor- und frühgeschichtlichen Geländedenkmäler der Oberpfalz. - Materialhefte Bay. Vorgesch. Reihe B - Inventare d. Geländedenkmäler, 3: 260-283; Kallmünz.
- STUIVER, M., REIMER, P. J., BARD, E., BECK, J. W., BURR, G. S., HUGHEN, K. A., KROMER, B., McCORMAC, G., VAN DER PFLICHT, J., & SPURK, M. (1998): INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24,000 - 0 cal BP. - Radiocarbon, 40: 1041-1083; Tucson.
- WALENTOWSKI, H. (1998): Die Weißtannen-Waldgesellschaften Bayerns. - Diss. Bot., 291: 473 S., 97 Abb., 46 Tab.; Berlin, Stuttgart (Cramer).
- ZAKOSEK, H., KAHRER, R. & LESSMANN-SCHOCH, U. (1991): Möglichkeiten und

Grenzen der Pollenanalyse in Böden. Mit einer Stellungnahme zu den „borealen Steppenböden“ Rheinhessens. - Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 143-158, 9 Abb.; Mainz.

Holozäne fluviale Geomorphodynamik und Besiedlungsgeschichte in einem kleinen Einzugsgebiet am nördlichen Harzrand

RALF BODE, FRANK LEHMKUHL, VOLKER REINECKE,
ALEXANDRA HILGERS, VEIT DRESELY & ULRICH RADTKE *

Keywords: Harzvorland, Holozän, Fluviale Dynamik, Siedlungsgeschichte, Schwarzer Auenboden, Sedimentologie, OSL-Datierung

Kurzfassung:

Am nördlichen Harzrand zwischen Benzingerode und Heimbürg (Sachsen-Anhalt) konnten bei archäologischen Ausgrabungen mehrere bis zu 100 m lange Aufschlüsse in pleistozänen und holozänen Sedimenten des Hellbach-Schwemmfächers bearbeitet werden. Über pleistozänen Sedimenten eines ca. 2 km breiten Schwemmfächers mit Eiskeilpseudomorphosen, Kryoturbationserscheinungen sowie zentimetermächtigen Lösslagen, sind verschiedene holozäne Kolluvien, Auesedimente und Bodenbildungen auf einem kleineren, ca. 200 m breiten Schwemmfächer abgelagert worden bzw. entstanden. Stellenweise vorhandene Schwarzerdereste sowie mit schwarzem Bodenmaterial gefüllte Pfosten- und Vorratsgruben unterschiedlicher vorgeschichtlicher Epochen deuten auf eine relativ weite Verbreitung

von spätpleistozänen und frühholozänen Schwarzerden in der Region hin. Im Auenbereich finden sich an der Basis der holozänen Kolluvien Reste von schwarzen, humosen, stark tonigen Horizonten mit einem lössähnlichen Sediment im Liegenden. Ob es sich hierbei um in situ gebildete Schwarzerden bzw. Schwarze Auenböden oder um anthropogene, durch Brandwirtschaftsweisen geschaffene, schwarze Horizonte handelt, ist noch unklar. Holzkohle aus dem schwarzen Horizont konnte auf rund 5.500 v. Chr. datiert werden. Das lössähnliche Sediment im Liegenden ergab OSL-Alter von ca. 5.910 v. Chr. ($7,9 \pm 0,5$ ka). Nach Ende dieser Stabilitätsphase kam es zu einer oder mehreren größeren Überflutungen des damaligen Auenbereichs. In dieser Aktivitätsphase wurde der schwarze Horizont gekappt und zunächst mit Grobmaterial, später von einer meist 10-20 cm mächtigen feinmaterialreichen, dunkelbraunen Sedimentschicht überlagert. Diese Schicht bildete für längere Zeit die Oberfläche, enthält kaiserzeitliche Funde in situ und wird im Hangenden von größeren Sedimenten und mächtigen, zweiphasigen mittelalterlichen Auelehmen abgedeckt. Rinnen im jüngsten Auehalm enthalten ziegel- und kalksteinreichen Schotter und repräsentieren vermutlich den letzten Lauf des Hellbachs vor seiner Begradigung in der Mitte des 19. Jahrhunderts. Nach den vorliegenden Befunden ist ein Zusammenhang zwischen den einzelnen fluvialen Aktivitätsphasen und der Besiedlung und Wirtschaftsweise im Einzugsgebiet des Hellbachs sehr wahrscheinlich, kann jedoch nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden.

* Anschriften der Verfasser:

Dipl.-Geogr. RALF BODE: Institut für Bodenwissenschaft der Universität Göttingen, Von-Siebold-Straße 4, 37075 Göttingen; Prof. Dr. FRANK LEHMKUHL: Geographisches Institut der RWTH Aachen, Lehrstuhl für Physische Geographie und Geoökologie, Tempelgraben 55, 52056 Aachen; Dipl.-Geogr. VOLKER REINECKE: Geographisches Institut der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 5, 37077 Göttingen; Dipl.-Geogr. ALEXANDRA HILGERS, Prof. Dr. ULRICH RADTKE: Geographisches Institut der Universität Köln, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Köln; Dr. VEIT DRESELY: Landesamt für Archäologie Sachsen-Anhalt, Richard-Wagner-Str. 9-10, 06114 Halle (Saale)

[Holocene fluvial morphodynamic and early human settlements in a small catchment at the northern margin of the Harz-Mountains (Northern Germany)]

Abstract: Investigations concerning Pleistocene and Holocene fluvial morphodynamic were carried out on a small alluvial fan of the Hellbach, a little river at the northern margin of the Harz Mountains (Northern Germany). Several exposures done during road constructions and archeological excavations are up to 100 m in length. Different Holocene sediments are on top of a Pleistocene gravel fan. The gravel fan itself includes ice wedge casts, periglacial involutions and loess layers up to some centimeters. Here and there preserved remnants of Chernosem and furthermore chernosemic material in postholes of houses and storage holes indicate widespread distribution of late Pleistocene and early Holocene Chernosems in the investigation area. In the floodplain remnants of black, humic, and clayish horizons can be found at the basis of colluvial sediments. It is still in discussion if these black horizons are remnants of paleosols (Chernosem or Vega) or if these horizons partially originate from fires (black carbon) and the early human shifting cultivation. Charcoal from this black layer was radiocarbon dated to about 5,500 BC. A luminescence age of 5,910 BC (7.9 ka) is determined for the underlying loess-like sediment. Larger flooding took place at the end of this morphodynamic stable period. During this active period the black horizon was partly eroded and first coarser material, later 10 to 20 cm dark-brown fine material was accumulated. This dark-brown layer was the surface for several centuries and includes in situ-remnants from the roman period. On top of this layer, coarser sediments and two different layers of medieval meadow loam were accumulated. Small erosion channels in the youngest loam contained gravels formed from bricks and limestone. This period represents the latest course of the Hellbach before this small river was straightend in the middle of the 19th century. According to our results in all probability there is a connection between the fluvial activity and human influence, as e.g. agriculture or clearing of woodland in the river catchment area.

1 Einleitung

Am nördlichen Harzrand zwischen Benzenrode und Heimbürg (Sachsen-Anhalt) fanden 2001 im Vorfeld des Neubaus der Bundesstraße 6n umfangreiche archäologische Ausgrabungen unter der Leitung des Landesamtes für Archäologie Sachsen-Anhalt statt (Abb. 1). Hierbei konnten auf einem 2,5 km langen Abschnitt mehrere, bis zu 100 m lange Aufschlüsse in jungquartären, insbesondere holozänen Sedimenten des Hellbaches bearbeitet werden. Auf einer Gesamtfläche von ca. 150.000 m² konnten zahlreiche archäologische Befunde dokumentiert und Funde geborgen werden, die nahezu den gesamten Zeitraum zwischen erster sesshafter Besiedlung (Linienbandkeramische Kultur) und dem Hochmittelalter abdecken. Es ergab sich dadurch für die Archäologie die Möglichkeit, auf einer großen, linearen Fläche einen historischen Siedlungsablauf zu untersuchen (Abb. 1). Gleichzeitig boten sich die angelegten Gruben und Profile für geomorphologische und sedimentpetrographische Untersuchungen zur regionalen fluvialen Morphodynamik und zur holozänen Landschaftsgeschichte an. Diese Untersuchungen stellen eine Ergänzung und Erweiterung zu den durchgeführten archäologischen Grabungen dar und liefern damit einen Beitrag zur Verknüpfung von siedlungsgeschichtlichen und geomorphologisch-sedimentologischen Ereignissen (vgl. zu diesem Thema auch BELL & WALKER 1992, ZOLITSCHKA et al. 2003 u.a.). Als These wurde vermutet, dass geomorphologische Prozesse wie Überflutungen in einem direkten Zusammenhang mit der Besiedlung und mit dem Beginn des Ackerbaus in der Region standen und sich die Besiedlung rückgekoppelt auf die geomorphologischen Prozesse ausgewirkt hat.

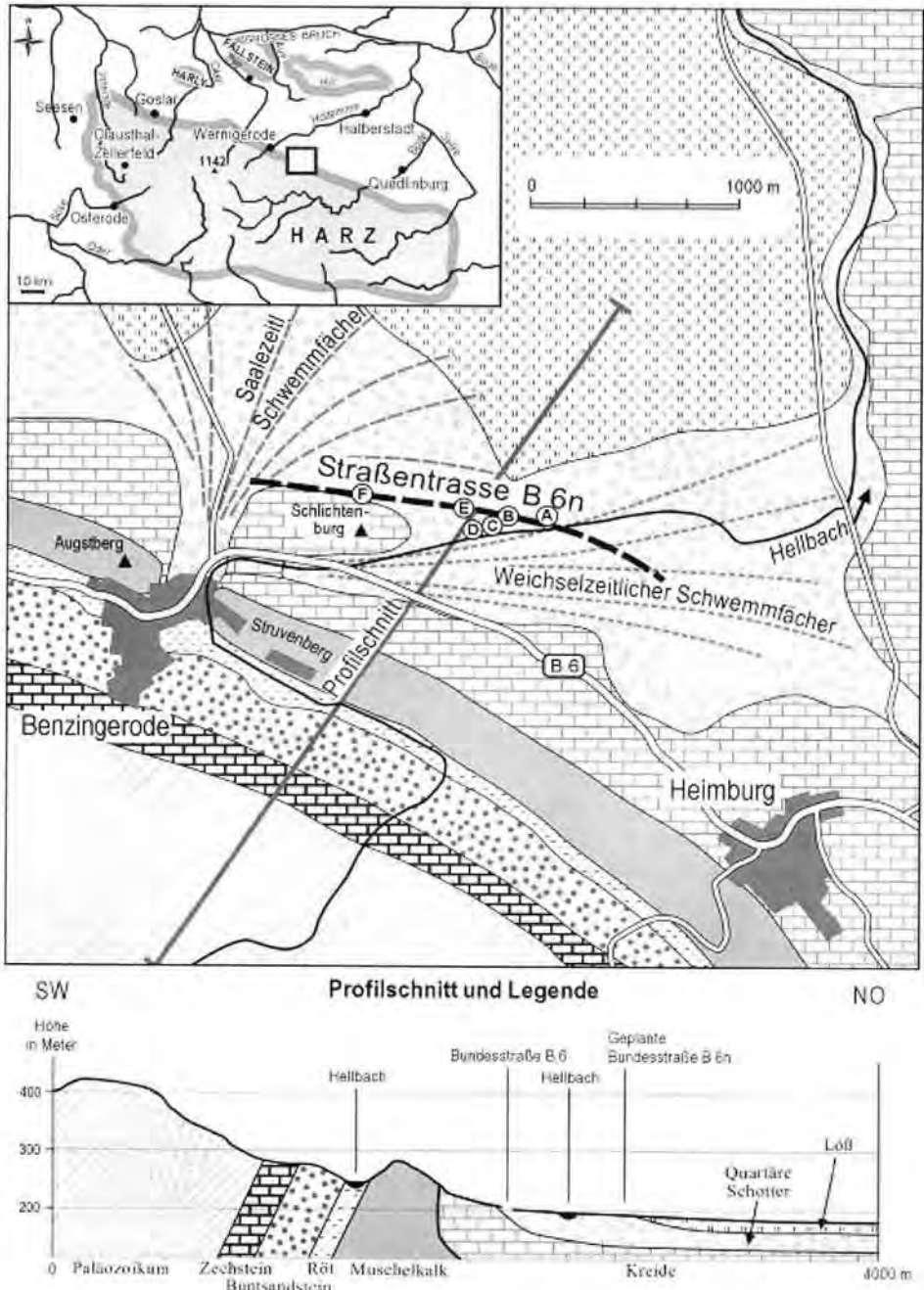


Abb. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit Lage der Grabungsflächen und vereinfachter Darstellung der Geologie.

Fig. 1: Map of the investigation area including geology and the location of the excavation areas and profiles.

2 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet selbst befindet sich in ca. 200 m ü. NN im Vorland des Harzes (Abb. 1). Die aussagekräftigsten Aufschlüsse fanden sich auf dem jungpleistozänen und holozänen Schwemmfächer des Hellbaches. Dessen Einzugsgebiet oberhalb der Straßenstrasse mit einer Größe von ca. 1,8 km² reicht bis in den Harz hinein und erreicht Höhen bis 478 m ü. NN, der Quellbereich des Hellbachs befindet sich in 448 m ü. NN. Da die fluvialen Sedimente des Schwemmfächers aus dem oberen Einzugsgebiet stammen, sollen im folgenden kurz dessen Geomorphographie und Geologie dargelegt werden. Weitere Details zur Geologie und Tektonik finden sich bei KNAPPE & TRÖGER (1988) sowie SCHROEDER et al. (1913).

Im Oberlauf des Hellbaches, der sich als Kerbsohlental mit steilen Talflanken dem variskischen Streichen folgend in die Haupt- und Randrumpffläche des Harzes eingeschnitten hat, dominieren paläozoische Gesteine. In die Talsohle der Niederterrasse hat sich der Hellbach hier bis zu 5 m eingeschnitten. Am Harzrand, seinen bisherigen Lauf folgend, durchbricht er die Gesteine des Zechsteins und des Unteren und Mittleren Buntsandsteins. Diese sind, wie die folgenden mesozoischen Schichten, durch die Harzhebung aufgerichtet worden und bilden gemeinsam die dem Harz vorgelagerte Aufrichtungszone. Im Oberen Buntsandstein verlässt der Hellbach seinen bisherigen östlichen bis nordöstlichen Verlauf, knickt ab und fließt, dem Ausstrich des Röts folgend, in einem subsequenten Muldental bis Benzingerode harzrandparallel weiter. Auf der rechten Seite des Hellbaches schließt sich mit dem Struvenberg ein aus Formationen des Muschelkalkes sowie des Unteren und Mittleren Keupers aufgebauter Schichtkamm an. Nach einer Diskordanz folgen im Harzvorland flachlagernde Gesteine der subherzynen Kreidemulde, die von unterschiedlich mächtigen quartären Lockersedimenten bedeckt sind. Bei

Benzingerode durchbricht der Hellbach den Schichtkamm und fließt in ostnordöstliche Richtung zwischen Struvenberg und Schlichtenburg in das eigentliche Harzvorland ab (Abb. 1). Hier beginnen der pleistozäne und holozäne Schwemmfächer des Hellbaches. Zur Saale-Kaltzeit entwässerte der Hellbach von Benzingerode aus direkt in nördliche bis nordöstliche Richtung. Der zugehörige Schwemmfächer ist auf die Mittelterrassenfläche der Holtemme eingestellt (REINECKE & LEHMKUHL 2002). Erst in einer folgenden Erosionsphase wurde der heutige Abflussweg des Hellbachs weiter östlich zwischen den Rücken von Schlichtenburg und Struvenberg geschaffen. In diesem Bereich befinden sich mehrere Meter mächtige wechsellagernde Ablagerungen über anstehenden Kreidesedimenten. Diese kaltzeitlichen Sedimente sind in wechselnden Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern Löss oder Schwemmlöss überdeckt. Dies ist besonders im Westen unterhalb der Schlichtenburg sowie im Ostteil der Grabungstrasse der Fall. Nur im westlichen Teil der Trasse unterhalb der Schlichtenburg (Abb. 1) stehen mesozoische Sedimente an der Oberfläche an. Hier verzahnen sich Schotterablagerungen mit Solifluktionsmaterial des anstehenden Kreidemergels.

Im Untersuchungsgebiet haben sich im Holozän bei durchschnittlichen Jahresniederschlägen von 521 mm/a (BOER 1966) Braunerden oder Parabraunerden entwickelt. Lediglich auf mächtigeren Lössablagerungen hatten sich Schwarzerden gebildet, von denen heute noch Reste erhalten sind. Im Laufe des Holozäns hat der Hellbach einen weiteren Schwemmfächer geschaffen, der jedoch nur eine Breite von maximal 200 m aufweist. Dieser ist aus unterschiedlichen Sedimenten aufgebaut, die im folgenden näher erläutert werden. Dabei wird das Verwitterungsmaterial aus dem Harz selbst im Oberlauf aufgrund des größeren Gefälles größtenteils nur durchtransportiert. Im Vorland, insbesondere im Bereich des Zechsteins und der Verflachung vor dem Schichtkamm des

Muschelkalks, besteht jedoch die Möglichkeit der Zwischenspeicherung von Lockermaterial. Dieses kann dann bei einem größeren Niederschlagsereignis wieder remobilisiert werden. Die Straßentrasse schneidet den weichselzeitlichen und holozänen Schwemmfächer in einem Winkel von 40° bis 70°. Die Oberfläche der Trasse ist nur schwach geneigt und fällt mit durchschnittlich etwa 2% nach Ost bis Nordost ein. Eine Ausnahme bildet ein Bereich unterhalb der Schlichtenburg, wo eine kleine Hohlform (Abb. 1: Fläche F) geschnitten wird.

3 Methodik

Neben geomorphologischen Kartierungen wurde eine bodenkundlich-sedimentologische Aufnahme der Aufschlüsse vorgenommen, die die archäologischen Aufnahmen begleitete und ergänzte. Es wurden mehrere Profile und Gruben auf insgesamt 6 Ausgrabungsflächen (A – F in Abb. 1) aufgenommen. Da im Folgenden aus jeder dieser Flächen jeweils nur ein Profil behandelt wird, sollen diese ebenfalls mit A bis F bezeichnet werden. In den zahlreichen Aufschlüssen von teilweise über 100 m Länge wurde zunächst versucht, die Sedimente unter Berücksichtigung fazieller Übergänge stratigraphisch-genetisch eindeutig zu trennen. Aufgenommen wurden Bodenart und -farbe, Lagerungsverhältnisse, Petrographie und Zurrundungsgrad der Schotter sowie das eventuelle Vorhandensein von Kalkablagerungen an den Schottern. Ebenfalls von Bedeutung war das Vorhandensein von Knochenresten und Holzkohlen in den Sedimenten. So konnten einzelne Schichten verschiedener Aufschlüsse parallelisiert und stratigraphisch eingeordnet werden. Aus feinmaterialreichen Sedimentschichten wurden Proben entnommen, um weitere Untersuchungen im Labor zu ermöglichen. Bodenkundliche Analysen, wie Korngrößenzusammensetzung sowie Kalk- und Humusgehalte (vgl. LESER 1977), wurden am Institut für Bodenwissenschaften der Universität Göttingen

und am Geographischen Institut der RWTH Aachen durchgeführt. Verschiedene chronometrische (^{14}C und Lumineszenz) und relative Datierungen (Auswertung archäologischer Befunde) sollten neben dieser morphostratigraphischen Einordnung der Sedimente diese chronostratigraphisch einstufen. Dabei wurde eine Holzkohlenprobe im Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Christian-Albrechts-Universität Kiel mittels der Radiocarbonmethode datiert (vgl. GEYH 1983). Fünf weitere Sedimentproben wurden gemeinsam mit U. RADTKE und A. HILGERS (Geographisches Institut der Universität zu Köln) für eine Datierung mittels optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) entnommen.

Diese strahlendosimetrische Altersbestimmungsmethode ermöglicht die Datierung der letztmaligen Sonnenlichtexposition eines Sedimentes und damit in der Regel den Zeitpunkt der letzten Verlagerung (ausführliche Darstellungen der Methode u.a. in WAGNER 1995 und AITKEN 1998). Die wichtigsten Quellen der natürlichen Radioaktivität in Sedimenten sind die Bestandteile der Uran- und Thorium-Zerfallsreihen sowie das Isotop $^{40}\text{Kalium}$. Die zur Berechnung der jährlichen Strahlendosis im Sediment (Dosisleistung angegeben in Gy/ka) erforderlichen Radionuklidgehalte wurden mittels Neutronen-Aktivierungs-Analyse (NAA, durchgeführt in den Becquerel Laboratories in Sydney, Australien) bestimmt und sind in Tab. 1 aufgeführt. Bei der Dosisleistungsberechnung wurde weiterhin der Anteil der kosmischen Höhenstrahlung in Abhängigkeit von der Probeentnahmetiefe nach PRESCOTT und HUTTON (1994) berücksichtigt. Da ionisierende Strahlung in Sedimenten mit wassergefüllten Bodenporen stärker absorbiert wird als durch einen luftgefüllten Porenraum, ist der Bodenwassergehalt eine wichtige Einflussgröße bei der Berechnung von Lumineszenzaltern. Der Unsicherheit bei der Rekonstruktion der Feuchteverhältnisse über den gesamten Ablagerungszeitraum von hier mehreren tausend Jah-

Tab. 1: Zusammenfassung der Ergebnisse der Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) zur Bestimmung der Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte, der Dosisleistungsberechnung, der Paläodosismessung und der resultierenden Lumineszenzalter

Labor-Nr.	Probe	Uran (ppm)	Thorium (ppm)	Kalium (%)	Wassergehalt	Tiefe u. GOK (m)	Dosisleistung ¹ (Gy ka ⁻¹)	Paläodosis (Gy)			OSL-Alter ¹ (ka)			Max. Altersbereich (ka) unter Annahme schwankender H ₂ O-Gehalte zw. 10 & 30 Gew.-%		
								MAA ² IRSL	SAR ³ IRSL	post-IRSL	MAA ² IRSL	SAR ³ IRSL	post-IRSL	MAA ² IRSL	SAR ³ IRSL	post-IRSL
C-L1115	LK6	2,67 ±0,29	25,7 ±1,3	2,33 ±0,12	22,8 ±0,6	2,20	5,85 ±0,53	42,1 ±1,7	46,7 ±2,4	39,7 ±2,0	7,2 ±0,7	8,0 ±0,8	8,1 ±0,6	7,2 ±1,4	8,0 ±1,6	8,1 ±1,4
C-L1116	LK7	2,87 ±0,32	26,6 ±1,3	2,43 ±0,12	18,5 ±0,5	2,20	6,10 ±0,56	57,1 ±11,1	45,8 ±2,3	39,8 ±2,0	9,3 ±2,0	7,5 ±0,8	7,8 ±0,6	9,3 ±2,9	7,5 ±1,5	7,8 ±1,3
C-L1117	LK8	2,45 ±0,27	16,4 ±0,8	2,23 ±0,11	24,4 ±1,0	1,30	4,71 ±0,39	20,1 ±4,2	14,8 ±0,8	15,2 ±0,8	4,3 ±0,3	3,1 ±0,3	3,8 ±0,3	4,3 ±1,4	3,2 ±0,6	3,8 ±0,6
C-L1118	LK9	2,79 ±0,31	15,4 ±0,8	2,23 ±0,11	22,3 ±0,2	1,26	4,73 ±0,40	15,3 ±0,7	13,3 ±0,7	13,3 ±0,7	3,2 ±0,3	2,8 ±0,3	3,3 ±0,2	3,2 ±0,6	2,8 ±0,6	3,3 ±0,5
C-L1119	LK10	2,45 ±0,27	25,2 ±1,3	2,38 ±0,12	21,7 ±0,3	1,35	5,77 ±0,52	n.b.	44,2 ±2,2	40,4 ±2,0	n.b.	7,7 ±0,8	8,3 ±0,6	n.b.	7,7 ±1,5	8,3 ±1,4

¹ Berechnung der Dosisleistung und des Modellalters unter Berücksichtigung einer angenommenen Bodenfeuchte von 20 Gew.-% und der Entnahmetiefe² MAA: Multiple-Aliquot Verfahren, Additive Bestrahlungstechnik, IRSL= Infrarot stimulierte Lumineszenz³ SAR: Single-Aliquot Verfahren, Regenerative Bestrahlungstechnik; Berechnung der Dosisleistung für den post-IRSL Datensatz erfolgte nach ROBERTS & WINTLE (2001) mit einem geringeren Alphaeffektivitätsfaktor von 0,04 0,02 als für den IRSL-Datensatz (0,09 0,03), Anzahl der Einzelmessungen je Probe: LK6=17, LK7=12, LK8=5, LK9=20, LK10=12

n.b.= nicht bestimmbar

ren wurde dadurch Rechnung getragen, dass die Modellalter für verschiedene Szenarien berechnet wurden. Der maximale Altersbereich, der sich unter Annahme von $\pm 50\%$ vom aktuellen Wassergehalt schwankenden Werten ergibt, ist in Tab. 1 (letzte Spalte) wiedergegeben. Die Paläodosis (angegeben in Gy) als Maß für die im einzelnen Mineralkorn eines Sedimentes seit der letzten Belichtung akkumulierten Strahlendosis wurde an der polymineralischen Feinkornfraktion (4-11 μm) ermittelt. Die wichtigsten Schritte der Probenaufbereitung sind z.B. in LANG et al. (1996) beschrieben. Zwei unterschiedliche Methoden zur Paläodosismessung kamen zur Anwendung; die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengefasst. Zunächst wurden alle Proben nach dem Multiple-Aliquot-Verfahren mit additiver Bestrahlungstechnik (MAA, AITKEN 1998) gemessen. Ausgewertet wurde hier die 410 nm Emission der infrarot stimulierten Lumineszenz (IRSL) (LANG et al. 1996, AITKEN 1998). Da die ermittelten Paläodosismesswerte zum Teil beträchtliche Fehler aufwiesen oder eine Berechnung nicht möglich war (Probe LK10), wurden die Proben darüber hinaus auch nach dem von BANERJEE et al. (2001) und ROBERTS & WINTLE (2001) beschriebenen Single-Aliquot-Verfahren mit regenerativer Bestrahlungstechnik (SAR) datiert. Dieses Messprotokoll ermöglicht die Auswertung zweier Lumineszenzsignalkomponenten, die infrarot stimulierte Lumineszenz (IRSL) und eine unmittelbar im Anschluss daran (post-IRSL in Tab. 1) gemessene, mit blauem Licht angeregte Lumineszenzemission. Im Gegensatz zur mittlerweile breiten Anwendung des SAR-Verfahrens für Quarze der Sandfraktion (siehe z.B. Quaternary Science Rev. Vol. 20 (5-9)) liegen bislang nur wenige Veröffentlichungen zur Sing-

le-Aliquot-Datierung der Feinkornfraktion vor. Im Falle der hier bearbeiteten Proben konnte dieses noch junge Messverfahren erfolgreich angewendet werden. Dies belegt sowohl die sehr gute Reproduzierbarkeit der Einzelmessungen, wie auch die gute Übereinstimmung der auf den beiden unterschiedlichen Signalkomponenten beruhenden Alter (siehe Tab. 1). Betrachtet man die gewichteten Mittelwerte der beiden Altersdaten (SAR-IRSL und SAR post-IRSL in Tab. 1), so ergibt sich eine gute Altersübereinstimmung aller jeweils aus einer Schicht entnommenen Proben: für die Sedimente unterhalb des schwarzen Bodens $8,1 \pm 1,0$ ka (LK6), $7,7 \pm 1,0$ ka (LK7) und $8,1 \pm 1,0$ (LK10), für die überlagernden Sedimente $3,5 \pm 0,4$ ka (LK8) und $3,1 \pm 0,4$ ka (LK9). Darüber hinaus stimmen die Ergebnisse der Single-Aliquot-Datierung mit den Multiple-Aliquot-Altern innerhalb der Fehlergrenzen überein, liefern jedoch z.T. präzisere Daten.

4 Ergebnisse

In mehreren Profilen und Gruben konnten Eiskeilpseudomorphosen beobachtet werden. Diese dienten zur Differenzierung von holozänen und pleistozänen Sedimenten. Die deutlichste Eiskeilpseudomorphose fand sich im Profil B (Abb. 2). Im 28 m langen Profil E fanden sich fünf meist nur wenige cm breite, aber bis zu 120 cm tiefe Eiskeilpseudomorphosen. Eine der Eiskeilpseudomorphosen beginnt direkt unterhalb des Pflughorizontes, so dass sich in diesem Fall die (erhaltenen) holozänen Sedimente auf die obersten 30 cm beschränken. Ein weiteres Indiz für ein kaltzeitliches Alter der Sedimente kann die Präsenz von primärem Lössmaterial geben. In vielen Aufschlüssen war Löss in Form von dünnen Lagen in den Schottern festzustellen. An anderen Stellen war der Löss auch mittels Kryoturbation in mehrere dm mächtige Taschen eingearbeitet (Abb. 3). In Pfosten- und Vorratsgruben fanden sich

verbreitet Reste von schwarzem Bodenmaterial. Im Geoprofil der Fläche A fand sich in ca. 2 m Tiefe ein gekappter, schwarzer, humoser, stark toniger Horizont (Abb. 4) über einem schluffigen, leicht tonigen Material. Bei dem schwarzen Horizont fielen besonders die Färbung und der hohe Tongehalt auf (40% gegenüber 16% im vermeintlichen Ausgangssubstrat). Bioturbation und Tonverlagerung waren stellenweise deutlich zu sehen. Holzkohlereste waren fein im Boden verteilt, größere Ansammlungen jedoch selten. Um das Alter des Bodens zu bestimmen und Hinweise darauf zu erhalten, ob eventuell mit menschlichen Artefakten zu rechnen war, wurde eine ^{14}C -AMS-Datierung an Holzkohle durchgeführt. Sie ergab ein kalibriertes ^{14}C -Alter von 5615-5474 Jahren v. Chr. (KIA 15034). Der schwarze Horizont wies verbreitet Brandlehm auf (Abb. 5). Dabei konnte teilweise eine Zweilagigkeit des Brandlechmes festgestellt werden. Archäologische Funde konnten nicht gemacht werden, abgesehen von einem Stück dublierten Kupferdrahtes. Im Profil der Fläche B war ein ähnlicher Horizont aufgeschlossen. Dieser und das liegende Substrat waren jedoch gröber zusammengesetzt und zeigten eher eine Sandlösszusammensetzung. Zur Bestimmung des Ablagerungsalters wurden aus dem schluffigen Sediment des Profils der Fläche A zwei Proben für OSL-Datierungen entnommen (LK6/C-L1115 bzw. LK7/C-L1116, Abb. 4). Eine weitere Probe wurde aus dem Profil der Fläche B gewonnen (LK10/C-L1119). Die Ergebnisse der Datierungen zeigen vergleichbare Alter: Die Proben der Fläche A ergaben Single-Aliquot-Alter (gew. Mittel der SAR-Alter) von $8,1 \pm 1,0$ ka bzw. $7,7 \pm 1,0$ ka. Die Probe von Fläche B wurde auf $8,1 \pm 1,0$ ka datiert. Der schwarze Boden war gekappt und in weiten Bereichen von groben Sedimenten überlagert. Die Mächtigkeit dieser Sedimente beträgt im Geoprofil 1 der Fläche A mindestens 60 cm. Am Beginn dieses Profils liegt dem schwarzen Horizont (getrennt durch ein dünnes Kiesband) jedoch auf wenigen Metern noch eine Schicht braunen Feinmaterials auf. Aus dieser Schicht

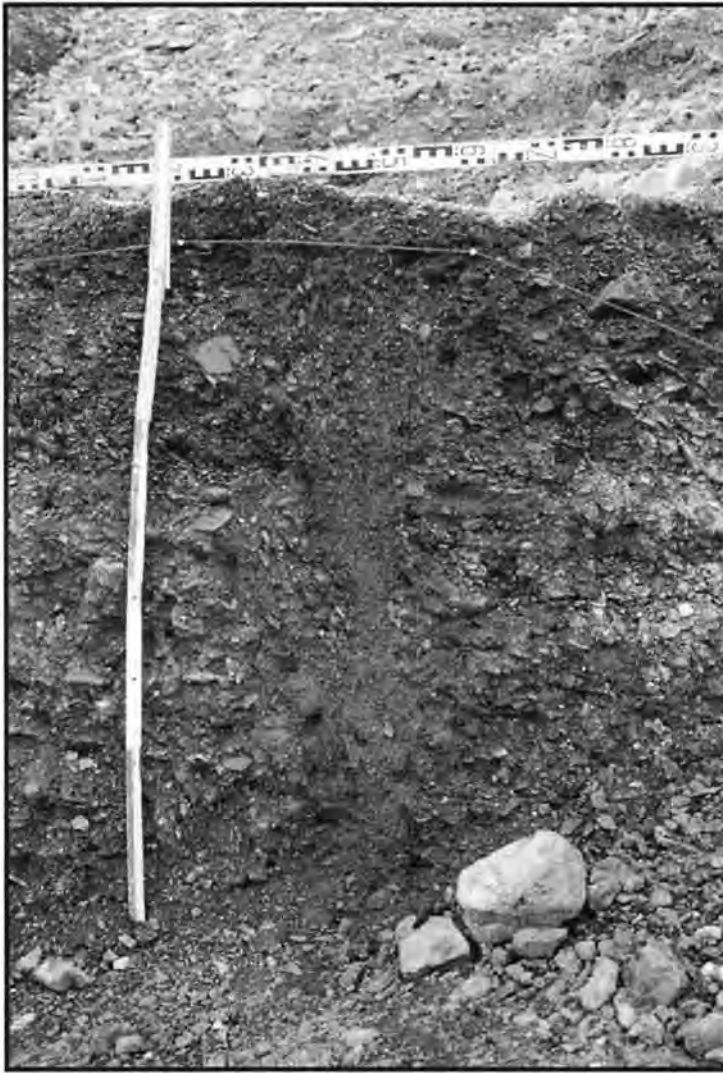


Abb. 2: Eiskeilpseudomorphose (ca. 1 m tief) im Profil der Fläche B als Beleg für einen Permafrostboden. Angelegt ist die Eiskeilpseudomorphose in pleistozänen Schottern des Hellbach-Schwemmfächers. Layerweise ist den Schottern auch Löss beigemischt. Aufnahme am 4.10.01.

Fig. 2: Late Pleistocene gravel of the alluvial fan of the Hellbach with an ice wedge cast of approx. 1 m in profile B as indication for Pleistocene permafrost conditions.

wurden ebenfalls 2 Sedimentproben zur OSL-Datierung (LK8/C-L1117 bzw. LK9/C-L1118, Abb. 6) entnommen. Das Ergebnis datiert die Ablagerung dieser Sedimente auf $3,5 \pm 0,4$ ka und $3,1 \pm 0,4$ ka (gew. Mittel der SAR-Alter). Die verbreiteten Grobsedimente werden von einer meist 10-20 cm mächtigen feinmaterialreichen Sedimentschicht überlagert. Diese Schicht

wird lediglich von einzelnen Rinnen durchschnitten. Das Material besitzt überwiegend eine dunkelbraune Farbe. Ob sich in dem Material nach Ablagerung ein Boden entwickelt hat, oder ob es sich um verlagertes Bodenmaterial handelt, ist unklar, jedoch waren in dieser Schicht zahlreiche kaiserzeitliche Funde und Befunde vorhanden.



Abb. 3: Lössstaschen in pleistozänen Schottern aufgeschlossen in einer Fundgrube im Ostteil der Grabungstrasse. Lößmaterial wurde durch Kryoturba­tion in den Boden eingearbeitet und anschließend von Grobmaterial überdeckt. Aufnahme am 3.10.01.

Fig. 3: Profile on the eastern part of the section E. Pleistocene gravel including small loess filled pockets caused by cryoturba­tion. Coarser sediments cover this layer.

Überlagert wird die kaiserzeitliche Fundschicht wiederum von gröberen Sedimenten. Abgeschlossen wird die Sedimentation von zum Teil mächtigen, feinkörnigen Auelehmen. Dabei ist unterschiedlich deutlich eine Zweiphasigkeit der Auelehmsedimentation zu erkennen. Stellenweise werden die Auelehme auch durch ein dünnes Kiesband getrennt. Der ältere Auelehm ist meist etwas dunkler. Im Gegensatz zu den vorher abgelagerten Sedimenten sind die Auelehme wesentlich feinkörniger. Teilweise sind sie nahezu skelettfrei.

Zwischen Auelehm und den unterlagernden Sedimenten ist teilweise deutlich eine Erosionsdiskordanz zu erkennen (Abb. 7). In einem Aufschluss nahe des Feldweges (Fläche D) war zudem eine 2 m tiefe und steile Rinne mit dem Auesediment verfüllt. Auf Fläche A wurden an der Basis des jüngsten Auelehms im Übergang zu den unterlagernden Grobsedimenten mittelalterliche Scherben gefunden. In den jüngsten Auelehm waren Rinnen mit ziegel- und kalksteinreichem Schotter eingeschnitten. Auf Fläche C war eine Hügelgrabanlage mit

Kreisgraben aus der Bronzezeit freigelegt. Der Grabhügel war nach seiner Aufschüttung gekappt worden. In unmittelbarer Nähe zum Grabhügel wurde mit dem Profil eine ca. 1,7 m tiefe Rinne durchschnitten (Abb. 8). Diese war seitlich mit Bodenmaterial ausgekleidet, das wahrscheinlich vom ehemaligen Grabhügel abgeschwemmt wurde. Eine Bodenbildung in situ scheidet aufgrund der scharfen Grenze zum unterlagernden Material als Erklärung aus. Nachfolgend wurde die Rinne mit groben Sedimenten aufgefüllt, unterbrochen von einer Schicht braunen Feinmaterials. Das braune Feinmaterial in der Rinne am Kreisgraben des Hügelgrabes ähnelt von der Korngrößenzusammensetzung her sehr stark dem Material, das am westlichen Ende des Profils A dem schwarzen Horizont (s.o.) auf wenigen Metern aufliegt.

Am westlichen Ende der Grabungstrasse befindet sich, wie eingangs erwähnt, eine kleine Hohlform (Fläche F). Nach Süden und Westen steigt das Gelände deutlich, nach Norden leicht an. Im Untergrund verzahnen sich anstehender Kreidemergel und die daraus hervorgegangene



Abb. 4: Frühholozäner Boden unter ca. 2 m Schwemmfächersedimenten der Fläche A. Eingezeichnet sind die Entnahmestellen für ^{14}C - und OSL-Proben. Die Holzkohle wurde auf 5615–5474 Jahre v. Chr. datiert, die Sedimentproben ergaben ein Lumineszenz-Alter von $8,1 \pm 1,0$ ka bzw. $7,7 \pm 1,0$ ka. Aufnahme am 29.10.01.

Fig. 4: Early Holocene soil covered by 2 m alluvial fan sediments (profile A). The radiocarbon and luminescence sample sites are indicated. Charcoal within this layer was dated to 5615 – 5474 BC. The sediment was dated by luminescence to $8,1 \pm 1,0$ ka and $7,7 \pm 1,0$ ka (7150 to 5150 BC / 6650 to 4650 BC).

weichselzeitliche Solifluktsionsdecke mit dem vermutlich saalezeitlichen Schotterkörper. Die Hohlform ist mit kolluvialem Material aufgefüllt worden. Am östlichen Ende des Profils waren noch deutlich der in den Ausgangssubstraten entwickelte Boden sowie durch unterschiedliche Färbung verschiedene Schichten bzw. Horizonte zu differenzieren (Abb. 9). Im weiteren Verlauf des Profils nach Westen setzt der Boden jedoch sprunghaft aus und der Solifluktsionsdecke liegt ein Pflaster auf. Das Kolluvium erscheint hier nahezu homogen und erreicht eine maximale Mächtigkeit von 1,60 m. In dem Pflaster gefundene völkerwanderungszeitliche Funde waren durch das Kolluvium überdeckt worden.

5 Interpretation und Diskussion

Aus den oben beschriebenen Befunden lassen sich Rückschlüsse auf die Landschaftsgeschichte des Gebietes ziehen.

Die ältesten Sedimente stammen aus der letzten Kaltzeit. Die beobachteten Eiskeilpseudomorphosen sind eindeutig als Zeugen eines glazialen bzw. spätglazialen (möglicherweise Dryas-zeitlichen) Permafrostbodens zu deuten. Die Tatsache, dass die Eiskeilpseudomorphosen in unterschiedlicher Tiefe vorkommen, weist darauf hin, dass es Wechsel zwischen Phasen mit fluvialer Aktivität ohne Eiskeilentwicklung und Phasen der Eiskeilentwicklung mit weitgehender Inaktivität der fluvialen Prozesse gab. Der oftmals nur lagenweise oder als Matrix in grobe Sedimente eingearbeitete Löss gibt ebenfalls Hinweise auf abschnittsweise feuchte Verhältnisse. Gleiches gilt für die beschriebenen Lössaschen mit Kryoturbation (Abb. 3).

Nach Abschluss der pleistozänen Sedimentation begann im Zuge der Klimaverbesserung und der Wiederansiedlung von Vegetation eine Bodenbildung in den vorhandenen Sedimenten. Anzunehmen ist, dass sich verbreitet Schwarzerden auf Substraten mit unterschied-



Abb 5: Brandlehm in schwarzem Horizont der Fläche A. Teilweise konnte eine Zweilagigkeit des Brandlechmes festgestellt werden. Ob der Brandlehm von natürlichen Feuern oder von menschlicher Bewirtschaftung herrührt ist unklar. Aufnahme am 20.11.01.

Fig. 5: Burnt loam in black horizon of profile A. In some parts the loam can be divided in two different layers. If the burnt loam is of natural or human origin is uncertain.

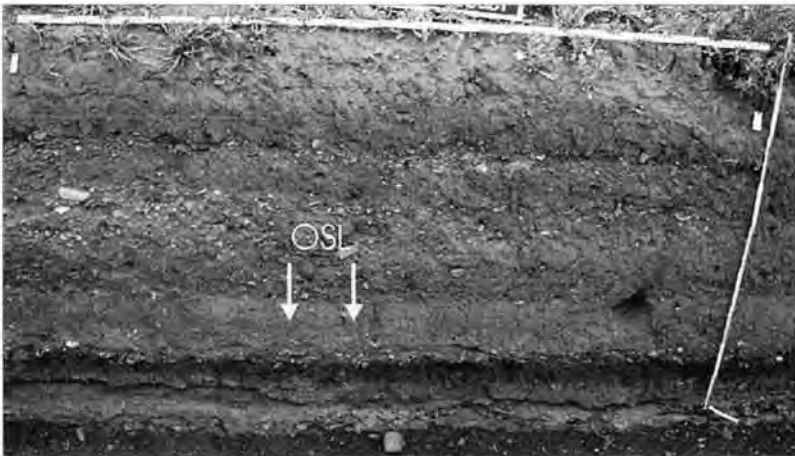


Abb. 6: Sedimentschichtung und Probenahmestellen am westlichen Ende von Profil A. Der schwarze Horizont wird hier, getrennt durch ein Kiesband, von ca. 10 cm eines schluffigen Feinmaterials überlagert. Die Proben aus dieser Schicht ergaben ein Lumineszenz-Alter von $3,5 \pm 0,4$ ka bzw. $3,1 \pm 0,4$ ka. Aufnahme am 13.8.01.

Fig. 6: Different sediments and sample sites at the western end of section A. The black horizon is – divided by a small layer of pebbles – covered by 10 cm of silty material. Luminescence samples of this layer date to $3,5 \pm 0,4$ ka and $3,1 \pm 0,4$ ka, respectively.



Abb. 7: Aufnahme von Fläche A am 15.8.01: Weichselzeitliche Schotter mit Resten eines Bodens werden diskordant von Auelehm überlagert. In den Schottern ist eine zweiphasige Eiskeilpseudomorphose angelegt. Der Auelehm ist von jüngeren Rinnen zerschnitten, die kalkstein- und ziegelreiche Schotter enthalten.

Fig. 7: Picture of excavation field? A taken on August 15th 2001. Weichselian gravel including remnants of the black horizon was non-conform covered by meadow loam. There are two formation periods of ice wedge casts within these gravels. In the loamy layer on top are some erosion gullies filled with gravels formed from bricks and limestone

lichem Feinmaterialanteil (Lössbeimischung) entwickelt haben. Zwar finden sich heute nur noch dort, wo sich flächig Löss erhalten hat, geringe Reste dieser Schwarzerden, jedoch deuten die Reste schwarzen Bodenmaterials in Pfosten- und Vorratsgruben auf eine größere Ausdehnung der Schwarzerden hin.

Für die Deutung der unter den Sedimenten des holozänen Schwemmfächers vorgefundenen Reste schwarzer Horizonte sowie des schluff-

figen Sedimentes im Liegenden gab zunächst die Auswertung der Literatur Hinweise. Aus Untersuchungen der Auen größerer Flüsse sind ähnliche Substrate und Böden bekannt. Bereits NEUMEISTER (1964) beschreibt einen zweiphasigen „Tallehm“ an Pleiße und Elster, für den „spätpleistozänes bis frühholozänes“ Alter angenommen wird. WILDHAGEN (1972) untersuchte im Leinetal einen lößbürtigen „Schluff-Lehm“ und stellte diesen in die Jüngere Dryas. Einen

„Schwemmlöss“ konnte PRETSCH (1994) im mittleren Leinetal nachweisen, dessen Sedimentation spätestens im Präboreal abgeschlossen war. DRESCHHOFF (1974) beschreibt aus dem mittleren Okertal einen älteren „Auelehm“, der, palynologisch datiert und durch eine Erosionsphase unterbrochen, vom ausgehenden Spätglazial bis ins Boreal sedimentierte. Wiederum Dryas-zeitliches Alter wies LIPPS (1988) dem „Hochflut/Tallehm“ zu, den sie im Tal der Weser nachweisen konnte.

Bezüglich des schwarzen Horizontes werden aus vielen mitteleuropäischen Flussgebieten vergleichbare Befunde beschrieben (z. B. NEUMEISTER 1964, WILDHAGEN 1972, ANDRES 1998). Diese Horizonte sollen sich laut RITTWEGER (2000) bei hohem Grundwasserspiegel unter einer geschlossenen Auwaldvegetation gebildet haben. Der hohe Tongehalt wird allgemein dadurch erklärt, dass über längere Zeit Feinmaterial von angrenzenden Schwarzerden erodiert wurde: „Die relative Ton- und Humusanreicherung in den Umlagerungsprodukten der A-Horizonte hat ihre Ursache in erster Linie in den Entmischungs-Prozessen während des Erosionsvorganges, d.h. in der Trennung der Ton-Humus-Komplexe vom Schluff“. Während am Ort der Erosion „grauer Schluff zurückbleibt“, werden „die stabileren weniger dichten Schluff-, Ton- und Humusaggregate weiter transportiert“ WILDHAGEN (1972: 17). Während RITTWEGER als Liefergebiet auch Schwarzerden außerhalb der Aue annimmt, geht WILDHAGEN lediglich von Umlagerungsprozessen innerhalb der Aue aus. Der laut ANDRES (1998: 125) sogenannte „Schwarze Auenboden“ stellt damit eine morphodynamische Stabilitätsphase dar, deren Beginn in das Boreal (ca. 8000 bis 7000 v. Chr.) gestellt wird. Ihre Dauer bleibt hingegen unklar und scheint bei verschiedenen Flüssen unterschiedlich gewesen zu sein. Teilweise soll der „Schwarze Auenboden“ bis ins beginnende Subboreal (ab ca. 3500 v. Chr.) oder gar bis zur Eisenzeit oberflächenbestimmend gewesen sein.

Aus der Literaturlage konnte somit vermutet werden, dass es sich bei dem vorliegenden Boden um ein Äquivalent zum ‚Schwarzen Auenboden‘ handelt. Für das Ausgangssubstrat schien eine zeitliche Stellung in das Spätglazial wahrscheinlich (spät-kaltzeitlicher Hochflutlehm). Während die Datierung der Holzkohle (5615-5474 Jahre v. Chr.) diese Einordnung stützt, trifft dies auf die Datierung der Sedimentproben nur bedingt zu. Vorbehaltlich der Richtigkeit der OSL-Datierung wäre das Ausgangssubstrat der Böden kaum älter (rund 5910 v. Chr. bzw. $7,9 \pm 0,5$ ka, gew. Mittel aller gemessenen Daten des Ausgangssubstrates, $n = 8$) als die im Boden enthaltene Holzkohle. Auf jeden Fall konnte durch die Datierung die spätpleistozäne Genese des Sedimentes widerlegt werden. Aufgrund der Datierungsergebnisse kann vermutet werden, dass es sich bei dem schwarzen Horizont im wesentlichen um ein Bodensediment handelt, das in vergleichsweise kurzer Zeit sedimentierte. Der Horizont könnte durch Erosion der zu dieser Zeit wahrscheinlich bereits voll entwickelten (ALTERMANN & MANIA 1968) umliegenden Schwarzerden und Zusammenspülung des Materials im Auenbereich entstanden sein. Dabei könnten auch ältere Holzkohlen mitverlagert worden sein. Der in dem schwarzen Horizont nachgewiesene zweilagige Brandlehm weist allerdings auch auf Brände an Ort und Stelle hin. Zumindest ein Teil der Holzkohlen wäre demnach in situ entstanden. In welchem Umfang der Prozess der Bodenabspülung anthropogen induziert ist oder in den Zusammenhang mit dem feuchteren Atlantikum zu bringen ist, kann nicht abschließend entschieden werden. Jedoch muss in Analogie zu LITT (1988) und EISSMANN & LITT (1994) der Mensch seit dem Neolithikum, also dem frühen bis mittleren Atlantikum, als mittelbarer Auslöser für Bodenverlagerung im Altsiedelland angesehen werden.

In diesem Zusammenhang sei auch auf die aktuelle grundsätzliche Diskussion um die Genese von Schwarzerden verwiesen. Autoren



Abb. 8: Verfüllte Rinne nahe eines erodierten bronzezeitlichen Hügelgrabes auf Fläche C. Die Rinnenfüllung besteht aus – vermutlich vom Hügelgrab – abgeschwemmtem Bodenmaterial, groben Schottern sowie einer Lage Feinmaterial. Letzteres ähnelt dem datierten Feinmaterial im Profil A. Aufnahme am 22.11.01.

Fig. 8: Gully filled with sediments close to a bronze-age tomb on excavation field C. The sediments of the gully are colluvial silt, coarse gravel and layers of fine material. The fine material is similar to the dated silt in section A.

wie GEHRT, SCHMIDT und andere postulieren zumindest regional anthropogene durch Brandwirtschaftsweisen geschaffene Schwarzerden (u.a. SCHMIDT für Schwarzerden des Rheinlandes, GEHRT für Schwarzerden der Hildesheimer Börde, vgl. u. a. SCHMIDT et. al. 1998 und 1999). Die schwarze Färbung der Böden wird von den Autoren nicht auf schwarzen Humus, sondern auf das Vorhandensein von sog. ‚Black Carbon‘ zurückgeführt. Da bei dem vorliegenden Horizont eindeutig Feuer im Spiel gewesen ist, wird sich sicherlich auch hier ‚Black Carbon‘ finden. Dass dieser jedoch allein für die Färbung des Horizontes verantwortlich ist, darf angezweifelt werden. In diesem Zusammenhang bleibt ebenso fraglich, ob es sich bei den Feuern um natürliche Brände im damaligen Auenbereich oder um vom Menschen verursachte Feuer handelte. Nachgewiesen ist anhand der archäologischen Befunde lediglich ein wiederholtes menschliches Nutzen der Umgebung vom Neolithikum bis ins Mittelalter, was eine Siedlungskontinuität wahrscheinlich macht. Auch der gefundene dublierte Kupferdraht trägt nicht zur Klärung bei, da es sich um

ein jüngeres Produktionsverfahren handelt und das Stück nur nachträglich in den Boden gelangt sein kann. Würde sich eine anthropogene Genese des schwarzen Horizontes herausstellen, so stellt dies nicht zwingend die natürliche Genese der klassischen Schwarzerden der mitteleuropäischen Trockengebiete im Frühholozän (und im Alleröd, ALTERMANN & MANIA 1968) in Frage.

Nach Ende der Entwicklung oder Sedimentation des schwarzen Horizontes kam es zu einer oder mehreren größeren Überflutungen des damaligen Auebereichs. Zeitlich ist diese Sedimentationsphase zwischen den OSL-Daten der beprobten Feinmaterialschicht, die einen gewichteten Altersmittelwert aller bestimmten Alter für diese Schicht von rund 1280 v. Chr. ($3,3 \pm 0,3$ ka, $n=6$) ergeben, und der römischen Kaiserzeit einzuordnen, da kaiserzeitliche Funde in situ in der überlagernden Schicht gefunden wurden. Die OSL-Alter des datierten Feinmaterials sowie die Befunde nahe des Hügelgrabes auf Fläche C deuten auf ein spät- bis postbronzezeitliches Alter für die Überlagerung der datierten Schicht hin. Die Einschneidung



Abb. 9: Junges, postvölkerwanderungszeitliches bis 1,6 m mächtiges Kolluvium in leichter Senke auf Fläche F. An dieser Stelle des Profils lassen sich durch unterschiedliche Färbung verschiedene Schichten bzw. Horizonte differenzieren. Im unteren Teil des Profils sind zwei alte Oberflächen zu erkennen, die sich durch dunklere Färbung vom überlagernden Material unterscheiden. Der unterste dieser Horizonte beinhaltet zudem eine nestartige Ansammlung von Holzkohle. Im oberen Teil des Profils ist neben der Unterkante des rezenten Pflughorizontes noch die Unterkante eines älteren Pflughorizontes erkennbar. Aufnahme am 20.11.01.

Fig. 9: Young, about 1.6 m thick colluvial sediments in a small depression (section F). At this part of the section different layers and horizons can be derived by color. There are two fossil surfaces at the lower part of the profil. These surfaces are darker in color as the overlying sediments. The lowermost layer contains some concentrations of charcoal. In addition, there are two plough horizons in the upper part.

der Rinne am Kreisgraben kann mit der Erosion bzw. Kappung des schwarzen Bodens auf Fläche A parallelisiert werden, die Auffüllung der Rinne mit Grobmaterial entsprechend mit der Verschüttung der Reste des schwarzen Bodens. Das Feinmaterial in der Rinne am Kreisgraben sowie das datierte Feinmaterial im Profil A kann einer ruhigeren Phase innerhalb dieser Aktivitätsphase zugeordnet werden.

Nach der Aktivitätsphase mit Sedimentation des Grobmaterials muss die Transportkraft des Hellbachs wieder nachgelassen haben, so dass die Grobsedimente auf Fläche A von 10-20

cm feinmaterialreichem Sediment überdeckt werden konnten. Die zahlreichen kaiserzeitlichen in situ-Funde in diesem Material weisen eine weitere Stabilitätsphase nach. Diese wurde jäh beendet, wie die Erosionsdiskordanzen zu den überlagernden Auelehmen belegen. Der Ablagerung, zumindest des jüngeren Auelehms, muss eine starke flächige Abtragung infolge eines oder mehrerer extremer Hochflutereignisse vorausgegangen sein.

Die Mehrphasigkeit des Auelehms entspricht indes Befunden aus verschiedenen Flussauen Mitteleuropas, in denen teilweise auch mehr als

zwei Phasen der Auelehmbildung unterschieden werden können. Ein Zusammenhang mit der jeweiligen Besiedlungsgeschichte des Gebietes wird für wahrscheinlich gehalten (vgl. z.B. die Zusammenfassungen zur Auelehmforschung bei NEUMEISTER 1964 und NILLER 1998). Katastrophenartige Erosionsereignisse im späten Mittelalter beschreiben auch BORK (1985, 1988) bzw. BORK et al. (1998). Ursache sollen extreme Niederschlagsereignisse im Zusammenspiel mit der Rodung weiter Landschaftsteile gewesen sein. Für den Hellbach deuten die vom Auelehm verschütteten mittelalterlichen Funde ebenfalls auf eine spätmittelalterliche Sedimentation hin. Die ziegel- und kalkschotterreichen Rinnenfüllungen im Auelehm repräsentieren vermutlich den letzten Lauf des Hellbachs vor seiner Begradigung, die vermutlich Mitte des 19. Jh. stattgefunden hat.

Ergebnis vergleichsweise junger Prozesse dürfte auch das Kolluvium sein, das die Hohlform auf Fläche F unterhalb der Schlichtenburg auffüllt. Da völkerwanderungszeitliche Funde durch das Kolluvium überdeckt wurden, muss dessen Ablagerung jüngerem Datums sein. Die zwei alten Oberflächen am östlichen Ende des Profils könnten alte Laufhorizonte am Rande der damaligen (möglicherweise wassergefüllten) Senke repräsentieren.

Die Homogenität des Materials in der Mitte des Kolluviums lässt darauf schließen, dass das gesamte Kolluvium innerhalb eines vergleichsweise kurzen Zeitraumes abgelagert wurde. Als Herkunftsort des Materials kommt nur der nach Süden anschließende ca. 250 m lange Hang in Frage.

6 Fazit

Zusammenhang zwischen Landschaftsgeschichte und Besiedlung

Der Mensch scheint zumindest zeitweise einen größeren Einfluss auf Landschaftsentwicklung und Sedimentation gehabt zu haben. Während

über lange Zeit überwiegend grobe, skelettreiche Sedimente abgelagert wurden, wird die Sedimentation von feinkörnigen, teils nahezu skelettfreien Auelehmen abgeschlossen. Der Ursprung der groben Sedimente dürfte in den periglaziären Decklagen des Harzes im Einzugsgebiet des Hellbachs zu suchen sein. Die feinen Auelehme deuten dagegen auf eine flächenhafte Erosion gut entwickelter, feinmaterialreicher und vermutlich zumindest teilweise lössbürtiger Böden hin. Hierfür kommen neben den Flächen in unmittelbarer Nähe des untersuchten Schwemmfächers auch die Flächen im Bereich der dem Harz vorgelagerten Aufrichtungszone in Frage. Voraussetzung für die Erosion der Böden ist jedoch eine intensive Nutzung. Verbnungen im Ausstrich des Zechsteins und des Buntsandsteins könnten ackerbaulich genutzt worden sein, die Hänge dienten hingegen eventuell als Weidefläche. Ganze Systeme von Hohlwegen deuten im Einzugsgebiet des Hellbaches auf die bekannte intensive Nutzung der Wälder des Harzes hin. Neben der direkten Holzgewinnung und der Waldweide führte in den einzelnen Bergbauperioden die Gewinnung von Holzkohle und Grubenholz zu einer Übernutzung der Wälder des Harzes (u.a. HILLENBRECHT 1979). So scheint es auch möglich, dass der Ältere Auelehm des Hellbaches im Zuge der Rodungen der 1. Bergbauperiode von 900-1350 n. Chr. und der Jüngere Auelehm in der Bergbauphase der frühen Neuzeit (1451-1681 n. Chr.) sedimentierte, wie es auch DOBLER (1999) für die Selke nachweisen konnte.

Der Mensch war also durch eine mehr oder weniger vollständige Rodung im Mittelalter und der frühen Neuzeit möglicherweise der entscheidende Faktor für die Erosion der Böden und der Änderung der fluvialen Dynamik des Hellbaches. Für die Erosion kleiner Rinnen und deren Verlagerung auf dem Schwemmfächer in der Neuzeit (Ziegelgerölle!) können einzelne Hochwasserereignisse verantwortlich gemacht werden, wie sie auch BORK et al. (1998) für das südliche Harzvorland im 18./19. Jh. belegen.

Tab. 2: Chronostratigraphie von Sedimentation und Geomorphodynamik des Hellbaches

Zeitlicher Ablauf		Geomorphologische Aktivität (+ / -) und Prozesse	Befunde
H O L O Z Ä N	~ Mitte bis Ende 19. Jh.	Begradigung des Hellbach	
	Neuzeit	(+) Einschneidung kleinerer Rinnen	Ziegelreiche Rinnenfüllungen im jüngeren Auelehm
	Spätes Mittelalter (bis Neuzeit?)	+ Starke Rinnenerosion und anschließende Akkumulation von mächtigem Auelehm	Einschneidung von Rinnen Erosionsdiskordanzen Jüngerer Auelehm Kolluvium unterhalb der Schlichtenburg
	Mittelalter	(+) (Erosion und) Akkumulation von Auelehm	Älterer Auelehm
		+ Grobsedimentation	Überlagerung der kaiserzeitlichen Fundschicht
	Kaiserzeit	- Besiedlung, lange Zeit stabile Oberfläche, evtl. Bodenbildung	Kaiserzeitliche Funde in Situ
		(+) Ablagerung von Feinmaterial	Kaiserzeitliche Fundschicht
	Spät- bis postbronzezeitlich	+ Erosion, Akkumulation von Schottern und Feinmaterial	Zerschneidung des schwarzen Bodens, Kappung eines Urnengrabes (OSL-Alter Feinmaterial: ca. 1280 v. Chr. bzw. $3,3 \pm 0,3$ ka)
	Präboreal bis Atlantikum (Subboreal?)	- Schwarzerdebildung Auwaldvegetation?	Schwarzer Boden in lössähnlichem Sediment (OSL-Alter: ca. 5910 v. Chr. bzw. $7,9 \pm 0,5$ ka) Holzkohle ^{14}C cal: 5615-5474 v. Chr. Reste von Schwarzerden in Pfosten- und Vorratsgruben
PLEISTOZÄN	+/- Wechsel von trockeneren und feuchteren Phasen Dauerfrostboden Lössanwehung und -umlagerung	Unterschiedlich tiefe Eiskeilpseudomorphosen, Kryoturbation, Lösstaschen	

Die nachgewiesenen morphodynamischen Aktivitäts- und Stabilitätsphasen vor dem Mittelalter lassen sich aufgrund der aus den archäologischen Befunden zu vermutenden Siedlungskontinuität nicht einzelnen Siedlungsphasen zuordnen. Ob Aktivitätsphasen einen nennenswerten Einfluss auf die Besiedlung hatten, kann nur vermutet werden. In unmittelbarer Nähe des Hellbachs kam es jedenfalls mehrfach zur Überflutung bis dahin stabiler Oberflächen (Schwarzer Boden, kaiserzeitliche Fundschicht). Ob die Nutzung des bachnahen Bereichs durch die Überflutung abrupt beendet wurde, oder lediglich alte Siedlungsreste überspült wurden, bleibt offen. Ebenso die Frage in wie weit eine an die morphodynamischen Aktivitätsphasen möglicherweise geknüpfte Klimaverschlechterung Auswirkungen auch auf bachfernere Siedlungsaktivitäten hatte. Die archäologischen Funde und Befunde lassen hier jedoch auf einen eher geringen Einfluss schließen. Die Besiedlung des Schwemmfächers muss so attraktiv gewesen sein, dass die Überschwemmungsgefahr in Kauf genommen wurde. Selbst „Ungunstphasen“ scheinen den Menschen nie vollständig aus dem Gebiet verdrängt zu haben. Auch hierbei bleibt offen, ob diese „Ungunstphasen“ klimatischer Natur oder vom Menschen maßgeblich beeinflusst waren.

Ausblick

Tabelle 2 gibt einen Überblick über den derzeitigen Kenntnisstand zur Landschaftsgeschichte des Grabungsbereiches. Dabei muss betont werden, dass die oben ausgewiesenen Aktivitäts- und Ruhephasen keinen Anspruch auf Vollständigkeit stellen. Da sich die Rekonstruktion hauptsächlich auf Sedimente aus dem Bereich des holozänen Schwemmfächers stützt, ist zu beachten, dass es bei der komplexen Morphodynamik eines Schwemmfächers durchaus möglich ist, dass Zeugen weiterer Phasen bereits durch nachfolgende Ereignisse erodiert oder durch menschliche Aktivitäten zerstört wurden oder im Bereich der Grabungstrasse nicht geschnitten wurden. Weiterführende

Erkenntnisse könnte vor allem die weitere Auswertung der archäologischen Funde erbringen. Ihre Datierung und Zuordnung zu den einzelnen Sedimentschichten sowie weitere absolute Altersdatierungen von Sedimenten und Holzkohlen oder Knochen lassen eine weitere Differenzierung und Präzisierung des Sedimentationsgeschehens erwarten.

7 Schriftenverzeichnis

- AITKEN, M. J. (1998): An Introduction to Optical Dating – The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence. – Oxford University Press. 267 p., Oxford.
- ALTERMANN, M. & MANIA, D. (1968): Zur Datierung von Böden im mitteldeutschen Trockengebiet mit Hilfe quartärgeologischer und urgeschichtlicher Befunde. – *Thaer-Archiv*, **12** (7): 539-557; Berlin.
- ANDRES, W. (1998): Terrestrische Sedimente als Zeugen natürlicher und anthropogener Umweltveränderungen seit der letzten Eiszeit. – In: *Global Change – Konsequenzen für die Umwelt. Verhandlungen zum 51. Dt. Geographentag*, Bonn 1997: 118-133, Stuttgart.
- BANERJEE, S.D., MURRAY, A.S., BOETTER-JENSEN, L. & LANG, A. (2001): Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains. – *Radiation Measurements*, **33**: 73-93; Amsterdam.
- BELL, M & WALKER, M.J.C. (1992): Late quaternary environmental change – physical and human perspectives. New York.
- BÖER, W. (1966): Vorschlag einer Einteilung des Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik in Gebiete mit einheitlichem Großklima. – *Zeitschrift für Meteorologie*, **17**: 9-12: 267-275; Potsdam.
- BORK, H. R. (1985): Mittelalterliche und neuzeitliche lineare Bodenerosion in Südniedersachsen. – *Hercynia N.F.*, **22**, 3: 259-279;

- Halle (Saale).
- BORK, H. R. (1988): Bodenerosion und Umwelt. Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion: Bodenerosionsprozesse, Modelle und Simulationen. – *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, **13**, Braunschweig.
- BORK, H.R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H. P. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. Gotha.
- DOBLER, L. (1999): Der Einfluß der Bergbaugeschichte im Osthaz auf den Schwermetall-tiefengradienten in historischen Sedimenten und die fluviale Schwermetalldispersion in den Einzugsgebieten von Bode und Selke. – Diss. Univ. Halle; Halle (Saale).
- DRESCHHOFF, G.-E. (1974): Geologische Untersuchungen in den Holozänablagerungen des mittleren Okergebietes. – Diss. TU Braunschweig; Braunschweig.
- EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Klassische Quartärfolge Mitteldeutschlands von der Elstereiszeit bis zum Holozän unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie, Paläoökologie und Vorgeschichte. – In: EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.): *Das Quartär Mitteldeutschlands*. Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, **7**: 251-356; Altenburg.
- GEYH, M.A. (1983): Physikalische und Chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung. – *Clausthaler Tektonische Hefte*, **19**, Clausthal-Zellerfeld.
- HILLEBRECHT, M.-L. (1982): Die Relikte der Holzkohlewirtschaft als Indikatoren für Waldnutzung und Waldentwicklung. – *Göttinger Geographische Abhandlungen*, **79**, Göttingen.
- KNAPPE, H. & TRÖGER, K.A. (1988): Die Geschichte von den neun Meeren. Ursprung des nördlichen Harzvorlandes. Harzmuseum Wernigerode, Heft **19/20**, Wernigerode.
- LANG, A. LINDAUER, S., KUHN, R. & WAGNER, G.A. (1996): Procedures used for optically and Infrared Stimulated Luminescence Dating of Sediments in Heidelberg. – *Ancient TL*, **14** (3): 7-11; Aubière Cedex (Frankreich).
- LESER, H. (1977): *Feld- und Labormethoden der Geomorphologie*. Berlin.
- LIPPS, S. (1988): Fluviale Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **38**: 78-86; Öhringen.
- LITT, T. (1988): Stratigraphische Belege für anthropogen ausgelöste Bodenverlagerungen vom Neolithikum bis zur frühen Eisenzeit im circumherzynen Raum. – *Ethnographisch-Archäologische Zeitschrift*, **29** (1): 129-137; Berlin.
- NEUMEISTER, H. (1964): Beiträge zum Auelehmpproblem des Pleiße- und Elstergebietes. *Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Institutes für Länderkunde*, **NF 21/22**: 65-131, Leipzig.
- NILLER, H.P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg – Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – *Regensburger Geographische Schriften*, **31**, Regensburg.
- PRESCOTT J.R. & HUTTON J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for Luminescence and ESR Dating: large depths and long-term variations. – *Radiation Measurements*, **23** (2/3): 497-500; Amsterdam.
- PRETSCH, K. (1994): Spätpleistozäne und holozäne Ablagerungen als Indikatoren der fluvialen Morphodynamik im Bereich der mittleren Leine. – *Göttinger Geographische Abhandlungen*, **99**, Göttingen.
- REINECKE, V. & LEHMKUHL, F. (2002): Untersuchungen zur Sedimentologie und Geomorphologie der Terrassensequenzen im nördlichen Harzvorland im Einzugsbereich der Ilse und Holtemme. – *Trierer Geogr. Studien*, **25**: 65-76, Trier.
- RITTWEGER, H. (2000): The „Black Floodplain Soil“ in the Amöneburger Becken, Germany: A lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal

- dry period in Central Europe? – *Catena*, **41**: 143-164; Amsterdam.
- ROBERTS, H.M. & WINTLE, A.G. (2001): Equivalent dose determinations for polyminerally fine-grains using the SAR-Protocol: application to a Holocene sequence of the Chinese Loess Plateau. – *Quaternary Science Reviews*, **20**: 859-863; Amsterdam.
- SCHMIDT, M. W. I., SKJEMSTAD, J. O., GEHRT, E. & KÖGEL-KNABNER, I. (1998): Pedogenesis of Chernozems – the role of vegetation fires. – In: GEHRT, E. [Hrsg.]: Äolische Sedimente und Bodenentwicklung im nördlichen Harzvorland. Exkursionsführer des AK Paläopedologie der Dtsch. Bodenkdl. Gesellschaft: 100-112. Hannover.
- SCHMIDT, M. W. I., SKJEMSTAD, J. O., GEHRT, E. & KÖGEL-KNABNER, I. (1999): Charred organic carbon in German chernozemic soils. *European Journal of Soil Science*, **50**, 2: 351-365. London.
- SCHROEDER, H., FLIEGEL, G., DAHLGRÜN, F. & BECK, G. (1913): Geologische Karte von Preußen und angrenzenden deutschen Ländern, Blatt Derenburg. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- WAGNER, G.A. (1995): Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten. Physikalische und chemische Uhren in Quartärgeologie und Archäologie. Stuttgart (Enke).
- WILDHAGEN, H. (1972): Holozäne Bodenentwicklung, Sedimentbildung und Geomorphogenese im Flussauenbereich des Göttinger Leinetal-Grabens. – Diss. Univ. Göttingen, zugl.: Göttinger Bodenkundliche Berichte, 21: 1-159, Göttingen.
- ZOLITSCHKA, B., BEHRE, K.E. & SCHNEIDER, J. (2003): Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives - examples from the Bronze age to the Migration period, Germany. *Quaternary Science Reviews* **22**: 81-100.

Stratigraphische Untersuchungen an molluskenführenden Terrassensedimenten und ihren Deckschichten im mittleren Neckarbecken (Württemberg)

ERHARD BIBUS & WOLFGANG RÄHLE^{*)}

Keywords: Quartär, Mittelpleistozän, Jungpleistozän, Flussterrassen, Hochflutlehme, Schotter, Terrassen, Paläoböden, Molluskenfauna, Geomorphologie, Neckargebiet, Baden-Württemberg, TK 25: 6721, 7020

Zusammenfassung: Im Rahmen geomorphologischer Untersuchungen von Flussterrassen und ihren Deckschichten werden im mittleren Neckarraum drei neue Aufschlüsse beschrieben und die darin enthaltenen fossilen Molluskenfaunen vorgestellt. In zwei Fällen (Heilbronn-Böckingen und Obereisesheim) handelt es sich bei den fossilführenden Sedimenten um Sande, Kiese und Hochflutlehme, welche die vorletztkaltzeitlichen Schotter der 5-7 m-Terrasse i.S.v. BIBUS (2002) abschließen. Die Molluskenfunde bestätigen, dass es sich im mittleren Neckarbecken bei Hochflutsedimenten auf der 5-7 m-Terrasse um warmzeitliche Bildungen handelt, welche in das Eem gestellt werden müssen. Die gleiche Höhenlage der Vorkommen belegt, dass es nach dem Eem im Heilbronner Raum zu keiner großräumigen Tektonik gekommen ist.

In Bietigheim-Bissingen wurden Mittelterrassenschotter (Basis ca. 20 m über Enzniveau) sowie deren Deckschichten untersucht. Die überaus artenreiche Molluskenfauna mit *Theodoxus serratilineiformis*, *Cochlostoma scalarinum saueri* u.a. beweist, dass es sich dabei um ein Äquivalent derjenigen Schotter handelt, deren Molluskenfauna bereits 1914 von

GEYER veröffentlicht wurde, und die seitdem zu den bedeutendsten Fundstellen mittelpleistozäner Mollusken in Deutschland zählt. Aufgrund der terrassenmorphologischen Situation sowie zusätzlicher Nachweise chronostratigraphisch aussagekräftiger Molluskenarten, war es erstmals möglich, eine genauere Altersbestimmung durchzuführen. Alle bisher vorliegenden Daten sprechen dafür, dass es sich bei den molluskenführenden Mittelterrassenschottern von Bietigheim-Bissingen um Bildungen der fünfletzten Warmzeit (OIS 13, Cromer IV i.S.v. ZAGWIJN 1989) handelt.

Abstract: In the context of geomorphologic studies, results from three new river terrace exposures in the middle Neckar region (SW-Germany) are presented. At two sites (Heilbronn-Böckingen and Obereisesheim) mollusc bearing sediments of sand, gravel, and flood plain loam overlay the gravels of the 5-7 meter terrace *sensu* BIBUS (2002). The fossil record confirms that the flood plain sediments on the 5-7 meter terrace origin from a warm period, which must be the Eemian. Since these sediments occur at the same altitude it is concluded that there have been no wide spread tectonic processes in the Heilbronn region after the Eemian.

Middle terrace-gravels (base about 20 m above the level of present river Enz) and their respective cover layers were investigated at the site Bietigheim-Bissingen. The species rich mollusc fauna with *Theodoxus serratilineiformis*, *Cochlostoma scalarinum saueri* proves that these deposits are an equivalent of the gravels investigated by GEYER in 1914. Since this publication, the same fauna still belongs to the most important findings of middle Pleistocene molluscs in Germany. Based on the terrace-morphologic setting and supported by evidence from chronostratigraphi-

*Anschrift der Verfasser:

Prof. Dr. E. BIBUS, Geographisches Institut der Universität Tübingen, Hölderlinstraße 12, D-72074 Tübingen; Dr. W. RÄHLE, Zoologisches Institut der Universität Tübingen, Auf der Morgenstelle 28, D-72076 Tübingen

cally significant mollusc species, it was possible to determine the age more precisely. All available data suggest that the mollusc-bearing middle terrace-gravels origin from the fifth last warm period (OIS 13, Cromer IV *sensu* ZAGWIJN 1989).

1 Einleitung

Aufgrund des stark zurückgegangenen Kiesabbaus im mittleren Neckarraum wurden in jüngerer Vergangenheit kaum mehr stratigraphisch bedeutungsvolle Fossilien in den Ablagerungen des Neckars und seiner Nebenflüsse gefunden. Vereinzelt lassen sich jedoch in den Terrassensedimenten Schnecken nachweisen, die manchmal Alterseinstufungen oder zumindest allgemeine Klimaaussagen zulassen.

Von den Autoren wurden in früheren Arbeiten Fundstellen bei Rottenburg und Heilbronn behandelt (BIBUS & RÄHLE 1986, RÄHLE & BIBUS 1992). Nunmehr sind weitere Fundpunkte in unterschiedlich hoch über der Talaue gelegenen Schotterkörpern bzw. deren abdeckenden Hochflutlehmen hinzugekommen. Es handelt sich um Höhenschotter im Eyachtal bei Hailerloch und im Neckartal bei Rottenburg (vgl. BIBUS & RÄHLE 2003) sowie verschiedene Funde im so genannten „Hochterrassenbereich“ im mittleren Neckarbecken. In dieser Arbeit soll über ein Mittelterrassenvorkommen der Enz bei Bietigheim-Bissingen und mehrere, nur wenige Meter über der Talaue gelegene Terrassenkörper des Neckars im Heilbronner Becken berichtet werden (vgl. Abb. 1).

2 Die cromerzeitlichen Mittelterrassenschotter von Bietigheim-Bissingen im Enztal

Im unteren Enztal ist über dem nördlichen Talhang gegenüber der Ortschaft Bissingen seit längerer Zeit in den Deckschichten des Muschelkalkbruchs Fink ein Schotter aufge-

schlossen, der nach durchgeführten Vermessungen mit seiner Basis 20,16 m über dem Enzniveau in 201,6 m ü.NN dem Muschelkalk auflagert. Die Schotteruntergrenze weist flache Mulden auf, so dass die Auflagerungshöhe um ca. 1 m schwanken kann. Mit einem Höhenmesser konnte die Schotteruntergrenze in ca. 19 m über der Aue eingemessen werden. Die Schotter treten zur Talkante und im randlichen Bereich der Terrassenverebnung z.T. an die Oberfläche, in weiten Bereichen werden sie von unterschiedlich stark gegliederten und in der Mächtigkeit schwankenden Lößdeckschichten überlagert. Von Bedeutung ist die Tatsache, dass auch die Mächtigkeit der Enzschotter mit geringer werdenden bzw. fehlenden Deckschichten abnimmt. Dies ist dadurch zu erklären, dass mit geringer werdenden und einfacher gegliederten Deckschichten die Schotter tiefer entkalkt wurden und sie dadurch einen beachtlichen Volumenverlust erfahren haben. Die Ursache für die zunehmende Entkalkung und die geringe Schottermächtigkeit liegt somit in den längeren, zur Verfügung stehenden Verwitterungszeiträumen bei nur zeitweiligem oder insgesamt fehlendem Schutz durch abdeckende Lössschichten. Darüber hinaus kann der Schotterkörper zur Terrassenkante hin auch teilweise erodiert sein.

In der NW-Ecke des Aufschlusses werden die Deckschichten bis zu 6 m mächtig und sind durch eine Humuszone und drei pseudovergleyte fossile Bt-Horizonte gegliedert. Die Schotter erreichen an dieser Stelle eine maximale Mächtigkeit von ca. 6 m und sind unverwittert. In den Schotterkörper ist eine 2 m tiefe Erosionsstufe eingeschnitten (vgl. BIBUS 2002: 141f.). Zur Terrassenkante hin reduzieren sich die Schotter auf eine Mächtigkeit von ca. 3 m. Sie sind hier verlehmt und weitgehend entkalkt. Nur im untersten Bereich können unmittelbar über dem Muschelkalk noch einzelne größere Muschelkalkgerölle auftreten. Die Schotter weisen eine wirre Lagerung auf, was auf das Weglösen der Kalkgerölle und damit verbun-

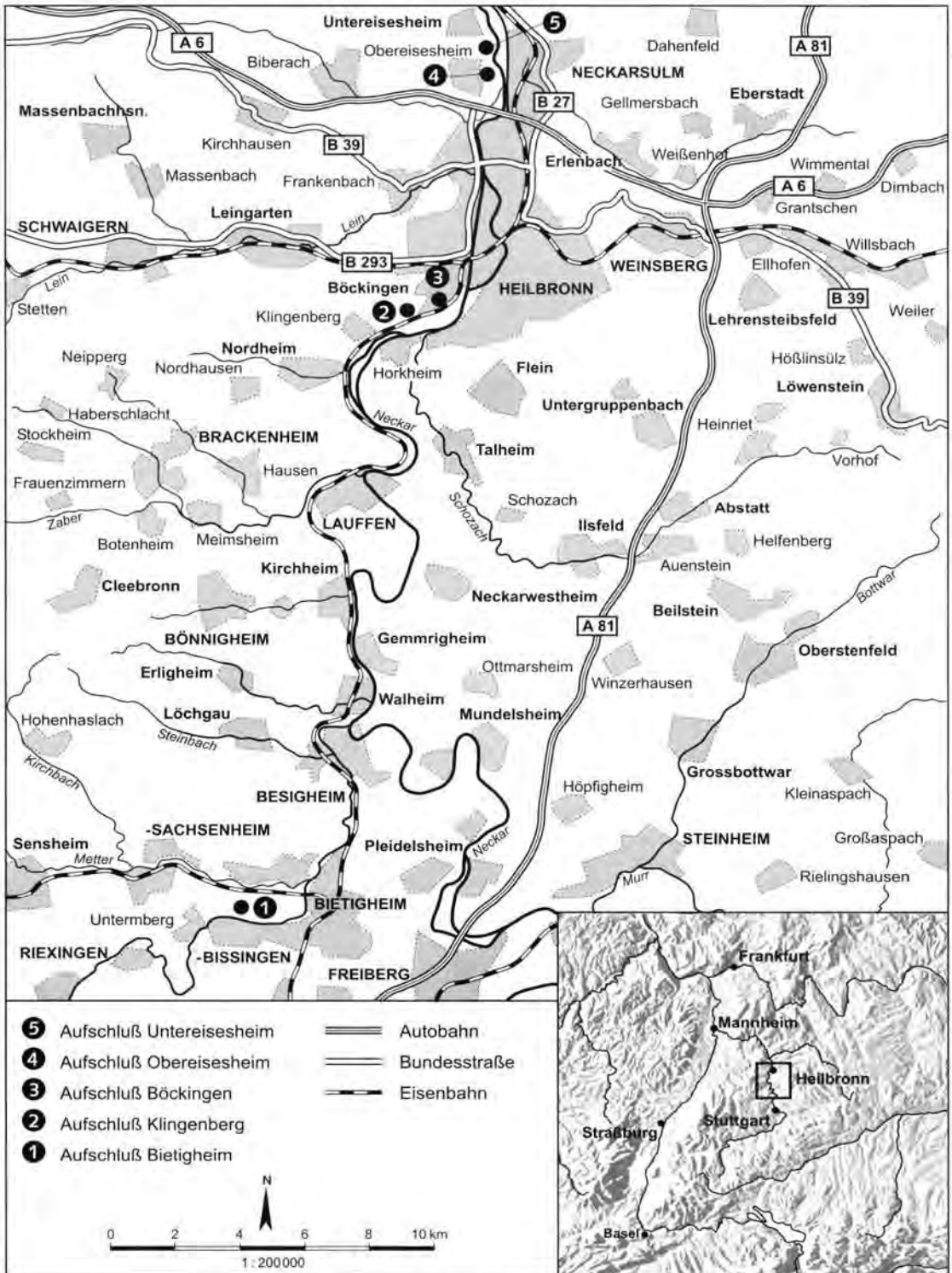


Abb. 1: Übersichtskarten mit Lage der im Text behandelten Profile

Fig. 1: General map showing the location of the records mentioned in the text.

dene Sackungen zurückzuführen ist. Durchgeführte Schotteranalysen aus frischem Kies haben im Grobkies 53,5 % und im Mittelkies 54,5 % Kalkgerölle erbracht, so dass bei der Verwitterung des Schotterkörpers über 50 % der Gerölle in den angegebenen Fraktionen weggelöst wurden.

Für die Stratigraphie ist von Bedeutung, dass an einer Stelle im mittleren Bereich des Aufschlusses (TK 25:Bl. 7020 Bietigheim-Bissingen; ca. R 350821 H 542365) innerhalb des Schotterkörpers Schneckenfunde gemacht werden konnten. Bereits GEYER (1914) und später WARTH (mündl. Mitt.) haben in diesem Schotterzug Mollusken beobachtet. Bei unseren Aufnahmen war der Schotterkörper an der Fundstelle von einer 1,40 m mächtigen Lößdeckschicht überlagert, an deren Basis verlagertes Bodenmaterial auftrat (vgl. Abb. 2). Der Schotterkörper setzte mit einem 50 cm mächtigen, sandig-lehmigen Kies ein, der in einen lehmigen, vereinzelt Kiese führenden Sand überging. Die beschriebenen Schichten waren entkalkt und von einem Bvt-Horizont überprägt. Nach unten folgte eine flache Rinnenfüllung aus himbeerfarbenen Grobsanden mit einzelnen Kiesen und fahrlötlichen Lehmschmitzen. In den kalkhaltigen Sedimenten waren häufig Schnecken eingelagert. Darunter trat ein über 1 m mächtiger, kalkhaltiger Kies und ein 10 cm mächtiges, olivgraues, sandig-schluffiges Lehmband auf, in dem auch vereinzelt Schnecken nachgewiesen werden konnten. Nach unten wurde der Schotterkörper von einem ca. 1,40 m mächtigen, sandigen Kies abgeschlossen, dessen Gerölle mit zunehmender Tiefe gröber wurden und der nahe der Basis grobe Blöcke aus Buntsandstein und Muschelkalk führte. Insgesamt wies deshalb der untere Bereich des Sediments ein Erscheinungsbild auf, wie es für periglaziale Schotter typisch ist. Für die darüber eingeschaltete sandige Rinnenfüllung haben sich hingegen aufgrund der Molluskenführung interglaziale Klimaverhältnisse ergeben.

Die Enzschotter von Bietigheim-Bissingen gehören zu den bedeutendsten deutschen Fundstellen, an denen Mollusken aus einer mittelpleistozänen Warmzeit überliefert sind. GEYER (1914) hat diese Vorkommen als Erster entdeckt und bearbeitet. Die betreffenden Schotter befanden sich 20 bis 22,5 m über dem Enzniveau und waren seinerzeit in zwei Kiesgruben am Weg zwischen Bietigheim und Bissingen aufgeschlossen. GEYER konnte in sandigen Lagen zwischen den Schottern nicht weniger als 82 verschiedene Molluskenarten identifizieren und beschrieb gleichzeitig zwei für die Wissenschaft neue Taxa: *Theodoxus serratiliniformis* und *Cochlostoma scalarinum saueri*. In der Folgezeit waren die Aufschlüsse offenbar nicht mehr zugänglich.

Im Jahr 1990 entdeckten unabhängig voneinander Dr. M. Warth (Staatliches Museum für Naturkunde in Stuttgart) und E. Bibus im Steinbruch Fink, an der Straße von Bietigheim nach Untermberg, unmittelbar über dem Oberen Muschelkalk einen teilweise fossilführenden Schotterkörper in einem den GEYER'schen Fundstellen entsprechenden Niveau über der Enz. Auch hier erwiesen sich sandige Lagen als überaus reich an Mollusken. Herr Dr. Warth hat Sedimentproben entnommen und uns für die Bearbeitung der Mollusken zur Verfügung gestellt, wofür wir uns herzlich bedanken möchten. Außerdem wurde von E. Bibus eine Probe in der oben beschriebenen Abfolge geborgen (vgl. Abb. 2). Die Fundumstände und - wie sich bald herausstellte - die weitgehende Übereinstimmung in der Zusammensetzung der Molluskenfauna, sprechen eindeutig dafür, dass es sich bei den Schottern aus dem Steinbruch Fink und den Schottern, welche GEYER untersucht hat, um äquivalente Bildungen handelt.

Die GEYER'schen Molluskenfunde belegen lediglich ein mittelpleistozänes Alter der Schotter. Eine genauere Altersbestimmung war bisher nicht möglich (MEIJER 1988). Ergebnisse neuerer Untersuchungen über die

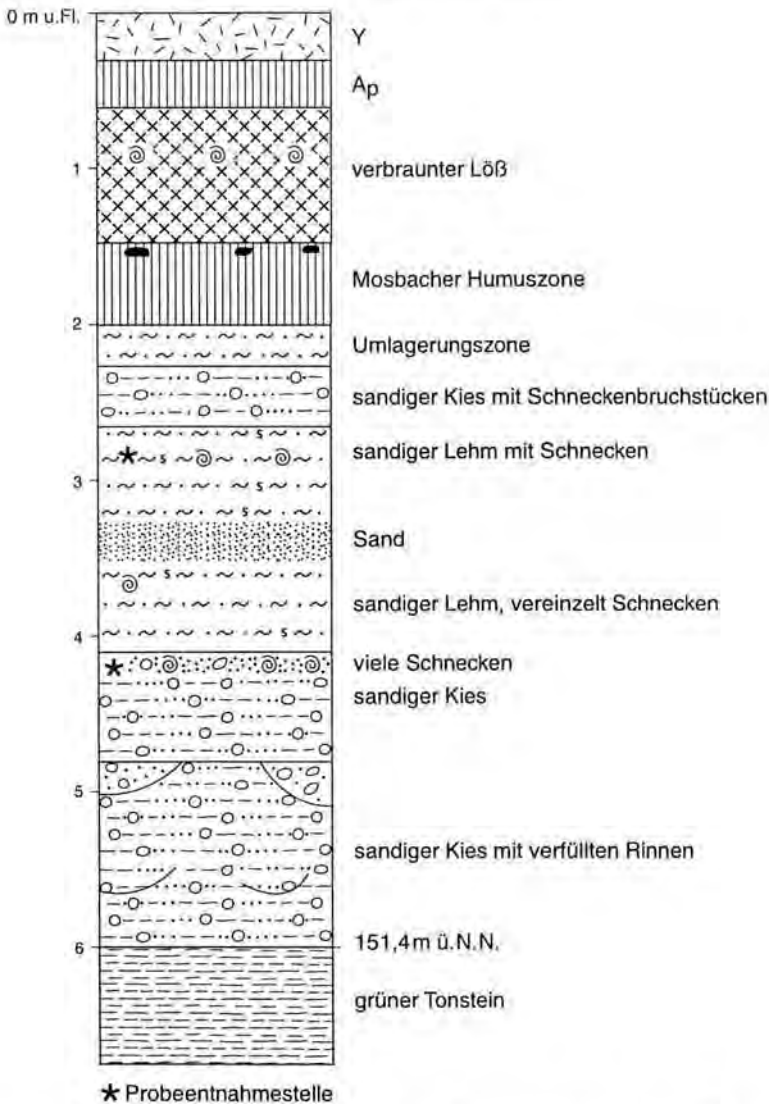


Abb. 2: Profilausschnitt mit den schneckenführenden Rinnensedimenten im Kalksteinbruch Fink in Bietigheim-Bissingen

Fig. 2: Section of the record showing the snail bearing sediments in the lime quarry Fink at Bietigheim-Bissingen

Flussterrassen und ihre Deckschichten im Untersuchungsraum (BIBUS 1989b, BIBUS & WESLER 1995, BIBUS 2002) sowie zusätzliche Funde chronostratigraphisch besonders wichtiger und aussagekräftiger Arten lassen nun eine erneute Diskussion der Altersfrage zu.

Der überwiegende Teil der Molluskenfunde aus dem Steinbruch Fink stammt aus der mittleren

und unteren Hälfte des Schotterkörpers. Eine ganze Reihe der bei GEYER (1914) aufgeführten Arten war in den vorliegenden Sedimentproben nicht enthalten. Andererseits konnten 20 Arten nachgewiesen werden, die bei GEYER noch nicht verzeichnet waren, so dass jetzt insgesamt 103 Taxa aus den Enzschottern bekannt sind (Tabelle 1).

Tab. 1: Liste der bisher aus den mittelpleistozänen Enzschottern von Bietigheim-Bissingen bekannten Land- und Süßwassermollusken (GEYER 1914, JAECKEL 1962, BIBUS & RÄHLE 2003). Arten, die nur bei GEYER und JAECKEL erwähnt werden, sind durch ein dahinter gesetztes G bzw. J zu erkennen. Vor den Namen der erstmals nachgewiesenen Arten steht das Zeichen "+".

Tab. 1: List of the land and freshwater molluscs hitherto known from the Middle Pleistocene gravels of the river Enz at Bietigheim-Bissingen (GEYER 1914, JAECKEL 1962, BIBUS & RÄHLE 2003). Species mentioned only by Geyer and Jaeckel are marked by G or J behind the name. Species mentioned for the first time are marked with "+".

LIMNISCHE MOLLUSKEN

1. Fließgewässer

- Theodoxus serratilineiformis* (GEYER 1914)
- Ancylus fluviatilis* O.F. MÜLLER 1774
- Unio crassus* PHILIPSSON 1788
- Pisidium amnicum* (O. F. MÜLLER 1774)
- + *Pisidium henstlovanum* (SHEPPARD 1825)
- Pisidium moitessierianum* (PALADICHE 1866) - J
- Pisidium supinum* A. SCHMIDT 1851
- + *Pisidium tenuilineatum* STELFOX 1918

2. Quellen und Quellbäche

- Belgrandia germanica* CLESSIN 1882
- Pisidium personatum* MALM 1855

3. Stehende und fließende Gewässer

- Bithynia tentaculata* (LINNAEUS 1758)
- + *Bithynia leachii* (SHEPPARD 1823)
- Valvata piscinalis* (O. F. MÜLLER 1774)
- Radix ovata* (DRAPARNAUD 1801)
- + *Radix peregra* (O. F. MÜLLER 1774)
- Bathymphalus contortus* (LINNAEUS 1758)
- Gyraulus albus* (O. F. MÜLLER 1774)
- Sphaerium corneum* (LINNAEUS 1758)
- Pisidium casertanum* (POLI 1791)
- + *Pisidium nitidum* JENYNS 1832
- + *Pisidium subtruncatum* MALM 1855

4. Stehende Gewässer

- Acroloxus lacustris* (LINNAEUS 1758)
- Lymnaea stagnalis* (LINNAEUS 1758) - G
- Planorbis carinatus* (O. F. MÜLLER 1774)
- Anisus vorticulus* (TROSCHEL 1834)
- Gyraulus cf. acronicus* (A. FÉRUSAC 1807) - G
- Gyraulus laevis* (ALDER 1838) - G
- Gyraulus crista* (LINNAEUS 1758)
- Pisidium milium* HELD 1836

5. Kleingewässer und Stümpfe

- Valvata cristata* O. F. MÜLLER 1774
- Galba truncatula* (O. F. MÜLLER 1774)
- Stagnicola palustris* aggr.
- Aplexa hypnorum* (LINNAEUS 1758) - G

- Planorbis planorbis* (LINNAEUS 1758)
- Anisus leucostoma* (MILLET 1813)
- Segmentina nitida* (O. F. MÜLLER 1774) - G

TERRESTRISCHE MOLLUSKEN

1. Ausgesprochene Waldarten

- Platyla polita* (HARTMANN 1840) - G
- Azeza goodalli* (A. FÉRUSAC 1821)
- Acanthinula aculeata* (O. F. MÜLLER 1774) - G
- Vertigo pusilla* O. F. MÜLLER 1774
- Ena montana* (DRAPARNAUD 1801)
- Cochlodina laminata* (MONTAGU 1803)
- Macrogastrea attenuata lineolata* (HELD 1836)
- + *Macrogastrea densistriata* (ROSSM. 1836)
- Macrogastrea plicatula* (DRAPARNAUD 1801)
- Macrogastrea ventricosa* (DRAPARNAUD 1801)
- + *Clausilia cruciata* (STUDER 1820)
- + *Fusulus interruptus* (C. PFEIFFER 1828)
- Discus ruderatus* (A. FÉRUSAC 1821)
- Discus perspectivus* (M. V. MÜHNFELD 1816)
- + ? *Zonitoides sepultus* LOZEK 1964
- + *Semilimax semilimax* (J. FÉRUSAC 1802)
- Vitrea diaphana* (STUDER 1820) - G
- + *Aegopis cf. acieformis* (V. KLEIN 1847)
- + *Aegopis klemmi* SCHILICKUM & LOZEK 1965
- Aegopinella nitens / nitidula*
- Aegopinella pura* (ALDER 1830)
- + ? *Aegopinella resmannii* (WESTERL. 1883)
- Helicodonta obvolvata* (O. F. MÜLLER 1774)
- Petasina edentula* (DRAPARNAUD 1805)
- + *Monachoides incarnatus* (O. F. MÜLLER 1774)
- Isognomostoma isognomostomas* (SCHRÖTER 1784)

2. Andere Schatten liebende Arten

- Cochlostoma scalarinum saueri* (GEYER 1914)
- Clausilia cf. bidentata* (STRÖM 1765) - G
- Clausilia dubia* DRAPARNAUD 1805
- Clausilia pumila* C. PFEIFFER 1828
- Discus rotundatus* (O.F. MÜLLER 1774)
- Vitrea crystallina* (O.F. MÜLLER 1774)
- Fruticicola fruticum* (O.F. MÜLLER 1774)
- Trichia striolata* (C. PFEIFFER 1828)
- Trichia villosa* (DRAPARNAUD 1805)
- Perforatella bidentata* (GMELIN 1791)
- Arianta arbustorum* (LINNAEUS 1758)
- Helicigona lapicida* (LINNAEUS 1758)
- Cepaea hortensis* (O. F. MÜLLER 1774)
- Cepaea nemoralis* (LINNAEUS 1758) - G

3. Ubiquisten

- + *Carychium tridentatum* (RISSO 1826)

- *Cochlicopa cf. lubrica* (O. F. MÜLLER 1774)
 - *Cochlicopa cf. lubricella* (ROSSMÄSSLER 1835)
 - *Vertigo angustior* JEFFREYS 1830
 - *Clausilia rugosa parvula* A. FERUSSAC 1807
 - *Succinea oblonga* (DRAPARNAUD 1801)
 - *Punctum pygmaeum* (DRAPARNAUD 1801)
 - *Euconulus fulvus* (O. F. MÜLLER 1774)
 - *Perpolita hammonis* (STRÖM 1765)
 - *Perpolita petronella* (L. PFEIFFER 1853) - G
 - + Agriolimacidae/Limacidae (kleine Arten)
 - *Trichia hispida* (LINNAEUS 1758)
4. Offenlandarten
- *Pupilla muscorum* (LINNAEUS 1758)
 - + PUPILLA TRIPPLICATA (STUDER 1820)
 - *Vallonia costata* (O. F. MÜLLER 1774)
 - *Vallonia excentrica* STERKI 1893
 - *Vallonia pulchella* (O. F. MÜLLER 1774)
 - *Truncatellina cylindrica* (A. FERUSSAC 1807) - G
 - *Vertigo pygmaea* (DRAPARNAUD 1801)
 - *Cecilioides acicula* (O. F. MÜLLER 1774) - G*
5. Sumpfmollusken
- *Carychium minimum* O. F. MÜLLER 1774
 - *Vallonia enniensis* (GREDLER 1856)
 - *Vertigo antiwertigo* (DRAPARNAUD 1801)
 - + *Vertigo moulinsiana* (DUPUY 1849)
 - + *Succinea putris* (LINNAEUS 1758)
 - *Oxyloma elegans* (RISSO 1826)
 - *Zonitoides nitidus* (O. F. MÜLLER 1774)
 - *Pseudotrachia rubiginosa* (ROSSMÄSSLER 1838)

* *Cecilioides acicula* lebt unterirdisch. Die Funde lassen sich deshalb nicht eindeutig der vorliegenden Fauna zuordnen.

An dieser Stelle möchten wir uns bei Herrn Dr. M. Adler (Gomaringen), der die Bestimmung der Erbsenmuscheln der Gattung *Pisidium* übernommen hat, sowie bei Herrn H. Nordsieck (Aarbergen-Rückershausen), welcher die Bestimmung der Schließmundschnecken (Clausiliidae) überprüfte, sehr herzlich bedanken.

Die vorliegende Artenliste (Tabelle 1) gibt eine gute Übersicht über die damalige Molluskenfauna des Enztales. Die Angehörigen der limnischen Komponente, zu der auch Sumpf- und Uferbewohner gezählt werden können, ist ausgesprochen dominant. Über 80 % der ausgelesenen Individuen gehören zu dieser Gruppe. Bei den meisten übrigen Arten handelt es sich um Angehörige einer reich differenzierten, feucht liebenden Auwaldfauna. Offenlandarten

spielen nur eine sehr untergeordnete Rolle und werden vor allem von Arten repräsentiert, die auch auf versumpften Flächen der Talniederung leben können. Formen, die xerotherme Standorten bevorzugen (*Pupilla triplicata*, *Truncatellina cylindrica*), sind ausgesprochen selten.

Die Molluskenfauna der Enzschotter ist stark durch Zuwanderer aus dem südöstlichen Europa geprägt, die gegenwärtig in Südwestdeutschland nicht mehr vorkommen. Hierher gehören Taxa, welche inzwischen ausgestorben sind (*Theodoxus serratilineiformis*, *Cochlostoma scalarinum saueri*, *Aegopsis acieformis*, *Aegopsis klemmi*, *Zonitoides sepultus*) sowie ost- und südostalpine, nordbalkanische bzw. dinarische Faunenelemente wie *Discus perspectivus*, *Aegopinella ressmanni*, *Macrogastra densestriata* und *Fusulus interruptus*. Dazu kommen Formen, welche in Osteuropa und im östlichen Mitteleuropa ihr Verbreitungszentrum haben (*Clausilia pumila*, *Perforatella bidentata* und *Pseudotrachia rubiginosa*). Viel seltener sind Zuwanderer aus West- und Südwesteuropa (*Azeca goodalli* und *Belgrandia germanica*). Das gemeinsame Auftreten dieser Formen lässt auf klimatische Verhältnisse schließen, die sich von den heutigen wesentlich unterscheiden haben. Das Klima dürfte durchschnittlich wärmer und feuchter und außerdem ausgeglichener gewesen sein.

Bei der Beurteilung des Alters einer Fauna ist die Anwesenheit von Arten von Interesse, die nur in ganz bestimmten Abschnitten des Pleistozäns auftreten. Einigen dieser Arten kommt darüber hinaus besondere Bedeutung zu, weil sie für bestimmte quartäre Warmzeiten geradezu kennzeichnend zu sein scheinen und oft in ganz charakteristischer Weise miteinander vergesellschaftet sind (LOŽEK 1986 & 1997, HORÁČEK & LOŽEK 1988). Folgende Taxa spielen in diesem Zusammenhang eine entscheidende Rolle (Tabelle 2):

Tab. 2: Biostratigraphisch bedeutsame Molluskenarten aus den Enzschottern von Bietigheim-Bissingen und anderen, verwandten Faunen aus dem älteren Pleistozän Süd- und Mitteldeutschlands

Tab. 2: Biostratigraphically important mollusc species found in the gravels of the river Enz at Bietigheim-Bissingen, and in related Pleistocene faunas of Middle and South Germany.

- 1) Enzschotter von Bietigheim-Bissingen, 20-22,5 m über Enzniveau (GEYER 1914, BIBUS & RÄHLE 2003).
- 2) Mittelpleistozäne Kalktuffe von Schmiechen bei Blaubeuren (DEHM 1951, LOZIEK 1964a,b).
- 3) Mittelpleistozäne Spaltenfüllung am Adlerberg bei Nördlingen (DEHM 1969) – veröffentlicht wurden nur die hier verzeichneten Arten.
- 4) Weißenburg 7, Spaltenfüllung im Steinbruch der Marmorwerke Weißenburg, Fränkische Alb, mit altbiharischer Säugetierfauna (DEHM 1971).
- 5) Breitenberghöhle bei Gößweinstein, Fränkische Schweiz (HASSLEIN 1957, 1958), vermischte Höhlensedimente mit Resten von alt- und mittelpleistozänen Säugetieren.
- 6) Mittelpleistozäne Sand- und Tuffablagerungen von Brüheim bei Gotha (HOCKER 1898, 1907, MANIA 1973, 1983)
- 7) Bilzingsleben I (Thüringen), Theodoxus-Horizont (MANIA 1983, Tab.1, Spalten 20-25 und Tab.4, Spalte 4); MANIA 1995, 2002), älteres Mittelpleistozän.

	1	2	3	4	5	6	7
<i>Aegopsis klemmi</i>	x	-		x	-	-	-
<i>Aegopis verticillus / acieformis</i>	x ¹⁾	x ¹⁾		x ¹⁾	x	x ²⁾	x
<i>Azece goodalli</i>	x	x	x	x	x	x	x
<i>Belgrandia germanica</i>	x	x		-	-	-	x
<i>Clausilia rugosa parvula</i>	x	x		x	x	x	x
<i>Cochlostoma scalarinum saueri</i>	x	x		x	-	-	-
<i>Fusulus interruptus</i>	x	x	x	x	x	x	-
<i>Macrogastra densestriata</i>	x	-		x	x	x	-
<i>Platyla similis (= diluviana)</i>	-	x	x	-	-	x	-
<i>Ruthenica filigrana</i>	-	x		-	x	x	x
<i>Theodoxus serratiliniformis</i>	x	-		-	-	-	x
<i>Zonitoides sepultus</i>	x?	x	x	-	-	-	-

¹⁾ Den Schalenmerkmalen nach zu *acieformis* gehörend.

²⁾ Bei HOCKER (1907) als "*Zonites acieformis*" und bei MANIA (1973, Tab.17) als "*Aegopsis verticillus*" aufgeführt.

Theodoxus serratilineiformis (GEYER 1914)

In den Enzschottern entfällt ungefähr 1/8 aller in den Sedimentproben vorhandenen Schalen auf diese Schnecke. *Th. serratilineiformis* wird von MEIJER (1988 & 1989) als jüngeres Synonym von *Th. danubialis* angesehen. MANIA (1995, 2002) sowie GLÖER (2002) teilen diese Ansicht nicht und halten *serratilineiformis* für eine mit *danubialis* zwar nahe verwandte aber eigenständige, im Verlaufe des Mittelpleistozäns ausgestorbene Form. In Württemberg lassen sich Funde in den „Älteren Fluviatilen Schichten“ von Steinheim a.d. Murr (FALKNER 1984) zu den Vorkommen in den Enzschottern von Bietigheim-Bissingen in Beziehung setzen. In Bilzingsleben bei Sömmerda (Thüringen) ist *Th. serratilineiformis* Leitfossil der so genannten „*Theodoxus*-Schotter“, welche von MANIA (1995 & 2002) nach eingehender Analyse der Terrassenfolge in die fünftletzte Warmzeit gestellt werden (Bilzingsleben I, OIS 13). Andere, bei MANIA (1973) verzeichnete Funde im Elbe-Saale-Gebiet sowie die Funde von *Th. serratilineiformis* in der Paludinenbank von Berlin (SCHMIERER 1923) stammen möglicherweise aus der selben Zeit.

Cochlostoma scalarinum saueri (GEYER 1914)

Die Art *Cochlostoma scalarinum* (VILJA 1841) lebt heute in den Küstengebieten der östlichen Adria von Istrien bis Griechenland. Bei der Subspezies *saueri*, für welche die Enzschotter von Bietigheim-Bissingen den klassischen Fundort darstellen, handelt es sich um eine ausgestorbene Form, die im älteren Mittelpleistozän im südlichen Mitteleuropa beheimatet war. Ob es sich dabei tatsächlich um eine Unterart von *scalarinum* handelt, ist keineswegs sicher. *C. scalarinum saueri* ist bisher nur von wenigen Plätzen bekannt. In Süddeutschland wird sie außer von Bietigheim-Bissingen aus alten Kalktuffen im Riether Tal bei Enzweihingen (KRANZ & GEYER 1922) sowie aus den Kalktuffen von Schmiechen bei Blaubeuren erwähnt (DEHM 1951). Dazu kommen Nachweise in

einer Spaltenfüllung von Weißenburg (Fränkische Alb), die nach der begleitenden Säugerfauna als cromerzeitlich eingestuft wurde (DEHM 1971, VON KOENIGSWALD 1971). Auch aus der westlichen und östlichen Slowakei (alt- bis mittelpleistozäne Travertine von Hradiště pod Vrátnom, Bojnice Úboče und Muráň-Piecky) liegen Funde vor (LOŽEK 1964b). Was die ökologischen Ansprüche der Schnecke angeht, so ist sie nach unserer Ansicht nicht zu den Offenlandarten (LOŽEK 1964b: 156), sondern zu den schattenliebenden Arten mesophiler Prägung zu stellen (Tabelle 1).

Fusulus interruptus (C. PFEIFFER 1828)

Diese südostalpine Waldart war bisher aus den Enzschottern von Bietigheim-Bissingen noch nicht bekannt. In den niederösterreichischen und steirischen Kalkalpen und im Grazer Bergland hat *Fusulus interruptus* ein geschlossenes Areal besetzt und ist dort von der collinen bis in die montane Stufe zu finden, u.a. auch in Auwäldern (FRANK 1975a, b). Im Mittelpleistozän ist die Art bis nach Mitteldeutschland vorgestoßen. Es ist denkbar, dass es sich dabei um ein einmaliges Ereignis in einer bestimmten Warmzeit gehandelt hat, denn die aus Deutschland überlieferten Faunen mit *Fusulus interruptus* sind, was ihre Zusammensetzung betrifft (vgl. auch Tabelle 2), einander sehr ähnlich.

Die Schnecke ist in Deutschland aus den mittelpleistozänen Kalktuffen von Schmiechen bei Blaubeuren am Südrand der Schwäbischen Alb (DEHM 1951), aus einer mittelpleistozänen Spaltenfüllung am Adlerberg bei Nördlingen (DEHM 1969) und aus der Spaltenfüllung Weißenburg 7 mit altbuharischen Säugern im Fränkischen Jura (DEHM 1971) bekannt. Dazu kommen Funde in der Breitenberghöhle bei Gößweinstein in Oberfranken (HÄSSLEIN 1957, 1958), zusammen mit alt- bis jungbuharischen Wirbeltieren (BRUNNER 1957), und schließlich Funde aus mittelpleistozänen Kalktuffen von Brüheim bei Gotha in Thüringen (HOCKER 1898, 1907).

Clausilia rugosa parvula A. FERUSSAC 1807

Im Jahre 1990 hat NORDSIECK festgestellt, dass die gegenwärtig in Mitteleuropa heimische Rasse von *Clausilia rugosa*, *Cl. rugosa parvula*, in altpleistozänen Fundzusammenhängen und solchen aus dem älteren Mittelpleistozän nicht vorkommt und von einer Form vertreten wird, die sich von *parvula* gehäusmorphologisch beträchtlich unterscheidet. Sie wurde von NORDSIECK (1990) als *Cl. rugosa antiquitatis* neu beschrieben. Wann genau und vor allem wie sich der Austausch der beiden Formen abgespielt hat, ob die beiden Formen eine Zeit lang nebeneinander existiert haben oder ob sie sich gegenseitig ausschließen, ist noch weitgehend ungeklärt.

Es ist deshalb von besonderem Interesse, dass aus den Enzschottern von Bietigheim-Bissingen ganz eindeutig *Cl. rugosa parvula* vorliegt, während in der nur 5 km entfernt liegenden Ziegelei Nestrail in Besigheim in Lössderivaten, die mindestens der fünft- und sechstletzten Kaltzeit zuzuordnen sind und hochkaltzeitliche Faunen führen, ausschließlich *Cl. rugosa antiquitatis* nachzuweisen ist (RÄHLE 1989). In diesem Zusammenhang ist anzumerken, dass GEYER (1914) in den Enzschottern eine Clausilienart gefunden hat, welche er nur mit großem Vorbehalt zu *Clausilia bidentata* stellte. Es ist nicht auszuschließen, dass es sich dabei um ein Exemplar der zum Verwechseln ähnlichen *Cl. rugosa antiquitatis* gehandelt hat.

Aegopis klemmi SCHLICKUM & LOZEK 1965

Schalen dieser nach Fundstücken aus der Hundsheimer Höhle bei Bad Deutsch-Altenburg in Niederösterreich (Locus typicus), aus der Zlatý Kůň-Höhle bei Koněprusy (Böhmen), der Skalka Höhle bei Nové Mesto nad Vahom (Slowakei) und aus dem Travertin von Monosbel am Westfuß des Bükk-Gebirges (Ungarn) beschriebenen Art sind schon GEYER aufgefallen. Sie sind in seiner Artenliste (GEYER 1914: 126) als „*Zonites* sp. ?“ aufgeführt. Ein entsprechendes Belegstück findet sich noch in der GEYERSCHEN Sammlung im Staatlichen Museum für

Naturkunde in Stuttgart. Jetzt liegt ein weiteres Exemplar aus den Enzschottern vor. Es hat einen Durchmesser von 13,5 mm, ist also noch nicht ganz erwachsen.

Bisher ist *Aegopis klemmi* in Deutschland erst ein Mal gefunden worden und zwar, wie in den Enzschottern mit *Cochlostoma scalarinum saueri* und *Fusulus interruptus* vergesellschaftet, in der cromerzeitlichen Spaltenfüllung Weißenburg 7 (s.o.). Die meisten Funde stammen jedoch aus dem östlichen Mitteleuropa, wo *Ae. klemmi* als Leitart für das ältere Mittelpleistozän (Hundsheimer Spalte) und das jüngere Altpleistozän bezeichnet werden kann (HORÁČEK & LOZEK 1988). Die Art scheint am Beginn des jüngeren Mittelpleistozäns ausgestorben zu sein.

Zonitoides sepultus LOZEK 1964

Es handelt sich um eine nach HORÁČEK & LOZEK (1988) am Ende des älteren Mittelpleistozäns ausgestorbene Art, die an Waldfaunen gebunden gewesen zu sein scheint. Sie wurde in Böhmen (Zlatý Kůň bei Koněprusy) und in Mähren (Stranská skala bei Brünn) in Sedimenten gefunden, die als „cromerzeitlich“ eingestuft wurden (LOZEK 1964a). In der West-Slowakei und in Ungarn ist *Zonitoides sepultus* in verschiedenen mittelpleistozänen Travertinen nachgewiesen (LOZEK 1964a) und tritt dort zusammen mit *Cochlostoma scalarinum saueri* auf. In Deutschland war die Art bisher nur aus den Kalktuffen von Schmiechen bei Blaubeuren (DEHM 1951, LOZEK 1964a, b) und aus der mittelpleistozänen Spaltenfüllung vom Adlerberg bei Nördlingen bekannt (DEHM 1969). Aus den Enzschottern liegt jetzt ein einzelnes Gehäuse vor, dessen Bestimmung aufgrund stärkerer Beschädigung nicht ganz sicher ist.

Die mit den Molluskenbeständen der Enzschotter nahe verwandten Faunen von Schmiechen, Adlerberg und Bräuheim (Tabelle 2) teilen außerdem das Vorkommen von *Platyla similis* (REINHARDT 1880) (= *diluviana* HOCKER 1907), einer süd- und südosteuropäischen Art, welche in Interglazialen des jüngeren Alt- und älteren

Mittelpleistozäns zuweilen weit nach Nordwesten vorgestoßen ist und sogar England erreicht hat (BOEFERS et al. 1989).

Unter Berücksichtigung aller chronostratigraphisch verwertbarer Daten darf angenommen werden, dass die vorliegende Fauna aus den Enzschottern aus einer Warmzeit des früheren Mittelpleistozäns stammt. Darunter verstehen wir bezüglich der Interglaziale den Abschnitt zwischen Cromer II und Cromer IV i.S.v. ZAGWIJN (1989). Geht man davon aus, dass *Fusulus interruptus* im Mittelpleistozän nur ein einziges Mal nach Nordwesten vorgestoßen ist, wie das von LOŽEK (1997) vermutet wird, und Faunen mit *Fusulus interruptus* gleiches Alter haben, dann ist, aufgrund des Auftretens alpbiharischer Kleinsäuger in der Spaltenfüllung Weißenburg 7, für die Molluskenfauna aus den Enzschottern von Bietigheim-Bissingen ein präminde- bzw. cromerzeitliches Alter anzunehmen. Ein solches Alter lässt sich mit der bisherigen Kenntnis der Enz- und Neckarterrassen und deren Deckschichten (BIBUS & WESLER 1995) recht gut vereinbaren. Danach gehören die Enzschotter von Bietigheim-Bissingen zu einem Komplex verschiedener, fast gleich hoher Terrassen zwischen 19 – 25 m über der Enz, dessen älteste Anteile (aufgeschlossen in der Ziegelei Nestrasil in Besigheim, BIBUS 1989a, 2002) mindestens in die siebtletzte und dessen jüngste Anteile mindestens in die fünftletzte Kaltzeit gehören. Die molluskenführenden Schotter scheinen demnach in der fünft- oder sechstletzten Warmzeit abgelagert worden sein.

BIBUS (2002) hat die Schotter in Bietigheim-Bissingen aufgrund der terrassenmorphologischen Situation mit einem gewissen Vorbehalt in die fünftletzte Warmzeit und damit in das Cromer IV (OIS 13) gestellt. Aufgrund des gemeinsamen Vorkommens von *Theodoxus serratiliformis* ist außerdem eine Parallelisierung mit dem *Theodoxus*-Horizont von Bilzingsleben möglich, den MANIA (1995, 2002) ebenfalls der fünftletzten Warmzeit zuordnet.

Berücksichtigt man alle bisher vorliegenden

Daten, dann erscheint es am wahrscheinlichsten, dass wir es bei den molluskenführenden Mittelterrassenschottern der Enz von Bietigheim-Bissingen mit Sedimenten zu tun haben, die in der fünftletzten Warmzeit zur Ablagerung kamen. Eine derartige Altersbestimmung, die sich sowohl an der Terrassenabfolge als auch am Fossilbericht orientiert, lässt weiter reichende Schlussfolgerungen bezüglich des Alters anderer süd- und mitteleuropäischer Fossilagerstätten zu, die Molluskenfaunen mit *Fusulus interruptus* führen aber nicht mit Flussterrassen in Verbindung gebracht werden können, wie die in Tabelle 2 verzeichneten Kalktuffe (Brüheim bei Gotha, Schmiechen bei Blaubeuren), Spaltenfüllungen (Weißenburg 7, Adlerberg bei Nördlingen) und Höhlensedimente (Breitenberghöhle bei Gößweinstein).

3 Die eemzeitlichen Terrassensedimente im Bereich des Heilbronner Beckens

Aus einer Straßenbaustelle am sw-lichen Ortsrand von Heilbronn-Böckingen wurde von BIBUS & RÄHLE (1986) eine mit Oberkante ca. 5 m über der Talauflage liegende Terrasse beschrieben, die mit einem eemzeitlichen, schneckenführenden Hochflutlehm abschloss. In den Lößdeckschichten konnten typische Paläoböden der Würmkaltzeit mit einer basalen Mosbacher Humuszone nachgewiesen werden. In vergleichbarer Reliefposition waren nunmehr im Heilbronner Becken drei weitere Terrassenkörper aufgeschlossen, in deren abschließenden Sanden, Kiesen und Hochflutlehm Schnecken nachgewiesen werden konnten. Bei den Schotterkörpern handelt es sich nach der Höhenlage um die als rißzeitlich (vorletzt-kaltzeitlich) angesehene 5-7 m-Terrasse (Schotteroberkante) i.S.v. BIBUS (2002: 115ff.) bzw. um die 12. Terrasse von ACHILLES (1939: 59) mit Felsbasis in 3 m über Talauflage, die von ACHILLES (1939) allerdings nach unserer Auffassung

fälschlich in die Würmkaltzeit gestellt wird. Der erste Aufschluss lag ca. 500 m westlich von der oben erwähnten Baustelle von Böckingen in der Ludwigsburger Straße 242-244 im untersten Talhangbereich unmittelbar über der Talaue. Es trat an der Basis ein in eine flache Rinne abtauchender sandig-lehmiger Kies in einer maximalen Mächtigkeit von 1,50 m auf (vgl. Abb. 3). Er war im oberen Bereich von einem grauen Gr- und im unteren Bereich von einem rostfarbenen Go-Horizont überprägt. Nahe der Terrassenkante lag der Kies auf grünblauen, feinsandigen Tonsteinen in der flachen Rinne auf einer harten Dolomitbank (Unter-

keuper?). Die Terrassenoberkante konnte in ca. 5 m über der Talaue eingemessen werden. Die Schotter wiesen nach einer durchgeführten Schotteranalyse mit ca. 90 % einen sehr hohen Anteil an Kalkgeröllen auf, wobei der Jurakalk mit 65 % im Grobkies und 72,5 % im Mittelkies gegenüber dem Muschelkalk mit 23 % im Grobkies und 18 % im Mittelkies dominierte. Der Rest wurde von Buntsandsteinen (Grobkies 3,5 %, Mittelkies 1,5 %), Keupersandsteinen (Grobkies 3,5 %, Mittelkies 4 %) sowie Quarzen, Quarziten, verkieselten Gesteinen sowie Schluff- und Tonsteinen des Keupers gebildet, die jeweils 1,5 % nicht überstiegen.

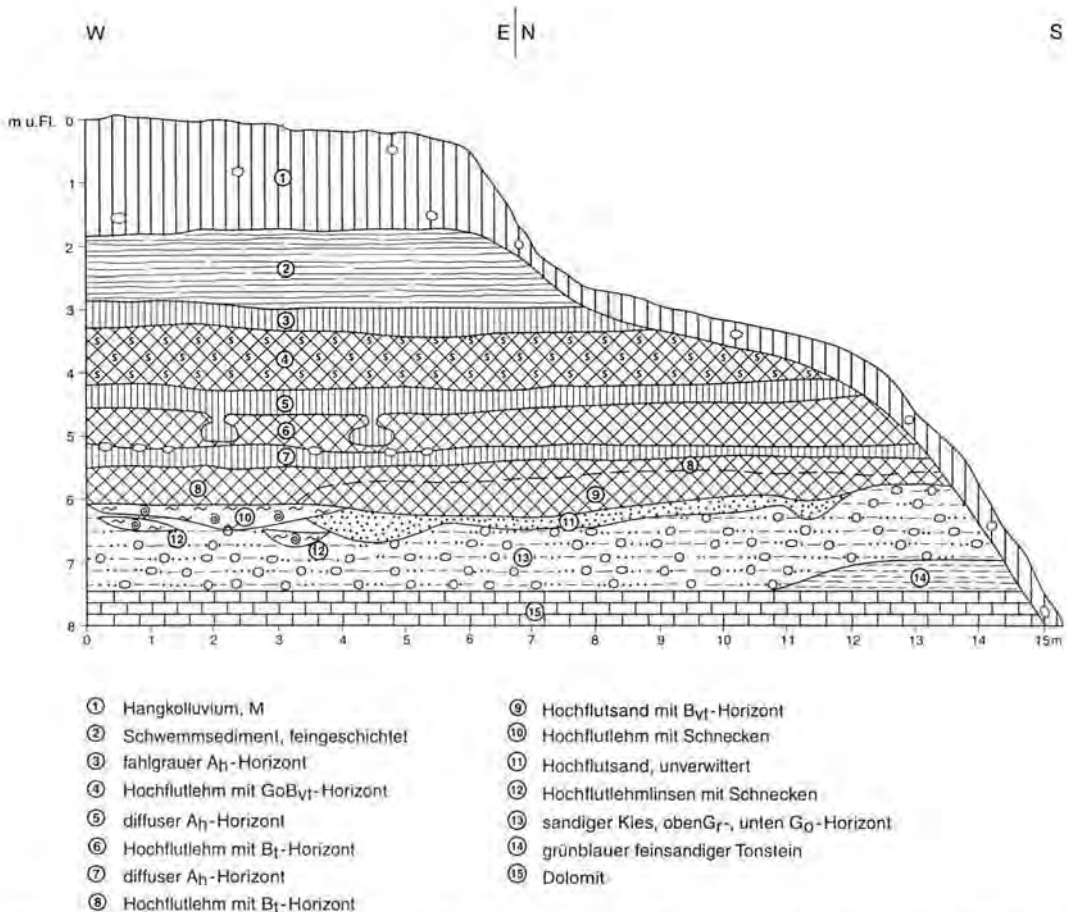


Abb. 3: Aufschlussprofil im untersten Hangbereich in der Baustelle Ludwigsburger Straße 242-244 in Heilbronn-Böckingen

Fig. 3: Outcrop section at the lowermost part of the slope within the construction site Ludwigsburger Straße 242-244 at Heilbronn-Böckingen.

Der Kies wurde von unverwitterten Sanden überlagert, die in kleinen Rinnen in den liegenden Kies eingriffen (Abb. 3, Schicht 11). In der W-Ecke des Aufschlusses wurden die Hochflutsande wiederum von Rinnen geschnitten, in denen rostbraun-grau marmorierter, schneckenführende Hochflutlehme zur Ablagerung gelangt waren. Aus diesem Bereich konnten Schnecken ausgelesen werden. Darüber folgte ein 3 m mächtiger Komplex von kalkfreien braunen Lehmen und Tonen, welche ebenfalls als Hochflutlehme gedeutet werden. Die Abfolge wurde von zwei humosen Zonen (Nr. 5, 7) gegliedert und von einer dritten abgeschlossen (Nr. 3). Die drei unter den humosen Zonen liegenden Hochflutlehme waren kalkfrei und wiesen Tonüberzüge auf den Aggregatflächen auf, so dass es sich zweifelsfrei um Bt-Horizonte handelte (Nr. 4, 6, 8). Der unterste Bt-Horizont griff mit einem Bvt-Horizont auf die liegenden Hochflutsande und -lehme über, was für eine in situ-Bildung spricht. Zudem wies er an seiner Obergrenze eine durch Gerölle angezeigte Diskordanz auf. Der oberste Bt-Horizont besaß an seiner Untergrenze einige Taschen, mit denen er den liegenden Ah-Horizont überprägte hatte. Auch diese Erscheinung ist als Zeichen einer in situ-Bodenbildung zu werten. Von den drei Ah-Horizonten sind die beiden unteren verbraunt und schwach entwickelt. Der oberste Ah-Horizont besaß hingegen eine kräftige Ausbildung. Durch hydromorphe Einflüsse wies er eine fahldunkelgraue Färbung, große Rostflecken und rostimpregnierte ehemalige Wurzelröhren auf. Eine durchgeführte Pollenanalyse hat leider keine auswertbaren Ergebnisse erbracht (KNIPPING, schriftl. Mitt.).

Auf dem pedogen überprägten Hochflutlehmkomplex lag ein feingeschichtetes, kalkhaltiges Abschwemmsediment aus millimeterfeinen, horizontalen Schluff- und schluffigen Lehm-bändern, bei dessen Ausgangssubstrat es sich um Löß und Humuszonenmaterial handeln dürfte (Schicht 2). Den oberen Profilschluss bildete ein Kiese und Scherben führendes Kolluvium

(Schicht 1), welches hangabwärts sämtliche älteren Schichten kappte.

Bei den aus dem Hochflutlehm entnommenen Schnecken handelt es sich um das Fragment einer sehr feucht liebenden Molluskengesellschaft, wie sie in der Nähe von Fließgewässern in Hochstaudenfluren und Auwäldern anzutreffen ist (Tabelle 3, Spalte A). Das Auftreten von *Aegopinella spec.* und *Ena montana* weist die Faunula als warmzeitlich aus. Arten, die für irgendeine Warmzeit, z.B. auch für das Eem, spezifisch wären, sind nicht vorhanden. Die aquatische Komponente ist, anders als beispielsweise in den Hochflutsedimenten von Obereisesheim (Tabelle 3, Spalten B1 und B2), ausgesprochen spärlich vertreten.

Nach der geomorphologischen Position sollte es sich bei dem beschriebenen Terrassenkörper um die Rißterrasse mit dem abschließenden eemzeitlichen Hochflutlehm handeln. Allerdings treten am Talhang zwischen Böckingen und Klingenberg auch noch ältere Schotter (so genannte Hochterrasse, vgl. WILD 1968: 62 und GK 25 Bl. 6821 Heilbronn, BRUNNER 1986: 62f. und GK 25 Bl. 6821 Heilbronn) auf, deren Untergrenze durch syndimentäre Absenkungen mit einem deutlichen Gefälle in das Heilbronner Becken einfällt. Die Basis dieser Schotter liegt jedoch am weslichen Ortsrand von Böckingen höher am Talhang. Andererseits kann es sich bei dem beschriebenen Vorkommen auch nicht um die ältere Niederterrasse aus dem beginnenden Mittelwürm handeln, da in den abschließenden kalkhaltigen Hochflutlehm die interglazialen Schnecken gefunden wurden. Der Hochflutlehm muss deshalb, trotz fehlender letztinterglazialer Charakterarten der Eemwarmzeit zugeordnet werden. Interessant sind außerdem die durch Ah-Horizonte gegliederten und durch Bt-Horizonte überprägten Hochflutlehme. Wenn man den gesamten Komplex nicht in die Eemwarmzeit stellen will, ist er am ehesten mit dem altwürmzeitlichen Abschnitt der drei Mosbacher Humuszonen zu vergleichen. Es überrascht allerdings, dass auf den Hochflutlehm

Bt-Horizonte entwickelt sind und sich zwischen den Ah-Horizonten keine Al-Horizonte gebildet oder erhalten haben. Wenn allerdings das Ausgangsmaterial sehr stark vorverwittert ist, was bei Hochflutlehmen der Fall sein kann, kommt es u.U. sehr schnell zu einer Tonwanderung und zu Toncutanen. Selbst auf stark kalkhaltigem Löß sind an Stellen mit Wasserzuzug als Folge von Degradationerscheinungen Bt-Horizonte direkt unter Ah-Horizonten der Mosbacher Humuszonen beobachtet worden (vgl. SEMMEL 1996, 1999, BIBUS et al. 1996). In diesen Fällen sind jedoch, im Gegensatz zum vorliegenden Profil, die Ah-Horizonte kräftiger und die Bt-Horizonte schwächer entwickelt. Außerdem wurde von WEIDENFELLER et al. (1999: 26) gezeigt, dass es im Profil Koblenz-Metternich, übrigens in ähnlicher Unterhangposition wie in Böckingen, im Altwürm zur Ausbildung von Bt-Horizonten gekommen ist, ein Sachverhalt, auf den bereits ROHDENBURG & MEYER (1966) und RICKEN (1983) für die Lößgebiete in Niedersachsen hingewiesen haben. In besonderen Positionen der Lößlandschaft mit starkem lateralen Wasserzuzug sowie im feuchteren Randbereich des Lößgebietes scheint es somit in Altwürminterstadialen lokal zu einer Bt-Bildung gekommen zu sein. Der auf Hochflutlehmen entwickelte Bt-Horizontkomplex in Böckingen dürfte deshalb mit den Altwürminterstadialen parallelisiert werden. Zu dieser Deutung passt sehr gut, dass über der jüngsten Humuszone ab-luale Schwemmsedimente folgen, die in Lößaufschlüssen von Baden-Württemberg mehrfach in dieser Position gefunden und als Äquivalente der Niedererschbacher Zone in das frühe Mittelwürm gestellt wurden (vgl. BIBUS 2002). Im Industriegebiet von Obereisesheim, welches am W-Rand der Neckaraue liegt, war in einem weiteren Aufschluss (Silcherstraße 34) im untersten Bereich einer Terrassenstufe ein 3,85 m mächtiger Schotter mit Felsbasis in 151,4 m ü.NN aufgeschlossen. Die Obergrenze lag ca. 5 m über der Talau im Niveau der rißzeitlichen 5-7 m-Terrasse i.S.v. BIBUS (2002). Bei dem

unteren Abschnitt der Kiese handelte es sich um schwach geschichtete, sandige Mittel- bis Grobkiese, die dachziegelartig abgelagert waren oder z.T. auch senkrecht standen. Darüber folgte mit einer deutlichen Grenze ein locker gelagerter Mittelkies, in dem im obersten Bereich sehr viele Schnecken eingelagert waren (vgl. Abb. 4 u. Tab. 3, Spalte B1). Dieser Kies wurde von einem 1,80 m mächtigen, rostbraun-grau marmorierten, kalkhaltigen Hochflutlehm überlagert, der vor allem im oberen Abschnitt vereinzelt Schnecken führte (vgl. Tab. 3, Spalte B2). Abgeschlossen wurde der Terrassenkörper von einem grauen, sandigen Kiesband mit aufgearbeiteten Schneckenbruchstücken. Das Deckschichtenprofil setzte mit einer geringmächtigen Umlagerungszone aus einem schwach kiesigen, lehmigen Sand ein. Darüber folgte eine ca. 60 cm mächtige, intensiv ausgebildete Humuszone mit einzelnen braunen Degradationsflecken, die als Tigerfleckung bzw. als „Gefleckter Horizont“ i.S.v. ROHDENBURG (1964) angesprochen werden können. Die Humuszone war im oberen Bereich durch weiche Kalkkonkretionen sekundär aufgekalkt. Der Ah-Horizont musste jedoch ursprünglich auch kalkhaltig gewesen sein, da in seinem unteren Abschnitt noch einige Schneckenbruchstücke gefunden werden konnten. Das Profil wurde von einem schwach verbrauchten, schneckenführenden, feinsandigen Löß und dem Ap-Horizont abgeschlossen. Obwohl das Deckschichtenprofil nicht stark gegliedert ist, kann aufgrund der erhaltenen altwürmzeitlichen Mosbacher Humuszone gefolgert werden, dass der untere Abschnitt der unterlagernden Terrasse in die Rißeiszeit (vorletzte Eiszeit) gehört und der obere Bereich mit den schneckenführenden, sandigen Kiesen und Hochflutlehmen in das Eem gestellt werden muss. Von Bedeutung ist in diesem Zusammenhang, dass ca. 1 km weiter nördlich die gleiche Terrasse beim Bau eines Rückhaltebeckens an der lößüberdeckten Terrassenstufe großräumig aufgeschlossen war (TK 25 Bl. 6721 Bad Friedrichshall; ca. R 351532 H 545150).

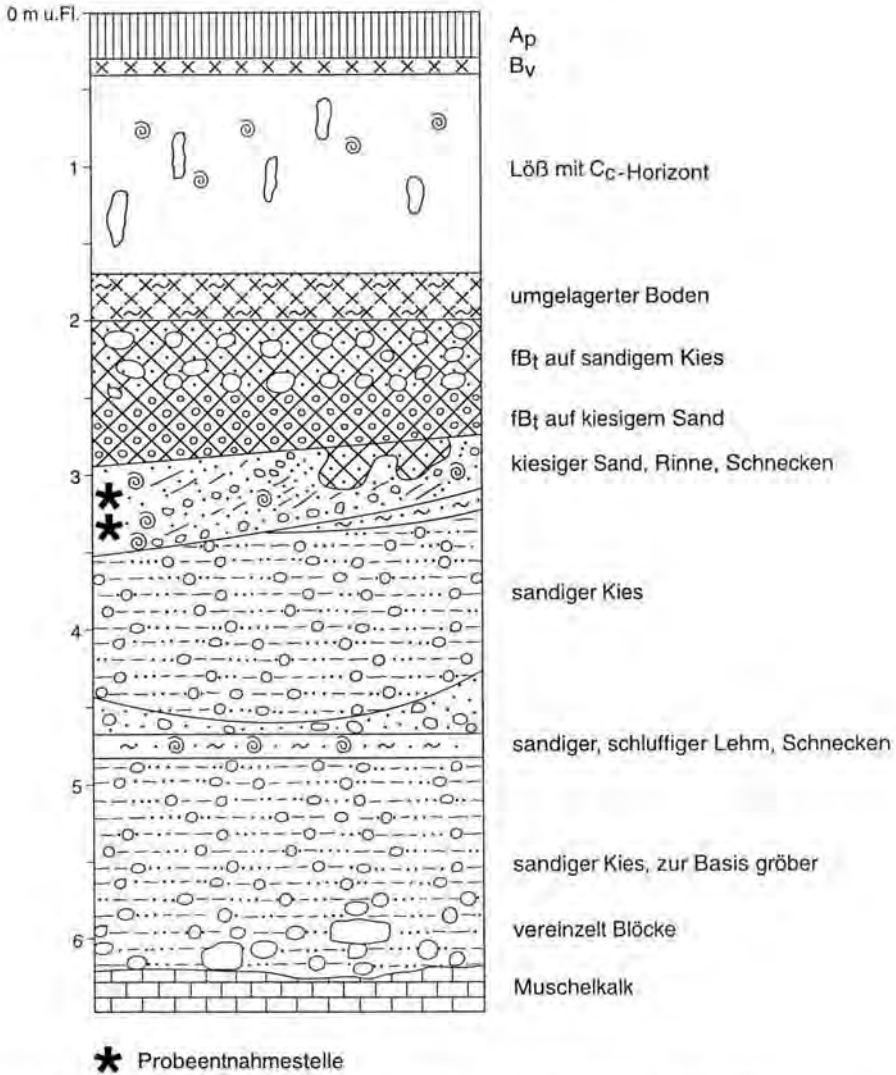


Abb. 4: Aufschlussprofil im Industriegebiet von Obereisenheim (Silcherstraße 34) im untersten Talhangbereich unmittelbar über der Talau

Fig. 4: Outcrop section at the industrial area of Obereisenheim (Silcherstraße 34) at the lowermost part of the valley slope directly above the flood plain.

Auch hier wurde der Terrassenkörper von einem Hochflutlehm abgeschlossen, der nach unseren Untersuchungen die gleichen Schnecken wie im Industriegebiet von Obereisenheim führte. Unmittelbar über dem eemzeitlichen Hochflutlehm war an der Basis der Lößdeckschichten ebenfalls eine kräftige Mosbacher Humuszone ausgebildet. Darüber

folgte noch Mittelwürmlöß mit der Niedereschbacher Zone, dem Lohner Boden und durch Nassböden gegliederter Jungwürmlöß. Bereits aufgrund der Deckschichten mit dem fast vollständigen Würmlöß muss der unterlagernde, schneckenführende Hochflutlehm auch an dieser Stelle zweifelsfrei in das Eem gestellt werden.

Tab. 3: Mollusken aus eemzeitlichen Terrassensedimenten des Heilbronner Raumes. A: Heilbronn-Böckingen, Ludwigsburger Straße, Hochflutlehm; B1: Obereisesheim, Mittelkies; B2: Obereisesheim, Hochflutlehm.

Angegeben sind die Dominanzwerte

(prozentuale Anteile der einzelnen Arten an der Gesamtindividuenzahl) in %.

!! – hochwarmzeitliche Indexarten, ! – warmzeitliche Arten, (!) – vorwiegend warmzeitliche Arten.

Tab. 3: Molluscs from Eemian terrace-sediments in the area of Heilbronn. A. Heilbronn-Böckingen, Ludwigsburgerstraße, high-flood loam ; B1: Obereisesheim, gravels; B2: Obereisesheim, high-flood loam

The frequency of species per sample is expressed by dominance rates in %.

!! – index species of interglacials, ! – species characteristic of warm phases, (!) – Mainly in warm phases, but also in warmer periods of glacials.

	A	B1	B2		A	B1	B2
1. Ausgesprochene Waldarten				4. Offenlandarten			
! <i>Aegopinella</i> spec. (große Art)	4,1	0,2	-	<i>Chondrula tridens</i>	-	0,2	-
! <i>Cochlodina laminata</i>	-	0,1	-	<i>Pupilla muscorum</i>	-	0,2	-
! <i>Ena montana</i>	4,1	-	-	<i>Vallonia costata</i>	-	0,8	8,8
! <i>Monachoides incarnatus</i>	-	0,1	-	<i>Vallonia excentrica</i>	-	-	1,8
2. Andere Schatten liebende Arten				<i>Vallonia pulchella</i>	-	11,5	-
<i>Arianta arbustorum</i>	28,6	0,3	1,8	(!) <i>Vertigo pygmaea</i>	-	1,3	1,8
<i>Clausilia pumila</i>	14,3	0,6	-	5. Wasser- und Sumpfmollusken			
<i>Eucobresia diaphana</i>	2,0	-	-	(!) <i>Ancylus fluviatilis</i>	-	0,6	-
(!) <i>Fruticicola fruticum</i>	-	0,3	3,5	<i>Anisus leucostoma</i>	-	-	3,5
<i>Vitrea crystallina</i>	12,3	-	-	!! <i>Belgrandia germanica</i>	-	7,6	-
<i>Trichia striolata</i>	16,3	-	-	(!) <i>Bithynia tentaculata</i>	-	23,4	3,5
3. Ubiquisten				<i>Galba truncatula</i>	-	1,3	1,8
Agriolimacidae / Limacidae	-	1,6	38,5	<i>Gyraulus crista</i>	-	0,5	-
! <i>Carychium tridentatum</i>	-	0,2	-	<i>Pisidium nitidum</i>	-	0,5	-
<i>Cochlicopa lubrica</i>	16,3	1,5	-	<i>Planorbis</i> spec.	-	5,0	5,2
<i>Punctum pygmaeum</i>	-	0,8	-	<i>Radix ovata</i>	2,0	5,5	3,5
<i>Succinella oblonga</i>	-	0,2	-	Succineidae (große Arten)	-	0,8	10,5
<i>Trichia hispida</i>	-	1,8	8,8	! <i>Theodoxus fluviatilis</i>	-	20,7	5,2
				<i>Valvata cristata</i>	-	6,6	-
				<i>Valvata piscinalis</i>	-	1,0	-
				(!) <i>Vertigo antivertigo</i>	-	4,8	-
				Artenzahl:	9	30	15
				Individuenzahl:	49	619	57

Dem Terrassenkörper der 5-7 m-Terrasse von Obereisesheim wurden an zwei Stellen Sedimentproben zur Untersuchung der Molluskenführung entnommen: 1. dem Hochflutlehm und 2. dem oberen Abschnitt des Mittelkieses unter dem Hochflutlehm.

In ihrer Zusammensetzung erinnert die Fauna aus dem Mittelkies (Tabelle 3, Spalte B1) sehr an die Molluskenbestände aus dem eemzeitlichen Hochflutlehm bei Heilbronn-Böckingen, die von BIBUS & RÄHLE (1986) beschrieben

worden sind. Besonders hervorzuheben ist dabei das gemeinsame Auftreten von *Belgrandia germanica* und *Theodoxus fluviatilis*. Durch die Belgrandien, die in verschiedenen Inter-glazialen in Deutschland heimisch waren, sind hochwarmzeitliche Verhältnisse belegt, und die Anwesenheit von *Th. fluviatilis* spricht eindeutig für eemzeitliches Alter, denn diese Art ist in Deutschland nur aus eemzeitlichen und holozänen Fundzusammenhängen bekannt (STEUS-LOFF 1953, MEIJER 1988).

Die Fauna setzt sich überwiegend aus aquatischen Arten und feuchtliebenden terrestrischen Arten der Talaue zusammen. Das ökologische Spektrum reicht von Bewohnern fließenden Wassers (*Theodoxus*, *Belgrandia*, *Radix ovata*, *Ancylus fluviatilis*) bis zu Arten temporärer Kleingewässer und Sümpfe (*Valvata cristata*, *Galba truncatula*, *Vertigo antivertigo* und große Succineidae). In den terrestrischen Arten spiegelt sich eine weitgehend offene Landschaft wider, denn Arten, die auf höhere Vegetation angewiesen sind, spielen nur eine ganz untergeordnete Rolle. Unter den Offenlandarten ist *Vallonia pulchella*, eine Art, die sich mit Vorliebe auf feuchten Wiesen aufhält, besonders häufig. Aus dem Hochflutlehm (Tabelle 3, Spalte B2) liegen vergleichsweise wenige Fossilien vor. Die Fauna erscheint insgesamt klimatisch viel anspruchsloser als diejenige aus dem Liegenden. Warmzeitliche Elemente fehlen fast völlig. Von dem festschaligen *Theodoxus fluviatilis* waren nur noch Fragmente zu finden. Es ist zu vermuten, dass es sich dabei um umgelagertes Schalen handelt und dass die Art zur betreffenden Zeit schon nicht mehr im Neckar gelebt hat. Wie im Falle von Heilbronn-Böckingen (BIBUS & RÄHLE 1986) zeichnet sich auch in der Fauna von Obereisesheim von unten nach oben eine Klimaverschlechterung ab.

Bemerkenswerterweise wurde von HEUBACH (1925: 55f.) nur 1,5 km weiter nördlich angenommen, dass gegenüber der Kochermündung eine beachtliche jungquartäre Tektonik geherrscht hat, durch welche die würmzeitliche Niederterrasse um über 5 m herausgehoben sein soll. Diese Ansicht wurde auch in den Erläuterungen der GK Bl. 6721 Bl. Bad Friedrichshall (BRUNNER 2001: 72, Beil. 5c) vertreten, wobei die Schotteroberkante des als herausgehoben angesehenen Würmschotters bis 160 m ü.NN und damit sogar ca. 12 m über der Aue liegen soll. Aufgrund der tiefen Lage der Rißterrasse und der eemzeitlichen Sedimente nördlich von Obereisesheim und im übrigen Heilbronner Becken (BIBUS 2002) gehen wir davon aus, dass

gegenüber der Kochermündung keine gehobene Niederterrasse, sondern eine ältere mittelpleistozäne Terrasse vorliegt, zumal der Schotterkörper auch mit mächtigen Lößdeckschichten überkleidet wurde. Bereits KÖKEN (1900) hat die Schotter gegenüber der Kochermündung zu seiner präwürmzeitlichen, jüngeren Hochterrasse gestellt (vgl. auch Einstufung auf der GK Bl. 6721 Bad Friedrichshall). Die Vorstellung einer intensiven tektonischen Heraushebung nach der Niederterrassenaufschüttung von 5 bis u.U. sogar über 10 m halten wir deshalb, auch aufgrund der Molluskenfunde, für nicht zutreffend.

4 Schriftenverzeichnis

- ACHILLES, K. A. (1939): Diluvialgeologische Untersuchungen im mittleren Neckartal. - Jh. Ver. vaterl. Naturkde. Württ., **95**: 1-110, 10 Phot., 6 Abb., 26 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- BIBUS, E. (1989a), mit Beiträgen von W. RÄHLE & L. ZÖLLER: Programm und Exkursionsführer zur 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 25.5.-27.5.1989 in Heilbronn. - 31 S., 18 Abb.; Tübingen.
- BIBUS, E. (1989b): Zur Gliederung, Ausbildung und stratigraphischen Stellung von Enzterassen in Großbaustellen bei Vaihingen an der Enz. - Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **31**: 7-22, 5 Abb.; Freiburg i. Br.
- BIBUS, E. (2002): Zum Quartär im mittleren Neckarraum - Reliefentwicklung, Löß/Paläobodensequenzen, Paläoklima. - Tübinger geowiss. Arb., **D8**: 236 S., 45 Abb., 2 Tab., 8 Phot.; Tübingen.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau (Heidelberger Zement AG) und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszone. - Frankfurter geowiss. Arb., **D**, **20**: 21-52, 5 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a.M.

- BIBUS, E. & RÄHLE, W. (1986): Geomorphologische Lage, Deckschichten und Molluskenführung letztinterglazialer Hochflutlehme im Neckartal (Baden-Württemberg). - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **36**: 89-109, 7 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BIBUS, E. & RÄHLE, W. (2003): Molluskenführung und Deckschichtengliederung von Höhengottervorkommen bei Haigerloch (Eyachtal) und Rottenburg (Neckartal) in Württemberg. - 19 S., 4 Abb.; Tübingen (abgeschl. Manuskript).
- BIBUS, E. & WESLER, J. (1995): The middle Neckar as an example of fluvio-morphological processes during the Middle and Late Quaternary period. - *Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd.* **100**: 15-26, 4 Abb.; Berlin-Stuttgart.
- BOETERS, H.D., GITTENBERGER, E. & SUBAI, P. (1989): Die Aciculidae: (Mollusca: Gastropoda Prosobranchia). - *Zool. Verhandlungen*, **252**: 1-234, 220 Abb.; Leiden.
- BRUNNER, G. (1957): Die Breitenberghöhle bei Gößweinstein/Ofr. Eine Mindel-Riß und eine postglaziale Mediterran-Fauna. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1957**: 352-403, 18 Abb.; Stuttgart.
- BRUNNER, H. (1986): Erläuterungen zu Blatt 6812 Heilbronn. - GK 25 Baden-Württ.: 204 S., 6 Abb., 8 Tab., 1 Taf., 4 Beil.; Stuttgart.
- BRUNNER, H. (2001): Erläuterungen zu Blatt 6721 Bad Friedrichshall. - GK 25 Baden-Württ.: 183 S., 24 Abb., 6 Tab., 7 Beil.; Freiburg i.Br.
- DEHM, R. (1951): Mitteldiluviale Kalktuffe und ihre Molluskenfauna bei Schmiechen nahe Blaubeuren (Schwäb.Alb). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **93** (1951): 247-276, 2 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- DEHM, R. (1969): Über den Nachweis der mittelpleistozänen Warmzeit in Nordbayern. - *Bayer. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Sitzungsber.* 1968: 12-15; München.
- DEHM, R. (1971): Eine altpleistozäne Spaltenfüllung von Weißenburg in Bayern und ihre Molluskenfauna. - *Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, **11**: 77-85, Taf.8; München.
- FALKNER, G. (1984): Eine Molluskenfaunula aus den „Älteren Fluviatilen Schichten“ der Neuen Grube Sigrist von Steinheim a.d. Murr. - *Documenta naturae*, **18**: 18-24, 1 Karte, 1 Tab., München.
- FRANK, C. (1975a): Molluskenassoziationen des Weizer Berglandes und der Fischbacher Alpen. - *Mitt. dtsh. malakozool. Ges.*, **3**: 212-231; Frankfurt a.M.
- FRANK, C. (1975b): Zur Biologie und Ökologie mittelsteirischer Landmollusken. - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **105**: 225-263, 1 Abb., 17 Tab.; Graz.
- GEYER, D. (1914): Über diluviale Schotter Schwabens und ihre Molluskenreste. - *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F.*, **4**: 120-138, 1 Taf.; Stuttgart.
- GLÖER, P. (2002): Die Süßwassergastropoden Nord- und Mitteleuropas. Die Tierwelt Deutschlands, Teil. **73**: 327 S., 307 Abb.; Hackenheim.
- HÄSSLEIN, L. (1957): Mollusken aus der Breitenberghöhle. In: G. BRUNNER: Die Breitenberghöhle bei Gößweinstein. - *N. Jb. Geol. Paläontol. Mh.* **1957**: 388-393, Stuttgart.
- HÄSSLEIN, L. (1958): Bemerkenswerte *Helicogona*-Vorkommen im Diluvium einer fränkischen Höhle. - *Arch. Moll.*, **87**: 37-40, 6 Abb.; Frankfurt a.M.
- HEUBACH, K. (1925): Beiträge zur Frage der Entstehung der Heilbronner Mulde. - *Jh. Ver. vaterländ. Naturkde. Württ.*, **81**: 37-62, 2 Kt., 1 Taf.; Stuttgart.
- HOCKER, F. (1898): Die Conchylienfauna der diluvialen Sand- und Tuffablagerungen bei Brüheim im Herzogtum Gotha. - *Nachrbl. dtsh. malakozool. Ges.*, **30**: 86-91; Frankfurt a.M.
- HOCKER, F. (1907): Nachtrag zum Verzeichnis der in der diluvialen Sand- und Tuffablagerung von Brüheim bei Gotha vorkommen-

- den Conchylien. - Nachrbl. dtsch. malakozool. Ges., **39**: 86-93; Frankfurt a.M.
- HORÁČEK, I. & LOŽEK, V. (1988): Palaeozoology and the Mid-European Quaternary past: scope of the approach and selected results. - Rozpravy Ceskoslovenske Akademie Ved, Rada matematickych a Prirodnich Ved, **98**: 1-102 + 1-4, 14 Abb.+1, 16 Tab.+10+1, 7 Fotos; Praha.
- JAECKEL, S. G. (1962): Ergänzungen und Berichtigungen zum rezenten und quartären Vorkommen der mitteleuropäischen Mollusken. In: P. BROHMER, P. EHRMANN & G. ULMER: Die Tierwelt Mitteleuropas, Bd. 2, Ergänzung (Lief.1): 25-260, 9 Taf.; Leipzig.
- KOENIGSWALD, W. VON (1971): Die altpleistozäne Wirbeltierfauna aus der Spaltenfüllung Weißenburg 7 (Bayern). - Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **11**: 117-122, 3 Abb.; München.
- KOKEN, E. (1900): Begleitworte zur Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Kochendorf 1: 10 000. - 79 S., 12 Kt., 1 Profiltaf.; Stuttgart (Lindemann).
- KRANZ, W. & GEYER, D. (1922): Ein altes Hochtal im Gebiet des Grenzbach- und Strudelbachtals nördlich Weißach. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., **9**: 66-77, 2 Abb.; Stuttgart.
- LOŽEK, V. (1964a): Neue Mollusken aus dem Altpleistozän Mitteleuropas. - Arch. Moll., **93**: 193-199, 6 Abb.; Frankfurt a.M.
- LOŽEK, V. (1964b): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. - Rozpravy Ustr. ust. geol., **31**, 374 S., 91 Abb., 10 Tab., 32 Taf., 4 Beil., Praha.
- LOŽEK, V. (1986): Quaternary Malacology and Fauna genesis in Central Europe. - Proc. 8th Intern. Malacolog. Congress, Budapest, **1983**: 143-145; Budapest.
- LOŽEK, V. (1997): Palaeoecology of Quaternary Molluscs. - *Heldia*, Sonderh. **5**: 20-26; München.
- MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. - *Geologie*, **21**, Beih. 78/79: 175 S., 14 Abb., 33 Tab.; Berlin.
- MANIA, D. (1983): Die Molluskenfauna des mittelpleistozänen Travertinkomplexes bei Bilzingsleben und ihre ökologisch-stratigraphische Aussage. - Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle, **36**: 131-155, 3 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- MANIA, D. (1995): The influence of Quaternary climatic development on the Central European mollusc fauna. - *Acta zool. cracov.*, **38**: 17-34, 15 Abb.; Krakow.
- MANIA, D. (2002): Travertine und paläolithische Funde von Bilzingsleben, Landkreis Sömmerda. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., **84**: 95-107, 9 Abb.; Stuttgart.
- MEIJER, T. (1988): Fossiele zoetwaternerieten uit het Nederlandse Kwartair en enkele opmerkingen over het voorkomen van deze groep in het Kwartair van Noordwest Europa. - *De Kreukel*, Jubileumnummer: 89-109, 1 Taf., 4 Tab.; Amsterdam.
- MEIJER, T. (1989): Notes on quaternary freshwater mollusca of the Netherlands, with descriptions of some new species. - *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.*, **26(4)**: 145-181, 3 Tab. 2 Taf.; Leiden.
- NORDSIECK, H. (1990): Revision der Gattung *Clausilia* DRAPARNAUD, besonders der Arten in SW-Europa (Das *Clausilia rugosa*-Problem) (Gastropoda: Stylommatophora: Clausiliidae). - *Arch. Moll.*, **119** (1988): 133-179, 11 Abb. 3 Taf.; Frankfurt a.M.
- RÄHLE, W. (1989): Molluskenfaunen aus alt-, mittel- und jungpleistozänen Lössen der Umgebung von Heilbronn und Besigheim. - In: BIBUS, E.: Programm und Exkursionsführer der 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (25.5. - 27.5.1989 in Heilbronn): 28-31; Tübingen.
- RÄHLE, W. & BIBUS, E. (1992): Eine altpleistozäne Molluskenfauna in den Höhenschot-

- tern des Neckars bei Rottenburg, Württemberg. - Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **34**: 319-341, 3 Abb., 2 Tab.; Freiburg i. Br.
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, fazielle Differenzierung und Konnektierung in Flussterrassen. - Catena, Supplem. **3**: 95-138; Cremlingen.
- ROHDENBURG, H. (1964): Ein Beitrag zur Deutung des „Gefleckten Horizontes“. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 66-71, 3 Abb.; Öhringen.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - Mitt. dtsh. bodenkdl. Ges., **5**: 1-135; Göttingen.
- SCHLICKUM, W.R. & LOŽEK, V. (1965): *Aegopis klemmi*, eine neue Interglazialart aus dem Altpleistozän Mitteleuropas.- Arch. Moll., **94** (3/4): 111-114, 3 Abb.; Frankfurt a.M.
- SCHMIERER, T. (1923): Beitrag zur Kenntnis des faunistischen und floristischen Inhalts der Berliner Paludinenbank. - Z. dtsh. geol. Ges., **74**: 207-236, 1 Taf.; Hannover.
- SEMMEL, A. (1996): Stop 1, Paläoböden im Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Steinbruchs Mainz-Weisenau – Problemstellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse. - Frankfurter geowiss. Arb., Ser. D, **20**: 11-20, 1 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a.M.
- STEUSLOFF, U. (1953): Wanderungen und Wandlungen der Süßwasser-Mollusken Mitteleuropas während des Pleistozäns. - Arch. Hydrobiol., **48**: 210-236, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- WEIDENFELLER, M., BOENIGK, W., FRECHEN, M., HAMBACH, U. & REINDERS, J. (1999): The late Middle and Upper Pleistocene loess/paleosol deposits of section Koblenz-Metternich, Mosel valley. - In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. [eds.]: Loess in the Middle and Upper Rhine Area, Field Guide. - Geol. L.-Amt Rheinland-Pfalz: 17-30, 8 Abb.; Mainz.
- WILD, H. (1968): mit Beiträgen von O. LINCK et al.: Erläuterungen zu Blatt 6821 Heilbronn. - GK 25 Baden-Württemberg. - 183 S., 11 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- ZAGWIJN, W.H. (1989): The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of coastal lowland evolution. - Geologie en Mijnbouw, **68**: 107-120, 23 Abb.; Dordrecht.

Nochmals zur Altersstellung des Tranitzer Fluviatils (Anmerkungen zum „Kommentar“ von LIPPSTREU & STACKEBRANDT)

WERNER NOWEL*

Keywords: Middle Pleistocene, Saalian Complex, stratigraphy, till gravel analyses, fluvial sediments, Lower Lusatia, North Germany

Kurzfassung: Eine gründliche Analyse der Lagerungsverhältnisse an und in der Rinne Gosda – Klinge (Tagebau Jänschwalde) beweist die Richtigkeit der von HELMWIG (1975) begründeten stratigraphischen Stellung des Tranitzer Fluviatils zwischen den Glazialfolgen Saale (Drenthe) 2 und Warthe 1. Die Flussschotter des Holstein sensu lato und des Tranitzer Fluviatils gehören im Quartär der Niederlausitz unterschiedlichen Stockwerken an. Die drei Tills des Profils Ostrandschlauch sind Bildungen der drei Glazialfolgen des Saale-Komplexes.

[Once more arguments to the stratigraphical position of the Tranitz Fluviatil (remarks to the „commentary“ of LIPPSTREU & STACKEBRANDT)]

Abstract: The stratigraphical position of the Tranitz Fluviatil, according to HELMWIG (1975) between the glacial sequences Saalian (Drenthian) 2 and Warthian 1, is proved as a result of thorough detailed analysis of the stratigraphical conditions of the Gosda – Klinge channel structure (Jänschwalde opencast mine). The fluvial gravel deposits of the Holsteinian sensu lato and the Tranitz Fluviatil are lying in different stratigraphic levels of the Quaternary of Lower Lusatia. The three tills of the old eastern end slope section are three glacial sequences of Saalian Complex.

Hauptgegenstand meines Aufsatzes „Zur Korrelation der Glazialfolgen des Saale-Komplexes Nord- und Mitteldeutschlands am Beispiel des Tagebaus Jänschwalde in Brandenburg“ (Band 52, S. 47-83) ist der Versuch einer praktikablen Korrelation zwischen der in Ostdeutschland durch CEPEK begründeten Dreigliederung des Saale-Komplexes (Saale I, II, III) und der gültigen Zweigliederung Nordwestdeutschlands (Drenthe, Warthe) auf Basis der Gedanken zur Zyklentheorie von RICHTER (1968) und EHLERS (1992) sowie einer gründlichen Analyse der Literatur zum Problem der umstrittenen Wärmeperiode zwischen Drenthe und Warthe. Die Diskussion neuer Möglichkeiten zum Vergleich der Gliederungen in Polen, Südbrandenburg, Westsachsen, der Altmark, Niedersachsen, Hamburg und Schleswig-Holstein ist das eigentliche Ziel.

Das Pleistozänprofil vom Ostrandschlauch des Tagebaus Jänschwalde dient dabei als regionaler Ausgangspunkt, ist aber für das Gesamtvorhaben nicht entscheidend, sondern könnte durch eine Reihe anderer Niederlausitzer Profile durchaus ersetzt werden (CEPEK, HELMWIG & NOWEL 1994).

Gleichwohl ist das Jänschwalder Quartär aufgrund zahlreicher seit 1975 erfolgter Bearbeitungen und geführter Exkursionen von besonderem Interesse. Nicht zu ignorieren ist allerdings auch die Tatsache, dass speziell zum Südrandschlauch des Tagebaus seit 1994 sehr unterschiedliche stratigraphische Interpretationen und daraus abgeleitete Verallgemeinerungen in der Literatur existieren: Sowohl im Heft 1 der „Brandenburgischen Geowiss. Beiträge“ als auch im Tagungsband der 27. DEUQUA-Tagung (EISSMANN & LITT 1994) stehen die Auffassungen von CEPEK (†), HELMWIG und NOWEL einerseits sowie LIPPSTREU und Mitarbeitern andererseits kommentarlos nebeneinander und erleichtern dem

*Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Geol. W. NOWEL,
Sanzebergstraße 4, D-03042 Cortbus

Leser nicht gerade die Orientierung. Bemühungen um eine Annäherung der Standpunkte waren 1992/93 im Vorfeld der DEUQUA-Tagung erfolglos geblieben. Deshalb konzentrierten wir uns seitens der LAUBAG bei den Exkursionsführungen für die 27. DEUQUA-Tagung (in EISSMANN & LITT 1994: 152-168) und den XIV. INQUA-Kongress (in SCHIRMER 1995: 366-372) hauptsächlich auf das instruktivere Profil des Ostrandschlauchs, während LIPPSTREU (in EISSMANN & LITT 1994: 168-189) unsere und seine Böschungskartierungen im Südrandschlauch präsentierte.

Quartärgeologisch bildet das Gebiet Dubrau – Klinge – Gosda – Mulknitz (detaillierte Übersichtskarte in Abb. 1) durchaus eine Einheit, und so gibt es rein lithologisch betrachtet zwischen den von mir publizierten geologischen Schnitten 1-3 (NOWEL in EISSMANN & LITT 1994: 156, Schnitt 3 siehe auch Abb. 2 meines eingangs genannten Aufsatzes) und dem Kartierungsprofil von LIPPSTREU et al. (1994: 16a sowie in EISSMANN & LITT 1994: 168a) kaum Differenzen; ernsthaften Widerspruch fordern allerdings die konträren stratigraphischen Interpretationen heraus. Auf Seite 6 (und mit Bezugnahme auf ERD auch Seite 26) meines Aufsatzes sind in gebotener Kürze die Fakten und Argumente genannt, die für eine Beibehaltung des von HELMWIG (1975) begründeten Intra-Saale-Alters des Tranitzer Fluviatils und gegen eine von LIPPSTREU et al. (1994) geforderte Zurückstufung in die Zeit vor der 1. Saale- (Drenthe-) Glaziation sprechen. Auf eine ausführliche Diskussion musste aus Platzgründen verzichtet werden. Nach den erneuten Einwänden durch LIPPSTREU (in REISSMANN & BOSE 2002: 45) und dem „Kommentar“ von LIPPSTREU & STACKEBRANDT (2003) sind nun etwas detailliertere Anmerkungen unerlässlich.

1 Zu den Lagerungsverhältnissen in der Gosda – Klinger Rinne

Die Rinne Gosda – Klinge im Tagebaufeld Jänschwalde ist die größte im Regelbetrieb mit einem Förderbrückenverband F 60 erfolgreich überbaggerte Störungsstruktur im Niederlausitzer Revier. Nach einer Verkürzung der Strosse und Umfahrung des flözfreien Bereichs

nördlich der Ortschaft Gosda im Jahre 1986 entstand das 1,3 km lange, die Rinnenstruktur in spitzem Winkel schneidende Ostböschungssystem des Südrandschlauchs (siehe Abb. 1), das wir bereits im Juli 1986 mit einer Exkursion des AK Quartärgeologie der GGW besuchen konnten (NOWEL et al. 1986). Besichtigt wurden damals im Grubenbetrieb des Tagebaus (am Punkt 5 in Abb. 1):

- die *Viviparus diluvianus* KUNTH führenden Kiessande, die HELMWIG (1975: 1087) an Bohrgut aus der Bohrung 1422/74 als Flussschotter der Lausitzer Neiße aus dem Zeitraum Elster-Kataglazial bis Saale-Anaglazial („Holstein sensu lato“) bestimmt hatte,
- die überlagernde Grundmoräne, in der ebenfalls Exemplare von *Viviparus* aufgenommen waren und
- die verschiedensten glazigenen Störungsformen im Tertiär der Rinnenflanken.

Seit den Darstellungen von KÜHNER (in NOWEL et al. 1986: 43) ging man – in Anlehnung an die Geschiebeanalyse von HELMWIG am Bohrgut der Bhg. 1422/74 und die zahlreichen Untersuchungen von CEPEK (1985, unveröff.) aus der benachbarten Dubrau-Bohrauer Rinne – davon aus, dass es sich bei der gesamten Geschiebemergelfüllung der Rinne um Saale I-Grundmoräne handelt, der Saale II-Vorstößbänderschluft und Reste des Tranitzer Fluviatils auflagern. KÜHNER et al. (1988) stellten bei ihrer gründlichen Dokumentation der Rinnenstruktur zwar eine Zweiteilung des Geschiebemergels fest, deuteten diese aber als unterschiedliche Fazies des gSl. Diese Interpretation wurde von NOWEL & CEPEK (1988), CEPEK & NOWEL (1991) und auch noch von KÜHNER (in NOWEL et al. 1991: 134) kritiklos übernommen.

Für die Exkursion 4/1 der 38. Jahrestagung der GGW 1991 fertigte ich den Schnitt 4 an (Abb. 2), der in der damaligen Fassung nach SE Anschluss an den Saale I-Till der Dubrauer Rinne hatte, der durch CEPEK (1985,

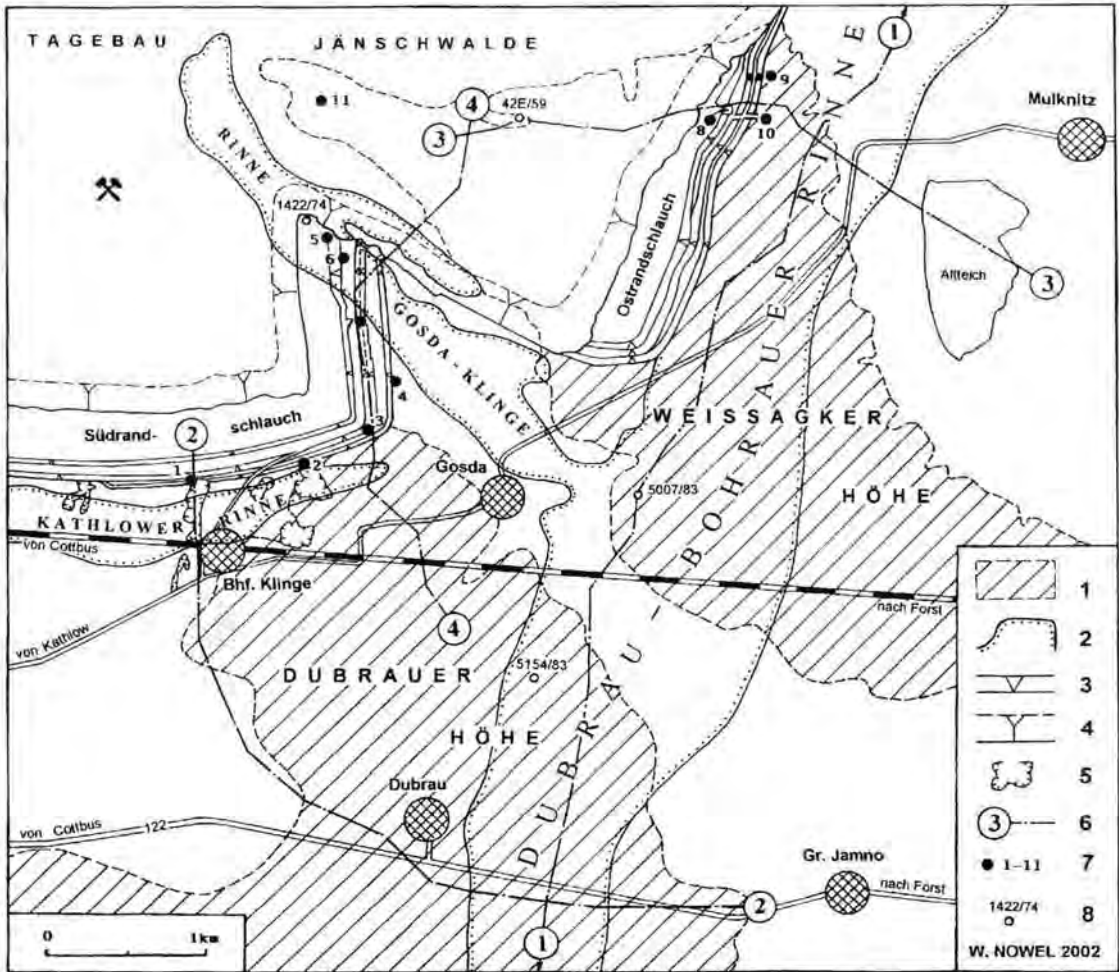


Abb. 1: Übersichtskarte des Gebietes Dubrau – Klinge – Gosda – Mulknitz mit dem Süd- und Ostrandschlauch des Tagebaus Jänschwalde

1 – warthe glaziale Hochflächen; 2 – Kohlefeldergrenzen des 2. Lausitzer Flözhorizontes (Punkte in Richtung der pleistozänen Rinnen); 3 – Abraumbaggerböschungen; 4 – Kippenböschungen; 5 – ehem. Tongruben; 6 – Spurlinien geologischer Schnitte; 7 – spezielle Aufschlusspunkte; 8 – im Text genannte besondere Bohrungen.

Erläuterung zu den Aufschlusspunkten:

- 1) Eem-Grabung des Museums der Natur und Umwelt Cottbus in der ehem. Älteren Dominalgrube (R. & U. STRIEGLER in NOWEL et al. 1986: 39, in EISSMANN & LITT 1994: 166, in REISSMANN & BÖSE 2002: 42) und Tranitzer Fluvial mit borealen Mudden an der 1. Abraumböschung des Tagebaus (NOWEL et al. 1986, 1991, NOWEL & CEPEK 1988, CEPEK & NOWEL 1991, ERD in NOWEL et al. 1986: 41, ERD 1994a: 38, CEPEK et al. sowie LIPPSTREU et al. in EISSMANN & LITT 1994: 167, 183).
- 2) Grundmoränen sowie Tranitzer Fluvial an der 1. Abraumböschung unterhalb der ehem. ZWEIFSCHEN Tongrube (NOWEL et al. 1991; LIPPSTREU et al. in EISSMANN & LITT 1994: 185).
- 3) Referenzprofil für das „Klinger Fluvial“ mit 6 Mudden-Horizonten an der 2. Abraumböschung (NOWEL & CEPEK 1988, CEPEK & NOWEL 1991, NOWEL et al. 1991) und Fundstelle eines Stammes von *Quercus sp.* in den

- Kiesen des Tranitzer Fluviatils an der 1. Abraumböschung (LIPPSTREU et al. in EISSMANN & LITT 1994:186).
- 4) nach NE einfallender Geschiebemergel an der 1. Abraumböschung.
 - 5) fluviatile Kiessande des Holstein sensu lato mit *Viviparus diluvianus* KUNTH und Saale I-Till im Niveau der Grube.
 - 6) Saale II-Till im Niveau der 4. Abraumböschung.
 - 7) Saale III- (Warthe 1-) Till an der 3. Abraumböschung.
 - 8) Fundstelle von *Viviparus diluvianus* KUNTH im Niveau der 3. Abraumböschung im Ostrandschlauch.
 - 9) Probenentnahmestellen von HELLOWIG im Jahre 1993 (Analysen in EISSMANN & LITT 1994: 160; in SCHIRMER 1995: 370 und in NOWEL 1996: 67).
 - 10) bei den Exkursionen am 16.9.1994, 11.8.1995 und 11.6.1999 vorgeführtes Profil im Saale-Komplex des Ostrandschlauchs (HELLWIG, KÜHNER & NOWEL in EISSMANN & LITT 1994: 164; in SCHIRMER 1995: 371 und NOWEL 1996: 64).
 - 11) ehem. Kiesgrube Weissagk (HELLWIG 1975b, in CEPEK, HELLOWIG & NOWEL 1994: 58).

Fig. 1; General map around the villages Dubrau – Klinge – Gosda – Mulknitz including the Southern and Eastern end slopes of the Jänschwalde opencast mine

1 – Warthian ground moraine plateaus; 2 – borderlines of lignite deposits of the 2nd Lusatian Seam Horizon (points lateral of the deep Pleistocene erosion channel structures); 3 – overburden dredger slopes; 4 – slopes of dump; 5 – abandoned clay pits; 6 – lines of geological profile sections; 7 – special outcrop points; 8 – specific boreholes, which are called in text.

Explanations to the special outcrop points:

- 1) Eemian outcrop pit of the Natural Science Museum of Cottbus in the former oldest Dominial clay pit (R. & U. STRIEGLER by NOWEL et al. 1986: 39; by EISSMANN & LITT 1994: 166; by REISSMANN & BÖSE 2002: 42) and stratigraphic sequence of the Tranitz Fluviatil including boreal muds at the 1th overburden dredger slope of the opencast mine (NOWEL et al. 1986, 1991; NOWEL & CEPEK 1988; CEPEK & NOWEL 1991; ERD by NOWEL et al. 1986: 41, ERD 1994a: 38; CEPEK et al. as well as LIPPSTREU et al. by EISSMANN & LITT 1994: 167, 183).
- 2) Tills and Tranitz Fluviatil at the 1th overburden dredger slope below the former ZWEIF clay pit (NOWEL et al. 1991; LIPPSTREU et al. by EISSMANN & LITT 1994: 185).
- 3) reference profile of the “Klinge Fluviatil” including 6 mud horizons at the 2nd overburden dredger slope (NOWEL & CEPEK 1988; CEPEK & NOWEL 1991; NOWEL et al. 1991) and finding locality of a trunk of *Quercus sp.* in gravels of the Tranitz Fluviatil at the 1th overburden dredger slope (LIPPSTREU et al. by EISSMANN & LITT 1994: 186).
- 4) northeastwards dipping till at the 1th overburden dredger slope.
- 5) fluviatile gravel sands of the Holsteinian s. l. including *Viviparus diluvianus* KUNTH and Saalian I till outcropping in the level of lignite seam mining.
- 6) Saalian II till at the 4th overburden dredger slope .
- 7) Saalian III (Warthian 1) till at the 3th overburden dredger slope.
- 8) finding locality of *Viviparus diluvianus* KUNTH in level of the 3th overburden dredger slope inside the old Eastern end slope.
- 9) sampling locality by HELLOWIG 1993 (analyses by EISSMANN & LITT 1994: 160; by Schirmer 1995: 370 and by NOWEL 1996: 67).
- 10) geological outcrop profile of the Saalian Complex at the old Eastern end slope, which are presented during the excursions on 1994-9-16, 1995-8-11 and 1999-6-11 (HELLWIG, KÜHNER & NOWEL by EISSMANN & LITT 1994: 164; by SCHIRMER 1995: 371; by NOWEL 1996: 64).
- 11) former gravel pit of Weissagk (HELLWIG 1975b; by CEPEK, HELLOWIG & NOWEL 1994: 58).

unveröff.) an 7 Proben aus der Bhg. 5154/83 geschiebeanalytisch als solcher ausgewiesen ist. Bei der Böschungskartierung zur Präzisierung des Schnittes im Bereich des offenen Tagebaus stellte ich an der 1. Abraumböschung (4 in Abb. 1, ca. 100 m östlich der Bhg. 1480/74) völlig

unerwartet fest, dass der Geschiebemergel aus der Gosda-Klinger Rinne in einer schmalen Zunge bis wenige Meter unter Gelände aufragt. Er wird hier erosionsdiskordant nur von geringmächtigem Beckensand, wahrscheinlichem Eem und deluvial-fluviatilen Sanden

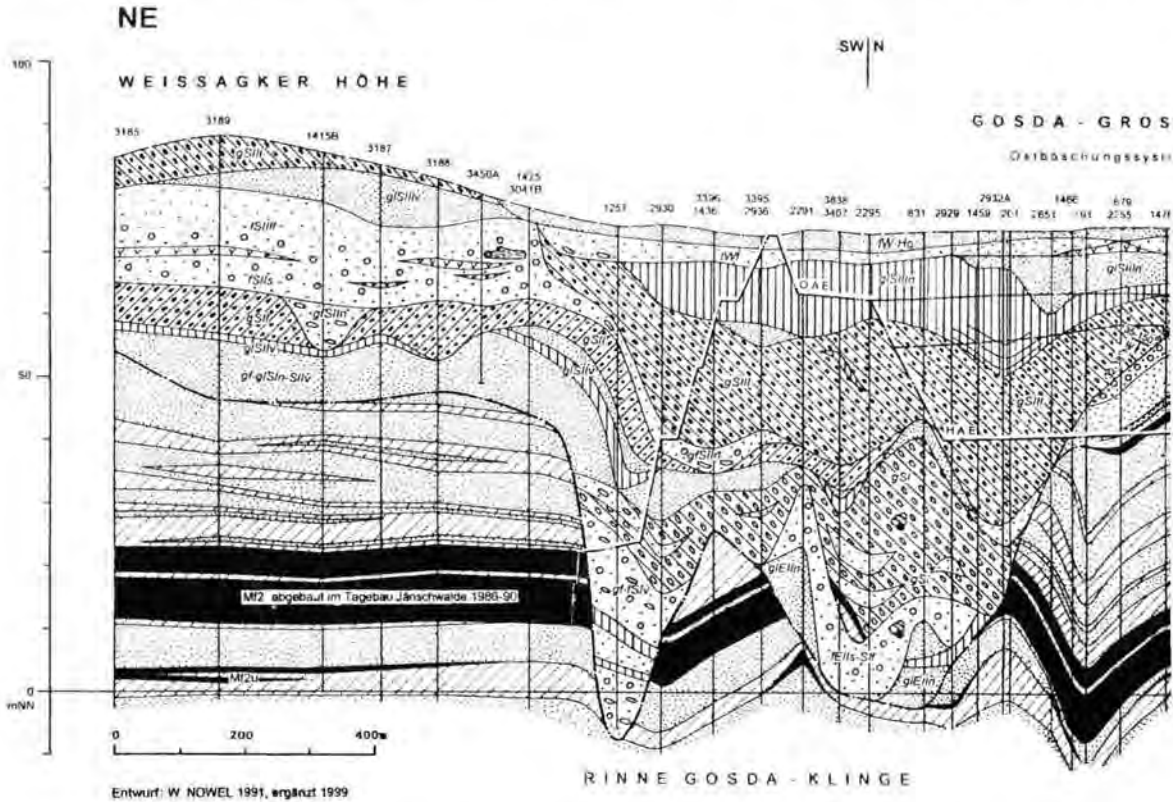


Abb. 2: Geologischer Schnitt 4 von der Weissagker Höhe zur Dubrauer Höhe durch die Rinne Gosda – Klinge und die Kathlower Rinne (Darstellung 10fach überhöht).

1-3 Tertiär, dabei: 1 – Braunkohle (Mf2 = miozäner 2. Lausitzer Flözhorizont, Mf2u = Unterbegleiter des Mf2); 2 – Schluff und Ton; 3 – Feinsand; 4 – Grenze Tertiär/ Quartär; 5-17 Quartär, dabei: 5 – Grundmoräne Elster II; 6 – Grundmoräne Saale I (Drenthe 1); 7 – Grundmoräne Saale II (Drenthe 2); 8 – Grundmoräne Saale III (Warthe 1); 9 – Steine; 10 – Kies und Kiessand; 11 – Mittel- und Grobsand; 12 – Feinsand; 13 – Ton und Schluff einschl. Bänderton; 14 – Ton- und Schluffmudden im „Klinger Fluvial“ (Ziffern 1-6 = Muddehorizonte bei NOWEL & CEPEK 1988 u.a.); 15 – Ton-, Schluff- und Torfmudde im Tranitzer Fluvial und im wahrscheinlichen Eem; 16 – *Viviparus diluvianus* KUNTH (die Funde stammen nicht aus den Bohrungen, sondern aus dem Tagebauaufschluss beim Punkt 5 in Abb. 1); 17 – Funde von Treibholz im Tranitzer Fluvial; 18 – technologische Grenzen im Böschungssystem des Tagebaus (HAE = Hauptarbeitsebene, OAE = obere Arbeitsebene des ehem. Förderbrückenverbandes). Die Einschreibungen in den Schichten entsprechen denen der Lithofazieskarten Quartär 1:50 000 (Erläuterungen bei CEPEK [†] 1999, siehe auch NOWEL 2003: Abb. 2 u. 3).

des Gosda-Groß Jamnoer Tals überdeckt und überlagert seinerseits diskordant die typischen Kiessande des Tranitzer Fluviatils.

Die aus dem Gesamtbild des Schnittes 4 (Abb. 2) ersichtlichen Lagerungsverhältnisse verdeutlichen, dass das Tranitzer Fluviatil zusammen

mit den unterlagernden älteren quartären und tertiären Schichten postgenetisch glazigen gestaucht und eingemuldet worden ist. Etwa im Bereich der Bhg. 191 wird es (einschließlich der Feinsande und Mudden des unterlagernden „Klinger Fluviatils“) im Niveau der 3. Abraum-

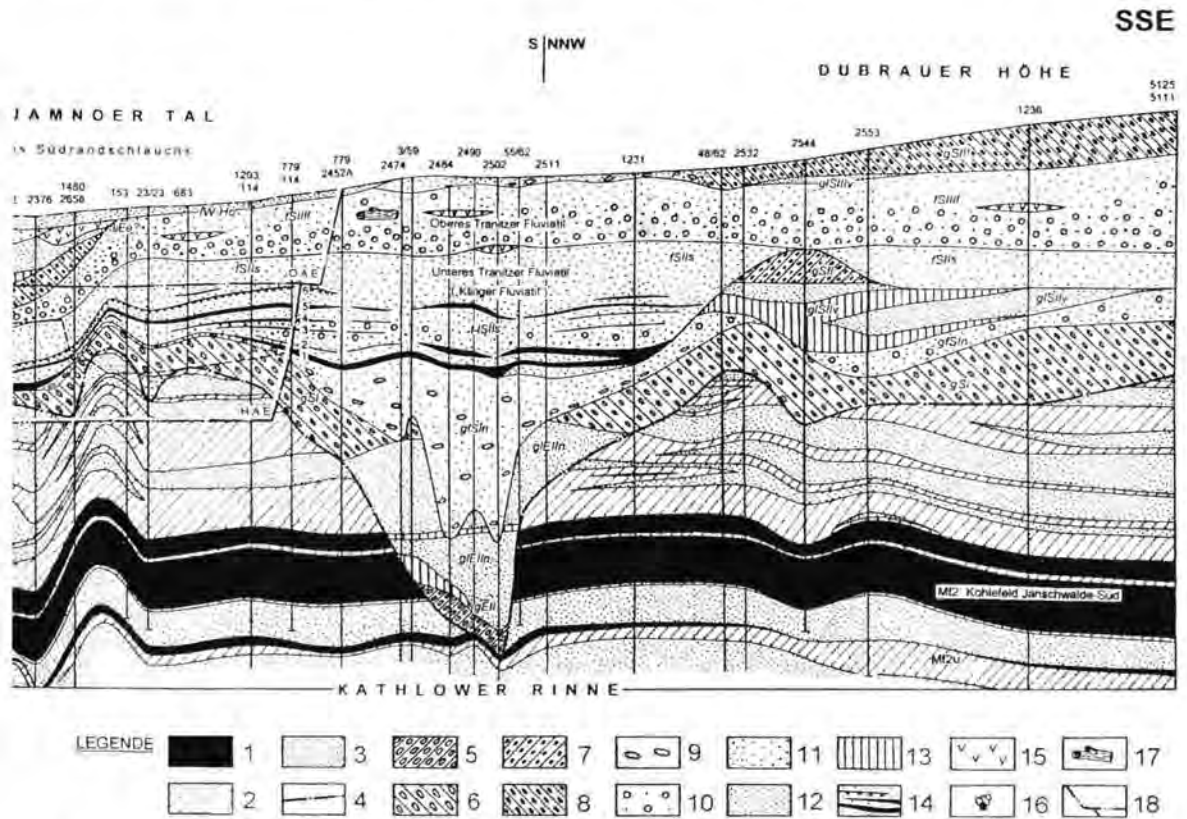


Fig. 2: Geological profile section 4, going from the ground moraine plateau of Weissagk to the ground moraine plateau of Dubrau cutting through the Pleistocene erosion channel structures of Gosda – Klinge and Kathlow (Vertical exaggeration 10:1)

1-3 Tertiary, consist of: 1 – Lignite (Mf2 = Miocene 2nd Lusatian Seam Horizon, Mf2u = under attendant of them); 2 – silt and clay; 3 – fine sand; 4 – Tertiary/ Quaternary boundary line; 5-17 Quaternary, consist of: 5 – Elsterian II till; 6 – Saalian I (Drenthian 1) till; 7 – Saalian II (Drenthian 2) till; 8 – Saalian III (Warthian 1) till; 9 – Scandinavian boulders; 10 – gravel and gravel sands; 11 – middle and coarse sand; 12 – fine sand; 13 – clay and silt including banded clay; 14 – clayish and silty muds of “Klinge Fluviatil” (numerals 1-6 = mud horizons by NOWEL & CEPEK 1988 a.s.o.); 15 – clayish, silty and peaty muds of Tranitz Fluviatil and, probable, Eemian; 16 – *Viviparus diluvianus* KUNTH (the presented samples not are findet in the bore-holes, but at the opencast mine outcrop see point 5 in fig. 1); 17 – samples of drift wood of Tranitz Fluviatil; 18 – technological borderlines of slope system of the opencast mine (HAE = main working level, OAE = upper working level of the overburden conveying bridge, which has been working here). The symbols which are written in the geological bed signatures are according to the Lithofazies Maps of Quaternary scale 1:50 000 (comment by CEPEK [†] 1999, see also NOWEL 2003; fig. 2 and 3).

böschung (oberhalb der ehem. HAE) exarativ abgeschnitten und grenzt diskordant gegen den Geschiebemergel der Rinne.

Während der Exkursion am 21.10.1991 versuchten wir zunächst, diese Lagerungsverhältnisse durch „saale III-zeitliche Überschiebung des SI-Geschiebemergels“ zu erklären (NOWEL et al. 1991: 134). Nach Konsultation von D. HELLWIG setzte sich noch im gleichen Jahr die Erkenntnis durch, dass zwischen dem Grundmoränenmaterial in der Gosda – Klinger Rinne und den saale III- (warthe I-) zeitlichen Grundmoränen auf der Weissagker und Dubrauer Höhe offenbar trotz fehlender direkter Verbindung ein genetischer Zusammenhang besteht. Nach Verlängerung des Schnittes 4 in nordöstlicher Richtung bis zur Weissagker Höhe (Anschluss an den Schnitt 3) konnte im Bereich der Kernbohrungen 1425/76 und 3041B/81 die „Aufschleppung“ der Grundmoräne auch am nordöstlichen Rinnenrand nachgewiesen werden. Beide Bohrungen sind nur wenige Meter voneinander entfernt (deshalb im Schnitt 4 nicht getrennt dargestellt): Während die Erstere das Tranitzer Fluvial mit Treibholzresten in normaler Ausbildung durchteufte, wies die Letztere im gleichen Niveau sandig-schluffigen Geschiebemergel nach.

Auch für LIPPSTREU et al. (1994: 25) „liegt der Schluss sehr nahe“, dass die Grundmoränen der Hochflächen und der Rinne zu konnektieren sind, sie sehen aber in dem Grundmoränenmaterial der Rinne „die dolomitreiche Fazies der Älteren Saalegrundmoräne (qsD)“ und darin den von LIPPSTREU & STACKEBRANDT (2003) wiederholten Hauptbeweis für ein prädrenthezeitliches Alter des Tranitzer Fluvialis. Noch in LIPPSTREU et al. (1993, unveröff.) hatten sie auf der Grundlage des gleichen Kartierungsschnittes und der gleichen Geschiebeanalysen eine Einstufung als „Grundmoräne des Warthestadials (qsWA)“ vorgenommen!

Nach neuen Geschiebeanalysen von HELLWIG an kalkhaltigen Proben konnten CEPEK, HELLWIG & NOWEL (1994: 73) konstatieren, dass

es sich bei dem Grundmoränenmaterial am Oststoß des Südrandschlauchs weder um einen aufgeschleppten gSI-Horizont (wie NOWEL et al. 1991 ohne Geschiebeanalysen vermuteten) noch um die von LIPPSTREU gedeutete Variante handelt: „Hier liegt eine exarativ geschaffene Einmuldung von Saale III-Grundmoräne mit Schollen von glazilimnischen Sanden, glazilimnischen Schluffen und SII-Geschiebemergel vor. Diese Aussage war erst möglich, nachdem normal kalkhaltige Geschiebemergelpakete für die Untersuchung zugänglich waren“.

In der endgültigen Fassung des Schnittes 4 (Abb. 2), die ich erst zu meinem Berliner Vortrag 1999 fertigstellte, ist auf der Grundlage unserer Geschiebeanalysen und Böschungskartierungen sowie der Auswertung zahlreicher Bohrergebnisse eine gewisse Dreigliederung des Geschiebemergelpaketes in der Gosda-Klinger Rinne möglich:

- Der graue bis bräunlichgraue und meist sehr feste Geschiebemergel vom Typ SI (= Drenthe 1 sensu NOWEL) beschränkt sich meist auf den untersten Bereich der Rinne und erreicht wohl nur selten das Niveau der HAE. Die Probennahme erfolgte am Punkt 5 in Abb. 1 im stratigraphischen Hangenden der Flussschotter des Holstein sensu lato. Dieser Geschiebemergel ist zusammen mit den unterlagernden quartären und tertiären Schichten stark glazigen deformiert und m.E. mit dem weiter südlich oberhalb der HAE einsetzenden gSI zu konnektieren.
- Am Punkt 6 in Abb. 1 in einer eingeschnittenen Schlucht wenig unterhalb der HAE konnte ein dunkelgrauer bis schwarzer, glazigen schräg gestellter Geschiebemergel mit Resten von Bänderschluft an der Basis lokalisiert und beprobt werden. Es handelt sich um einen typischen Geschiebemergel des Typs SII (= Drenthe 2 sensu NOWEL). Die Lagerungsverhältnisse entsprechen etwa dem Bereich der Bohrungen 3838 und 3407 im Schnitt 4, sehr wahrscheinlich ist eine direkte Verbindung zu dem nach NE bis zum

Ostrandschlauch flächenhaft aushaltenden gSII gegeben.

- An einer Klippe im oberen Teil der 3. Abraumböschung (Punkt 7 in Abb. 1) wurde der mächtige graubraune bis dunkelbraune und sandige obere Geschiebemergel beprobt. Das Geschiebespektrum entspricht dem Typ SIII (= Warthe 1 sensu NOWEL), auch wenn die NK/D-Werte mit 18,5 – 32,1 niedriger sind als in den Analysen vom Ostrandschlauch. Ursache dafür sind aus dem exaritierten SII-Till aufgenommene erhöhte Dolomitanteile.

Ein Vergleich mit den Analyseergebnissen von LIPPSTREU et al. (1994) bestätigt unsere Befunde. Die auf der LIPPSTREUSCHEN Abb. 2 präsentierten Durchschnittswerte liefern zwar kein eindeutiges Bild, die Einzelwerte seiner Tabelle 2 (Seite 29) jedoch lassen eine differenzierte Zusammensetzung erkennen:

- Die Proben 1 bis 7, bei bestimmten Quotienten bis Probe 11, belegen einen Till vom Typ SIII mit NK/D meist > 18, Ffr/PK meist > 1, PK+D/S meist < 5 und NK/PK größer oder zumindest nahe 1,4. Abweichende Werte belegen aufgenommenes SII-Material. Beim Quotienten PKgr/r+sz sprechen nur die Proben 1, 6 und 7 für SIII, alle anderen sind deutlich > 10 (= SII).

- Die Proben 8 (z.T. 12) bis 15 und 17 bis 18 belegen einen Till vom Typ SII mit NK/D < 18 (meist < 13), Ffr/PK meist < 1, PK+D/S meist > 5 und NK/PK überwiegend < 1,4.

- Bei der Probe 16 mit NK/D = 23,25, Ffr/PK = 0,13, PK+D/S = 3,11, NK/PK = 1,69 und 50% Quarz und Südlischen kann es sich um den basalen Saale I-Till handeln.

Fazit: Das wesentlichste Argument von LIPPSTREU & STACKEBRANDT (2003) gegen ein Intra-Saale-Alter des Tranitzer Fluviatils ist damit entkräftet ebenso wie der aus regionaler Sicht unverständliche Versuch, die Grundmoränen auf den warthezeitlichen Weissagker und Dubrauer Hochflächen dem älteren Saale (qsD) zuzuordnen.

2 Zum Fluviatil des Holstein sensu lato

Die zwischen 0 und 20 m NN im Grubenbetrieb Jänschwalde (5 in Abb. 1) freigelegten Kiessande des Holstein sensu lato sind autochthone Bildungen. Sie werden von elsterkaltzeitlichen Sedimenten unter- und von Saale I-Till überlagert (KÜHNER in NOWEL et al. 1986, KÜHNER et al. 1988 sowie zahlreiche unveröff. Unterlagen der Betriebserkundung und Bergbauprojektierung), zum Tranitzer Fluviatil besteht auch bei glazigen gestörter Lagerung keinerlei Verbindung. Über gleichartige Kiese im Aufschlussraum des Tagebaus Jänschwalde bei Grötsch und im Aufschlussraum des Tagebaus Cottbus-Nord (NOWEL 1983: 21) zeichnen sie in Relikten einen Flusslauf nach, der südöstlich Peitz in den großen Sedimentationsraum des von HELHWIG ausgegrenzten „Elster II-Kataglazial bis Saale I-Anaglazial – Fluviatils“ einmündet (CEPEK, HELHWIG & NOWEL 1994: Abb. 3). Maßgeblich für die Bestimmung des Holstein-Niveaus ist hier das in Abb. 3 meines Aufsatzes zur Argumentation herangezogene Vorkommen der Bhg. 1504/71 (Mudde bei 20,2 – 24,2 m NN; ERD 1994a), weiter entfernt liegen in gleicher Fazies die Profile Groß Drewitz I/60 (ERD in HANNEMANN 1964, HELHWIG & KRUEGER 1983) und Butzen (SONNTAG 1987, ERD pers. Mitt.).

Das von LIPPSTREU & STACKEBRANDT (2003) angeführte Holstein der Bhg. 3919A3/89 bei Göllnitz-Lug (Gesamtsituation in SCHROEDER & NOWEL 1995: Abb. 2-5) mit seiner Oberkante bei 74 m NN ist für einen direkten Vergleich mit dem Tranitzer Fluviatil bei Klinge nicht geeignet, denn es ist in südwestlicher Richtung 46 km entfernt. Die überlagernden frühsaalezeitlichen Kiessande gehören zum Flusssystem der Schwarzen Elster. Da alle Flüsse sich auf ein vergleichbares Abflussniveau beziehen, ermitteln wir das theoretische Flussgefälle von der 3919A3/89 bis zur 1504/71 bei Maust. Es ergibt bei 40 km Entfernung und 50 m Höhenunterschied einen ganz normalen Wert von 1,25

m/km. Rechnet man von Maust weiter nach Groß Drewitz, das schon in das Fünfeichener Becken überleitet, so ergibt sich bei 24 km Entfernung und 24 m Höhenunterschied ein Wert von 1 m/km.

Das von LIPPSTREU & STACKEBRANDT (2003) diskutierte Beispiel Müllrose ist wenig geeignet, befindet es sich doch ebenso wie die oberflächennahen Holstein-Vorkommen von Eisenhüttenstadt in einem glazigen gestörten Gebiet. Von größerem Interesse ist in diesem Zusammenhang die fast in Vergessenheit geratene Tatsache, dass zur Exkursion des AK Braunkohle der GGW am 13.5.1988 am nordöstlichen Strossenende des Tagebaus Welzow-Süd (bei der ehem. Ortschaft Groß Buckow) im Niveau der HAE fluviatile Kiessande des Holstein sensu lato mit Muddelagen, Treibholz und mehreren Exemplaren von *Viviparus diluvianus* KUNTH aufgeschlossen waren, die aus Zeitmangel leider keine spezielle Bearbeitung erfahren haben. Sie gehören zum Flusssystem der Spree und wurden durch HELMWIG in den Lithofazieskarten Quartär 1:50 000 (Blätter 2469 Hoyerswerda und 2369 Cottbus) in ihrer Verbreitung bis in den Raum Cottbus – Peitz genau ausgegrenzt (CEPEK, HELMWIG & NOWEL 1994: Abb. 3). Verfolgt man die natürliche Flussschüttung westlich an Cottbus vorbei bis zur Bhg. 1504/71 bei Maust, so ergibt sich bei ca. 25 km Entfernung und 30 m Höhenunterschied ein wiederum ganz normales Flussgefälle von 1,2 m/km.

Fazit: Die Flussschotter des Holstein s. l. und des Trinitzer Fluvialtils gehören im Quartär der Niederlausitz unterschiedlichen Stockwerken an.

3 Zu den absoluten Altersdaten

Die TL-Datierung von 247 +43 –39 ka BP für eine Schluffschicht im Trinitzer Fluvialtil durch KRBETSCHKE (in EISSMANN & LITT 1994: 295) kann leider nicht zur Klärung des Altersstreits beitragen, da die Kontrahenten unterschiedlichen Modellvorstellungen anhängen.

LIPPSTREU & STACKEBRANDT (2003) vertreten das EISSMANNsche Modell einer monoglazialen Entwicklung von Drenthe und Warthe innerhalb der ^{18}O -Stufe 6 und halten die o.g. Daten für einen Beweis prädrenthezeitlichen Alters. Nach den Argumenten im Abschnitt 4.7 meines Aufsatzes wird der drenthezeitliche Vereisungszyklus der ^{18}O -Stufe 8 und der warthezeitliche Vereisungszyklus der ^{18}O -Stufe 6 zugeordnet; so stehen die o.g. Daten für eine Drenthe/ Warthe-Wärmepériode in Stufe 7. In gleicher Weise subjektiv sind die LIPPSTREU'schen Argumente zur Bewertung warmzeitlicher Verwitterungserscheinungen. Leider war es 1999 nicht gelungen, die von Herrn Professor K.-D. JÄGER, Halle, vorgeschlagenen engmaschigen TL-Datierungen am vorbereiteten Profil Ostrandschlauch durch Herrn KRBETSCHKE zu realisieren, das ist sehr bedauerlich.

4 Zu den *Viviparus* – Funden im Ostrandschlauch

Die Funde wurden in der großen Schlucht in der 3. Abraumböschung nahe des bei den Exkursionen vorgeführten Profils gemacht (8 in Abb. 1), an der Herkunft aus dem anstehenden Saale I-Till gibt es keinen Zweifel. Auch mit Bezugnahme auf das unter 1. und 2. Gesagte wiederhole ich die Feststellung, dass es sich bei den drei Tills des Profils Ostrandschlauch Jänschwalde tatsächlich um Bildungen der drei Glazialfolgen Saale I, Saale II und Saale III im Sinne von CEPEK handelt.

5 Schriftenverzeichnis

(Nur die bei NOWEL (2003) sowie LIPPSTREU & STACKEBRANDT (2003) nicht genannten Arbeiten).

CEPEK, A. G. (1985): Bericht über Stratigraphie und Genese der Schichtenfolge des Quar-

- tärs im Braunkohlen-Erkundungsobjekt Jänschwalde-Süd. – Zentrales Geologisches Institut, 17 S., 3 Anl., Berlin (unveröff.).
- (†) (1999): Die Lithofazieskarten Quartär 1:50 000 (LKQ 50) – eine Erläuterung des Kartenkonzepts mit Hinweisen für den Gebrauch. Mit Vorbemerkungen von L. LIPPSTREU. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., **6** (2): 3-38; Kleinmachnow.
- HANNEMANN, M. (1964): Quartärbasis und älteres Quartär in Ostbrandenburg. – Z. angew. Geol., **10**: 370-376; Berlin.
- HELLWIG, D. (1975): Aufschlüsse bei Weissagk. – In: Exkursionsführer zur Jubiläumstagung „100 Jahre Glazialtheorie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen“, 3. bis 7. November 1975 in Berlin, Ges. Geol. Wiss. DDR u. Geogr. Ges. DDR: 36-45; Berlin (1975b). – & KRUEGER, I. (1983): Lithofazieskarte Quartär im Maßstab 1:50 000, Blatt 2270 Wilhelm-Pieck-Stadt Guben. – Zentrales Geologisches Institut; Berlin.
- KÜHNER, R., KLOSS, R., BAUMANN, K. & MÄDLER, F. (1988): Stratigraphisch-genetische Erkenntnisse aus der Überbaggerung der Rinne Gosda-Klinge. – Z. angew. Geol., **34** (11): 335-338; Berlin.
- LIPPSTREU, L., HANNEMANN, M., HERMSDORF, N., JORTZIG, H., SONNTAG, A. & THIEKE, H. U. (1993): Neue Ergebnisse zur Gliederung der quartären Schichtenfolge des Braunkohlenfeldes Jänschwalde (Niederlausitz) – ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit. – Kurzfassg. Manuskript zur Tagung der „Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V.“ am 24.4.1993; Berlin (unveröff.).
- LIPPSTREU, L. & STACKEBRANDT, W. (2003): Jänschwalde und die Gliederung des Saale-Komplexes – ein Kommentar zum Beitrag von WERNER NOWEL. – Eiszeitalter und Gegenwart, **52**: 84-90; Hannover.
- NOWEL, W., CEPEK, A.G., ERD, K., KÜHNER, R., STRIEGLER, U. & STRIEGLER, R. (1986): Exkursion II: Schichtenfolge und Lagerungsverhältnisse des Quartärs im Raum Klinge – Dubrau (Krs. Forst). – Kurzref. u. Exkurs. – F. „25 Jahre AK Quartärgeologie der GGW“: 33-48, 1 Tafelbeil., Ges. Geol. Wiss. DDR; Berlin.
- NOWEL, W., STRIEGLER, R., CEPEK, A.G. & KÜHNER, R. (1991): Das Pleistozänprofil von Gosda-Klinge – Dubrau (Braunkohlenfeld Jänschwalde) – ein Typusgebiet für den Saale-Komplex der Niederlausitz. – Kurzref. u. Exkurs. – F. zur 38. Jahrestagg. der GGW: 125-134; Berlin.
- REISSMANN, C. & BOSE, M. [Hrsg.] (2002): Exkursionsführer DEUQUA 2002. – Deutsche Quartärvereinigung e.V.: 170 S.; Berlin, Potsdam.
- SCHROEDER, J.H. & NOWEL, W. [Hrsg.] (1995): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 3: Lübbenau – Calau. – Selbstverlag der „Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V.“: 284 S.; Berlin.
- SONNTAG, A. (1987): Lithofazieskarte Quartär im Maßstab 1:50 000, Blatt 2269 Lieberose. – Zentrales Geologisches Institut; Berlin.

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Es gelten die Regeln der neuen Rechtschreibung. Daneben sind prinzipiell die Empfehlungen aus folgender Arbeit anzuwenden: HOBATSCHKE, S. & SCHUBERT, T. (1998): Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Empfehlungen zur Manuskripterstellung von Text, Abbildungen, Tabellen, Tafeln und Karten. – 51 S., 17 Tab.; Hannover (Schweizerbart).

Im Einzelnen ist besonders Folgendes zu beachten:

Manuskript-Aufbau

Kurzer Titel (ggf. Untertitel/Ergänzung z. B. des Landes), ausgeschriebener Vor- und Nachname mit akad. Grad des AUTOREN*) und seine*) Post- und E-Mail-Adresse, **Anzahl der Abbildungen sowie Tabellen und Tafeln, Zitat des Aufsatzes, englische Keywords.**

Möglichst informative und knapp-prägnante deutsche **Kurzfassung** u. englisches **Abstract** [mit englischem Titel in eckigen Klammern]; ggf. weitere, fremdsprachige Übersetzung der Kurzfassung.

Klar gegliederter Text (Kapitelnummerierung; 1, 2, 3, ...; bei längeren Arbeiten Inhaltsverzeichnis). Bei größeren Arbeiten am Textende deutsche sowie fremdsprachige **Zusammenfassung** (z. B. **Summary**). Alphabetisch geordnetes **Literaturverzeichnis**.

Die Platzierung jeder **Abbildung, Tabelle o. Ä.** durch Verweis im Text, z. B. „(Abb. 1)“, markieren. **Abbildungs-, Tabellen-Erläuterungen** o. Ä. jeweils in Deutsch und Englisch; entsprechende Texte am Manuskript-Ende platzieren (werden mit Grafiken erst vor Drucklegung eingefügt). Möglichst **keine Fußnoten bzw. Anmerkungen** (wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend nummeriert, jedoch ohne automatische Verknüpfung). Anstatt Seitenverweisen nur Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Das Manuskript ist der Schriftleitung in dreifachem Ausdruck zuzusenden (einer für den Schriftleiter, zwei für die Gutachter). Manuskript-Format **DIN A4 (210 x 297 mm)**, **1-seitig beschrieben**, **1 ½-facher Zeilenabstand**, mit **Seitenzahlen**, ungeheftet. Dem Manuskript ist eine entsprechende **MS-Windows-kompatible Diskette oder CD** (möglichst **.rtf** oder **.doc-Datei**) beizufügen. Schrift-Formatierungen, wie **Fettschrift, kursiv, KAPITÄLCHEN** sind per Autobefehl in die Text-Datei einzufügen. Abbildungen nicht in die Textdatei einbauen, sondern separat als Datei oder Zeichnung beifügen (s. u.).

Literaturzitate

Literaturzitate im fortlaufenden Text: Stets als Kurzzitate und in KAPITÄLCHEN-Schrift (nicht zu verwechselt mit GROßSCHRIFT). Bezieht sich ein Zitat auf eine Arbeit als Ganzes, so heißt es z. B.: (BÜTTNER 1938). Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, o. Ä. gemeint, müssen diese genau angegeben werden.:(BÜTTNER 1938: 34)

Beispiele für richtige und falsche Literaturzitate im Text:

Richtig: „...MÜLLER (1943: 76)...“/ „... (Müller 1943: 76)...“/ „...KELLER 1956: Taf. 12, Fig. 3a-b)“

Falsch: „...MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76)...“/ „...MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt...“/ „... (BÜTTNER 1938: 34ff)“.

Werden von einem Autor mehrere Arbeiten aus einem Jahr zitiert, so sind diese durch Buchstaben zu unterscheiden, z. B.: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b). Bei Mehrfachzitaten entsprechend: (MÜLLER 1954a, b), MÜLLER 1954a: 147; 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963) oder (BECKER, FUCHS & RECKE 1967). Bei mehr als drei Autoren kann „et al.“ verwendet werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftenverzeichnis: Ist als letztes Kapitel anzufügen, alphabetisch geordnet nach Autoren-Namen.

Zeitschriften-Aufsätze:

AUTOR (Erscheinungsjahr): Aufsatz-Titel. – Abgekürzter Zeitschrift-Name, **Bandzahl bzw. Jahrgang (fett):** Seitenzahlen x-y; Abbildungsanzahl, Tabellenanzahl und Tafelanzahl; Erscheinungsort.

Beispiel: SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter U. Gegenwart, **19**: 250-261, 7 Abb.; Öhringen.

Monographische Werke:

AUTOR (Erscheinungsjahr): Titel. – Seitenzahlen (x S.), Abbildungsanzahl, Tabellenanzahl und Tafelanzahl; Erscheinungsort (Verlag).

Beispiel: WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. – In: LOTZE, F. (Hrsg.): Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2: VII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Botanische oder faunistische Fauausdrücke

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.

Abbildungen

Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 7 cm) oder Satzspiegel (= 14,5 x 21 cm) zulassen (Schriften und Linien groß genug anlegen, keine zu dichten Flächensignaturen verwenden!) Zeichnungen aus Qualitätsgründen in 2- bis 4-facher Größe anfertigen und Beschriftungen freistellen. Abbildungen, die als Datei geliefert werden, möglichst als tif-Datei mit mindestens 600 dpi erstellen (keine reduzierten jpg- oder pdf-Dateien) und ggf. auf Satzspiegel herunterskalieren. Strichsignaturen sind Grauwerten vorzuziehen (Verwendung von fotokopierten/gescannten Graurastern oder Grautönen verursacht i. d. R. unschöne Effekte). Alle Vorlagen/Ausdrucke/Disketten etc. sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen. Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen oder Tafeln sind am Ende der Textdatei anzufügen. Farbige Abbildungen können nur auf Kosten der Autoren erstellt werden.

Sonderdrucke

20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von
Eiszeitalter und Gegenwart

Stand 01/2004

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

Aktuelle Liste auch unter <http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart>

Ermäßigte Preise für Mitglieder:

Die Bände 11-33 (20 Bände ohne 17-18 und 29) werden an Mitglieder zum Preis von 10,- € pro Band abgegeben, bei Annahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis auf 153,- €.

Die Bände 6-7, 17 und 29 sind ausschließlich zu beziehen über:

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart.

Die Bände ab Nr. 34 kosten pro Stück 25,- € für Mitglieder. Bei Annahme der 10 Bände Nr. 34-43 reduziert sich der Preis auf 204,- €.

Außerdem über die DEUQUA erhältlich:

EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteleuropas. Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. -458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.

Preis 43,- € (Restauflage).

Bestellung an Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, 30655 Hannover.

Von den vergriffenen Bänden sind die Nr. 1-5 sowie 8 und 10 als Nachdruck zu beziehen bei:

Firma Zwets und Zeltlingen, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse

Mitglieder-Preis 28,-€.

Inhalt

<i>GOLDBERG, P., SCHIEGL, S., MELIGNE, K., DAYTON, C. & CONARD, N. J.</i> : Micromorphology and Site Formation at Hohle Fels Cave, Schwabian Jura, Germany	1-25
<i>PUCHER, R.</i> : Magnetische Aspekte zum Rodderberg-Vulkan (Bonn)	26-38
<i>PIOTROWSKI, J. A. & WINDELBERG, S.</i> : Glazialtektonik weichselzeitlicher Ablagerungen in Zentral-Fünen, Dänemark	39-54
<i>NELLE, O. & SCHMIDGALL, J.</i> : Der Beitrag der Paläobotanik zur Landschaftsgeschichte von Karstgebieten am Beispiel der vorgeschichtlichen Höhensiedlung auf dem Schloßberg bei Kallmünz (Südöstliche Frankenalb)	55-73
<i>BODE, R., LEHMKUHL, F., REINECKE, V., HILGERS, A., DRESELY, V. & RADTKE, U.</i> : Holozäne fluviale Geomorphodynamik und Besiedlungsgeschichte in einem kleinen Einzugsgebiet am nördlichen Harzrand	74-93
<i>BIBUS, E. & RÄHLE, W.</i> : Stratigraphische Untersuchungen an molluskenführenden Terrassensedimenten und ihren Deckschichten im mittleren Neckarbecken (Württemberg)	94-113
<i>NOWEL, W.</i> : Nochmals zur Altersstellung des Tranitzer Fluviatils (Anmerkungen zum „Kommentar“ von LIPPSTREU & STACKEBRANDT)	114-123