

Eiszeitalter und Gegenwart

45. Band 1995

Mit 73 Abbildungen und 11 Tabellen



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN



Vertrieb: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) - Stuttgart

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung e. V.

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

30655 Hannover, Stilleweg 2, Postfach 51 01 53

Bankverbindungen:

Postgirokonto: Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 45303-308,

BLZ 250 100 30

oder Bankkonto: Kreissparkasse Hannover,

Konto-Nr. 2000 806 311, BLZ 250 502 99

Vorstand

(1994 - 1996)

Präsident:	Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. L. EISSMANN, Leipzig, Prof. Dr. F. GRUBE, Kiel
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Priv.-Doz. Dr. J. KLOSTERMANN, Krefeld
Schatzmeister:	Prof. Dr. E.-R. LOOK, Hannover
Archivar:	Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. D. VAN HUSEN, Wien

Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Dr. W. v. BELOW, Schwerin

Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen

Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 75,— DM.

Korporative Mitglieder zahlen 85,— DM.

Studenten, Rentner und andere Mitglieder ohne Einkommen können Ermäßigungen über die Geschäftsstelle formlos beantragen.

Der Jahresbeitrag wird in Deutschland durch Einzugsermächtigung, von allen anderen Mitgliedern durch Überweisung, bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der oben genannten Konten erbeten.

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

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an:

Priv.-Doz. Dr. J. KLOSTERMANN, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld.

Titelbild: Micoque-Keil aus der Fundschicht B1/B2 der Ziegeleigrube Dreesen bei Mönchengladbach-Rheindahlen.

Gedruckt auf alterungsbeständigem Papier

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung e. V.

45. Band

Mit 73 Abbildungen im Text, 11 Tabellen
und 4 Tafeln

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN

Vertrieb:



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

1995

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze	Seite	
<i>BÖSE, M. & GÓRSKA, M.:</i> Lithostratigraphical studies in the outcrop at Ujście, Toruń-Eberswalde Pradolina, western Poland	1–14	<i>SCHREINER, A.:</i> Zur Quartärgeologie des unteren Wehraltals und zur Frage der Vergletscherung des Dinkelberges in der Rißeiszeit (SW Deutschland) 62–74
<i>STEINICH, G.:</i> Ein marines Eem-Vorkommen im Binnenland Vorpommerns (Ton-Tagebau Grimmen, westlich Greifswald)	15–23	<i>WEGMÜLLER, S.:</i> Palynostratigraphische Untersuchungen an letztinterglazialen Schieferkohlen des nördlichen Napfvorlandes (Schweizerisches Mittelland) 75–85
<i>UNGER, K. P., HUBNER, F. & ESCHER, D.:</i> Holstein- und Eem-Interglaziale im Bereich des Lausitzer Grenzwalles und die Gliederung der Saalevereisung zwischen Baruther und Lausitzer Urstromtal	24–31	<i>HAIN, J.:</i> Neue Beschleuniger ¹⁴ C-Daten zum Jungpaläolithikum in Südwestdeutschland 86–92
<i>MOL, J.:</i> Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany)	32–41	<i>TROMBETTO, D. & AHUMADA, A.-L.:</i> Die Auswirkung alter Kryomere auf die „Rodados Patagonicos“ in Nordpatagonien, Argentinien 93–108
<i>KLOSTERMANN, J. & THISEN, J.:</i> Die stratigraphische Stellung des Lößprofils von Mönchengladbach-Rheindahlen (Niederrhein)	42–58	<i>FRECHEN, M.:</i> Eruptionsgeschichte und Deckschichtenfolge der Wannenköpfe-Vulkangruppe in der Osteifel 109–129
<i>SEMML, A.:</i> Ein Lößprofil bei Lisieux (Normandie) und seine stratigraphische Parallelisierung mit Würmlössen in Hessen	59–61	<i>GRABERT, H.:</i> Anfang und Umbau des Gewässernetzes zwischen Wupper und Sieg (Oberbergisches Land, rechtsrheinisches Schiefergebirge) 130–140
		B. Berichte 141–144
		C. Buchbesprechungen 145–155

ISSN 0424-7116 ©Deutsche Quartärvereinigung e. V., Hannover

Schriftleitung: J. KLOSTERMANN

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich

Herstellung:

Niederrhein-Verlag K. H. Hilbertz, Windmühlenstr. 40, 47800 Krefeld

Lithostratigraphical studies in the outcrop at Ujście, Toruń-Eberswalde Pradolina, western Poland

MARGOT BÖSE & MARIA GÓRSKA*)

Pleistocene, Weichselian, Saalian, fabric measurement, petrographic analysis, indicator boulder counting, ice flow directions, Toruń-Eberswalde Pradolina, western Poland

Abstract: The outcrop at Ujście is situated at the southern margin of the Toruń-Eberswalde Pradolina, between the Poznań and Pomeranian Phases. Four till beds interbedded with fluvioglacial sands form the approx. 50 m thick sequence. In addition to till fabric measurements, granulometric analyses and the determination of calcium carbonate content, priority has been given to petrographic analysis of the gravel content of the tills in the 4 - 12.5 mm fraction and to indicator boulder counting; both methods will clarify ice flow directions in the continental ice sheet.

The uppermost till (Chodzież subphase) contains a very strong east Baltic group of indicator boulders with Åland granite and many Palaeozoic limestones as well as a relatively great number of Devonian dolomites. In comparison with the uppermost till, the second, Leszno-Poznań till contains less material of east Baltic origin and fewer Palaeozoic limestones. The increasing amount of flint points to a more western provenance. The third till is of Saalian age and its composition, including numerous dolomites, points again to an east Baltic source area, which is typical for tills of the Warthian phase. The petrographical group of the lowest till represents a northerly provenance, containing material from Dalarna and Småland. This till is probably of Saalian age, too, but an Elsterian age cannot be excluded completely.

[Lithostratigraphische Untersuchungen in dem Aufschluß bei Usch, Thorn-Eberswalder Urstromtal, West-Polen]

Kurzfassung: Der Aufschluß in Usch liegt am Südrand des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen der Frankfurter Staffel und dem Pommerschen Stadium. Die rund 50 m mächtige Sedimentfolge wird aus vier Geschiebemergelbänken mit zwischengeschalteten glazifluvialen Sanden gebildet. Neben Geschiebeeinregelungsmessungen, granulometrischen Analysen und der Bestimmung des Kohlenstoffgehaltes liegt der Schwerpunkt der Untersuchungen in den petrographischen Analysen der Kiesanteile der Geschiebemergel in der Fraktion 4 - 12,5 mm und in der Leit-

geschiebebestimmung. Beide Methoden geben Erkenntnisse über Eisfließrichtungen im Inlandeis.

Der oberste Geschiebemergel (Kolmarer Staffel) enthält viel ostbaltisches Material mit Åland-Graniten, vielen paläozoischen Kalksteinen und relativ vielen devonischen Dolomiten. Der zweite Geschiebemergel (Brandenburger-Frankfurter Stadium) enthält im Vergleich dazu weniger ostbaltisches Material und weniger paläozoische Kalke, dagegen nimmt der Feuerstein-Anteil etwas zu, was ebenfalls auf ein weiter westlich gelegenes Herkunftsgebiet hinweist. Der dritte Geschiebemergel hat saalezeitliches Alter; die zahlreichen Dolomite sowie die sonstige Geschiebezusammensetzung weisen wieder auf ein ostbaltisches Herkunftsgebiet hin, das typisch für warthezeitliche Glazialablagerungen ist. Der unterste Geschiebemergel mit Geschieben aus Dalarna und Småland läßt auf einen Eistransport aus Norden schließen. Diese Moräne ist wahrscheinlich ebenfalls saalezeitlich, ein elsterzeitliches Alter kann jedoch nicht völlig ausgeschlossen werden.

1 Introduction

The investigated outcrop is situated in western Poland, at the southern margin of the Toruń-Eberswalde Pradolina (Fig. 1). The Pradolina consists of three (KRYGOWSKI 1961) or four (KOZARSKI 1962) parts among which the Ujście Basin and the Czarnków part are the central area of this huge ice marginal spillway in the young morainic area (Fig. 2). The morphology of the study area has already attracted the attention of KEILHACK (1897; 1898); MAAS (1904); KORN (1917) and WOLDSTEDT (1932), especially as there are two different ice marginal positions at the southern fringe of this part of the Pradolina, the Czarnków (Scharnikau) and the Chodzież (Kolmar) subphases. Both are younger than the Poznań (Frankfurt) phase and older than the Pomeranian stage. WOLDSTEDT (1932) has attributed the onset of the Pradolina formation to the Chodzież subphase, dated to 17.200 BP by KOZARSKI (1986), when the meltwaters eroded a depression in the hinterland of the Czarnków end moraines. Starting at the latest in the Pomeranian phase, dated to 15.200 BP by KO-

*) Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. MARGOT BÖSE, Freie Universität Berlin, Institut für Geographische Wissenschaften, Physische Geographie, Grunewaldstr. 35, D-12165 Berlin. Mgr MARIA GÓRSKA, A. Mickiewicz University, Quaternary Research Institute, Department of Geomorphology, Science Centre PAS, Wieniawskiego 17/19, 61-712 Poznań, Poland.

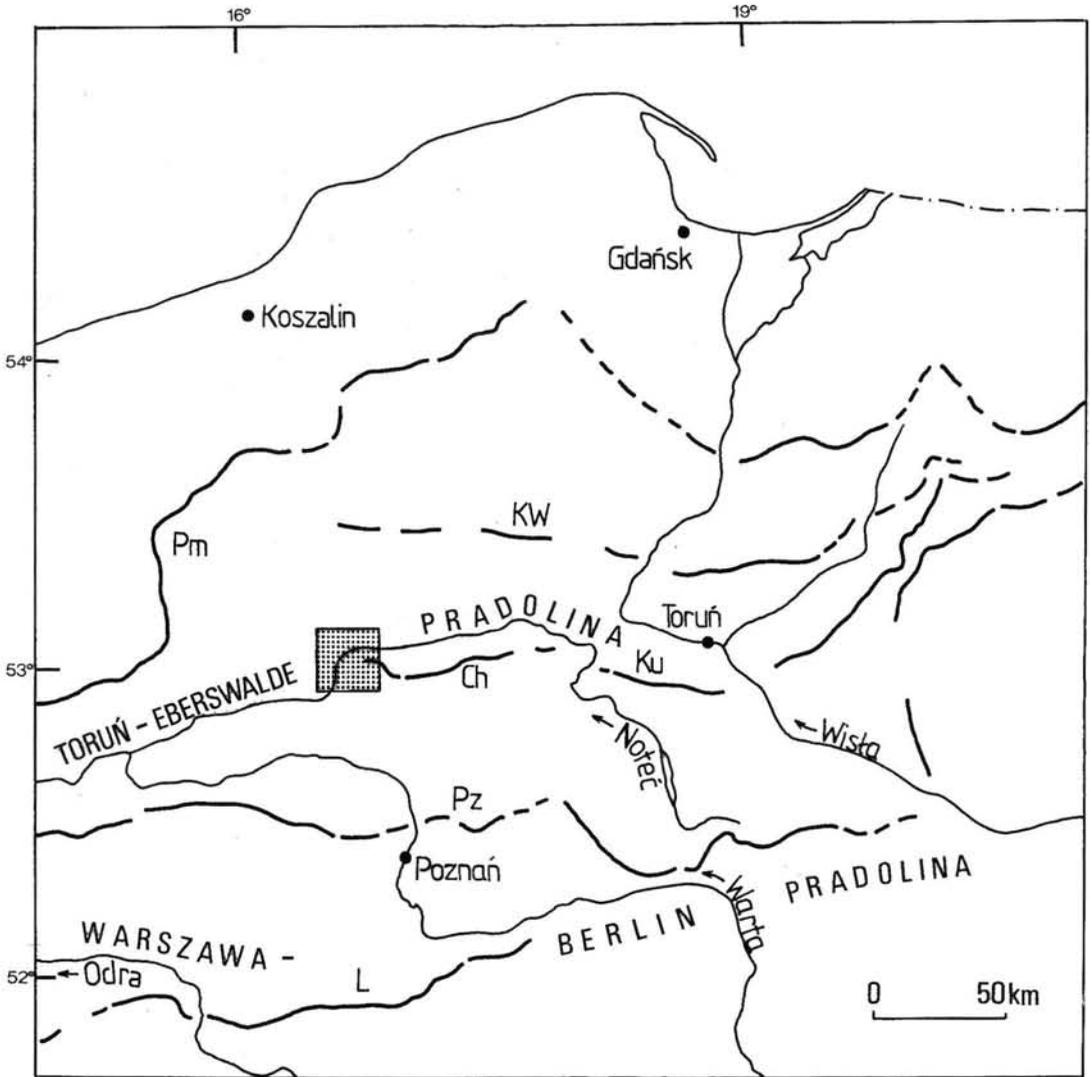


Fig. 1: Location of the study area and the main Weichselian ice margin position in NW Poland (based on NIEWIAROWSKI & WYSOTA 1994). - Pm - Pomeranian Phase, KW - Krajna-Źabrzeźno Phase, Ch - Chodzieź Subphase, Ku - Kujavian Subphase, Pz - Poznań Phase, L - Leszno Phase.

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes und der Haupteisrandlagen in Nordwest-Polen (nach: NIEWIAROWSKI & WYSOTA 1994). Pm - Pommersches Stadium, KW - Krajna-Staffel, Ch - Kolmarer Staffel, Ku - Kujawische Staffel, Pz - Frankfurter (Posener) Stadium, L - Brandenburger (Lissaer) Stadium.

ZARSKI (1986), the meltwaters followed a continuous Pradolina from Toruń to Eberswalde (cf. Fig. 1). Lateral erosion and accumulation phases have left three terraces of Late Pleniglacial and Late Glacial ages. The uppermost terrace is considered by KOZARSKI (1962) to be part of a former outwash plain that has been dissected later. The flood plain is covered by Holocene organic sediments (cf. Fig. 2). The most recent investigations in this area were conducted in the outcrop west of Ujście and are related to the lithostratigraphy and kineostratigraphy of the Weichselian tills (KOZARSKI & NOWACZYK 1985; KASPR-

ZAK & KOZARSKI 1985; KOZARSKI 1991). The analyses of direction elements in sediments of the Chodzieź subphase and underlying fluvioglacial material indicate the transgressive character of this ice advance (KASPRZAK & KOZARSKI 1985).

2 The outcrop

The outcrop at the southern bank of the Noteć (Netze) is situated almost opposite the mouth of the tributary river Gwda (Küddow) and the Noteć is forced

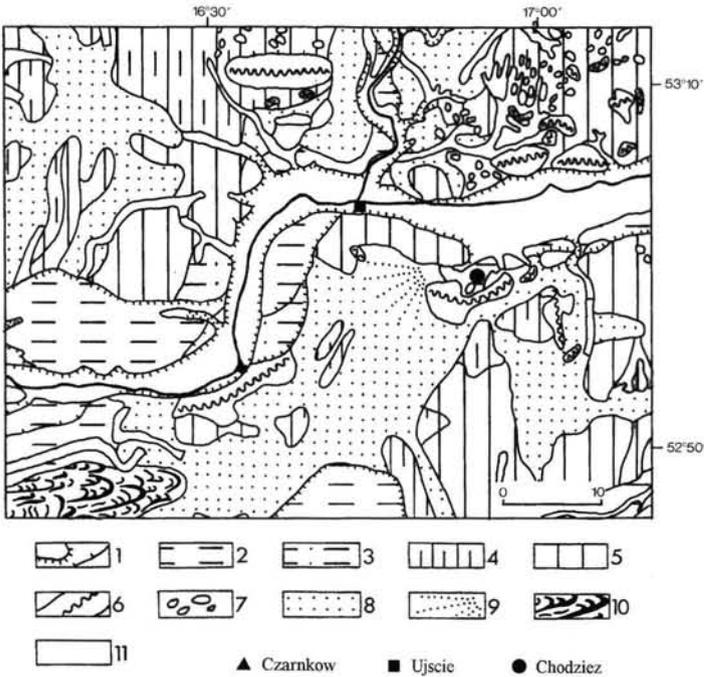


Fig. 2: Geomorphology of the surrounding area (based on Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski). - 1 - fluvial erosional edges, 2 - Weichselian terraces of the Toruń-Eberswalde pradolina, 3 - Weichselian terraces of the Toruń-Eberswalde pradolina; outwash plain younger than Chodzież subphase (after KOZARSKI 1962), 4 - undulated till plain, 5 - flat till plain, 6 - thrust end moraine, 7 - depositional end moraine, 8 - outwash plain, 9 - outwash fan, 10 - dunes, 11 - flat surface with Holocene organic material.

Abb. 2: Die Geomorphologie der Umgebung (nach: Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski). 1 - fluviale Erosionskanten, 2 - weichselzeitliche Terrassen des Thorn-Eberswalder Urstromtales, 3 - weichselzeitliche Terrasse des Thorn-Eberswalder Urstromtales; Sander, jünger als die Kolmarer Staffel (nach KOZARSKI 1962), 4 - wellige Grundmoränenplatte, 5 - ebene Grundmoränenplatte, 6 - Stauchendmoräne, 7 - Satzendmoräne, 8 - Sanderfläche, 9 - Sanderkegel, 10 - Dünen, 11 - Talboden mit holozänen organischen Ablagerungen.

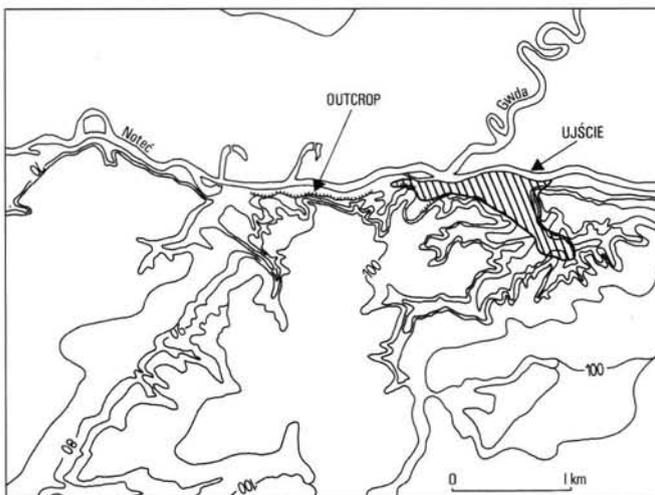


Fig. 3: Location of the outcrop in Ujście.

Abb. 3: Lage des Aufschlusses in Ujście.

to the very southern edge of the valley so that all terraces have been destroyed and the morainic plateau forms a cliff to the flood plain. The outcrop has existed at least since the beginning of this century and belongs to a glass factory (Fig. 3). The outcrop was investigated in 1990, 1991, 1992 and 1994. It had an average depth of about 50 m. Three tills had been described previously (KOZARSKI & NOWACZYK 1985; KASPRZAK & KOZARSKI 1985; KOZARSKI & KASPRZAK 1987), but in 1990 and 1991 a fourth till was revealed in some parts as the pit was excavated at lower levels than before (Fig. 4). The uppermost till (till A) is only partly preserved; it is calcareous and medium brown in colour. Till A is separated from the underlying till B by a thin sandy layer only a few centimetres thick, characterized by a mylonitization zone (KOZARSKI & KASPRZAK 1992) (Fig. 5). This till is of a slightly darker brown colour and shows a sandy facies also including more gravels.

In the eastern part of the investigated site this till is directly underlain by a light greyish till (till C) with a friable structure due to a great number of small joints. To the west, this till dips downward and glaciofluvial sands several metres thick are intercalated between the overlying till and this greyish one.

The lowest till (till D) is separated from the overlying till by layered sands of questionable Holsteinian age; they have been studied using palaeomagnetic analyses (AUSTIN 1988), and results point to the Brunhes epoch. This lowest till in the outcrop is dark greyish (D₁), with very dark brown parts mainly at the bottom parts (D₂) (Fig. 4) but no intermediate layer. The differentiation of colour is probably related to weathering processes, the lowest part contains more sand.

3 Methods Used

Various methods were applied to obtain sedimentological and stratigraphical data.

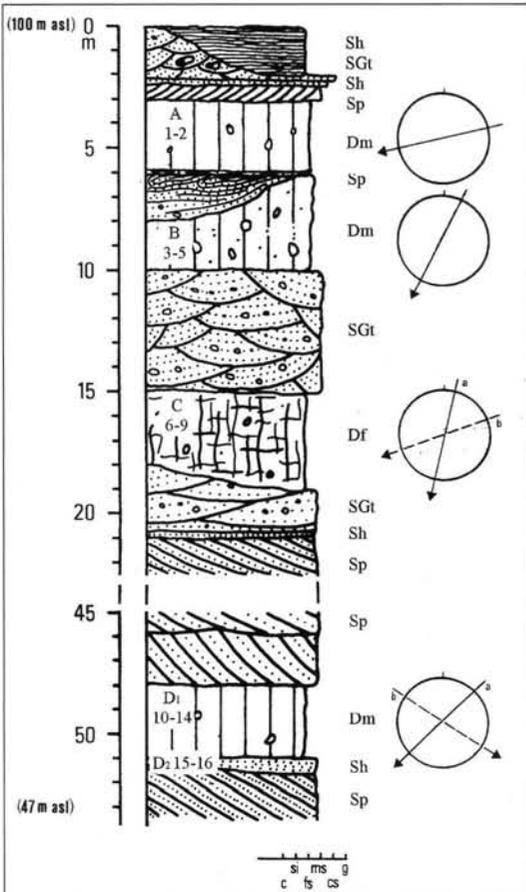


Fig. 4: Local summary sequence and the till fabric in the outcrop in Ujście. - Sh - horizontally stratified sand, Sp - planar cross-stratified sand, SGt - gravelly sand of trough cross-stratification, Dm - massive glacial diamicton (glacial till), Df - glacial diamicton of friable structure; a - layer top, b - layer bottom.

Abb. 4: Zusammenfassende Darstellung der Sedimentfolge mit Einregelungsmessungen im Aufschluß in Ujście. - Sh - horizontal geschichtete Sande, Sp - schräggeschichtete Sande, SGt - kiesiger Sand in Gerinne-Füllungen, Dm - massiver Geschiebemergel, Df - Geschiebemergel mit bröckeliger Struktur; a - oberer Bereich, b - unterer Bereich.

- Grain size distribution was established by sieve analysis and CASAGRANDE'S gravitational silt (< 0.1 mm) analysis in PRÓSZYŃSKI'S modification (LITYŃSKI 1972).

- The calcium carbonate content was determined according to SCHEIBLER.

- Petrographic gravel analysis of the 4 - 12.5 mm particle size was undertaken to facilitate stratigraphical interpretation. Ten components were distinguished megascopically or by using magnifying lenses: K-crystalline rocks, S-sandstone and quartzite, TU-Palaeozoic shale and siltstone, F-flint, KK-Cretaceous chalk, PK-Palaeozoic limestone, D-Devonian dolomite, L-lydite, Q-quartz, WQ-white quartz; the sum



Fig. 5: Contact between the Chodzież (till A) and the Leszno-Poznań (till B) tills with horizontal wedge, developed in the stoss of a stone (Photo: BÖSE, 21/6/90).

Abb. 5: Kontakt zwischen Kolmarer Geschiebemergel (A) und Brandenburg-Fränkischer Geschiebemergel (B) mit horizontaler Sandeinschaltung an der Luvseite eines Steines (Foto: BÖSE, 21.6.90).

of all particles of one sample equals 100%, other components such as concretions or Tertiary material were counted separately. The source areas of Palaeozoic, Devonian and Cretaceous sedimentary rocks are marked in Fig. 6. To facilitate comparison, compositional properties were then characterized by coefficients. Lydite and white quartz are considered to be southern fluvial components incorporated in the tills.

- Indicator boulder countings and evaluation by the TGZ (Theoretisches Geschiebezentrum) method were carried out according to LÜTTIG (1958).

- As they represent local ice-flow directions, till fabric measurements are considered to be more useful

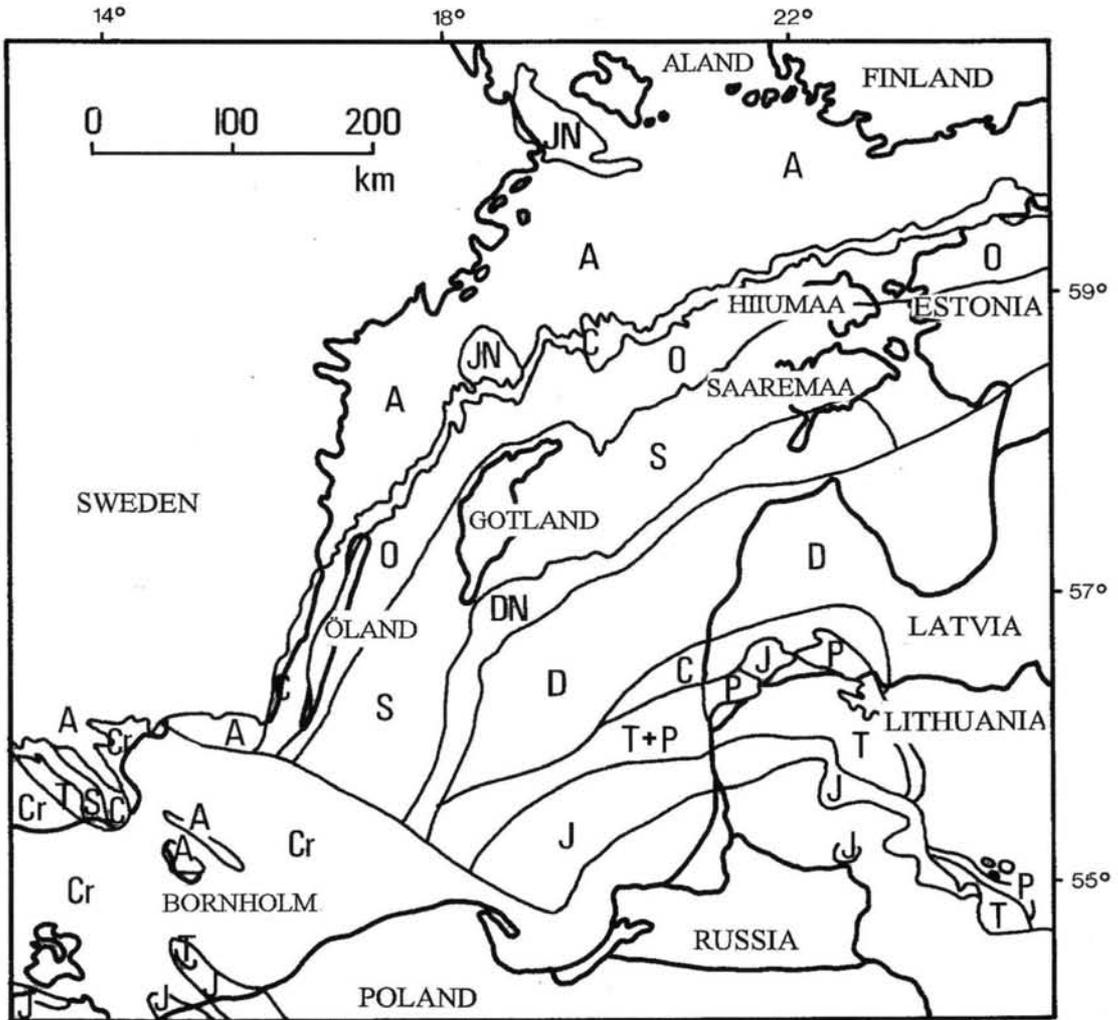


Fig. 6: Distribution of pre-Quaternary layers in the Baltic depression (from FLODEN after MEYER 1991). A - pre-Cambrian (mainly crystalline), JN - pre-Cambrian, Jotnian sandstone, Cm - Cambrian, O - Ordovician, S - Silurian, DN - Downton, D - Devonian, C - Carboniferous, P - Permian, T - Triassic, J - Jurassic, Cr - Cretaceous.

Abb. 6: Verteilung der präquartären Ablagerungen im Ostseebereich (nach: FLODEN in MEYER 1991). A - Präkambrium (hauptsächlich Kristallin), JN - Präkambrium, Jotnischer Sandstein, Cm - Kambrium, O - Ordovizium, S - Silur, DN - Downton, D - Devon, C - Karbon, P - Perm, T - Trias, J - Jura, Cr - Kreide.

for a palaeogeographical interpretation of the study area than for stratigraphical purposes.

4 Properties of the tills

4.1 Till A

The uppermost till was investigated using two samples with very different granulometric compositions. Sample 1 contains an unusually high quantity of clay, whereas sample 2 represents the "normal" sandy till (Fig. 7). The fine-grained material probably corresponds to a sediment called "lehmiger bis toniger Sand mit undurchlässigem Tonmergel - und tieferem Geschiebemergel-Untergrund" mapped as

top layer on parts of the till plain by KORN (1907) on the adjacent geological map sheet "Scharnikau". The calcium carbonate content varies from 26% in the clay-rich part, which is definitely the highest value of all samples, to about 10% in the "normal" till (Fig. 8). Till fabric measurements by KASPRZAK & KOZARSKI (1985) show an ice flow from ENE for the upper till which is mainly due to the fact that the outcrop is located in the western part of the ice tongue which shaped the end moraine of the Chodzież subphase (Fig. 4).

The gravel content (4 - 12.5 mm) shows significantly little crystalline (~ 37%), and the Palaeozoic limestone

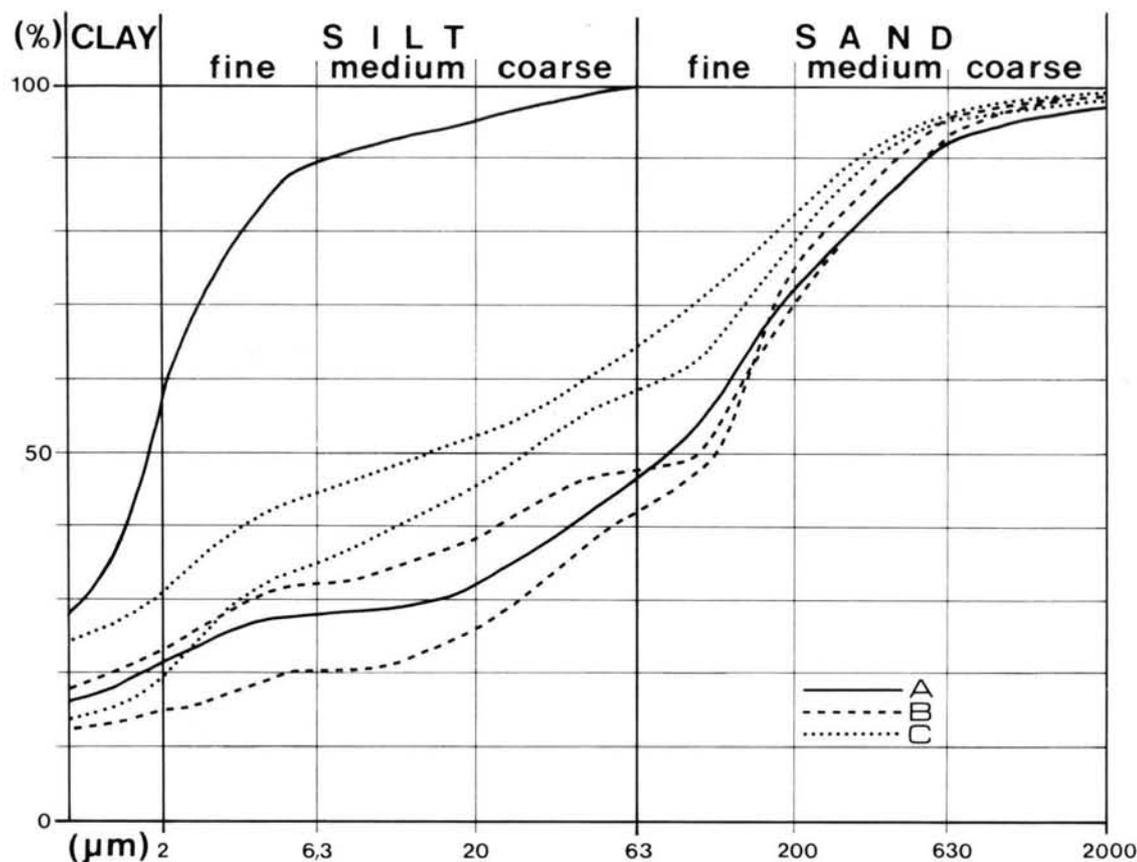


Fig. 7: Grain-size distribution of the tills A, B, C in the outcrop at Ujście.

Abb. 7: Korngrößenverteilung der Geschiebemergel A, B und C.

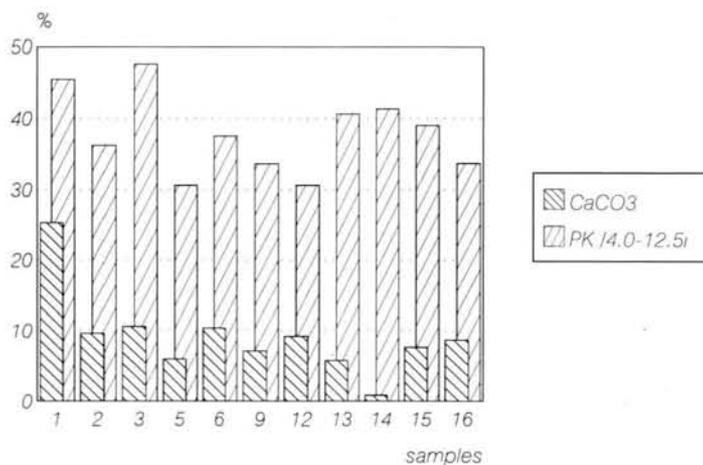


Fig. 8: Calcium carbonate content of the four tills in the outcrop.

Abb. 8: Kalziumkarbonatgehalt in den vier Geschiebemergeln.

consists almost entirely of grey components, whereas red ones are rare. Both samples contain dolomite and relatively few sandstones and very few flints (Table 1). The composition of the coarser 12.5 - 20 mm fraction is similar.

The boulders in the >20 mm fraction, used for indicator boulder countings, also contain more Palaeozoic limestone (43%) than crystalline (39%). This distribution in all investigated fractions already indicates a general ice advance from NE. Thirty-one boulders were identified as indicator boulders with a high percentage of Åland granites. The TGZ (Fig. 9a, 10) indicates an East Baltic influence which is supported by the high quantity of Palaeozoic limestone.

Table 1: Percentage of petrographic content of 4-12.5 mm gravel fraction.

Tab. 1: Die petrographische Zusammensetzung der Kiesfraktion 4 - 12,5 mm in Prozenten.

Sample/till	K	S	TU	F	KK	PK	D	L	Q	WQ	SUM
1 A	36,9	9,9	-	0,5	0,2	45,4	0,6	-	6,5	-	100,0
	37,5	17,6	-	1,0	1,4	36,2	2,0	0,4	2,7	1,2	100,0
3 B	37,8	10,6	0,2	0,3	0,8	47,6	0,3	-	2,4	-	100,0
	42,2	14,1	0,8	2,0	0,2	29,5	0,2	-	11,0	-	100,0
5	53,3	10,5	0,6	0,6	0,2	30,6	-	-	4,2	-	100,0
	40,0	13,9	-	0,8	1,6	37,5	3,7	-	2,5	-	100,0
7	35,9	19,3	-	1,7	-	33,4	2,1	-	7,6	-	100,0
	47,3	11,8	0,7	1,4	-	33,3	1,4	0,3	3,8	-	100,0
9	43,1	17,1	0,7	-	-	33,6	1,4	-	3,4	0,7	100,0
	44,7	12,0	1,4	1,9	-	35,7	-	-	4,0	0,3	100,0
11	36,1	11,0	-	3,0	0,2	37,2	0,4	-	12,1	-	100,0
	48,6	9,9	2,3	0,5	-	30,6	0,9	-	6,7	0,5	100,0
13	38,3	8,8	0,3	2,3	-	40,6	-	-	9,7	-	100,0
	42,8	5,8	0,7	2,9	-	41,3	0,7	-	5,8	-	100,0
15 D2	45,4	8,5	-	0,7	-	39,0	-	-	6,4	-	100,0
	43,8	12,7	0,9	2,4	-	33,7	-	-	6,5	-	100,0

Table 2: Coefficients of 4-12.5 mm gravel fraction.

Tab. 2: Koeffizienten der Kiesfraktion 4 - 12,5 mm.

Sample/Till	Q/K	F/K	S/K	(PK+D)/K	K/(PK+D)	(PK+D)/S	F/PK	K/D
1 A	0,176	0,013	0,268	1,247	0,802	4,656	0,010	59,75
	0,108	0,027	0,468	1,018	0,982	2,173	0,028	18,50
3 B	0,062	0,009	0,280	1,268	0,788	4,521	0,007	83,75
	0,260	0,047	0,335	0,702	1,424	2,097	0,067	215,0
5	0,078	0,011	0,196	0,575	1,739	2,927	0,019	-
	0,061	0,020	0,346	1,030	0,970	2,970	0,022	10,88
7	0,211	0,048	0,537	0,994	1,007	1,848	0,051	16,33
	0,080	0,029	0,250	0,735	1,360	2,941	0,041	34,00
9	0,095	-	0,397	0,810	1,235	2,040	-	31,50
	0,091	0,042	0,268	0,798	1,252	2,977	0,053	-
11	0,335	0,084	0,305	1,039	0,962	3,403	0,081	101,5
	0,138	0,009	0,203	0,648	1,543	3,180	0,015	54,00
13	0,254	0,059	0,229	1,059	0,944	4,370	0,056	-
	0,136	0,068	0,136	0,983	1,017	7,250	0,070	59,00
15 D2	0,140	0,015	0,187	0,860	1,164	4,580	0,018	-
	0,149	0,050	0,290	0,770	1,298	2,650	0,070	-

4.2 Till B

Till B (Fig. 4) contains more sand (Fig. 7), and silt and sand show a bimodal distribution. The gravel content in the three samples taken for gravel analysis is also higher in comparison with till A. Most of the gravels are well rounded, indicating that probably a high percentage of fluvial material has been incorporated which would also explain the high sand content. The CaCO_3 content is <12% (Fig. 8).

Till fabric measurement for this till gave a general direction of ice flow from NNE (KASPRZAK & KOZARSKI 1985) (Fig. 4).

In samples 3 and 5 the proportion of crystalline to Palaeozoic limestone is higher than in till A (Table 1); two samples (3 and 4) contain a low quantity of dolomite, in one sample (5) dolomite is absent. Sample 4 is probably not representative for the whole till as it derives from a basal part and includes more quartz and flint ($Q/K > 2$) (Table 1 and 2). As those "hard" components are normally enriched in fluvial material, it gives a further indication of the incorporation of fluvial and/or fluvio-glacial material (BÖSE 1989).

With increasing particle size the proportion of crystalline increases; in the indicator boulder fraction (>20 mm) crystalline amounts to 50% whereas

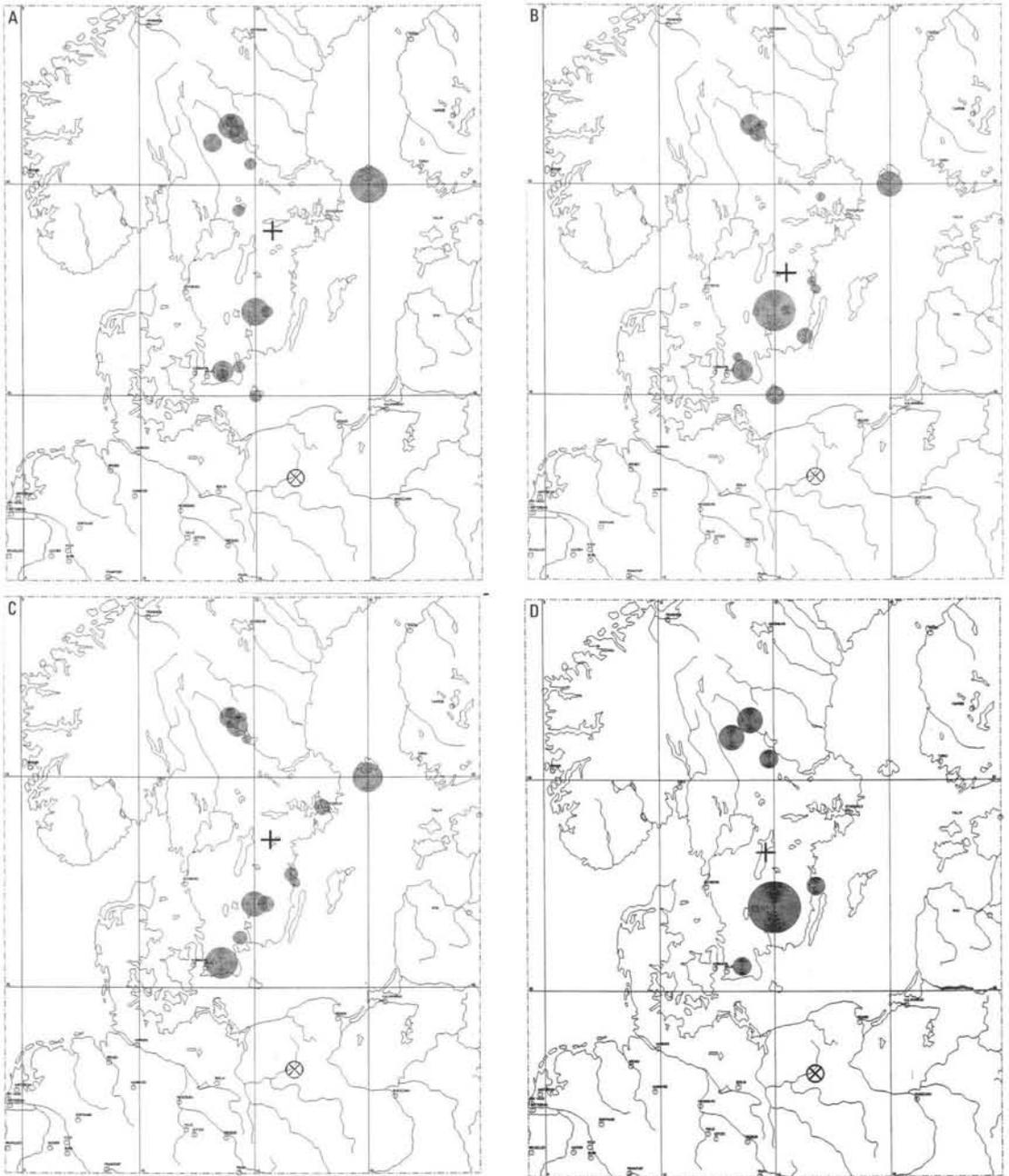


Fig. 9: Distribution of the source areas of the indicator boulders based on their percentage content; A = till A, B = till B, C = till C, D = till D.

Abb. 9: Die Herkunftsgebiete der Leitgeschiebe gemäß der prozentualen Verteilung; A = Geschiebemergel A, B = Geschiebemergel B, C = Geschiebemergel C, D = Geschiebemergel D.

limestone totals 26%. The flint content is also higher (6%) than in till A. This material is more influenced by material from the western Baltic basin and Swedish rocks mainly from the Växjö area and some from southern Sweden; the TGZ value is situated much farther south and more to the west than that of the till above (Fig. 9b, Fig. 10).

4.3 Till C

Till C has a different appearance: its colour is greyish and its friable structure evidences heavy stress and pressure. The granulometric analyses show a poorly sorted sandy silty matrix (Fig. 7). The two samples whose calcium carbonate content has been determined are very similar to those of the overlying till (Fig. 8).

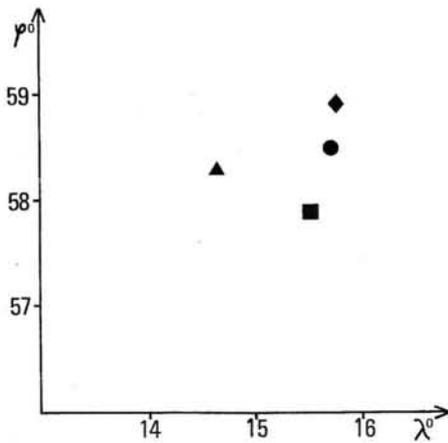


Fig. 10: TGZ values (det. MEYER, GÓRSKA):

Chodzież till A	◆	15 45'E	58 55'N
Leszno-Poznań till B	■	15 31'E	57 53'N
Saalian till C	●	15 42'E	57 31'N
Saalian or Elsterian till D	▲	14 36'E	58 17'N

Abb. 10: TGZ-Werte (det. MEYER, GÓRSKA)

Kolmarer Geschiebemergel A	15 45'E	58 55'N
Brandenburg-Frankfurter Geschiebemergel B	15 31'E	57 53'N
Saalezeitlicher Geschiebemergel C	15 42'E	57 31'N
Saale- oder elsterzeitlicher Geschiebemergel D	14 36'E	58 17'N

Till fabric measurements indicate the local ice flow direction which shifts from ENE in the lower part of the till layer towards NNE in the upper part (Fig. 4). The almost easterly direction in the basal part may be due to a very local flow direction as the till dips down from east to west in the outcrop into a very shallow palaeo-depression. Between the till and the underlying sands is a transitional zone. Hence these sands are of proglacial origin, from the same ice advance as till C.

The four samples (6, 7, 8 and 9) reveal a much more homogeneous petrographical composition than those of the tills described above. Till C contains on average more crystalline, and the sandstone content is more consistent. Sample 7, taken in the lowest part of the till layer, again shows an increasing amount of quartz ($Q/K > 2$) and flint (Table 1 and 2).

In the indicator boulder fraction (> 20 mm) numerous boulders show weathering features at their surfaces. The crystalline content increases with the size of the particles. Among the 50 indicator boulders Åland rocks are quite frequent, but Hardeberga sandstone from southern Sweden and boulders from Småland are also included (Fig. 9c). The east Baltic influence is represented by the Palaeozoic limestone as well as dolomite (4%). The TGZ-value is situated nevertheless somewhat farther to the south and west than that of the uppermost till A (Fig. 10).

4.4 Till D

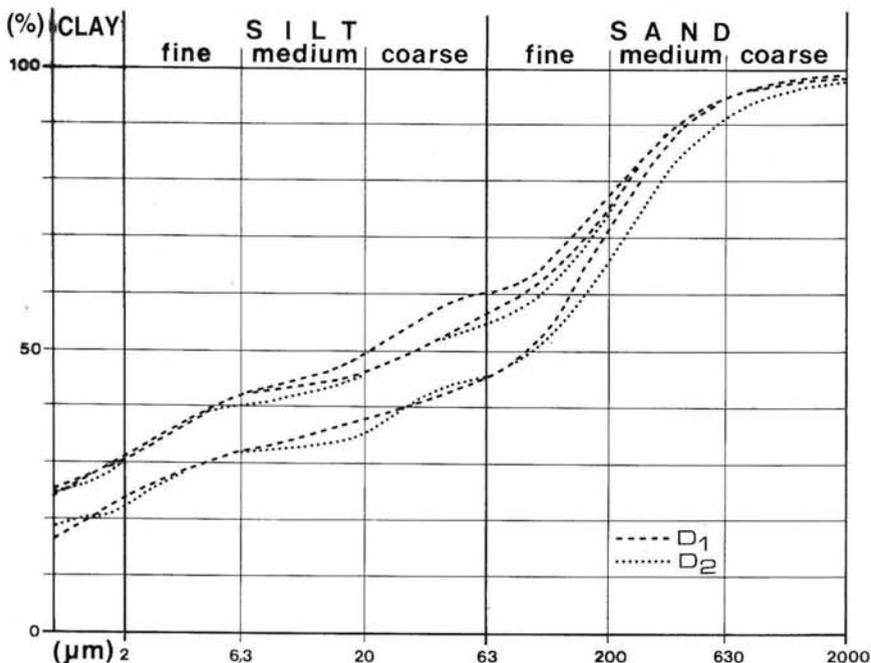


Fig. 11: Grain-size distribution of till D in the outcrop at Ujście.

Abb. 11: Korngrößenverteilung im Geschiebemergel D.

The lowest till layer (Fig. 4), unknown until now, is sandy-silty and poorly sorted, too. The bottom part is partly brownish and more sandy (Fig. 11). The five samples - three from the black and two from the brownish part - show a somewhat greater variety in their calcium carbonate content, especially sample 14 has an extremely low CaCO_3 content in the fine material (Fig. 8).

Till fabric measurements in the lower part indicate north to eastnortheasterly directions; in the upper part of the till

layer the western part of the outcrop indicates an ice flow from the east, whereas about 150 m to 200 m to the east northerly directions are indicated (Fig. 4). This may also be due to a very local effect of ice flow into a shallow depression or directed by a slope in the eastern part of the outcrop, as has already been described for till C.

Seven samples for gravel analysis have been taken, two of them (15 and 16) from the brownish bottom part (Table 1). The crystalline content is always higher than the Palaeozoic limestone content. The flint occurs in varying amounts, but is generally higher than in the other three tills, whilst sandstone and crystalline are less frequent. Samples 11 and 13 have a higher quartz content, which is also clearly shown in the quartz/crystalline ratio (>2). Besides the Nordic components, some probably Tertiary lignite and pyrite as well as secondary iron concretions have been found.

The indicator boulders were from central and, more often, southern Sweden (Fig. 9d); consequently the TGZ value is clearly different (Fig. 10).

Between this till and the Tertiary surface is a sequence consisting of about 40 m of Quaternary sediments of unknown composition. The surface of the Tertiary sediments forms a northwest-southeasterly oriented trench where the pre-Quaternary surface is situated between -20 and -50 m below sea level. A small tributary branch in an east-northeast-west-northwest direction is located just below the outcrop at -10 m, filled with fine sand containing charcoal (cf. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, Piła, 1977).

5 Discussion

The interpretation of the sediments in this study is mainly related to stratigraphical questions.

Lithostratigraphical investigations of tills have been conducted by several Polish authors (cf. NUNBERG 1971; RZECZOWSKI 1980; CHOMA-MORYL et al. 1991; KRZYSZKOWSKI 1988, 1990, 1994). Problems arise in comparing the results of different studies as the methods differ to a certain extent.

NUNBERG (1971) bases her interpretation on two coefficients:

- O/K and

- A/B

O are sedimentary rocks: Palaeozoic limestone, dolomite, sandstone, quartzite, and brown coal, i. e. both Nordic material and more local, Tertiary material are included.

K are crystalline and quartz.

A are "non-resistant rocks" such as Palaeozoic limestone, dolomite, and brown coal;

B are "resistant rocks" such as crystalline, quartzite, quartz and flint.

Cretaceous limestone (KK) as well as Palaeozoic shale and siltstone (TU) have not been distinguished.

RZECZOWSKI (1971; 1980) uses three coefficients, two of which are similar to those of NUNBERG. His sedimentary rock components (O) are Palaeozoic sandstone, quartzite and Palaeozoic limestone; as in NUNBERG (1971), K represents crystalline and quartz.

His "non-resistant" components consist of Palaeozoic limestone, Palaeozoic shale and siltstone, and dolomite, so brown coal is absent but Palaeozoic shale and siltstone is included; his "resistant" rocks are crystalline, sandstone, quartzite and quartz. Flint is not taken into consideration in the coefficient.

K/W is his third coefficient consisting of crystalline to calcareous material. The tills are related to Saalian deposits, but his study area is situated in Middle Poland, and therefore too far away for comparison with the results from Ujście.

CHOMA-MORYL et al. (1991) give much more general indications about the types of rock material of their coefficients. O/K represents sedimentary rock to crystalline, K/W crystalline to calcareous material in general. The components of the "non-resistant to resistant" coefficient A/B are not specified, so it is difficult to compare any other results with them.

KRZYSZKOWSKI (1988, 1990, 1994) also uses these three coefficients. For the sedimentary rocks he distinguishes Palaeozoic limestone, dolomite, sandstone, quartzite, Palaeozoic shale and siltstone; for K , he distinguishes crystalline and blue quartz in his paper of 1990, but only crystalline in his other paper published in 1994. As this paper mentions only milk quartz and not the other, more frequent quartzes (blue and shiny) they are presumably considered to be part of the crystalline.

KRZYSZKOWSKI'S A/B coefficient consists of the "non-resistant" rocks Palaeozoic limestone, dolomite, Palaeozoic shale and siltstone. The "resistant" ones are crystalline, sandstone and quartzite.

The coefficient K/W corresponds to $K/PK+D$ in Table 2. Cretaceous limestone (KK) is not taken into consideration.

Since various authors use the same coefficient names to denote different compositions, even diagrams which look very similar at first glance are not wholly compatible (CHOMA-MORYL et al. 1991; KRZYSZKOWSKI 1994).

Nevertheless, in order to compare a general trend in the diagrams the values of the coefficients O/K , K/W , and the A/B have been defined for this study as follows:

$O = S$ (sandstone and quartzite) + TU + F + KK + PK + D

$$K = K$$

$$W = PK + D$$

$$A = S \text{ (sandstone and quartzite)} + TU + KK + PK + D$$

$$B = K + F + L + Q + WQ$$

Unlike KRZYSZKOWSKI and RZECHOWSKI, we have not included quartz in *K*, because the amount of quartz in a sample is not only related to the crystalline content (cf. changing *Q/K*-coefficient in Table 2) but depends also on the amount of locally reworked fluvial or glaciofluvial material as described in the samples 4, 11 and 13 (Table 1), and can therefore easily be enriched.

Hence only a limited comparison is possible between the diagrams (Fig. 12 a-d) and the results of CHOMA-MORYL et al. (1991) who have been working in the Szamotuly area.

KRZYSZKOWSKI (1990) presents a north-south profile from the Baltic Sea coast to the Leszno terminal moraines in western Poland. He indicates three tills which however do not correspond to the views of other authors. His lower Weichselian till reaches from the Baltic coast down to an area still north of the Pomeranian ice margin and is probably related to a first Middle-Weichselian ice advance. His "Middle Weichselian till" extends only as far as the area of the Chodzież subphase and is restricted to a west-east stretch (cf. KRZYSZKOWSKI 1990: Fig. 1). It is considered to be rich in limestone (>50%). The "Upper Weichselian till" of KRZYSZKOWSKI corresponds to the Leszno-Poznań phase; for the Pomeranian phase, no separate till is indicated, a view which is supported by the studies of KARCZEWSKI (1994) but cannot be correlated with the results from the northeastern part of Germany where the Pomeranian phase is a definite readvance with its own till (MALMBERG-PERSSON & LAGERLUND 1994; CEPEK 1972). According to KRZYSZKOWSKI (1994) all morphologically relevant end-moraines are due to smaller readvances so that the ice marginal positions almost always contain more than one till layer.

6 Interpretation

The uppermost till A has been interpreted by KOZARSKI & NOWACZYK 1985, KASPRZAK & KOZARSKI 1985 and KOZARSKI 1991 as belonging to the Chodzież subphase, a distinct readvance of unknown distance between the Poznań and the Pomeranian ice marginal positions. The lithostratigraphical composition of the till indicates a strong east Baltic influence which is even supported by the indicator boulder counting showing the most northeastern position on the TGZ of all the samples investigated in Ujście. Ac-

ording to EHLERS (1983) the dynamics and direction of ice flow change during each glaciation: first, the main ice stream comes largely from the Scandinavian mountains which implies a more north-south directed ice advance; during glaciation the ice dome and therefore the ice divide shift more to the east so that younger tills of the same glaciation are subjected to a more easterly influence.

The diagram (Fig. 12a) shows a dominance of Palaeozoic limestone in relation to crystalline (cf. Table 2). A Weichselian till similar to the uppermost Ujście till has not been found by CHOMA-MORYL et al. (1991).

Till B is related to the Leszno-Poznań phase (KOZARSKI & NOWACZYK 1985, KASPRZAK & KOZARSKI 1985): the composition of two samples (Fig. 12b) resembles Weichselian samples studied by CHOMA-MORYL et al. But one sample (5) is more like the upper till than the samples of the same layer. Sample 3 fits in with the description by KRZYSZKOWSKI (1994) of the Bytyń till as the uppermost Weichselian till layer south of the study area but in the hinterland of the Poznań end moraine. Taken in the upper part of the till, it already indicates the more easterly influence, although the dolomite content is slightly lower than in the overlying till and some Paleozoic shale and siltstones are still present (Table 1); similar characteristics have already been described from an area more than 200 km to the west (BÖSE 1989; 1990). No till has been identified corresponding to the Maliniec till, the uppermost Weichselian till in the Konin area, where crystalline and Palaeozoic limestone are represented in almost equal proportions. Indicator boulder counting shows the dominant influence from the Swedish area which is surely typical of the main part of the till layer.

In till C the indicator boulders show weathering signs giving a first hint of a time hiatus with warmer climatic conditions. The Palaeozoic limestone content is lower than the crystalline content, but nevertheless the quantity of dolomites is higher than in the uppermost till (Table 1). Dolomite-rich tills are typical for the Warthanian glaciation (KRZYSZKOWSKI 1990; 1994). Compared with the results of CHOMA-MORYL et al. (1991) of Warthanian till, the values *O/K* are similar, *K/W* show the same tendency but are somewhat higher in Ujście, and *A/B* are different because the values in Ujście are clearly higher (Table 2, Fig. 12c).

This is probably due to the fact that the proportion of carbonatic rocks in the Ujście till has been reduced by weathering processes, clearly showing the east Baltic influence by the relation *PK* and *D*, although they have both been reduced. Dolomite is also represented in a considerable quantity among the indicator boulders and the TGZ is situated farther northeast. The results allow us to interpret this till

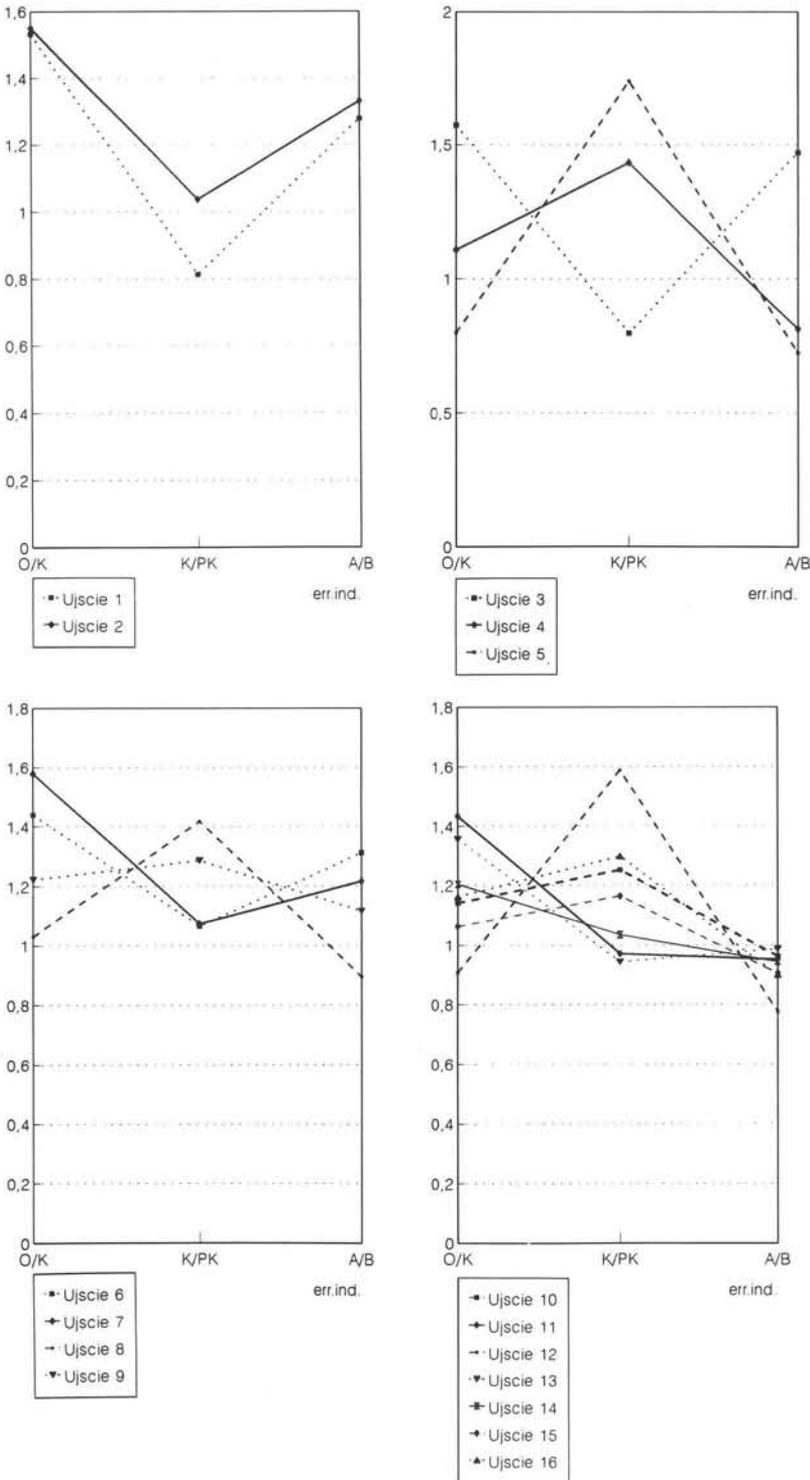


Fig. 12: Gravel coefficients of four tills in Ujście (explanation cf. chap. 5).

Abb. 12: Koeffizienten der Kiesfraktion aus den vier Geschiebemergeln (Erklärung vgl. Kap. 5).

C as belonging to the Wartha phase of the Saalian Glaciation.

The lowermost till of the outcrop, till D, is characterised by more flint in most of the samples (Table 1), so five of seven samples show an F/K coefficient of >0.04 (Table 2, Fig. 12d).

CHOMA-MORYL et al. (1991) have described a fourth till not far from the study area which they classify as belonging to the Elster Glaciation. This till contains few or no dolomites, and few Palaeozoic limestones ($<26\%$), whereas the Ujście till has $>30\%$ - $>40\%$ (Table 1). As a further indicator CHOMA-MORYL et al. (1991) give high K/W values due to a high crystalline content. This has not been found in the till D in Ujście as the $K/PK+D$ coefficient is almost similar to those of the other tills. The CaCO_3 content of the till of CHOMA-MORYL et al. (1991) is much lower than in the other tills owing to weathering which is not the case in the till in Ujście (Fig. 8), where only sample 14 is significantly reduced in calcium carbonate but not in PK. The lowermost till is the only one in which the content of calcium carbonate does not parallel that of the Palaeozoic limestone.

CHOMA-MORYL et al. (1991) describe their values as typical in western Poland, but a similar till has not been found at Ujście. Consequently the composition of till D is not typical for the Elsterian till of the area.

The petrological compo-

sition of the Drenthe-(Odranian) till has not been studied in detail in western Poland, so no comparison is possible.

Like the gravel analyses, the indicator boulders sampled in the outcrop show that the ice stream flowed almost N-S (cf. BÖSE 1990: Fig. 5). This result supports the interpretation that this till is related to an early phase of a glaciation in the sequence of a glaciation cycle. It may be interpreted as an Odra till which has not undergone excessive weathering. But the possibility that it is an Elsterian till which has not been strongly weathered cannot be excluded.

Drillings in the Quaternary sediments below the outcrop could give more information, especially if further till layers were found and investigated.

Acknowledgments: The research was financially supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (project Bo 659/5) and the National Committee for Scientific Research (Poland), research project no. 6 0318 91 01. We thank Prof. S. Kozarski, Poznań, for introducing us to the study area and giving help with our research. Prof. K.-D. Meyer taught Maria Górńska the indicator boulder method and helped us to complete the countings. We thank Anne Beck for revising the English manuscript and students from Poznań and Berlin for helping with fieldwork.

7 References

- AUSTIN, T. J. F. (1988): The palaeomagnetism of Quaternary sediments at Ujście, Poland. - *Quaestiones Geographicae* **10**: 19-27; Poznań.
- BÖSE, M. (1989): Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee. - *Berliner Geogr. Abh.* **51**; Berlin.
- (1990): Reconstruction of ice flow directions south of the Baltic Sea during the Saalian and the Weichselian glaciation. - *Boreas*, **19**: 217-226; Oslo.
- CEPEK, A. G. (1972): Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. - *Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald*, **XXI**, math.-nat. R. **1**: 11-21; Greifswald.
- CHOMA-MORYL, K., CZERWONKA, J. & MORYL, J. (1991): Petrograficzno-mineralogiczna charakterystyka glin zwalowych okolic Szamotuł. - In: Kostrzewski, A. (Hrsg.): *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, *Geografia* **50**: 227-236; Poznań.
- EHLERS, J. (1983): Different till types in North Germany and their origin. - In: Evenson, E. B., Ch. Schlüchter & J. Rabassa (eds.): *Tills and related deposits*: 61-80; Rotterdam.
- KARCZEWSKI, A. (1994): Morpho- and lithogenetic diversification of the Pomeranian Phase in western and central Pomerania. - *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* **95**: 35-48; Berlin/Stuttgart.
- KASPRZAK, L. & KOZARSKI, S. (1985): Litostratigraficzne podstawy subfazy chodzieskiej ostatniego zlodowacenia w północnej Wielkopolsce. - *Sprawozd. Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk* **101** (1983): 51-57; Poznań.
- (1992): Glacidyndynamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro- i mezoglacitektonitach Niziny Wielkopolskiej. *Przegląd Geograficzny* **64** (1-2): 95-119.
- KEILHACK, K. (1897): *Glaziale Hydrographie*. - In: Berendt, Keilhack, Schröder & Wahnschaffe (Hrsg.): *Neuere Forschungen auf dem Gebiet der Glacialgeologie Norddeutschlands, erläutert an einigen Beispielen*. - *Jahrbuch der Königl. Preuß. Geol. Landesanst.* **18**: 88-103; Berlin.
- (1898): Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. - *Jahrbuch der Königl. Preuß. Geol. Landesanst.* **19**: 90-152; Berlin.
- KORN, J. (Bearb.) (1907): *Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten*, Blatt Scharnikau, 1:25 000, Lieferung 159, Herausgegeben 1911; Berlin.
- (1917): Untersuchungen in der Glaziallandschaft östlich vom Odergletscher. - *Jahrbuch der Königl. Preuß. Geol. Landesanst.*, B. XXXVI **2** (1915): 396-420; Berlin.
- KOZARSKI, S. (1962): Recesja ostatniego lądolodu północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty. - *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Kom. Geogr. - Geolog.* **2**, H. **3**; Poznań.
- (1986): Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych wistulianu na Niziu Polskim. *Czasopismo Geograficzne* **57** (2): 247-270.
- (1991): Litostratygrafia górnego pleniwistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. - In: Kostrzewski, A. (Hrsg.): *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, *Geografia* **50**: 471-496; Poznań.
- & KASPRZAK, L. (1987): Facies analysis and depositional models of wistulian ice-marginal features in north-western Poland. - In: Gardiner, V. (Hrsg.): *International Geomorphology Part II*: 693-710; Chichester etc.
- & NOWACZYK, B. (1985): *Stratygrafia osadów plejstoceńskich w profilu Ujście nad Notecią*. - *Sprawozd. Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk* **101** (1983): 49-51; Poznań.
- KRYGOWSKI, B. (1961): *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej*. - *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, cz. I Geomorfologia*; Poznań.
- KRZYŻKOWSKI, D. (1988): The Rogowiec Formation in a Kleszczów Graben, a new view from the Warthanian (Warte) glaciation in Central Poland. - *Biul. of the Pol. Acad. of Sci., Earth Sci.* **36**, 3-4: 287-298; Warszawa.
- (1990): Position and petrographical features of Weichselian tills in western Poland. - In: Lundqvist, J. & M. Saarnisto (Hrsg.): *Termination of the Pleistocene, Field Conference, Norway - Sweden - Finland, May 9-16, 1990*: 111-113; Espoo.
- (1994): A new approach to Late Weichselian ice sheet dynamics in western Poland. - *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Gd.* **95**: 59-67; Berlin/Stuttgart.
- LITYŃSKI, T. (1972): *Analiza rolniczo-chemiczna, gleby i nawozy. Przewodnik metodyczny do ćwiczeń chemiczno-rolniczych*. - *Polskie Wydawnictwo Naukowe*; Kraków.
- LÜTTIG, G. (1958): *Methodische Fragen der Geschiebeforschung*. - *Geol. Jb.* **75**: 361-418; Hannover.
- MAAS, G. (1904): *Zur Entwicklungsgeschichte des sogenannten Thorn-Eberswalder Haupttales*. - *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*, B. **56**: 40-49; Berlin.

- MALMBERG-PERSSON, K. & LAGERLUND, E. (1994): Lithostratigraphy and sedimentology of a coastal cliff, NW Poland. - *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* **95**: 69-76; Berlin/Stuttgart.
- MAPA GEOLOGICZNA POLSKI 1:200 000, Piła, 1977.
- MEYER, K.-D. (1991): Zur Entstehung der westlichen Ostsee. - *Geologisches Jahrbuch*, **A127**: 429-446; Hannover.
- NIEWIAROWSKI, W. & WYSOTA, W. (1994): Geomorphological, sedimentological and structural records of ice front dynamics during the Upper Plenivistulian: an example from the southeastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland. - *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* **95**: 95-104; Berlin/Stuttgart.
- NUNBERG, J. (1971): Próba zastosowania metod statystycznych do badań zespołu głazów fennoskandyjskich występujących w utworach glacialnych północno-wschodniej Polski. - *Studia Geologica Polonica* **37**; Warszawa.
- RZECHOWSKI, J. (1971): Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych. - *Biul. Państw. Inst. Geol.* **254**, Z badań nad czwartorzędem w Polsce **13**; Warszawa.
- (1980): An attempt of lithostratigraphical subdivisions of the Vistulian glaciation tills in Poland. - *Quatern. Studies in Poland* **2**: 107-120; Poznań.
- SMED, P. (1989): Sten i det danske landskab. - *Geografiforlaget*, 2 utgave; Brenderup.
- Topographische Karte 1:25 000, Blatt 1499 (2966) Usch von 1876, Nachträge von 1919.
- WOLDSTEDT, P. (1932): Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. - *Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst.* **52** (1931): 59-67; Berlin.

Manuscript accepted 26.09.1994

Eiszeitalter u. Gegenwart	45	15 — 23 4 Abb.	Hannover 1995
---------------------------	----	-------------------	---------------

Ein marines Eem-Vorkommen im Binnenland Vorpommerns (Ton-Tagebau Grimmen, westlich Greifswald)

GERHARD STEINICH*)

Pleistocene, Eem-deposit, Stratigraphie, Environment, marine Deposits, Vorpommern, Greifswald

Kurzfassung: Im Tagebau Grimmen (westlich Greifswald) ist marines Eem in transgressiver Überlagerung auf Saale-Geschiebemergel erschlossen. Die Kiese und Sande lassen sich als Vorstrand-Riff-Rinnen-Sedimente interpretieren. Da das Vorkommen als bodenständig gelten muß, wird eine weit in Talsysteme und Geländedepressionen eingreifende Eem-Überflutung für Vorpommern wahrscheinlich.

Die Deformation der Schichtenfolge, einschließlich der des Lias und Eozäns, ist älter als zwei (?drei) diskordante Weichsel-Geschiebemergel. Damit entfällt ein wesentliches Argument für die Existenz einer spätweichselzeitlichen Stauchendmoräne (Velgaster Staffel) in Vorpommern.

[A marine Eem-deposit in Vorpommern - inland (clay open-pit mine of Grimmen; westerly of Greifswald)]

Abstract: In the open-pit mine of Grimmen/westerly of Greifswald is placed a Eem-Interglacial onlap-sequence upon Warthe-moraine. The gravel and sand accumulations should be autochthonous. The Eem-Sea gave rise to a deep bay intruding on the land of Vorpommern.

The deformation of the sediments, including Lias and Eozän, should be older than the two (?or three) Weichsel-moraines. The postulated push moraine of Velgaster Staffel does not exist in the Grimmen area.

1 Einleitung

Im Ost- und Südabschnitt des Tagebaues Grimmen (s. Abb. 1) bedeckt präweichselzeitliches Pleistozän den Lias-Ton. Es setzt sich aus einem basalen Geschiebemergel und mehreren Metern marine Fossilien führenden Kiesen und Sanden zusammen. In der deformierten und verstellten, aber insgesamt intakten Schichtenfolge gehören die Kiese und Sande der Eem-Warmzeit, der liegende Geschiebemergel der Saale-Kaltzeit an.

Die offenbar bodenständigen Sedimente und das erschlossene Profil führen zu veränderten Vorstellungen

über die Reichweite der Eem-Transgression in Vorpommern und über das Alter und die Dynamik des Deformationsprozesses der Schichtenfolge.

2 Stratigraphie und lithologische Interpretation

Unter zwei (?drei) Geschiebemergeldecken, einem mehrere Meter mächtigen Ablationsschutt und geringmächtigem Schluff (s. Abb. 2, Einheiten 10 bis 7) folgt diskordant ein ca. 24 m mächtiges älteres Pleistozän. Überwiegend liegt es dem Lias, stellenweise auch dem Eozän auf. Steil gestellt, zum Teil überkippt, ist die in sechs Einheiten gliederbare Schichtenfolge weitgehend intakt (s. Abb. 2, Einheiten 1 bis 6) und die Sedimentgefüge lassen eine geopedale Orientierung zu.

Einheit 1: Mit flachwelliger Basis setzt dem Lias-Ton ein etwa 14 m mächtiger, prismatisch zerfallender Geschiebemergel auf. Überwiegend ist er rotbraun, an seiner Dachfläche teilweise grün verfärbt. Geschiebemergel, führt seine Matrix aufgearbeiteten Lias. Feinkiesanalysen (4 bis 10 mm) ergeben ein baltisches Geschiebespektrum. Eine Grobkieszählung (unterer Teil des oberen Drittels) unterstreicht das (TGZ-Werte: λ 16,69, γ 58,53). Im Dachbereich zeigt sich eine Abreicherung von Kalken und eine Anreicherung von nordischem Kristallin und Feuerstein.

Einheit 2: Bis 27 cm mächtiger, feinsandiger, fein laminiertes, olivbrauner bis rotbrauner Schluff. An seiner Basis enthält er vom Liegenden ausgehende Geschiebemergelschlieren, die bis auf Millimeter ausdünnen. Er führt Moosreste, reichlich Makrosporen von *Selaginella* und Ephippien von *Daphnia*. Eine Erosionsdiskordanz, die auch den liegenden Geschiebemergel erreicht, kappt ihn. In Form von Scheibengeröll tritt dieser Schluff in den Einheiten 3 bis 5 auf.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. G. STEINICH, Am St.-Georgsfeld 36, 17489 Greifswald

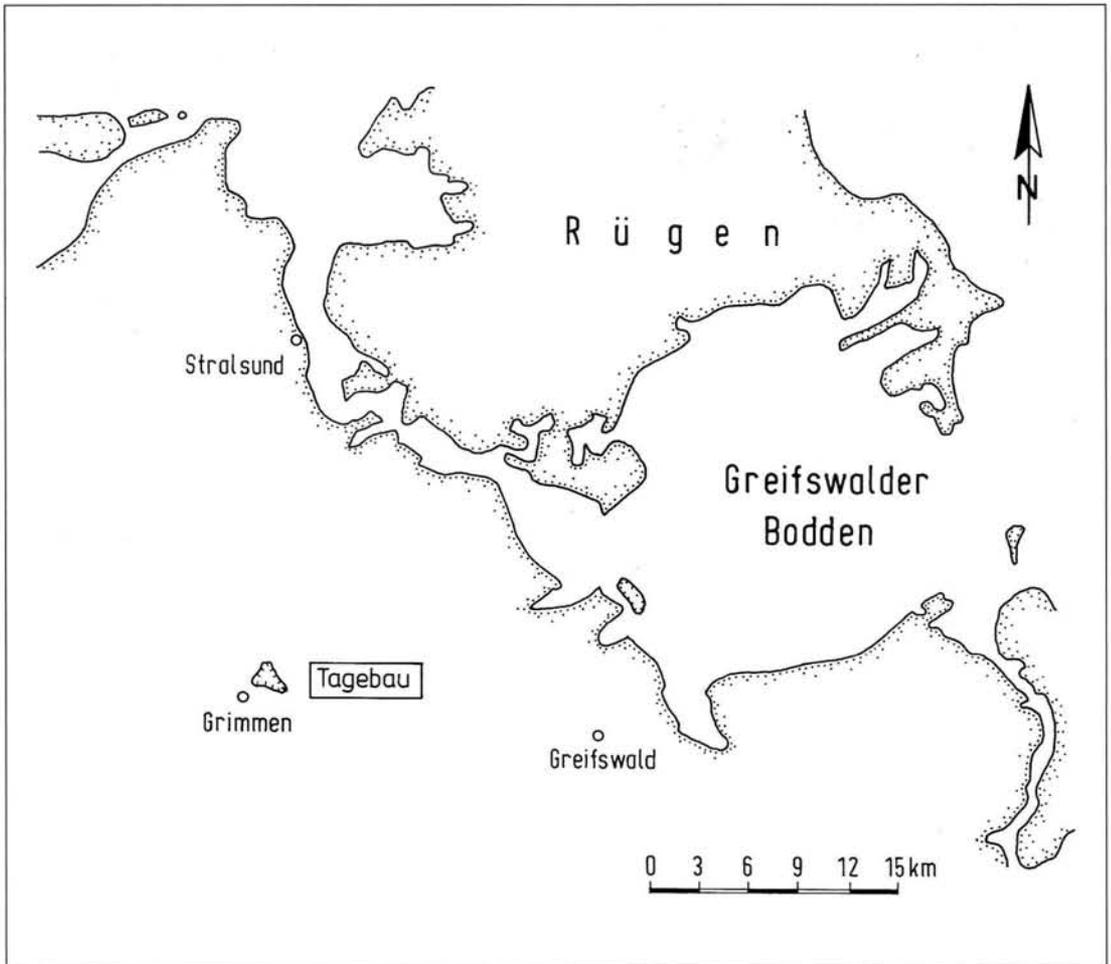


Abb. 1: Lageskizze des Tagebaues Grimmen

Fig. 1: Location of the opencast mine at Grimmen

Einheit 3: Kies mit Molluskenschalenbruch. Der gut gerundete Kies entstammt dem liegenden Geschiebemergel und Einheit 2. Sowohl Grobkieszählungen als auch Feinkiesanalysen entsprechen den Werten der Einheit 1 (TGZ: $\lambda 16,67$, $\gamma 58,55$). Unterstrichen wird das durch Geschiebemergelbrocken aus dem Liegenden. Die Mächtigkeit reduziert sich von 1,0 m im Westteil (s. Abb. 2, Profil 1) auf 0,1 m ostwärts (s. Abb. 2, Profil 3). Das Artenspektrum des Schalenbruchs entspricht dem der Einheiten 4 bis 5.1 (siehe Einheit 5), er ist scharfkantig, z. T. lassen sich die Bruchstücke wieder zusammensetzen.

Einheit 4: Ohne Veränderung des Materialbestandes gegenüber Einheit 3 fällt Einheit 4 in Profil 1 durch eine gradierte Kies/Sand-Schichtung auf. 30 Lagen, zwischen 3 cm und 8 cm mächtig, lassen vom Liegenden zum Hangenden eine kontinuierliche Korngrößenabnahme und eine prozentuale Abnahme des Kiesanteils erkennen. Die obersten Lagen

bestehen basal nur noch aus Mittel- bis Grobsand. Darin vorhandene Fossilreste sind sehr stark zertrümmert. Meist handelt es sich um Bruchstücke von dickschaligen *Cardien* und *Venerupis*. Scheibengerölle zeigen nordwärts gerichtete Imbrikation. Eine Erosionsdiskordanz begrenzt die Einheit gegen das Hangende.

Im Profil 2 tritt an die Stelle der gradierten Kies/Sand-Schichtung ein parallel- und schrägschichteter Feinsand mit einzelnen Grobsandlaminaen, Kreide-Feinkies- und Kohleanreicherungen, im höheren Abschnitt mit Erosionskolken, Strömungsrippelhorizonten und keilförmig kletternden Rippelein mit erosivem Kopf. Der Feinsand führt durchweg etwas Glaukonit. An Fossilien kommen darin neben vereinzelt *Venerupis senescens* (COCC.), *Cerastoderma edulis* (L.), *Mytilus edulis* (L.), *Turritella* sp. folgende quartäre Foraminiferen vor:

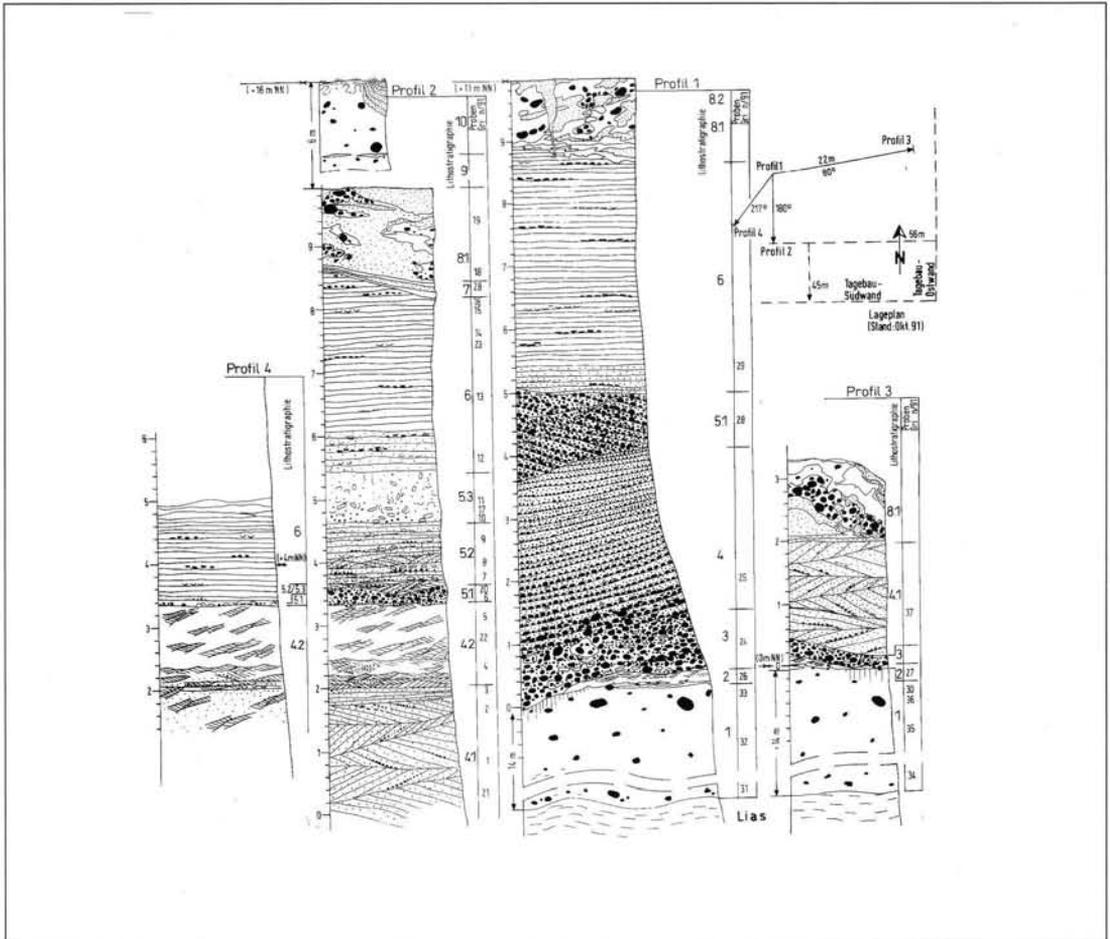


Abb. 2: Lithostratigraphie des Eem-Profiles im Tagebau Grimmen.

Einheit 1: Rotbrauner Saale-Geschiebemergel, an der Oberfläche grün verfärbt (senkrechte Schraffen);

Einheit 2: Laminiertes Schluff;

Einheit 3: Transgressionskies mit Erosionsdiskordanz an der Basis;

Einheit 4: Rhythmisch gradierter Sturmhochwasserkies;

Einheit 5.1: Kieswall mit Erosionsdiskordanz an der Basis und im Hangenden in Profil 1;

Einheit 5.2: Ripplengeschichteter Feinsand mit Scheibengeröllen der Einheit 2, Kieslagen und Schillanreicherungen;

Einheit 5.3: Schichtungsloser Feinsand mit chaotisch gelagertem Bivalvenbruch und Scheibengeröllen der Einheit 2;

Einheit 6: Parallelgeschichteter Feinsand, Kohleanreicherungen und Schillflecken;

Einheit 7: Laminiertes Schluff;

Einheit 8.1: Ablationsschutt;

Einheit 8.2: Eiskeilpseudomorphose;

Einheit 9: Grauer, tonreicher Geschiebemergel;

Einheit 10: Brauner Geschiebemergel (zwei) mit geringmächtigem Feinsand an der Basis, Sandmulden an der Oberfläche.

Fig. 2: Stratigraphy and sedimentary structures of the marine Eemian deposit in the opencast mine at Grimmen.

Unit 1: Red-brown Saale(Warthe)-till, greenish on the top (vertical hatching);

Unit 2: Laminated silt;

Unit 3: Transgressing gravel with erosional contact on the base;

Unit 4: Graded gravel;

Unit 5.1: Gravel mound, erosional contact on the base and in top of the section 1;

Unit 5.2: Ripple-marked fine sand with flat-pebbles from Unit 2, gravel-levels and fossil debris;

Unit 5.3: Non-bedded fine sand with chaotic fossil debris and flat-pebbles from Unit 2

Unit 6: Uniform bedded fine sand with fragments of coal and shells;

Unit 7: Laminated silt;

Unit 8.1: Diamicton;

Unit 8.2: Sand wedge as unambiguous periglacial feature;

Unit 9: Grey clayey till;

Unit 10: Brown till (two) with sand-level on the base, sand-filled trough on the top

Bulimina marginata
D'ORBIGNY 1826

Cibicides sp.a
Cibicides sp.b
Dentalina sp.a
Dentalina sp.b
Globobulimina sp.

Globulina inaequalis
REUSS 1850

*Elphidium albium-
bilitatum*
(WEISS 1954)
Elphidium cuvillieri

LEVY 1966

Elphidium excavatum
var.

clavatum CUSHMAN 1930
Elphidium gunteri
COLE 1931

Elphidium macellum
(FICHTEL & MOLL 1798)

Elphidium margaritaceum
CUSHMAN 1930

Umgelagerte kretazische und tertiäre Foraminiferen bleiben selten.

Einheit 5: In Profil 2 lassen sich drei Untereinheiten unterscheiden:

5.1: 0,2 m mächtiger, schräggeschichteter Kieswall. Maximaldurchmesser der durchweg gut gerundeten Gerölle 10 cm. Während westwärts (Profil 4) dieser Kieswall durch einen Bruchschill mit einzelnen Geröllen ersetzt wird, schwillt er nordwärts (Profil 1) auf 1,4 m Mächtigkeit an. Gegen das Hangende wird er von einer Erosionsdiskordanz geschnitten. Das Kies-Material entspricht dem Geschiebespektrum des liegenden Geschiebemergels.

5.2: Feinlaminiertes, rippelgeschichteter Feinsand mit Kies- und Schillanreicherungen sowie Scheibengeröllen der Einheit 2. Muschelklappen stehen z. T. senkrecht zur Schichtung, oft liegen sie gewölbt unten. Es dominieren *Spisula subtruncata* (DA COSTA), relativ kleine Cardien und Gastropoden. Vereinzelt kommen Mytilusreste vor.

5.3: Schichtungsloser Feinsand mit rotbraunen Schluffgeröllen (Einheit 2) und reichlich Muschelschalenbruch. Die Schalenbruchstücke liegen meist gewölbt unten im chaotischen Durcheinander. 5.2 und 5.3 fehlen im Profil 1.

Lagena acuticosta
REUSS 1862

Lenticulina orbicularis
(D'ORBIGNY 1826)

Lenticulina rotulata
LAMARCK 1804

Nodosaria sp.

Nonionella auricula
(HERON-ALLEN & EARLAND
1930)

?*Protelphidium anglicum*
MURRAY 1965

Protelphidium düttmeri
(LAFREZ 1963)

*Protelphidium magella-
nicum*
(HERON-ALLEN & EARLAND
1932)

?*Protelphidium orbiculare*
BRADY 1881

Pullenia bulloides
(D'ORBIGNY 1826)

Islandiella sp.

Makrofossilinhalt der Einheit 3 bis 5:

Hydrobia ulvae (PENN.)

Bittium reticulatum (DA COSTA)

Hinia reticulata (L.)

Littorina littorea (L.)

Cerastoderma edulis (L.)

Mytilus edulis (L.)

Venerupis senescens (COCC.)

Spisula subtruncata (DA COSTA)

(?) *Mya* sp.

Balanus sp.

Wesentliche Unterschiede in der Fossilführung zwischen den Einheiten 3 bis 5 bestehen nicht. Der Häufigkeit nach dominieren überall *Cerastoderma*, *Venerupis*, *Bittium* und *Hinia*. Nahezu 50 % der Schalenbruchstücke sind *Venerupis* zuzuordnen. Die Bivalvenreste sind dickschalig und stammen von kräftig skulptierten Exemplaren (rekonstruierbare Schalenlänge von *Cerastoderma*: 4 - 5 cm).

Einheit 6: Maximal 4 m mächtiger Feinsand. Eine Laminierung setzt sich gegen das Hangende allmählich durch (Profil 2). Er enthält Kohleanreicherungen, selten Torf und Holzgerölle (darunter *Larix*), vereinzelt Gastropoden (*Hinia reticulata*, *Bittium reticulatum*), *Spisula subtruncata* und *Cerastoderma*. Die Muschelreste sind z. T. zu Schillflecken konzentriert, vereinzelt stehen Klappen hochkant in der Schichtung.

Ablationsschutt (Einheit 8) schneidet die ungestörten Profile im Hangenden. In Profil 2 bedeckt diskordant ein Schluff (Einheit 7) Einheit 6. Er enthält Moosreste und Oogonien von *Nitella*. Der Ablationsschutt wird von jüngeren Eiskeilpseudomorphosen durchschlagen (vertikale Länge ca. 3 m. Öffnungsweite 0,4 m, sterile Feinsandfüllung).

Zwei (?drei) zueinander konkordante Geschiebemergel schneiden die Schichtenfolge nach oben ab (Einheiten 9 und 10). Ein unterer (Einheit 9) ist grau, wird etwa 2 m mächtig, ist sehr geschiebearn und enthält, infolge der diskordanten Auflage auf den Lias, reichlich aufgearbeiteten Lias-Ton. Der obere (?zwei) ist weitgehend braun verwittert, partiweise entkalkt und erreicht 4,5 m Mächtigkeit.

Im oberen und in den unteren Geschiebemergel hineinreichend treten mehrfach Sandmulden auf. Sie enthalten Fließgeschiebemergeldecken, sterile Sande und Schluffe.

Marine Fossilien und Sedimente der Einheiten 3 bis 6 sind einander isochron, erstere befinden sich nicht umgelagert in jüngeren Bildungen, auch wenn zumindest die Kiese als ehemaliger Lebensraum nicht in Betracht kommen. Die Zeitgleichheit geht vor allem aus dem Erhaltungszustand des Fossilmaterials, aber auch aus dessen Orientierung im Sediment hervor. Die meist vollständigen Gastropodengehäuse

wurden kaum abgerollt. *Littorina littorea* besitzt noch Farbzeichnung. Die Muschelklappen sind zwar weitgehend zertrümmert, doch die Bruchflächen haben scharfe Kanten. Bei der kleinen *Spi-sula subtrunca* ist das empfindliche Schloß gut erhalten. An einigen Wirbelstücken der *Venerupis senescens* sitzen noch Reste des Ligaments und an einzelnen Klappenbruchstücken sind auch Reste des Periostrakums vorhanden. Die Häufigkeit der quar-tären Foraminiferen in den Feinsandabschnitten des Profils ist bemerkenswert und spricht gegen Trans-portauslese.

Danach sind die Kiese und Sande für die darin vorhandenen Fossilien lebensraumnaher Einbettungs-or und mariner Entstehung. Lithologisch wird das

durch bimodale Korngrößenverteilungen gestützt (s. Abb. 3), die für küstennahe Sedimentationsräume charakteristisch sind (SHEA 1974, TAIRA & SCHOLLE 1979, FLEMMING 1988). Die Sedimentgefügekombi-nation spricht dafür, daß der Kies/Sand-Profil-abschnitt eine Vorstrand-Riff-Rinnen-Sedimentation dokumentiert. Die marine Sedimentation beginnt mit einem Transgressionskies (Einheit 3). Die rhyth-misch gradierten Sedimente der Einheit 4 sind Sturmhochwassersedimente. Einheit 5.1 ist als Strandriff und Einheit 6 als Sediment des Vorstrandes zu interpretieren. Das chaotische Sediment mit den z. T. hochkant stehenden Muschelklappen der Ein-heiten 5.2 und 5.3 spricht für Resedimentationspro-zeesse. Während der untere Teil des Profils 1 vorran-

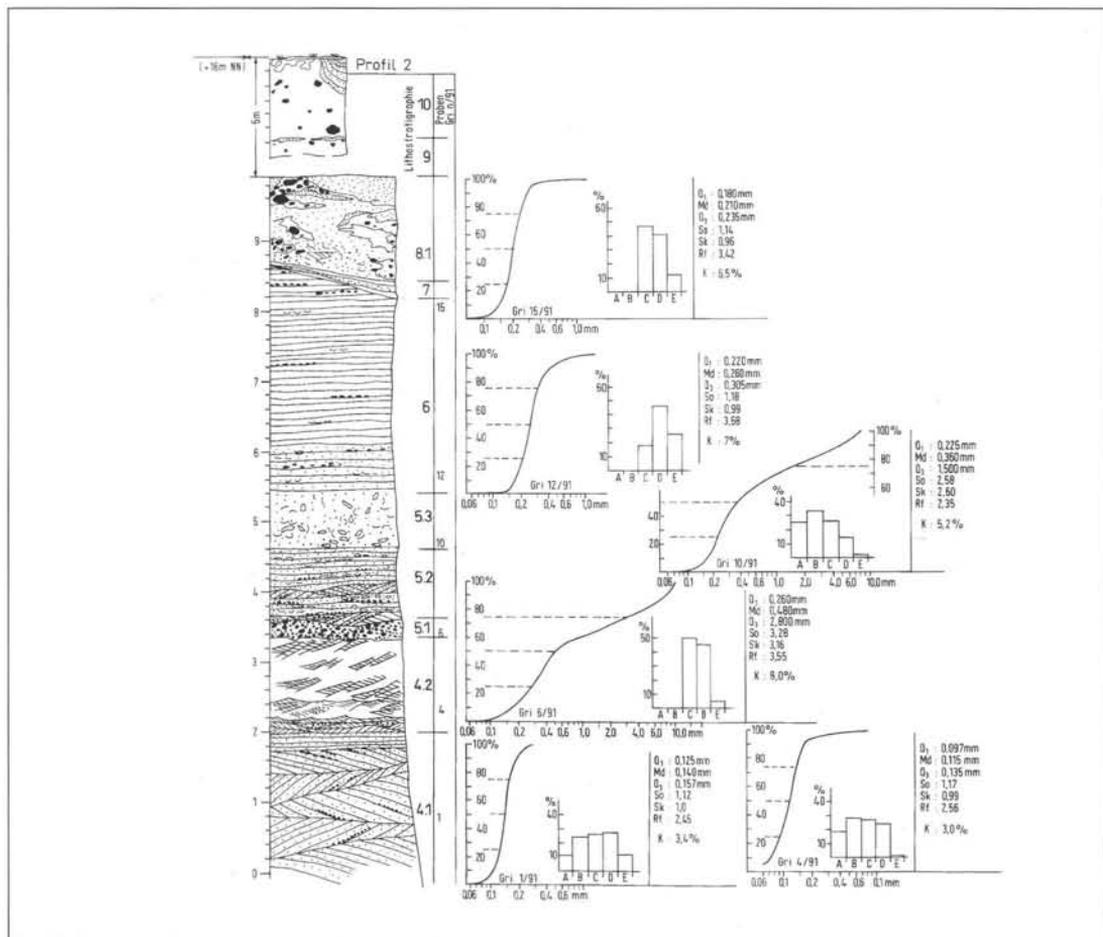


Abb. 3: Korngrößenverteilung und Rundungsfaktor einiger typischer Proben des Profils 2 von Grimmen. Q1, Md, Q3 = Quartil-Maße (Quadratlochsiebung, trocken, maschinell, 2 x 7,5 min); So = Sortierungskoeffizient, Sk = Schiefekoeffizient (nach TRASK);

Rf = Rundungsfaktor (RUSSEL & TAYLOR), A = angular, B = subangular, C = angerundet, D = gerundet, E = gut gerundet (100 Körner, visuell unter Binokular); Korngrößen 0,100/0,125 bis 0,160/0,200 mm, die Proben Gri 10/91 und Gri 15/91 Korngrößen 0,200 bis 0,250 mm, Gri 12/91 Korngröße 0,250 bis 0,315 mm, K = Kalkgehalt der Fraktion < 0,063 mm (SCHEIBLER).

Fig. 3: Grainsize analysis and rounding several samples from section 2 in the opencast mine at Grimmen. Q1, Md, Q3 = moment measures; So = sorting; Sk = skewness; Rf = roundness (RUSSEL & TAYLOR), A = angular, B = subrounded, C = subrounded, D = rounded, E = well rounded (100 grains, grainsize 0,100/0,125 to 0,160/0,200 mm, samples Gri 10/91 and Gri 15/91 grainsize 0,200 to 0,250), Gri 12/91 grainsize 0,250 to 0,315 mm; K = CaCO₃ content grainsize < 0,063 mm (SCHEIBLER).

gig einen strandnahen Riffbereich dokumentiert, enthält Profil 2 Strandprielbildungen, mit den Auftauchanzeichen gekappter Rippeln und erheblichem äolischem Sandeintrag. Insgesamt liegt eine typische „onlap“-Sequenz vor und die retrogradierte Schichtfolge dokumentiert eine Transgression.

Nach dem Makro- und Mikrofossilinhalt ist der marine Profilschnitt dem Eem und damit der liegende Geschiebemergel der Saale-Kaltzeit zuzuordnen. Nimmt man die für Saale-Moränen von MEYER (1983) als kennzeichnend angegebenen TGZ-Werte der Leitgeschiebe auch für Vorpommern als zutreffend an, läßt der Geschiebemergel sich als Warthe-zeitlich einstufen. Damit stimmen auch die empirischen Merkmale überein (Färbung, Geschiebehäufigkeit, Festigkeit). Das veränderte Geschiebespektrum in seinem Dach könnte eine festländische Verwitterungsphase andeuten, während die grüne Verfärbung jünger ist und vielleicht als Reduktionszone unter aquatischen Bedingungen entstand.

Der reliktsch dem Saale-Geschiebemergel aufliegende Schluff (Einheit 2) ist ein Süßwassersediment, das sich nach den Florenresten an die vorausgehende Kaltzeit anschließt (Spät-Saale).

Die Einheiten 7 bis 10 gehören dem Weichsel an, ohne daß zur Zeit genauere stratigraphische Aussagen möglich sind.

3 Geologische Folgerungen

Gewöhnlich werden die oberflächennahen Vorkommen von Lias, untergeordnet auch Kreide und Eozän, im Gebiet von Grimmen als glazigener Schollenschwarm aufgefaßt, dynamisch mit aktivem Weichsel-Inlandeis in Verbindung gebracht (GEHL 1965) und seit ELBERT (1907, S. 181) als Beleg für den Verlauf einer Stauchendmoränenstaffel (Velgaster Staffel; HESEMANN 1933, S. 72, Abb. 9) betrachtet. HESEMANN zeichnete als erster im Gebiet von Grimmen ein nach Westen konvexes Stück einer Endmoräne. Spätere Autoren, mit Ausnahme von RICHTER (1937), behielten das nicht nur bei, sondern zogen mit geschlossenem Bogen eine Stauchendmoräne höherer Ordnung durch Vorpommern (REINHARD & SCHULTZ 1961, KLEWE & JAHNKE 1972). Dieser Auffassung entgegenstehende Folgerungen lassen die im gegenwärtig großräumigen Tagebau Grimmen erschlossenen geologischen Verbandsverhältnisse zu.

Der Saale-Geschiebemergel steht mit dem Grimmer Lias im primären Kontakt. Das geht aus dem in die Matrix reichlich aufgenommenen Lias, aus der Weiträumigkeit dieser Kontaktfläche im Tagebau und aus der gemeinsamen Deformation hervor. Auch sein Übergreifen über Eozän stützt das. Die Lias-Saale-Eem-Sedimente sind nicht als wurzellose

Scholle im jüngeren Pleistozän interpretierbar. Für eine Verbindung mit dem Anstehenden sprechen folgende Beobachtungen, auch wenn unter dem Lias z. T. pleistozäne Sande erbohrt sind (WILLMER 1960):

1. Aus den angeschnittenen Sanden und Schluffen des Domer tritt Sole aus, während die pleistozänen Sande, auch die des Eem, überall nur Süßwasser liefern. Trotz gemeinsamer Deformation blieben die pleistozänen Sande vom versalzten Grundwasser des Domer isoliert. Die Mineralisation des Wassers im Domer geht auf abgelagerte Salze des Untergrundes (?Trias) zurück, und als Aufstiegswege kommen Bruchstörungen des mesozoischen und noch im Tertiär aktiven NE-mecklenburgischen Störungssystems in Betracht (WEGNER 1966, BRÜCKNER & PETZKA 1967, BEUTLER 1978).

2. Der Lias der seit RICHTER (1933) bekannten Struktur Grimmen und auch der unmittelbar östlich benachbarten Struktur Reinkenhagen (PETZKA 1961) taucht umlaufend unter Kreide und unter Eozän ab. Die oberflächennahen Liasvorkommen mit dem aufliegenden Saale/Eem sind damit nicht aus umliegenden Gebieten herleitbar und müssen als bodenständig betrachtet werden. Eine Autochthone des Lias von Grimmen hielten schon ERNST (1967, 1991), WENDLAND (1976) und ROSELT (1984) für wahrscheinlich.

Tektonisch bildet die Kontaktfläche zwischen Lias und Saale-Geschiebemergel eine Aufwölbung ab. Die Schichtflächen, Faltenachsen und Klüffflächen lassen sich nicht einem einheitlichen System zuordnen. ROSELT (1984) glaubt nach einer tektonischen Analyse des Lias (s. Abb. 4) einen mehraktigen Deformationsvorgang erkennen zu können, wobei die Ausbildung der Hauptbewegungsbahnen und der tektonische Hub der Sedimente älter sind als eine jüngere Deformation. Die letzte Druckbeanspruchung weist auf Dominanz einer nordöstlichen Hauptnormalspannungsrichtung hin (44°: Klüfte, Scherflächen, Harnische). Ein östlicher Schub, wie er entsprechend der von REINHARD und SCHULTZ (1961) konstruierten Endmoräne zu fordern wäre, beherrscht das Bild nicht.

Zwei (?drei) jüngste, ungestört lagernde Geschiebemergel greifen diskordant über Lias, Eozän und das ältere Pleistozän hinweg und bedecken geschlossen das Gesamtgebiet. Hub und Deformation des Lias, des Eozän und des Saale/Eem waren vor Auflagerung des ältesten dieser Geschiebemergel schon vollzogen. Das belegt der diskordante Schluff der Einheit 7 (s. Abb. 2, Profil 2). Damit stehen die Liasvorkommen von Grimmen mit ihrer Saale/Eem-Auflage als Argument für eine spätweichselzeitliche Stauchmoräne nicht mehr zur Disposition.

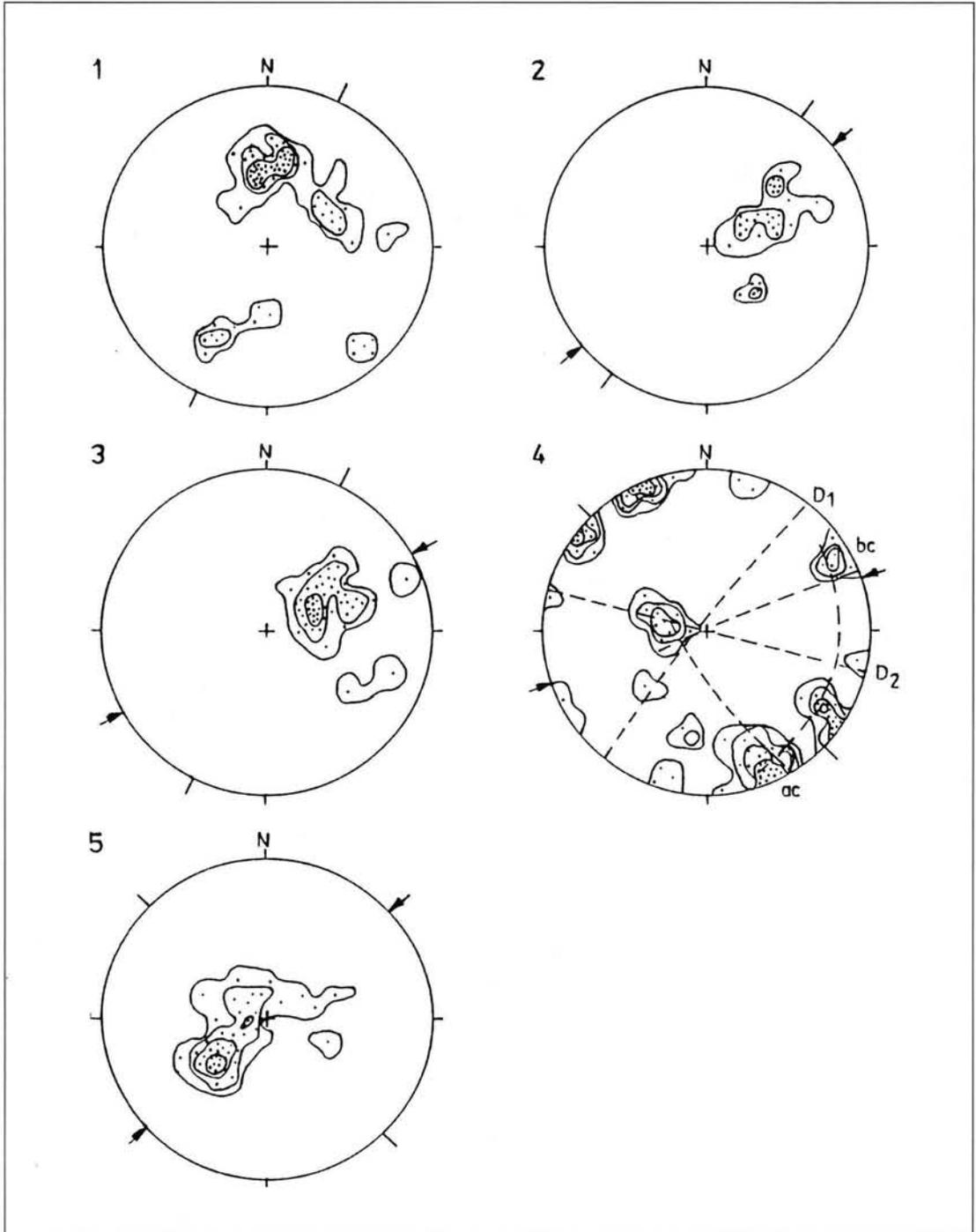


Abb. 4: Tektonische Meßwerte aus dem Grimmener Lias (ROSELT 1984; Abb. 89-93, S. 56, umgezeichnet).
 1: Klüfte im Ton des Lias ϵ (25 Werte: 1-2-4-4); 2: Störung Lias δ / Lias ϵ (15 Werte: 1-2-3-3); 3: Schichtung des Lias δ (21 Werte: 1-2-4-4); 4: Klüfte im Lias δ (40 Werte: 1-2-3-4-5-5); 5: Störung Lias δ / Lias ϵ (30 Werte: 1-3-5-9-9).
 Durchstoßpunkte der Flächennormalen (SCHMIDTSches Netz, untere Lagenhalbkugel); D1, D2 = Großkreise der Diagonalklüfte; ac, bc = Elemente des orthogonalen Klufsystems; Pfeile = Druckrichtung.

Fig. 4: Tectonic structure of the Jurassic (Lias) clay in the opencast mine at Grimmen (ROSELT 1984).

1: Shear planes in the Lias ϵ (n = 25); 2: Fault Lias δ / Lias ϵ (n = 15); 3: Bedding Lias δ (n = 21); 4: Shear planes in the Lias δ (n = 40); 5: Fault Lias δ / Lias ϵ (n = 30). Directional elements.

Die an der Oberfläche vorhandenen, in Umriß und Größe unregelmäßigen Sandmulden sind keine Stauchungsergebnisse. Auch als Schmelzwassererosionsrinnen lassen sie sich nicht interpretieren. Dagegen sprechen die Sedimentgefüge und die Lagerung. Sie haben gegen die randlichen Geschiebemergel steile, z. T. senkrechte Begrenzungen, sind mit Fließgeschiebemergeldecken, die sich aus den Flanken entwickeln und gegen das Zentrum ausdünnen, auch mit Sanden und Schluff verfüllt. Die im unteren Teil stark muldenförmige und z. T. auch gestörte Schichtneigung nimmt gegen die Geländeoberfläche bis zur Horizontalen allmählich ab. Die Sandmulden sind als verfüllte Toteiswannen zu deuten.

Was als Argument für die Existenz einer Velgaster Stauchmoränenstaffel im Gebiet von Grimmen bleibt, sind einige Höhenrücken, die von Talrinnen begleitet werden. Schon STACH (1935, S. 5) stellte fest, daß von einer geschlossenen Endmoräne im Grimmener Gebiet keine Rede sein kann und höchstens morphologisch einige Höhenrücken mit einer Eisstillstandslage in Verbindung gebracht werden könnten. Bei großmaßstäbiger Betrachtung fügen die flachen Höhenrücken sich nicht zu einem Bogen zusammen, der als Endmoräne interpretiert werden kann. Sie lösen sich winklig auf, wie auch die Schmelzwasserrinnen ein winkliges System erkennen lassen, das keine Beziehungen zu einer Endmoräne hat. Eher ist an ein eisspaltenkontrolliertes Eiszerfallsrelief zu denken, eine Vorstellung, die schon v. BÜLOW (1930) und später RICHTER (1937) vertraten.

Das oberflächennahe Liasvorkommen mit der Saale/Eem-Decke im Gebiet von Grimmen ist durch die präpleistozäne Liashochlage von Grimmen bedingt. Das seit dem Mesozoikum wirksame strukturelle Grundkonzept dieses Raumes lebte nicht nur im Tertiär neu auf (BRÜCKNER & PETZKA 1967, BEUTLER 1978), es scheint auch im Pleistozän wirksam gewesen zu sein. Dabei lassen sich Hub und Deformation der Sedimente nicht mit einer allgemeinen Druckwirkung eines vorstoßenden Gletschereises in Verbindung bringen. Die Beobachtungen sprechen eher für Aufstieg während einer Entlastungsphase.

Wenn nach obigen Feststellungen das Eem von Grimmen als bodenständig gelten muß, ist mit einer weit ins Binnenland Vorpommerns eingreifenden Eem-Überflutung zu rechnen. Wie in Nordwest-Deutschland sind dafür Talungen und Geländedepressionen prädestiniert. Unter Berücksichtigung des während des Eem erreichten maximalen Seespiegelstandes (DECHEND 1958, SINDOWSKI 1958, 1965) erscheint es möglich, daß das weitere Gebiet des mecklenburg-vorpommerschen Grenztales, zu

dem der Grimmener Raum gerechnet werden kann, in diesem Sinne wirksam war. Letzteres würde bedeuten, daß die als spätweichselzeitlich angelegt geltende Niederung des Grenztales schon vor dem Eem existierte und später als Schmelzwasserrinnensystem nur wiederbenutzt wurde.

4 Dank

Für die Bestimmung von Fossilmaterial danke ich den Herren

E. STRAUCH, Münster (*Spisula subtruncata* [DA COSTA]),

P. FRENZEL, Greifswald (Foraminiferen, Ostracoden),
C. SCHIRAREND, Berlin (*Larix*),

für Geschiebezählungen

W.-A. PANZIG, Greifswald und
U. STRAHL, Berlin.

5 Schriftenverzeichnis

- BEUTLER, G. (1978): Der Einfluß der Möckow-Dargibeller Störungszone auf Sedimentationsprozesse im Mesozoikum. - Z. geol. Wiss., **6** (3): 319-328, Berlin (Akademie-Verlag).
- BRÜCKNER, W. & PETZKA, M. (1969): Paläogeographie und Lagerungsverhältnisse von Alb und Oberkreide in NE-Mecklenburg (Raum Rügen-Usedom). - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, **12** (5): 521-533, Berlin (Akademie-Verlag).
- BÜLOW, V. K. (1930): Landschaftliches und Erdgeschichtliches über die Gegend von Grimmen. - Unser Pommernland, Sonderh. Kreis Grimmen, Monatsber. f. d. Kulturleben d. Heimat: 264-269, Stettin (Fischer & Schmidt).
- DECHEND, W. (1959): Marines und brackisches Eem im Raum der Eems-Mündung. - Geol. Jb., **76**: 175-190, Hannover.
- ELBERT, I. (1907): Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen, sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung. - Jahresber. geogr. Ges. Greifswald, **10**: 61-221, Greifswald.
- ERNST, W. (1987): Lias-Tontagebau Grimmen. - Exkf. Otto-Jaekel-Symposium Greifswald, 17-31, Greifswald, Unveröff.
- (1991): Lias im Tontagebau bei Grimmen (Vorpommern). - Fundgrube, **27** (4): 171-183, Berlin (Meteor).
- FLEMMING, B. W. (1988): Process and pattern of sediment mixing in a microtidal coastal lagoon along the west coast of south Africa. - In: de BOER et al. (eds.): Tide-influenced Sedimentary Environments and Fazies: 275-288, Dordrecht.
- GEHL, O. (1965): Gesetzmäßigkeiten in der Verbreitung der Schollen im Jungpleistozän Mecklenburgs. - Geologie, **14** (5/6): 663-676, Berlin (Akademie-Verlag).
- HESEMANN, J. (1933): Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. 1. Äußere, Rosenthaler und Velgaster Randlage. - Jb. preuß. geol. Landesanst., **53**: 70-84, Berlin.

- KLIEWE, H. & JAHNKE, W. (1972): Verlauf und System der Marginalzonen der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. - *Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-naturw. R.*, **21** (1): 31-37, Greifswald.
- MEYER, K.-D. (1983): Indicator pebbles and stone count methods. - In: EHLERS, J. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-West Europe*: 275-287, Rotterdam (Balkema).
- PETZKA, M. (1961): Die Kartierungsbohrung Grimmen 1-3/60. - *Ergebnisber., Arch. Geol. Erkdg. Nord. Schwerin*. Unveröff.
- REINHARD, H. & SCHULZ, H.-J. (1961): Zur Morphologie und Genese des Rycktal-Zungenbeckens. - *Geogr. Berichte*, **6** (1), 10-25, Berlin.
- RICHTER, K. (1933): Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. - *Abh. geol.-pal. Inst. Univ. Greifswald*, **11**: 1-63, Greifswald.
- (1937): *Die Eiszeit in Norddeutschland*. - 179 S., Berlin (Borntraeger).
- ROSELT, K. (1984): Das tektonische Interngefüge der Lias-Scholle von Grimmen und der Tertiär-Schollen von Friedland im Vergleich zu ihrer strukturgeologischen Position im Quartär. - *Dipl.-Arbeit Univ. Greifswald*, 82 S.; Greifswald. Unveröff.
- SHEA, J. H. (1974): Deficiencies of elastic particles of certain sizes. - *J. Sediment. Petrol.*, **44**, 985-1003, Tulsa.
- SINDOWSKI, K.-H. (1958): Das Eem im Wattgebiet zwischen Norderney und Spiekeroog, Ostfriesland. - *Geol. Jb.*, **76**: 151-174, Hannover.
- (1965): Das Eem im ostfriesischen Küstengebiet. - *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 163-166, Hannover.
- STACH, E. (1935): Erläuterungen zu Blatt Grimmen Nr. 512, Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern: 1-12, Berlin.
- TAIRA, A. & SCHOLLE, P. A. (1979): Origin of bimodal sands in some modern environments. - *J. Sedim. Petrol.*, **49**: 777-786, Tulsa.
- WEGNER, J. (1966): Strukturbau und Tektonik im NE der DDR. - *Geophys. Geol.*, **9**: 44-56, Leipzig.
- WENDLAND, F. (1976): Zur Strukturentwicklung schwach dislozierter Salinarstrukturen in Nordostmecklenburg, Strukturen Grimmen und Reinkenhausen (Beiträge zur Mächtigkeitsanalyse von Salinaren). - *Veröff. ZIPE d. Akad. d. Wiss. DDR*, **33**: 1-118, Potsdam.
- WILLMER, H. (1960): Geologische Erkundung und Vorratsberechnung des Tonvorkommens Grimmen. - *Ergebnisbericht, Arch. Geol. Erkdg. Nord. Schwerin*. Unveröff.

Manuskript eingegangen am 21. 12. 1993

Holstein- und Eem-Interglaziale im Bereich des Lausitzer Grenzwalles und die Gliederung der Saalevereisung zwischen Baruther und Lausitzer Urstromtal

KURT P. UNGER, FRANK HÜBNER & DIETER ESCHER*

Plistocene, Holstein-Interglacial, Saale glaciation, Eem-Interglacial, Stratigraphy, limnic sediments, Lusatia

Kurzfassung: Der erstmalige Nachweis von limnischen Sedimenten des Holstein-Interglazials und von saalefrüh-glazialen Flußablagerungen im Quartär des Braunkohlenfeldes Calau/Süd erfordert - in Verbindung mit mehreren Eemvorkommen - für die westliche Niederlausitz die Revision der bisher gültigen Gliederung der Saalevereisung. Unter der glazialen Serie des Warthestadiums (die betr. Endmoräne quert das Untersuchungsgebiet von NW nach SE) läßt sich nur eine ältere saalezeitliche, die Drenthegrundmoräne nachweisen. Diese spaltet erst weiter nach Süden zu, zur ehemals äußersten Randlage der betreffenden Eisdecke hin, in eine Untere (= Hauptdrenthestadium) und eine Obere Drenthemoräne (= Spätdrenthestadium) auf.

[Holstein and Eem interglacials in the area of the Lusatian Grenzwall and the stratification of the Saale glaciation between the Baruth and Lusatian glacial valley]

Abstract: The first proof of limnic sediments of the Holstein interglacial and of early Saale fluvial deposits in the quaternary of the lignite field Calau/South requires - in connection with several Eem findings - the revision of the recently valid stratification of the Saale glaciation in western Lower Lusatia. Beneath the glacial series of the Warthe stage (its terminal moraine crosses the probed area from NW to SE) only one earlier ground moraine of the Saale glaciation - the Drenthe ground moraine - could be proved. Southward, to the outmost extension of the icesheet, this ground moraine forks into a lower (Drenthe main stage) and an upper Drenthe moraine (late Drenthe stage).

1 Einführung

Im Rahmen der aus heutiger Sicht übertrieben forcierten Braunkohlenerkundung während des letzten Jahrzehnts im Gebiet der Niederlausitz waren die Verfasser ausschließlich mit oft durch Terminvor-

gaben zeitlich eingeengten Endauswertungen von in sich abgeschlossenen Untersuchungen einzelner Teilfelder (z. B. Zeiðholz/West, Calau/Süd) beauftragt oder zumindest mit deren quartärgeologischer Auswertung (z. B. Zeiðholz/Ost, Illmersdorf, Calau/Nord) betraut. Dabei zeigten all diese Abschlußarbeiten immer wieder sehr deutlich, daß die Eilerkundungen von Einzelkohlenfeldern stets erhebliche Lücken, vor allem bei der Untersuchung der quartären Deckschichtenfolge, aufwiesen.

Für diese oft gravierenden Mängel waren im wesentlichen zwei Gründe ausschlaggebend:

1. weder zur Projektierung noch zur Bearbeitung der zur Erkundung notwendigen Bohrungen standen erfahrene Quartärgeologen mit den erforderlichen Regionalkenntnissen zur Verfügung; die Folge davon war ein erheblicher Mangel an kernaustragenden Bohrungen im Bereich der quartären Schichtenfolge und die z. T. völlig mangelhafte bis ungenügende Kernaufnahme und -bearbeitung dieser wenigen Bohrungen.

2. durch eine sogenannte TGL „Stratigraphische Interpretation der Geschiebeanalysen“ waren die Untersuchungen an Grundmoränen Nordostdeutschlands (A. G. CEPEK 1962) - einschließlich der unseres Erachtens nach falschen, weil ausschließlich stratigraphischen Ausdeutung! - in den Rang eines Dogmas erhoben worden; die Folge davon war eine von vornherein auf Geschiebeanalysen von Geschiebemergeln beschränkte, einseitige Bearbeitung erbohrter quartärer Sedimentfolgen unter weitgehender Vernachlässigung anderer Schichtglieder.

Solche Erkundungslücken ließen sich zwar mitunter im Zuge der Endauswertung befriedigend überbrücken (im Feldesteil Zeiðholz/West z. B. konnte durch Einbeziehung von z. T. geophysikalisch vermessener älterer Kernbohrungen die Schollenstruktur der kohleführenden Schichtenfolge nachgewiesen und als Stapelendmoräne der Saalevereisung er-

*) Anschriften der Verfasser:

Dr. K. P. UNGER, Franz-Kögler-Ring 36,
09599 Freiberg/Sa.

Dipl.-Geol. F. HÜBNER, Franz-Kögler-Ring 39,
09599 Freiberg/Sa.

Dipl.-Geol. D. ESCHER, Lößnitzer Str. 11,
09599 Freiberg/Sa.

kannt werden – F. HÜBNER & K. P. UNGER 1989), für manch andere Endauswertungsbeefunde mußte die endgültige Klärung jedoch offen bleiben (im Feld Calau/Nord z. B. fehlt bis heute der pollenanalytische Beweis für die anhand der Bohrlochgeophysik aufgefundene, höchstwahrscheinlich eeminterglaziale Schichtenfolge südlich von Vetschau - Abb. 1).

Im Zuge der jetzt abgeschlossenen Auswertung der Erkundungsarbeiten im Braunkohlenfeld Calau/Süd - hier war von seiten der Bohrlochgeophysik bereits rechtzeitig auf oberflächennahe, vermutlich warmzeitliche quartäre Schichten hingewiesen und so noch während der Feldarbeiten das Eeminterglazial von Säritz (südwestlich von Calau) nachgewiesen worden - erregten weitere geophysikalisch vermessene Spülbohrungen den Verdacht auf Vorkommen von älteren pollenführenden Sedimenten. Infolge der engen und verständnisvollen Zusammenarbeit mit Herrn G. KNÜPPELHOLZ, Lübben (Leiter der Erkundung im BKW Cottbus), konnten diese Befunde wenigstens in einem Falle nach Abschluß der Erkundungsarbeiten durch eine von uns angeregte Zusatzbohrung (als Teilkernbohrung ermöglicht) überprüft werden. Auf diese Weise gelang in dem Gebiet zwischen Baruther Urstromtal im Norden und dem Breslau-Magdeburger Urstromtal im Süden der erste Nachweis eines Holsteininterglaziales und damit die gesicherte Fixierung der Basis der saalekaltzeitlichen Schichtenfolge. Deren Aufbau beiderseits der Endmoränen des jüngsten Saaleeisvorstoßes (des Lausitzer Grenzwalles) forderte schließlich eine Neubewertung der bisher vertretenen Gliederung der Saalevereisung in diesem Raum.

2 Das Untersuchungsgebiet

Die Lage des Untersuchungsgebietes ist aus Abb. 1 ersichtlich. Es umfaßt die beiden erkundeten Braunkohleteilfelder Calau/Süd (mit rund 180 km²) südlich der Stadt und das wesentlich kleinere Calau/Nord (mit ca. 35 km²) nördlich der genannten Ortslage.

Die Oberflächenformen werden in erster Linie von der glazialen Serie des Warthestadiums der Saalevereisung geprägt:

– seine Endmoränenstaffel (der Lausitzer Grenzwall) durchzieht das bearbeitete Gebiet von NW nach SE; die die ehemalige Eisrandlage markierenden Blockpackungen (Satzendmoränen) konnten bereits im Zuge der geologischen Erstaufnahme (TH. SCHMIERER 1909) exakt auskartiert werden; als perlchnurartig aufgereichte Hügelkette (mit Höhen zwischen 140 und 150 m ü. NN) treten sie deutlich sichtbar in Erscheinung. Sie bildet zugleich die Wasser-

scheide zwischen Bachläufen, die nach Norden dem Baruther Urstromtal zustreben (meist als Fließe bezeichnet) und unbedeutenden Gerinnen, die nach Süden zum Lausitzer Urstromtal abgehen.

– der nach Süden zu an die Blockpackungen nahtlos anschließende Sander fällt mit seiner Oberfläche sanft bis zu Höhen um 120 m ü. NN ab.

– die im Norden (im Rückland der Endmoräne) verbreitete Grundmoränendecke läßt sich in Richtung Calau, auf etwa 90 bis 100 m ü. NN absinkend, großflächig und meist lückenlos nachweisen.

In diese vom jüngsten Vorstoß der Saalevereisung hinterlassene Sedimentfolge und in die unter ihr lagernden älteren quartären und tertiären Schichten sind die o. a. zahlreichen Gerinne erosiv eingetieft, die nördlich und südlich des Grenzwalles zu lokalisierenden „Becken“ müssen letztlich lediglich als Ausräumzonen der im Saalespätglazial angelegten und bis heute tätigen Oberflächengewässer angesehen werden.

Das zusammenhängende Kohlebreitungsgebiet um Calau - mit seiner z. T. bis an die Oberfläche anstehenden Tertiärschichtenfolge - wird im Untergrund allseitig von tiefreichenden quartären Rinnen begrenzt (M. KUPETZ et al. 1989):

– der Gollmitz-Buckower Rinne im Westen und Nordwesten,

– der Altdöberner - Missener Rinne im Osten und

– dem Lipten-Luger Rinnensystem im Süden.

Hier erreicht die Quartärbasis mitunter Höhenwerte unter NN, und in diesen Gebieten bzw. in deren Randbereichen treten demzufolge die mächtigsten und vollständigsten Quartärschichtenfolgen auf.

3 Die Quartärschichtenfolge im Lug-Becken

Im Sandergebiet der warthestadialen Eisrandlage – südlich der die Tertiärhochlage von Buckow querenden Endmoräne des Lausitzer Grenzwalles – konnte im Zuge der Auswertung der Braunkohlen-erkundungsbohrungen die in Abb. 2 dargestellte Schichtenfolge (Schnitt A-B auf Abb. 1) angetroffen werden. Die Lagerungsverhältnisse lassen keinerlei glazigene Deformationserscheinungen (Stauchfaltungen oder Schollenverschuppungen) erkennen, wie sie vielerorts im Untersuchungsgebiet festgestellt werden konnten. Infolge der günstigen paläographischen Konstellation - unmittelbar nördlich davon befindet sich die oben erwähnte Tertiärauftragung - lag der Sedimentationsraum nach Eintiefung des Lipten-Luger Rinnensystems im Druckschatten der von Norden vordringenden jüngeren Eisdecke.

Die untere Schichtenfolge beginnt im Rinnenbereich mit glazifluvialen Kiessanden, die nord-

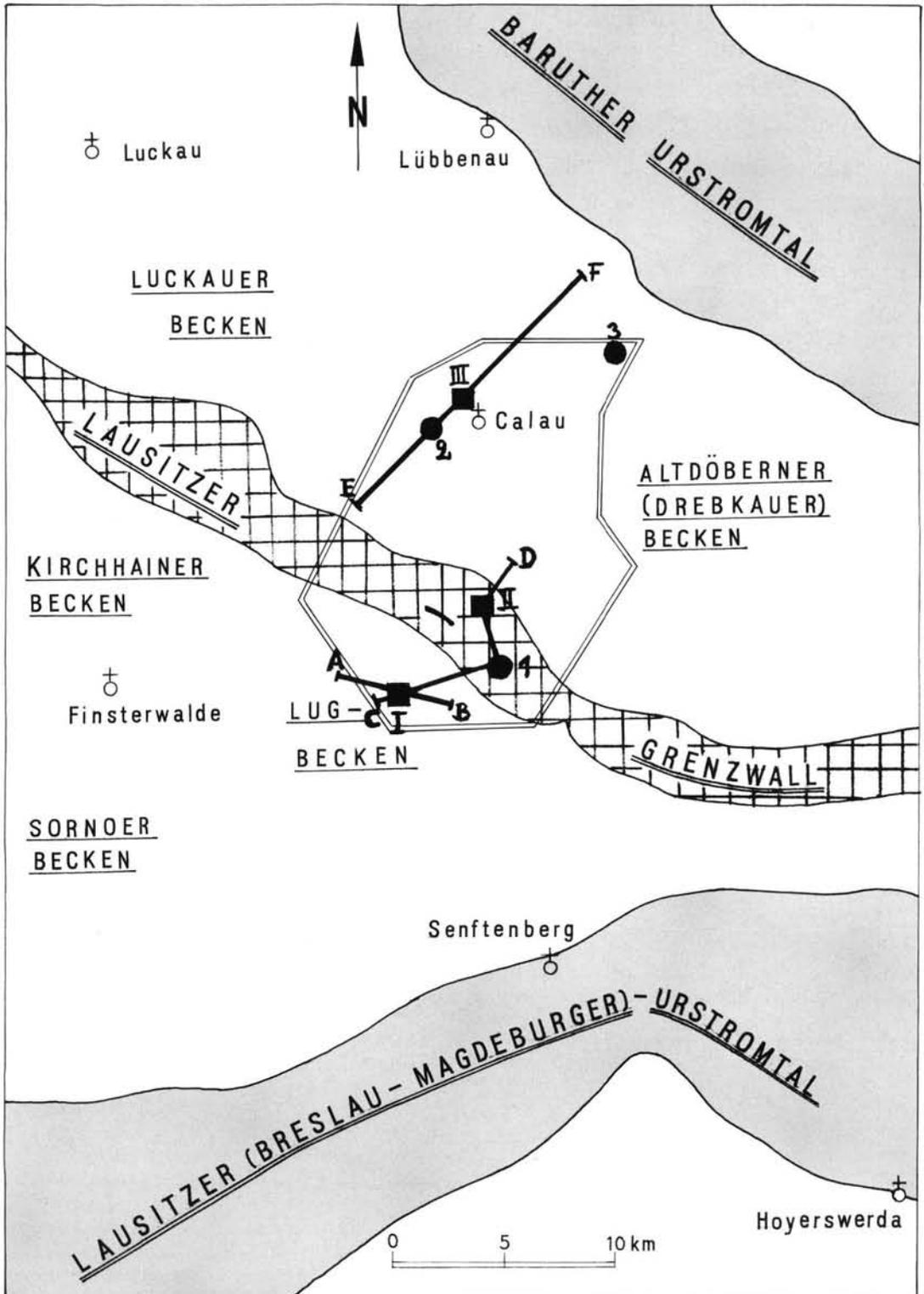


Abb. 1: Lage der Braunkohlenfelder Calau, der Schnitte der Abb. 2, 4 und 5 sowie der Interglazialschichten im Untersuchungsgebiet. Holsteinvorkommen: I - Lug, II - Retchendorf, III - Calau. Eemvorkommen: 1 - Lug, 2 - Säritz, 3 - Vetschau

Fig. 1: General map of the Calau lignite fields with the position of the sections (fig. 2, 4 and 5) and the interglacial layers in the studied area. Holsteinian deposits: I = Lug, II = Retchendorf, III = Calau. Eemian deposits: 1 = Lug, 2 = Säritz, 3 = Vetschau

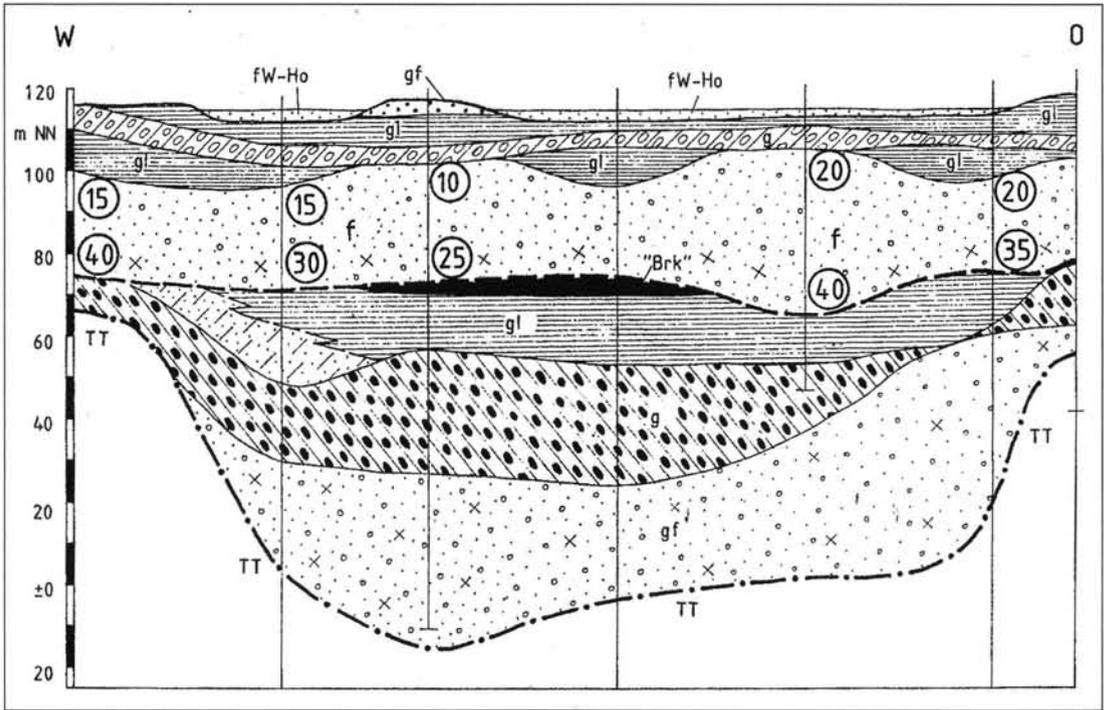


Abb. 2: Schnitt A - B im Lug-Becken (Längen 1:25 000).

fW-Ho = junge Talfüllungen, gf = glazifluviale Bildungen, gl = Bänderschlufl und -tone, g = Geschiebemergel, „Brk“ = unreine Braunkohle (Deutung der Bohrlochgeophysik), f = fluviatile Kiessande mit Kiesanteil in %

Fig. 2: Section A - B in the Lug basin (length 1:25 000).

fW-Ho = recent valley fillings, gf = glaciofluvial sediments, gl = varved silts and clays, g = till, „Brk“ = contaminated lignit (accord. to geophysical measurement of the drill holes), f = fluvial gravel sands, with percentage of gravel

sches Material führen. Das darüber folgende Geschiebemergelpaket ist in einigen Bohrungen durch Sandeinlagerungen zweigeteilt (ob daraus eine durchgängige Gliederung in zwei Grundmoränendecken abzuleiten ist, sei dahingestellt!). Dieser Horizont liegt an den Rinnenrändern weitflächig transgressiv meist unmittelbar dem erhaltenen Kohleflöz auf; im Rinnenzentrum wird er von bis zu 20 m mächtigen glazilimnischen Bändertonen und -schluflfen überdeckt.

Über einer deutlichen Erosionsdiskordanz beginnt die obere Schichtenfolge mit groben bis sehr groben Kiessanden, die zum Hangenden hin eine allmähliche, aber sehr deutliche Kornverfeinerung aufweisen und die weitflächig von Bändertonen überdeckt wurden, bevor eine jüngere Grundmoränendecke den Sedimentationsraum überzog. Über ihr lagern dann wiederum glazilimnische Bildungen und schließlich folgen darüber die an der dicht nördlich davon gelegenen Endmoräne ansetzenden Sandersedimente (sie sind im Bereich des eigentlichen Lug-Beckens vielerorts erosiv reduziert oder beseitigt).

Bei einigen der in diesem Gebiet abgeteufte zahlreichen, geophysikalisch vermessenen Spülbohrungen - Abb. 3 zeigt dafür ein Beispiel in vereinfachter

Darstellung - waren von seiten der Bohrlochgeophysik im höchsten Bereich der tieferen Schichtenfolge (unmittelbar auf den mächtigen Bändertonen) „unreine Braunkohlen“ ausgewiesen. Für diese auf solche Weise bestimmte Sedimente ließ aber der Schichtenaufbau der gesamten Profilabfolge - der untere Teil gleicht in allen Einzelheiten den im Untergrund des gesamten norddeutschen Tieflandes aufgefundenen elsterzeitlichen Rinnenfüllungen, - der höhere Teil ähnelt in frappierender Weise den früh- bis hochsaaleglazialen Abfolgen Mitteldeutschlands (Hauptmittelterrassenkiese - Bändertone - Geschiebemergel), auch eine andere Deutung zu, die sich letztlich voll bestätigte:

1. durch eine (nach Abschluß der Erkundung) gezielt angesetzte Teilkernbohrung konnten die „unreinen Kohlen“ 1989 aufgeschlossen, als limnische diatomeenführende Schluffmudden (mit zahlreichen Pflanzenresten und Blattabdrücken) erkannt und durch die Pollenanalyse (M. SEIFERT 1989) dem Holstein-Interglazial (Zone 2 bis 3) zugeordnet werden; der elsterspätglaziale See im Lipten-Luger Rinnensystem hatte demzufolge bis in die nachfolgende Warmzeit hinein Bestand.
2. nach Auswertung aller zur Verfügung stehender

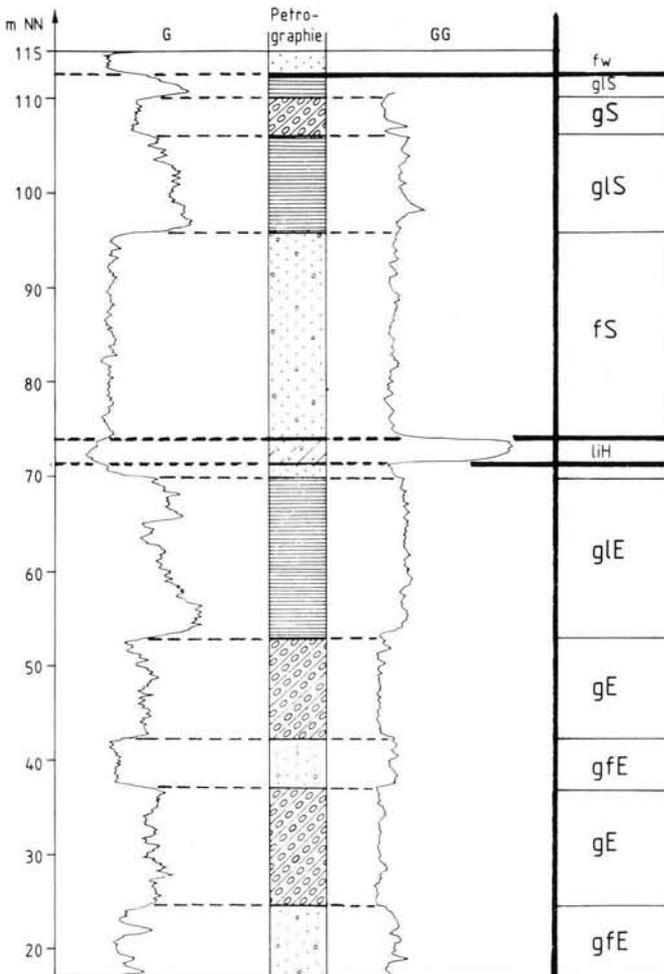


Abb. 3: Das Quartärprofil der Teilkernbohrung 3919 A₃/89 im Lug-Becken (nach vereinfachter Bohrlochgeophysik, Kernaufnahme und pollenanalytischer Untersuchung).

G = Gammamessung, GG = Gamma-Gammamessung, S = saalekaltzeitliche Sedimente, E = elsterkaltzeitliche Sedimente, liH = Diatomeenmudden der Holsteinwarmzeit (übrige Symbole wie Abb. 2)

Fig. 3: Quaternary profile of the partial core drilling 3919 A₃/89 in the Lug basin (accord. to simplified drill hole geophysics, core study and pollen analysis).

G = gamma measurement, GG = double gamma measurement, S = sediments of the Saalian glacial, E = sediments of the Elsterian glacial, liH = diatomite muds of the Holsteinian interglacial (remaining symbols see in fig. 2)

Korngrößenanalysen aus Trockenbohrungen im Bereich des Lugbeckens mußten die den Holsteinsedimenten erosiv auflagernden Kiessande (nach Kornaufbau, Medianwerten, Skewness- und Sortierungsgraden) als fluviatile Schüttung betrachtet werden; wir sehen in ihnen (auch wenn bis heute petrographische Gerölluntersuchungen und Schwermineralanalysen fehlen) den frühsaaleglazialen Schotterkörper eines Lausitzer Flusses (vermutlich der Schwarzen Elster).

Hinsichtlich der Höhenlage sind diese neuartigen ostelbischen Befunde - sowohl die Holsteinsedi-

mente von Lug als auch die Erosionsbasis der Hauptmittelterrassenschotter betreffend - durchaus analog der aus dem Raum Bad Dübener-Torgau westlich der Elbe (K. ERD & A. MÜLLER 1977); hier liegen die limnischen holsteinwarmzeitlichen Vorkommen mit ihrer Basis bei rund 80 m (Prellheide) und bei 85 m ü. NN (Wildschütz), die Erosionsbasis der Muldehauptterrasse südöstlich von Delitzsch um 82 m ü. NN.

4 Zur Gliederung der Saalevereisung im Bereich des Lausitzer Grenzwalles

Der Nachweis von ungestört lagernden, limnischen Bildungen der Holsteinwarmzeit im Bereich des Lug-Beckens (unmittelbar südlich des Lausitzer Grenzwalles) und weiterer, anhand der Bohrlochgeophysik identifizierter, analoger Vorkommen (vgl. Abb. 1) - südwestlich von Rettchendorf noch im Randbereich des Lipten-Luger Rinnensystems und westlich der Ortslage Calau im Randbereich der Gollmitzer Rinne - ermöglichen für das gesamte Untersuchungsgebiet die genaue Fixierung der Basis der saalekaltzeitlichen Schichtenfolge.

Daneben bilden in diesem Raum eine Reihe von Eemvorkommen (Abb. 1) auf den Sedimenten der Saalevereisung für deren Einstufung eine exakte obere Zeitmarke:

- das Eeminterglazial von Lug im Bereich der warthestadialen Endmoräne; bereits 1966 von HELLOWIG und MAUDREI (Berlin) in dem neu angelegten Eisenbahneinschnitt nordöstlich des Ortes aufgefunden, umfaßt die Pollenzonen 3-8 (ERD 1984),

- das bereits oben erwähnte Eeminterglazial von Säritz im Tal des Klepna-Baches südwestlich von Calau; im Zuge der Feldarbeiten zur Braunkohlenerkundung Calau/Süd aufgefunden, beinhaltet die Pollenzonen 1-5 (SEIFERT 1988),

- das ebenfalls bereits genannte Eeminterglazial von Vetschau (LANGE 1987) südwestlich dieser Ortslage; anhand der Bohrlochgeophysik nachgewiesen und bis heute noch nicht pollenanalytisch bearbeitet,

- das wenig östlich des eigentlichen Untersuchungsgebietes gelegene (in Abb. 1 nicht eingetragene)

Eeminterglazial von Reddern; im Zuge der Feldarbeiten zur Braunkohlenerkundung Missen aufgefunden, reicht es vom Spätsaaleglazial bis zur Pollenzone 6/7 (ERD, 1991, freundl. mündl. Mitt.). Von diesen gesicherten Befunden ausgehend, gelang im Zuge der Auswertung von insgesamt rund 1800 geteufte Bohrungen im Braunkohlenerkundungsgebiet Calau/Süd die lückenlose Gliederung

walles außerhalb der erosiven Ausraumzonen zusammenhängend erhalten - endet im Süden an dem markanten, das Untersuchungsgebiet querenden Endmoränenzug.

2. Unter der glazialen Serie des Warthestadiums tritt im gesamten Baufeld Calau/Süd - von ihr durch glazifluviale und glazilimnische Bildungen getrennt - nur eine einzige ältere saalezeitliche Untere

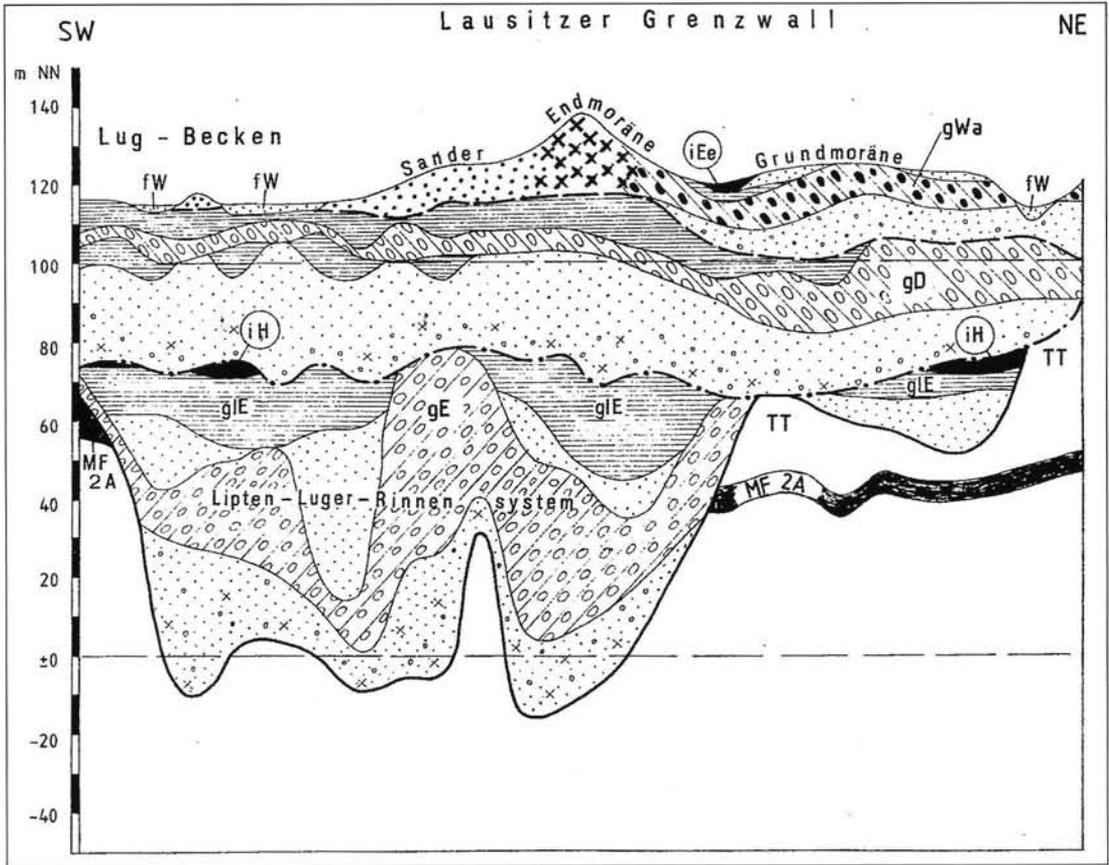


Abb. 4: Schnitt C - D vom Lug-Becken über den Lausitzer Grenzwall (Längen 1:25 000).

iEe = Eeminterglazial von Lug, gWa = glaziale Serie des Warthestadiums, = gD = Grundmoräne des Drenthestadiums, (übrige Symbole und die Signaturen wie in Abb. 2, 3)

Fig. 4: Section C - D from the Lug basin across the Lusatian border wall (length 1:25000).

iEe = Eemian interglacial of Lug, gWa = glacial series of the Warthe stage, gD = ground moraine of the Drenthe stage (remaining symbols and signatures see fig. 2 and 3)

der saalekaltzeitlichen Schichtenfolge. Die Befunde sind hier anhand zweier parallel laufender SW-NE Schnitte (Abb. 4 u. 5) dargestellt. Diese wurden durch Gebiete mit möglichst vollständig erhaltenem Quartär unter Einbeziehung fast aller angetroffenen Warmzeitsedimente gezogen (Lage der Schnitte siehe Abb. 1).

1. Die jüngste, Obere Grundmoräne im Erkundungsfeld Calau/Süd - nördlich des Lausitzer Grenz-

Grundmoräne auf, die weiter nach Süden zieht und demzufolge das Drenthestadium repräsentiert. Eine Erweiterung dieser Untersuchungsergebnisse nach Norden in die bereits vorher erkundeten Braunkohlenfelder Calau/Nord (LANGE 1987) und Seese/Ost ist in Abb. 5 geschehen; sie könnte ebenso ohne Schwierigkeiten nach Süden zu in das gleichfalls erkundete Feld Dollenchen (SLAWINSKI 1989) erfolgen. Dabei zeigt sich auf engstem Raum in aller Deutlichkeit das Dilemma, in das die auf der

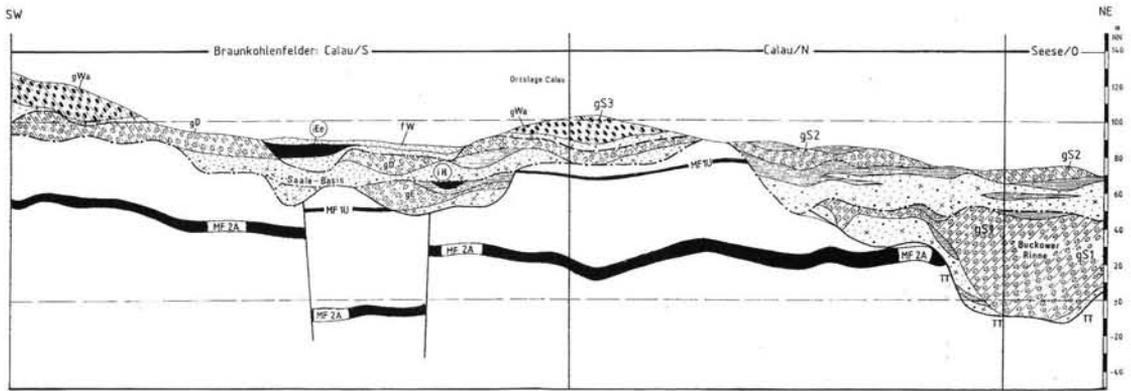


Abb. 5: Schnitt E - F in den Braunkohlefeldern Calau/S, Calau/N und Seese/O (Längen 1:25 000)
(Signaturen und Symbole wie Abb. 4; Grundmoränenstratigraphie - S 1, S 2, S 3 - nach der ehemaligen TGL)
Fig. 5: Section E - F in the lignite fields of Calau/S, Calau/N and Seese/E (length 1:25 000).
(signatures and symbols see fig. 4; groundmoraine stratigraphy - S 1, S 2, S 3 - accord to former East German standard)

amtlich verordneten Auswertung von Geschiebeanalysen basierende, als allseitig gültig angewiesene Saaledreigliederung – in S 1, S 2, S 3 (CEPEK et al. 1975) - zwangsläufig führen mußte:
– nördlich des Lausitzer Grenzwalles im Verbrei-

wird jetzt plötzlich deren Unterbank als S 1 und nur die obere Teilbank als S 2 bezeichnet; ob dieser Aufspaltung entging der Elstergeschiebemergel einer Umstufung.
Auf diese wie auf jede Abzählstratigraphie über-

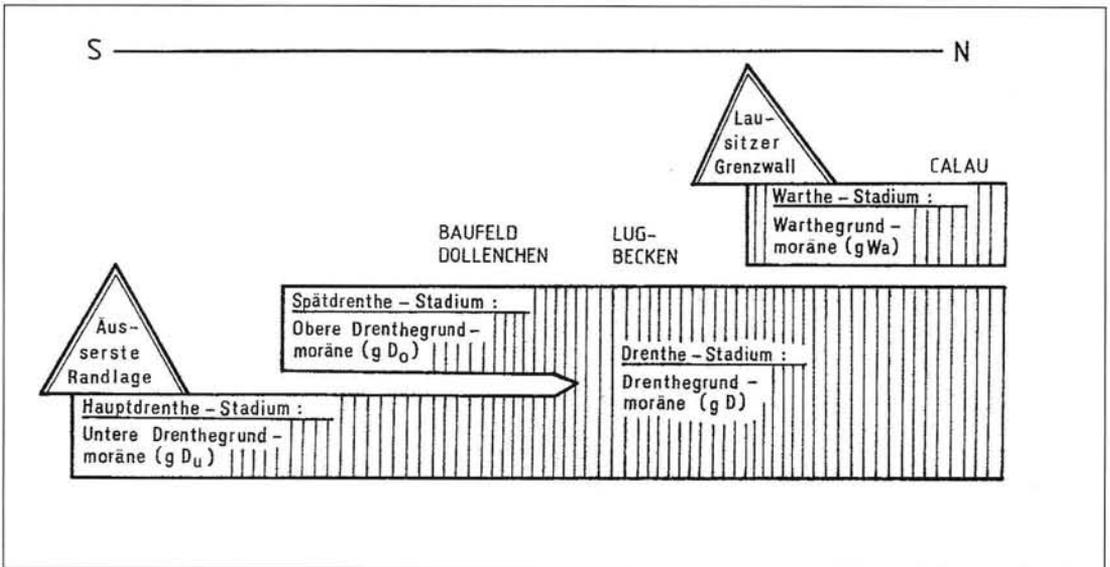


Abb. 6: Gliederungsschema der Saalevereisung im Gebiet der westlichen Niederlausitz
Fig. 6: Scheme of the Saale glaciation in the area of western Lower Silesia.

tungsgebiet des S 3 wurde (quasi als Beweis der Vollständigkeit der Saaleserie) der Elstergeschiebemergel als S 1 ausgewiesen; die tatsächlich erste, Untere Saalegrundmoräne heißt hier demzufolge S 2, - weit südlich des S 3 - Verbreitungsgebietes (die Untere Saalegrundmoräne des Untersuchungsgebietes Calau/Süd spaltet im südlich anschließenden Feld Dollenchen nachweislich in zwei Teilbänke auf

haupt sollte bei zukünftigen Untersuchungen im Quartär auch des östlichen Teiles Deutschlands verzichtet werden. Die Ergebnisse unserer quartärgeologischen Bearbeitungen von Braunkohlenerkundungsobjekten der westlichen Niederlausitz hinsichtlich der Gliederung und des Ablaufes der Saalevereisung (südlich des Baruther Urstromtales) sind zusammengefaßt und in vereinfachter Form in Abb. 6 dargestellt.

5 Schriftenverzeichnis

- CEPEK, A. G. (1962): Zur Grundmoränenstratigraphie in Brandenburg. - Ber. geol. Ges. DDR, **7**: 275-278; Berlin.
- CEPEK, A. G., HELLWIG, D., LIPPSTREU, L., LOHDE, H., ZIERMANN, H. & ZWIRNER, R. (1975): Zum Stand der Gliederung des Saale-Komplexes im mittleren Teil der DDR. - Z. geol. Wiss., **3**: 1049-1075, 10 Abb.; Berlin.
- ERD, K. (1984): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung eines Profils aus der Baugrube Eisenbahneinschnitt Lug 1966. - Unveröffentl.; 2 S., 1 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- ERD, K. & MÜLLER, A. (1977): Die Pleistozänprofile Prellheide und Wildschütz, Bezirk Leipzig, mit vollständigem Holstein-Interglazial. - Z. geol. Wiss., **5**: 745-765, 7 Abb.; Berlin.
- HÜBNER, F. & UNGER, K. P. (1989): Die Zeißholzer Stapelendmoräne; Beispiel einer extrem glazigen geprägten Braunkohlenlagerstätte. - Freib. Forschungsh., **C 434**: 89-100, 8 Abb.; Leipzig.
- KUPETZ, M., SCHUBERT, G., SEIFERT, A. & WOLF, L. (1989): Quartärbasis, pleistozäne Rinnen und Beispiele glazitektonischer Lagerungsstörungen im Niederlausitzer Braunkohlengebiet. - Geoprofil, **1**: 2 -17, 18 Abb., 1 Tab., 3 Karten; Freiberg.
- LANGE, I. (1987): Vorratsberechnung Braunkohle Calau-Nord. - Unveröffentl. Ergebnisbericht; Freiberg.
- SCHMIERER, Th. (1909): Geologische Karte von Preußen mit Erläuterungen 1:25 000, Blatt Göllnitz. - Preuß. Geol. LA.; Berlin.
- SEIFERT, M. (1988): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung 3513/87 des Objektes Calau/Süd. - Unveröffentl.; 6 S., 1 Abb., 2 Tab.; Freiberg.
- SEIFERT, M. (1989): Mitteilung über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung 3919 A3/89 Calau/Süd. - Unveröffentl.; 2 S., 1 Abb., 2 Tab.; Freiberg.
- SLAWINSKI, G. (1989): Ergebnisbericht Brk, Dollenchen. - Unveröffentl.; Berlin.

Manuskript eingegangen am 24. 6. 1994

Weichselian and Holocene river dynamics in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany)

JOANNE MOL*

Pleistocene, Holocene, sedimentology, stratigraphy, development of river systems, climatic change, Leipzig, Germany

Abstract: The exact relationship between river development and climate change is still unknown. Therefore, this study aims to contribute to an increase in knowledge about this topic and focuses on Weichselian and Holocene river development in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany). The results are correlated with data from Poland and the Netherlands. Finally, the impact of climatic changes on river development are explained.

Changes in vegetation cover, related to changes in climate, trigger the onset of each new river system, which starts with an erosion phase. Nevertheless, this study shows that climate changes not only cause erosion-deposition cycles, but also changes in sedimentology within a river system.

[Weichselzeitliche und holozäne Flußdynamik in Beziehung zu Klimaänderungen in der Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Deutschland)]

Kurzfassung: Die genaue Beziehung zwischen Flußentwicklung und Klimaänderung ist noch immer nicht deutlich. Mit dieser Arbeit ist beabsichtigt, einen Beitrag zu leisten für die Zunahme von Kenntnissen über dieses Thema. Die Arbeit konzentriert sich auf die weichselzeitliche und holozäne Flußentwicklung in der Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Deutschland). Die Ergebnisse werden mit Daten von Polen und der Niederlande korreliert. Schließlich wird die Bedeutung von Klimaänderungen auf die Flußentwicklung erläutert.

Änderungen in Vegetationbedeckung, im Zusammenhang mit Klimaänderungen, bewirken den Anfang eines neuen Flußsystems, das anfängt mit einer Erosionsphase. Trotzdem, es zeigt sich, daß Klimaänderungen nicht nur neue Erosions-Sedimentations-Zyklen zur Folge haben, sondern auch Änderungen in der Sedimentologie eines Flußsystems.

1 Introduction

This study aims to increase the knowledge about the response of rivers on climate change. River development in general is relatively well documented. However, river development in relation to climate change has caught attention only recently and as a result, a limited amount of data is available. Weich-

selian river development, for instance, has been studied thoroughly in the Netherlands and in Poland (PONS 1957, BARTKOWSKI 1957), but only in later phases, attempts have been made to correlate these developments with climate changes (KOZARSKI 1983, VANDENBERGHE et al. 1987, VANDENBERGHE 1993).

The investigation of Weichselian river sediments in Germany will allow correlation of Polish and Dutch findings and will give more insight in the Weichselian river development in relation to climate change on a larger scale. Although Holocene and Weichselian river development in Germany seems also relatively well documented, most of the studies focus on stratigraphy and chemical characteristics, rather than the genesis of the river systems. This makes correlation with Poland and the Netherlands difficult. Therefore, this investigation attempts to gather more data of Weichselian river development in relation to climate change in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht (Germany), where large exposures are present. The latter provide excellent opportunities to investigate the Pleistocene deposits (EISSMANN 1975). The present research deals with the sedimentary characteristics and periglacial features of the Weichselian and Holocene fluvial deposits of the Weisse Elster river in two open cast mines within this area: Merseburg-Ost and Cospuden (Fig. 1). This study not only aims to describe the genesis of the Weisse Elster river, but also to record age and duration of periods of erosion and deposition, since they reflect a reaction of a river system on changed conditions. Finally, the inferred regional modifications of the river system are explained and correlated with the Polish and Dutch findings.

2 Previous work

During the Weichselian, rivers in Poland and the Netherlands showed a similar pattern of development. At the Middle-Late Pleniglacial boundary (27 ka) fluvial activity started with an erosion in both countries (VAN HUISSTEDEN et al. 1986, KRZYSZKOWSKI 1990). In the Netherlands, the Late Pleniglacial

* Address of the author: Frau Joanne MOL, Vrije Universiteit, Institute of Earth Sciences, De Boelelaan 1085, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands

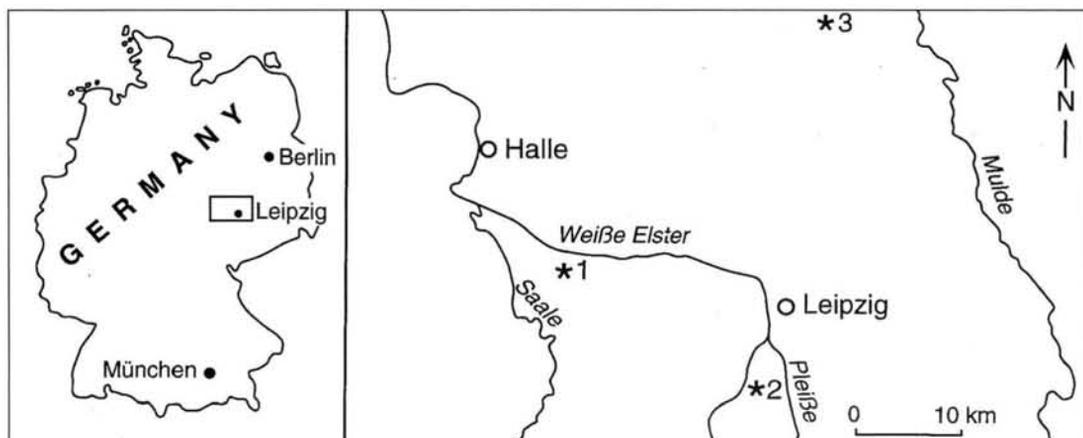


Fig. 1: Location of the studied exposures, 1 = open cast mine Merseburg-Ost, 2 = open cast mine Cosputen, 3 = open cast mine Goitsche

Abb. 1: Lage der Aufschlüsse, 1 = Tagebau Merseburg-Ost, 2 = Tagebau Cosputen, 3 = Tagebau Goitsche.

fluvial activity was restricted to the first part of the Late Pleniglacial. Aeolian processes dominated the last part of the Late Pleniglacial and fluvial activity was minor, caused by a dry climate (VAN HUISSTEDEN et al. 1986, BOHNCKE et al. 1987). KOZARSKI (1983) found a transition from braided to meandering river systems at the onset of the Late Glacial (13-10 ka). He also reported new erosion and development of a second meandering river system, that took place at the onset of the Holocene in Poland. This corresponded with the fluvial development in the Netherlands (VANDENBERGHE et al. 1987).

In Germany, the Weichselian fluvial deposits were grouped morphologically in low terrace deposits, previously attributed to the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial periods. Most authors assumed that fluvial activity ceased during the maximum glaciation (circa 18 ka), which was characterized by severe dryness (RUSKE & WÜNSCHE 1964, SCHALICH 1968; EISSMANN 1975). In 1967, STEINMÜLLER confirmed this with a date of 22 ka BP for the upper part of the low terrace deposits.

Nevertheless, HILLER et al. showed in 1991 that the low terrace deposits were not as old as previously believed, but dated from the end of the Middle Pleniglacial. They dated two levels of (reworked) peat at 2 - 4 m from the base of the low terrace (site 3 in Fig 1) 26 - 30 ka BP, which indicated a Middle to Late Pleniglacial age for the start of deposition of the low terrace. This confirmed the dates of STEINMÜLLER (1967). In contrast, WOLF & SEIFERT (1991) interpreted a peat layer on top of the low terrace as Brørup, based on palynological analyses. Thus, they concluded that the low terrace was pre-Brørup, although they could not prove a post-Eemian age for their low terrace deposits.

The Late Glacial and Holocene river dynamics are documented well. Various authors reported incised

channels of meandering river systems of both Late Glacial and Holocene age (BROSCHKE 1984, WOLF & SEIFERT 1991, HILLER et al. 1991). After the Early Atlantic, increased agricultural activities resulted in an increased sediment load, and caused deposition of large quantities of overbank loam („Auelehm“) (HILLER et al. 1991, LITT 1992).

3 The development of the Weisse Elster River

Three different river systems are differentiated on the basis of their sedimentary characteristics, periglacial features and erosion base: the lower, middle and upper river systems. Erosion phases characterize the onset of the systems. It will be shown that the lower river system is a braided river system, that is deposited during permafrost conditions and is dominated by gravel. The middle and the upper river systems are both meandering river systems, that are dominated by silt, but the middle river system is disturbed periglacially, while the upper river system is not.

The lower river system

The lower system forms the low terrace, a morphologically distinct feature in this area (EISSMANN 1975, WOLF & SEIFERT 1991). The deposits of the low terrace have a maximum thickness of 7 m. Stacked bar sequences, heterogeneous grain size composition and dominance of gravel characterize the lower river system. The stacked bar sequences suggest frequent lateral shifting. Together with the dominance of gravel and the heterogeneous grain size of the deposits, this points to braided river conditions.

Figures 2 and 3 illustrate the lower river system and show its development. The entire section consists of stacked bar sequences. They represent deposits of bars, that migrate either into an active channel or on the nearest bar (RUST & KOSTER 1984). The subdivi-

sion of the bar sediments into an lower and an upper part (Fig 2) is due to a change from relatively deep to shallow water conditions: a low ratio of water depth to mean particle size suppresses development of cross strata on bars (RUST 1978). Therefore, figure 2 clearly reflects a decrease in water depth upward and shows two phases of different river activity within one river system. Nonetheless, this is only the case in Merseburg-Ost. In Cospuden, massive imbricated gravel, which points to shallow water conditions, dominates the entire section (Fig. 3). This indicates that during the first phase river activity in deeper

channels was confined to a certain active tract and that only during flash floods a larger area served for storage (REINFELDS & NANSON 1993).

During the second phase of the river system, both the Merseburg-Ost and Cospuden exposures point to shallow water conditions. This is caused by either movement of the active tract or a decrease in discharge. The river system probably had a decreased discharge during its last phase, since in a nearby exposure (open cast mine Goitsche, Fig 1) the lithology changes upward from gravel to sand (HILLER et al. 1991). This also indicates a diminished flow.

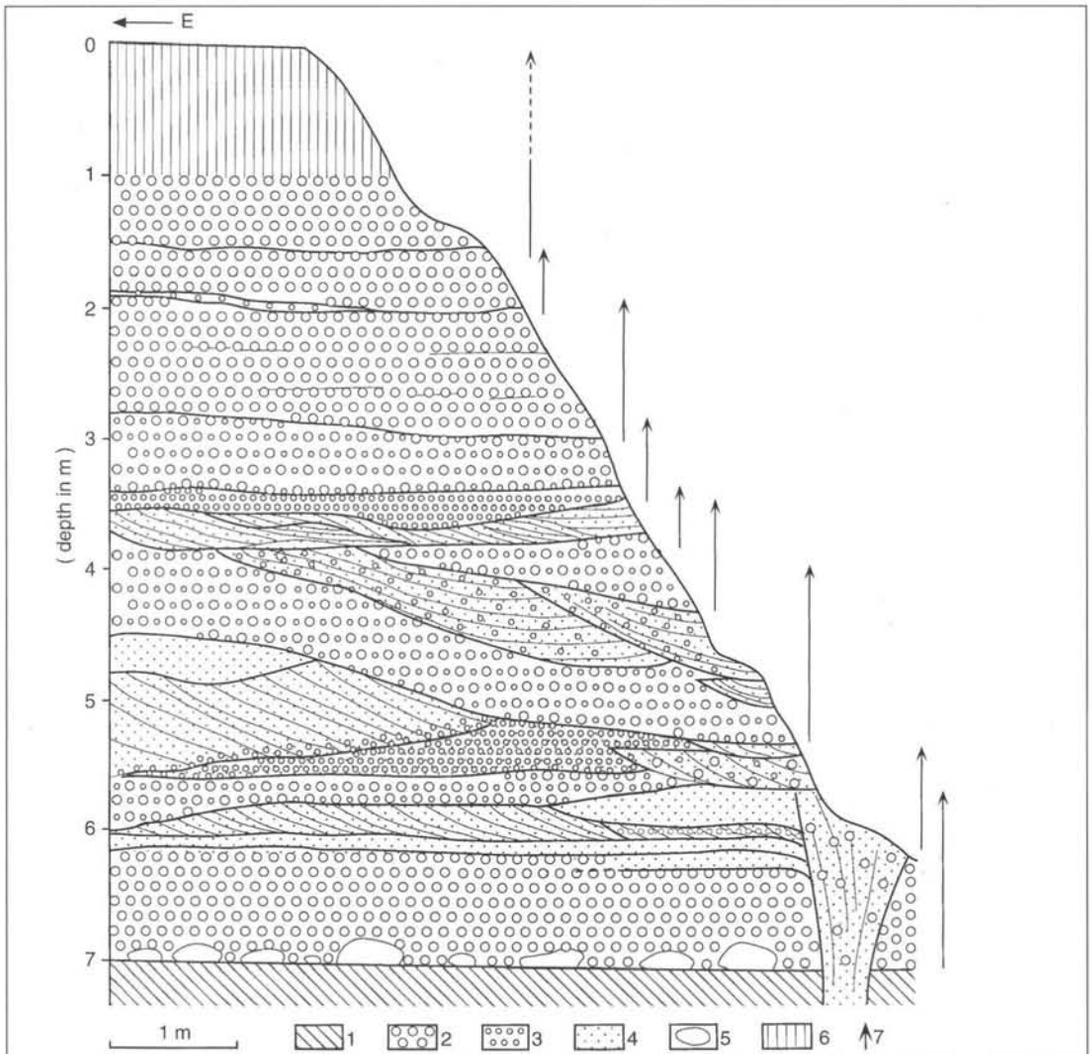


Fig. 2: Deposits of the lower river system in Merseburg-Ost, that represent mainly stacked bar sequences (indicated with arrows). The section is subdivided into two parts with different sedimentary characteristics: planar cross stratificated gravel and massive imbricated gravel dominate the lower part, whereas massive imbricated gravel alone characterizes the upper part of the section, 1 = brown coal (substratum), 2 = coarse gravel (0.5 - 5 cm), 3 = fine gravel (<0.5 cm), 4 = sand, 5 = cobbles (5 - 25 cm), 6 = soil, 7 = bar sequence.

Abt. 2: Sedimente des unteren Flußsystems in Merseburg-Ost, die die übereinanderliegenden Banksequenzen repräsentieren (angegeben mit Pfeil). Das Profil ist in zwei Teile gegliedert worden: im unteren Teil gibt es vorherrschend ebene schräggeschichtete Kiese und 'massive imbricated' Kiese, weil im oberen Teil nur 'massive imbricated' Kies vorherrscht, 1 = Braunkohle, 2 = Kies > 0,5 cm, 3 = Kies < 0,5 cm, 4 = Sand, 5 = Steine (5 - 25 cm), 6 = Boden, 7 = Banksequenz.

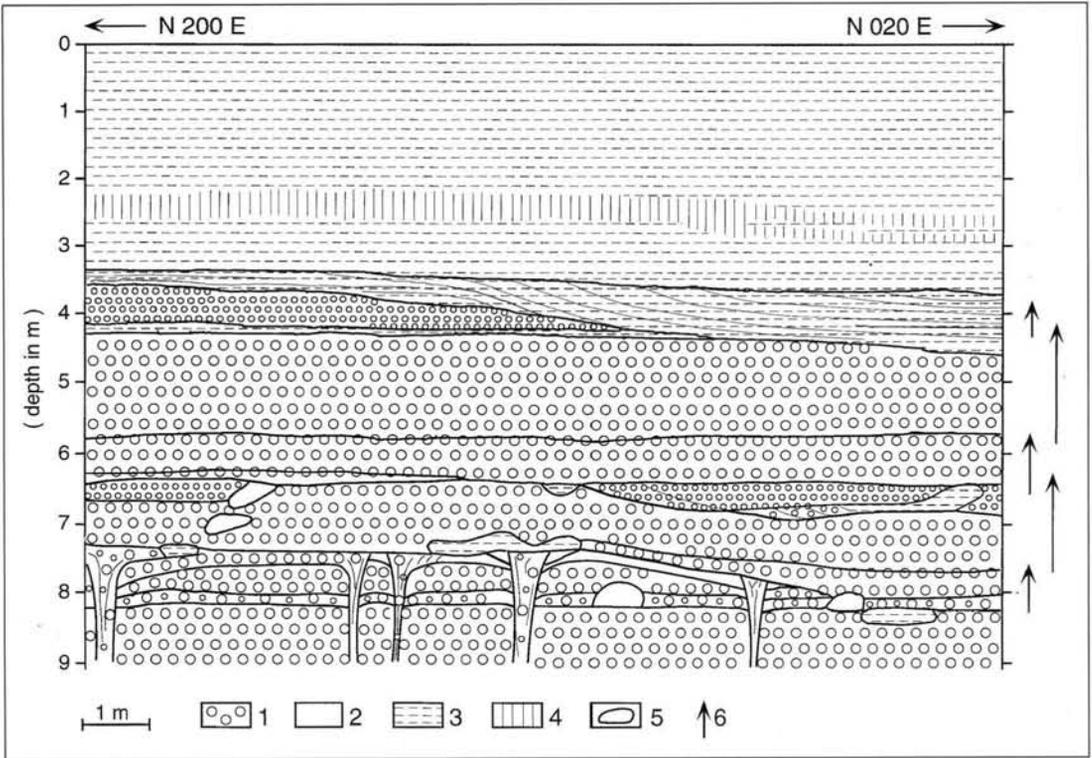


Fig. 3: Deposits of the lower river system in Cospuden, that represent mainly stacked bar sequences (indicated with arrows) of massive imbricated gravel, 1 = coarse gravel (0.5 - 5 cm), 2 = fine gravel (<0.5 cm), 3 = silt, 4 = soil, 5 = cobbles (5-25 cm), 6 = bar sequence.

Abb. 3: Sedimente des unteren Flußsystems in Cospuden, die die übereinanderliegende Banksequenzen von 'massive imbricated' Kies repräsentieren (angegeben mit Pfeil). 1 = Kies > 0,5 cm, 2 = Kies < 0,5 cm, 3 = Schluff, 4 = Boden, 5 = Steine (5 - 25 cm), 6 = Banksequenz.

Periglacial phenomena are present as numerous ice wedge casts, which indicate continuous permafrost (Fig 2 and 3). The ice wedges are present in gravel, which points to an extremely low mean annual ground temperature of -5.5°C (ROMANOVSKIJ 1985). VANDENBERGHE (1992) translated this ground temperature to -8°C mean annual air temperature. In both Cospuden and Merseburg-Ost, the ice wedge casts are present at two levels: a lower level on top of the lag deposit, and an upper level at 0.5 - 1.5 m above the base of the lower river deposits. Solitary ice-wedge casts at other levels are not present.

Both levels with ice wedge casts represent a hiatus in the sedimentary record, since they need at least several tens to hundreds of years to develop. Deposition on top of both levels must have occurred synchronously: during erosion in the active tract, ice wedges developed on inactive parts (WILLIAMS & RUST 1969, VANDENBERGHE & VAN HUISSTEDEN 1988).

The middle river system

The middle river system is characterized by its clear

separation of channel fill and overbank deposits. Gravel is present in minor quantities in lag deposits and also in overbank deposits as a result of major floods. In general, the middle river system is low energetic. The middle river system has a maximum thickness of 2 m and has an erosion base that is 3 - 4 m higher than the erosion base of the lower river system.

Figures 4 and 5 illustrate the middle river system. The many channel scars suggest frequent abandonment of the active channels, whereas the overbank deposits point to frequent floods. The flow capacity during those floods must have been extremely large, to deposit the gravel splays. Epsilon cross bedding is not present, although the channel in figure 4 shows some lateral accretion at its base. This could be due to a relatively low sinuosity. Nevertheless, all features point to a meandering river system.

Periglacial phenomena are present only as periglacial involutions. All channel fills of the middle river system (Fig 4 and 5) are cryoturbated. According to VANDENBERGHE (1988) intense seasonal frost is sufficient for formation of these structures.

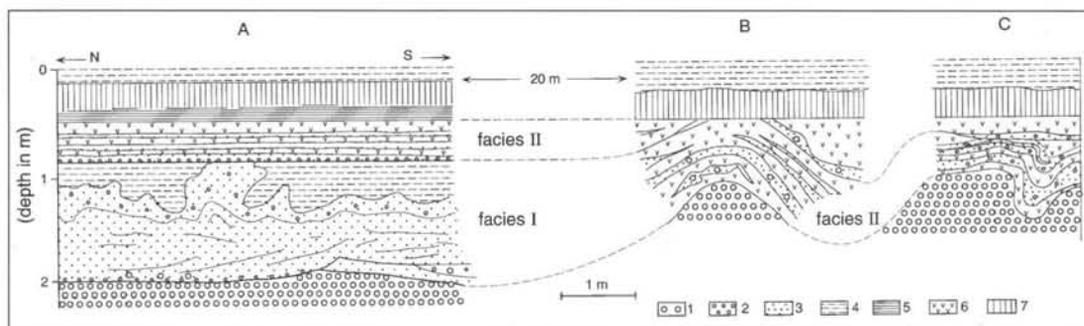


Fig. 4: Deposits of the middle river system in Merseburg-Ost. The braided river deposits of the lower river system are present at the base and a soil marks the boundary with the upper river system. A periglacially disturbed channel fill (facies I) with on top overbank deposits (facies II) in section A are the equivalent of two phases of overbank deposits in sections B and C (subdivision based on different cryoturbation phases). The age of the top of the overbank deposits in section B is palynologically established as end of Younger Dryas (Litt 1992), 1 = coarse gravel (>0.5 cm), 2 = fine gravel (<0.5 cm), 3 = sand, 4 = silt, 5 = clay, 6 = peat, 7 = soil.

Abb. 4: Sedimente des mittleren Flußsystems in Merseburg-Ost. Im Liegenden sind die 'braided river' Sedimente des unteren Flußsystems und im Hangenden ist ein Boden die Grenze zum oberen Flußsystem. Eine periglazial deformierte Rinnenfüllung und Überschwemmungssedimente im Hangenden in Profil A korrelieren mit zwei Phasen von Überschwemmungssedimenten in Profilen B und C (Gliederung aufgrund verschiedener Kryoturbations-Phasen), 1 = Kies >0,5 cm, 2 = Kies <0,5 cm, 3 = Sand, 4 = Schluff, 5 = Ton, 6 = Torf, 7 = Boden.

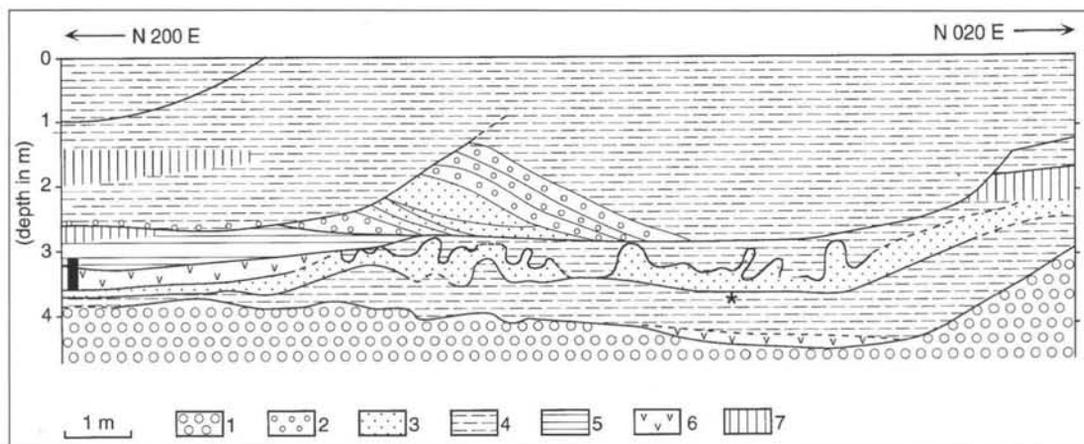


Fig. 5: Deposits of the middle and younger river system (separated by lowest soil) in Cosputen. Substratum consists of gravel of the lower terrace. The middle river system is characterized by three channel fills. Black square indicates location of pollen profile, asterisk indicates location of ^{14}C sample GrN 17156 (10,260 \pm 110 BP), 1 = coarse gravel (>0.5 cm), 2 = fine gravel (<0.5 cm), 3 = sand, 4 = silt, 5 = clay, 6 = peat, 7 = soil.

Abb. 5: Sedimente der mittleren und oberen Flußsysteme in Merseburg-Ost (Grenze ist der Boden). Das Liegende besteht aus Kies des unteren Flußsystems. Das mittlere Flußsystem wird von drei Rinnenfüllungen repräsentiert. Ein schwarzes Quadrat deutet die Lage eines Pollenprofils an und ein Sternchen die Lage einer ^{14}C Probe. 1 = Kies >0,5 cm, 2 = Kies <0,5 cm, 3 = Sand, 4 = Schluff, 5 = Ton, 6 = Torf, 7 = Boden.

The upper river system

Silt dominates the upper river system. This river system formed the so-called „Aue“ (flood plain) (HILLER et al. 1991). Its maximum thickness is 3 m in Merseburg-Ost and it erodes the deposits of the lower river system for several metres. The erosion base of the upper river system is 5 - 6 m higher than the base of the lower river system. HILLER et al. (1991) describe this upper river system quite extensively; the present study focuses on its sedimentary characteristics. The deposits of the upper river system consist of two

stratification types: massive silt without any recognizable bedding and epsilon cross bedded sand with fine gravel, situated in channels (Fig. 5). The silt facies represents the vertical accretionary product and the epsilon cross bedded sand and gravel the lateral accretionary deposits (point bar deposits). The point bar deposits not only contain sand and gravel (Fig 6), but also a large amount of wood, including entire (oak) trees (HILLER et al. 1991). The presence of the epsilon cross stratification, the many channel scars, and the large amount of vertical accretion deposits clearly point to a meandering river system.

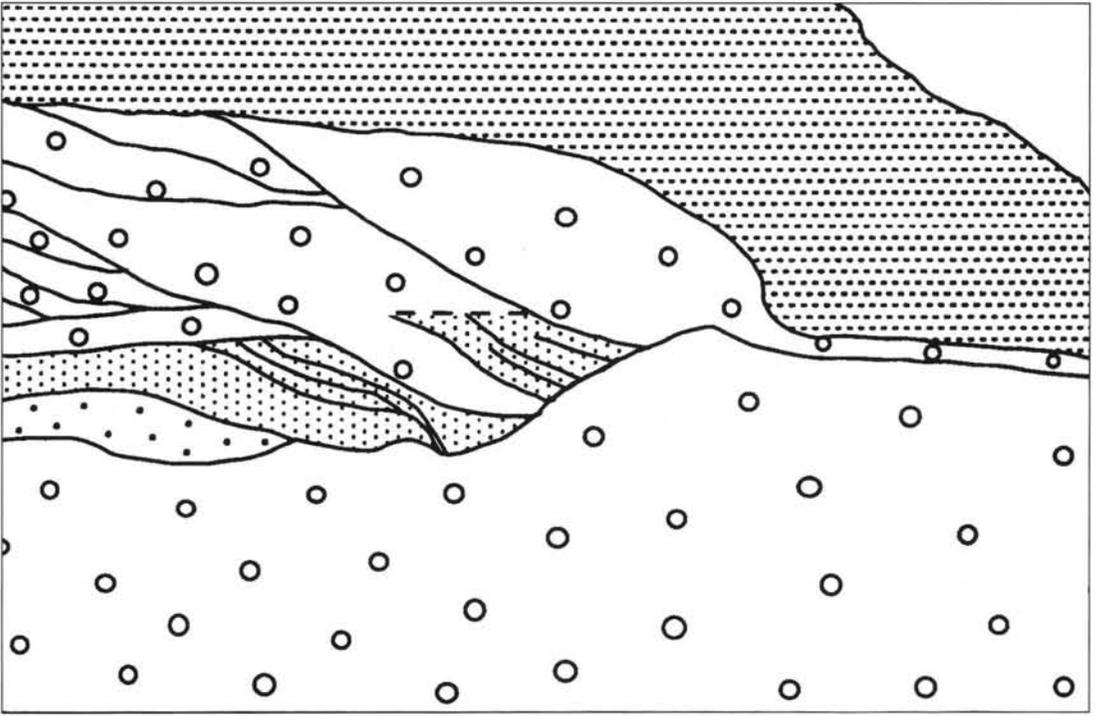


Fig. 6: Epsilon cross bedded sand and gravel of the upper river system in Merseburg-Ost. The cross bedding is directed towards the channel, which is filled with silt (height of cross bedding 0.5 m).

Abb. 6: 'Epsilon cross-bedded' Sand und Kies des oberen Fluß-Systems in Merseburg-Ost. Die Schrägschichtung fällt in Richtung der Rinne ein, die mit Schluff gefüllt ist.

4 Stratigraphical context and chronology of the river systems

The lower river system

The lower (braided) river system was active during the Weichselian Late Pleniglacial period (HILLER et al. 1991). Although WOLF & SEIFERT (1991) stated that the low terrace is pre-Brörup (because of the presence of Brörup-peat on top of it), this seemed unlikely considering the Middle-Late Pleniglacial ages of STEINMÜLLER (1967) and HILLER et al. (1991). Since WOLF & SEIFERT (1991) were not able to date the base of the fluvial deposits, their low terrace probably was an erosional remnant of older fluvial deposits. HILLER et al. (1991) dated peat within the lower river system 26 - 30 ka. Nevertheless, these Middle Pleniglacial ages were established from reworked peat and therefore they suggest only a maximum age. The lower river system probably was active from the boundary Middle/Late Pleniglacial, possibly already during the final part of the Middle Pleniglacial, after a major erosion. This in agreement with LIEDTKE (1993), who reported an erosion phase and a change to braided rivers at the onset of the Late Pleniglacial in northern Germany. The lower level of ice wedge casts in the basal part of the deposits of the lower river system dated from the same period.

The two-fold division of the lower river system, which was caused by a decrease in river discharge, reflects a major boundary. Nevertheless, this break could not be dated properly, because of the lack of

datable material. This decrease in river discharge probably took place in the last part of the Late Pleniglacial. During this period the climate was very dry in Poland as well as in the Netherlands and as a result, river discharge decreased.

The middle river system

The middle river system was active during the Weichselian Late Glacial period, established by means of radiocarbon and palynological data. The start of the activity of the middle river system probably took place at the beginning of the Late Glacial (13 ka), in correspondence with findings in other areas (KOZARSKI 1983, VANDENBERGHE et al. 1987, KASSE et al. 1994, LIEDTKE 1993).

A palynological section of a peaty channel fill in Cospuden (Fig. 5) shows the Late Dryas-Holocene transition (Fig. 7), indicated by the boundary between regional pollen assemblage zones III and IV (after FIRBAS 1949). This is confirmed by a ^{14}C date of $10,260 \pm 110$ BP (GrN 17156) below the core. The pollen diagram corresponds with the diagrams of the Gatersleben Lake (MÜLLER 1953) and the Geisel valley (MANIA et al. 1993). But, local influences dominate the NAP in the Cospuden diagram. For instance, *Artemisia* is very low and shows no change in the entire section. This is in contrast to the findings of MÜLLER (1953), who showed that the Late Dryas is characterized by relatively high percentages *Artemisia*, compared to the Allerød and Preboreal. Nevertheless, his core was taken in lake sediments,

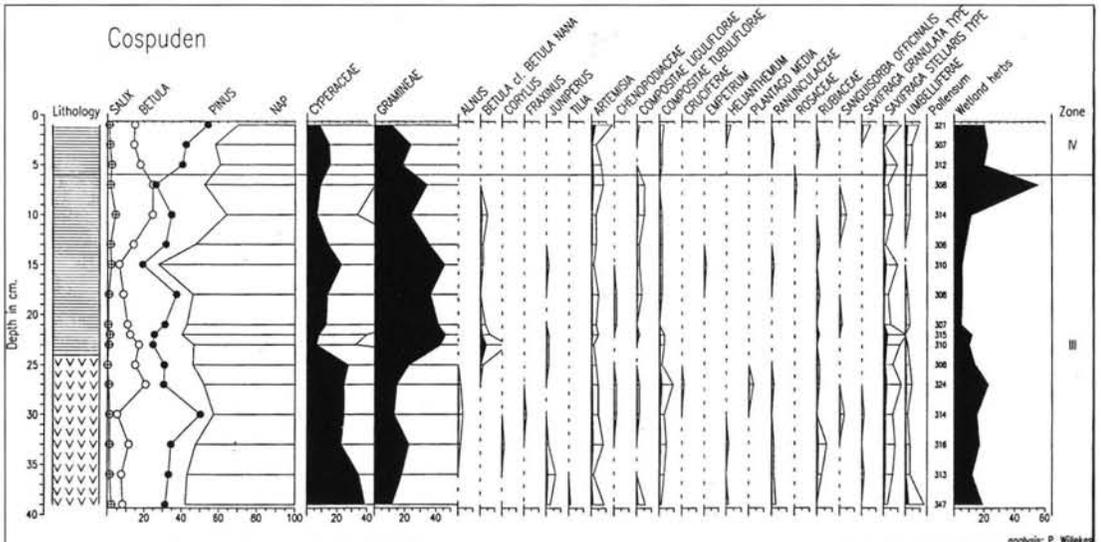


Fig. 7: Palynological profile of the infill of a channel of the middle river system in Cospuden. Location indicated in figure 5.

Abb. 7: Palynologisches Profil der Füllung von einer Rinne des mittleren Flußsystems in Cospuden. Lage angegeben in Abbildung 5.

whereas the Cospuden section came from two gully fills. In the latter section the *Artemisia* was probably continuously present on the borders of the gullies. The established age of the deposits of the upper river system suggests that this river system was still active during the last part of the Late Dryas. The palynological data point to a very limited river activity at the end of the Late Dryas-beginning Holocene: only minor erosion and deposition of clay. Moreover, the overbank deposits in Merseburg-Ost (Fig. 4, sections B and C) were dated by HILLER et al. (1991) $10,950 \pm 190$ BP and $10,350 \pm 190$ BP, pollen zone III (LITT 1992). Their results showed that also in Merseburg-Ost the middle river system was active until the end of the Late Dryas.

The upper river system

The upper river system was active during the Holocene and was described extensively by HILLER et al. (1991) in Merseburg-Ost. They dated the soil underlying this meandering river system 6960 ± 130 BP and dated also various pieces of wood included in

point bar deposits of the upper river system. The wood pieces had various ages, of which 8790 ± 140 BP (oak tree) was the oldest. This pointed to a start after circa 8790 BP.

However, new data point to an earlier start of activity of the upper river system. The Cospuden pollen diagram and HILLER et al. (1991) suggest a diminished river activity of the middle river system at the onset of the Holocene. New radiocarbon dates on reworked wood within sediments of the upper river system seem to confirm this, although these dates represent only maximum ages. Wood within crevasse splay deposits in open cast mine Goitsche dated $10,135 \pm 25$ BP (GrN-17145) (Fig. 8). Furthermore, wood fragments within trough cross bedded sands (channel deposits) in Merseburg-Ost dated 9315 ± 80 BP (GrN-17146). The upper river system started probably to develop at the beginning of the Preboreal, at 10,000 BP, directly after inactivity of the middle river system. This was already suggested by HILLER et al. (1991), and was in accordance with various studies in north-western Europe (PONS 1957, KOZARSKI 1983, LIEDTKE 1993).



Fig. 8: Deposits of the upper river system on top of gravel of the lower river system in Goitsche. An arrow indicates the location of ^{14}C sample GrN-17145 ($10,135 \pm 25$ BP), within crevasse splay deposits. They represent the base of the upper river system. Its top is characterized by vertically accreted silt.

Abb. 8: Sedimente des oberen Flußsystems in Goitsche (im Liegenden Kiese des unteren Flußsystems). Ein Pfeil zeigt die Lage der ^{14}C Probe GrN-17145 in Durchbruchsedimenten. Diese Sedimente sind der untere Teil des oberen Flußsystems. Der obere Teil wird von vertikal abgelagertem Schluff repräsentiert.

5 River development in relation to climate change (discussion)

Although temporal variations in a river system are often attributed to external changes such as climate, this needs not always be the case. SCHUMM (1977) stresses the complex response of a river to an external change. It results in the modification of the river until a new equilibrium has adjusted, and - when thresholds are exceeded - new erosional or depositional events may occur without a new change of external conditions. Therefore, only regional changes in river pattern are climate-induced, since only climate changes and related effects can cause changes in rivers that can be traced from Poland to the Netherlands. Consequently, when erosion phases or changes in sedimentology in this study area also occur in other areas at the same time, they are attributed to climate.

Most of the river changes in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht correlate with the fluvial development in other areas. The erosion and development of the lower (braided) river system at the Middle/Late Pleniglacial boundary correspond with the development in the Netherlands. Also in Poland changes in fluvial environment occur on this boundary. The change to a lower discharge regime in the lower river system correlates with the increase in aeolian activity in the Netherlands (VANDENBERGHE & VAN HUISTEDEN 1988) and Poland during the last part of the Late Pleniglacial, since both features point to a drier climate. The Late Glacial and Holocene incisions are recognized from Poland (KOZARSKI 1983) to the Netherlands (VANDENBERGHE et al. 1994) and they can therefore be attributed to changes in climate as well.

When these regional river changes are compared, it is striking that all river pattern changes are situated at the beginning of a major climate change and start with an erosion, as the result of adjustment to the new condition. According to VANDENBERGHE (1993), this is due to a delay of reaction of vegetation cover to climate change. At the onset of a cold period erosion is induced by a delay in decrease of vegetation cover, while at the onset of a warm and moister period erosion is induced by a delay in increase of vegetation cover.

The rivers that develop during cold conditions (with permafrost) are braided rivers, while during warm periods meandering rivers develop. During permafrost conditions the frozen subsoil causes a high rate of overland flow, that results in a large sediment supply, because of a sparse vegetation cover. The frozen subsoil also decreases storage capacity, which results in high peak floods. Both the high sediment discharge and the high peak floods cause the development of a braided river system. During

warm periods, the increased storage capacity and reduced sediment load, as a result of the dense vegetation cover, result in meandering rivers.

Obviously, in this scenario changes in climate have to be significant, to exceed thresholds and to cause erosion and subsequent development of new river patterns. During the last part of the Late Pleniglacial, the lower river system reacted only slightly on the change to drier conditions, and the change is only reflected in the sedimentary record as a change in sedimentology. A decrease in precipitation caused a decrease in vegetation cover, which resulted in an increased sediment yield. Together with less discharge, this caused the development of wider and shallower channels without erosion.

6 Conclusions

Changes in climate have to be significant, to result in changes in river pattern. A river system will exceed its threshold conditions during major changes in climate, which results in erosion and subsequent development of a new river system. However, changes in climate that do not result in exceeding thresholds of a river system can still be reflected in a change in sedimentology within the river system.

At three distinct moments thresholds were passed in the Halle-Leipziger Tieflandsbucht during the Weichselian and onset of Holocene. As a result, three different river systems developed: the lower, middle and upper river systems. The lower river system was a braided river system, which started with an erosion phase at the Weichselian Middle/Late Pleniglacial boundary, when threshold conditions were passed. Its deposits were subdivided in two sedimentologically different parts, of which the upper part reflected a decrease in discharge. This decrease in discharge was due to a drier climate during the last part of the Late Pleniglacial. In this case the threshold for erosion was not passed. At the onset of the Weichselian Late Glacial thresholds were passed again. This resulted in erosion and subsequent development of the middle river system, a meandering river system that was active until the end of the Younger Dryas. This type of river system was also active in the Netherlands and Poland during the same time. Finally, at the beginning of Holocene, threshold conditions were passed again. As a result, the upper river system developed, a meandering river system that was active during the Holocene. During the same period, meandering river systems were also active in the Netherlands and Poland.

7 Acknowledgments

I thank Prof. Dr. L. Eissmann and Dr. Th. Litt for introducing me in the brown coal exposures around

Leipzig and showing me the most interesting sites. Furthermore, I thank MIBRAG for giving permission to work in their exposures and being very cooperative. Thanks also go to Prof. Dr. J. Vandenberghe, who gave constructive comments on previous versions of the manuscript, Mr. H. Sion, who prepared the drawings, and Mr. P. Willekes, who counted the pollen.

8 References

- BARTKOWSKI, T. (1957): Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce Środkowej (summary: Die Entwicklung des postglazialen Entwässerungssystems im Mittleren Großpolen). - Zesz. Nauk. UAM, Geografia, **1**; Poznań.
- BOHNCKE, S., VANDENBERGHE, J., COOPE, R., REILING, R. (1987): Geomorphology and palaeoecology of the Mark river valley (southern Netherlands): palaeoecology, palaeohydrology and climate during the Weichselian Late Glacial. - *Boreas*, **16**: 69-85; Hannover.
- BRIDGE, J. S. (1985): Paleochannel pattern inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. - *J. Sed. Petr.*, **55**: 4: 579-589; Tulsa (Okl.).
- BROSCHKE, K.-U. (1984): Zur jungpleistozänen Entwicklung des Werraltals zwischen Hannoversch-Münden und Philippsthal (öst. Bad Hersfeld). - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **34**: 105-129; Hannover.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung. - *Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften*, **2**; Berlin.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. - *Allgemeine Waldgeschichte*, **1**; Jena.
- HILLER, A., LITT, T., EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der Jungquartären Tieflandströme im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ¹⁴C-Daten. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **41**: 26-46; Hannover.
- KASSE, C., VANDENBERGHE, J., BOHNCKE, S. (1994): Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. - *Paläoklimafor-schung*, **14**: (in press); Stuttgart.
- KOZARSKI, S. (1983): River channel changes in the middle reach of the Warta river valley, Great Poland Lowland. - *Quaternary Studies in Poland*, **4**: 154-169; Wrocław.
- KRZYSZKOWSKI, D. (1990): Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. - *Boreas*, **19**: 333-350; Oslo.
- LIEDTKE, H. (1993): Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseleiszeit im norddeutschen Tiefland. - *Z. Geomorph.*, **93**: 69-94; Berlin.
- LITT, T. (1992): Fresh investigations into the natural and anthropogenically influenced vegetation of the earlier Holocene in the Elbe-Saale region, Central Germany. - *Vegetational History and Archeobotany*, **1**: 69-74; Berlin.
- MANIA, D., SEIFERT, M., THOMAE, M. (1993): Spät- und Postglazial im Geiseltal (mittleres Elbe-Saalegebiet). - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **43**: 1-22; Hannover.
- MÜLLER, H. (1953): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebietes. - *Nova Acta Leopoldina*, N. F. **16-110**: 1-67; Leipzig.
- PONS, L. J. (1957): De geologie, de bodemvorming en de waterstaatkundige ontwikkeling van het Land van Maas en Waal en een gedeelte van het Rijk van Nijmegen. - *Bodemkundige Studies*, **3**; Wageningen.
- REINFELDS, L., NANSON, G. (1993): Formation of braided river floodplains, Waimarakariri river, New Zealand. - *Sedimentology*, **40-6**: 1113-1128; Oxford.
- ROMANOVSKIJ, N. N. (1985): Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR. - In: Church, M. and Slaymaker, S. (Hrsg.): *Field and Theory. Lectures in Cryogeology*, University of British Columbia Press, 154-164; Vancouver.
- RUSKE, R., WÜNSCHE, M. (1964): Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. - *Geologie*, **13**: 211-222; Berlin.
- RUST, B. R. (1978): Depositional models for braided alluvium. - In: Miall, A. D. (Hrsg.) *Fluvial Sedimentology*, *Memoirs of the Canadian Society of Petrologists and Geologists*, **5**: 605-625; Calgary.
- RUST, B. R., KOSTER, E. H. (1984): Coarse alluvial deposits. - In: Walker, R. G. (Hrsg.): *Facies models*, second edition, *Geoscience Canada Reprint Series*, **1**: 53-70; Ontario.
- SCHUMM, S. A. (1977): *The fluvial system*; New York.
- SCHALICH, J. (1968): Die spätpleistozäne und holozäne Tal- und Bodenentwicklung an der mittleren Rur. - *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, **16**: 339-370; Krefeld.
- STEINMÜLLER, A. (1967): Eine weichselzeitliche Schichtenfolge in der Goldenen Aue bei Nordhausen. - *Jahrbuch für Geologie*, **1**: 373-394; Berlin.
- VANDENBERGHE, J. (1988): Cryoturbations. - In: Clark, M. J. (Hrsg.) *Advances in Periglacial Geomorphology*; London.
- VANDENBERGHE, J. (1992): Periglacial phenomena and Pleistocene conditions in the Netherlands - an overview. - *Permaf. and Perigl. Proc.*, **3**: 363-374; Chichester.
- (1993): Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. - *Z. Geomorph.*, **88**: 17-28; Berlin.
- J., BOHNCKE, S., LAMMERS, W., ZILVERBERG, L. (1987): Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): Geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene. - *Boreas*, **16**: 55-67; Oslo.
- VANDENBERGHE, J., KASSE, C., BOHNCKE, S., KOZARSKI, S. (1994): Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers. - *Terra nova*, **6**: (in press); Oxford.
- VANDENBERGHE, J., VAN HUISSTEDEN, J. (1988): Fluvio-aeolian interaction in a region of continuous permafrost. - *Proc. Vth int. conf. on permafrost*, 876-881; Trondheim.
- VAN HUISSTEDEN, J., VAN DER VALK, J., VANDENBERGHE, J. (1986): Geomorphological evolution of a lowland valley system during the Weichselian. - *Earth Surf. Proc. and Landf.*, **11**: 207-216; London.
- WOLF, L., SEIFERT, M. (1991): Die Niederterrassen der Zwickauer Mulde, der Chemnitz und der Zschopau. - *Z. Geol. Wiss.*, **19**: 347-363; Berlin.
- WILLIAMS, P. F., RUST, B. R. (1969): Sedimentology of a braided river. - *J. Sed. Petr.*, **39-2**: 649-679; Tulsa (Okl.).

Die stratigraphische Stellung des Lößprofils von Mönchengladbach-Rheindahlen (Niederrhein)

JOSEF KLOSTERMANN & JÜRGEN THISSEN*)

Middle and Upper Pleistocene, Holocene, loess, soils, artefacts, geology, soilphysics, heavy mineral assoziation, pollen-analytical dates, tectonic events, stratigraphy, Mönchengladbach, Lower Rhine Embayment

Kurzfassung: In der Ziegeleigrube Dreesen bei Mönchengladbach ist eine ca. 9 m mächtige Lößabfolge mit vier Parabraunerden aufgeschlossen. Die gesamte Schichtenfolge wurde an zwei ausgewählten Teilprofilen auf ihre Korngrößenzusammensetzung, das Porenvolumen, die Lagerungsdichte sowie den Schwermineral- und Polleninhalt untersucht. Zahlreiche Artefaktfunde erlauben eine stratigraphische Einstufung der Schichtenfolge. Sondierbohrungen in der näheren Umgebung machten Rückschlüsse auf tektonische Bewegungen im Mittel- und Oberpleistozän möglich. Es wird versucht, das Lößprofil von Rheindahlen chronostratigraphisch einzuordnen.

[The stratigraphic position of the loess profile near Mönchengladbach-Rheindahlen]

Abstract: In the pit of the brickworks Dreesen near Mönchengladbach a 9 m thick loess sequence including four soils is outcropping. The whole sequence was investigated at two distinct profiles. There were carried out analysis of the grainsize, the porosity, the volumetric weight, the heavy mineral- and the pollencontent of the sediments. The stratigraphic correlation of the sediments could be carried out a multitude of artefacts. Borings carried out around the pit enabled us to draw conclusions from the tectonic movements during middle and upper Pleistocene time. It was tried ones hand at chronostratigraphical classification.

Inhalt:

- 1 Forschungsgeschichte
- 2 Das Westwandprofil der Ziegeleigrube Dreesen/Rheindahlen
- 2.1 Geologische und bodenphysikalische Daten
- 2.2 Schwermineralgesellschaften und Floren
- 2.3 Die Artefaktinventare
- 2.3.1 Fundschicht A1
- 2.3.2 Fundschicht A2/A3
- 2.3.3 Fundschicht B1/B2
- 2.3.4 Fundschicht B3
- 2.3.5 Fundschicht B4/B5

- 2.3.6 Fundschicht C1
- 3 Stratigraphische Einstufung der Parabraunerden
- 4 Versuch einer chronostratigraphischen Einordnung
- 5 Tektonische Bewegungen im Mittel- und Ober-Pleistozän
- 6 Schriftenverzeichnis

1 Forschungsgeschichte

In der Ziegeleigrube Dreesen im Südwesten von Mönchengladbach (s. Abb. 1) wird seit Beginn dieses Jahrhunderts Löß zur Ziegelherstellung abgebaut. Hier ist eine der wohl vollständigsten Lößabfolgen des Niederrheingebietes aufgeschlossen. Verschieden alte quartärzeitliche Lößaufwehungen sind dort durch mehrere, in der Regel vier, Parabraunerden voneinander getrennt. Parabraunerden entstehen während warmzeitlicher Klimaphasen. Gelingt es, die Parabraunerden stratigraphisch zuzuordnen, läßt sich ein Standardprofil für die niederrheinische Lößabfolge aufstellen. Der Löß wurde seit 1908 von Hand mit dem Spaten abgegraben. Seit 1936 geschah dies mit dem Eimerkettenbagger. Bei dieser Abbaumethode entstanden sehr glatte Profilwände, so daß Artefakte aus angeschnittenen Fundschichten sehr leicht im sonst steinfreien Sediment entdeckt werden konnten. Im Mai 1987 wurde der Abbau mit dem Eimerkettenbagger aus Rationalisierungsgründen aufgegeben und mit einem Löffelbagger fortgesetzt, was ein Auffinden von Steinartefakten in Zukunft nahezu unmöglich macht.

Schon 1915 erkannte BROCKMEIER in Feuersteinen, die beim Lößabbau von den Arbeitern gefunden wurden, Werkzeuge des prähistorischen Menschen (BROCKMEIER 1929). In der folgenden Zeit wurden die Fundschichten vom Hangenden zum Liegenden hin mit Buchstaben versehen (Abb. 4). Die Artefakte aus dem Weichsellöß wurden den Fundschichten A1 - A3 zugewiesen. Die Funde zwischen der zweiten und dritten Parabraunerde mit B, die unter der dritten Parabraunerde mit C und die unterste mit D be-

*) Anschriften der Verfasser: Priv.-Doz. Dr. Josef KLOSTERMANN, Geologisches Landesamt NRW, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld; Jürgen THISSEN M. A., Hardter Waldstraße 101, 41169 Mönchengladbach

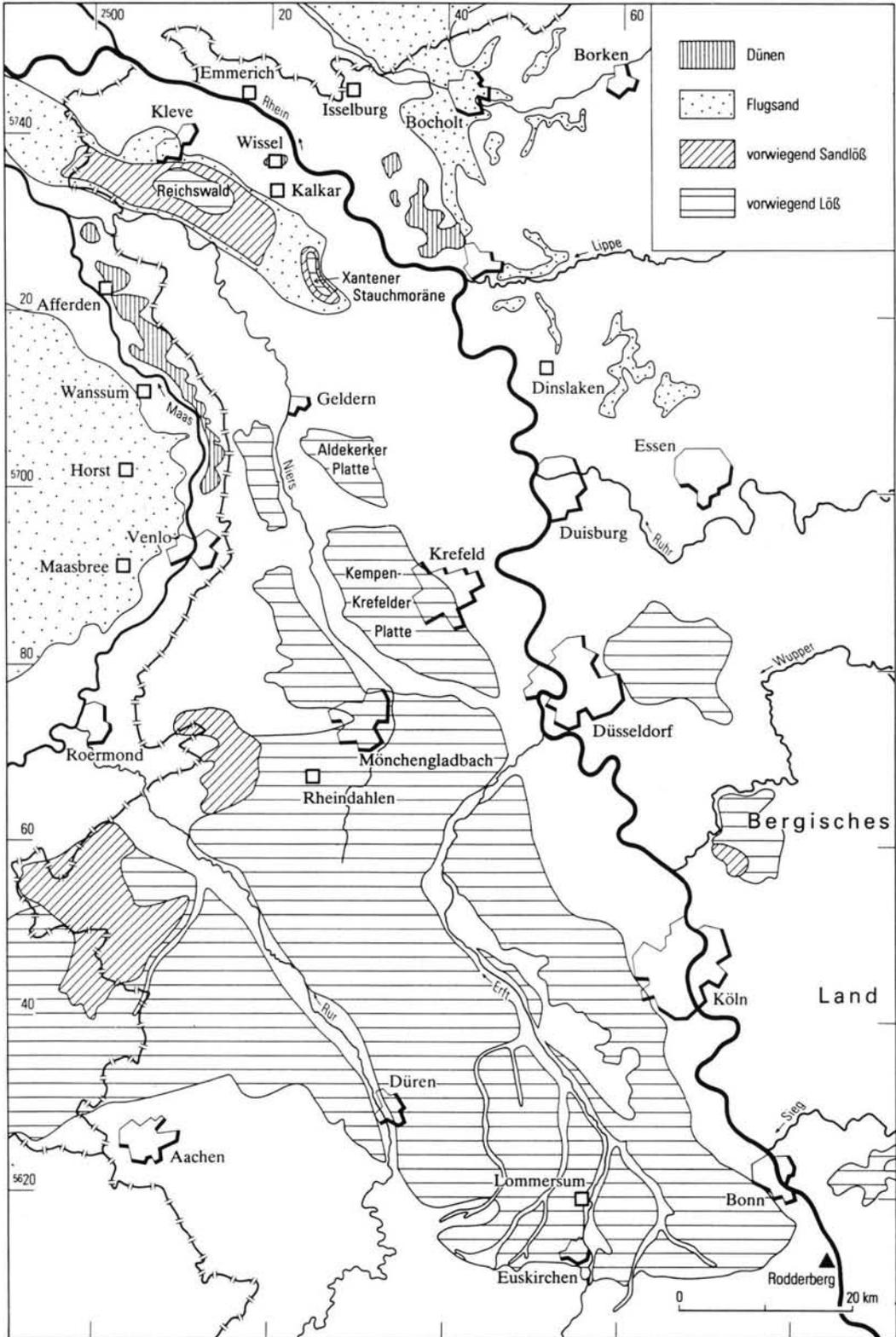


Abb. 1: Äolische Sedimente in der Niederrheinischen Bucht.

Fig. 1: Aeolian sedimentation in the Lower Rhineland.

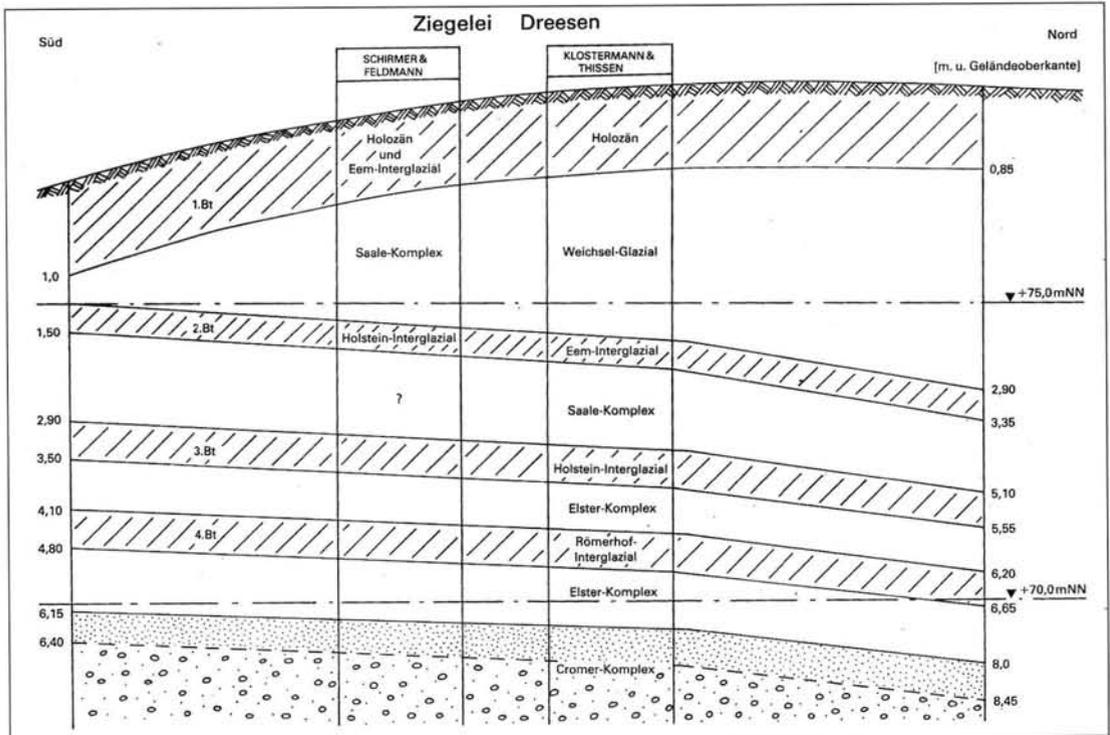


Abb. 2: Schematisches Profil der Rheindahleer Lößablagerungen.
Fig. 2: Schematic profile of the Rheindahlen loess deposits.

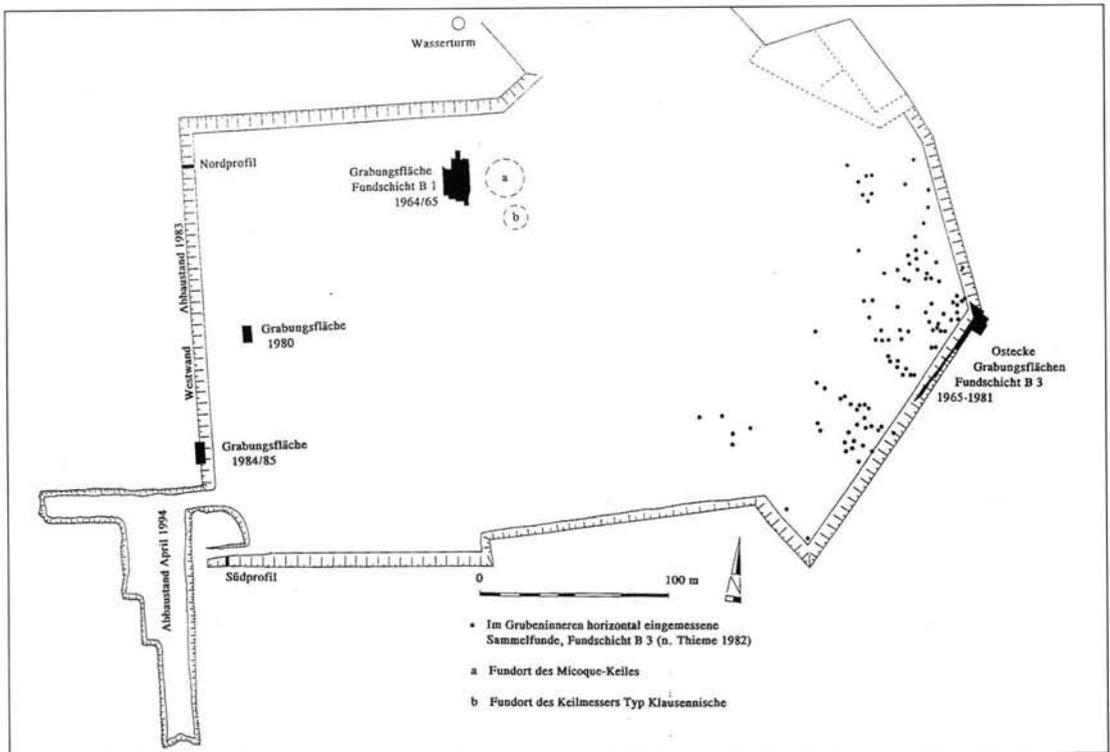


Abb. 3: Lageplan der Grube Dreesen.
Fig. 3: Situation of the Dreesen pit

zeichnet. Für die jeweiligen Parabraunerden hat sich die Bezeichnung „Bt“ eingebürgert. Die Bt-Horizonte wurden vom Hangenden zum Liegenden hin durchnummeriert (s. Abb. 2 u. 4).

In den dreißiger Jahren entdeckte KAHRS (1951) bei geologischen Untersuchungen im Löß von Rheindahlen erstmals stratifizierbare Artefakte aus der Fundschicht B3 (Abb. 4). Seit dieser Zeit ist die Lößfolge von Rheindahlen oft beschrieben worden, zuletzt von KLOSTERMANN (1992) und SCHIRMER & FELDMANN (1992).

Bereits 1949 fand eine Sondage durch NARR in der Fundschicht B3 im Löß des Saale-Komplexes statt (NARR 1951). Die ersten großflächigen Untersuchungen in Rheindahlen führte 1964/65 BOSINSKI in der Ostecke der Grube (Fundschicht B3) und in der Westwand-Fundschicht B1 durch (s. Abb. 3). Die B1-Fundschicht liegt im und auf dem Rocourt-Boden (2. Bt), der im Eem-Interglazial gebildet wurde. Die archäologischen Arbeiten in Rheindahlen setzte von 1973 bis 1981 THIEME fort. Neben den Fundschichten B1 und B3, die sich großflächig über fast den gesamten Grubenbereich und darüber hinaus erstrecken, wurden weitere acht paläolithische Fundhorizonte beschrieben (THIEME et al. 1981). Im Frühjahr 1984 entdeckte einer der Verfasser (J. THISSSEN) erneut eine Konzentration von Feuersteinartefakten in der Westwand-Fundschicht (B1) im Südwesten der Grube, die in den Jahren 1984/85 untersucht werden konnte (THISSSEN 1986;1988).

2 Das Westwandprofil der Ziegeleigrube Dreesen/Rheindahlen

Die unterschiedlich alten Lößaufwehungen liegen Kies- und Sandschüttungen des Rheins aus der Jüngerer Hauptterrassen-Zeit auf. Die aufgeschlossene Schichtenfolge muß daher in der Zeit zwischen dem Cromer-Komplex und dem Holozän aufgeweht sein. Wie erwähnt, wird der gesamte Löß-Komplex durch vier Parabraunerden untergliedert. Das bedeutet, daß dort vier volle Warmzeiten dokumentiert sind. Die Parabraunerden wurden von BRUNNACKER (1973) zunächst rein deskriptiv von oben nach unten als 1. Bt bis 4. Bt bezeichnet (vgl. Abb. 2). Aufgrund seiner Fazies wurde der Löß zwischen 2. und 3. Bt als Fleckenlehm, jener unter dem 3. Bt als Staublehm bezeichnet. Diese Benennungen werden im vorliegenden Beitrag beibehalten. Im oberen Teil des Weichsellösses findet sich ein spätglazialer Verlagerungshorizont (verlagerte „Zone K“ bei BRUNNACKER 1973), der hier als Horizont K2 bezeichnet wird (vgl. Abb. 4). Im Südwesten der Grube fand sich unterhalb des rezenten Ah-Horizontes ein weiterer humoser Kolluvial-Horizont (K1).

Die erste stratigraphische Einstufung der Parabraunerden des Niederrheins und auch jener von Rhein-

dahlen erfolgte bereits 1951 durch KAHRS. Diese Einstufung verfeinert BRUNNACKER (1966).

Unter Zuhilfenahme von Artefaktfunden wurde der 1. Bt, also der Tonverdichtungshorizont der obersten Parabraunerde, ins Holozän datiert. Der zweite Bt wurde dem Eem-Interglazial zugeordnet. Der dritte Bt muß folglich saalezeitlich oder älter sein. In den Jahren 1984 bis 1985 und später wurden von den Verfassern weitere Untersuchungen im Bereich der Westwand der Ziegeleigrube Dreesen durchgeführt.

2.1 Geologische und bodenphysikalische Daten

Die geologische Profilaufnahme zeigte, daß die Parabraunerden des zweiten, dritten und vierten Bt nach Nordosten hin geneigt sind. Lediglich der erste Bt liegt mit seiner Basis parallel zur heutigen Geländeoberfläche. Er ist somit ungestört. Die Neigung der älteren Parabraunerden führte dazu, daß im äußersten Süden der Westwand der erste und der zweite Bt unmittelbar übereinander liegen. Im Nord-

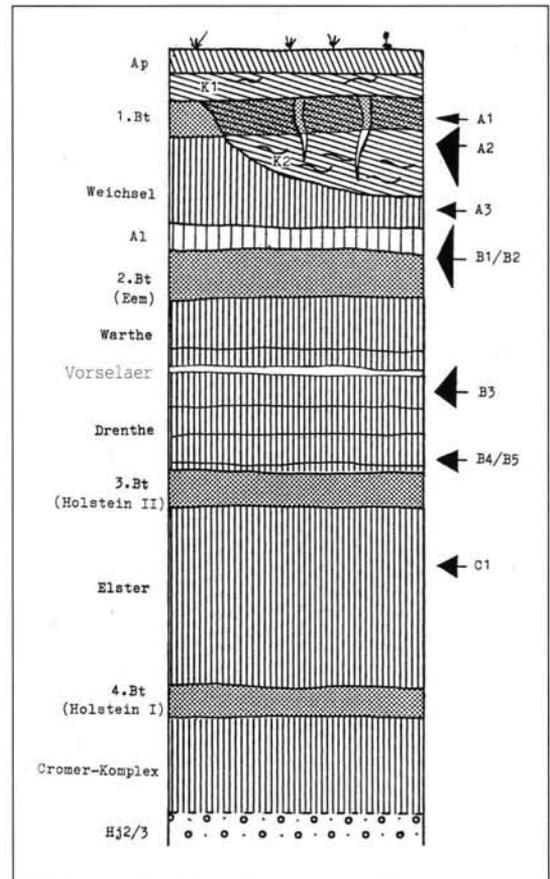


Abb. 4: Übersicht des Westwand-Profiles.

Fig. 4: The profile of the western wall

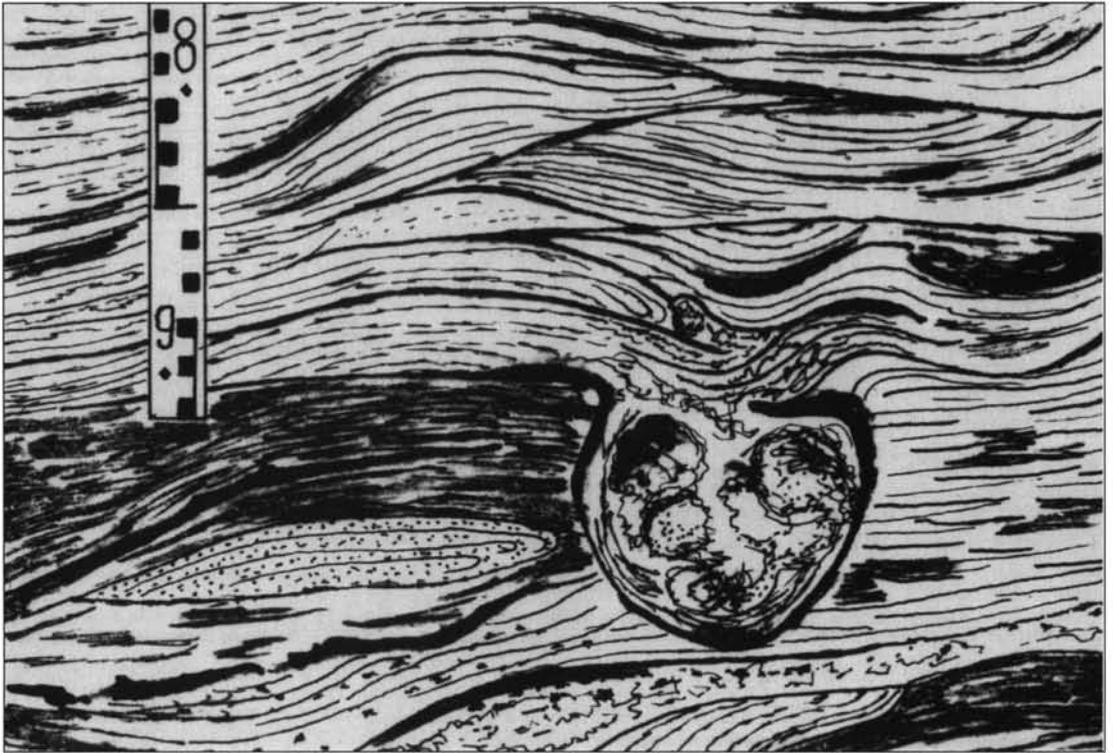


Abb. 5: Fließstrukturen im Nordprofil zwischen 1. und 2. Bt (Zeichnung: S. Hänschke)

Fig. 5: Flow structures in the northern profile between 1st and 2nd Bt-horizon.

abschnitt der Westwand wird deutlich erkennbar, daß der Löss zwischen dem ersten und zweiten Bt solifluktuiv und kryoturpat verändert ist (s. Abb. 4 u.

5). Das bedeutet, daß darin vorgenommene Datierungen, welcher Art auch immer, keine stratigraphisch relevanten Daten liefern können.

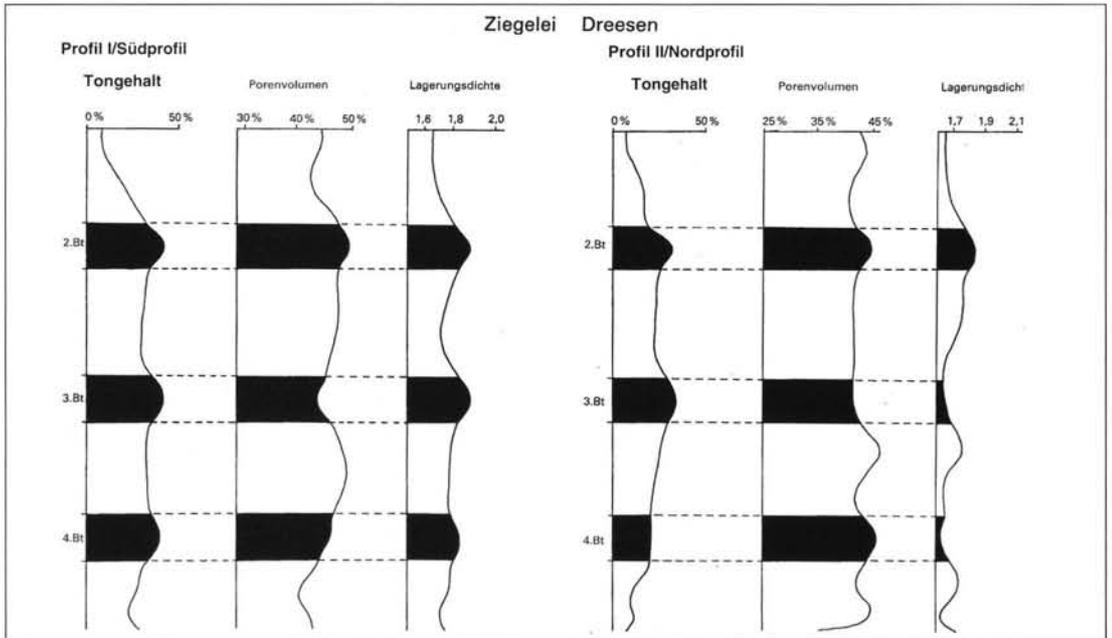


Abb. 6: Westwandprofile mit Untersuchungsergebnissen

Fig. 6: Results of examinations out of the western wall profile.

Der zweite Bt, der bereits in nördlicher Richtung eingekippt ist, besitzt im unmittelbaren Hangenden einen Al-Horizont, der auch als weißes Band bezeichnet wird. Das weiße Band ist sehr ausgeprägt entwickelt. Diese Tatsache spricht dafür, daß der zweite Bt während einer ausgeprägten Warmzeit entstanden sein muß. Die bodenphysikalischen Untersuchungen (ausgeführt von H. WICHTMANN, Geologisches Landesamt NRW) des zweiten Bt-Horizontes zeigen die höchsten Tongehalte des gesamten Westwandprofils (s. Abb. 6). Auch die Lagerungsdichte ist im zweiten Bt auffallend hoch. Identische Ergebnisse zeigen die Untersuchungen des zweiten Bt's im Nordprofil. Dort weisen die bodenphysikalischen Parameter im Hangenden des zweiten Bt deutlich darauf hin, daß die Schichten umgelagert wurden. Die Porenvolumina sind, ebenso wie die Lagerungsdichten, auffallend gering.

Auch der dritte Bt läßt sich mittels bodenphysikalischer Daten gut identifizieren. Hier ist der Tonanteil deutlich erhöht.

Höhere Lagerungsdichten treten beim dritten Bt im Südprofil erst unmittelbar im Liegenden des Bt auf. Dieser Horizont war offenbar nach seiner Entstehung intensiv wirkenden periglazialen Vorgängen ausgesetzt. Die Parabraunerde des dritten Bt lag also längere Zeit an der Erdoberfläche. Es ist daher mit großer Wahrscheinlichkeit am Top des dritten Bt ein Hiatus zu postulieren. Auch die übrigen Parabraunerden sind gekappt, fehlt doch mit Ausnahme des zweiten Bt der Al-Horizont.

Der vierte Bt läßt sich aufgrund bodenphysikalischer Daten an keiner Stelle im heutigen Westwandprofil mit Sicherheit nachweisen. Lediglich im Nordprofil (vgl. Abb. 6) sind die Porenvolumina im Bereich des vermuteten vierten Bt erhöht. Tonanteil und Lagerungsdichte geben jedoch keine Hinweise auf die Existenz dieses Bt im Westwandprofil. Das Niveau des 4. Bt läßt sich jedoch mittels einer vorhandenen Verfärbung am Westwandprofil verfolgen (vgl. Abb. 6). Möglicherweise sind die typischen bodenphysikalischen Merkmale eines Bt durch spätere Überprägung aus bodenphysikalischer Sicht vollständig verloren gegangen. Weiter östlich war der vierte Bt jedoch mit Sicherheit vorhanden (THIEME et al. 1981: 41).

An der Basis des Nordprofils ist direkt über den hauptterrassenzeitlichen Kiesen und Sanden eine Schicht mit auffälligen bodenphysikalischen Parametern aufgeschlossen. Die Porenvolumina sind sehr gering (22,3 Vol. %), die Lagerungsdichten extrem hoch. Es handelt sich bei dieser Schicht mit großer Wahrscheinlichkeit um Hochflutablagerungen aus der jüngeren Hauptterrassen-Zeit.

2.2 Schwermineralgesellschaften und Floren

Die Schwermineralspektren werden aufgrund der Feinkörnigkeit des Lösses von stabilen Schwermineralen dominiert.

Im 1. Bt ist Laacher-See-Tephra nachweisbar (THIEME et al. 1981). Im Gesamtspektrum (Untersuchung: U. WEFELS, Geologisches Landesamt NRW) herrschen Zirkon und Rutil vor. Auch Epidot kommt in größeren Prozentanteilen vor. Die Bt-Horizonte der Parabraunerden werden besonders deutlich vom Granat nachgezeichnet. Sowohl im zweiten als auch im dritten Bt des Nord- und des Südprofils gehen die Granatanteile innerhalb der Bt-Horizonte deutlich zurück. Die Zirkon- und Rutilgehalte sind im zweiten Bt des Nordprofils und im dritten Bt des Südprofils deutlich erhöht. Bei den vorliegenden Untersuchungen spielen jedoch offenbar Korngrößeneffekte eine entscheidende Rolle. In beiden Profilen zeigen Zirkon und Rutil im Liegenden des dritten Bt einen einheitlichen Kurvenverlauf. Die Prozentanteile steigen in beiden Profilen von oben nach unten hin an. In gleicher Weise verhält sich der Granat. Die Epidot-Werte sinken dagegen im Liegenden des dritten Bt deutlich ab, verlaufen aber ebenfalls etwa parallel. Die Schichtenfolge im Liegenden des dritten Bt dürfte daher aufgrund der Schwermineralspektren stratigraphisch in das gleiche Niveau einzuordnen sein. Klinopyroxen und braune Hornblende treten allenfalls mit 0,5 oder 1 % auf und lassen somit keine genaue stratigraphische Einstufung zu. Eine im oberen Teil der Fundschicht B 3 (vgl. Tab. 1) angeblich vorhandene Tephra-Lage wurde schwermineralanalytisch untersucht. Im Schwermineralspektrum kommen jedoch weder Klinopyroxen noch braune Hornblende noch Titanit vor. Zirkon, Turmalin und Epidot machen 96,5 % des Spektrum aus. Bei der in Rede stehenden Schicht handelt es sich daher mit Sicherheit nicht um eine Tephra-Lage.

Wie nicht anders zu erwarten, erlauben auch die pollenanalytischen Daten in der Regel keine exakte stratigraphische Aussage. In den Proben des Südprofils (beide Profile wurden von R. STRITZKE, Geologisches Landesamt NRW, untersucht) fanden sich bis 1,8 m Tiefe Pollen bzw. Sporen von *Corylus*, *Nyssa*, *Betula*, *Pinus*, *Picea*, *Plantago lanceolatum*, *Artemisia*, *Lycopodium*, *Pocaceae*, *Liguliflorae* sowie *Chenopodiaceae*. Auch im Nordprofil sind die Ergebnisse ausgesprochen dürftig. Dort fanden sich in 1 m Tiefe folgende Pollen: *Pinus*, *Corylus*, *Cerealia*, *Plantago lanceolatum*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Cichoriceae*, *Centaurea*, *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Pocaceae* und *Ericaceae*. *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Osmunda*, *Antroceros* und *Filicines* waren nur durch wenige Sporen vertreten. Wichtig ist jedoch, daß sich im Nordprofil im humosen Kolluvium K1 auch kulturanzeigende Pollen fanden. Dieser Teil des Profils ist daher mit hoher Wahrscheinlichkeit dem Holozän zuzuordnen.

Bei der Grabung 1984/85 geborgene Holzkohlenstückchen aus der Fundschicht B 1 konnten für eine

Holzartbestimmung herangezogen werden. Acht der neun Holzkohlen stammen aus der „Übergangszone B/C“. Dort fanden sich auch die meisten Artefakte. Einer der Funde lag im sogenannten hellen Band. Die Bestimmung der Holzkohlen ergab 3mal Ahorn, 2mal Birke, 2mal Hainbuche, 1mal Eiche und 1mal Seidelbast (THISEN 1988: 47 f). Die bestimmten Hölzer belegen den warmzeitlichen Charakter dieses Schichtenabschnitts.

2.3 Die Artefaktinventare

2.3.1 Fundschicht A 1

Aus dem jüngsten paläolithischen Horizont, der Fundschicht A1, stammen zwei unpatinierte Feuersteinartefakte, die ca. 60 cm unterhalb der Geländeoberfläche im 1. Bt gefunden wurden (THIEME et al. 1981, 47 f). Es handelt sich dabei um eine geknickte Rückenspitze und um einen partiell retuschierten Abschlag (Taf. 1, 1 u. 2). Die Rückenspitze gehört formenkundlich in ein spätes Jungpaläolithikum (Magdalénien) oder Spätpaläolithikum (Federmessergruppen); dies umfaßt den Zeitraum von etwa 13 000 - 10 000 BC (THISEN 1989; 1994). Demnach ist die von SCHIRMER & FELDMANN (1992) als Eem-Boden angesprochene Parabraunerde zweifelsfrei als postglaziale Bildung (1. Bt) anzusehen.

2.3.2 Fundschichten A2 und A 3

Aus dem Löß der letzten Kaltzeit (Weichsel), Fundschicht A3, stammt ein Faustkeil aus Tertiärquarzit (Taf. 1, 3), der typologisch als MTA-Keil (Moustérien de tradition acheuléenne) angesprochen wurde (BOSINSKI 1983: 91; THIEME et al. 1981: 48 ff). Die diskutierte Provenienz des Rohmaterials (Liedberg(?)-Quarzit) ist fraglich, da ein solcher Quarzit häufig isoliert in den Flußschottern des Niederrheingebietes vorkommt (THISEN 1993). Das MTA datiert in die erste Hälfte der letzten Kaltzeit, der Lößlehm unterhalb des postglazialen Bodens ist also im Weichsel-Glazial abgelagert bzw. umgelagert worden. Zahlreiche weitere Artefakte aus dem Weichsel-Glazial (Fundschicht A 2 und A 3) – darunter sind Faustkeile, Schaber, Levalloisabschläge, retuschierte Klingen und ein Keilmesser – haben ein allgemein spätmitelpaläolithisches Gepräge (BOSINSKI 1971).

2.3.3 Fundschicht B 1/B 2

Die von THIEME beschriebenen Fundhorizonte B1 und B2 (THIEME 1983 a: 57 ff) gehören nach neuesten Erkenntnissen einer gemeinsamen Fundschicht an (SCHMITZ & THISEN 1994). Während der Arbeiten von BOSINSKI in der Ostecke (Fundschicht B 3) wurde im Oktober 1964 die Westwand-Fundschicht (B1)

entdeckt. BOSINSKI beschrieb die Stratigraphie so: „Unter einem mehrfach gegliederten gelben Lößlehm folgt eine schwach humose Strate (A), darunter ein durchschnittlich 15 cm mächtiges, helles, tonarmes, in feinen Streifen horizontal geschichtetes Band (B) und dann ein 50 cm starker rotbrauner Lößlehm (C). Zwischen der hellen Schicht B und der rotbraunen Schicht C liegt eine breitere Übergangszone (B/C)“ (BOSINSKI 1966: 320). Diese Schichtenabfolge konnte bei den Untersuchungen 1984/85 in der Westwand-Fundschicht in wesentlichen Teilen bestätigt werden (THISEN 1986). Lediglich die humose Zone A wurde nicht erkannt, da im Südwesten der Grube der weichselzeitliche Lößlehm durch tiefgreifende Erosionsvorgänge (K2) bis auf das helle Band hinab abgetragen wurde. Bei den Ausgrabungen 1984/85 stellte sich heraus, daß die Funddichte nach unten zwar deutlich abnahm, doch fanden sich bis zum letzten Planum in der Mitte des Rocourt-Bodens vereinzelt Artefakte, die eindeutig zur Fundschicht B1 gehören (THISEN 1988: 65 ff).

Die vertikale Streuung der Artefakte betrug 60 Zentimeter. Eine solche vertikale Dynamik von Steinartefakten kann durch „Auffrieren“ erfolgen, da von der Oberfläche her eindringender Frost durch Steine aufgrund ihrer guten Temperaturleitfähigkeit schnell nach unten weitergleitet wird. Dies führt zu einem relativ frühen Gefrieren des im Sediment enthaltenen Wassers unterhalb der Artefakte. Da das Wasser beim Übergang in den festen Aggregatzustand eine Volumenzunahme von knapp 10 % erfährt, werden die Steine durch abwechselndes Gefrieren und Auftauen jeweils um einen geringen Betrag angehoben; geschieht dies über einen längeren Zeitraum, kann es zu einer vertikalen Verlagerung von einigen Dezimetern kommen. Andererseits können auch Bioturbationsprozesse während oder nach dem Besiedlungsvorgang dafür gesorgt haben, daß Steingeräte einige Dezimeter unter den eigentlichen Laufhorizont geraten sind.

Die ergrabenen Steingeräte der Fundschicht B 1 sind im allgemeinen wenig charakteristisch und formenkundlich kaum aussagekräftig, typische mittelpaläolithische Formen fehlten bisher. Unter den 1484 Artefakten der Grabung 1964/65 (Taf. 1, 4 - 8) fanden sich 30 Werkzeuge und 25 partiell retuschierte Formen, häufig an gestreckten Abschlägen oder Klingen (BOSINSKI 1966: 320). Die Bearbeitung beschränkte sich auf die Kanten, Flächenretusche kommt bei diesen Stücken nicht vor. In der gleichen Art wurden auch die wenigen Schaber hergestellt. Die Produktion der Grundformen erfolgte wenig systematisch, die Kerne wurden von allen sich anbietenden Schlagflächen her abgebaut. Dabei entstanden eher zufällig einige wenige Klingen. Typische Klingenkerne fehlen sowohl im Material der Grabung 1964/65 als auch in dem der Grabung 1984/85.

Für die Anwendung einer planmäßigen Klingentechnologie, wie sie für die mittelpaläolithischen Stationen Seclin, Rocourt oder Riencourt-les-Bapaume beschrieben wird (TUFFREAU et al. 1985; CAHEN & HAESAERTS 1984; TUFFREAU & ALMELOOT-VAN DER HEIJDEN 1990), gibt es aus der Fundschicht B 1 in Rheindahlen bisher keine Anhaltspunkte.

Von den Artefakten der Grabung 1964/65 konnte THIEME durch umfangreiche Zusammensetzarbeiten 48,5 % aller Stücke wieder anpassen, was einem Gewichtsanteil von 88 % des gesamten Inventars entspricht (THIEME 1983 a: 60). Bei diesen Untersuchungen gelang es THIEME auch, unterschiedliche Arbeitsbereiche innerhalb des Siedlungsareals (280 m²) herauszuarbeiten (THIEME 1983 b: 362 ff).

Unter den 277 Artefakten der Grabung 1984/85 (Taf. 1, 9 - 13) fanden sich nur fünf retuschierte Formen, darunter ein kleines Klingbruchstück mit einer feinen sägezahnartigen Retusche (Taf. 1, 9). Von diesen konnten 18,05 % aller Stücke wieder zusammengesetzt werden; berücksichtigt man die Absplisse < 10 mm nicht,

so betrug die Zusammensetzrate 33,8 % (THIEME 1988: 92). Insgesamt belegen die Untersuchungsergebnisse für die Fundschicht B 1, daß eine horizontale Verlagerung des Siedlungsplatzes kaum oder nur in sehr geringem Umfang stattgefunden haben kann.

Aus der Mitte des Rocourt-Bodens stammt ein Faustkeil mit wechselseitig-gleichgerichtet bearbeiteten Kanten, einer leicht asymmetrisch ausgezogenen Spitzenpartie und verdickter Basis (Taf. 2, 1). Aufgrund seiner stratigraphischen Position im Eem-Boden, dessen Ausgangsgestein der Löß der vorletzten Kaltzeit (Warthe) ist, stellte THIEME diesen Faustkeil und ein weiteres bifaziales Gerät in ein „Jungacheuléen nordfranzösischer Ausprägung“ (THIEME 1983 a: 124 f). Diese beiden Artefakte ordnete er einer Fundschicht „B2“ zu. Formenkundlich ist der Faustkeil zweifelsfrei als Micoque-Keil anzusprechen, und so beschreibt auch BOSINSKI das Artefakt als den „... wohl schönste(n) Micoquekeil des Arbeitsgebietes ...“ (BOSINSKI 1967: 49). Die stratigraphische Position in der Mitte des 2. Bt entspricht der Unterkante der Fundschicht B 1 der Grabung 1984/85. Weiterhin wurde der Faustkeil unmittelbar vor der Grabungsfläche 1964/65 (s. Abb. 3), nur wenige Meter von dieser entfernt, gefunden (mündl. Mitt. A. MENNEN). Dabei, so MENNEN, konnte die stratigraphische Position des Micoquekeiles innerhalb des Eem-Bodens nachträglich nicht mehr ganz genau geklärt werden, doch ist die Herkunft „2. Bt“ gesichert. Das Stück besteht aus einem grünlich-grauen Feuerstein mit hellen Einsprenglingen, der stellenweise schwach milchig-weiß patiniert ist; andere Partien wirken unpatiniert. Beim Vergleich des Faustkeils mit den Artefakten der Grabung 1964/65 fand sich bei einer kürzlich vorgenommenen Durchsicht des Materials im Rheinischen Landesmuseum Bonn ein Abschlag (Ifd. Nr. 282), der der Rohmaterialeinheit des Faustkeils mit hoher Wahrscheinlichkeit angehört und unter den 1964/65er Rohmaterialvarietäten als „Einzelstück“ auffiel. THIEME bemerkte zu diesen Einzelstücken: „...“, so verbleibt immer noch eine Anzahl von ca. 50 Rohmaterialeinheiten, die bis auf eine oder nur wenige Grundformen den Siedlungsplatz nicht erreicht haben ... Es ist anzunehmen, daß der Hauptteil dieser Knollen weitgehend auf Siedlungsstellen aufgebraucht worden ist, die dem „Rheindahlener“ Siedlungsvorgang vorausgingen oder sogar gleichzeitig mit diesem genutzt worden sind“ (THIEME 1983: 100). Bei den Untersuchungen 1984/85 konnte gezeigt werden, daß sich schon in unmittelbarer Nähe der Siedlungsaktivitäten der 1964/65er-Fläche, etwa 200 Meter südwestlich, weitere Zonen spezifischer Aktivitäten, unter anderem mit Feuersteinverarbeitung, befanden. Unter den 277 Artefakten fanden sich ebenfalls Einzelstücke, die keiner Rohmaterialeinheit der Grabung 1984/85 zugeordnet werden konnten. Besonders zu



Abb. 7: Micoque-Keil, Fundschicht B 1/B 2 mit zugehörigen Abschlägen

Fig. 7: Micoque artefact, finding layer B1/B2 with combined cut off parts.

nennen sind hier drei kleine Abschläge, die mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit Retuschierabfälle des „B 2“-Faustkeils sind (s. Abb. 7). Von der Art des Rohmaterials her sind diese mit dem Micoquekeil identisch; der Versuch einer Anpassung an den Faustkeil ist bisher nicht gelungen.

Weiterhin entdeckte A. MENNEN in der Grubeninnenfläche zahlreiche Steinartefakte, die beim fortschreitenden Lößabbau aus der Wand gefallen sind. Darunter sind ein Keilmesser Typ Klausennische (Taf. 2/2), das MENNEN unmittelbar südöstlich der Grabungsfläche 1964/65 aufblas, und ein Bocksteinmesser (Taf. 2, 3) aus einem Maasei, das 1971 südwestlich der Grabung 1964/65 (nicht mehr genau zu lokalisieren) gefunden wurde. Beides sind typische Formen des Micoquien und gehören vermutlich ebenfalls in die Fundschicht B1.

Ebenfalls in diesem Zusammenhang ist eine dünne Fundstreuung in der B1-Fundschicht zu nennen, die THIEME 1980 etwa 150 Meter westlich der von BOSINSKI 1964/65 ausgegrabenen Fläche untersuchen konnte (THIEME 1980: 57 ff). Auf einer Fläche von 50m² fanden sich etwa 50 Artefakte. Die Siedlungsaktivitäten in der Westwand-Fundschicht B 1 erstreckten sich insgesamt über ein Areal von mindestens 10 000 m². Aufgrund der stratigraphischen Position der Fundschicht B 1, der archäologischen Ansprache des Inventars und der geobotanischen Untersuchungen (s. o.) kann der zeitliche Rahmen für den Besiedlungsvorgang auf das Eem-Interglazial und die frühweichselzeitlichen Interstadiale beschränkt werden. Der „B 2“-Faustkeil gehört aufgrund der weiter oben beschriebenen Beobachtungen höchstwahrscheinlich zur Fundschicht B 1. Da die Fundschicht B 1/B2 mit einem eem- oder frühweichselzeitlichen Alter in den postsaalezeitlichen Komplex gehört, müßte diese konsequenterweise mit „A4“ bezeichnet werden, doch wird aufgrund einer terminologischen Einheitlichkeit die Bezeichnung „B1/B2“ beibehalten. Durch die Zugehörigkeit des Micoquekeiles zu der Fundschicht B1/B2 wird diese formenkundlich ansprechbar. Somit kann die geochronologische Einstufung des bisherigen (und tatsächlichen) 2. Bt von Rheindahlen in das Eem-Interglazial archäologisch bestätigt werden.

2.3.4 Fundschicht B 3

Die Artefakte der Fundschicht B3 (Ostecken-Komplex) stammen aus dem Löß unterhalb des Eem-Bodens (Taf. 3, 1 - 10); es liegen Spitzen mit konvexen Kanten, einfache Schaber, wenige Breitschaber, Doppel- und Spitzschaber vor. Weiterhin findet man retuschierte Abschläge, Klagen, kielartige Stücke, Quinson-Spitzen und das Bruchstück einer Limace (THISSEN 1990: 63 ff). Unter den Nicht-Flintgeräten sind hackenartige Werkzeuge, Chopper und Chop-

ping tools aus Quarz und Quarzit vertreten, ebenso Reib- oder Schleifplatten aus quarzitischem Sandstein (THIEME et al. 1981: 57 ff). Bei diesem Inventar aus der Mitte des Fleckenlehms handelt es sich um ein Charentien Typ Ferrassie (BOSINSKI 1993: 39 f). Dieses geradezu klassische Geräte-Inventar aus der Zeit der Neandertaler soll nach den Ergebnissen von SCHIRMER & FELDMANN (1992) in die Kaltzeit vor den Saale-Komplex datieren, was bedeuten würde, daß man dieses Inventar dem Homo erectus zuschreibt und in ein Altpaläolithikum stellt!

Bei der geochronologischen Einstufung des Lösses sind durch THIEME aus der Fundschicht B 3 geborgene Holzkohlen von Bedeutung. Von den 27 schlecht erhaltenen Proben wurden bestimmt: 2 (nahe) *Fraxinus*, 2 (nahe) *Salix*, 1 *Alnus* oder *Corylus*, 1 *Quercus* (?), 1 *Betula* und 1 Nadelholz (?) (THIEME 1983 a: 26). Zahlreiche weitere Proben waren nicht bestimmbar, doch deutet die hohe Zahl von Laubhölzern auf gemäßigte klimatische Bedingungen hin. Obwohl in diesem Bereich des saalezeitlichen Lösses keine fossile Bodenbildung erhalten ist, muß die Besiedlung, bei der die Artefakte der Fundschicht B3 hinterlassen wurden, in zeitlicher Nähe einer warmgemäßigten Klimaphase stattgefunden haben (SCHMITZ & THISSEN 1994). Im oberen Bereich der bis zu 50 cm in der Vertikalen streuenden Fundschicht B 3 durchzieht ein ca. 6 cm mächtiges helles Bändchen den Löß des Saale-Komplexes. Dieser Naßboden (THIEME 1983 a: 23) hält auf der gesamten Länge der Westwand durch. Nach THIEME ist es nicht auszuschließen, daß sich hier eine erhebliche Erosionsdiskordanz innerhalb des Fleckenlehms andeutet. Möglicherweise liegt ein reliktsch erhaltener Bodenrest vor (SCHMITZ & THISSEN 1994).

2.3.5 Fundschicht B4/B5

Die 1969 von MENNEN entdeckte Fundschicht B5 liegt an der Basis des saalezeitlichen Lösses (BOSINSKI & BRUNNACKER 1973). Die zwölf bisher in situ geborgenen Einzelfunde, die sich über die gesamte Westwand erstreckten, sind unpatiniert. Neben Artefakten aus Maasschotterfeuersteinen liegen zwei angeschlagene Quarzgerölle und ein Chopper aus Quarzit vor. Bei den Flintartefakten handelt es sich um zwei präparierte Kerne zur Produktion von Abschlägen (Taf. 4,1) und klingenartigen Formen (Taf. 4,2); daneben findet man entsprechende Levalloisabschläge (Taf. 4,4) und eine regelmäßige Levalloisklinge mit alternierend retuschierter Spitzenpartie (Taf. 4,3). Zwar fehlen bisher Faustkeile, doch läßt sich dieses Inventar aufgrund seiner stratigraphischen Position und anhand des vorliegenden Formenspektrums am ehesten in das Jungacheuléen einordnen (SCHMITZ & THISSEN 1994). THIEME möchte das Inventar einer älteren Phase des Acheuléen (Mit-

telacheuléen) zuweisen (THIEME et al. 1981: 62). Gegen diesen Ansatz spricht unseres Erachtens sowohl die geochronologische Stellung der Fundschicht B5 als auch die Anwendung einer guten Levalloisteknik, wie sie in dieser Ausprägung für den *Homo erectus* bisher nicht belegt ist. Drei etwa 20 cm oberhalb der Fundschicht B5 in situ geborgene Abschläge weist THIEME einer jüngeren Fundschicht „B4“ zu (THIEME et al. 1981: 62). Die unpatinierten und mit „hartem“ Schlag gewonnenen Feuersteinabschläge weisen glatte (2mal) und facettierte (1mal) Schlagflächenreste auf; die Zuordnung zu einer Formengruppe ist nicht möglich: Ihre stratigraphische Nähe zur Fundschicht B 5 läßt jedoch vermuten, daß sie ebenfalls zu dem oben beschriebenen Inventar gehören. Bei den über viele Jahre durchgeführten planmäßigen Untersuchungen in den Fundschichten B 1/B 2 und B 3 konnte gezeigt werden, daß die vertikale Artefaktstreuung der Fundschicht B 3 regelhaft etwa 50 cm betrug (THIEME 1983 a: 126 ff); in der Fundschicht B 1/B 2 waren dies bis zu 60 cm (SCHMITZ & THISSEN 1994). Eine gewisse vertikale Dynamik ist auch für die Fundhorizonte B 4/B 5 anzunehmen, so daß eine Differenzierung in zwei Fundschichten bei der geringen Artefaktzahl nicht gerechtfertigt erscheint. Geochronologisch paßt ein solches Inventar mit Anwendung der Levalloisteknik und einem wenig intensiven Ausnutzungsrad der Kerne nach bisherigen Erkenntnissen gut in die erste Hälfte des Saale-Komplexes (Drenthe?).

2.3.6 Fundschicht C1

Die Fundschicht C1 wurde 1977 im Staublehm 20 cm unterhalb des 3. Bt entdeckt und auf einer Fläche von 5,4 m² untersucht (THIEME 1977, 1981: 65). Der Schicht C 1 entstammen drei Quarzartefakte (Taf. 4, 5 - 7); neben einem angeschlagenen Quarzgeröll liegen zwei Kortexabschläge mit partieller Kantenretusche und Gebrauchsaussplitterungen vor. Von Bedeutung ist, daß diese Stücke ein geschlossenes, in situ geborgenes Inventar darstellen. Die chronostratigraphische Position unterhalb des 3. Bt (Holstein?) macht die Zugehörigkeit zu einem „Altpaläolithikum“ wahrscheinlich. Mit dem C 1-Inventar liegen die ältesten in situ geborgenen Relikte aus der Zeit des *Homo erectus* im Niederrheingebiet vor. Formkundlich steht es dem Inventar von Vérteszöllös, einem ungarischen Travertinfundplatz, nahe, der auf ein „intra-mindelzeitliches“ Alter datiert (VERTES 1965). Es ist daher dem Elster-Komplex zuzurechnen.

3 Stratigraphische Einstufung der Parabraunerden

Die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungsergebnisse erlauben eine stratigraphische Zuordnung

der im Westwandprofil sicher nachweisbaren Bt-Horizonte eins bis drei. Als gesichert muß angenommen werden, daß die oberste Parabraunerde ins Holozän zu stellen ist. Im Südprofil wurden in 1 m Tiefe mittels Pollenanalyse Kulturanzeiger nachgewiesen, so daß der oberste Bt nur holozänzeitliches Alter haben kann.

Der zweite Bt-Horizont läßt sich auch aufgrund der bodenphysikalischen Ergebnisse über die gesamte Westwand hinweg verfolgen, so daß die Analysergebnisse aus dem Nord- und Südprofil miteinander verglichen werden können. So zeigen auch die schwermineralanalytischen Daten, daß der zweite Bt im Süd- und Nordprofil korrekt verknüpft wurde. Die Funde von Micoque-Geräten im und über dem zweiten Bt stützen die Einstufung in die Eem-Warmzeit. Eine Zuordnung des zweiten Bt in den Saale-Komplex oder noch ältere Schichten (SCHIRMER & FELDMANN 1992) ist aufgrund der hier vorgestellten Daten eher unwahrscheinlich.

Die in der Mitte des Fleckenlehms in der Fundschicht B 3 angetroffenen Holzkohlen belegen für diesen Abschnitt der Schichtenfolge eine Warmzeit. Deren stratigraphische Zuordnung wird durch Artefakte aus der Fundschicht B 3 sowie B 4/B 5 möglich. Das Fundinventar aus der Mitte des Fleckenlehms ist ein Charentien Typ Ferrassie. Derartige Funde sind nach bisherigen Erkenntnissen in den Saale-Komplex oder das Weichsel-Glazial zu stellen. Damit wird eine Zuordnung der Holzkohlenschicht zu einer saalezeitlichen Wärmeschwankung wahrscheinlich. Daß es tatsächlich zwischen Drenthe- und Warthe-Stadium eine Warmzeit gegeben hat, machen Untersuchungen am nördlichen Niederrhein wahrscheinlich (KLOSTERMANN & REHAGEN & WEFELS 1988). Eine Zuordnung des Fleckenlehms in die Zeit vor dem Saale-Komplex (SCHIRMER & FELDMANN 1992) würde eine Rückdatierung des Artefaktinventars in das Altpaläolithikum erforderlich machen. Für eine solche Altersstellung dieser Artefakte gibt es jedoch bisher keinen Hinweis. Für die stratigraphische Zuordnung des dritten Bt geben ebenfalls die Artefakte wichtige Hinweise. Nach den bisherigen Kenntnissen ist das Artefaktinventar der Fundschicht B4/B5 in die erste Hälfte des Saale-Komplexes zu stellen. Daraus folgt, daß der dritte Bt mit großer Wahrscheinlichkeit in das Holstein-Interglazial gestellt werden muß. Das bedeutet, daß die von KLOSTERMANN (1992) vorgenommene Zuordnung des dritten Bt in die „Treene-Warmzeit“ nicht mehr haltbar ist. Die Einstufung des dritten Bt in das Holstein-Interglazial wird durch die Artefakte der Fundschicht C1 untermauert. Den dort gefundenen Artefakten wurde an anderen Orten ein „intra-mindelzeitliches“ Alter zugewiesen. Das bedeutet, daß die Funde vermutlich älter als das Holstein-Interglazial sind.

Tab. 1: Stratigraphische Stellung des Lößprofils von Rheindahlen
 Table 1: Stratigraphic position of the loess profile Rheindahlen.

Paläomagnetik	Jahre vor heute	Sauerstoffisotopenstufen KUKLA (1978) SHACKLETON & OPDYKE (1976)	Nordwestdeutschland		Niederrhein	Rheindahlen (Löß und Bodenbildungen)	Rheindahlen (Fundsichten)		
			Weichsel-Kaltzeit	Spätglazial Hochglazial Frühglazial	Jüngere Niederterrasse Ältere Niederterrasse	Loßlehme	← A1 ← A2 ← A3 ← B1/B2		
Brunnes	73 000	5	Ober-Pleistozän	Eem-Interglazial	Schichten von Weeze	2. Bt-Horizont			
	127 000			Saale-Komplex	Warthe-Stadium	Untere Mittelterrasse 4 (Krefelder Mittelterrasse)	-----		
	200 000				Wärmeschwankung	Vorselaer-Schichten	-----	← B3	
	300 000		7	Mittel-Pleistozän	Drenthe-Stadium	Untere Mittelterrasse 3 Jüngere Untere Mittelterrasse 2 2. Inlandeisvorstoß 1. Inlandeisvorstoß Ältere Untere Mittelterrasse 2	Fleckenlehm		
					9	Holstein-Interglazial	Holstein-Interglazial	3. Bt-Horizont	← B4/B5
					380 000	11	Elster-Komplex	Untere Mittelterrasse 1	Staublehm
	Römerhof-Interglazial		4. Bt-Horizont						
	480 000		12		Mittlere Mittelterrasse	Staublehm			
	Matuyama		790 000	13	Unter-Pleistozän	Cromer-Komplex	Obere Mittelterrasse	Hochflutlehm	
						Jüngere Hauptterrassen	Bavel-Komplex	-----	
Menap-Komplex		-----							
Waal-Komplex		-----							
Eburon-Kaltzeit		-----							
2,4 Mio.	21		Tegelen-Komplex	Tegelen-Schichten	Jüngere Hauptterrasse 2/3				
			Ältere Kalt- und Warmzeiten	Ältere Hauptterrassen					

Der vierte Bt keilt jedoch offenbar nach Westen hin aus, so daß er im derzeitigen Westwandprofil nicht mehr nachweisbar ist. Dieser vierte Bt läßt sich unter großem Vorbehalt mit dem Römerhof-Interglazial verknüpfen (KLOSTERMANN 1995). Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß hier eine noch ältere Warmzeit überliefert ist.

4 Versuch einer chronostratigraphischen Einordnung

Der Versuch einer chronostratigraphischen Korrelation gestaltet sich außerordentlich schwierig, da Thermolumineszenz-Datierungen offenbar zur Zeit noch keine hinreichend genauen Daten liefern. Als gesichert darf jedoch gelten, daß der zweite Bt, der der Eem-Warmzeit zugeordnet wird, mit der Sauerstoffisotopenstufe 5 e gleichgesetzt werden kann (s. Tab. 1). Die Entstehungszeit kann daher auf 127.000 bis etwa 110.000 Jahre BP eingegrenzt werden. Bei sämtlichen älteren Bt-Horizonten ist die chronostratigraphische Zuordnung nur mit Vorbehalt möglich. Da die Untersuchungen am Niederrhein gezeigt haben, daß es eine Intra-Saale-Warmzeit gegeben haben muß, ist es naheliegend, die Schicht mit Holzkohlenresten im Fleckenlehm mit der einer spätsaalezeitlichen Wärmeschwankung gleichzusetzen. Sie sollte in diesem Fall der Sauerstoffisotopenstufe 7

der Tiefseegliederung entsprechen. Das absolute Alter dieser Schicht dürfte daher bei etwa 200.000 Jahren BP liegen. Das Holstein-Interglazial (der dritte Bt) gehört dann konsequenterweise der Stufe 9 an. Es ergeben sich ca. 300.000 Jahre BP als Entstehungszeit für den dritten Bt. Sollten keine größeren Hiaten in der Schichtenfolge existieren, könnte der vierte Bt-Horizont in das Römerhof-Interglazial (KLOSTERMANN 1995) gestellt und mit der Sauerstoffisotopenstufe 11 verknüpft werden.

5 Tektonische Bewegungen im Mittel- und Ober-Pleistozän

Im Jahre 1987 wurden von HOLLMANN Sondierbohrungen in der Umgebung der Ziegeleigrube Dreesen abgeteuft. Die Bohrungen hatten zum Ziel, den zweiten Bt der Grube Dreesen auszukartieren und festzustellen, ob dieser durch jüngere tektonische Bewegungen beeinflusst wurde. Die Kartierung zeigte, daß die Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse südlich der Rheindahlener Verwerfung deutlich abgesunken ist. Die Verwerfung selbst ist nur leicht erosiv übergräbt. Für die Oberfläche der Jüngeren Hauptterrasse ergibt sich im Raum Rheindahlen ein durchschnittlicher Versatzbetrag von 5 m. Auffallend ist auch die deutliche Zunahme der Lößmächtigkeiten südlich der Rheindahlener Verwerfung. Offenbar war das Gebiet südlich

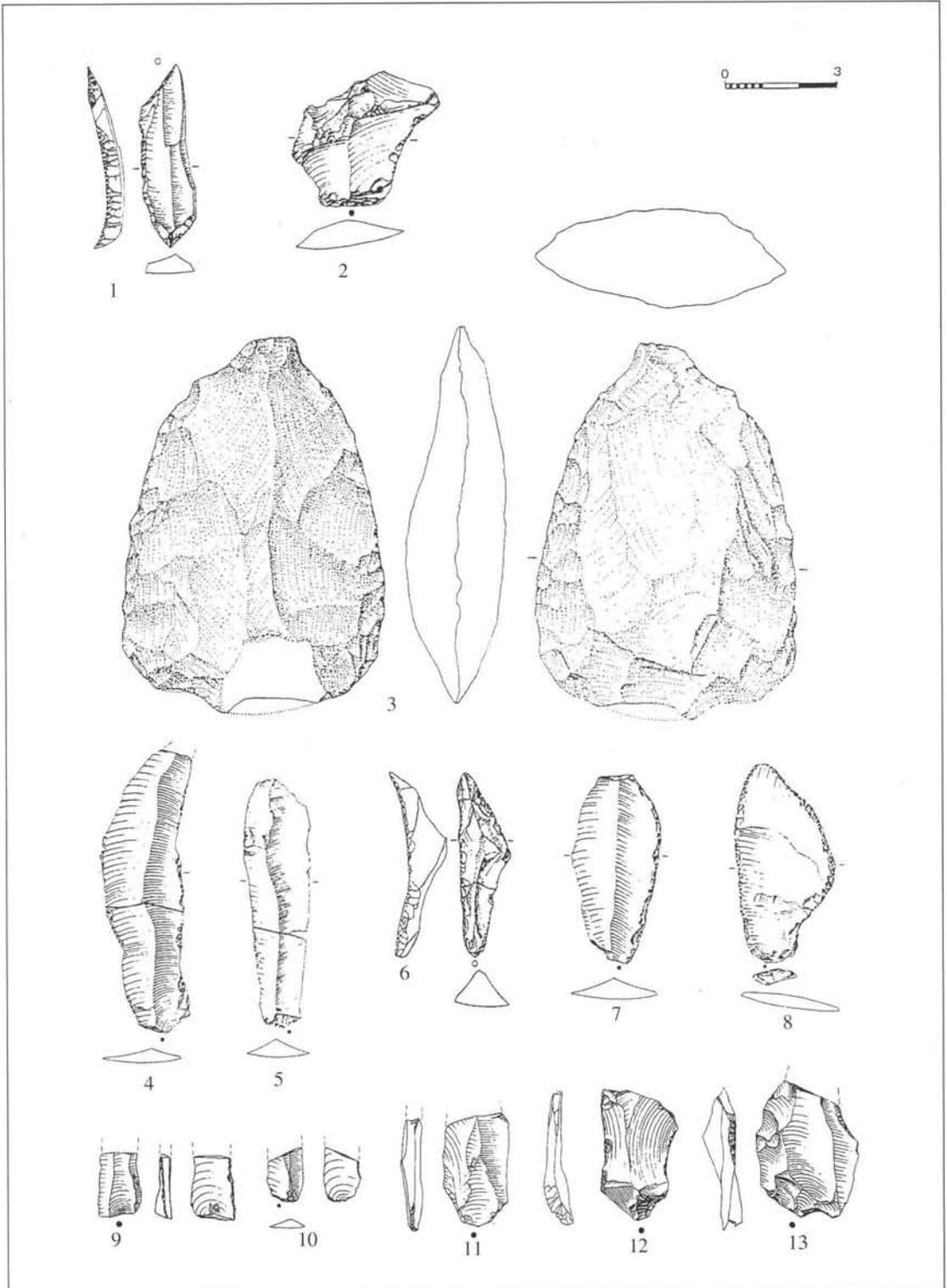
des Sprunges bereits während der Aufwehung der ältesten Lössen ein deutliches morphologisches Tiefgebiet. Die tektonische Aktivität des Rheindahlener Sprunges dürfte folglich einen ihrer Höhepunkte zwischen Jüngerer Hauptterrassen-Zeit und Holstein-Interglazial gehabt haben.

Südlich parallel zur Rheindahlener Verwerfung verläuft ein weiterer Sprung, die „Dahmener Verwerfung“. Dort ist die Hauptterrassen-Oberfläche um bis zu 2 m verworfen. Die eemzeitliche Parabraunerde wird dagegen von der Rheindahlener Verwerfung überhaupt nicht beeinflusst, während sie durch die Dahmener Verwerfung um 2 m versetzt wird. Das bedeutet, daß die Rheindahlener Verwerfung mit Sicherheit während und nach der Eem-Warmzeit nicht mehr aktiv war. Die Dahmener Verwerfung dagegen war während des Quartärs wohl nur nach der Entstehung der eemzeitlichen Parabraunerde aktiv. Die tektonische Aktivität hat sich in der Umgebung Rheindahlens im Laufe des Quartärs offenbar in südlicher Richtung verlagert.

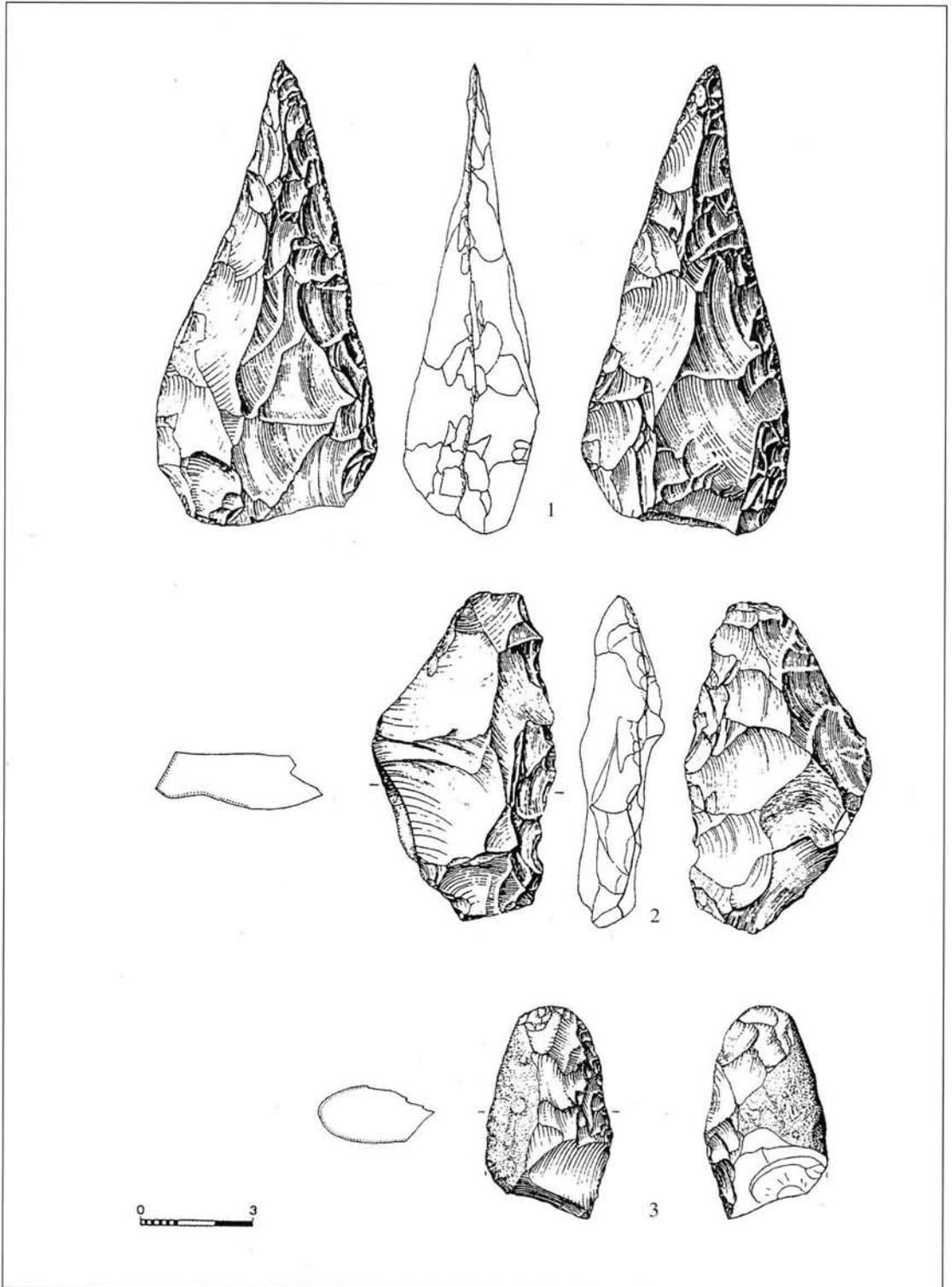
6 Schriftenverzeichnis

- BOSINSKI, G. (1966): Der paläolithische Fundplatz, Ziegelei Dreesen - Westwand. Bonner Jahrb. 166, 318-343; Bonn.
- (1967): Die mittelpaläolithischen Funde im westlichen Mitteleuropa. Fundamenta A4, Köln/Graz.
- (1971): Late Middle Palaeolithic groups in north-western Germany and their relations to early Upper Palaeolithic industries. The origin of Homo sapiens. (Ecology and Conservations 3), 153 - 160.
- (1983): Die jägerische Geschichte des Rheinlandes - Einsichten und Lücken. - Jahrb. d. Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz 30, 81-112; Mainz.
- Kunst und Altertum am Rhein. Führer des Rheinischen Landesmuseums Bonn 118. Köln.
- (1993): Der Neandertaler und seine Zeit. Archäol. im Ruhrgebiet 1991, 45-48; Gelsenkirchen.
- & BRUNNACKER, K. (1973): Eine neue mittelpaläolithische Fundschicht in Rheindahlen. Arch. Korbl. 3, 1-6; Mainz.
- BROCKMEIER, H. (1929): Über Steinwerkzeuge aus der Gegend von Mönchengladbach. Berichte des Niederrheinischen Geol. Ver., 78-80; Mönchengladbach.
- BRUNNACKER, K. (1966): Das Profil „Westwand“ der Ziegeleigrube Dreesen in Rheindahlen. Bonner Jahrb. 166, 344-356; Bonn.
- (1973): Geologie. In: G. BOSINSKI & K. BRUNNACKER: Eine neue mittelpaläolithische Fundschicht in Rheindahlen, Arch. Korbl. 3; Mainz.
- CAHEN, D. & HAESAERTS, P. (1984): Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel., 149 ff; Bruxelles.
- HOLLMANN, P. (1987): Kartierung der spätpleistozänen Sandüberdeckung der Lößablagerungen beiderseits des Rheindahlener Sprunges (Blatt 4704 Mönchengladbach). - 19 S. 4 Abb., 1 Tab., 4 Taf., 1 Anl.; Krefeld (unveröff. Prüfungsarbeit).
- KAHRS, E. (1951): Die Gliederung des Lösses an Ruhr und Niederrhein und die Stratigraphie der Fundstelle Rheindahlen. Bonner Jb. 151, 47-49; Bonn.
- KLOSTERMANN, J. (1985): Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. Geol. Jahrb. A 83: 3-42, 22 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1990): Rheindahlen-Löß und Menschheitsgeschichte. - Geol. Kt. Nordrh. - Westf. 1:100 000, Erl., C 5102: 67-75, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. - 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- (1995). Nordrhein-Westfalen. - In: BENDA, L.: Das Quartär von Deutschland: - INQUA 1995; Berlin (in Vorber.).
- & REHAGEN, H.-W., & WEFELS, U. (1988): Hinweise auf eine saalezeitliche Warmzeit am Niederrhein. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 38: 115-127, 5 Abb., 1 Tab; Hannover.
- NARR, K. J. (1951): Alt- und mittelpaläolithische Funde aus rheinischen Freilandstationen. Bonner Jahrb. 151, 5-47; Bonn.
- NEUBERT, A. (1984): Pleistozäne Deckschichten und rezente Böden als Einflußgrößen der Grundwasserneubildungsrate - dargestellt am Grundwassererneuerungsmodell 11 Mönchengladbach. Diplomarbeit, Ruhr-Universität Bochum.
- PAAS, U. (1962): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. Eiszeitalter u. Gegenwart, 12: 165-230, 32 Abb.; Öhringen/Württ.
- PAHLKE, U. (1984): Geomorphologische und pedologische Untersuchungen am Linken Niederrhein - Ein Beitrag zur Ermittlung der Grundwasserneubildung. Diplomarbeit Ruhr-Universität Bochum.
- SCHIRMER, W. & FELDMANN, L. (1992): Das Lößprofil von Rheindahlen, Niederrhein. In: Arbeitskreis Paläopedologie (Hrsg.). Bodenstratigraphie im Gebiet von Maas und Niederrhein, 76-85. Deutsche Bodenkundl. Gesellsch. Kiel.
- SCHMITZ, R.-W. & THISEN, J. (1994): Das Acheuléen im Niederrheingebiet. In: L. FIEDLER (Hrsg.): Das Acheuléen in Deutschland. Stuttgart (im Druck).
- SCHÜTRUMPF, R. (1966): Pollenanalytische Untersuchungen in den Lößschichten von Rheindahlen. - Bonner Jb. 166: 357-358; Bonn.
- STELUSLOFF, U. (1951): Periglaziale Böden aus zwei Eiszeiten im Niederrheinischen Löß bei Rheindahlen. Niederrh. Jahrb. 3, 18-19.
- THIEME, H. (1977): Altpaläolithische Funde in der Ziegeleigrube Dreesen in Rheindahlen, Stadtkreis Mönchengladbach. Arch. Korbl. 7, 235-239; Mainz.
- (1980): Neue Untersuchungen zu paläolithischen Fundschichten in Mönchengladbach-Rheindahlen. Ausgr. im Rhld. 1979, 57-59; Köln.
- (1982): Die Ziegeleigrube Dreesen in Mönchengladbach-Rheindahlen - ein mehrschichtiger altsteinzeitlicher Fundplatz. Rheydter Jb. 14, 11-33.
- (1983 a): Der paläolithische Fundplatz Rheindahlen, Dissertationsschrift, Universität Köln.
- (1983 b): Mittelpaläolithische Siedlungsstrukturen in Rheindahlen (BRD). Ethnographisch-Archäologische Zeitschrift 24, 362-374.
- & BRUNNACKER, K. & JUVIGNÉ, E. (1981): Petrographische und urgeschichtliche Untersuchungen im Lößprofil von Rheindahlen/Niederrheinische Bucht. - Quartär 31/32: 41-67, 12 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- THISEN, J. (1986): Ein weiterer Fundplatz der Westwand-Fundschicht (B 1) von Rheindahlen. Arch. Korbl. 16, 111-121; Mainz.

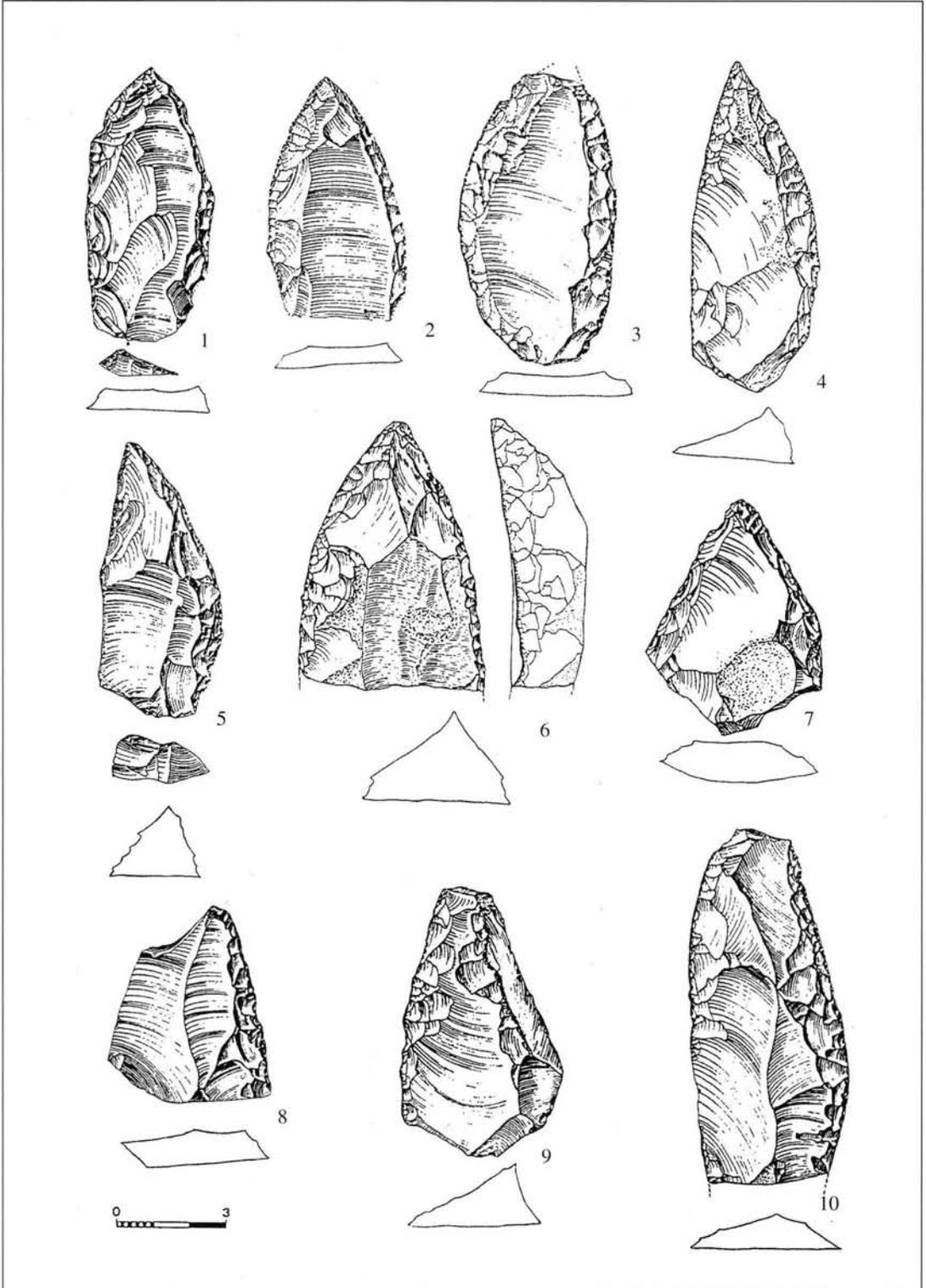
- (1988): Die Grabungsfläche 1984/85 in der Westwand-Fundschicht von Rheindahlen. Unveröff. Magisterarbeit, Universität Köln.
 - (1989): Ein Fundplatz des Magdalénien am Linken Niederrhein bei Kamphausen, Gem. Jüchen, Kreis Neuss. Arch. Korbl. 19, 315-323.
 - (1990): Paläolithische Fundplätze in der Ziegeleigrube Dreesen in Mönchengladbach-Rheindahlen. Lößstratigraphie und Ökologie im Alt- und Mittelpaläolithikum Eurasiens. Symposium im Forschungsbereich Altsteinzeit des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz auf Schloß Monrepos, Neuwied.
 - (1993): Das Mittelpaläolithikum vom Liedberg, Bonner Jahrb. 193, 221-235.
 - (1994): Paläolithische und mesolithische Funde im Kreis Neuss. Fund und Deutung. Neuere archäologische Forschungen im Kreis Neuss. - Kreisheimatb. Neuss, 5: 13-42, 1 Taf.; Neuss.
- TUFFREAU, A., RÉVILLION, S., SOMMÉ, J., AITKEN, M. J., HUXTABLE, J. & LEROI-GOURHAN, A. (1985): Le gisement Paléolithique moyen de Seclin (Nord-France). Arch. Korbl. 15, 131-138; Mainz.
- & ALMELOOT-VAN DER HEIJDEN, N. (1990): Der mittelpaläolithische Fundplatz von Riencourt-les-Bapaume (Nord-Frankreich). Lößstratigraphie und Ökologie im Alt- und Mittelpaläolithikum Eurasiens. Symposium im Forschungsbereich Altsteinzeit des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz auf Schloß Monrepos, Neuwied.
- VÉRTES, L. (1965): Typology of the Buda industry. A pebble-tool industry from the Hungarian Lower Palaeolithic. Quaternaria 7, 185-195.
- WICHTMANN, H. (1987): Bodenphysikalische Untersuchungen zur quartärgeologischen Deutung der Lößprofile Dreesen und Dahmen in Mönchengladbach-Rheindahlen (Archiv des GLA NRW, Krefeld).
- Manuskript eingegangen am 28. 12. 1993.



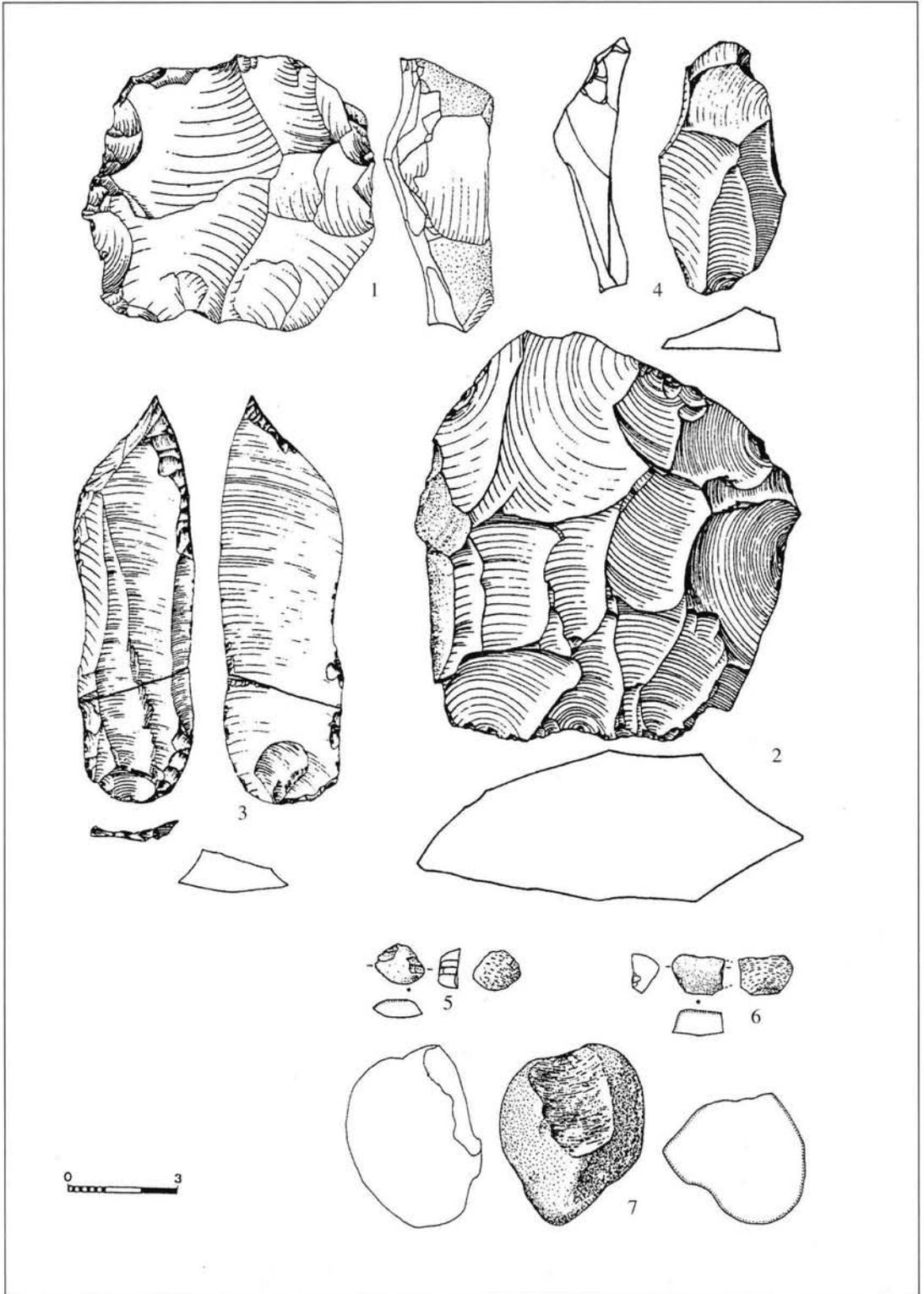
Taf. 1: Mönchengladbach-Rheindahlen: 1. Geknickte Rückenspitze (A 1) - 2. Retuschierter Abschlag (A 1) - 3. MTA-Keil aus Quarzit (A 3) - 4. - 8. Retuschierte Formen der Grabung 1964/65 (B 1/B 2) - 9. - 13. Retuschierte Formen der Grabung 1984/85 (B 1/B 2), 1-2: THIEME 1982; 3: THIEME, BRUNNACKER & JUVIGNÉ 1981; 4-8: THIEME 1982; 9-13: THUISSEN 1986



Taf. 2: Mönchengladbach-Rheindahlen: 1. Micoque-Keil (B1/B2) - 2. Keilmesser Typ Klausennische (B 1/B 2 [?]) - 3. Keilmesser Typ Bockstein (B 1/B 2 [?]) 1. BOSINSKI 1967; 2. THIEME, BRUNNACKER & JUVIGNÉ 1981; 3. O. JÖRIS, NEUWIED-MONREPOS



Taf. 3: Mönchengladbach-Rheindahlen: 1 - 5. Konvexe Spitzen - 6. Bruchstück einer Limace (?) - 7. Spitzschaber - 8. 9. Einfache Schaber - 10. Retuschierte Klinge. - Alle B 3. 1 - 10: BOSINSKI 1967



Taf. 4: Mönchengladbach-Rheindahlen: 1. 2. Levalloiskerne - 3. Retuschierte Klinge - 4. Abschlag (B 4/B 5); 5 - 7. Quarzartefakte (C 1) 1: THIEME, BRUNNACKER & JUVIGNÉ 1981; 2. 3. BOSINKSI & BRUNNACKER 1973; 4-7. THIEME 1982

Ein Lößprofil bei Lisieux (Normandie) und seine stratigraphische Parallelisierung mit Würmlössen in Hessen

ARNO SEMMEL*)

Pleistocene, loess, sequence of fossil soils, stratigraphic correlation, Lisieux, Normandie, France

Kurzfassung: Im Lößprofil der Ziegelei Glos bei Lisieux ist eine Abfolge fossiler Böden aufgeschlossen, die sich gut mit der hessischen Lößstratigraphie verbinden läßt. Über dem letztinterglazialen Boden liegen nach einer Diskordanz der Lohner Boden, der E1-, der E2- und der E4-Naßboden. Letzterer wird häufig als Äquivalent des „Sol de Kesselt“ angesehen. Somit zeigt sich auch für dieses Gebiet, daß dieser Boden stratigraphisch nicht dem Lohner Boden entsprechen kann.

[A Loess Profile near Lisieux (Normandy) and its Stratigraphic Correlation with Hessian Wuerm loess Profiles]

Abstract: The Wuerm loess of the brickyard Glos near Lisieux shows a sequence of fossil soils, which can be well correlated to the Hessian loess stratigraphy. Above the soil from the last interglacial follow, after a discordance, the Lohner soil, the E1-, the E2- and the E4-Naßboden. Especially the E4-Naßboden is frequently regarded to be an equivalent of the „Sol de Kesselt“. Therefore, also in this area, the Sol de Kesselt cannot be correlated stratigraphically with the Lohner soil, but must be a younger soil.

Die von SCHÖNHALS et al. (1964) und SEMMEL (1969) publizierte Würmlößgliederung für Hessen hat sich in den letzten Jahrzehnten als im westlichen Mitteleuropa in vielen Fällen anwendbar erwiesen. Als Beleg seien beispielhaft SABELBERG & LÖSCHER (1978), BIBUS (1980), MEIJS et al. (1983), JUVIGNÉ & WINTLE (1988), RÖSNER (1990) und FRECHEN (1991) angeführt. Besonders markante Leithorizonte sind der „Eltviller Tuff“ (SEMMEL 1967) und der „Lohner Boden“ (SCHÖNHALS et al. 1964). Die räumliche Verbreitung des Eltviller Tuffes ist indessen eingeschränkt. Seine westlichsten Vorkommen liegen in SE-Holland und in E-Belgien (MEIJS et al. 1983), seine östlichsten bei Kit-

zingen im Mairdreieck (SEMMEL & STÄBLEIN 1971). Eine weitere Ausdehnung nach Osten bis in die Umgebung von Nürnberg - wie sie bei MEIJS et al. (1983: 63) dargestellt ist - läßt sich m. E. derzeit nicht belegen. Größere räumliche Verbreitung hat dagegen der Lohner Boden. Er wurde sowohl bei Mons in Belgien (BIBUS & SEMMEL 1977: 142; MEIJS et al. 1983: 75) als auch noch in Feilendorf westlich Wien (BIBUS & SEMMEL 1977: 142) gefunden. Allerdings ist die Zahl der Aufschlüsse gering, in denen der Lohner Boden vorkommt, weil er häufig während jüngerer Erosionsphasen abgetragen wurde.

Nunmehr zeigte sich, daß dieser Boden, der dem „Braunen Verwitterungshorizont“ BRUNNACKERS (1954) entspricht, auch noch in der Normandie vorkommt. Sein Auffinden ermöglicht eine bessere stratigraphische Verknüpfung des in letzter Zeit vor allem von LAUTRIDOU bearbeiteten nordfranzösischen Würmlösses mit den mitteleuropäischen Profilen. Deswegen wird das Würmlößprofil von Glos bei Lisieux (Abb. 1) hier kurz beschrieben und mit hessischen Profilen verglichen.

Das Profil ist gegenwärtig (August 1994) an der Ostwand der Briqueterie Lagrive über eine Länge von ca. 30 Metern freigelegt. Es liegt südlich der Natio-

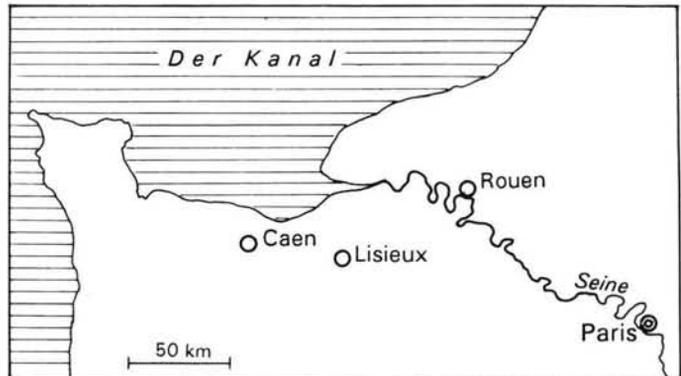


Abb. 1: Lage von Lisieux

*) Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. A. SEMMEL, Theodor-Körner-Str. 6, 65719 Hofheim a. Ts.

nalstraße N 13, die von Paris nach Caen führt und weitgehend einem Hochplateau folgt, das von quartären Tälern stark zerschnitten wird. Würmlößprofile aus dieser Ziegeleigrube - natürlich bei anderem Abbaustand - sind bereits früher publiziert worden, zuletzt von LAUTRIDOU (1985: 136 ff.).

Von der üblicherweise hier auf Löß ausgebildeten Parabraunerde ist im Grubenbereich nur noch ein Teil des tongebänderten Btv-Horizontes erhalten geblieben. Der größte Teil des Bodens wurde abgeschoben. Unter gut einem Meter mächtigen gelblich-grauen und roststreifigen Lößlehm mit weißlichen feinsandigen Grobschluffnestern folgt ein zungenförmig aufgelöster, bis 15 cm starker grauer humoser Lößlehm. Eine entsprechende Bildung ist in vielen Lößprofilen Nordhessens, des Niederheins, der Niederlande und Belgiens zu finden. Aus N-Frankreich wird sie wiederholt beschrieben, so beispielsweise von LAUTRIDOU (1968; 1985) und LAUTRIDOU & SOMMÉ (1974). Die Bezeichnung „horizon à langues / à franges“ (GULLENTOPS 1954: 136 f.) ist sehr treffend für diese Erscheinung („tongued horizon“ im Sinne von WINTLE et al. 1984: 492). Stratigraphisch entspricht dieser Horizont dem E4-Naßboden der hessischen Lößgliederung (Abb. 2). Manche Autoren parallelisieren diesen Boden mit dem „Sol de Kesselt“ (vgl. dazu JUVIGNÉ & WINTLE 1988: 96).

Unter dem „tongued horizon“ schließt sich ca. ein Meter mächtiger Lößlehm an, der oben und unten roststreifig ist und nur in seinem mittleren Teil eine gleichmäßige hellbraune Farbe aufweist, die eine klare Bestimmung (10 YR 6/6) mit Hilfe der Munsell-Tafel zuläßt. In dem hellbraunen Lehm sind vereinzelt kleine Lößkindl erhalten. Im Liegenden folgt abermals ein grauer humoser Horizont von ca. 10 cm Mächtigkeit und zungenförmiger Auflösung. In Hessen wird dieser Horizont als E2-Naßboden bezeichnet. Zwischen ihm und dem E4-Naßboden liegt bekanntlich in Nordhessen der Eltviller Tuff. In Südhessen ist dagegen des öfteren zwischen E2-Naßboden und dem Tuff noch der schwache E3-Naßboden anzutreffen.

Im Profil von Glos setzt nach einer ca. 30 cm starken Zwischenlage kryoturbar gestauchten und roststreifigen Lößlehms ein kräftig rostgesprenkelter Lößlehm ein, der bis 30 cm mächtig wird und große Ähnlichkeit mit dem E1-Naßboden nordhessischer Profile aufweist. Nach einer Zwischenlage von ca. 20 cm fahlhellbraunen Lößlehms schließt sich der Lohner Boden in typischer Ausbildung an: ein brauner Lößlehm mit ausgeprägtem feinplattigem Gefüge, auf dessen Aggregatflächen dunkle Fe-Mn-Flecken zu finden sind. Der Lohner Boden ist hier 40 cm mächtig. Er schließt das Mittelwürm im Sinne von

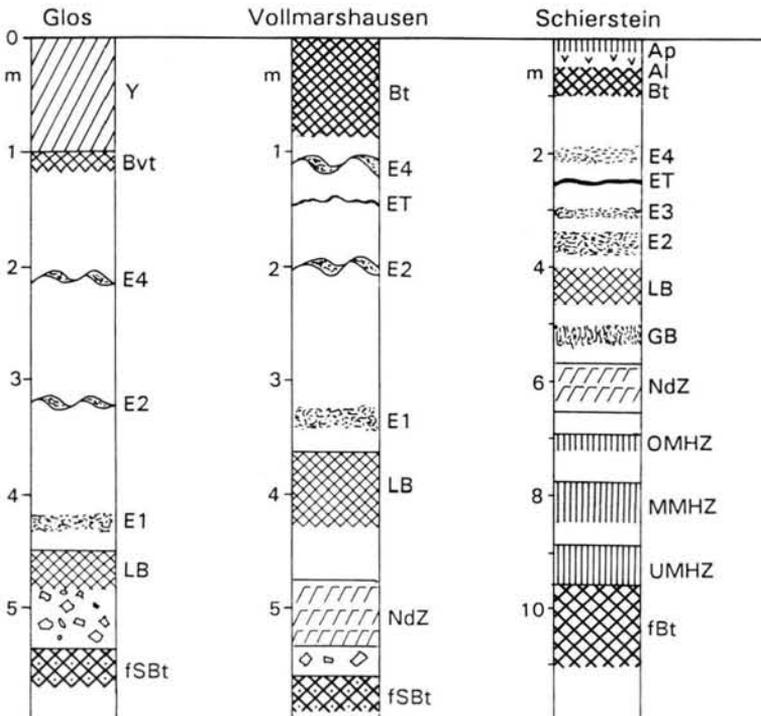


Abb. 2: Lößprofile von Glos (bei Lisieux), Vollmarshausen (bei Kassel) und Wiesbaden-Schierstein. E1-E4: Jungwürm-Naßböden; ET: Eltviller Tuff; LB: Lohner Boden; GB: Gräselberger Boden; NdZ: Niedereschbacher Zone, OMHZ, MMHZ und UMHZ: Obere, Mittlere und Untere Mosbacher Humuszone. Bodenhorizonte nach Bodenkundliche Kartieranleitung (1982).

SCHÖNHALS et al. (1964) ab. Sein Alter wird auf ca. 30 ka geschätzt, wofür auch manche Thermolumineszenz-Datierungen sprechen (ZÖLLER & WAGNER 1990: 123).

Der untere Teil des Lohner Bodens enthält zahlreiche Flint-Bruchstücke, die aus der Kreide stammen und mit hellgrauem Lößlehm solifluidal verlagert wurden. Außerdem kommen bis ein Zentimeter große Fe-Mn-Konkretionen vor, die aus einem fossilen SW-Horizont stammen. Die hellgraue Fließerde kappt einen fossilen braunen (7,5 YR 7,7), marmorierten SBt-Horizont aus Lößlehm, der wohl dem letzten Interglazial zuzuordnen ist, eine Einstufung, die der ähnlicher Böden durch LAUTRIDOU (u. a. 1968) entsprechen würde. TL-Datierungen durch WINTLE et al. (1984) und BALESU (1985)

bestätigen diese Einschätzung. Zwischen dem Lohner Boden und dem letztinterglazialen Boden liegt demnach im Profil von Glos eine beträchtliche Diskordanz, das Alt- und Mittelwürm fehlen zum größten Teil. Solche Abtragungsdiskordanzen sind jedoch in vielen Profilen zu finden (SEMME 1968). Sehr oft treten Abtragsphasen auch im frühen Jungwürm auf, so daß es nicht verwunderlich ist, wenn der Lohner Boden relativ selten, die Naßböden im mittleren und späten Jungwürmlöß hingegen viel öfter erhalten blieben. Das trifft auch für das hier beschriebene Profil zu. Sowohl nördlich als auch südlich des angeführten Abschnittes der Abbauwand fehlt der Lohner Boden und der Jungwürmlöß liegt unmittelbar auf dem letztinterglazialen Bodenrest. Ähnlichen Aufbau beobachteten WINTLE et al. (1984) auch im Löß der ehemaligen Ziegelei in Saint-Romain östlich Le Havre.

Schriftenverzeichnis

- BALESCU, S. (1987): A new approach to loess stratigraphy and provenance study: mineralogy and quartz thermoluminescence of loess from Normandy, France. - *Studies in Geography in Hungary*, **20**: 29-41; Budapest.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - *Frankf. geowiss. Arb.*, **D 1**: 296 S.
- & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. - *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 141-147, Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. (1954): Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **4/5**: 83-86, Öhringen.
- FRECHEN, M. (1991): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Mittelrheingebietes. - *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln*, **79**: 137 S.
- GULLENTOPS, F. (1954): Contributions a la chronologie du pléistocène et des formes du relief en Belgique. - *Méms. Inst. Geol. Univ. de Louvain*, **XVIII**: 252 S.
- JUVIGNÉ, E. & WINTLE, A. G. (1988): A New Chronostratigraphy of the Late Weichselian Loess Units in Middle Europe based on Thermoluminescence Dating. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **38**: 94-105, Hannover.
- LAUTRIDOU, J.-P. (1968): Les Formations superficielles de Saint-Romain (Pais de Caux). - *Publ. Faculté Lettres, Sci. Hum., Univ. de Caen*: 199 S.
- (1985): Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. - *Thèse de Doctorat d'Etat. de Caen*: 908 S., Centr. du Geomorph. du CNRS.
- & SOMMÉ, J. (1974): Les loess et les provinces climatosedimentaires du pléistocène supérieur dans le Nord-Ouest de la France. - *Essai de corrélation entre Nord et Normandie*. - *Bull. L'Ass. Franc. pour L'Etude du Quaternaire*, **40-41**: 237-241, Paris.
- MEJS, E., MÜCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, W. (1983): Evidence of the Presence of the Eltviller Tuff layer in Dutch and Belgian Limbourg and the consequences for the Loess Stratigraphy. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **33**: 59-78, Hannover.
- RÖSNER, U. (1990): Die mainfränkische Lößprovinz. - *Erlanger geogr. Arb.*, **51**: 306 S.
- SABELBERG, U. & LÖSCHER, M. (1978): Neue Beobachtungen zur Würmlößstratigraphie südlich Heidelberg. - *Beitr. Quartär- und Landschaftsforsch. (Festschr. J. Fink)*: 473-489, Wien.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199-206, Öhringen.
- SEMME, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 104-108, Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. - *Frankf. geogr. H.*, **45**: 135 S.
- (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. - *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 395-399, Wiesbaden.
- & STÄBLEIN, G. (1971): Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **22**: 23-34, Öhringen.
- WINTLE, A. G., SHACKLETON, N. J. & LAUTRIDOU, J. P. (1984): Thermoluminescence dating of periods of loess deposition and soil formation in Normandy. - *Nature*, **310**: 491-493, Amsterdam.
- ZÖLLER, L. & WAGNER, G. A. (1990): Thermoluminescence Dating of loess - recent developments. - *Quat. Int.*, **7/8**: 119-128, London.

Manuskript eingegangen am 22.09.1994

Zur Quartärgeologie des unteren Wehrtales und zur Frage der Vergletscherung des Dinkelberges in der Rißeiszeit (SW Deutschland)

ALBERT SCHREINER*

Pleistocene, Riß, Würm, fluvial deposits, glaci-fluvial deposits, glacier advance, terraces of High Rhine Valley, SW-Germany

Kurzfassung: Die quartären Ablagerungen im unteren Wehratal werden im wesentlichen als fluviale oder glazi-fluviale Schotter aufgefaßt. Mit Hilfe eines quartärgeologischen Längsschnittes werden die verschiedenen Schotter gegliedert und mit den Schottern des Hochrheintales korreliert. Es sind Schotter von 3 Niederterrassen (Würm), einer Hochterrasse (Riß) und Reste älterer Schotter zu erkennen.

Die im Südteil von Öflingen als Rißmoräne erklärte lehmig-kiesige Schicht wird als Schotterverwitterungslehm auf Niederterrasse umgedeutet.

Bis zu 40 m mächtige Ablagerungen am Ost-Hang des Wehrtales in Wehr werden in der Hauptsache als rißzeitliche Schuttbildung gedeutet.

Die neu aufgeschürfte, 17 m mächtige, früher als Moräne beschriebene Ablagerung in Öflingen erwies sich in den oberen 12 m als glazi-fluvialer Schotter. Eine Blocklage an der Basis könnte eine Moräne des Riß gewesen sein, die ausgespült und etwas umgelagert worden ist.

Meist am Hang abwärts verschleppte Restschotter werden von älteren Schottern hergeleitet.

Überlegungen über die mögliche Größe des Nähr- und Zehrgebietes des Wiese- und Wehragletschers in der Rißeiszeit führen zu der Vorstellung, daß die Gletscher nur in den Tälern einige km aus dem Gebirge hervorgetreten sind. Für eine Gletscherüberdeckung des ganzen Dinkelberges reichte das Nährgebiet nicht aus.

[Quaternary geology of the lower Wehra valley and on the question about the rissian glaciation of the Dinkelberg (SW Germany)]

Abstract: The Quaternary deposits in the lower Wehra valley are considered essentially as fluvial or glaci-fluvial gravel deposits. With the help of a longitudinal valley profile the several gravel deposits were subdivided and correlated with the deposits of the High Rhine Valley. There are recognizable gravel deposits of three Low Terraces (Würmian), one High Terrace (Rissian) and remainders of older gravel deposits.

A bed of gravelly loam, early suggested as a rissian till, is declared as a formation of weathering on a Low Terrace. Deposits of a thickness of to 40 m in the east of Wehr are suggested as a rissian talus slope.

The gravelly deposits in Öflingen in a thickness of 17 m, early suggested as a rissian till, were recently diged up. The upper 12 m turn out to be a fluvial or glaci-fluvial gravel deposit. A boulder bed at the base may had been a rissian till, which was washed out and reworked.

Reflections about the possible dimension of the zone of accumulation and the zone of ablation of the Wehra- and Wiese-Glacier in the Riss Glacial lead to the conception, that the glaciers could advance only some km in the valleys out of the mountains. The zone of accumulation was not so large, that the glaciers could overflow the whole Dinkelberg.

Inhalt

- 1 Einleitung
- 2 Quartärgeologischer Längsschnitt Wehratal-Rheintal
- 3 Niederterrassen
- 4 Hochterrasse (HT)
- 4.1 Wehr/Bandalstraße
- 4.2 Terrassenhaus Stockacker E Wehr
- 4.3 Öflingen (Bahneinschnitt)
- 5 Reste älterer Schotter im Wehratal
- 6 Zur Frage der rißzeitlichen Vergletscherung des Dinkelberges
- 7 Schriftenverzeichnis

1 Einleitung

Das untere Wehratal von Wehr bis zum Hochrhein (s. Abb. 1) bei Brennet ist seit 1892, als SCHMIDT (1892) und STEINMANN (1892) über Ablagerungen bei Öflingen, die sie für Moränen hielten, berichteten, immer wieder Gegenstand quartärgeologischer Untersuchungen gewesen (umfassende Literaturangaben bis 1963 bei PFANNENSTIEL & RAHM 1964). Hervorzuheben ist LUTZ (1958: 93), der aufgrund von geologischen Untersuchungen des Wehra- und Haseltales für seine Dissertation die fraglichen Ablagerungen im Wehratal als fluviale oder glazi-fluviale Bildungen erklärte. Er nahm eine Verbindung der Niederterrassen des Wehrtales mit denen des

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. SCHREINER, Sonnenwiese 15, 79194 Gundelfingen/Wildtal

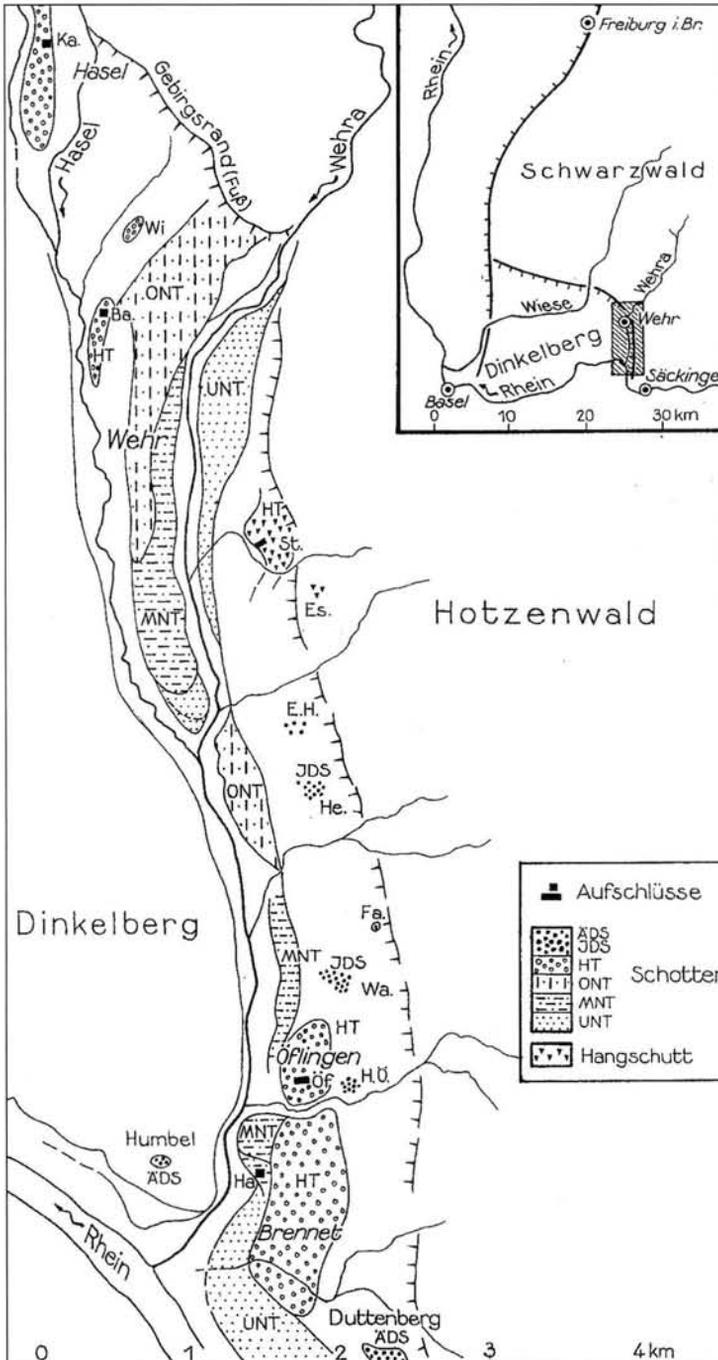


Abb. 1: Unteres Wehratal. UNT, MNT, ONT: Untere-, Mittlere-, Obere Niederterrasse, HT Hochterrasse, JDS Jüngere Deckenschotter, ADS Ältere Deckenschotter
 Ka. Kaumberg, Wi. südl. Wilsbach, Ba. Wehr/Bandolstraße, St. Wehr/Stockacker, Es. Eselwaid, E. H. Enkendorfer Hölzle, He. Hemmet, Fa. Bohrung Faad, Wa. Waldmatt, Öf. Bahneinschnitt Öflingen, H. Ö. Hohlweg E Öflingen, Ha. Öflingen/Hadwigstraße

Fig. 1: The lower Wehra valley.

UNT, MNT, ONT: Lower, middle, upper Low Terrace, HT High Terrace, JDS Younger Cover Gravel, ADS Older Cover Gravel.

Hochrheintales vor. Im Gegensatz dazu bekräftigten PFANNSTIEL & RAHM (1964) die Moränen-Deutung von SCHMIDT (1892). Sie kamen aufgrund von Lesesteinfunden von Fremdschieben zu der Ansicht, daß der ganze Dinkelberg im Riß vom Eis des Wiese- und Wehratalgletschers überdeckt gewesen sei. LESER (1980 u. 1981 a) beschrieb Rißmoränen bei Hasel und ein randglaziales, rißeiszeitliches Sediment bei Wehr. Wenig später legte er (LESER 1981 b) den überraschenden Befund vor, daß in Öflingen-Brennet auf einer Terrasse, die man bis dahin als Niederterrasse ins Würm gestellt hatte, eine Moräne liege. Ihrer Lage nach müsse sie rißeiszeitlich sein, woraus zwingend zu folgern war, daß auch die darunter liegenden Schotter rißeiszeitlich sein müßten und daß die ganze Terrassenstratigraphie des Wehratales zu revidieren sei. Die Vergletscherung des ganzen Dinkelberges hat LESER (1981 b, 1987) jedoch abgelehnt. In den Jahren 1985 bis 1988 wurde das Quartär des unteren Wehratales im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme erneut untersucht. Gleichzeitig wurden durch Studenten des Geologischen Institutes Hamburg unter Prof. Dr. THIEDIG Diplommkartierungen durchgeführt, die von Dr. R. GROSCHOPF und mir betreut wurden. Herrn Dr. GROSCHOPF danke ich für die Bestimmung von Gesteinen des Grundgebirges und für die Vorbereitung der Baggererschürfung in Öflingen.

2 Quartärgeologischer Längsschnitt Wehratal-Rheintal

Auf die abwechslungsreiche Geschichte der Gliederung der Wehratalterrassen, die von LESER (1981 b) behandelt wurde, wird hier nicht noch einmal eingegangen. Statt dessen wird ein von

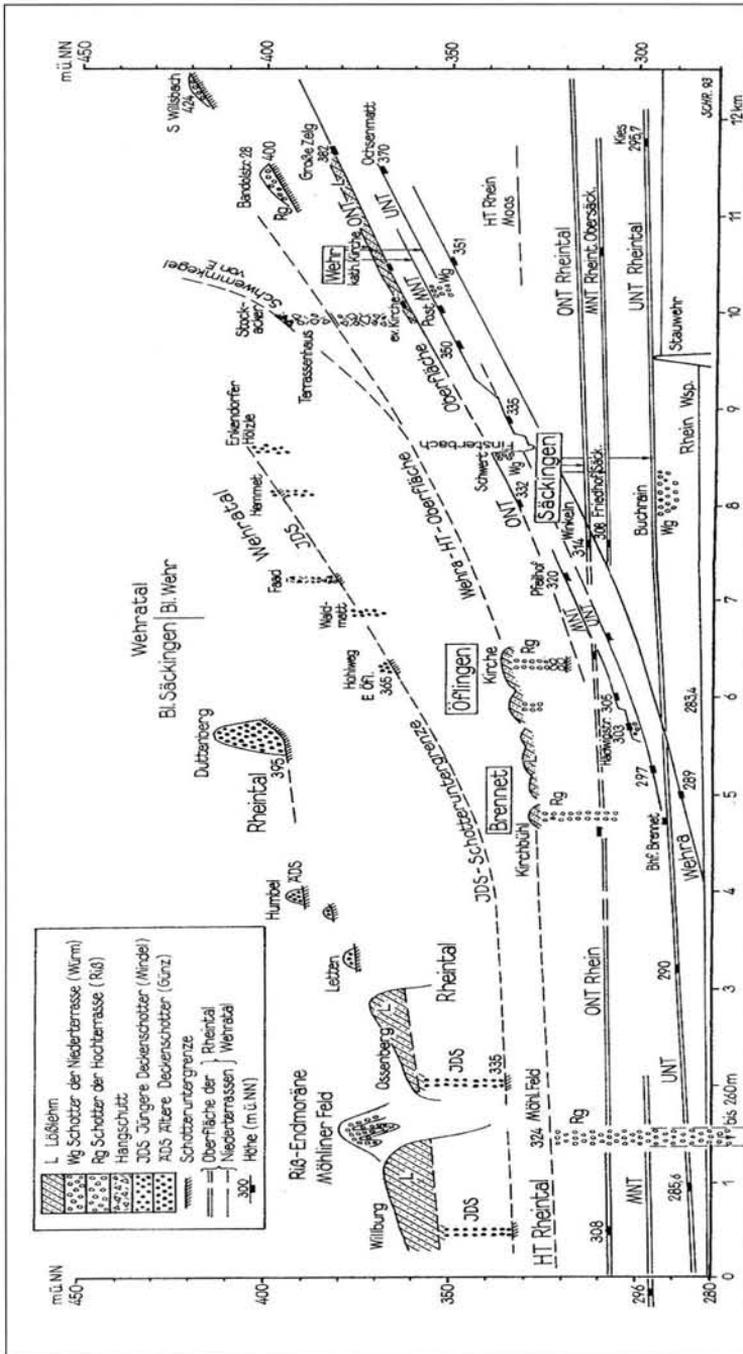


Abb. 2: Quartärgeologischer Längsschnitt unteres Wehratal und Hochrheintal, 25 x überhöht. ADS und JDS im Hochrheintal nach VERDERBER 1992: Taf. 1. Für die ADS und JDS wurden die Gefällslinien der Schotteruntergrenze dargestellt, für alle jüngeren Schotter die Schotteroberfläche. Ht Hochterrasse, ONT, MNT, UNT Obere, Mittlere, Untere Niederterrasse

Fig. 2: Longitudinal profile of the lower Wehra valley and the High Rhine valley. 25 x super-elevated. ADS and JDS in the High Rhine valley according to VERDERBER (1992, Taf. 1).

For the ADS and the JDS was depicted the line of the gravel base, for all the younger gravel beds the surface of the gravel beds.

früheren Darstellungen unabhängig entwickelter Tal-Längsschnitt vorgelegt (Abb. 2). Tal-Längsschnitte, bei denen die verschiedenen Schottervorkommen auf eine in der Talmitte verlaufende Konstruktionslinie projiziert und nach ihrer Höhenlage und Entfernung aufgetragen werden, sind ein altes, aber unverzichtbares Mittel für die Korrelation von Schottern und Terrassen. In Abbildung 2 wurden die Längsschnitte des Wehra- und des Rheintales in eine Ebene gezeichnet, wodurch sich die Möglichkeit der gegenseitigen Verbindung ergab. Ausgangspunkt für Höhenmessungen mit dem großen Thombarometer und für die Kontrolle nach den Messungen war der Höhenbolzen am Bahnhof Brennet (293,56 m über NN).

Die Konstruktion von Tal-Längsschnitten hat ihre Unsicherheiten, weshalb es nicht angeht, über geringe Höhendifferenzen von ± 2 m zu streiten. Es steht aber außer Zweifel, daß die Hochterrasse mit ihrer um fast 20 m höheren Lage von den Niederterrassen sowohl im Wehratal als auch im Rheintal zu trennen ist (Abb. 2).

Auf die rein stratigraphische Frage, inwieweit es noch richtig ist, die Hochterrassenschotter ins Riß und die Jüngeren Deckenschotter ins Mindel zu stellen, wird hier nicht eingegangen (vgl. BLUDAU, GROSCHOPF & SCHREINER 1994). Es wird nach der im Alpenvorland im allgemeinen bewährten und erweiterten Gliederung von PENCK & BRÜCKNER (1909) verfahren.

3 Niederterrassen

Über den Flußlinien des Rheins und der Wehra folgen in Abbildung 2 zunächst die Niederterrassen, die nach GRAUL (1962) in 3 Gruppen zusammengefaßt werden können. Die Einzeichnung der Niederterrassen des

Rheins folgt dem Niederterrassen-Längsschnitt von GRAUL (1962).

Obere Niederterrasse (ONT)

Im Wehratal ist die ONT von der Großen Zelig im Norden von Wehr bis zur evangelischen Kirche in Wehr (1,8 km weiter südlich) mit 10‰ Gefälle durchgehend erhalten. Dann folgt noch ein Stück der ONT beim ehemaligen Gasthaus Schwert. Weiter talabwärts ist die ONT des Wehrtales erodiert. In einer Baugrube in der ONT bei R 17 600, H 77 670 war 1986 2 m grober Schotter mit kantengerundeten und gerundeten Blöcken bis 30 cm ohne Schichtung, aber mit N-fallender Dachziegellagerung aufgeschlossen. Auf dem Schotter liegt 1,5 m brauner Lößlehm, der auch von LESER (1981: 41) beschrieben wurde. Ein Widerspruch zu Niederterrasse ist die Lößdecke auf dem Schotter nicht, da auf Niederterrassen, die relativ früh trocken gefallen sind, durchaus Löß liegen kann (z. B. am Kaiserstuhl, SCHREINER 1958).

Mittlere Niederterrasse (MNT)

In der Stadt Wehr verläuft östlich der ONT eine 6 bis 10 m tiefer liegende Terrasse, die als MNT abgetrennt wird (Abb. 1 u. 2). Südlich des Bahnhofs Wehr nimmt sie fast die ganze Talbreite ein. Am Rathaus in Wehr war 1988 die Terrasse an ihrem Ost-Rand aufgeschlossen: 10 m grober Schotter mit Blöcken bis 25 cm, horizontal geschichtet, sandig, Gerölle gerundet und kantengerundet, nicht verwittert; Verwitterungsschicht abgetragen.

Nach einer Unterbrechung ist die MNT wieder ab dem Pfeilhof nördlich Öflingen (R 18 500, H 74 530) zu erkennen, wenn auch das Gelände durch Überbauung und Planierung z. T. stark verändert worden ist. In Öflingen durchschneidet der Dorfbach die Terrasse, und der Hüttengraben überschüttete sie mit seinem Schwemmkegel.

Im südlichen Öflingen ist die MNT wieder deutlich ausgebildet. Hier liegt auch der Aufschluß Hadwigstraße bei R 18 300, H 72 720, aus dem LESER (1981: 24-41) eine Moräne auf Schotter beschrieben hat. Der Aufschluß, eine aufgelassene Baugrube, war bis 1990 offen und wurde von Kollegen und mir mehrfach besichtigt: 0,6 bis 0,8 m brauner, kiesiger Lehm (obere 0,2 m humos) liegt mit Übergang auf sandigem Kies aus vorwiegend gerundeten Geröllen aus Gneis und Granit.

LESER (1981: 24-34) hat umfangreiche bodenkundliche und sedimentologische Untersuchungen durchgeführt. Dem Ergebnis, wonach die oberen 0,6 bis 0,8 m eine Grundmoräne sein sollen, kann nicht zugestimmt werden. Die Hauptargumente von LESER sind der erhöhte Feinkornanteil in der als Moräne gedeuteten Schicht und die schlechtere Rundung der darin enthaltenen Gerölle. Beide Merkmale er-

klären sich jedoch als Folge der Verwitterung auf der Niederterrasse. Dasselbe gilt für die größere Rauigkeit der Gerölle. Der Fall macht deutlich, daß der bei Terrassenuntersuchungen in der Regel vorrangige geomorphologische Befund des Längsschnitts nicht übergangen werden sollte. Die Darstellung des rißzeitlichen Wehratalgletschers aufgrund der hier abgelehnten Moräne auf einer Niederterrasse im südlichen Öflingen wurde von LESER & METZ (1988: 165-169) wiederholt.

Die MNT beim Aufschluß Hadwigstraße ist gegenüber der Terrasse weiter nördlich um 2 bis 3 m abgetrept. Offensichtlich ist der südliche Teil der MNT mit einer tieferen Teilfläche der MNT des Hochrheintales zu verbinden. Nach GRAUL (1962, Längsschnitt) weist die MNT des Hochrheintales bis zu 3 Teilflächen auf. Im Bereich der Wehrmündung ist die MNT im Hochrheintal erodiert. Bei Säckingen und Rheinfelden ist sie jedoch in großen Flächen erhalten.

Untere Niederterrasse (UNT)

In Wehr werden die Terrassenflächen der Ochsenmatt (370 m) und des bebauten Gebietes nordwestlich der Ruine Wehr in 365 m Höhe als UNT angesehen. Sie liegen etwa 5 m tiefer als die MNT. Über einen Rest der UNT bei der Hasel-Einmündung gelangt man zu der Wehratalterrasse östlich der Fabrik Brennet in 297 m Höhe, die mit der UNT des Hochrheintales am Bahnhof Brennet (294 m, GRAUL 1962) zu verbinden ist.

4 Hochterrasse (HT)

Etwa 20 m höher als die ONT liegen im Wehratal Reste einer Terrasse, die von allen Bearbeitern als rißzeitliche Bildung angesehen wird. Sie wird wie von ERB (1936) und LUTZ (1958) als Hochterrasse (HT) bezeichnet. Bei den im folgenden beschriebenen Aufschlüssen geht es um die Frage, ob die Ablagerungen der Terrasse durch Gletscher oder durch Schmelzwasser, also glazial oder fluvial gebildet worden sind.

4.1 Wehr/Bandalstraße

Am Nordwest-Rand der Stadt Wehr zieht sich zwischen dem Wehra- und Haseltal ein nur 100 m breiter Riedel aus Oberem Muschelkalk von Süden nach Norden. Auf dem Kalkstein liegt eine Decke aus sandigem Lehm mit einzelnen Geröllen, die 1993 bei R 17 270, H 78 300 in einer Baugrube aufgeschlossen war (Bandalstraße 28):

- 1) Obere 0,5 m abgetragen.
- 2) 1, 5 m Grus aus zersetztem Gneis und Granit, hellrot bis braun, stark sandig-lehmig, mit Geröllen bis

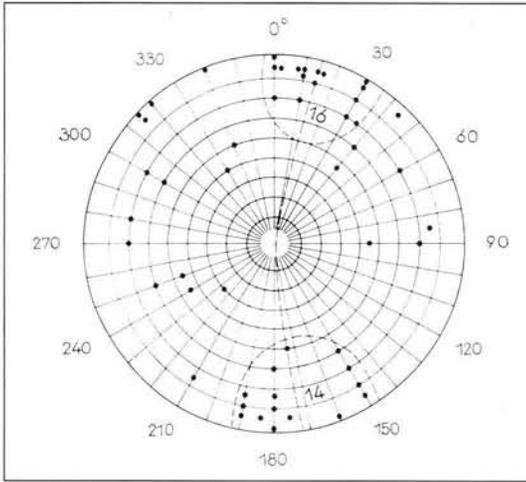


Abb. 3: Längsachseneinregelung von Geröllen, Baugrube Wehr/Bandolstraße 28, 51 Messungen, zwei Häufigkeitsfelder mit 16 und 14 Punkten bei 0° und 170° weisen auf Quereinregelung und fluvialen Transport von E oder W hin.

Fig. 3: Long axis orientation of pebbles.

Excavation in Wehr, Bandolstr. 28, 51 measurements. Two fields of accumulation with 16 and 14 points by 10° and 170° shows cross orientation and therefore fluvial deposition from E or W.

25 cm. Gerölle aus Gneis und Granit stark zersetzt, so daß sie beim Herauslösen aus der Wand zerfallen, viele sind vergrust und nur als Geröllmüß zu erkennen; erhalten sind quarzitischer Buntsandstein, bis 25 cm, Porphyre, Quarze, 1 Karneol (20 cm). Die Gerölle sind meist gerundet, Rundungsgrad $R^\circ = 276$; fluvial, Schichtung nicht erkennbar. Schicht 2 gehört zum oberflächennahen Verwitterungsbereich.

3) 0,5 - 1 m wie oben, mehr Gerölle erhalten.

4) im Aushub Kalksteine des Oberen Muschelkalkes, Grenze nicht aufgeschlossen.

Schicht 2 und 3 können durch ihre grusig-lehmige Ausbildung zunächst den Eindruck einer Moräne hervorrufen. Bei genauerer Untersuchung, besonders beim Erkennen der Umrissvergrüster Gerölle und durch die Rundungsanalyse, wird jedoch deutlich, daß eine Geröllablagerung, ein fluvialer Schotter vorlag. Auch die Längsachseneinregelung länglicher Gerölle weist auf fluviale Ablagerung hin (Abb. 3). Die Gerölle aus Buntsandstein (etwa 3 %) sind aus der Gegend von Hasel herzuleiten, wo heute noch Buntsandstein am Welschberg und Füllsberg 1 bis 2 km nordwestlich Hasel ansteht (LUTZ 1958, 1964: Geol. Karte).

In Abbildung 2 ist das Vorkommen Bandolstraße mit der Höhe 400 m eingetragen. Es fällt, wie auch die geringmächtige Decke aus vergrustem Schotter auf dem Höhenrücken südlich Willsbach (424 m in Abb.

2) in den Höhenbereich der Wehra-Hochterrasse. Dasselbe gilt auch für den Kaumberg westlich Hasel (außerhalb Abb. 2), der 1988 an seinem Ost-Hang durch eine Baugrube aufgeschlossen war (R 17 000, H 80 340): 6 m braunroter vergrüster Schotter ähnlich wie in der Bandolstraße. Eine in den Schotter eingelagerte Schicht aus verschwemmtem Keuper ist nach Norden abgehogen, was mit Einsenkung in eine benachbarte Doline zu erklären ist.

Die von LESER (1980: 62) als Reißmoräne gedeutete Ablagerung aus grusigem Lehm mit kantengerundeten Geschieben liegt in der Talmulde von Hasel östlich des Kaumberges etwa 15 m tiefer als der oben erwähnte Aufschluß am Kaumberg. Es drängt sich die Frage auf, ob die Ablagerung im Kaumberg und in der Talmulde gleichaltrig sind, oder ob die Ablagerung in der Talmulde vielleicht eine würmkaltzeitliche Fließerde ist.

LESER (1980: 63) erklärte einen weiteren Aufschluß (seine Nr. 0317), der auf dem Rücken des Kaumberges gelegen haben dürfte, ebenfalls als Reißmoräne. Demnach ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß auf dem nördlichen Kaumberg HT-Schotter von Moräne überdeckt worden ist.

Ansonsten können nach den beschriebenen Beobachtungen am Kaumberg und in Wehr/Bandolstraße die Ausführungen von ERB (1936: 31) bestätigt werden. Er betrachtete die Ablagerungen südlich Hasel ebenfalls als stark verwitterte HT-Schotter und lehnte Moräne ab, die ERDMANNSDÖRFER (1903: 190) vom Kaumberg, Hummelberg und von südlich Willsbach angegeben hatte.

4.2 Terrassenhaus am Stockacker, östlich Wehr

Am Ostrand von Wehr war 1985 der Westhang des Stockacker in 30 bis 40 m Höhe für den Bau eines Terrassenhauses und anderer Häuser aufgeschlossen (R 18 300, H 77 970). Aus 2 Baugruben kann folgender Aufbau zusammengesetzt werden:

- 1) 2 - 3 m Lößlehm, braungelb, mit einzelnen Steinchen (z. T. Fließerde)
- 2) 15 m Steine und Blöcke bis 1 m, meist kantig, z. T. schwach kantengerundet, meist Cordieritgneis, Ganggranite und Albtalgranit, mit reichlich Grus und Lehm, braun; nicht fest gelagert; eine Längsachseneinmessung in 5 m Tiefe ergab eine vorherrschende Richtung von 240°, was dem Hanggefälle entspricht.
- 3) 0,5 m Zwischenschicht aus leicht nach SW geneigten Lagen aus umgelagertem Keuperon, rot und graugrün, mit 0,3 m-Verwerfung (Hangabsetzung)
- 4) 15 m wie Schicht 2
- 5) 2 m Kalkstein, Oberer Muschelkalk

Die Oberen Lagen von Schicht 2 sind aufgrund der gemessenen Einregelung als Fließerde zu deuten,

die wahrscheinlich in der Riße-, vielleicht auch in der Würm-Kaltzeit hangabwärts nach Südwesten geflossen ist. Beträchtliche Schuttlieferung vom östlich anschließenden Hang wird durch das Blockfeld angezeigt, das im Wald oberhalb von Stockacker liegt, mit Blöcken bis $3 \times 2 \times 2$ m aus Cordieritgneis und Albtalgranit. Die schlechte Rundung und schlechte Sortierung der Steine in Schicht 2 und 4 hat das Gepräge einer Schuttablagerung, die von dem im Osten 400 m hoch aufsteigenden Steilhang zum Hotzenwald in Form von Schutthalden, Schwemmkegeln und Fließerdeströmen ins Wehratal geschüttet worden ist.

Für eine Grundmoräne ist die Lagerungsdichte der Schuttmasse zu gering. Für eine Moräne, die ein Gletscher durch das Wehratal heruntergebracht hätte, fehlt der Anteil an glazial bearbeiteten, d. h. gut kantengerundeten und geglätteten Geschieben. Gesteine des östlich anschließenden Steilhangs, nämlich Gneise in grober, cordieritführender und feinkörniger Ausbildung, rötliche Ganggranite und Albtalgranit herrschen weitaus vor. Von den für das Wehratal oberhalb von Wehr kennzeichnenden Wiese-Wehratal-Gesteinen wurden bei 2 Geschiebeanalysen mit GROSCHOPF nur 1 - 2 % kantige Steine gefunden (schwarzer, biotitreicher Gneis mit weißen Feldspatblasten). Da nicht auszuschließen ist, daß derartige Gesteine auch in den Gneisen des Hotzenwaldhanges östlich Stockacker enthalten sind, können sie nicht als Beweis für Gletschertransport aus dem Wehratal herangezogen werden.

Es ist jedoch möglich, daß die Schuttmasse von Stockacker gegen eine Gletscherzunge geschüttet wurde, die in der Rißeiszeit im Wehratal lag. So gesehen ist die Bezeichnung „randglaziales Sediment“, die LESER (1981) für eine vergleichbare Bildung in der benachbarten Maierhofstraße gewählt hat, annehmbar.

Auf jeden Fall liegt die Schuttablagerung bei Stockacker in der Höhenlage der Hochterrasse des Wehrtales (Abb. 2). Die erhöhte Mächtigkeit ist durch Überschüttung von Osten her zu erklären.

Die Schicht 3 stammt aus dem Keuper, der nach LUTZ (1964 Taf. 9) östlich der Schuttmasse den Muschelkalk überlagert.

4.3 Öflingen (Bahneinschnitt)

Beim Bau der Bahnlinie am Ostrand von Öflingen sah SCHMIDT (1892) eine 20 bis 30 m mächtige Ablagerung, die er für 2 verschiedenartige Moränen hielt. Im nördlichen Bahneinschnitt beschrieb er eine „Blockmoräne mit kantengerundeten, meist polierten und geschrammten Blöcken in gelbem Lehm“. Wie die photographischen Abbildungen, die PFAN-

NENSTIEL & RAHM (1966, Taf. 10) wiedergaben, zeigen, waren die Wände 1892, wie es bei solchen Aufschlüssen üblich ist, stark verschüttet. Zur Klärung wurde der Bahneinschnitt nordöstlich der Kirche von Öflingen 1986 und 1987 erneut aufgedigelt (s. Abb. 4). In den oberen 12 m des Einschnittes legte R. LAFREZ aus Hamburg von Hand einen Graben an, wofür ihm besonderer Dank gebührt. Die unteren 5 m wurden mit einem Bagger aufgeschlossen. Die Vorbereitung der Baggerschürfung hat Dr. R. GROSCHOPF in dankenswerter Weise übernommen. Das Geologische Landesamt hat die Kosten für die Baggerung erstattet. Die sedimentologischen Feinheiten waren erst nach vorsichtigem Freilegen mit der Hand zu erkennen.

Bahneinschnitt Öflingen,
Aufschluß 1986-87, R 18 550, H 73 350 (Abb. 4):

- | | |
|------------------|--|
| 1) 0-2 m | Handbohrung auf der Verebnung 100 m östlich des Bahneinschnitts: Lößlehm gelbbraun, unten lehmig verwitterter Kies, rotbraun (Würm-Löß auf Kiesverwitterungslehm) |
| 2) 0-0,5 m | Aufgrabung Bahneinschnitt: Kies u. Lehm, rotbraun, Gerölle bis 3 cm, Kiesverwitterungslehm |
| 3) 0,5 - 10,5 m | Kies u. Sand, grau-bunt, locker, horizontal geschichtet, Gerölle oben 3 cm, unten 6 cm und Blöcke bis 20 cm (Schotter, Riß) |
| 4) 10,5 - 11,5 m | Blöcke u. Kies, bis 40 cm, mit Hohlräumen |
| 5) 11,5 - 15,5 m | Kies u. Blöcke bis 40 cm, wenig Sand, locker |
| 6) 15,5 - 17 m | Blocklage, Blöcke bis 60 cm, mit Grobkies, Feinkies u. Sand fehlen! locker, Hohlräume unten mit graugelbem, feingeschichtetem, siltig-feinsandigem Ton belegt = Tonbeläge in Abb. 4 (Schlämmanalysen durchgeführt) |
| 7) 17 - 18 m | Tonstein, rot u. grün, aufgeweicht (Keuper) |

Deutung zum Aufschluß Öflingen

Die oberen 15 m sind ein fluvial oder glazifluvial abgelagerter Schotter, in dem die Abnahme der Korngröße nach oben auf abnehmende Fließgeschwindigkeit hinweist. Der Rundungsgrad nimmt nach unten ab. Das Auftreten kantiger und viel kantengerundeter Gerölle in 8 bis 16 m Tiefe deutet auf Zufuhr von Hangschutt hin (vgl. Wehr/Stockacker).

Bei der petrographischen Geröllzusammensetzung fällt auf, daß Albtalgranit, der in Wehr/Stockacker reichlich vertreten ist, selten vorkommt; in der Blocklage fehlt Albtalgranit. Gerölle alpiner Herkunft sind von älteren, wahrscheinlich altpleistozänen Schottern, die am Hang östlich Öflingen noch in

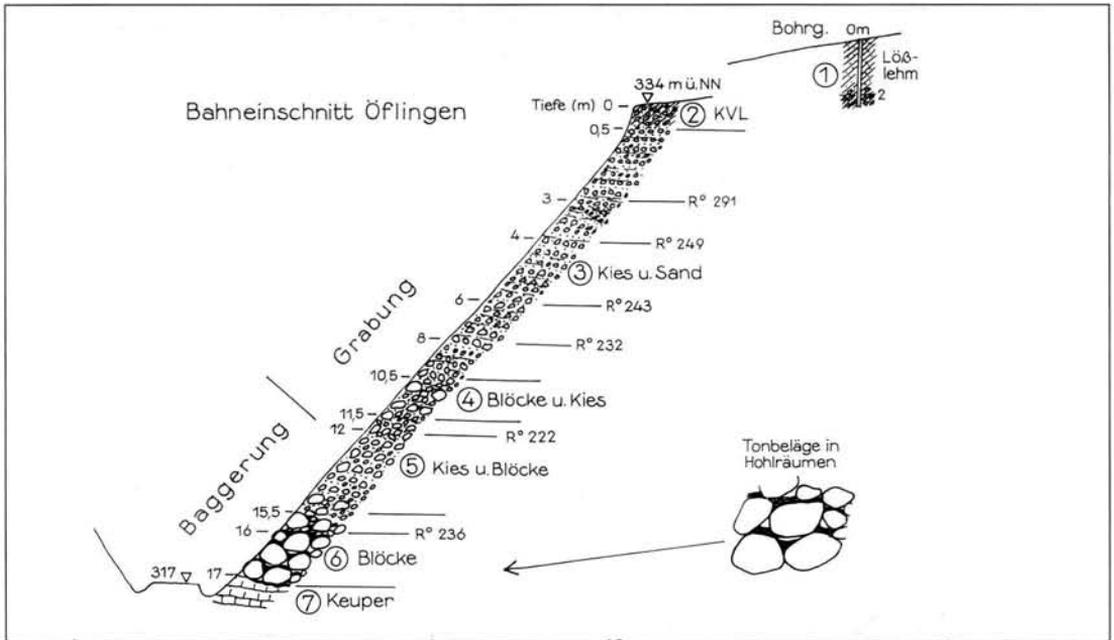


Abb. 4: Bahneinschnitt Öflingen, Grabung 1986-87. KVL Kiesverwitterungslehm, R° Rundungsgrad, 1-7 Schichten.
Fig. 4: Railway cut in Öflingen. Excavation 1986-87. KVL weathered gravel, R° roundness grade, 1-7 beds.

geringen Resten vorkommen, herzuführen. Es ist bemerkenswert, daß der größte Anteil an alpinen Geröllen in 10 m Tiefe mit dem größten Anteil an kantigen Geröllen zusammenfällt; beides zeigt Zufuhr vom Hang im Osten an.

Die Blocklage (Schicht 6) kann zunächst den Anschein von Moränen erwecken. Die meist gerundete Form der Blöcke, die Hohlräume zwischen den Blöcken und das Fehlen von sandig-kiesigem Silt zwischen den Blöcken sprechen jedoch gegen Moräne. Die teilweise Füllung der Hohlräume mit feingeschichtetem, weichem, siltigem Ton ist etwas ganz anderes. Der Schwermineralanteil des Tones enthält nach Untersuchung von MAUS 67% Epidot, wonach Lößbeteiligung wahrscheinlich ist. Vermutlich handelt es sich um eine Einspülung nach Ablagerung des Schotter.

Die Rundung des Grobkieses in der Blocklage liegt im Bereich der Rundung glazifluvialer Schotter aus dem Schwarzwald-Grundgebirge, wie die Vergleichsproben in Tab. 1 zeigen, im Gegensatz zu der Vergleichsprobe aus einer Moräne bei Neustadt mit wesentlich kleinerem Rundungsgrad.

Geschrammte Blöcke, wie sie SCHMIDT (1892) angibt, wurden nicht gefunden. Dazu ist zu bemerken, daß Schrammen und Kritzer auch durch andere Vorgänge als Gletschertransport entstehen können (Kritzung beim Transport von Blöcken in Eisschollen [SCHREINER 1992: 54], tektonische Schrammung). So wie die Blocklage in dem Baggerschurf von 1987 vorlag, fehlen ihr die für eine Moräne notwendigen

Merkmale: Glaziale Form der Geschiebe und Blöcke, feste Lagerung, Korngrößengemisch aus Ton, Silt, Sand, Kies und Blöcken. Auch die von SCHMIDT (1892) beschriebenen und von PFANNSTIEL & RAHM (1964: 221) wiederholte und betonte Stauchung von Keuperschichten und von Blocklehm, die taschenförmig zwischen die Schichten des Muschelkalks eindringen, sind kein eindeutiger Beweis für die Anwesenheit eines Gletschers. Derartige Bildungen können bei aufgeweichtem Keuper-Tonstein und -Lehm unter Sedimentbelastung auch ohne Gletschereinwirkung entstehen. Könnten die Blöcke so wie in Wehr/Stockacker in Schutzströmen von dem Steilhang des Hotzenwaldes herabgekommen und bis ins Wehratal gelangt sein? Dagegen spricht ihre relativ gute Rundung, wie der Vergleich mit Wehr/Stockacker zeigt, wo die Blöcke kantig und schwach kantengerundet sind.

Rein fluvialer Transport ist für die Öflinger Blocklage unwahrscheinlich, da Blöcke von 60 cm nur unter besonderen Umständen, z. B. in Stromschnellen und Wasserfällen transportiert werden. Völlig auszuschließen ist der fluviale Transport indes nicht.

Es ist daran zu denken, daß die Blöcke der Öflinger Blocklage aus einer im Wehratal liegenden Reiß-Moräne durch Schmelzwasser ausgewaschen worden sind, wobei die durch Gletschertransport schon kantengerundeten Blöcke noch etwas weiter gerollt und gerundet worden sind. Die Wasserführung müßte so stark gewesen sein, daß Sand, Fein- und Mittelkies weggeschwemmt wurden. Nur Grobkies

Tab. 1: Geröllzusammensetzung (in % der Geröllsumme) und Geröllrundung, Geröll-Ø meist 1,5 - 4 cm. Methode der Rundungsanalyse nach REICHELT (1961) und SCHREINER (1992: 136).

Table 1: Pebble composition and pebble roundness (in % of the pebble sum), Pebble Ø most 1,5 - 4 cm. Method of roundness analysis by REICHELT (1961) and SCHREINER (1992: 136).

	Bahneinschnitt Öflingen fluvialer Schotter				zum Vergleich		
	4 m	8 m	10 m	Gerölle in der Blocklage 16 m Ø 2-10 cm	fl. Schotter ONT nördl. Öfl.	Kiesgr. Schotter	Moräne Kappel/Neustadt Moräne
Gesteinsart/Tiefe	4 m	8 m	10 m	16 m Ø 2-10 cm	ONT nördl. Öfl.	Kiesgr. Schotter	Moräne Kappel/Neustadt Moräne
Gneise	27	61	68	72	51	Gerölle bzw. Geschiebe aus Gneis und Granit	
Amphibolit	3	1	0	0	2		
Granit, fein	20	4	7	10	5		
Albtalgranit	0	4	1	0	5		
Syenit Wehratal	28	18	11	4	20		
Diatexit Wehratal	11	6	4	5	13		
Porphyre	7	2	1	7	2		
Quarze	4	1	7	2	4		
Rotliegendes	0	3	1	2	0		
alpine Gesteine über 100%							
Quarzit (z. T. Btsdst.)	0	3	6	4	0		
Hornstein	0	2	4	0	0		
Kalksandstein entkalkt	0	2	8	0	0		
Rundung der Gneisgerölle							
gut gerundet	0	0	1	1	3	0	0
gerundet	49	38	36	34	60	29	11
kantengerundet	51	56	57	65	37	65	54
kantig	0	6	6	0	0	6	35
Rundung R°	249	232	222	236	266	223	176

Schwarzwaldgrundgebirge 100% nach METZ & REIN 1967

alpine Gesteine über 100%

Rundung der Gneisgerölle

und Blöcke blieben liegen. Die Deutung der Blocklage als ausgewaschene und wenig weitertransportierte Moräne würde besagen, daß der Wehratalgletscher in der Rißeiszeit vom Gebirgsrand nordöstlich Wehr einige km talabwärts, vielleicht bis nach Öflingen geflossen ist und dort eine blockreiche Moräne abgelagert hat. Die aus der Moräne durch Auswaschung und Umlagerung hervorgegangene Blocklage wurde dann glazifluvial überschottert.

Der von PFANNENSTIEL (1969: 32) beschriebene Aufschluß dürfte der Öflinger Blocklage entsprechen. Der Aufschluß liegt am Hangfuß am Übergang zur Niederterrasse (ONT), so daß Überlagerung durch Fließerde und Niederterrassenschotter wahrscheinlich ist.

Von Öflingen setzt sich die Hochterrasse auf der Ost-Seite des Wehratales als 0,5 km breites, lößbedecktes Schotterfeld nach Süden bis zum Kirchbühl bei Brennet fort. Dort überlagern nach LUTZ (1958: 93 und 1964: 108) die Schwarzwaldschotter der Wehra-HT die alpinen Schotter der Rhein-HT.

Die Deckschichten auf der HT wurden durch eine Handbohrung auf einem Hochgebiet zwischen Dolinen östlich Brennet erkundet (R 18 250, H 72 350):

0-0,8 m	Lehm, graubraun, oben humos
0,8 - 4,5 m	Lößlehm, hellbraun, homogen, kalkfrei (Würm-Löß entkalkt)
4,5 - 4,9 m	Lößlehm, braun mit schwarzen Mn-Flecken, kalkfrei
4,9 - 5,0 m	Lehm, rötlich, mit rotem Sand
5,0 - 5,5 m	Lehm, sandig-kiesig, rot, Quarze und Granite, (Kiesverwitterungslehm auf HT)

Abgesehen von der Blocklage in Öflingen, die wahrscheinlich einer ausgewaschenen und umgelagerten Moräne entstammt, kann den Ausführungen von ERB (1976: 31) und LUTZ (1988: 9, 1964: 107) zugestimmt werden, daß es sich bei den Ablagerungen der HT des Wehratales um fluviale und glazifluviale Schotter handelt.

5 Reste älterer Schotter im Wehratal

Am Hang östlich des Wehratales liegen an mehreren Stellen kleine Geröllvorkommen und Geröllstreu. Sie sind in Abbildung 2 eingetragen (Enkendorfer Hölzle bis Hohlweg östlich Öflingen). Es handelt sich um Grundgebirgsgrus, kleine, zersetzte Gerölle aus Granit und Porphy, Buntsandstein und Hornsteine aus dem Mittleren Muschelkalk. Sie sind durch Bodenfließen 10 bis 30 m hangabwärts verschleppt worden.

Sie ordnen sich nach ihrer Höhenlage im Bereich eines Bandes an, das bei Verlängerung talabwärts in den Jüngeren Deckenschotter (= JDS) des Hochrheintales einmündet. Nach bisheriger Auffassung wären es demnach Reste mindelzeitlicher Wehraschotter.

Drei typische Vorkommen sollen kurz beschrieben werden:

Hohlweg östlich Öflingen (R 18 840, H 73 340, Höhe 365 m) z. T. nach BRUHNS (1983: 82) 1,2 m grusig zersetzter Schotter mit Geröllen bis 6 cm, Granite u. ähnliches zersetzt, 60 %; Gneise zersetzt, 30 %; Quarze 2 %; Rotliegend-Arkose 3 %; Buntsandstein 1 %; Hornsteine aus Mittlerem Muschelkalk 2 %; alpine Gerölle (Quarzite, Hornsteine, Sandsteine) 2 %.

Baugrube Waldmatt (R 18 900, H 74 000, Höhe 360 m). Eine bis 0,5 m mächtige Lage aus zersetztem Kies von ähnlicher Zusammensetzung wie oben ist in Fließerde aus Keuperlehm eingelagert und in hangabwärts gezogene Falten gelegt. Einzelne Gerölle liegen noch weiter hangabwärts.

Bohrung Faad (R 19 180, H 74 340, Höhe 395 m), nach SAUER (1956: 404), 2, 2 m mächtiger Schotter aus Granit und Gneis (Gerölle bis 6 cm) liegt unter 5,4 m Hangschutt (Lehm, Steine aus Buntsandstein, Muschelkalk u. Keuper). Unter dem Schotter liegen noch 2 m Hanglehm auf Unterem Muschelkalk. Der Schotter liegt über der Linie der Schotteruntergrenze der JDS (Abb. 2) innerhalb von Hangschutt. Es handelt sich daher um einen primär noch höher liegenden und vielleicht älteren Schotter.

PFANNENSTIEL & RAHM (1964: 218) deuteten einige Vorkommen von „Geschieben“ nordöstlich Öflingen als rißezeitliche Erratika, was nach den beschriebenen Beobachtungen von hangabwärts verschleppten Geröllen aus älteren Schottern sehr zu bezweifeln ist. Das Vorkommen Eselwaid, 1,2 km südöstlich Wehr, das PHILIPP (1910: 333) und PFANNENSTIEL & RAHM (1964: 218) ohne nähere Beschreibung als Moräne angaben, liegt auf einem nach Westen ins Wehratal vorspringenden Sporn zwischen Erosionsrinnen im Norden und Süden. JDS scheidet wegen viel zu hoher Lage (485 m) aus. An der Wand einer ehemaligen, zugewachsenen Grube (Kiesgrube?) bei R 18 830, H 76 550 wurden grusiger Lehm mit angewitterten, z. T. grusigen, kantigen und kantengerundeten Steinen aus Gneis und Granit erschürft. Die Ablagerung ist am ehesten als älterer Hangschutt, vielleicht als Bergrutschmasse zu deuten. Als Beweis für die Höhenlage des rißezeitlichen Wehratalgletschers (PFANNENSTIEL & RAHM 1964: 23) ist das Vorkommen nicht geeignet.

6 Zur Frage der rißezeitlichen Vergletscherung des Dinkelberges

PFANNENSTIEL & RAHM (1964) haben eine ausführliche Veröffentlichung vorgelegt, wonach in der Rißeiszeit die vereinigten Gletscher aus dem Wiese-

und Wehratal einen Vorlandgletscher gebildet haben, der die Weitenauer Vorberge und den ganzen Dinkelberg bis zum Hochrheintal bedeckt haben soll. Als beweisende Leitgeschiebe wurden Lesesteine besonders von Schiefergesteinen der Devon-Kulmzone des Südschwarzwaldes angeben.

Nährgebiet, Zehrgebiet

Es soll nicht die Diskussion fortgesetzt werden, wie weit es sich bei den Geschieben auf dem Dinkelberg um Reste echter Moränen, um Reste fluvialer Schotter oder zum Teil um Kulturschutt handelt. LESER (1980: 68, 1987: 140) hat sich gegen die Dinkelbergvergletscherung geäußert. Er bezeichnete die fraglichen Geschiebe als fluvial gerundete Gerölle, was auch meinen Befunden entspricht.

Es soll im folgenden darauf eingegangen werden, ob es glaziologisch wahrscheinlich ist, daß ein Wiese-Wehra-Vorlandgletscher in der Rißeiszeit den ganzen Dinkelberg überdeckt hat. Es wird zunächst von den von PFANNENSTIEL & RAHM (1964: 254) ermittelten Flächen des Nährgebietes ausgegangen. Bei einer angenommenen Schneegrenze von 700 m Höhe wurde von den genannten Autoren für das ganze Gletschergebiet ein Nährgebiet $N = 295 \text{ km}^2$ planimetriert. Dem steht ein Zehrgebiet, das sich aus Talgletschern und Vorlandgletscher zusammensetzt von $Z = 376 \text{ km}^2$ gegenüber. $N:Z$ verhalten sich also 0,8:1.

Nun haben GROSS, KERSCHNER & PATZELT (1976) an Gletschern der Alpen ermittelt, daß das Verhältnis Nährgebiet:Zehrgebiet in der Regel 2:1 ist. Das Zehrgebiet des von PFANNENSTIEL & RAHM angenommenen Wiese-Wehra-Gletschers wäre demnach um mehr als das 2fache zu groß. Reduziert man es nach dem Verhältnis $N:Z = 2:1$, dann wäre das gesamte Zehrgebiet nur etwa 148 km^2 groß gewesen ($295:147,5 = 2:1$). Die Hochflächen des Dinkelberges und der Weitenauer Vorberge wären dann nicht vom Gletschereis bedeckt gewesen. Die Gletscher hätten sich in den vorhandenen Tälern einige km talabwärts bewegt.

Schneegrenze

Weitere Überlegungen und Berechnungen zur Größe der Gletscherfläche im Vorland hängen ganz wesentlich davon ab, wie hoch in der Rißeiszeit die Schneegrenze am Südwestrand des Schwarzwaldes lag. Für die von PFANNENSTIEL & RAHM (1964: 254) angenommene Schneegrenzhöhe von 700 m fehlen im Südwest-Schwarzwald konkrete Hinweise in Form von Endmoränen. In Südwest-Vorland der Vogesen liegen deutliche rißeiszeitliche Endmoränen bei Lure in 300 m Höhe (RAHM 1967: 260, SERET 1985: 62). Die

Lage der Südwest-Vogesen im Luv der Regen und Schnee bringenden Winde haben hier offensichtlich zu einer starken Depression der regional höher liegenden Schneegrenze geführt. Für den Südwest-Schwarzwald ist eine ähnliche, wegen der östlichen Lage allerdings geringere Schneegrenzendepression anzunehmen.

Für das Würm-Maximum wird für den Südschwarzwald in neueren Arbeiten die regionale Schneegrenze bei 1000 m Höhe angegeben (WEISCHET 1954: 100, HAASE 1966: 20, SCHREINER 1981: 84). (Am Ost-Rand des Feldberggletschergebietes wurde aufgrund deutlicher Würm-Endmoränen in 1100 m Höhe eine Schneegrenze in 1100 bis 1150 m Höhe ermittelt [SCHREINER, 1985: 56, 1986: 229].)

Für die Rißeiszeit wird angegeben, daß die Schneegrenze 100 bis 150 m tiefer gelegen habe als im Würm (BRÜCKNER 1904: 569), was im Südwest-Schwarzwald zu einer regionalen Schneegrenze von 850 bis 900 m führen würde. Nimmt man an, daß für das Einzugsgebiet des Wiese- und Wehragletschers am Südwest-Rand des Schwarzwaldes aufgrund seiner Luvlage eine weitere Depression der Schneegrenze um 100 m anzusetzen ist, kommt man auf eine Schneegrenzhöhe von 750 bis 800 m für das Rißeis-Maximum. Gegenüber der Annahme von 700 m nach PFANNENSTIEL & RAHM (1964: 254) bedeutet die hier angenommene 50 bis 100 m höhere Schneegrenze eine Verkleinerung des Nährgebietes und des Zehrgebietes und damit eine Verkürzung der Talgletscher von Wehra und Wiese im Gebirgsvorland.

Eine weitere Verkleinerung des Nährgebietes ergibt sich daraus, daß im unteren Teil der Täler im Gebirge die Talhänge, die über der Gletscheroberfläche und unter der Schneegrenze liegen, nicht an der Gletscherernährung teilnehmen.

Endergebnis der Überlegungen zur Höhe der Schneegrenze und zur Größe des für die Gletschernährung zählenden Nährgebietes ist die Vermutung, daß die rißeiszeitlichen Gletscher des Wehra- und Wiesetales vom Gebirgsrand aus in ihren Tälern etwa 5 bis 10 km ins Vorland gereicht haben. Im Wehratal wäre das bis zwischen Wehr und Öflingen; im Wiesetal etwa bis Maulburg. Die Deutung der Blocklage von Öflingen als ausgewaschene Moräne erhält durch die Vermutung über die Länge des Gletschers im Wehratal etwas mehr an Wahrscheinlichkeit.

Es ist zu bemerken, daß das von LESER (1987: 142) entwickelte Bild eines rißeiszeitlichen Gletschers im unteren Wehratal dem aufgrund der Blocklage in Öflingen angenommenen Gletscher ähnelt. Die Herleitung des Gletschers nach LESER (1981: 24-41) aufgrund einer vermeintlichen Moräne auf einer Niederterrasse im südlichen Öflingen wird jedoch abgelehnt.

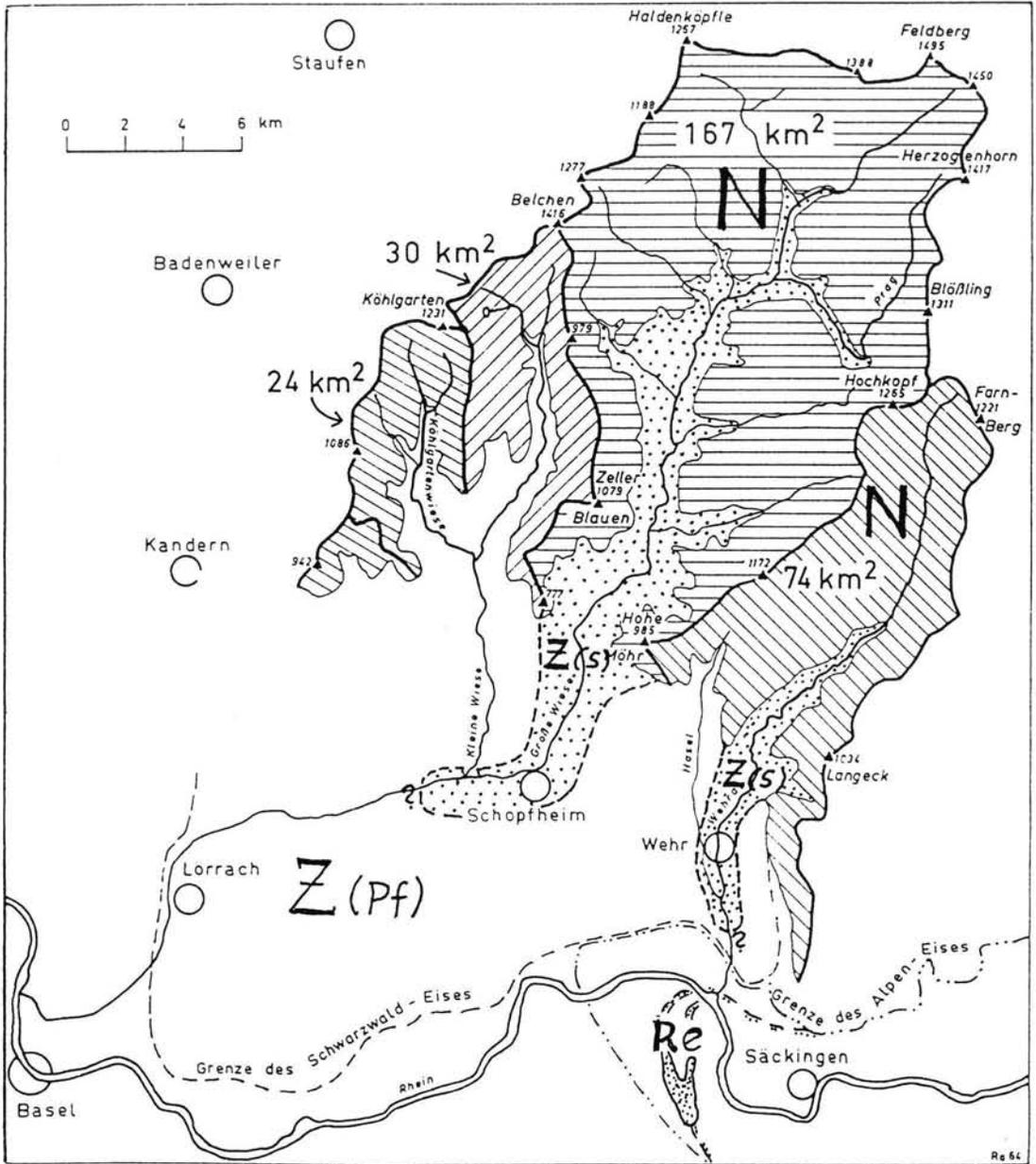


Abb. 5: Nährgebiet (N) und Zehrgebiet (Z) des Wiese- und Wehragletschers in der Rißzeit. Karte 3 von PFANNENSTIEL & RAHM (1964: 255) mit Eintragung der verkleinerten Gletscherzungen. N Nährgebiet bei Schneegrenzhöhe 700 m. Z (Pf) Zehrgebiet nach PFANNENSTIEL & RAHM (1964). Z (s) Zehrgebiet bei N:Z = 2:1. Re Riß-Endmoräne, alpin, bei Möhlin (neu eingetragen).

Fig. 5: Accumulation area (N) and Ablation area (Z) of the Wiese and Wehra glacier in the Riss glacial.

Map 3 of PFANNENSTIEL & RAHM (1964: 255) with insertion of the reduced glacier tongues.

N accumulation area on a snowline of 700 m.

Z (Pf) ablation area by PFANNENSTIEL & RAHM (1964). Z (s) ablation area by N:Z = 2:1. Re Riss endmoraine, alpine, near Möhlin (new insertion).

Der Zusammenschluß des rißeiszeitlichen Wehratalgletschers mit dem alpinen Eis des Hochrheintales im Bereich Möhliner Feld-Wehratalmündung, wie er von KÜHNEN (1984) und von LESER & METZ (1988: 169) dargestellt wurde, ist zu bezweifeln. Es liegen nach den erneuten Untersuchungen keine Befunde vor, nach denen der Wehragletscher bis ans Ende des Wehratales gereicht hat. Außerdem erzwingen der Verlauf der Endmoräne des Möhliner Feldes (Abb. 5) sowie die Spuren von Moränen und die Eisrandgerinne nördlich Säckingen keineswegs, daß das alpine Eis in die Mündung des Wehratales eingedrungen ist. Die sehr spärlichen, durch Erosion im Rißeis und Würm weitgehend beseitigten Ablagerungen der Rißeiszeit weisen darauf hin, daß der Duttenberg eisfrei war und daß der äußerste Rand des alpinen Eises wenig nördlich des Säckinger Bergsees und am Südrand des Duttenberges gelegen hat.

7 Schriftenverzeichnis

- BLUDAU, W., GROSCHOPF, R. & SCHREINER, A. (1994): Ein Rißeis-Interstadial bei Riedmatt am Hochrhein. - Jber. u. Mitt. Oberh. geol. Ver., **76**; Stuttgart.
- BRÜCKNER, E. (1904): Die Eiszeiten in den Alpen. - Geogr. Z. **10**: 569-578; Heidelberg.
- BRUHNS, J. (1983): Geologische Neukartierung des südwestlichen Hotzenwaldes zwischen Säckingen und Wehr. - Dipl. Arb. Univ. Hamburg, 143 S., (masch. schr.).
- ERB, L. (1936): Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem schweizerischen Grenzgebiet. - Mitt. bad. geol. L. A., **11**: 187-220; Freiburg i. Br.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H. (1903): Geologische und petrographische Untersuchungen im Wehratal. - Mitt. bad. geol. L. A., **4**: 145-195; Heidelberg.
- GRAUL, H. (1962): Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. - Teil I: Das Schweizer Mittelland. - Heidelberger geogr. Arb., **9**, 104 S.; Heidelberg.
- GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. (1976): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. - Z. Gletscherkunde u. Glazialgeol., **12**: 223-251; Innsbruck.
- HAASE, E. (1966): Gedanken zur Schneegrenzbestimmungsmethoden aufgrund neuer Schneegrenzbestimmungen im Südschwarzwald. - Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., **56**: 17-22.
- KÜHNEN, H. (1984): Sedimente und Reliefformen auf dem Möhliner Feld. - Regio Basiliensis, **25**: 3-9; Basel.
- LESER, H. (1979): Geomorphologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:25 000. - Blatt 4, 8313 Wehr; Berlin.
- (1980): Zum Problem rißeiszeitlicher Sedimente im Wehratal (Südschwarzwald). - Oberrhein. geol. Abh., **29**: 59-69; Karlsruhe.
 - (1981 a): Ein randglaziales Sediment aus der Rißeiszeit bei Wehr (Südschwarzwald). - Eiszeitalter u. Gegenwart, **31**: 23-36; Hannover.
 - (1981 b): Eine rißeiszeitliche Grundmoränenablagerung in Öflingen-Brennet im Wehratal (Südschwarzwald). - Jh. geol. Landesamt Bad.-Württ., **23**: 15-43; Freiburg i. Br.
 - (1987): Zur Glazialproblematik auf Blatt Freiburg-Süd der Geomorphologischen Karte 1:100 000 der Bundesrepublik Deutschland (GMK 100, Blatt 2). - Eiszeitalter u. Gegenwart, **37**: 139-144; Hannover.
 - & METZ, B. (1988): Vergletscherungen im Hochschwarzwald. - Berliner Geogr. Arb., H. **47**: 155-175; Basel.
- LUTZ, M. (1958): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand. - Diss. masch.-schr., geol. Inst. Freiburg i. Br., 126 S.
- (1964): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwald zwischen Wiesental und Hochrhein. - Oberrhein. geol. Abh. **13**: 75-122; Karlsruhe.
- METZ, R. & REIN, G. (1958): Erläuterungen zur Geologisch-petrographischen Übersichtskarte des Südschwarzwaldes 1:50 000. - 126 S.; Lehr (Schauenburg).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. - 3 Bde. 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PFANNENSTIEL, M. (1969): Grundmoräne des Rißeiszeitlichen Wehragletschers bei Öflingen. - Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. **59**: 31-34; Freiburg i. Br.
- & RAHM, G. (1964): Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesentäler während der Rißeiszeit. - Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br., **54**: 209-278; Freiburg i. Br.
 - & RAHM, G. (1966): Nochmals zur Vergletscherung des Wutachtales während der Rißeiszeit. - Jh. geol. Landesamt Bad.-Württ., **8**: 63-85; Freiburg i. Br.
- RAHM, G. (1967): Die Vergletscherungen des Schwarzwaldes im Vergleich zu denjenigen der Vogesen. - Alemann. Jahrb. **1966/67**: 257-272; Freiburg i. Br.
- REICHELT, G. (1961): Über Schotterformen und Rundungsanalysen als Feldmethode. - Peterm. geogr. Mitt. **1961**: 15-24; Gotha
- PHILIPP, H. (1912): Studien aus dem Gebiet der Granite und umgewandelten Gabbro des Mittleren Wiesentales. - Mitt. bad. geol. Landesanst., **6**: 325-414; Heidelberg
- SALIER, K. (1956): Geologisch bedeutsame Bohrungen und Aufschlüsse im Wehratalbruch (Südbaden). - Mitt. bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz, N. F. **7**: 91-93; Freiburg i. Br.
- SCHMIDT, C. (1892): Mitteilung über Moränen am Ausgang des Wehratales. - Ber. oberrhein. geol. Ver. **1892**: 33-34; Stuttgart.
- SCHREINER, A. (1958): Niederterrasse, Flugsand und Löß am Kaiserstuhl (Südbaden). - Mitt. bad. Landesver. Naturkde. u. Naturschutz, N. F. **7**: 113-125; Freiburg i. Br.
- (1981): In WIMMENAUER, W. & SCHREINER, A.: Erläuterungen zu Blatt Feldberg 8114. - Geol. Karte 1:25 000 Baden-Württemb., Quartär: 67-95; Stuttgart.
 - (1985): In SCHREINER, A. & METZ, B.: Exkursionsführer I, Südschwarzwald und südliches Oberrheingebiet. - Deutsche Quartärverein.: 46-54; Hannover.
 - (1986): Neuere Untersuchungen zur Rißeiszeit im Wutachgebiet (Südostschwarzwald). - Jh. geol. L. A. Baden-Württemb., **28**: 221-244; Freiburg i. Br.
- SERET, G. (1985): Übersetzung v. HEUBERGER, H.: Die eiszeitlichen Vergletscherungen der lothringischen Vogesen und ihre Stratigraphie. - Exkursionsführer II, Deutsche Quartärverein.: 15-96; Hannover.
- STEINMANN, G. (1892): Die Moränen am Ausgang des Wehratales. - Ber. oberrhein. geol. Ver., **1892**: 35-39; Stuttgart.

VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. - Diss., masch.schr. 169 S.; Univers. Freiburg i. Br.

WEISCHET, W. (1954): Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Verei-

sung. - Mitt. Geogr. Ges. München, **39**: 95-115; München.

Manuskript eingegangen am 21.2.1994

Palynostratigraphische Untersuchungen an letztinterglazialen Schieferkohlen von Schweinbrunnen im nördlichen Napfvorland (Schweizerisches Mittelland)

SAMUEL WEGMÜLLER*

Riss/Würm interglacial, vegetation history, paleoclimatic changes, lignite, Swiss Plateau

Kurzfassung: Auf der südwestlich des Städtchens Huttwil (Schweizerisches Mittelland) gelegenen Terrasse von Schweinbrunnen wurde mit einer Rotationskernbohrung ein 11,60 m langes Profil mit Schieferkohleflözen gewonnen und pollenanalytisch untersucht. Dabei wurde ein nahezu vollständiges Interglazial erfaßt, das aufgrund palynostratigraphischer Befunde dem letzten Interglazial (Riss/Würm) zuzuordnen ist. Zwei fragmentarische Sequenzen aus Sedimenten im Hangenden der Schieferkohlen zeigen kurze Ausschnitte aus *Pinus/Picea*-Interstadialen. Die Ablagerung der Schieferkohlen setzte kurz nach dem Beginn der *Abies*-Phase ein und kam am Ende des Interglazials zum Stillstand. Die frühen Phasen des Interglazials waren durch starke Erosions- und Akkumulationsvorgänge gekennzeichnet. Größere Abtragungsvorgänge fanden ebenfalls während der *Abies*-Phase und am Übergang zur nachfolgenden Kaltzeit (Würm) statt.

[Palynostratigraphic investigations on lignites deposited during the last interglacial period in the area situated north of the Napf mountain (Swiss Plateau)]

Abstract: In the lignite area of Schweinbrunnen situated southwest to the small town of Huttwil (Swiss Plateau) a coring was carried out. The 11,60 m long core was studied by means of pollen analysis in order to provide information about the vegetation history, the paleoclimatic changes and the lignite deposition during this period. The pollen sequence covers the vegetation history of a nearly complete interglacial period, which corresponds to the Riss/Würm interglacial. Two fragmentary sequences from sediments above the lignites reveal parts of *Pinus/Picea* interstadials. The deposition of lignites started shortly after the expansion of *Abies* and ceased at the end of the interglacial. The early phases of the last interglacial period were characterized by strong erosion and accumulation. Phases of erosion took also place during the *Abies* period and during the transition from the interglacial to the glacial period.

1 Einleitung

Das zwischen den Bächen Langete und Wigger gelegene nördliche Vorland des Napfmassivs (Schwei-

zerisches Mittelland) blieb nach Ansicht der Geologen während der letzten Eiszeit unvergletschert, was in der glazialmorphologischen Karte „Die Schweiz zur letzten Eiszeit“ von IMHOF (1965: Tafel 6) klar zum Ausdruck kommt. Im NW stieß der würmzeitliche Solothurner Arm des Rhonegletschers bis in die Gegend von Oberbipp, Bannwil und Thunstetten vor, während im NE der Suhrental-Lobus des Aare/Reussgletschers bis in die Gegend von Staffelbach und ins Becken des Wauwilermooses reichte. Den geologischen Sockel des nördlichen Napfvorlandes bilden Schichten der Oberen Meeres- und der Oberen Süßwassermolasse. Das Landschaftsbild ist durch leicht gewellte Plateaurücken und breite Sohlentäler gekennzeichnet. Auf den Plateaus liegt risszeitliche Grundmoräne, deren Böden tief entkalkt sind (MEYER 1949: 204, 205).

Der Umstand, daß dieses Gebiet während der letzten Eiszeit von den Gletschern nicht überfahren worden ist, dürfte mit ein Grund sein, warum hier letztinterglaziale und interstadiale Ablagerungen besser erhalten geblieben sind als im glazialen Bereich.

In der Randtalung des Napfmassivs, die sich von Ramsei über Sumiswald, Weier, Huttwil und Willisau bis Wolhusen erstreckt, finden sich zwischen Huttwil und Zell (Abb. 1) die größten Schieferkohlevorkommen, die bisher im Gebiet der Schweiz festgestellt worden sind. Sie liegen bei der Haltestelle Gondiswil in 618 - 641 m Höhe und steigen in den Talflanken bis auf 660 m Höhe an (GERBER 1923). Die Flöze erreichen im Durchschnitt eine Mächtigkeit von 3,0 - 4,5 m. Sie wurden in den Jahren 1917 - 1920 und dann wiederum von 1940 - 1946 wegen der kriegsbedingten Brennstoffknappheit intensiv abgebaut.

Im Zuge der zweiten Abbauperiode führte LÜDI (1953: 44-67) erstmals pollenanalytische Untersuchungen an einzelnen Flözen durch. Später nahm der Autor der vorliegenden Arbeit die palynostratigraphischen Untersuchungen an den Ligniten erneut auf (WEGMÜLLER 1992). Anhand der Analyse von drei Profilen (Gondiswil-Mühle, Gondiswil-Seilern

* Anschrift des Verfassers: Prof. em. Dr. S. WEGMÜLLER, Zelgli 42, CH-3322 Mattstetten, Schweiz
(früher Systematisch-Geobot. Institut, Universität Bern)

und Beerenmösli) gelang es, drei sehr lange vegetationsgeschichtliche Sequenzen nachzuweisen, die den Zeitraum vom Spätziss über das Riss/Würm-Interglazial und drei Frühwürm-Interstadiale bis zum Mittelwürm umfassen.

Nun wurden bereits während der ersten Abbauperiode (1917 - 1920) zum Zwecke der Abklärung wei-

terer abbauwürdiger Flöze auch im Gebiet von Huttwil - Dürrenroth - Hüserenmoos, das im nordwestlichen Teil dieser Randtalung liegt, Probesondierungen durchgeführt. Dabei zeitigten allerdings nur die im Gebiet von Schweinbrunnen (Abb. 1) ausgeführten Sondierungen größere Lignitvorkommen.

Es lag nun nahe, die palynostratigraphischen Unter-

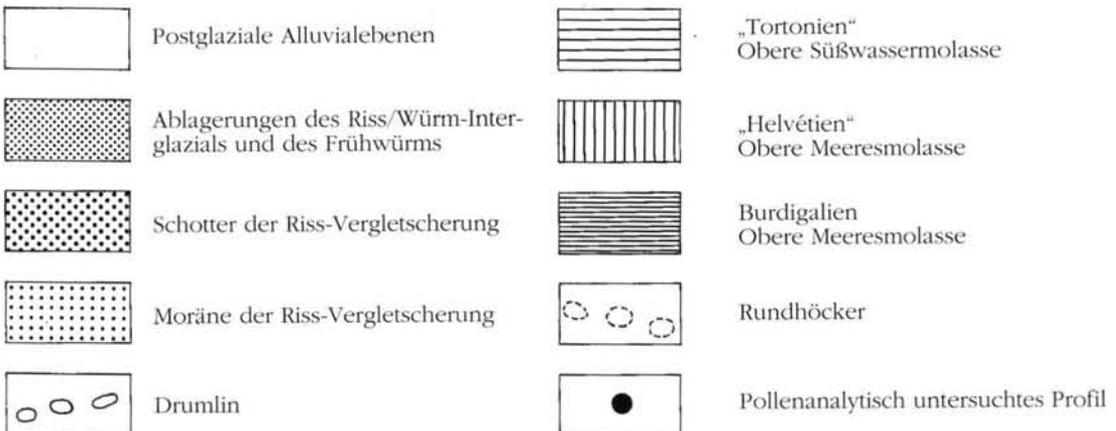
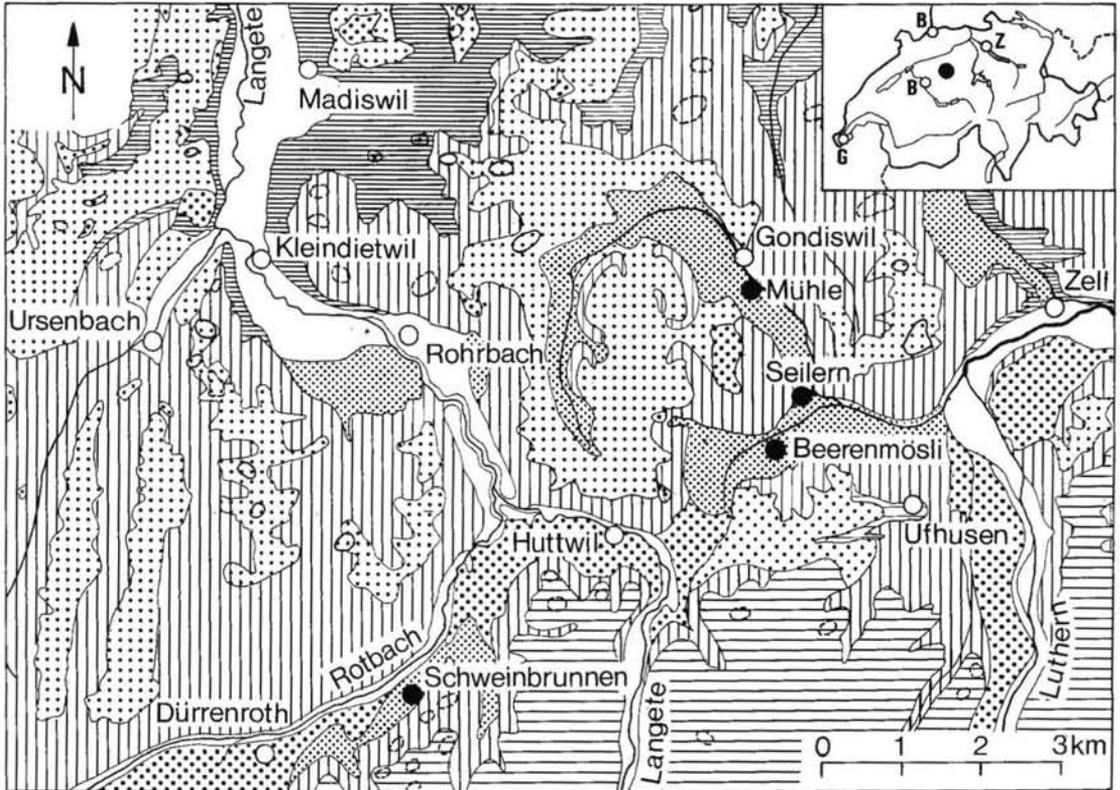


Abb. 1: Geologische Übersicht des nördlichen Napfvorlandes (Schweizerisches Mittelland), nach GERBER & WANNER (1984), leicht verändert.

Fig. 1: Geological map of the region located north of the Napf mountain (Swiss Plateau), after GERBER & WANNER (1984), slightly modified.

suchungen auch auf diese Ablagerungen auszudehnen. Ziel der vorliegenden Untersuchung war, die Biostratigraphie dieser Lignite zu klären und sie zeitlich einzustufen. Ferner stellte sich die Frage, unter welchen paläoklimatischen Bedingungen diese Lignite abgelagert worden sind.

Der Schweizerische Nationalfonds hat die Untersuchungen durch Übernahme der Kosten für die Rotationskernbohrung und die Gewährung einer Teilassistenz für Laborarbeiten unterstützt (NF-Projekt Nr. 3.311-82), was an dieser Stelle bestens verdankt sei. Zu danken ist aber auch Herrn K. Steffen, Landwirt in Schweinbrunnen, der die Erlaubnis gab, auf seinem Grundstück eine Rotationskernbohrung auszuführen. Frau K. Studer, Bern, sei für die sorgfältige Aufbereitung der Sedimentproben ebenfalls bestens gedankt.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Geologie und Glazialmorphologie

Die zwischen Dürrenroth und Huttwil gelegenen Häusergruppen von Schweinbrunnen finden sich auf der sanft geneigten Terrasse am rechten Talhang des Rotbaches, der sich unterhalb Huttwil mit der Langete vereinigt (Abb. 1). Nach den geologischen Karten von GERBER (1923) sowie GERBER & WANNER (1984) liegt Huttwil (642 m) auf einem großen Schotterkörper, der sich vom Rotbach bei Fiechten bis zu der nordöstlich von Huttwil gelegenen Schwelle (Pt. 668.2) erstreckt. Nach Südwesten hin schließen sich großflächig siltig sandige Ablagerungen an, die im Gebiet von Schweinbrunnen in 5 - 7 m Tiefe Kohlenflöze aufweisen. Das weiter westlich gelegene Dorf Dürrenroth (698 m) liegt auf einer höheren Terrasse eines großen Schotterkörpers. Nach der geomorphologischen Karte von HANTKE (1968: 9, Abb. 1) handelt es sich bei den Schottern von Dürrenroth um spätrisszeitliche Hochterrassenschotter. Die tiefer gelegenen Ablagerungen von Schweinbrunnen und Huttwil sollen hingegen dem „Höheren Akkumulationsniveau der Niederterrassenschotter“ entsprechen und dem Frühwürm zuzuordnen sein. GERBER & WANNER (1984) stufen die gesamte Serie der genannten Ablagerungen in die vorletzte Eiszeit (Riss) ein.

Schließlich seien noch die südöstlich von Schweinbrunnen reihenartig angeordneten Molasse-Rundhöcker (Abb. 1) erwähnt, die das Landschaftsbild nachhaltig prägen. In der Gegend von Dürrenroth und Schweinbrunnen liegt die eine Reihe in rund 730 m, die zweite in 786 m Höhe ü. M.; ihre Höhenlage nimmt gegen Osten hin leicht ab. Sie sind gegen Süden durch kleine Sättel vom ansteigenden Napfbergland getrennt. HANTKE (1968: 10) vertritt die Ansicht, daß diese Sattelleihen Überreste alter randglazialer Schmelzwasserrinnen darstellen, die später nach Norden durchbrochen seien.

2.2 Klima

Was die klimatischen Verhältnisse der Gegend von Huttwil - Dürrenroth betrifft, sei auf die zusammenfassende Darstellung über das Napfvorland in WEGMÜLLER (1992: 16-18) verwiesen. Die durchschnittliche Jahrestemperatur des Untersuchungsgebietes dürfte knapp über 7° C liegen. Huttwil (642 m) kommt auf einen durchschnittlichen Jahresniederschlag von 1090 mm, ein Mittel, das auch für das Untersuchungsgebiet zutreffen dürfte. Die Niederschläge verteilen sich über das ganze Jahr, doch zeichnet sich von Mai bis September ein deutlicher Anstieg ab. Die Sommermonate sind daher etwas kühler und humider als in den nördlich gelegenen Gebieten. Im Herbst tritt in den tiefer gelegenen Abschnitten des Langete- und Wiggerntales verbreitet Nebel auf. Demgegenüber sind Lagen oberhalb 600 m häufig nebelfrei und damit thermisch begünstigt, was sich auf die Vegetation günstig auswirkt. Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß das Untersuchungsgebiet eine kühl-feuchte Klimatönung aufweist.

Auf einen besonderen Aspekt des Napfvorlandes sei noch hingewiesen. Im Sommer gehen über der Nordseite des Napfberglandes oft heftige und langanhaltende Gewitter nieder, welche die Bäche Langete und Luthern stark anschwellen lassen. Die Sohlentäler des nördlichen Napfvorlandes mit verhältnismäßig geringem Gefälle vermögen dann die riesigen Wassermassen des großen Einzugsgebietes nicht abzuleiten, so daß es in beiden Tälern immer wieder zu verheerenden Überschwemmungen kommt. Wir erwähnen diesen charakteristischen klimatischen Grundzug des Gebiets insofern auch deshalb, weil das besondere hydrologische Regime im Vorland des Napfmassivs auch in früheren Zeiten durch intensive Erosion und Akkumulation verbunden mit Aufstau wesentlich zur Vernässung, Verlandung und damit auch zur Torfbildung im Bereich der pleistozänen Randtalung des Napfs beigetragen hat.

2.3 Vegetation

Das gesamte Gebiet wird landwirtschaftlich intensiv genutzt (Ackerbau und Viehzucht). Die Wälder sind auf unproduktive Flächen zurückgedrängt worden. Sie finden sich an extrem steilen Hängen, auf den Kuppen der Rundhöcker und dann auch auf stark versauerten staunassen Böden von Terrassen. Auf letzteren stockt großflächig der Peitschenmoos-Fichten-Tannenwald, das Bazzanio-Abietetum. Nach MEYER (1949: 204, 205) tritt diese Waldgesellschaft vor allem auf Böden risszeitlicher Ablagerungen auf. Es handelt sich um sehr produktive Weißtannenwälder, in denen die Buche höchstens im Unterwuchs aufzukommen vermag. Diese Wälder sind durch Ar-

SCHWEINBRUNNEN 663m u. M. Koord. 628600/216175

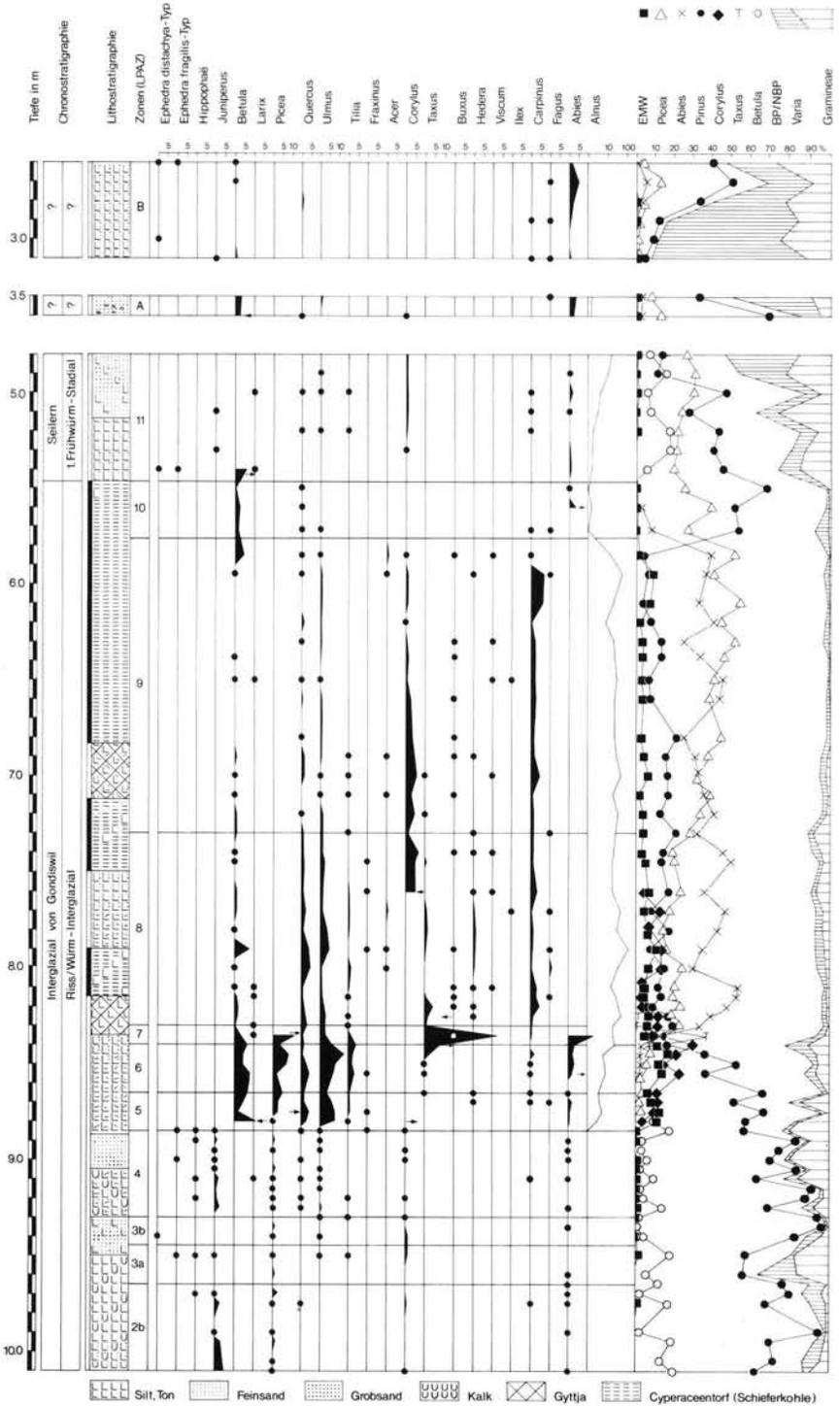


Abb. 2: Pollendiagramm, Vegetationsgeschichtliche Entwicklung und Schieferkohlenablagerung im letzten Interglazial.
 Fig. 2: Pollendiagramm, Vegetation history of the last interglacial period and lignite deposition during this time.

tenarmut und ebenso durch großflächig ausgebildete Torfmoos-Decken gekennzeichnet. Im Untersuchungsgebiet ist diese Waldgesellschaft in dem zwischen Schweinbrunnen und Huttwil gelegenen Huttwilwald ausgebildet, dann aber auch in dem südwestlich von Dürrenroth gelegenen Rotwald. Beide liegen auf großen Terrassen des Rotbachtals. Im Untersuchungsgebiet stocken im weitem auf trockeneren südexponierten Hängen Restbestände des Waldsimen-Buchenwaldes (Luzulo-Fagetum), an nordexponierten Hängen Bestände des Waldhirschen-Buchenwaldes (Milio-Fagetum). In Lagen oberhalb 800 m Höhe sind im Bergland des Napf-Massivs artenreiche Buchen-Tannenwälder (Abieti-Fagetum) verbreitet.

3 Untersuchungsmethoden

3.1 Rotationskernbohrung

Zur Abklärung der Lage der Bohrstelle konnten wir auf der Schweizerischen Geologischen Dokumentationsstelle in Bern Einsicht nehmen in die Bohrpläne der im September 1917 und im Mai 1918 durch G. WEINMANN im Gebiet von Schweinbrunnen vorgenommenen Sondierungen (GERBER 1923: 50). In 9 Bohrungen wurden damals in einer Tiefe von 5 - 7 m Flöze von bis zu 2 m Mächtigkeit festgestellt, die zwischen Sand und Lehm eingebettet waren. Das produktive Areal hat einen Durchmesser von rund 200 m.

Die für die pollenanalytischen Untersuchungen geplante Rotationskernbohrung wurde am 28. Februar 1985 durch die Firma Stump, Bern, ausgeführt. Die Bohrstelle liegt in 663 m Höhe auf der Westseite des Huttwilwaldes. Die Koordinaten lauten: 628'600/216'175 (Schweiz. Landeskarte 1 : 25'000, Blatt 1148 Sumiswald). Die Bohrung wurde bis auf die Tiefe von 11,60 m abgeteufelt. Die erwähnten Schieferkohlenflöze wurden erfaßt, hingegen wurde der Molassefels nicht erreicht. Die Bohrkern (Ø 10 cm) wurden in Kisten verpackt und in die Lageräume der Bernischen Botanischen Institute übergeführt. Hier erfolgte die Probenentnahme.

3.2 Aufbereitung der Sedimentproben und mikroskopische Analyse

Die Aufbereitung der Sedimentproben erfolgte am Systematisch-Geobotanischen Institut der Universität Bern nach der hier gebräuchlichen Methode (HCl, KOH, HF, HCl, Acetolyse, KOH, Glycerin), die in WEGMÜLLER (1992: 30) ausführlich beschrieben ist.

Die mikroskopische Analyse des fossilen Pollens erwies sich insofern als schwierig, als dessen Erhaltungszustand zum Teil schlecht war. Die Sediment-

proben aus den Profilabschnitten 1010 - 1160 cm, 360 - 480 cm, 180 - 260 cm und 0 - 175 cm erwiesen sich als nahezu pollenleer. Sehr pollenarm waren die Proben in 960 cm, 490 cm, 480 cm, 350 cm sowie in 260 - 310 cm Tiefe.

Bei der Analyse wurde angestrebt, pro Probe mindestens 500 Baumpollen auszuzählen. Bei pollenarmen Präparaten wurde diese Summe trotz Auszählung von bis zu 5 Präparaten nicht erreicht. Zur Analyse stand die umfangreiche Vergleichssammlung rezenten Pollens des Instituts zur Verfügung.

Die Bezugssumme zur Berechnung der prozentualen Anteile der einzelnen Taxa umfaßt die Summe der Baum- und Strauchpollen (BP), aber ohne *Alnus*, und des Nichtbaumpollens (NBP) ohne den Pollen der Cyperaceen und der Wasserpflanzen. Die Sporen der Moos- und Farnpflanzen sind ebenfalls nicht in der Bezugssumme enthalten. Die Anteile der ausgeschlossenen Taxa beziehen sich auf die Grundsumme (100 %).

3.3 Diagrammgestaltung (Abb. 2)

An der Wiedergabe eines Hauptdiagrammes wurde grundsätzlich festgehalten. Einmal kann darin das Verhältnis BP/NBP klar zum Ausdruck gebracht werden, zum andern lassen sich Anteile und Kurvenverlauf der einzelnen Baum- und Straucharten vergleichend besser erfassen als bei der Darstellung isolierter Silhouettenkurven. Zur Entlastung des Hauptdiagrammes und aus Gründen der besseren Übersicht wurden Kurven von Baum- und Straucharten mit geringen Werten herausgenommen und im Nebendiagramm aufgeführt. Links des Hauptdiagrammes wurden die Anteile der Baum- und Strauchpollen, rechts jene der Krautpflanzen sowie der Wasser- und Sporenpflanzen dargestellt. Daran anschließend findet sich die graphische Darstellung der Zahlen festgestellter Spaltöffnungen (Stomata) der Koniferen.

Grundsätzlich suchten wir mit zwei Maßstäben auszukommen. Die schwarzen Silhouettenkurven wurden im Maßstab des Hauptdiagrammes gezeichnet. Werte von 0,1 - 0,5 % wurden durch kleine schwarze Kreisflächen dargestellt. Für *Alnus*, die Cyperaceen und auch zum Teil für die Cichorioideae und die monoleten Sporen von Farnpflanzen mußte aus Platzgründen der logarithmische Maßstab verwendet werden. Hier wurden die Werte durch weiße Silhouettenkurven dargestellt.

Das Pollendiagramm wurde in sogenannte „Local Pollen Assemblage Zones“ (LPAZ) unterteilt (CUSHING 1967). Wir brauchen dafür die Abkürzung „Zonen“ (Z) und verstehen darunter Diagrammabschnitte, deren Pollen- und Sporengesamt sich von jenem benachbarter Zonen deutlich abhebt. Da sich die Zonen des Pollendiagrammes von Schweinbrun-

nen mit jenen der drei erwähnten Profile aus dem Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Ufhusen korrelieren lassen, verwenden wir für die im Profil Schweinbrunnen ausgeschiedenen Zonen die gleiche Numerierung, was den Vergleich erleichtert.

4 Ergebnisse

4.1 Lithostratigraphie

Das Profil Schweinbrunnen zeigt folgende Lithostratigraphie:

- 0 - 40 cm Braunerde
- 40 - 65 cm tonhaltige Braunerde
- 65 - 130 cm brauner siltiger Ton mit Rostflecken
- 130 - 140 cm braungrauer siltiger Ton mit Kies, Ø 4 cm
- 140 - 177 cm grauer siltiger Ton
- 177 - 244 cm kompakter, grauer siltiger Ton, feucht
- 244 - 260 cm grauer siltiger Ton mit Kies
- 260 - 330 cm grauer toniger Silt, sandig, mit zersetzten Pflanzenresten
- 330 - 347 cm grauer toniger Sand mit kleinen Kieselsteinen
- 347 - 357 cm rostfarbener Feinsand mit einzelnen Kieselsteinen
- 357 - 455 cm sandiger Kies mit siltigen Zwischenlagen
- 455 - 490 cm ockerfarbener toniger Feinsand
- 490 - 513 cm grauer toniger siltiger Feinsand
- 513 - 546 cm grauer sandiger Silt
- 546 - 683 cm schwarzbrauner Cyperaceen-Torf (Schieferkohle)
- 683 - 712 cm schwarze Tongyttja, leicht sandig
- 712 - 750 cm schwarzbrauner Cyperaceen-Torf (Schieferkohle)
- 750 - 790 cm schwarzgrauer Silt mit Fein- und Grobsand und Resten von Cyperaceen
- 790 - 815 cm Cyperaceen-Torf (Schieferkohle), siltig
- 815 - 835 cm schwarze Tongyttja, leicht siltig
- 835 - 887 cm schwarzbrauner Silt mit viel Detritus, gegen oben sandig
- 887 - 905 cm grauer Fein- und Grobsand
- 905 - 930 cm grauer sandiger Silt, kalkhaltig, mit organischen Resten
- 930 - 950 cm grauer siltiger Fein- und Grobsand
- 950 - 1059 cm hellgrauer kalkhaltiger Silt, von 994 cm Tiefe weg sandig
- 1059 - 1063 cm grauer Sand
- 1063 - 1160 cm gelblicher Silt

Die Schieferkohlen treten im Profil von Schweinbrunnen zwischen 546 cm und 815 cm Tiefe in drei Flözen auf. Diese nehmen nach oben an Mächtigkeit zu. Der Übergang von minerogener zu organogener Ablagerung ist keineswegs abrupt. An der Basis lei-

ten Silte mit reichlich angeschwemmtem organischem Material zu Tongyttja und diese zu den Ligniten über. Scharf begrenzt ist hingegen der Übergang von den Torfen des obersten Flözes zum sandigen Silt in 546 cm Tiefe. Dieser Sedimentwechsel fällt mit einem drastischen Wandel im Aufbau der Vegetationsdecke zusammen.

4.2 Vegetationsgeschichtliche Entwicklung und Biostratigraphie

Das Pollendiagramm kann in Anlehnung an die drei Standarddiagramme aus dem Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Ufhusen in die nachfolgend aufgeführten Zonen (LPAZ) untergliedert werden.

- Abkürzungen:
- | | |
|-----|--|
| BP | Baum- und Strauchpollen |
| NBP | Nichtbaumpollen |
| EMW | Eichenmischwald (<i>Quercus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Fraxinus</i> , <i>Acer</i> und <i>Carpinus</i>) |
| Z | Zone (LPAZ) |

Z 2b: *Pinus-Betula-Juniperus*-Zone (965-1010 cm)

Pinus ist in Ausbreitung begriffen (95 %), *Betula* weist schwankende Werte (2 - 19 %) auf, während *Juniperus* (4 %) rückläufig ist. *Picea* tritt in ersten Spuren auf.

Grenze Z 2b/3a: *Pinus*-Rückgang, Anstieg der Gramineen-Werte.

Z 3a: *Pinus-Betula-NBP*-Zone (945 - 965 cm)

Pinus fällt unter 60 % zurück, bleibt aber dominant, *Betula* erreicht 19 %. Vereinzelt sind Pollenkörner von *Ephedra*, *Hippophaë* und *Juniperus* festzustellen. *Corylus* tritt erstmals stärker hervor. Die NBP verzeichnen eine starke Zunahme, insbesondere die Gramineen (19 %). Das Pollenspektrum aus 960 cm Tiefe ist zufolge der niedrigen Pollenfrequenz wenig aussagekräftig.

Grenze Z 3a/3b: *Pinus*-Anstieg, NBP-Rückgang.

Z 3b: *Pinus-Betula*-Zone (930 - 945 cm)

Erneuter *Pinus*-Anstieg bis zu 98 % bei gleichzeitigem *Betula*-Rückgang auf 1 %. Ferner lassen sich erste Spuren von *Corylus* feststellen.

Grenze Z 3b/4: NBP-Zunahme und Einsetzen der geschlossenen EMW-Kurve.

Z 4: *Pinus-Betula-NBP*-Zone mit EMW (885 - 930 cm)

Pinus bleibt mit stark schwankenden Werten (58 - 94 %) dominant. Der EMW weist erstmals eine geschlossene Kurve auf. Die *Betula*-Werte steigen am

Schluß dieser Phase auf 18 % an. *Juniperus* tritt wiederum stärker in Erscheinung. Bemerkenswert ist ebenfalls das erneute Auftreten des *Ephedra*- und *Hippophaë*-Pollens. Für eine unstabilierte Phase sprechen ebenfalls die stark schwankenden NBP-Werte und das wiederum reichere NBP-Spektrum. Grenze Z 4/5: Anstieg der EMW- und der *Alnus*-Kurve.

Z 5: *Pinus*-EMW-*Corylus*-Zone mit *Alnus*
(865 - 885 cm)

Die EMW-Kurve steigt auf 13 % an, jene von *Corylus* auf 11 %, und auch *Alnus* sowie *Picea* verzeichnen eine Zunahme. Die nach wie vor starke Dominanz von *Pinus* drückt in den Pollenspektren auf die prozentualen Anteile der übrigen Waldbäume. Die Spuren von Arten der kaltzeitlichen Steppe (*Ephedra*, *Hippophaë* und *Juniperus*) setzen aus. Demgegenüber treten Wasserpflanzen (*Potamogeton* und *Typha latifolia*) in Erscheinung.

Grenze Z 5/6: *Pinus*-Rückgang, *Corylus*-Anstieg.

Z 6: *Pinus*-*Corylus*-EMW-*Alnus*-Zone mit *Picea*
(840 - 865 cm)

Während die *Pinus*-Werte kontinuierlich zurückgehen, steigen jene von *Corylus* auf 30 % an. Die EMW-Anteile nehmen bis zu 17 % zu, und auch die Kurven von *Picea* und *Abies* steigen leicht an. Für eine erhebliche Vernässung spricht die Ausbreitung von *Alnus*, der *Cyperaceae*, von *Potamogeton* und der *Sphagna*. Bemerkenswert ist ferner die starke Zunahme der monoleten Farnsporen.

Grenze Z 6/7: Rückgang von *Corylus* und *Pinus*. Anstieg von *Taxus*.

Z 7: *Taxus*-*Abies*-*Corylus*-*Alnus*-Zone
(830 - 840 cm)

Die *Taxus*-Werte steigen auf 37 % an, gleichzeitig gehen die Werte des EMW und von *Corylus* zurück, während jene von *Picea* und insbesondere von *Abies* fortgesetzt zunehmen.

Grenze Z 7/8: Anstieg der *Abies*- und *Picea*-Kurve, Rückgang der *Taxus*-Werte.

Z 8: *Abies*-*Picea*-*Corylus*-*Alnus*-Zone mit *Carpinus*
(730 - 830 cm)

Abies dominiert mit Werten von bis zu 53 % den gesamten Profilabschnitt, *Picea* ist subdominant (15 - 34 %). *Carpinus* setzt mit der *Abies*-Ausbreitung ein, wird aber in den Wäldern nie bestandbildend (4,5 %). Maximale Werte erreicht *Alnus*. Typisch ist ebenfalls der starke Rückgang der NBP-Werte bis 3 %. Das Auftreten des Pollens wärmeliebender Taxa wie *Buxus*, *Hedera*, *Viscum* und *Ilex* spricht für thermisch günstige Verhältnisse.

Grenze Z 8/9: *Picea*-Anstieg zur Dominanz, NBP-Rückgang.

Z 9: *Picea*-*Abies*-*Carpinus*-*Alnus*-Zone
(578 - 730 cm)

Picea dominiert mit Werten von 32 - 54 %, *Abies* ist subdominant, während die Anteile von *Pinus* fortgesetzt zurückgehen. Hervorzuheben ist die verhältnismäßig hohe Zahl der Stomata-Funde der Nadelhölzer. Im oberen Abschnitt der Zone zeichnet sich nochmals eine Ausbreitung von *Carpinus* (7 %) ab. Über die ganze Zone weg ist *Alnus* stark vertreten. Die Anteile von *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* wie auch von *Corylus* gehen auf minimale Werte zurück, ebenso jene der NBP.

Grenze Z 9/10: Anstieg der *Pinus*-Kurve, Rückgang von *Picea*, *Abies*, *Carpinus* und *Alnus*.

Z 10: *Pinus*-*Picea*-Zone
(546 - 578 cm)

Während die *Pinus*-Werte auf 69 % ansteigen (vorangehender Hiatus?), fallen jene von *Picea* auf 26 % zurück. *Betula* setzt erneut mit geschlossener Kurve ein. Im oberen Abschnitt dieser Zone verzeichnen die *Sphagnum*-Werte einen massiven Anstieg.

Grenze Zone 10/11: *Pinus*-Rückgang und Anstieg der NBP-Werte.

Z 11: NBP-*Pinus*-*Picea*-*Betula*-Zone
(480 - 546 cm)

Diese Zone ist durch die kräftige Zunahme der NBP-Werte (53 %) und der Cyperaceen-Anteile gekennzeichnet. Auffallend ist ebenfalls die Ausbreitung der *Sphagna* (Vernässung?) und von *Selaginella* (Auflichtung?). Das NBP-Spektrum ist wiederum reicher geworden, wobei vor allem die Arten der Cichorioideae hervortreten. Bezeichnend ist auch das Wiederauftreten der beiden *Ephedra*-Taxa und von *Hippophaë* sowie von Taxa des kaltzeitlichen Spektrums wie *Artemisia*, *Chenopodiaceae* und *Plantago alpina*.

Betula verzeichnet einen Anstieg auf 19 %, *Picea* weist ziemlich konstante Werte auf, während *Pinus* auf 13 % zurückfällt. Die erneute Ausbreitung von *Alnus* fügt sich nicht in dieses Artengefüge ein und es stellt sich die Frage, ob nicht sekundäre Umlagerung aus der Umgebung vorliegt.

Da die beiden fragmentarischen Sequenzen im Hangenden zur Zeit biostratigraphisch nicht sicher eingestuft werden können, werden sie im folgenden in Abweichung von der Numerierung mit den Abkürzungen Z A und Z B bezeichnet.

Z A: NBP-*Pinus*-*Picea*-Zone
(350 - 360 cm)

Die NBP-Werte steigen in dieser Zone stark an (Cichorioideae!). *Pinus* ist rückläufig. *Betula* ist mit niedrigen Anteilen (3 %) vertreten; in den Spektren finden sich aber auch *Abies*- und *Alnus*-Pollen.

Z B: NBP-*Pinus-Picea*-Zone mit *Abies*
(260 - 310 cm)

Die hohen NBP-Anteile fallen von 92 % auf 30 % zurück. *Pinus* verzeichnet einen Anstieg auf 51 %, *Picea* auf 13 % und *Abies* auf 5 %. Hervorzuheben sind die außerordentlich hohen Anteile der Cichorioideae und der Cyperaceae.

Die Pollensequenzen des Profils Schweinbrunnen zeigen die vegetationsgeschichtliche Entwicklung eines nahezu vollständigen Interglazials auf. Das Diagramm setzt mit einer Phase fortschreitender Bewaldung mit Kiefern und Baumbirken ein (Z 2b). Die Bestände sind aber noch offen, gelangen doch im Becken vorwiegend sandige Silte zur Ablagerung, die aus Einschwemmungen stammen. Auf diese Bewaldungsphase folgt ein klimatisch rückläufiger Abschnitt (Z 3a) mit starker Auflichtung der Kiefernwälder. Die Erosion nimmt zu, und an Stelle von Ton und Silt gelangen am Ende der Phase Fein- und Grobsand zur Ablagerung. Anschließend breiten sich die Kiefernbestände wiederum aus, und es kommt vorübergehend zu einem dichteren Waldschluß (Z 3b). Trotzdem hält die Sandeinschwemmung aus der Umgebung weiter an. Der nachfolgende Zeitabschnitt (Z 4) führt erneut zu sehr instabilen Verhältnissen. Der Kiefernwald lichtet sich wiederum stark, Baumbirken breiten sich phasenweise aus, und auf den offenen Schuttfuren siedeln sich erneut Sträucher und Krautpflanzen des kaltezeitlichen Spektrums an. Andererseits dürften in der weiteren Umgebung verschiedene thermisch anspruchsvollere Laubbäume und Sträucher eingewandert sein. Der gesamte Abschnitt ist durch erhöhte Erosions- und Akkumulationsvorgänge gekennzeichnet, kommt es doch nach einer Phase mit Silt- und Toneinlagerung zu erheblicher Einschwemmung von Grob- und Feinsand.

Der Übergang zum klimatischen Optimum des Interglazials wird im Sediment durch den Wechsel von Sandschichten zu schwarzgrauem Silt mit viel organischem Material angezeigt. Vorerst gelangt der Eichenmischwald (Z 5) zu begrenzter Ausbreitung, darauf folgt eine Hasel-Phase (Z 6). Gleichzeitig beginnen sich Fichte, Weißtanne und dann auch Erlen auszubreiten. Beide Phasen sind aber, ähnlich wie im Profil Gondiswil-Mühle (WEGMÜLLER 1992), durch die weiterhin anhaltende Dominanz der Kiefer überdeckt. Die Hasel-Phase wird sodann von der Eibenphase (Z 7) abgelöst, die zweigeteilt ist. In deren Verlauf setzt sich ein Sedimentwechsel von Silt zu Tongyttja durch. Hierauf breitet sich die Weißtanne (Z 8) kräftig aus, begleitet von der Fichte. Gleichzeitig wandert die Hainbuche ins Gebiet ein, wird aber nicht bestandbildend. Das vermehrte Auftreten von *Buxus*, *Hedera* und *Viscum* spricht für thermisch günstige Verhältnisse. Mit der Ausbreitung der Weißtanne hat sich die Vegetationsdecke soweit ge-

festigt, daß nun die Einschwemmungen aussetzen und es für kürzere Zeit zur Ablagerung von Cyperaceen-Torf (1. Schieferkohlenflöz) kommt. Die kräftige Ausbreitung der Erlen weist auf stärkere Vernässung und Ausweitung der Feuchtgebiete hin, ebenso die Ausbreitung der Wasserpflanzen. Im Verlaufe der Weißtannen-Phase kommt es zufolge verstärkter Einschwemmung siltig sandigen Materials zum Unterbruch der Torfablagerung. Diese Einschwemmung in einer Zeit geschlossener Nadelwälder und konsolidierter Waldböden dürfte auf massiv erhöhten Niederschlagsmengen beruhen. Später setzt die Bildung des zweiten Flözes ein, wobei sich in diesem Abschnitt bereits eine stärkere Ausbreitung der Fichte abzeichnet.

Im Zuge der Abkühlung tritt die Fichte nun stärker hervor (Z 9). In den Weißtannen-Fichten-Wäldern kommt es zum dichten Schluß (minimale NBP-Werte!). Trotzdem zeichnet sich in 683-712 cm Tiefe nochmals ein Unterbruch in der Torfablagerung ab. Im Zuge der Verschlechterung der klimatischen Verhältnisse am Ende des Interglazials gewinnt die Kiefer die Vorherrschaft über die Fichte, während die Weißtanne stark zurückgeht und die wärmeliebenden Laubbäume des EMW weitgehend verschwinden (Z 10).

Die Frühphase der anschließenden Kaltzeit ist gekennzeichnet durch den drastischen Rückgang der Kiefer, das erneute Auftreten der Baumbirken, die Ausbreitung von Krautpflanzen und das Auftreten von Arten des kaltezeitlichen Spektrums (Z 11). Die Torfablagerung (3. Flöz) setzt aus, und es gelangen erneut sandige Silte, später Fein- und Grobsand und schließlich Kies zur Ablagerung.

Die beiden fragmentarischen Sequenzen (A und B) im Hangenden des Interglazials dürften kurze Abschnitte aus Kiefern-Fichten-Interstadialen des Glazials darstellen.

Die vegetationsgeschichtliche Entwicklung, wie sie aus den Pollensequenzen des Profils Schweinbrunnen hervorgeht, entspricht der typischen Abfolge klimatischer Abschnitte einer Warmzeit. Auf eine Aufwärmperiode (Z 2b - 4) folgt eine Periode des klimatischen Optimums (Z 5 - 8), gefolgt von einer Periode der Abkühlung (Z 9 und 10), die zu einer Kaltzeit überleitet. Die im Pollendiagramm ausgeschiedenen Zonen entsprechen jenen, die in den drei aus dem Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Uffhusen stammenden Profilen (WEGMÜLLER 1992) erfaßt worden sind. Als charakteristische Grundzüge sind hervorzuheben: die relativ späte Ausbreitung der Fichte, trotz früher Einwanderung, die zweiteilige Eibenphase knapp nach der Hasel-Phase, das nur spurenhafte Auftreten der Rotbuche, die kräftige Ausbreitung der Weißtanne, begleitet von einer sehr begrenzten Hainbuchen-Einwanderung sowie die ebenfalls kräftige Ausbreitung der Fichte und später

der Kiefer in der Abkühlphase. EMW- und Hasel-Phase heben sich wegen der hohen Kiefern-Werte schwächer ab als in den Profilen Beerenmösli und Gondiswil-Seilern.

Aufgrund der biostratigraphischen Kriterien ist die nachgewiesene Warmzeit von Schweinbrunnen dem Interglazial von Gondiswil (WEGMÜLLER 1992) zuzuordnen. Bei den beiden kurzen Sequenzen A und B dürfte es sich um kurze Ausschnitte aus Kiefern/Fichten-Interstadialen des nachfolgenden Frühglazials handeln.

4.3 Chronostratigraphie

Das Interglazial von Gondiswil, das bisher in drei Profilen des nördlichen Napfvorlandes nachgewiesen worden ist, wurde aufgrund biostratigraphischer Analysen dem letzten Interglazial (Riss/Würm-Interglazial) zugeordnet (WEGMÜLLER 1992: 46-50). Sieben U/Th-Altersbestimmungen an interglazialen Schieferkohlen des Profils Beerenmösli (unteres Flöz), ausgeführt von HENNIG & GEYH in Hannover, ergaben ein mittleres korrigiertes U/Th-Alter von $115,7 \pm 4,8$ ka (briefliche Mitteilung vom 8.6.1988). Dies liegt im Bereich der Datierung eemzeitlicher Ablagerungen.

Die Schieferkohlen von Schweinbrunnen sind ebenfalls in diesen zeitlichen Rahmen einzuordnen.

Sande und Silte im Liegenden der interglazialen Sequenz von Schweinbrunnen sind ins Spättriss einzustufen, während Sand- und Kiesschicht im Hangenden (Z 11) der Frühphase des ersten kaltzeitlichen Stadials der Würmeiszeit (Seilern) entsprechen dürften, immer vorausgesetzt, daß keine Hiäten vorliegen.

Die zeitliche Zuordnung der Zonen A und B muß vorläufig offen bleiben. Es ist außerordentlich schwierig, kurze Pollensequenzen, die wenig charakteristische Merkmale zeigen, genauer zuzuordnen. Am naheliegendsten ist deren Einstufung in eines der boreal getönten, von *Pinus* und *Picea* dominierten Frühwürm-Interstadiale.

Gegen die Zuordnung der nachgewiesenen Warmzeit zum Riss/Würm-Interglazial könnten die hohen *Alnus*-Werte wie auch die geringe Vertretung von *Carpinus* sprechen und eine Zuordnung zu einer vorangehenden Warmzeit nahelegen. Hierzu ist anzumerken, daß größere Schieferkohlenlager in feucht-nassen Uferzonen entstanden sind, welche Erlenbruchwäldern günstige Bedingungen zur Ausbreitung geboten haben, was durch eine starke Vertretung in den Pollenspektren markiert wird. Was die niedrigen *Carpinus*-Werte betrifft, muß erwähnt werden, daß das Untersuchungsgebiet in der submontanen Stufe liegt, wo *Carpinus* während der letzten Warmzeit nie bestandbildend gewesen ist und gegen die starke Konkurrenz der Weißtanne

nicht aufzukommen vermochte. In einer vergleichenden Darstellung hat GRÜGER (GRÜGER & SCHREINER 1993: 106, Abb. 5) gezeigt, daß sich *Carpinus* im letzten Interglazial nur dort festsetzen und ausbreiten konnte, wo *Abies* erst zu einem späteren Zeitpunkt aufgetreten ist. Dies war in der submontanen Stufe am Alpennordrand nicht der Fall.

Abschließend bleibt festzuhalten, daß sich die im Profil Schweinbrunnen festgestellte Abfolge von Vegetationszuständen der letzten Warmzeit nicht nur mit jenen der drei Profile von Gondiswil/Ufhusen korrelieren lassen, sondern auch mit den letztinterglazialen Sequenzen von Profilen des nördlichen Alpenvorlandes, wie Sulperg-Wettingen von WELTEN (1982), Samerberg von GRÜGER (1979) und Mondsee von KLAUS (1975).

4.4 Flözbildung und paläoklimatische Entwicklung

Die Schieferkohlenflöze von Schweinbrunnen sind aus Cyperaceentorfen hervorgegangen, die in einer großen vernähten Mulde der Terrasse abgelagert worden sind. Die Ablagerung erfolgte in verhältnismäßig ruhigen Phasen. Unterbrüche traten in Störphasen verstärkter Erosion und Akkumulation ein.

Der Beginn der Ablagerung von Detritusmaterial setzt mit der Ausbreitung der EMW-Bestände ein (Z 5). Im Zuge der *Taxus*-Dominanz kommt es zur Ablagerung von Gytja (Z 7). Die Ablagerung des untersten und kleinsten Flözes fällt in die Zeit der stärksten Ausbreitung der Weißtanne (Z 8) und dürfte sich unter warm-humiden Bedingungen vollzogen haben. Im Verlaufe der *Abies*-Phase wird die Torfbildung zufolge starker Ton- und Silteinschwemmungen abrupt unterbrochen. Diese Unterbrechung wurde ebenfalls in den Profilen Beerenmösli und Gondiswil-Seilern festgestellt (WEGMÜLLER 1992: 68, Tabelle IV); es handelt sich offensichtlich um eine für das nördliche Napfvorland typische interglaziale Erosionsphase.

Die Ablagerung des zweiten Flözes erfolgte noch während der Zeit der Weißtannen-Dominanz (Z 8). Nach einem kürzeren Unterbruch setzte die Bildung des größten Flözes ein (Z 9 und 10). Diese fällt in die Abkühlungsphase der Warmzeit und endet abrupt mit dem Beginn der letzten Kaltzeit.

Damit ergibt sich im Gebiet von Schweinbrunnen eine zum Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Ufhusen vergleichbare Entwicklung. In dem zwischen Huttwil und Zell gelegenen Abschnitt der Randtaltung setzt die Ablagerung des unteren Hauptflözes knapp vor der Eichenmischwaldphase der letzten Warmzeit ein (Z 5) und kommt zu Beginn der letzten Kaltzeit (Z 11) zum Stillstand. Das heißt, daß sich im Verlaufe der letzten Warmzeit im nördlichen Napfvorland gebietsübergreifend und weitgehend zeit-

gleich klimatische und hydrologische Verhältnisse eingestellt haben, welche die verstärkte Ablagerung organischen Materials aus Verlandungszyklen begünstigen.

Eine synchrone Entwicklung zeichnet sich aber auch bezüglich der Störphasen ab. Sowohl im Gebiet von Schweinbrunnen wie auch in jenem von Gondiswil/Ufhusen sind die Frühphasen des Interglazials durch erhebliche Erosions- und Akkumulationsvorgänge gekennzeichnet. Das gleiche gilt für die Störphase innerhalb der *Abies*-Phase. Ebenso ist der Übergang zum anschließenden Glazial durch markante Schüttungsvorgänge charakterisiert.

Die meisten der bisher am nördlichen und südwestlichen Alpenrand nachgewiesenen Schieferkohlevorkommen stammen nicht aus dem letzten Interglazial, sondern aus Frühwürm-Interstadialen (LÜDI 1953, WELTEN 1982, 1988, PESCHKE 1983a, 1983b, GREMMEN 1982, HANSS & PESCHKE 1992). Im Gegensatz dazu sind bisher nur wenige letztinterglaziale Flöze nachgewiesen worden. Schieferkohlenprofile mit längeren letztinterglazialen Pollensequenzen fanden sich in Oberbayern in Herrnhäusern (PESCHKE 1983b), im Schweizerischen Mittelland in Sulperg-Wettingen (WELTEN 1982: Diagramm 44) und Niederweningen (WELTEN 1988: Diagramme 19 und 20) sowie im Gebiet von Gondiswil/Ufhusen (WEGMÜLLER 1992: Diagramme Gondiswil-Seilem, Gondiswil-Mühle und Beerenmösi). In den nördlichen französischen Alpen sind es das Profil Ruisseau des Combes von GREMMEN (1982) sowie Profile aus den oberhalb Le Fromaget gelegenen Ligniten, in denen spät-eemzeitliche Sequenzen nachgewiesen worden sind (HANSS & PESCHKE 1992). Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von REICH (1953: 392, 393) dürften mit großer Wahrscheinlichkeit die im Profil I erfaßten Schieferkohlen von Grossweil im Bayerischen Alpenvorland ebenfalls aus der letzten Warmzeit stammen.

Das Profil Schweinbrunnen fügt sich als weiteres in den Rahmen der letztinterglazialen Schieferkohlenprofile ein. Damit wird erneut belegt, welche Bedeutung dem nördlichen Napfvorland für die Stratigraphie des Jüngeren Quartärs zukommt. Die Ablagerungen von Schweinbrunnen geben nicht nur Aufschluß über den eindrucklichen Wandel der Vegetationsdecke und über die klimatischen Veränderungen im letzten Interglazial, sie vermitteln auch einen Bezugspunkt zur zeitlichen Einstufung jungpleistozäner Sedimente dieser Region.

5 Schriftenverzeichnis

CUSHING, E. J. (1967): Late-Wisconsin pollen stratigraphy and the glacial sequence in Minnesota. - In: CUSHING, E. J. & WRIGHT, H. E.: Quaternary Paleogeology: 59-88, 7 Fig.; New Haven and London (Yale University Press).
 GERBER, E. (1923): Die diluvialen Schieferkohlen (Torflager) von Gondiswil-Zell. - In: BAUMBERGER, E., GERBER,

E., JEANNET, A. & WEBER, J.: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. - Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. **8**: 30-66, 30 Abb., 2 Tab., 1 geolog. Karte; Zürich (Aschmann & Scheller).
 - & WANNER, J. (1984): Geologischer Atlas der Schweiz, 1 : 25'000, Blatt: 1128, Langenthal; Wabern-Bern (Bundesamt für Landestopographie).
 GREMMEN, W. H. E. (1982): Palynological investigations of Late Pleistocene deposits in southeastern France. - Proefschrift, 94 S., 14 Abb., 12 Diagramme; Groningen (Rijksuniversiteit te Groningen).
 GRÜGER, E. (1979): Spättriss, Riss/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern - ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. - Geologica Bavarica, **80**: 5-64, 3 Abb., 6 Tab., 3 Beilagen; München.
 - & SCHREINER, A. (1993): Riss/Würm- und würmzeitliche Ablagerungen im Würzacher Becken (Rheingletschergebiet. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **189**, 1-3: 81-117, 5 Abb., 2 Tabellen; Stuttgart.
 HANSS, C. & PESCHKE, P. (1992): Die Banquette des Val du Bourget (franz. Nordalpen): Gelöste und ungelöste Probleme der jungpleistozänen Klima- und Reliefentwicklung. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **42**: 94-114, 8 Abb., 2 Tab.; Hannover.
 HANTKE, R. (1968): Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland. - In: DRACK, R.: Archäologie der Schweiz, Band I: Die Ältere und Mittlere Steinzeit: 7-26, 11 Abb.; Basel (Verlag Schweiz. Ges. für Ur- und Frühgeschichte).
 IMHOF, E. (1965): Atlas der Schweiz. Erste Lieferung (1-86 Tafeln): Tafel 6; Wabern-Bern (Verlag Eidg. Landestopographie).
 KLAUS, W. (1975): Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenfundpunkt der Ostalpen. - Jb. d. oberösterr. Musealvereines, **120**, 1. Abh.: 315-344, 5 Abb., 5 Fototafeln; Linz.
 LÜDI, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. - Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich, **27**: 208 S., 21 Abb., 7 Tab.; Bern (Huber).
 MEYER, P. (1949): Das „Mastigobryeto-Piceetum abietetosum“ im schweizerischen Mittelland und seine forstlich-waldbauliche Bedeutung. - Vegetatio, **1**: 203-216, 9 Abb., 1 Assoziationstabelle; Utrecht.
 PESCHKE, P. (1983a): Palynologische Untersuchungen interstadialer Schieferkohlen aus dem schwäbisch-oberbayerischen Alpenvorland. - Geologica Bavarica, **84**: 69-99, 8 Abb., 1 Beilage; München.
 - (1983b): Pollenanalysen der Schieferkohlen von Herrnhäusern (Wolfratshausener Becken/Obb.) - ein Beitrag zum Problem interglazialer Ablagerungen in Oberbayern. - Geologica Bavarica, **84**: 107-121, 3 Abb.; München.
 REICH, H. (1953): Die Vegetationsentwicklung der Interglaziale von Großweil-Ohlstadt und Pfefferbichel im Bayerischen Alpenvorland. - Flora, **140**: 386-443, 8 Abb., 2 Tab.; Jena.
 WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. - Denkschr. Schweiz. Akad. Naturwissenschaft., Band **102**, 82 S., 17 Abb., 4 Tabellen, 3 Pollendiagramme; Basel (Birkhäuser).
 WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. - Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., **156**: 174 S., 17 Abb., 8 Tab. und Diagrammheft mit 44 Diagrammen; Bern (Stämpfli).
 - (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). - Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., **162**: 40 S., 10 Abb., 20 Diagramme; Bern (Stämpfli).

Neue Beschleuniger-¹⁴C-Daten zum Jungpaläolithikum in Südwestdeutschland

JOACHIM HAHN*)

Quaternary chronology, accelerator mass spectrometry, Paleolithic time, Aurignacian, Gravettian, Homo sapiens sapiens, SW-Germany

Kurzfassung: Eine neue Datierungsmethode mit dem Beschleuniger-AMS - hat der ¹⁴C-Methode zusammen mit der Kalibration weit in das Jungpleistozän hinein neue Möglichkeiten eröffnet. Eine Reihe Proben aus südwestdeutschen jungpaläolithischen Fundstellen, vor allem Geißenklösterle und Hohle Fels wurden damit datiert. Für das Aurignacien und das Gravettien stellen sich erhebliche Abweichungen gegenüber den bisherigen Ansätzen heraus, die jedoch anderen neueren Datierungen in Europa entsprechen. Demnach beginnt das ältere Jungpaläolithikum mit dem Protoaurignacien um 40 ka, das „mittlere“ Aurignacien mit Geschoßspitzen mit gespaltener Basis ist um 36 ka und das Gravettien ist zwischen 29 und 27 ka anzusetzen. Besiedlungsgeschichtlich und in bezug auf die Quartärchronologie hat das Konsequenzen für die Verbreitung des Homo sapiens sapiens nach Europa. Das Magdalénien hingegen bleibt in dem bisherigen zeitlichen Rahmen. Eine zweite Serie von AMS-Daten soll aber diese Ergebnisse überprüfen.

[New upper Paleolithic AMS-¹⁴C-dates in southwest Germany]

Abstract: The AMS dating method, the accelerator mass spectrometry, provides together with the possible calibration deep into the upper pleistocene new possibilities. A number of samples from southwest German upper paleolithic multi-level sites, Geissenklösterle and Hohle Fels, have been dated. Important differences as to the previous position of the Aurignacian and Gravettian correspond closely to other new dates in Europe. The early upper Paleolithic begins at 40 ka with the „Protoaurignacian“. The „middle Aurignacian“ with split based projectile points is placed at 36 ka and the Gravettian between 29 and 27 ka. This has some consequences for the quaternary chronology as to the settlement of Europe by Homo sapiens sapiens. The Magdalenian however corresponds to the previous dating. A second serie of AMS-Dates is to monitor the first set.

Konventionelle Chronologie des Jungpaläolithikums

Zwischen 1975 und 1979 wurde im Rahmen des SFB 53 „Paläökologie“ eine erste Datierungsserie für das

Jungpaläolithikum in Südwestdeutschland erstellt. In dem so mit konventionellen Datierungen, meist an Knochenkollagen (Heidelberg), seltener an verbrannten Knochen (Pretoria) erstellten Datenkomplex ließen sich die drei in Südwestdeutschland vertretenen jungpaläolithischen Technokomplexe (vgl. DOMBEK 1983) wie folgt zeitlich eingrenzen:

Magdalénien	12-17 ka
Gravettien	20-28 ka
Aurignacien	23-36 ka

Einzelne neu gegrabene Fundstellen wie das Helga-Abri mit schlechter Knochenerhaltung oder das Gravettien allgemein mit seltenen Knochen waren dabei quantitativ nicht ausreichend datiert. Mehrfachdatierungen aus einem Fundhorizont ergaben teilweise eine größere Spannweite als erwartet, z. B. Daten für Mammutknochen aus dem Vogelherd, die zwischen 23 und 30 ka streuten. Ungeklärt blieb auch eine starke Abweichung in einem Knochenkohledatum aus dem Hohle Fels IIb (Gravettien), das $23\ 100 \pm 70$ (Pta-2746) für den Extrakt, aber $34\ 780 \pm 280$ (Pta-2780) für das Residuum ergab.

Kleinere Korrekturen für dieses System erfolgten an Probenmaterial aus dem Hohle Fels, um zu überprüfen, ob dessen frühes Magdalénien (WENIGER 1982: 24) eine echte stratigraphisch kontrollierte Einheit ist. Ein besserer Einblick in die Sedimentationsbedingungen und spezielle Funde wie Rückenspitzen auch in den tiefen Lagen der spätglazialen Horizonte ließen das gesamte Magdalénien als einheitlich erscheinen. In Hannover erstellte konventionelle ¹⁴C-Daten bestätigten einen späten Ansatz und die vermutete Einheitlichkeit des aus der Höhlenhalle in den Eingang umgelagerten Fundmaterials.

Für die Abfolge von Willendorf wurden im Rahmen geochronologischer Untersuchungen (HAESARTS 1990) neue konventionelle ¹⁴C-Daten gemessen. Sie bestätigten die frühe chronologische Stellung des Gravettien (32-30 500 BP), aber auch das Aurignacien wurde älter, z. B. 34 100 BP für die Schicht 3.

Für südwestdeutsche Höhlen- und Abrisedimente ist

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. J. HAHN, Institut für Ur- und Frühgeschichte, Schloss-Burgsteige 11, 72070 Tübingen

eine eigene geochronologische Abfolge entwickelt worden (LAVILLE & HAHN 1981; CAMPEN 1990). Sie läßt sich nur schwer mit der für südmitteleuropäische Freiland- (FRENZEL 1991), vor allem Lößabfolgen (BIBUS 1989; HAESARTS 1990) korrelieren. Die einzige Möglichkeit hierfür bieten ¹⁴C- und TL-Daten. Eine Korrelation der regionalen Abfolgen und der Technokomplexe anhand der absoluten Daten wird in Tab. 1 zusammengestellt. Sie zeigt jedoch deutlich die Unterschiede zwischen verschiedenen Bearbeitern für denselben Raum an. Während die Abfolge in den Höhlen der mittleren Alb als detailliert gelten kann, aber aus mehreren lokal benachbarten Profilen zusammengesetzt ist (Felsställe, Geißenklösterle, Helga-Abri, Hohle Fels), ist die südmitteleuropäische Abfolge überregional. In Südwestdeutschland hat Heilbronn-Böckingen (BIBUS 1989) ein recht vollständiges würmzeitliches Lößprofil ergeben. Der hier interessierende mittlere Profilabschnitt enthält einen verdoppelten Boden, den Lohner Boden. Er setzt oben mit einer Vernässungszone ein, dann folgt der obere olivgrünlich-braune und im unteren Teil der humosbräunliche sog. „Böckinger“ Boden. Dazu kommt im Hangenden ein Naßboden. Diese Böden sind durch Thermolumineszenz (ZÖLLER & WAGNER 1991) oben zwischen 26±3 und 30±3 ka sowie unten zwischen 36±3 und 41±4 ka datiert, der hangende Tundra-Gley auf 22±2 ka. Oberhalb und im Lohner Boden würde man urgeschichtlich das Gravettien ansetzen. Das Aurignacien fällt ebenfalls in diese Zeit und reicht bis in den unteren Lohner(Böckinger) Boden oder

sogar sein Liegendes. Das Magdalénien müßte im Hangenden der oberen Vernässungszone liegen. Eine räumliche Verteilung der ¹⁴C-Daten (HAHN 1993) nach den jungpaläolithischen Technokomplexen bzw. ihrer Phasen in Europa ergab eine frühe Datierung des Protoaurignacien oder archaischen Aurignacien südlich der Alpen bis nach Kantabrien, unter Ausschluß von Südtalien. Nördlich der Alpen reichen frühe jungpaläolithische Inventare vom Balkan bis in das östliche Mitteleuropa. Auffallend ist die vergleichsweise späte Datierung in Mittel- und Westeuropa. Wie die Stratigraphie und eine TL-Datierung von Saint-Césaire in Südwestfrankreich (MERCIER et al. 1991) zeigt, lebte hier der späte Neandertaler des Châtelperronien parallel zu dem frühen Homo sapiens sapiens. Auch das TL-datierte Mittelpaläolithikum der Horizonte H-K (VALLADAS et al. 1986) von Le Moustier im Périgord mit Werten zwischen 40 und 42 ka zeigt, daß Mittel- und Jungpaläolithikum dort dicht aufeinander folgen oder gleichzeitig sind. Allerdings fehlt im Périgord möglicherweise der Übergang zwischen Mittel- und Jungpaläolithikum (Beginn um 34 ka) infolge einer verbreiteten Erosionsdiskordanz. Eine AMS-Datierungsserie für das Abri Pataud (BRICKER & MELLARS 1987) ergab für das in diesem Abri festgestellte Tursac-Interstadial einen früheren ¹⁴C-Ansatz zwischen 24,5 und 27 ka, der durch Datierungen für das Abri du Facteur und Le Flageolet bestätigt wird. Das verdeutlicht die Problematik der auf den ¹⁴C-Daten basierenden Chronoschemata.

Tab. 1: Chronostratigraphie von Höhlen- und Freilandsedimenten

Table 1: Chronostratigraphy of cave and open air sediments

¹⁴ C ka	Mitteleuropa	Höhlen	Lößabfolge	Technokomplex
10		Bölling		Magdalénien
15	Spätglazial	Lascaux		Besiedlungslücke
20	maximale	Tursac	Naßboden	
25	Würm-Vorrückphase		Pavlov	Gravettien
	----- Stillfried B	Kesselt		
30	-----	Arcy	Stillfried B Lohner Boden	
35	Mittel-Würm		Bohunice Böckingen	Aurignacien Proto-Aurignacien
40		Hengelo		
45				

Beschleuniger-¹⁴C-Daten

Die Beschleuniger-Datierungsmethode ist zunächst in einer kleinen Serie für das südwestdeutsche Jungpaläolithikum angewendet worden (Tab. 2).

Tab. 2: Erste AMS-Daten zum Jungpaläolithikum in Südwestdeutschland

Table 2: First series of upper Paleolithic AMS-dates in southwest Germany

Hohlenstein-Stadel IV

ETH-2877 Probe 1	Ulna Ren und Astragal Wolf	32 000± 550
ETH-2878 Probe 2	Metapod. Hirsch	12 400± 180

Geißenklösterle

ETH-8267 GK IIIa/1	unbest. Knochen	37 800±1050
ETH-8268 GK IIIa/2	unbest. Knochen	33 100± 680
ETH-8269 GK IIIa/3	unbest. Knochen	33 500± 640

Burkhardtshöhle

ETH-7613	menschl. Schädelfragment	12 450± 110
----------	--------------------------	-------------

Das Datum der Burkhardtshöhle (SIMON 1993) stammt von einem menschlichen Schädelfragment, bei dem eine Gleichzeitigkeit mit der spätmagdalénienzeitlichen Besiedlung möglich ist.

Im Hohlenstein-Stadel IV (SCHMID 1989, 94) wird das hell gefärbte Hirsch-Metapodium (Probe 2) als nicht dem Aurignacien zugehörig, sondern als magdalénienzeitlich angesehen. Das Datum der Probe 1 entspricht dem früher erstellten konventionellen Datum (H- 3800-3025: 31 750 + 1150-650) aus diesem Horizont. Elfenbeinsplitter der Tiernensch-Statuette waren nicht meßbar. Für das Geißenklösterle (MÜNDEL et al., 1995) sollten die Beschleunigerdaten an kleinen einzeln eingemessenen Knochensplittern das stratigraphisch in dieser Höhle früheste Jungpaläolithikum datieren. Sie bestätigten, mit vergleichbarer großer Spannweite die AMS-Datierungen neuer Grabungen in Arbreda in Katalonien (BISCHOFF u. a. 1989) und El Castillo (CABRERA VALDES & BISCHOFF 1989) in Kantabrien mit einem frühen Aurignacien und einem sehr späten Moustérien.

Nach dieser ersten Datierungsreihe sollte eine neue Probenreihe durchgeführt werden. Sie sollte die früheren Daten überprüfen und zugleich davon profitieren, genaue Daten aus kleinsten Proben zu erstellen (Tab. 3). Zugleich wurde ein figürlich verziertes Geweihgerät aus dem Hohle Fels-Gravettien als erstes Kunstobjekt in Südwestdeutschland direkt datiert.

Tab. 3: Neue AMS-Daten zum Jungpaläolithikum in Südwestdeutschland

Table 3: New upper Paleolithic AMS-dates in southwest Germany

a) Geißenklösterle

OxA 4592 GK23-It Phalanx Rentier	$\delta^{13}\text{C}=-18,4$	29 200± 460
OxA 4593 GK24-It unbestimmt. Knochen	$\delta^{13}\text{C}=-19,7$	29 200± 500
OxA 4594 GK25-IIa I Humerus Rentier?	$\delta^{13}\text{C}=-21,3$	36 800±1000
OxA 4595 GK26-IIIa distal. Femur Pferd	$\delta^{13}\text{C}=-19,8$	40 200±1600

b) Hohle Fels Schelklingen

OxA 4596 HF8-I r.Ulna Rentier	$\delta^{13}\text{C}=-20,1$	13 240± 110
OxA 4597 HF9-I Bär, Knochen	$\delta^{13}\text{C}=-20,5$	28 580± 460
OxA 4598 HF10-IIc r.Femur Bär	$\delta^{13}\text{C}=-21,8$	26 000± 360
OxA 4599 HF11-IIc, Rengeweihhacke	$\delta^{13}\text{C}=-18,3$	28 920± 400
OxA 4600 HF12-IV, Metapod. Rentier	$\delta^{13}\text{C}=17,4$	31 100± 600
OxA 4601 HF13-III, unbest. Knochen	$\delta^{13}\text{C}=-17,7$	30 550± 550

c) Buttenthalhöhle

OxA 4602 But 1, Metapod. Rentier	$\delta^{13}\text{C}=-18,9$	13 020± 130
----------------------------------	-----------------------------	-------------

(alle Daten in BP, unkalibriert)

Diskussion

Im Geißenklösterle und im Hohle Fels entsprechen die AMS-Daten mit einer Ausnahme der stratigraphischen Reihenfolge. Zugleich zeigt die neue Serie für alle drei Technokomplexe eine nicht erwartete Abweichung von den bisherigen Daten:

a) Magdalénien

HF8-I fällt in die Spannweite der bisherigen Daten für das Magdalénien des Horizontes I/IIA. Dagegen weicht HF9-I erheblich von dem Wert für ein Magdalénien ab. Da der Unterschied gegenüber dem erwarteten Wert zu stark ist, gibt es zwei Möglichkeiten:

1. Es liegt ein grabungsbedingter, d. h. ein stratigraphischer Fehler vor: Das Sediment des liegenden GH3 wurde dem Magdalénien zugerechnet.
2. Der Knochen befand sich im AH I, ist aber aus einem älteren Sediment aufgearbeitet. Da das Magdalénien mit Harpunen des Hohle Fels in Rinnen umgelagert ist (HAHN & PASDA 1990), ist diese Möglichkeit die wahrscheinlichere.

Das eine Datum aus der Buttenthalhöhle ist etwas früher als angenommen, da es sich um ein Inventar mit Rückenspitzen und Stacheln, kaum Bohrern und Kratzern, handelt. Eine spätglaziale Datierung war vorausgesetzt worden. Die Fauna, soweit als zugehörig bestimmbar, ist kaltzeitlich. Holozäne Faunenelemente der Buttenthalhöhle weichen durch eine abweichende Verfärbung ab.

Nach STUIVER & REIMER (1993) können ¹⁴C-Daten bis 18,4 ka kalibriert werden. Dies wird hier an Magdaléniendaten aus dem Hohle Fels und der Buttenthal- und Burkhardtshöhle (Tab. 4), sowie den aus Munzingen und der Teufelsküche durchgeführt (PASDA 1994).

Die kalibrierten ¹⁴C-Daten führen zwar dazu, daß sie älter werden, trennen aber das „typische“ Magdalénien (Teufelsküche, Hohle Fels I) nicht von Rückenspitzenführenden Stationen (Buttenthalhöhle, Burkhardtshöhle). Das späte Datum von Munzingen überschneidet sich mit denen für Hohle Fels I und die Buttenthalhöhle. Wegen des Datenplateaus in dem Übergangsbereich von ältester Dryas zu Bölling (AMANN & LOTTER 1989) sind Schwierigkeiten vorgegeben, die bei der Kalibration nicht berücksichtigt sind. Das ältere Munzingen-Datum ist isoliert, liegt aber im Bereich eines früheren konventionellen Datums. Ohne weitere Daten läßt sich die Problematik des ¹⁴C-Alters des Magdaléniens noch nicht auflösen.

b) Gravettien

Die Gravettien Daten aus dem Hohle Fels und dem Geißenklösterle weichen beträchtlich von dem bisherigen Ansatz (Abb. 1) ab, jedenfalls mehr, als man nach einem gewöhnlichen Fehler erwartet hätte. Wenn auch die neuen AMS-Daten des Hohle Fels stark streuen, so sind sie mit denen des Geißenklösterle vergleichbar. Für das Geißenklösterle gab es ein einziges konventionelles Datum von 23 ka, für den Hohle Fels ebenfalls eines von 23 ka, allerdings mit dem Residualdatum von 34 ka. Dieses ist auch nach den AMS-Daten zu früh, man kann aber das Verbrennen von fossilen Knochen nicht ausschließen. Nach den neuen Daten ist es nicht unwahrscheinlich. Auch ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit den TL-Daten aus dem Lohner Boden von Heilbronn-Böckingen. Zudem sind sie mit den Daten von etwa 28 000 BP für die Weinberghöhlen und denen für das Willendorf-Gravettien (Schicht 5) mit 32 000 - 30 500 BP, vergleichbar. Selbst im Vergleich mit dem Périgordien supérieur in Frankreich

Tab. 4: Kalibrierte AMS-Daten Magdalénien SW-Deutschland. Als Kalibrationsdataset wurde INTCAL93.¹⁴C benutzt.

Table 4: Calibrated Magdalenian AMS-dates in southwest Germany according to INTCAL93.¹⁴C

Station	Labor-Nr.	AMS- ¹⁴ C	Cal.BC	Range 1 δ BC	Range 2 δ BC
Munzingen	ETH-7499	15700±135	16645	16798-16429	16956-16344
Munzingen	ETH-7500	13560±120	14292	14437-14106	14645-13914
Teufelsküche	ETH-7501	13080±120	13614	13827-13388	14021-13914
Teufelsküche	ETH-7502	11960±120	11994	12180-11815	12378-11656
Teufelsküche	ETH-7503	12040±120	12091	12283-11906	12491-11741
Buttenthalhöhle	OxA-4602	13020±130	13519	13752-13275	13960-13010
Burkhardtshöhle	ETH-7613	12450±110	12627	12845-12423	13060-12242
Hohle Fels I	OxA-4956	13240±110	13853	14040-13655	14218-13439

ergeben sich weitgehende Übereinstimmungen: Das Gravettien des Aichtals ist durch Mikrogravettespitzen, Fléchettes und einzelne Stiel- und Kerbspitzen charakterisiert. Inventare mit Font-Robert-Stielspitzen sind in Südwestfrankreich durch AMS-Daten aus Oxford zwischen 26 und 28 ka datiert (BRICKER & MELLARS 1987) und damit nur unwesentlich jünger als die Daten aus dem Geißenklösterle und dem Hohle Fels.

Die ^{14}C -Bestimmungen für das Gravettien des Hohle Fels und des Geißenklösterle sollten sich zumindest teilweise entsprechen, da Zusammensetzungen von Steinartefakten (SCHEER 1993) eine - zumindest partielle - direkte Gleichzeitigkeit zwischen diesen beiden Höhlen und der Brillenhöhle ergeben.

c) Aurignacien

Die beiden neuen AMS-Daten für das Aurignacien des Geißenklösterle sind wie die des Gravettien mehrere tausend Jahre älter als die bisherigen. Das Datum GK 26-IIIa für das Protoaurignacien ist das bisher früheste für einen mitteleuropäischen jungpaläolithischen Komplex. Aber auch die bisher gut definierte Aschenlage IIb ist wesentlich früher anzu-

setzen als bisher. Damit entsprechen diese Daten denen des Aurignacien von Willendorf und Katalonien sowie Kantabrien.

d) unbestimmtes frühes Jungpaläolithikum

Die beiden Daten des Hohle Fels III und IV stammen jeweils aus dünnen Aschehorizonten, die noch keine eindeutig in einen Technokomplex datierbaren Stein- oder Knochenartefakte lieferten. Ob es sich um ein Gravettien oder Aurignacien oder um einen anderen Technokomplex handelt, ist bisher nicht sicher.

Die Oxford-AMS-Daten sind in sich kohärent, d. h., sie sind in der richtigen stratigraphischen Abfolge (Abb. 1). Der Ausreißer für das Hohle Fels-Magdalénien ist durch Störung oder Umlagerung erklärbar. Allgemein folgen die Daten, mit Ausnahme des Magdaléniens, dem Trend, daß ältere Daten erzielt werden. Das ist aber nicht an die Beschleunigermethode gebunden, wie die konventionellen Daten für Willendorf zeigen. Abweichungen bestehen im Hohle Fels, der sowohl in sich für das Gravettien eine größere Spannweite aufweist als auch einen zeitlichen eher kurzen Abstand zwischen AH IIc und

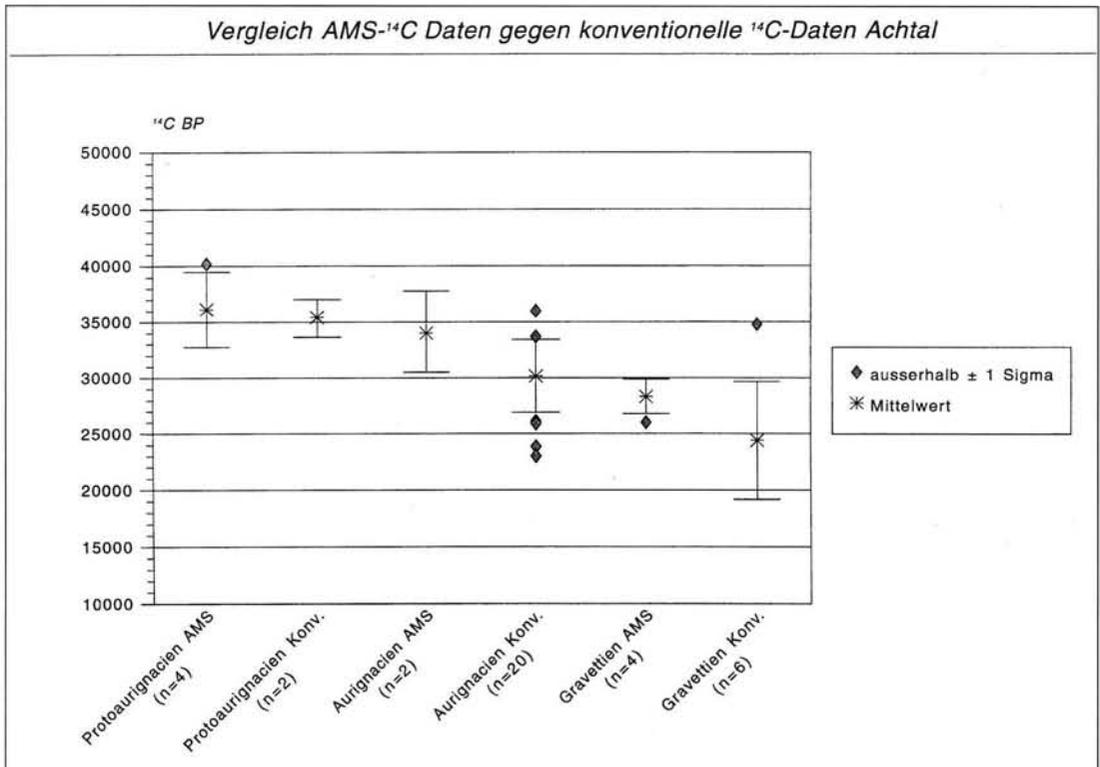


Abb. 1: AMS-Datierung für südwestdeutsche jungpaläolithische Fundstellen - AMS-dates of upper palaeolithic sites in southwest Germany.

Fig. 1: Upper Palaeolithic ^{14}C - and AMS-dates in southwest Germany.

III/IV. Nach der allgemein langsamen Sedimentation wurde ein einige tausend Jahre früherer Ansatz erwartet.

Der Vergleich mit den konventionellen Daten läßt die unzureichende Datenserie für das Protoaurignacien erkennen, das sich voll mit dem konventionell datierten und den AMS-Daten für das Aurignacien überlappt. Die zahlenmäßig besser belegten konventionellen Aurignaciendaten zeigen zwar auch eine Überlappung, es gibt aber eine Reihe zu jungen Daten, die parallel zu dem Gravettien laufen. Die Mittelwerte von Protoaurignacien und Aurignacien sind sehr verschieden, was aber an der noch unzureichenden Datenserie liegen dürfte. Auch die beiden Datenserien für das Gravettien weichen voneinander ab, aber auch hier sind die Zahlen zu klein, um ausreichende Aussagen machen zu können.

Ergebnisse

Durch die Streuung der ¹⁴C-Daten und ihre Überlappung kann man den Eindruck einer durchgehenden Besiedlung Südwestdeutschlands gewinnen. Wie Stratigraphie und Fundverteilungen in südwestdeutschen Fundstellen (HAHN 1988) andeuteten, war sie eher episodenhaft. Das betrifft nicht nur die Höhlen, sondern auch die Freilandstationen, wie z. B. Munzingen. Ein Problem sind hierbei Erosionslücken, wie sie im Hangenden und Liegenden des Aurignacien im Geißenklösterle auftreten. Dadurch läßt sich die Frage nach einer Siedlungskontinuität nicht lösen. Nach den ¹⁴C-Bestimmungen waren die einzelnen Horizonte durch mehrere hundert oder eher tausend Jahre voneinander getrennt. Das heißt aber letztlich nur, daß die Höhlen archäologisch erkennbar recht selten begangen wurden. Zusammensetzungen von Artefakten und Knochen innerhalb von archäologischen Horizonten geben an, daß intensive Begehungen vereinzelt immer wieder vorkamen; dagegen sind kurze Aufenthalte, bei denen einige wenige Funde oder keine zurückgelassen wurden, nicht so häufig, wie man allgemein angenommen hat. Postsedimentäre Prozesse wie Kryoturbation und Bioturbation haben die Begehungshorizonte häufig nach oben und unten verzogen und getrennt und damit eine längere Stratigraphie vergetäuscht. Dies betrifft gleichermaßen Höhlen wie Freilandstationen. Für Südwestdeutschland gilt, daß Schichtenfolgen mit zahlreichen Artefakten, wie sie in Westeuropa und im mediterranen Raum immer wieder, aber auch nicht ausschließlich auftreten, fehlen und somit Hinweise auf eine kontinuierliche intensive Besiedlung nicht belegt sind. Wegen der hohen Mobilität von Jägern und Sammlern kann man in Regionen mit ausreichender Biomasse davon ausgehen, daß zumindest diese immer wieder, wenn auch nicht an denselben Plätzen aufgesucht wurden.

Durch die neuen Daten sind auch neue Probleme entstanden. Diese können teilweise durch ergänzende weitere AMS-Datierungen beantwortet werden. Die Korrelation mit bestehenden geochronologischen Schemata bleibt vorerst ungeklärt. Eine Verknüpfung mit der TL-datierten südwestdeutschen Lößabfolge, wie sie in Böckingen vorliegt, ist aber durch den früheren Ansatz besser.

Im Vordergrund für die urgeschichtliche Fragestellung sollte dabei stehen, daß pro zu datierendem Komplex mindestens drei, besser fünf Daten vorliegen sollten, da von drei ¹⁴C-Daten, statistisch gesehen, eines außerhalb der Standardabweichung der Daten liegen muß und man deswegen nicht sicher ist, wo man sich mit einem einzigen Datum innerhalb der Streuung befindet. Als vorrangig sind die aufgrund der Zusammensetzungen als gleichzeitig anzusehenden Gravettieninventare der Brillenhöhle, des Geißenklösterle und des Hohle Fels zu datieren, da dies eine einmalige Situation ist. Weiterhin ist der Beginn des Jungpaläolithikums noch nicht so sicher, daß man eine direkte Parallelisierung mit den anderen Regionen Europas vornehmen kann. Gegenüber der früheren Annahme (HAHN 1993) sieht es nun so aus, als ob das frühe Jungpaläolithikum sowohl nördlich als auch südlich der Alpen gleichzeitig auftritt, ebenfalls in Kantabrien. Ob Frankreich auch mit neuen Datierungen für den Beginn des Jungpaläolithikums einen zeitlichen „Rückstand“ behält, muß sich erst erweisen. Zur Zeit kann man eher davon ausgehen, daß innerhalb von wenigen tausend Jahren ganz Europa durch die moderne Menschenform besiedelt wurde. Wie der Kontakt mit dem späten Neandertaler aussah, ist unklar.

Anmerkung

Die AMS-Datierungen wurden im Rahmen des Forschungsschwerpunkts Klima und Umwelt im Tertiär und Quartär erstellt. C. Pasda und J. Waiblinger möchte ich für ihre Hilfe und die kritische Durchsicht des Manuskripts danken.

Schriftenverzeichnis

- AMANN, B. & LOTTER, A. F. (1989): Late-glacial radiocarbon and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas* 18, 109-126.
- BIBUS, E. (1989): Ehemalige Ziegelei Böckingen. In: Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der deutschen bodenkundlichen Gesellschaft. Programm und Exkursionsführer, 8-16, Geogr. Inst. Univ. Tübingen.
- BISCHOFF, J. L., SOLER, N., MAROTO, J. & JULIA, R. (1989): Abrupt Mousterian/Aurignacian boundary at ca. 40 ka BP: accelerator radiocarbon dates from Arbreda cave (Catalunya, Spain). *Journal of Arch. Science* 16, 563-576.
- BRICKER, H. M. & MELLARS, P. A. (1987): Datations ¹⁴C de l'Abri Pataud (Les Eyzies, Dordogne) par le procédé „accélérateur-spectromètre de masse“. *L'Anthropologie* 91, 227-234.

- CABRERA VALDES, V. & BISCHOFF, J. L. (1989): Accelerator ^{14}C dates for Early Upper Paleolithic (Basal Aurignacian) at El Castillo Cave (Spain). *Journal of Arch. Science* **16**, 577-584.
- CABRERA VALDES, V. Hrsg. (1993): *El origen del hombre moderno en el suroeste de Europa*. Uned, Madrid.
- DOMBEK, G. (1983): Die Radiokarbondatierung des Aurignacien, Gravettien und Périgordien. *Archäolog. Korr.bl.* 4, 429-435.
- FRENZEL, B. (1991): Über einen frühen letzteiszeitlichen Vorstoß des Rheingletschers in das deutsche Alpenvorland. In: FRENZEL, B. (Hrsg.): *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre*. Stuttgart & New York, 377-400.
- HAESARTS, P. (1990): Evolution de l'environnement et du climat au cours de l'interpléniglaciaire en Basse Autriche et en Moravie. In: *Feuilles de pierre. Les industries à pointes foliacées du Paléolithique supérieur européen*, Krakow 1989. E.R.A.U.L. 42, 523-538.
- HAHN, J. (1988): Die Geißenklösterle-Höhle im Achtal bei Blaubeuren I: Fundhorizontbildung und Besiedlung im Mittelpaläolithikum und im Aurignacien. *Forsch. und Berichte zur Vor- u. Frühgeschichte in Bad.-Württ.* 26, Stuttgart.
- (1993): L'origine du Paléolithique supérieur en Europe Centrale: Les datations ^{14}C . In: V. Cabrera Valdes (Hrsg.), 61-80.
- & PASDA, C. (1990): Spätquartäre Funde und Sedimente des Hohler Fels bei Schelklingen, Alb-Donau-Kreis. *Archäolog. Ausgrab. in Bad.-Württ.* 1989, 21-24.
- KNECHT, H. & PIKE-TAY, A. & WHITE, R. (Hrsg.) (1993): *Before Lascaux. The complex record of the early upper Paleolithic*. Boca Raton.
- MERCIER, N. & VALLADAS, H. & JORON, J.-L. & REYSS, J.-L. & LÉVÊQUE, F. & VANDERMEERSCH, B. (1989): Thermoluminescence dating of the late Neandertal remains from Saint Césaire. *Nature* 351, 737-739.
- MÜNZEL, S., MOREL, P. & HAHN, J. (1995): Jungpleistozäne Tierreste aus der Geißenklösterle-Höhle bei Blaubeuren. *Fundber. aus Bad.-Württ.* 19,s.
- PASDA, C. (1994): Das Magdalénien der Freiburger Bucht. *Math. zur Vor- u. Frühgesch.* 29, Stuttgart.
- SCHEER, A. (1993): The organization of lithic resource use during the Gravettian in Germany. In: H. KNECHT et al. (Hrsg.), 193-210.
- SCHMIDT, E. (1989): Die altsteinzeitliche Elfenbeinstatueette aus der Höhle Stadel im Höhlenstein bei Asselfingen, Alb-Donau-Kreis. *Fundberichte aus Bad.-Württ.* 14, 33-96.
- SIMON, U. (1993): Die Burkhardtshöhle - eine Magdalénienstation am Nordrand der Schwäbischen Alb. *Arch. Inf.* 16/2, 341-342.
- STUIVER, M. & REIMER, P. J. (1993): Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* **35**, 215-230.
- VALLADAS, H. & GENESTE, J. M. & JORON, J. L. & CHADELLE, J. L. (1988): Thermoluminescence dating of Le Moustier (Dordogne, France). *Nature* 322, 6078, 452-454.
- WENIGER, G. (1982): *Wildbeuter und ihre Umwelt*. Arch. Venat. 5, Tübingen.
- ZÖLLER, L. & WAGNER, G. A. (1991): Thermoluminescence dating of loess - recent developments. *Quaternary Internat.* 78, 1990, 119-128.

Manuskript eingegangen am 25.07.1994

Die Auswirkung alter Kryomere auf die „Rodados Patagónicos“ in Nordpatagonien, Argentinien

DARIO TROMBOTTO & ANA-LÍA AHUMADA*

Plio-Pleistocene, structure studies, Rodados Patagónicos, paleoenvironment, Puerto Madryn, Northern Patagonia

Kurzfassung: Es wurden Profile von patagonischen Geröllen, einem fluvialen Konglomerat, in der Nähe der Stadt Puerto Madryn bei 43° S. in Nordpatagonien, Argentinien, untersucht, um Gefrier- und Auftaustrukturen zu analysieren. Das Konglomerat stammt aus dem Pliozän/Pleistozän. Gefügeanalysen unterstützen eine Syngeneese von kalten Phänomenen und der Ablagerung der patagonischen Gerölle. In den patagonischen Geröllen finden sich syngenetische und epigenetische fossile Eiskeile, die bis ins Tertiär reichen. Es gibt keine absolute Datierung, aber die kryogenen Strukturen lassen verschiedene kalte Perioden vermuten. Sie wurden unter dem Namen Penfordd Kryomer zusammengefaßt. Die paläoklimatische Rekonstruktion ergibt Permafrost und eine Jahresdurchschnittstemperatur, die im Vergleich zu heute 16° - 17° C niedriger war. Die patagonischen Gerölle sind von einem Karbonatnetz mit unterschiedlichen Kalkrettypen durchzogen, das ein orthogonales System erkennen läßt. Während solide Karbonatteile die s. g. Nougat-Struktur (Säulen oder horizontale/quasihorizontale Schichten) bilden, werden die s. g. Fenster von Sektoren ohne Karbonat oder mit nur pulverigem Karbonat gebildet. Die Kalkreste bestehen vorwiegend aus CaCO₃, Quarz und vulkanischem Glas. Die Untersuchungen des Gefüges und der Sedimente ergeben folgende paläoklimatische Bedingungen: Aridität, Vulkanismus und kalte Kryomere.

[How old cryomeres affected the "Rodados Patagónicos" (patagonian gravel) in northern Patagonia, Argentina]

Abstract: The present study analyses different profiles with structures of freezing and thawing which affected the "Rodados Patagónicos" in the region of Puerto Madryn, Northern Patagonia. The "Rodados Patagónicos" are of fluvial origin and are assigned to the Plio-Pleistocene. Fabric studies support the hypothesis of a synchronization of certain cold events and some deposition-cycles of the "Rodados Patagónicos". The ice wedge-casts may be of syngenetic as well as epigenetic origin and correspond to the cold episodes which belong to the Penfordd Cryomere. As far as

paleoenvironment is concerned, the structures mentioned above required a permanently frozen ground, which is to say a mean annual temperature of at least -4° C, indicating a temperature increase of nearly 17° C since formation time. The characteristic heterogeneity of the profiles can be described as a system of "columns", subhorizontal levels and layers of impregnation forming a "nougat-structure", composed mainly of CaCO₃, volcanic glass and quartz. The structures reveal phenomena of leakage and freezing in the fluvial conglomerate. The analyses of the clast-fabric and architecture of the sites allow to recognize structures and reconstruct the paleoenvironment from the Neogene on; an environment with cold impulses, an important volcanic activity and particularly arid or semiarid climatic conditions alternating with the deposition of the "Rodados Patagónicos" as outstanding features.

1 Einleitung

Der Ursprung der "Rodados Patagónicos" oder patagonischen Gerölle (im folgenden RP genannt) wurde von zahlreichen Autoren zu verschiedenen Zeiten diskutiert. Es wird betont, daß bei ihrer Entstehung, Distribution und Ablagerung an verschiedenen Orten in Patagonien diverse exogene Agentien (fluviale, fluvioglaziale, an der Küste mit Beteiligung des Meeres) eine Rolle gespielt haben. FERUGLIO (1950) und AUER (1956) fassen die Hypothesen und Theorien der verschiedenen Autoren zusammen. CALDENIUS (1940) erwähnt die Beteiligung der Solifluktion zusammen mit Denudationszyklen während der Kryomere im Osten Patagoniens. Kryomere i. S. von LÜTTIG (1965) sind die kalten Perioden des Quartärs.

Man kann mit Gewißheit sagen, daß intensive Kälteperioden, Vulkanismus und Aridität Patagonien regelmäßig seit der Erhebung der „Cordillera de los Andes“ heimgesucht haben. Die episodischen Kälteperioden haben nicht nur zu Vergletscherungen in der Kordillere geführt, sondern das Eis erreichte in Südpatagonien während der großen Vergletscherung den Atlantik (vor ca. 1,2 Mio. Jahren; MERCER 1976) „Glazoblasten“ (GROEBER 1950) oder lokale Vergletscherungen ohne größere subregionale Aus-

*) Anschriften der Verfasser: D. TROMBOTTO, Centro Nacional Patagónico (Cenpat), Boulevard Brown 3000, 9120 Puerto Madryn, Chubut, Argentina.

A.-L. AHUMADA, Instituto de Sedimentología, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, 4000 San Miguel de Tucumán.

breitung sind bis heute ungeklärt. Seit dem Messinian zeugt die südliche Kordillere von Vergletscherungen (MERCER & SUTTER 1982). Die sedimentären Eigenschaften des Rionegrense belegen bereits die kalten und trockenen klimatischen Bedingungen und die stets vorhandene vulkanische Aktivität. Die paläoklimatischen Bedingungen während der Kryomere waren von sich verstärkenden Winden aus westlicher Richtung begleitet, die die Aridität in den mittleren Breitengraden Argentiniens noch steigerten (GONZALES & TROMBOTTO 1990).

Die RP als Formation mit ihren Entstehungseigenschaften enthalten, wie im folgenden gezeigt wird, eindeutig Sedimente fluvialen Ursprungs, die beweisen, daß das Klima nicht nur an den Anden, sondern in ganz Patagonien zeitweilig feucht gewesen sein muß. Zeitpunkte größerer Feuchtigkeit sowie das Schmelzen der Eismassen waren an der Distribution und Akkumulation der RP seit dem Plio-Pleistozän beteiligt. Die kryogenen Strukturen in den RP-Ablagerungen zeigen auch, daß sie Gefrier- und Auftauzyklen unterworfen waren. Die Auswirkungen der Gefrier- und Auftauzyklen, fossile Eiskeile und das zwangsläufige Vorhandensein von Permafrost im Zusammenhang mit den RP wurden für Nordpatagonien von AUER (1956 u. 1970), CZAJKA (1955) und

LISS (1969) beschrieben. 1981 wurde die geologische Karte von Puerto Madryn (43 h) veröffentlicht, in der HALLER die Froststrukturen dem Kryoturbationsprozeß zuordnet, der zeitlich vor oder zu Beginn der Ablagerung der RP liegt. Später wurden diese Strukturen paläopedologisch betrachtet (DEL VALLE & BELTRAMONE 1987) und als Phänomene des letzten Hochglazials eingestuft (CORTE & BELTRAMONE 1984; BELTRAMONE 1989; CORTE 1991). VOGT (1990) untersuchte chemische Ausfällungen, die mit diesen kryogenen Formen zusammenhängen. TROMBOTTO (1992) faßte die Gesamtheit der kalten Phänomene unter dem lokalen Namen „Penfordd Kryomer“ (Penfordd, aus dem Walisischen: Penfordd; Hauptweg von Puerto Madryn ins Tal des Flusses Chubut) zusammen, einer Vielzahl vorzeitlicher kryogener Prozesse, die sich während und nach der Ablagerung der RP in der Zone von Puerto Madryn ereigneten. Die Zielsetzungen dieser Arbeit sind:

- die kryogenen Formen zu untersuchen,
- anhand bewährter Techniken die Strukturen, die die Gefrier- und Auftauzyklen in den RP hervorgerufen haben zu bestimmen,
- die paläoklimatische Vergangenheit zu rekonstruieren und dem entsprechenden sedimentären Rahmen zuzuordnen.

2 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfaßt die nähere Umgebung der Stadt Puerto Madryn $42^{\circ} 47'$ südl. Breite und $65^{\circ} 65'$ westl. Länge (Abb. 1) und säumt die sogenannte „Meseta Central“. Letztere reicht fast bis an den Atlantik, erkenntlich an der charakteristischen Landschaft der Micro-Badlands, die vor allem aus dem Patagoniano (marines Oligozän/Miozän) und Sedimenten des Neogens entstanden sind. Die Sedimente der Formation „Puerto Madryn“ (HALLER 1981) sind dem Neogen zuzuordnen: „Enterriense“ und „Rionegrense“ bestehen aus marinen Sedimenten, aus tiefen und seichten Gewässern, sowie aus kontinentalen Sedimenten und enthalten zahlreiche Fossilien (Wirbeltiere, wirbellose Tiere und Pflanzenreste).

Die Tektonik wird anhand regionaler NE-SW Strukturen und Variationen im lithologischen Profil erkennbar. Die nordpatagonische Küste hebt sich, allerdings in unterschiedlichen Maßen je nach geographischer Lage (CODIGNOTTO et al. 1991).

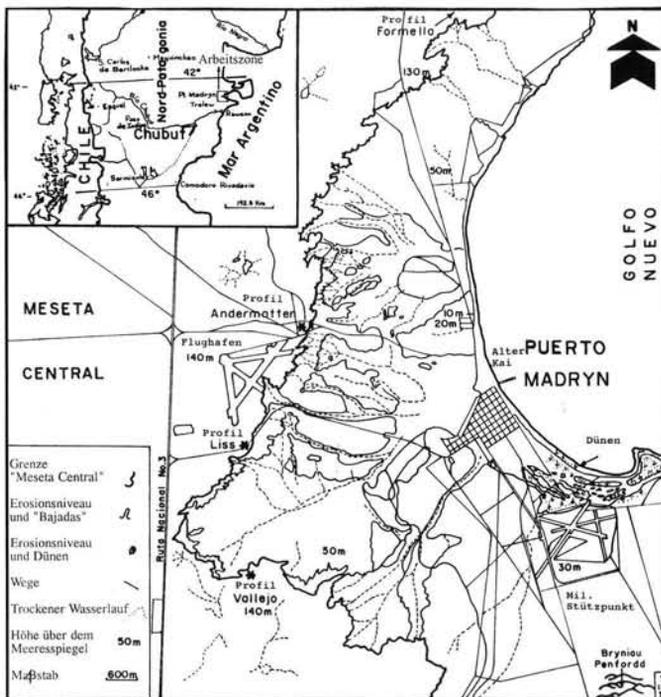


Abb. 1: Karte des Untersuchungsgebietes mit Hilfe von Luftbildaufnahmen (1969 - 71) erstellt. Maßstab: 1:60.000. Zwischen Profil Liss und Profil Vallejo: „Bajo Grande“

Fig. 1: Map of the study area according to satellite images (1969-71). Scale: 1:60.000. Between profile Liss and Vallejo: "Bajo Grande".

Tabelle 1
Table 1

Ka	Gliederung	Glaziene Geschichte	Kryogene Aktivität	Anderer Phänomene
		MERCER, 1983, 1985; GARLEFF & STINGL, 1984, 1988; HEUSSER et al. 1987; VILLALBA, 1990; BRONZE, 1992; KABASSA et al. 1992	TROMBETTO & STEIN, 1992-1993 (TAPIA & GROEBER, 1998; CLAPPERTON & ROBERTS, 1996)	SCHOEBINGER, 1973; GONZALEZ et al. 1981; WEILER, 1988; GONZALEZ, 1989; STINE et al. 1990.
2.5	Subatlantiscum	~ 0.3 Ka Keine Eiszeit Cerro Domuyo III-Vorstöß		
	Subboreale	~ 2.0 Ka Cerro Domuyo II-Vorstöß ~ 2-2.7 Ka Upsala-Vorstöß ~ 2-3 Ka Cheltnok Glaziation (Antarktis) ~ 4.2-4.6 Ka San Lorenzo-Vorstöß ~ 4.5-4.5 Ka Cerro Domuyo I Atuel-Vorstöß		
5	Atlantiscum Optimum Climaticum			"Quaternäre"-Stufe ~ 6 Ka Maximale Postglaziale Transgression (Bahía Blanca, Bahía Anegada)(5)
8	Boreale			~ 8 Ka "Ayampitú"-Kultur ~ 9-7.5 Ka Feuchte Periode - Zeit der Seen II ~ 9.5 Ka Maximale Stufe Lago Cardiel ~ 10 Ka Aussterben der Megafauna
0.5	Präboreale			
10	Spätglazial	Ushuaia Drift (Tierra del Fuego)	"Invasion der Dünen" Ab ~ 11/12 Ka Kalte Wüste	12 Ka "Los Toldos"-Kultur
	FINIGLAZIAL			
	HOCHGLAZIAL			
	OBERES	~ 13 Ka Deglaziation ~ 14-15 Ka Endvorstöß	~ 14-15 Ka Solifluktion [Paläoboden (Südpatagonien)]	~ 15-18 Ka Zeit der Seen I "Salina del Bevedero" (5)
	Mittleres	Moai Vergletscherung	~ 18.20 Ka Bomberg Kryomere (Südpatagonien) Periglaziale Periode III (Maiténen)	
30			[~ 26 Ka Paläoboden (Kelly's Garden, Malvinen)]	~ 25-35 Ka Interstadial "Mittel Wisconsin"


Eiszeit


Blockgletscher


Head


Involution


Kryoturbation


Dünen


Paläoboden

(5) verschiedene, (Σ) zahlreiche Niveaus

In der Nähe der Ausläufer der Meseta zeichnen sich sanfte Hügel ab, die „Bryniau Penfordd“ (Bryniau = plural von „Bryn“ = Hügel in walisischer Sprache), die zweifellos Relikte der Denudationszyklen mit periglazialen Einfluß darstellen.

Die durchschnittliche Jahrestemperatur im Untersuchungsgebiet liegt bei 13,6° C und die durchschnittliche Niederschlagsmenge pro Jahr beträgt 173 mm. Zwischen 1905 und 1950 betrug die maximale registrierte Temperatur 39,7° C und das absolute Minimum lag bei 11,6° C. Der Wind weht vorwiegend aus westlicher Richtung. Nach TROLL & PAFFEN (1969) entspricht das Untersuchungsgebiet einem gemäßigt kühlen Klima und ist als Steppe (D) oder Halbwüste (III, 12a) einzuordnen. Phytogeographisch gehört das Gebiet zur „Provinz Monte“ mit *Larrea divaricata*, *L. nitida*, *Prosopidastrum globosum*, *Bougainvillea spinosa* und *Condalia microphylla* (CABRERA 1976).

Die Tabellen 1 und 2 dokumentieren die kryogene und klimatostratigraphische Geschichte der Region. Tabelle 1 versucht durch die bekannten und datierten glazigenen Ablagerungen eine Korrelation zu den kryogenen Phänomenen herzustellen. Tabelle 2 spezifiziert die letzten 25 ka der Tabelle 1 (Ma = Millionen Jahre; ka = 1000 Jahre).

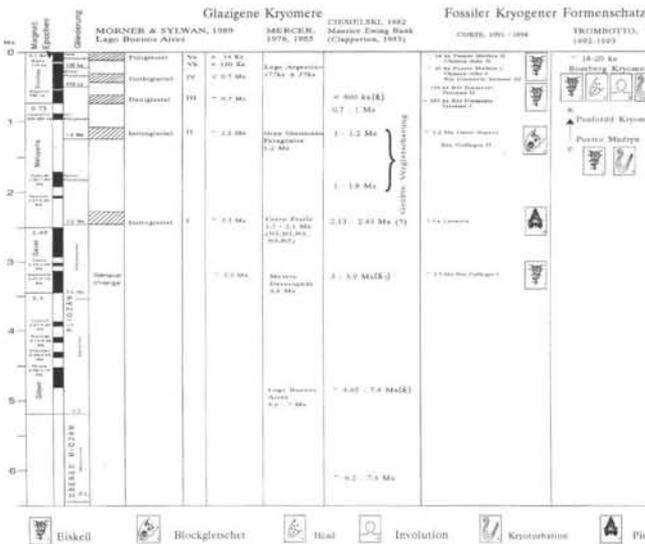
Die im Text erwähnten Profile heißen (Abb. 1):

- 1) Liss
- 2) Andermatten
- 3) Vallejo

3 Quartäres nordpatagonisches Profil

Auf den erwähnten neogenen Sedimenten (Formation „Puerto Madryn“) lagerten sich unregelmäßig die „Rodados Patagónicos“ (RP) fluvialen Ursprungs und plio-pleistozänen Alters ab. Die RP sind typische patagonische quartäre Sedimente, deren Mächtigkeit sehr variabel ist, je nachdem, ob die Sedimente auf positiven oder negativen Geformen liegen. Abb. 2 zeigt die komplette stratigraphische Gliederung von zwei Profilen. Die charakteristischen Profile weisen alle eine kontinuierliche Schicht mit nicht allzu großen Geröllen (durchschnittlich ca. 3 - 5 cm Durchmesser), ein ungeordnetes Gefüge mit einer CaCO₃-reichen Matrix (Horizonte zwischen 30 und 55 %), sowie hauptsächlich Quarz und vulkanisches Glas auf. Die Dicke variiert und kann bis zu 1 m ausmachen. In Ausnahmefällen kann man an den Seiten einen Paläoboden mit Polyedergefüge, Farbe 8.3 5 YR / 8.4 7.5 YR erkennen,

Tabelle 2
Table 2



Profil Liss A

Profil Liss B

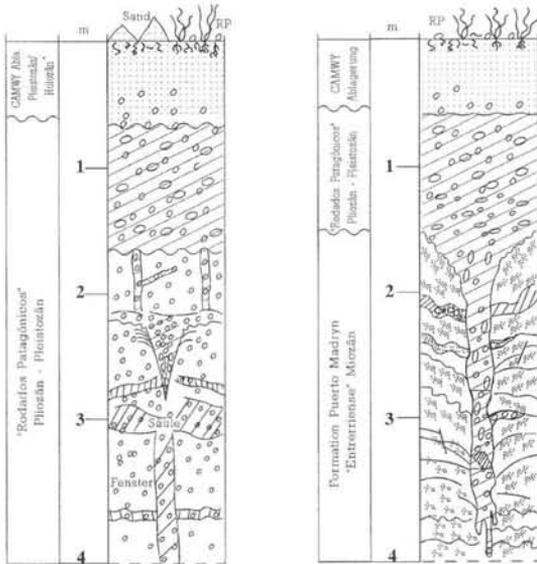


Abb. 2: Profil Liss A und B

Fig. 2: Profile Liss A and B

der reich an CaCO_3 (24 %) ist, einen geringen Gehalt an Ton und einen wesentlichen Anteil an Schluff (26 %) und Sand (36 %) enthält.

Unterhalb dieser Schicht und in den RP befindet sich ein netzartiges System aus „Säulen“, horizontalen und quasihorizontalen Niveaus und „Fenstern“ (Abb. 2, 3 u. 4). Die ersten drei gehen aus der Einbettung der RP in Material des Typs „Tosca“ hervor, welches sich hauptsächlich aus CaCO_3 , Quarz, vulkanischem Glas und Feldspat zusammensetzt. Im Gegensatz zu den Säulen ist das Material der Fenster kalkfrei oder kalkarm und pulverig. Sie sind sehr anfällig für Verwitterung (TROMBOTTO 1992). Die Entstehung des kalkhaltigen Netzes hängt mit dem Versickern von Wasser unter der Oberfläche und mit der Mineralausspülung zusammen. Dieses Netz wird hier ausdrücklich erwähnt, weil es kryogene Strukturen konserviert und eng mit deren Entstehung verknüpft ist. Darüber hinaus erleichtert es das Erkennen dieser Strukturen (Abb. 3).

Mit seinen unterschiedlichen Anteilen an CaCO_3 stellt es sowohl horizontal als auch vertikal ein breites Spektrum verschiedener Strukturen dar: von der massiven „Nougatstruktur“ (TROMBOTTO 1992) bis zur pulverigen Struktur der „Fenster“. Die unterschiedlichen Konkretionstypen hängen von der Konzentration der Mineralien und sehr wahrscheinlich vom Alter ab. Sie wurden als a) Nougat-Struktur oder massive Form; b) pulverförmige Struktur; c) Würfelzucker-Struktur; d) streifenartige Kalkstruktur und als e) Krusten charakterisiert. Ein Konkretionstyp tritt beispielsweise in „Zwiebelform“ auf, d. h. in konzentrischen siliziumhaltigen Schichten (TROMBOTTO 1992). Oberhalb der RP-Schichten finden sich im allgemeinen äolische Sedimente, die dem Holozän zugeschrieben werden und die sich in einem kalten und ariden Paläoklima abgelagert haben. Diese Ablagerungen werden informell als „Camwy“ (Camwy, aus dem Walisischen; Name des Flusses und der Region Chubut) bezeichnet (TROMBOTTO 1992). Die gra-

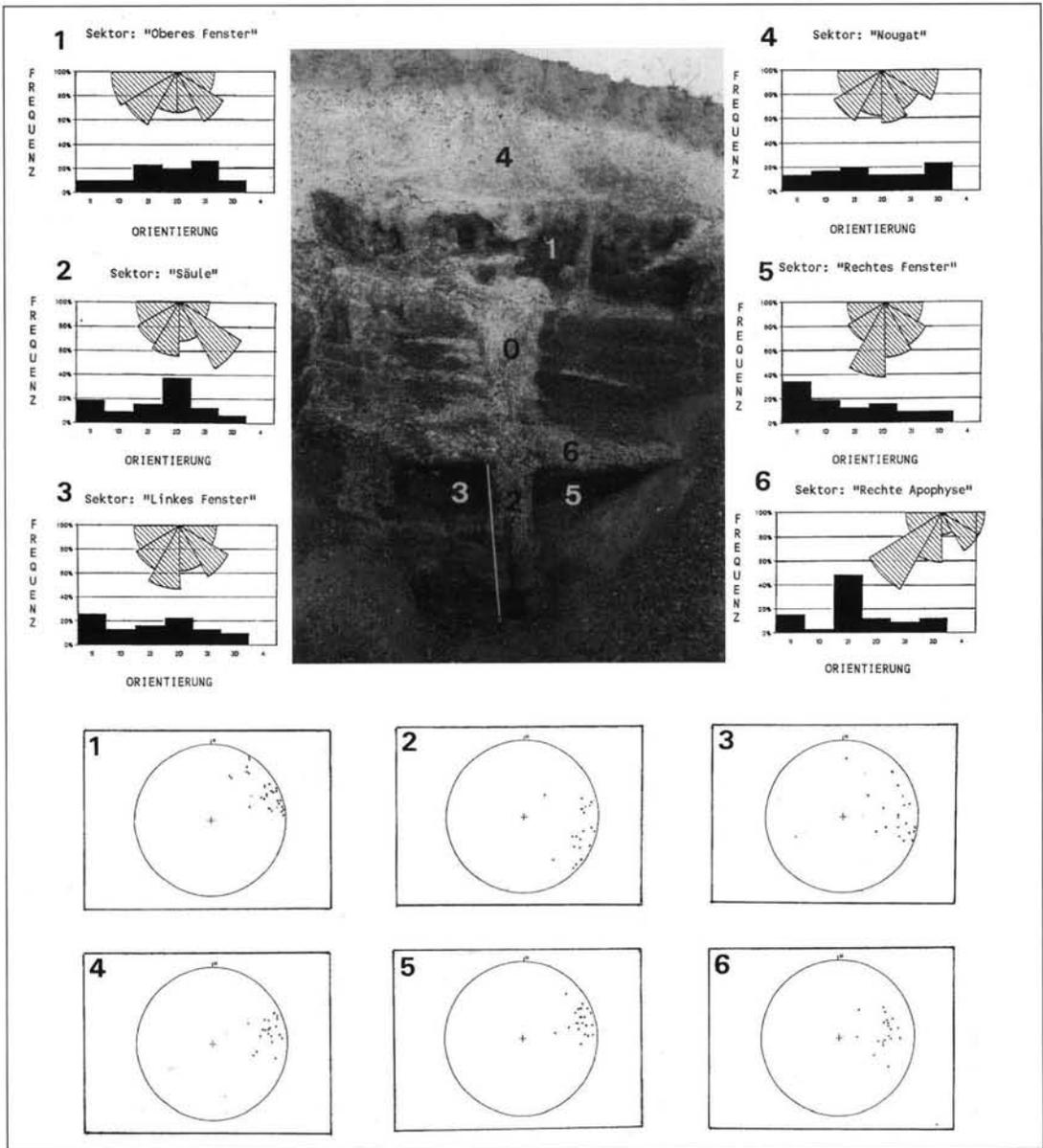


Abb. 3: Profil Liss. Maßstab: 65 cm (= Länge des Spatens). Die Nummern entsprechen der Numerierung der Diagramme. 0 entspricht Abb. 8.

Fig. 3: Profile Liss. Scale: 65 cm (= length of the spade). The numbers correspond to those of the diagrams. 0 corresponds to Abb. 8.

nlometrischen Eigenschaften dieser Ablagerungen (z. B. im Profil Liss) weisen einen Mittelwert an sehr feinem Sand auf (39 %), während der Schluffgehalt bei 23 % und der Tongehalt bei 7 % liegen. Fossile Eiskeile und Kryoturbationen finden sich in den RP, und Kryoturbationen treten in den oberen Schichten des Obertertiärs, an der Grenze zu den RP auf. Das Obertertiär wird von epigenetischen fossilen Eiskeilen durchdrungen (Abb. 6).

Das quartäre Profil Liss hat zwei Typen (Abb. 2). Die Untersuchung des Profils A läßt deutlich Kryoturbation und einen syngenetischen Eiskeil mit folgenden Eigenschaften erkennen:

- a - Keilform, nach unten spitz zulaufend;
- b - diffuse Deformierung der seitlichen Zonen in der „Säule“ und sichtbare Veränderungen und Deformationen nach oben hin und im benachbarten Gestein
- c - Beziehung zu quasihorizontalen Kalkschichten;



Abb. 4: Profil Liss. Polygonssystem.

Fig. 4: Profile Liss. Polygonal system.

d - Längsachsen des Füllmaterials vertikal;
 e - quasivertikale Stratifizierung des Füllmaterials;
 f - oberer Teil konkav mit differentieller Erosion;
 g - kleine und unregelmäßige Spitze mit der „Säule“ verkrustet (TROMBOTTO 1992).

Die genaue Untersuchung eines Profils (Liss, Abb. 1) läßt deutlich die Beziehung zwischen der Granulometrie der RP und einer kalkhaltigen Einbettung erkennen (Abb. 7 und 8). Der Kalk dringt zu verschiedenen Zeiten von oben nach unten durch die Mobilisierung mineralisierbaren Wassers ein. Das läßt sich anhand verschiedener Kalktypen beweisen. Die Kalktypen variieren in Kalkgehalt, Struktur und Härte.

Dieser Transport hängt mit dem ursprünglich offenen Gefüge der fluvialen Ablagerungen zusammen und wurde von den Korngrößenveränderungen der RP besonders von ausgespülten Feinsedimenten z. B. in 80 cm und 135 cm Tiefe (Abb. 7 und 8) bedingt. Zeichnet sich in 135 cm Tiefe möglicherweise die Basis einer Auftauschicht ab? Auch die Beeinflussung der Texturen durch Kryogenese hat zur Ablagerung von Mineralien beigetragen. Unter Kryogenese versteht man die kryogenen Prozesse, die durch Gefrieren und Auftauen von Wasser im Boden, Sedimenten und Steinen typische Strukturen

und Texturen hervorrufen. Die so entstandenen Kalkcrete verschiedener Art - Formen der Kalkanreicherung, die überwiegend aus Calciumcarbonat bestehen - sind vertikal unterbrochen und verbinden Schichten mit kryogenen Strukturen z. B. syngenetische, fossile Eiskeile (Abb. 5) und werden von anderen Schichten aus RP unterschiedlicher Textur, Struktur und Form bedeckt (Abb. 2, 7, 8 und 3). Ein horizontaler Schnitt durch die RP unterhalb 1,50 m läßt meistens ein unregelmäßiges Polygonssystem erkennen (Abb. 4).

Während das dreidimensionale Netz der Profile die Fließrichtung mineralisierten Wassers anzeigt - wenn wir grob dem Modell der Krackelierung durch Austrocknung folgen -, deuten die „Säulen“ auf Fissuren hin, dort wo mineralisiertes Wasser eingedrungen oder ausgetreten ist. Vermutlich ist es auf diesem Wege auch zu einer weiteren Ausspülung und zum tieferen Vordringen der „Tosca“ gekommen.

Bei den „Fenstern“ liegen die Mediane und Mittelwerte über 2 phi und gehören damit eindeutig zu Kies. Wenn wir von der Kalkkomponente, die die Formen bestimmt, absehen, sind sich die „Säulen“ und „Fenster“ statistisch gesehen ausgesprochen ähnlich. Allerdings enthalten die „Säulen“ und Apo-

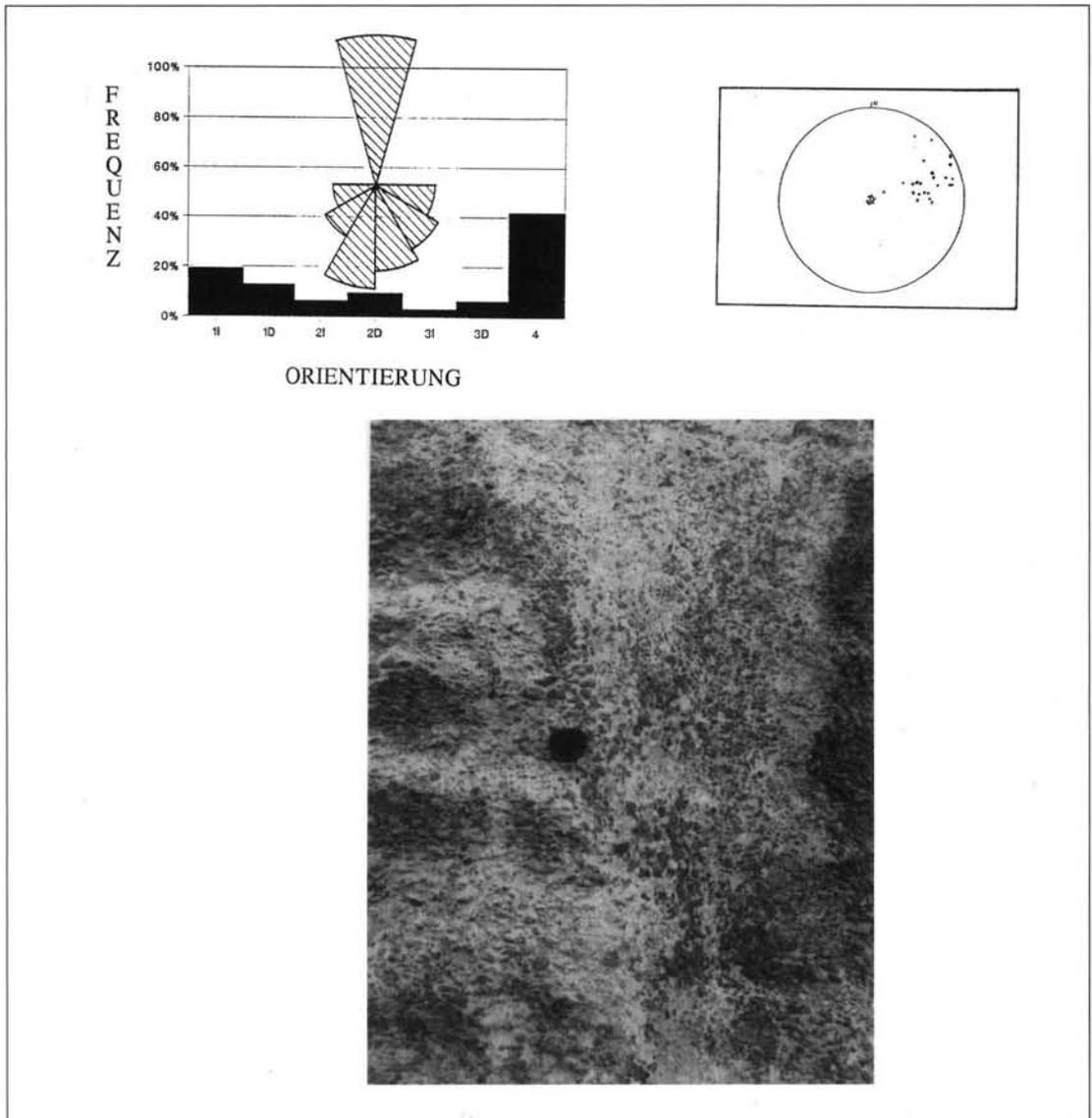


Abb. 5: Profil Liss. Fossiler syngenetischer Eiskeil (siehe Abb. 7). Maßstab: 5,4 cm. Dazugehörige Diagramme: Sitummetrie und Poldiagramm.

Fig. 5: Profile Liss. Syngenetic ice wedge cast (compare photo 1). Scale: 5.4 cm. Including corresponding diagrams: Sitummetry and polediagram.

physen einen beträchtlichen Anteil auf einen Komponenten wie z. B. Feinsand. In den „Fenstern“ hingegen sind die Komponenten deutlich reduziert. Sie enthalten praktisch weder Ton noch Schluff, während diese Komponenten in den „Säulen“ und Apophysen mit 2 - 3 % vertreten sind.

Viele der beschriebenen Prozesse: Kryogenese, Krackelierung, Ausspülung, Kalkablagerung etc. haben vermutlich unter der Präsenz von Permafrost und einer Paläo-Auftauschicht stattgefunden. Diese Schicht unterschiedlicher Mächtigkeit scheint die

Zirkulation und die Ausspülung der Mineralien beeinflusst zu haben. Die „Säulen“ sind zum Teil mit fossilen epigenetischen und syngenetischen Eiskeilen assoziiert (Abb. 3 und 5). Man kann davon ausgehen, daß die Gefrier- und Auftauzyklen die CaCO_3 -Ausfällung gefördert haben (HALLET 1976).

Mit Hilfe absoluter Datierungen (^{14}C) wurden die Kalkrete der Säule dem Hochglazial zugeordnet (CORTE & BELTRAMONE 1984; DEL VALLE & BELTRAMONE 1987; CORTE 1991). Hierbei muß man aber einwenden, daß die Abweichungen sowie vertikal und ho-

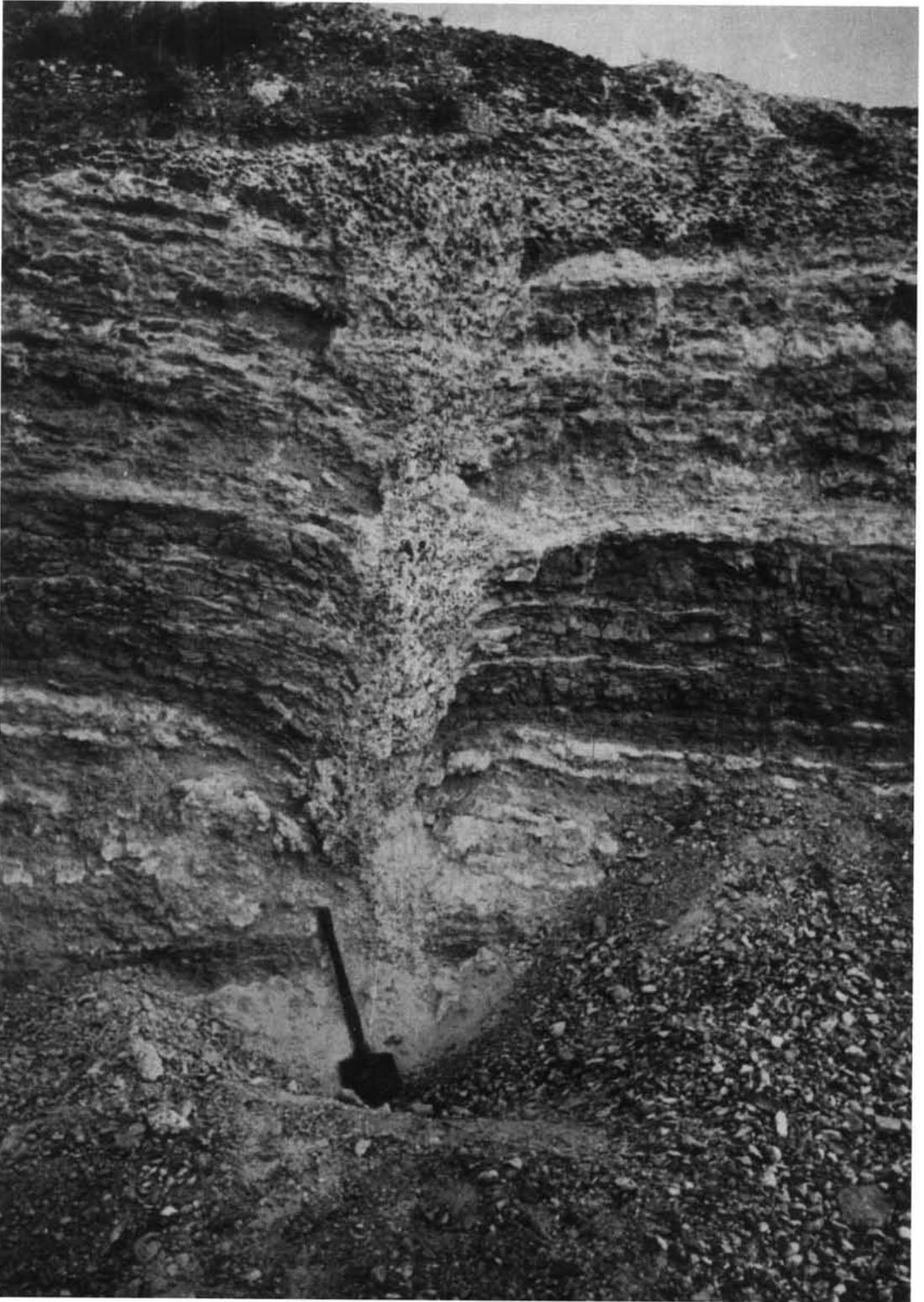


Abb. 6: Profil Liss. Epigenetischer fossiler Eiskeil.

Fig. 6: Profile Liss. Epigenetic ice wege cast.

PROFIL LISS 20-H

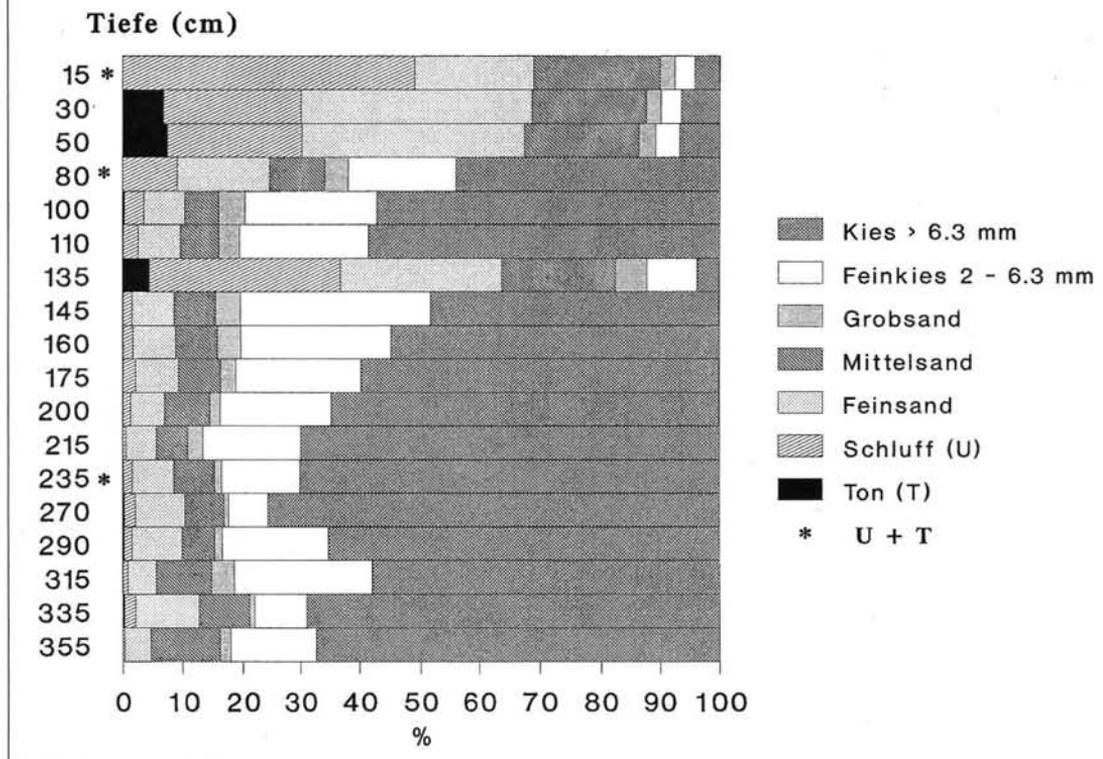


Abb. 7: Profil Liss (A). Granulometrische Prozentanteile.

Fig. 7: Profile Liss (A). Granulometric percentages.

horizontal miteinander verbundene Karbonate die Datierung verfälscht haben könnten. Es gelang jedoch anhand der Datierungen, die Kalkrete dem letzten Karbonatisierungsprozeß zuzuordnen. Die Ablagerung des CaCO_3 muß nach der Genese der Strukturen erfolgt sein. Die verschiedenen Kalkrettypen legen jedoch mehrere Kalkablagerungszeitpunkte nahe. Die elektronenmikroskopische Untersuchung der Quarzkornoberflächen bekräftigt die Hypothese einer langwährenden chemischen Aktivität nach der Ablagerung. Die Feinsedimente stammen aus den RP. Das allochthone Material hingegen ist aufgrund der Auswirkung der chemischen Kategorien anhand der Textur der Quarzkornoberfläche nur sehr schwer zu erkennen. Die chemischen Kategorien sind die Mikrostrukturen auf den Quarzoberflächen, die durch chemische Aktivität hervorgerufen werden (Auflösung, Silizium-Anlagerung etc.). Das deutet darauf hin, daß das Füllmaterial der fossilen, kryogenen Strukturen sehr alt ist (TROMBOTTO 1992). Manche Autoren (s. NILSSON 1983) glauben, daß Kar-

bonatisierungszyklen auf kalte Perioden hindeuten. In Zusammenhang mit den kryogenen Strukturen und Kryoturbationen, die in Kombination mit den Karbonaten auftreten, könnte hier eine gründliche isotopische Analyse Klarheit schaffen. Die große Ausdehnung der Kalkrete in Patagonien von der Kordillere bis zur Küste läßt vermuten, daß der Wind das ursprünglich kalkhaltige Material in Pulverform transportiert hat (PÉWÉ 1984). In den „Fenstern“ läßt sich häufig pulveriges oder lockeres Material beobachten.

Die erwähnten Karbonatisierungszeitpunkte müssen mit Austrocknung und hygrischen Impulsen abgewechselt haben, die dazu beigetragen haben, daß das mineralisierbare Wasser die Mineralien in einer semiariden Umwelt mobilisieren konnte. Hängen diese hygrischen Impulse möglicherweise mit der vulkanischen Aktivität zusammen? Aufgrund des Hohlraumgefüges des Alluvions, durch ein Wegenetz und aufgrund der vorhandenen Niederschlagsmenge sind die Kalkrete weiter in die Tiefe vorge-

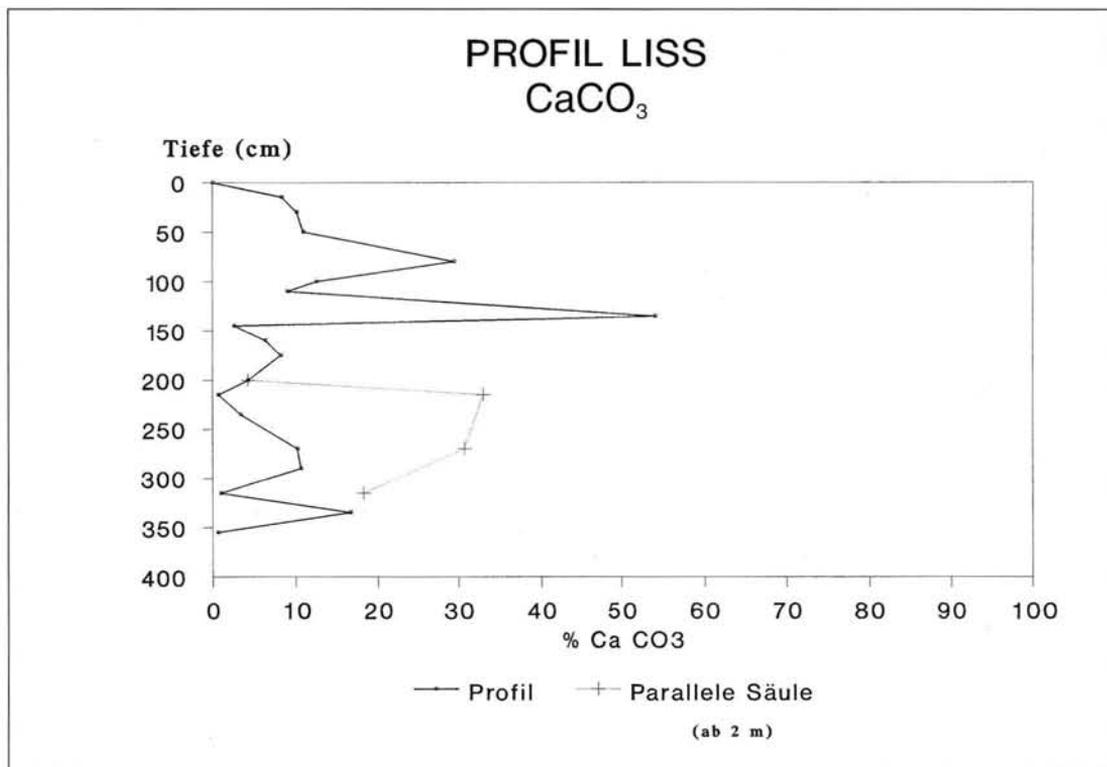


Abb. 8: Profil Liss (A). Prozentanteile CaCO₃.

Fig. 8: Profile Liss (A). Percentages of CaCO₃.

drungen und haben die bereits bestehenden Ablagerungen modifiziert. Man kann davon ausgehen, daß das mineralisierbare Wasser mit höherem CO₂-Gehalt eine größere Ausspülungskapazität besaß und mehr CaCO₃ transportieren konnte. Das Vorhandensein großer Mengen an Eruptionsmaterial steht für eine hohe, regelmäßig wiederkehrende vulkanische Aktivität, die von großer Bedeutung ist, da die vulkanischen Gase einen hohen CO₂-Gehalt haben und sich auf das Paläoklima ausgewirkt haben können.

4 Angewandte Methoden

Für die vorliegende Arbeit wurden zunächst geeignete, repräsentative Orte ausgesucht. Hierbei mußten die Heterogenität der Profile in einer periglazialen Umwelt und die Schwierigkeit, sie in ihrer lateralen Diskontinuität zu studieren, berücksichtigt werden. Die Profile wurden nach geokryologischen Maßstäben angelegt.

Für die Korngrößenverteilungen wurden die traditionellen Methoden angewandt und es wurde feucht, trocken und sowohl feucht als auch trocken gesiebt. Für die Schluffe und Tone wurde die Pipettiermethode angewandt. Die statistischen Daten

wurden anhand der Formeln von FOLK & WARD (PETTJOHN et al. 1987) ermittelt. Einige Profile der RP wurden im Abstand von 15/20 cm und bis zu 4 m Tiefe beprobt, um Texturen, Abwandlungen und Relationen zu den Kalkablagerungen bestimmen zu können. Für die Poldiagrammanalyse und die Sitummetrie wurde die Methodik benutzt, die von AHUMADA & TROMBOTTO (1993) und TROMBOTTO (1990) für aktuelle, periglaziale Milieus entwickelt wurde; in diesem Fall wurde das Wolfsche stereographische Netz benutzt. Letzteres dient dazu, unterschiedliche Gefüge sowie verschiedene Bedingungen in Paläooberflächen zu unterscheiden, z. B. Kryoturbation und fluviale Strukturen differenzieren. Die Einregelung der Längsachsen der Körner (rund 50) ergeben die vorzeitlichen Bedingungen der Sedimentation.

5 Sitummetrie und Poldiagramme

Paläoklimatische Phänomene wie z. B. Kryoturbationen oder sedimentäre Strukturen fluvialen Ursprungs lassen sich anhand der sitummetrischen Analyse und Poldiagramme folgender Gefüge erkennen:

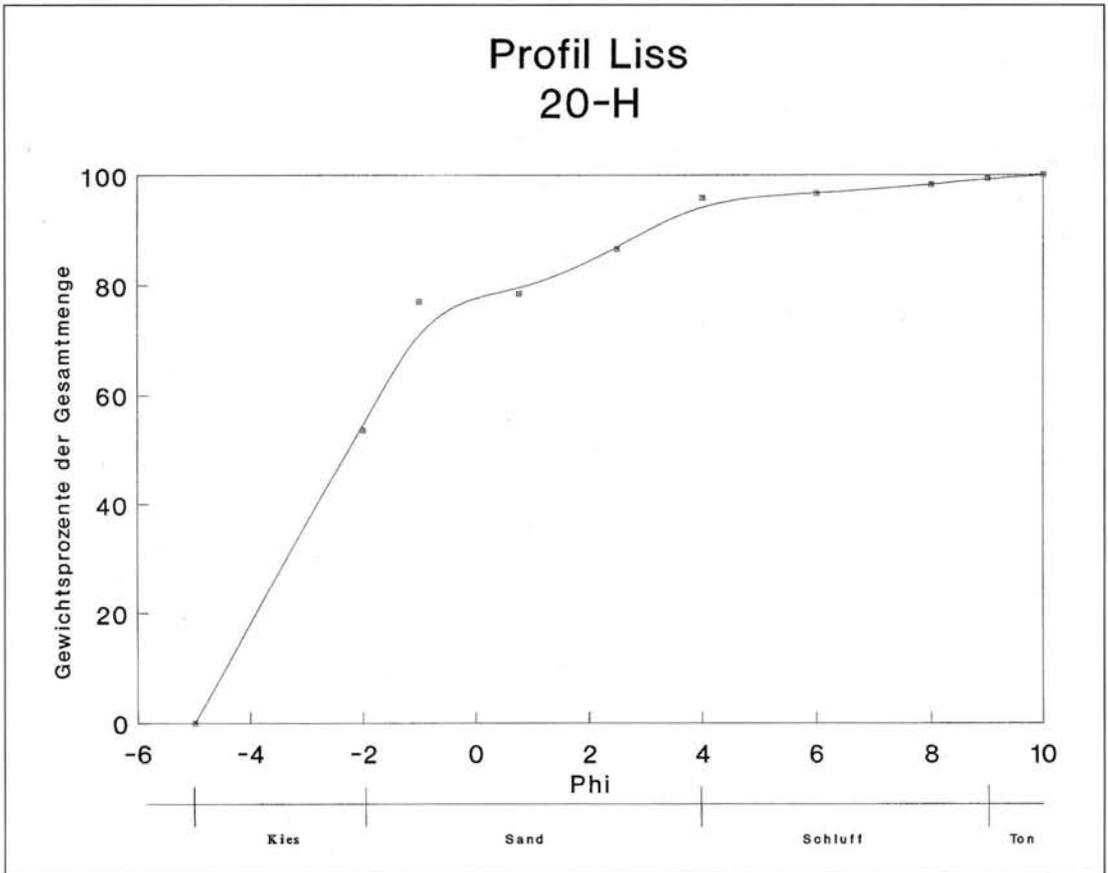


Abb. 9: Profil Liss. Körnungskurven des Füllmaterials eines syngenetischen fossilen Eiskeils und eines Fensters.

Fig. 9: Profile Liss. Cumulative frequency curve for the filling of a syngenetic ice wedge cast and a window.

5.1 Profil Liss

(Abb. 3 und dazugehörige Diagramme)

Durch die Sitummetrie und die Analyse von Poldiagrammen kann man die vorzeitlichen Bedingungen rekonstruieren. Abb. 3 zeigt folgende Schwerpunkte der sitummetrischen Analyse:

0- Sektor „Pseudomorphose“ (Abb. 5: 0): Maximum (42 %) in der Gruppe 4 kennzeichnet eine Kollapsstruktur in Verbindung mit einer kryogenen Struktur. Das Poldiagramm zeigt eine eindeutige Konzentration im Zentrum an, die eine deutliche Tendenz der Klaster zur Vertikalität definiert. Kollapsstrukturen in aktuellen Milieus aus der „Cordillera Frontal“ wurden von TROMBOTTO (1990) beschrieben. Die Kollapsstruktur entsteht, wenn Gerölle in kryogene Risse fallen und/oder wenn sich längliche RP durch die Bewegung, die eine kryogene Entspannung auslöst, vertikal anordnen. Die übrigen Pole befinden sich in einer Zone mit NE-Orientierung und Pseudovertikalität (sie bewegen sich vom Äußeren zum Inneren des Kreises).

1- Sektor „Oberes Fenster“: Polymodalität. Gewisse Präferenz bei 3I (27%). Das Poldiagramm zeigt Bimodalität: eine Gruppe mit NE-Orientierung und eine Gruppe mit E-NE-Orientierung.

2- Sektor „Säule“: Maximum (37%) bei 2D. Minimum (6 %) bei 3D. Die übrigen Werte sind etwa gleichmäßig auf die anderen Gruppen verteilt bzw. in den Gruppen auf der linken Seite etwas stärker vertreten. Das Poldiagramm zeigt eine Variation der regionalen Tendenz Richtung Osten. Das könnte mit der Aktivität der Verfüllung und den mineralisierenden Fließbewegungen zusammenhängen, die durch die Hangneigung bedingt sind.

3- Sektor „Linkes Fenster“: Polymodalität. Geringe Überzahl bei 1 C (25%). Das Poldiagramm in diesem Teil des „Fensters“ weist eine Disposition in E-SE-Richtung auf.

4- Sektor „Nougat“: Polymodalität. Gewisse Präferenz bei 3D (23 %). Das Poldiagramm zeigt eine deutliche Tendenz Richtung E-NE auf. Die kryogene

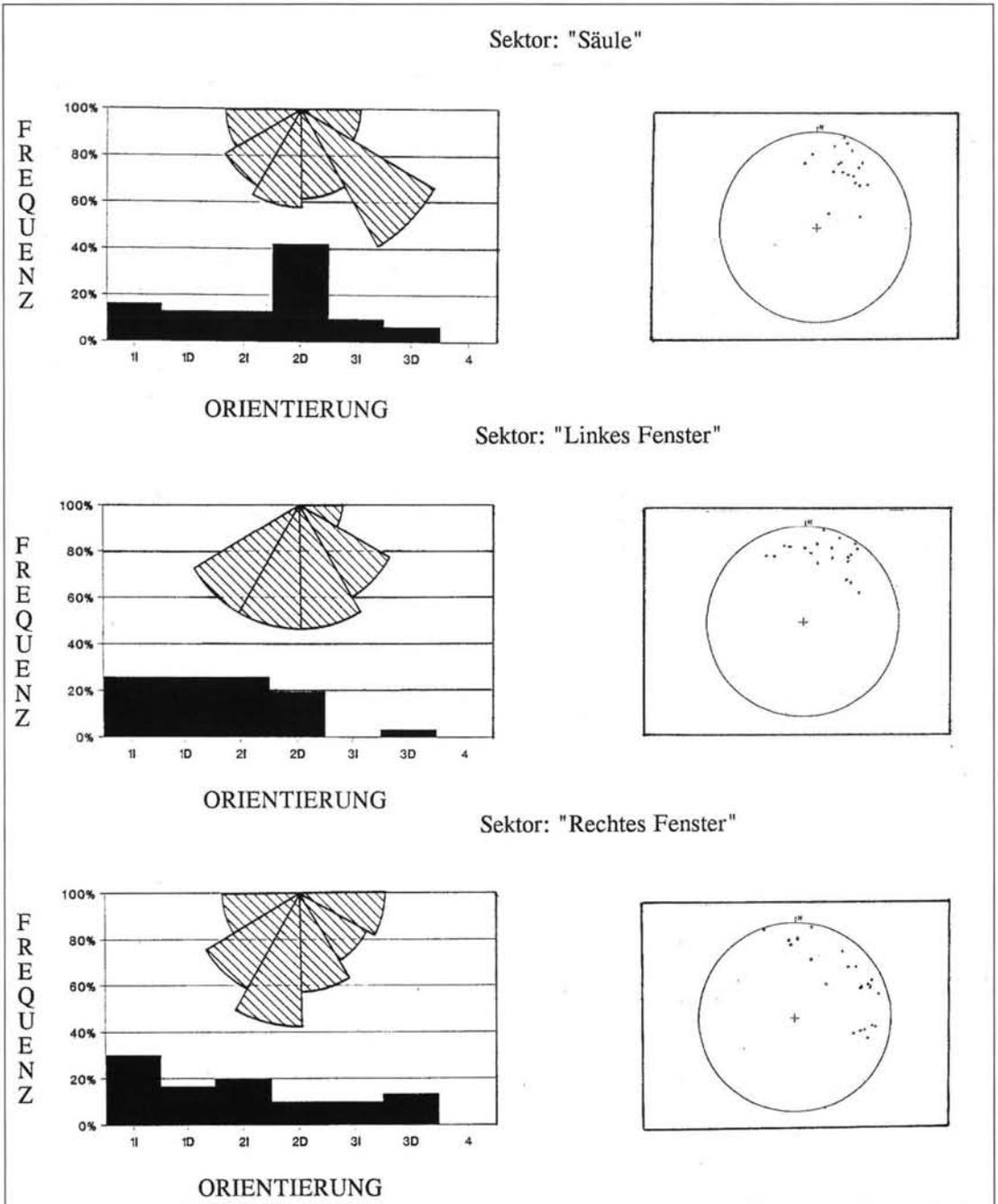


Abb. 10: Profil Andermatten. Sitummetrie und Poldiagramme.
 Fig. 10: Profile Andermatten. Sitummetry and pole-diagrams.

Beeinflussung (Solifluktion und/oder Kryotur-
 bation) dieser Schicht oberhalb der RP ist mög-
 licherweise die Ursache sitummetrischer Hetero-
 genität.

5- Sektor „Rechtes Fenster“: Maximum bei 1I (34 %).
 Gute Aufteilung der Orientierung auf die übrigen

Gruppen. Das Poldiagramm in diesem Sektor weist
 eine eindeutig definierte Disposition in E-SE-Rich-
 tung auf.

6-Sektor „Rechte Apophyse“: Maximum bei 2I (48 %).
 Das Poldiagramm zeigt eine Hauptausrichtung nach
 NO auf.

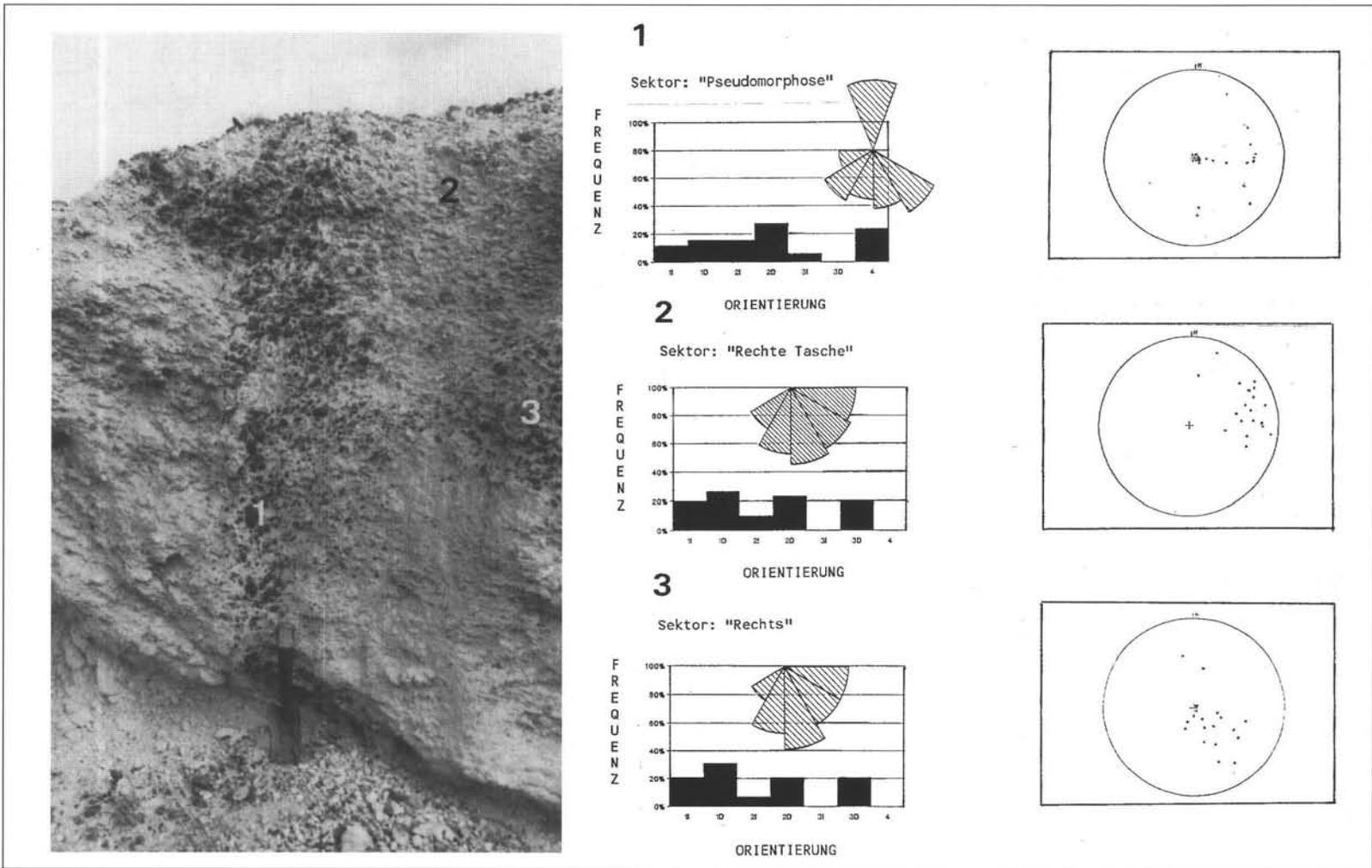


Abb. 11: Profil Vallejo. Tiefe 1,30 m. Epigenetischer fossiler Eiskeil. Die Nummern entsprechen den sitummetrischen Diagrammen mit ihren jeweiligen Poldiagrammen.
 Fig. 11: Profile Vallejo. Depth 1.30 m. Epigenetic ice wedge cast. The numbers correspond to the sitummetric diagrams and their poledigrams respectively.

5.2 Interpretation des Profils Liss

Die syngenetischen Eiskeile entstehen durch die Sedimentation der patagonischen Gerölle. Abb. 9 zeigt die Textur des Eiskeils anhand der Distribution der Gewichtsmenge in Prozentanteilen. Die Analyse der granulometrischen Verteilung (< 20 mm) und die statistischen Daten, die die Füllung der Eiskeil-Pseudomorphose kennzeichnen, ergeben eine leptokurtische Kurve mit einer Asymmetrie von 0,2 - 0,3 bei sehr geringer Standardabweichung. Der Mittelwert und der Median entsprechen der granulometrischen Fraktion des Sandkorns. Die Untersuchung des Materials < 2 mm ergibt einen Hauptanteil an Feinsand (TROMBOTTO 1992). Schluff und Ton zusammen genommen machen 4,2 % aus (davon 3,5 % Schluff). Ein beispielhaftes Fenster zeigt dagegen eine andere Körnungslinie, wobei Schluff und Ton unwichtig sind und Feinsand nur rund 4 % beträgt. Die Fenster konservieren andererseits die ursprüngliche fluviale Struktur. Material < 0,063 enthalten die Fenster kaum. Die kryogene Aktivität verursacht eine besondere Struktur aus Kies, die mehr Feinsedimente konserviert. Die kryogene Struktur hat eine Taschen-Funktion. Sie verschluckt Feinsedimente, die danach relevant für die Kalkablagerung sind. Durch die Sittummetrie und die Poldiagramme kann man diese kryogenen Strukturen allerdings erkennen.

Aus dem oben Gesagten läßt sich folgendes schließen:

- a) Der fossile Eiskeil läßt sich eindeutig identifizieren, weil auch die Eigenschaften der Diagramme die Tendenz einer Vertikalisation der Klasten nachweisen.
- b) Die große Vielfalt der Orientierung der Klasten ist der Grund für die Polymodalität. Sie läßt sich möglicherweise auf die Überlappungen während der Ablagerung der Gerölle und/oder auf die Störungen, die durch Gefrieren und Tauen hervorgerufen wurden, zurückführen.
- c) Der untere Abschnitt des Profils Liss weist gewisse Unterschiede auf. Wenn man von einer allgemeinen Fließrichtung in NE-Richtung ausgeht (siehe GROBER 1952; HALLER 1981), lassen sich Unterschiede bei den unteren „Fenstern“ (Abb. 3: 3 und 5), sowie in der Apophyse (6) feststellen, wo die Frequenzen mit einer E-SE-Orientierung zusammenhängen. Das legt den Gedanken nahe, daß die Gerölle von einer anderen Paläooberfläche oder von einer lokalen Variation der Hangneigung beeinflusst sein können. Zeichnet sich schon der „Bajo Grande“ ab (Abb. 1)?
- d) Man kann auch davon ausgehen, daß die Risse, Öffnungen in der Paläooberfläche und die kalkhaltigen Lösungen mit ihrer späteren Mineralisierung dazu beigetragen haben, daß sich die ursprüngliche Disposition der Klasten geändert hat.

5.3 Interpretation der anderen Profile

5.3.1 Profil Andermatten (Abb. 10)

Das Profil Andermatten (Abb. 1) ist ein typisches RP-Profil mit kalkhaltigem Netz. Die sitummetrische Analyse der Säule läßt keine Kollapsstrukturen oder periglaziale Strukturen erkennen. Trotz der Ähnlichkeit mit dem vorherigen Profil ist dieses nach W ausgerichtet. Die Orientierungen der Längsachsen (Abb. 10) zeigen ein Maximum bei 2D (42 %) und ein Minimum bei 3D (6 %). Während ein gewisses Übergewicht der Orientierungen der Gruppen sich auf der linken Seite befindet, zeigt das Poldiagramm eine regionale Tendenz in N-NE-Richtung. Die sitummetrische Analyse der Fenster ergibt Polymodalität, obwohl auf dem rechten Fenster eine gewisse Präferenz bei 1I (30 %) auffällt. Die Poldiagramme des rechten Fensters bestätigen Polymodalität bei 2 und 3.

In allen drei Fällen (Abb. 10) und unter Berücksichtigung des Grundwassers würden die Orientierungen eine Fließrichtung nach NE andeuten. Während sich innerhalb der „Fenster“ die Ablagerungsstrukturen nicht verändern, würden die „Säulen“ eine Schwachstelle oder einen Riß darstellen, je nach Fließrichtung und Gefälle im allgemeinen.

5.3.2 Profil Vallejo

(Abb. 11 und dazugehörige Diagramme)

Anhand der sitummetrischen Analyse und der Poldiagramme des Profils Vallejo läßt sich recht einfach ein fossiler Eiskeil erkennen. Das Maximum bei 2D (Abb. 11: 1) im pseudomorphen Sektor könnte mit der ursprünglichen Struktur zusammenhängen. Die Fälle 2 und 3 sind sehr ähnlich und bestärken die regionale Fließrichtung nach NE.

Die Merkmale der Sektoren (Abb. 11) zeigen folgende Schwerpunkte:

1- Sektor „Pseudomorphose“: Maximum bei 2D (27 %) und in der Gruppe 4 (24 %). Das Poldiagramm ergibt eine vertikale Sortierung der Klasten und zwei Gruppen mit vertikaler Tendenz.

2- Sektor „Rechte Tasche“: Maximum bei 1D (27 %) und bei 2D (23 %). Bei 3I ist der Wert 0. Das Poldiagramm zeigt einen Nukleus der Vertikalität der Klasten, der eine E-SE orientierte Gruppe anzeigt.

3- Sektor „Rechts“: Maximum bei 1D (31 %). Bei 2D sowie 3D sind die Werte gemäßigt (21 %); bei 3I liegt der Wert bei 0. Das Poldiagramm verhält sich wie im vorherigen Fall.

6 Schlußfolgerungen

1. Kalte Phänomene, die unter dem Begriff „Perfordd Kryomer“ zusammengefaßt werden, haben die RP während und nach ihrer Ablagerung beeinflusst. Sie sind sehr alt, weil sie syngenetische fossile Eiskeile enthalten.

2. Die kältesten glazialen Impulse mit Permafrost in Patagonien, sind die kryogenen Verursacher der thermischen Kontraktionen und der syngenetischen und epigenetischen Eiskeile in den RP-Profilen.

3. Verschiedene kryogene Phasen führen zu einer fluktuierenden Gefrier- und Auftauschicht und zu Austrocknungsprozessen. Dadurch läßt sich das Aufreißen in fein krackelierte Netze erklären, die das Zirkulieren mineralisierenden Wassers ermöglichen.

4. „Säulen“ und quasihorizontale Schichten, die a posteriori mit den verschiedenen Karbonatisierungsablagerungen in Verbindung treten, stellen die Zirkulationswege und Risse dar, die die ursprüngliche Textur der RP modifiziert haben. Die Mineralisierung führt zu einer veränderten Orientierung der Klasten. Die „Fenster“, die möglicherweise langsamer auftauen, stellen vorübergehende Freiräume ohne bedeutende Kalkablagerung dar.

5. Die so entstandenen Kalkkrete waren ariden Phasen unterworfen und lassen sich mit Texturveränderungen in den RP in Verbindung bringen, die eine Karbonatisierung gefördert haben.

6. Die RP-Profile zeigen deutlich zwei morphologisch sehr verschiedene Schichten. Die obere Schicht weist bedeutende textuelle Veränderungen und eine ungeordnete Struktur auf, die sich auf periglaziale Phänomene zurückführen lassen könnten. Die untere Schicht zeigt eine tendenzielle E und NE-Orientierung der Klasten.

7. Die vorwiegende E-NE-Orientierung variiert im unteren, mit RP verfülltem Teil der Senken aufgrund lokaler Variationen der Hangneigung.

8. Die untere RP-Schicht mit den charakteristischen „Säulen“ und „Fenstern“ weist Variationen bei der Orientierung der Klasten auf, die mit den Netzen zusammenhängen, die in der Paläo-Auftauschicht oder der Schicht des Gefrierens, Auftauens und Austrocknens entstehen.

9. Die Klasten der Eiskeilpseudomorphosen haben eine Tendenz zur Vertikalität und lassen sich eindeutig in den Diagrammen mit Hilfe der angewandten Techniken unterscheiden.

Dank

Die vorliegende Arbeit konnte dank der finanziellen Unterstützung von CONICET (PIA 0122/90) durchgeführt werden. Ich möchte mich außerdem bei Chem. Ing. Héctor Alcántara und ALUAR dafür bedanken, daß mir Labors und das Rechenzentrum zur Verfügung gestellt wurden. Darüber hinaus bin ich Prof. Dr. Dietrich Barsch (Universität Heidelberg), Dr. Gerardo Bossi (Sedimentologisches Institut der Universität Tucumán), meiner Frau Sabine für die Lektüre des deutschen Manuskripts, Fernando Jaguer, Lori Taylor und Mateo Comejo (Cenpat) zu Dank verpflichtet.

7 Schriftenverzeichnis

- AHUMADA, A.-L. & TROMBOTTO, D. (1984): Estudios Periglaciales en la Lagunita del Plata, Provincia de Mendoza. Noveno Congreso Geológico Argentino. S. C. de Bariloche, Actas **IV**: 22-34, 12 Abb.; Buenos Aires.
- AUER, V. (1956): The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: The Ice and Interglacial Ages. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae*, III. *Geologica-Geographica*, **45**: 226 pp., 189 figures, 5 appendices; Helsinki.
- (1970): The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part V: Quaternary Problems of Southern South America. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae*, III. *Geologica-Geographica* **100**: 194 pp.; Helsinki.
- BELTRAMONE, C. A. (1989): Observations of fossil ice wedges corresponding to two cryogenic periods in Puerto Madryn surrounding areas. IGCP Project Nr. 297: "Geocryology of the Americas", Abstracts and Reports: 23-23; Mendoza.
- BRONGE, Ch. (1992): Holocene climatic record from lacustrine sediments in a freshwater lake in the Vestfold Hills, Antarctica. *Geografiska Annaler* **74 A**: 47-58; Stockholm.
- CABRERA, A. (1976): Regiones Fitogeográficas Argentinas. *Enciclopedia Argentina de Agricultura y Jardinería*, Tomo II, **1**: 85 ps.; Buenos Aires.
- CALDENIUS, C. (1940): The Thuelche or Patagonian Shingle-Formation. *Geografiska Annaler* **22**: 160-181; Stockholm.
- CLAPPERTON, C. (1983): The Glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*, **2**: 83-155.
- & ROBERTS, D. (1986): Quaternary sea level changes in the Falkland Islands. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **4**: 99-117.
- CODIGNOTTO, J. O., KOKOT, R. R. & MARCOMINI, S. C. (1991): Neotectonism and Sea-Level Changes in the Coastal Zone of Argentina. *Journal of Coastal Research*, **8**: 125-133; Charlottesville, Virginia.
- CORTE, A. (1991): Chronostratigraphic Correlations of Cryogenic Episodes in Central Andes and Patagonia. *Permafrost and Periglacial Processes*, **2**: 67-70.
- & BELTRAMONE, C. (1984): Edad de las Estructuras Geocriogénicas de Puerto Madryn, Chubut, Argentina. *Acta Geocriogénica*, **2**: 67-72; Mendoza.
- CZAJKA, W. (1955): Rezente und pleistozäne Verbreitung und Typen des periglazialen Denudationszyklus in Argentinien. *Acta Geographica* **14**, **10**: 121-140; Helsinki.
- DEL VALLE, H. F. & BELTRAMONE, C. A. (1987): Morfología de las Acumulaciones Calcáreas en algunos Paleosuelos

- de Patagonia Oriental (Chubut). *Ciencia del Suelo*, **5**: 77-87.
- FERUGLIO, E. (1950): Descripción Geológica de la Patagonia. Tomo III: 431 ps, YPF; Buenos Aires.
- GARLEFF, K. & STINGL, H. (1984): Neue Befunde zur jungquartären Vergletscherung in Cuyo und Patagonien. *Berliner Geogr. Abh.*, **36**: 105-112, 3 Abb.; Berlin.
- (1985): Jungquartäre Klimageschichte und ihre Indikatoren in Südamerika. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, **11/12**: 1769-1775, 1 Abb., 1 Tabelle; Stuttgart.
- GONZALEZ, M.-A. (1989): Holocene Levels in the Bahía Blanca Estuary, Argentine Republic. *Jour. of Coastal Research*, **5**: 65-77; Charlottesville, Virginia.
- & MUSACCHIO, E., GARCIA, A., PASCUAL, R. & CORTE, A. (1981): Las líneas de costa (Holoceno) de la Salina del Bebedero (San Luis, Argentina). Implicancias paleoambientales de sus microfósiles. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis. *Actas III*: 617-628; Buenos Aires.
- & TROMBOTTO, D. (1990): Neogene Sand Desert Development During Global Cooling Episodes in Southern South America. *Fundación Carl C. von Cullenius, Notas Técnicas y Científicas*, **3**: 10 ps.; Buenos Aires.
- GROEBER, P. (1950): Quartäre Vereisung Nordpatagoniens. *Sonderdruck der Zeitschrift „Südamerika“*: 6 S.; Buenos Aires.
- (1952): Glacial, Tardío y Post-Glacial en Patagonia. *Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicional de Mar del Plata*, **1**: 79-103.
- HALLER, M. J. (1981): Descripción Geológica de la Hoja 43h - Puerto Madryn. Servicio Geológico Nacional, Boletín Nr. 184: 41 ps.
- HALLET, B. (1976): Deposits formed by subglacial precipitation of CaCO₃. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 1003-1015.
- HEUSSER, C. & RABASSA, J. (1987): Cold climatic episode of Younger Dryas age in Tierra del Fuego. *Nature*, **328**: 609-611.
- LISS, C. Ch. (1969): Fossile Eiskeile (?) an der Patagonischen Atlantikküste, *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, **13**: 109-114, 5 Abb.; 1 Berlin - 7 Stuttgart.
- LÜTTIG, G. (1965): Interglacial and Interstadial Periods. *J. Geol.* **73**: 579-591.
- MERCER, J. H. (1976): Glacial History of Southernmost South America. *Quaternary Research* **6**: 125-166; Washington.
- (1985): Las variaciones glaciares del antiguo Cenozoico en Sudamérica, al sud del Ecuador. *Acta Geocriogénica* **3**: 86-105; Mendoza.
- & SUTTER, J. F. (1982): Late Miocene-Earliest Pliocene Glaciation in Southern Argentina: Implications for Global Ice-Sheet History. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **38**: 185-206; Amsterdam.
- & AGER, T. (1983): Glacial and Floral Changes in Southern Argentina. *nat. Geogr. Soc. Res. Reports* **15**: 457-477.
- NILSSON, T. (1983): The Pleistocene. Enke: 651 pp., 292 figures, 23 stratigraphical tables; Stuttgart.
- PETTITJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1987): Sand and Sandstone. Springer Verlag: 553 pp., 355 figures; New York.
- PÉWÉ, T. L. (1984): Deposition of Windblown Dust in Central Arizona, USA. En M. Pécsi (ed), *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*, Hungarian Academy of Sciences: 305-325; Budapest.
- RABASSA, J., BUJALESKY, G., MEGLIOLI, A., CORONATO, A., GORDILLO, S., ROIG, C. & SALEMME, M. (1992): The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca* **81**: 249-256.
- SCHOBINGER, J. (1973): Prehistoria de Suramérica. Editorial Labor: 296 ps.; Barcelona.
- STINE, S. & STINE, M. (1990): A record from Lake Cardiel of climate change in southern South America. *Nature*, **345**: 705-707.
- SYLWAN, C. (1989): Paleomagnetism, Paleoclimate and Chronology of Late Cenozoic Deposits in Southern Argentina. *Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution*, **277**: 110 pp.; Stockholm.
- TROLL, C. & PAFFEN, K. H. (1969): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. *Erdkunde*, XVIII: 28 S., 15 Abb., 1 Karte, 1 Legende.
- TROMBOTTO, D. (1992): The Cryomere Penfordd, Patagonia. *International Workshop: „Permafrost and Periglacial Environments in Mountain Areas“*, 3rd. Meeting IGCP Project 297: “Geocryology of the Americas”: 33 pp., 23 Abb.; Calgary.
- & STEIN, B. (1993): El último criomero pleistocénico en la región de los „kopjes“ y de las grandes mesetas, Patagonia, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, *Actas*, Vol. VI: 92-96, 5 Abb.; Buenos Aires.
- VILLALBA, R. (1990): Climatic fluctuations in Northern Patagonia during the last 1000 years as inferred from tree-ring records. *Quaternary Research* **34**: 346-360.
- VOGT, T. (1990): Cryogenic Physico-chemical Precipitations: Iron, Silica, Calcium Carbonate. *Permafrost and Periglacial Processes*, **1**: 283-293.
- WEILER, N. E. (1988): Depósitos litorales del Pleistoceno tardío y Holoceno en Bahía Anegada, Provincia de Buenos Aires. *Segunda Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*: 245-249; Buenos Aires.

Manuskript eingegangen am 03.12.1993

Eruptionsgeschichte und Deckschichtenfolge der Wannenköpfe-Vulkangruppe in der Osteifel

MANFRED FRECHEN*)

Volcanic sequences, loess-paleosol sequences, interglacial soils, tephrochronological investigations, stratigraphy, East-Eifel

Kurzfassung: Die Wannenköpfe gehören zu einer Gruppe von Schlackenkegeln, die unter interstadialen Verhältnissen zu Beginn der vorletzten Kaltzeit im Osteifel-Vulkanfeld ausbrachen. Durch den intensiven Lavaabbau sind derzeit imposante Einblicke in den vulkanologischen Formenschatz und die verschiedenen Eruptionsphasen eines Schlackenkegels gegeben. Die pyroklastische Abfolge beginnt mit phreatomagmatischen Ablagerungen eines initialen Maars. In einer zweiten nichtphreatomagmatischen Phase kommt es zur strombolianischen Förderung von Schlacken und damit zum Aufbau des Schlackenkegels. Im Bereich der Wannenvulkangruppe sind Lavaströme sowohl im Westen als auch im Osten ausgeflossen. Aus der Finalphase stammen die Basalt- und Tuffgänge. Mindestens einer dieser Tuffgänge erreichte die Krateroberfläche. Dabei wurde wenig nebengesteinsreiches, feinkörniges Material gefördert. Dieses Material wurde hydrothermal stark zersetzt und liegt als toniges Sediment an der Basis der Kratermulde vor (Profil B).

In den Kratermulden und den Depressionen zwischen einzelnen Schlackenkegeln bildeten sich Sedimentfallen, in denen besonders für den älteren Teil der vorletzten Kaltzeit eine mehr oder weniger lückenlose Sedimentabfolge vorhanden ist. Die Deckschichten beginnen mit Aschen- und Lapilli-Fallablagerungen sowie distalen phreatomagmatischen Ablagerungen benachbarter Eruptionszentren. Die Asche- und Lapillischichten können zum Teil mit den Tephren anderer Kraterprofile korreliert werden.

Zum Hangenden hin sind Horizonte mit Humusanreicherungen zwischengeschaltet, die als Äquivalente von interstadialen, frühsaalezeitlichen Böden interpretiert werden. Die Deckschichtenfolge wird durch einen rotbraunen Bt-Rest einer Parabraunerde, der mit dem Eem-Boden korreliert, untergliedert. Unterwechelzeitliche Humuszonen, humose Fließerdimente und Lehmbröckelsande lagern diskordant auf dem interglazialen Boden. Die Profile schließen mit einer interstadialen Bodenbildung ab, dem Alleröd-Boden, der sich auf ungliedertem oberwechelzeitlichem Löß gebildet hat. Darüber lagert der Laacher See-Bims.

Aufgrund der tephrochronologischen und lößstratigraphischen Untersuchungen ist eine Kombination der Löß-/Paläobodenabfolge der Wannenköpfe mit denen des Tönchensberges und anderer Schlackenkegelkomplexe

möglich. Aus der Kombination der Profile ist eine genaue Einstufung des Ausbruches der Osteifel-Schlackenkegelkomplexe sowie eine Rekonstruktion der paläoklimatischen und paläoökologischen Entwicklung der Osteifel für die letzten 200.000 Jahre ableitbar. Die Wannenköpfe sind unter interstadialen, waldsteppenartigen Klimaverhältnissen ausgebrochen. Nur unwesentlich später sind der Tönchensberg, die Eiterköpfe, sowie der Korrettsberg und der Plaidter Hummerich unter ähnlichen klimatischen Bedingungen ausgebrochen. Für den Ausbruch der Hüttenberg-Tephra zu Beginn des vorletzten Interglazials gibt es an den Wannenköpfen keine Belege.

[Eruption sequence and sediment sequence on top of the Wannenköpfe scoria complex]

Abstract: The Wannenköpfe scoria complex of the East-Eifel Volcanic Field in Germany has preserved a remarkable record of glacial and interglacial sediments in inter- and intracrater depressions. Due to intensive mining, the different eruption cycles of typical scoria cones are visible in the quarry walls. The pyroclastic formation starts with phreatomagmatic deposits of an initial maar. In a nonphreatomagmatic phase scoria is erupted by strombolian activity. Lava flows are found around the scoria cones. In the final phase basaltic magma and fluidized sediment intrude into the volcano.

In the past the volcanic craters have acted as sediment traps. The loess/paleosol sequences provide a more or less continuous record of climatic changes especially for the early penultimate glaciation.

The volcanic sequence starts with "fall out" and flow deposits from neighbouring eruption centers of the Wannenvulkangruppe. Above these deposits lie intercalated horizons, rich in humic material.

Higher in the sequence loess layers and their derivatives, subdivided by a thick redbrownish Bt horizon of an interglacial soil ("Parabraunerde"), occur within the inter- and intracrater depressions. On the top of the interglacial soil (stage 5e) steppe soils, humic reworked sediments and pellet sands from the early part of the last glaciation (stage 5d-a) are well preserved and reflect the climatic and environmental development after the last interglacial optimum. Some sediments from the upper part of the last glaciation have been eroded out. Comparison and subsequent combination of different crater sections from scoria cones such as Eiterköpfe and Tönchensberg have been made using te-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. M. FRECHEN, Abt. Quartärgeologie, Geologisches Institut, Universität zu Köln, Zülpicher Str. 49, 50674 Köln

phrochronological and stratigraphic investigations. A detailed chronological reconstruction of the East-Eifel Volcanic Field is achieved.

The Wannenköpfe scoria cone erupted under interstadial climatic conditions. The scoria cones of Tönchesberg, Eiterköpfe, Korretsberg and Plaidter Hummerich erupted shortly after the Wannenköpfe complex under similar climatic and environmental conditions. There is no evidence that the Hüttenberg tephra erupted at the beginning of the penultimate interglaciation.

Inhaltsverzeichnis

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 1 Einleitung 2 (Paläo-)Geomorphologie 3 Eruptionsgeschichte der Wannenköpfe | <ul style="list-style-type: none"> 3.1 Phreatomagmatische Initialphase und Maarbildung 3.2 Strombolianische Schlackenwurfstätigkeit 3.3 Finalphase mit Intrusionen von Tuff- oder Basaltgängen 3.4 Effusive Phase 3.5 Tephra-Ablagerungen benachbarter Eruptionszentren 4 Sedimentologisch-pedologische Ergebnisse/Profilbeschreibungen <ul style="list-style-type: none"> 4.1 Profil A 4.2 Profil B 4.3 Profil D („Canyonprofil“) 5 Diskussion 6 Dank 7 Schriftenverzeichnis |
|---|--|

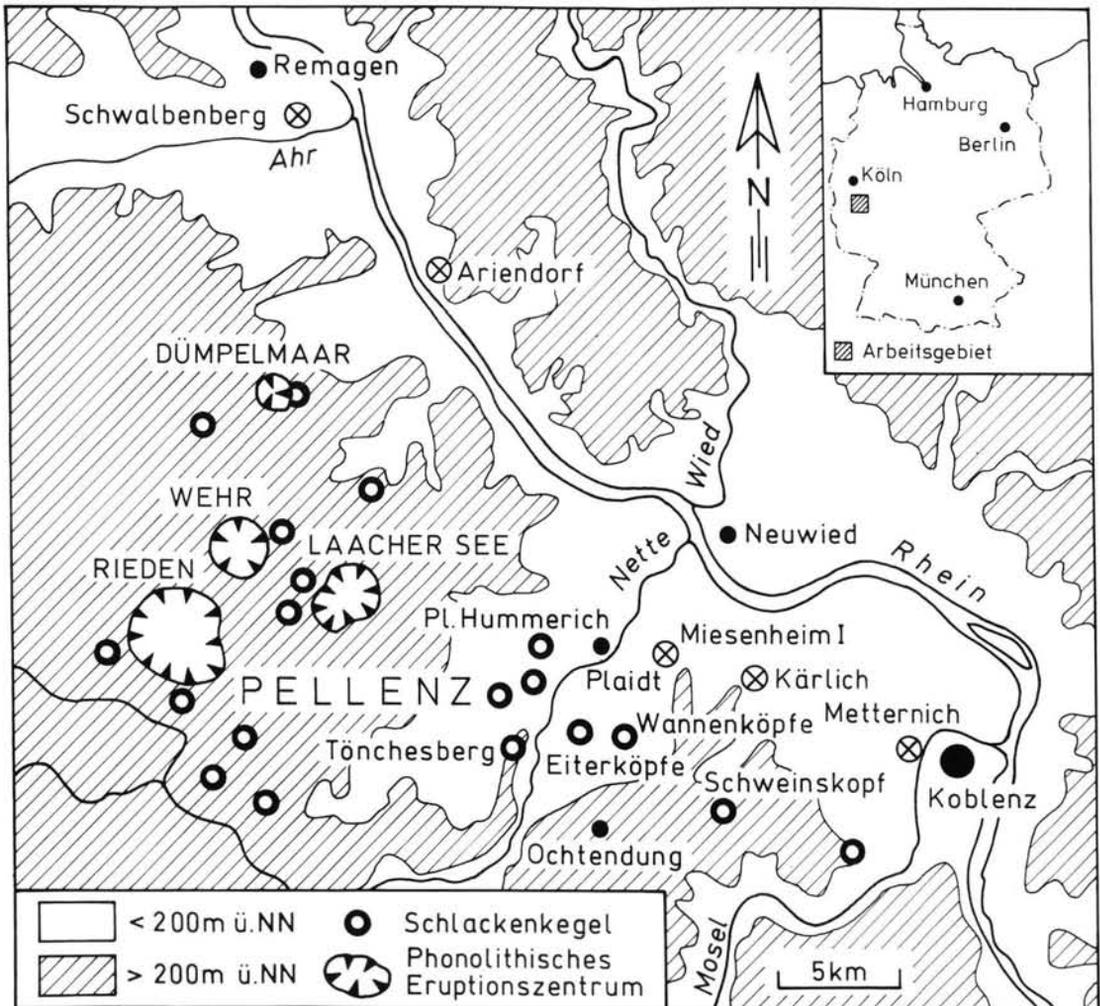


Abb. 1: Lage des Wannenköpfe-Schlackenkegelkomplexes in der Osteifel. Kraterprofile sind als schwarze offene Kreise (○) und Umlandprofile als offene Kreise mit Kreuz (⊗) gekennzeichnet.

Fig. 1: Map showing the location of the Wannenköpfe scoria complex in the East Eifel Volcanic Field, Germany. Crater sections are marked by an open black circle (○), other loess sections by an open circle with a cross (⊗).

1 Einleitung

Die Wannenköpfe gehören zu den rund 100 kleineren alkalibasaltischen Schlackenkegeln der Osteifel, die während des Mittel- und Oberpleistozäns ausbrachen. Durch den intensiven Lavaabbau seit den 1970er Jahren bestehen hervorragende Aufschlußverhältnisse, in denen der Aufbau und die verschiedenen Eruptionsphasen von Schlackenkegeln bzw. Schlackenkegelkomplexen des Osteifel-Vulkanfeldes untersucht werden können (SCHMINCKE 1977).

Die Wannenköpfe befinden sich auf der durch zahlreiche Mikroerdbeben immer noch aktiven Nordwest-Südost ausgerichteten Ochtendung Störungszone (AHORNER 1983: 210). Auf dieser tektonischen Linie liegen zwischen dem Schweinskopf-Karmelenberg und Birkenkopf im Südosten und dem Bausenberg im Nordwesten zahlreiche weitere, für die zeitliche Stellung des Osteifel-Vulkanismus wichtige Schlackenkegelkomplexe, u. a. die Eiterköpfe, der Tönchesberg, der Plaidter Hummerich und der Korretsberg (Abb. 1).

Im Bereich der Wannenköpfe sind derzeit verschiedene Maar-Ablagerungen und Schlackenkegel in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen. Anhand der abbaubedingt wechselnden Steinbruchwände kann die Eruptionsgeschichte des Wannenköpfe-Schlackenkegelkomplexes detailliert rekonstruiert werden.

Die Kratermulden und die Depressionen zwischen den einzelnen Schlackenkegeln bildeten über geologisch lange Zeiträume Sedimentfallen. Durch eine Verknüpfung und Kombination der etwa zeitgleichen Abfolgen wird eine Rekonstruktion der paläoklimatischen und paläoökologischen Bedingungen der letzten beiden Glazial-/Interglazialzyklen für die Osteifel ermöglicht. Für die Decksedimente des Tönchesberges, durch die eine mehr oder weniger lückenlose Abfolge saale- und unterweichselzeitlicher Sedimente überliefert ist, liegen bereits umfangreiche interdisziplinäre Untersuchungen vor (BOENIGK & FRECHEN im Druck). Des Weiteren gibt es sedimentologisch-pedologische Untersuchungen der Decksedimente des Plaidter Hummerichs (SEMEL 1991) und des Schweinskopf-Karmelenberges (FRECHEN in Vorbereitung).

Mit Hilfe der Decksedimente und der Sedimente unterhalb des Schlackenkegelkomplexes erfolgt eine lößstratigraphische Einstufung und damit eine relative Datierung des Ausbruchs der Wannenköpfe. Die zwischengeschalteten Tephren erlauben Korrelationen mit weiteren mehr oder weniger zeitgleichen Schlackenkegeln des Osteifel-Vulkanfeldes.

In dieser Arbeit wird eine Bestandsaufnahme des vulkanologischen Formenschatzes und die Rekonstruktion des Eruptionsablaufs der Wannenköpfe

vorgestellt, sowie die sedimentologisch-pedologischen und stratigraphischen Ergebnisse bezüglich der Deck- und Liegendsedimente. Die Profile A, B und D können aufgrund der petrographisch und geochemisch unterscheidbaren Tephralagen zu einem Gesamtprofil kombiniert werden (Abb. 9), das darüber hinaus mit dem Tönchesberg-Profil verknüpft werden kann (Abb. 10). Der Begriff Saale wird in dieser Arbeit für das vorletzte Glazial (Sauerstoffisotopenstadien 7b bis 6), der Begriff Eem für das letzte Interglazial (Sauerstoffisotopenstadium 5e) und Weichsel für das letzte Glazial (Sauerstoffisotopenstadien 5d bis 2) verwendet.

Eine kurze Beschreibung der vulkanischen Ablagerungen und eine tephrostratigraphische Korrelation mit den Abfolgen der Schlackenkegelkomplexe Tönchesberg, Plaidter Hummerich und Korretsberg erfolgte bereits durch BOGAARD & SCHMINCKE (1990: 178 ff) und SCHMINCKE, BOGAARD & FREUNDT (1990: 105 ff). Erste Ergebnisse der ur- und frühgeschichtlichen Funde finden sich bei JUSTUS, URMERSBACH & URMERSBACH (1987), die Untersuchungsergebnisse bezüglich der Mollusken und Kleinsäuger aus der ur- und frühgeschichtlichen Grabung bei KOLFSCHOTEN & ROTH (im Druck).

2 (Paläo-)Geomorphologie

Der Schlackenkegelkomplex der Wannenköpfe ist Teil der Wannenvulkangruppe, einer spätmittelpleistozänen Vulkangruppe des Osteifel-Vulkanfeldes. Die Wannenköpfe liegen zwischen den Ortschaften Ochtendung, Plaidt und Saffig (Abb. 1 und 2) östlich der Straße Ochtendung/Saffig (Topographische Karte 1:25.000, Blatt 5610 Bassenheim). Die östliche Wannenvulkangruppe besteht aus den Schlackenkegelkomplexen der „Wannenköpfe“ und „In den Wannern“ sowie dem Wannefeld östlich der Straße Ochtendung/Saffig. Die westliche Wannengruppe besteht aus den „Eiterköpfen“, dem „Langenberg“, dem „Michelberg“ und einigen weiter nördlich gelegenen kleineren Vulkankuppen (Abb. 2).

Die beiden höchsten Erhebungen sind der Michelberg mit 276,60 m ü. NN und ein Punkt südöstlich der Wannenköpfe mit 287,8 m ü. NN, der allerdings durch den Lavaabbau abgetragen worden ist. Die Schlackenkegel haben eine Höhe von maximal 50 bis 80 m über der nicht vulkanischen Unterlage. Nach QUIRING (1936: 35) ist der höchste Schlackenkegel der Michelberg mit einer Höhe von 110 m oberhalb der jüngeren Mittelterrasse. Die Morphologie der Schlackenkegelkomplexe vor dem intensiven Lavaabbau ist bei VON DECHEN (1864: 396ff) beschrieben. Eine Rekonstruktion der ehemaligen Morphologie vor dem intensiven Lavaabbau wurde anhand von alten Karten und Luftbildern durchgeführt (Abb. 2).

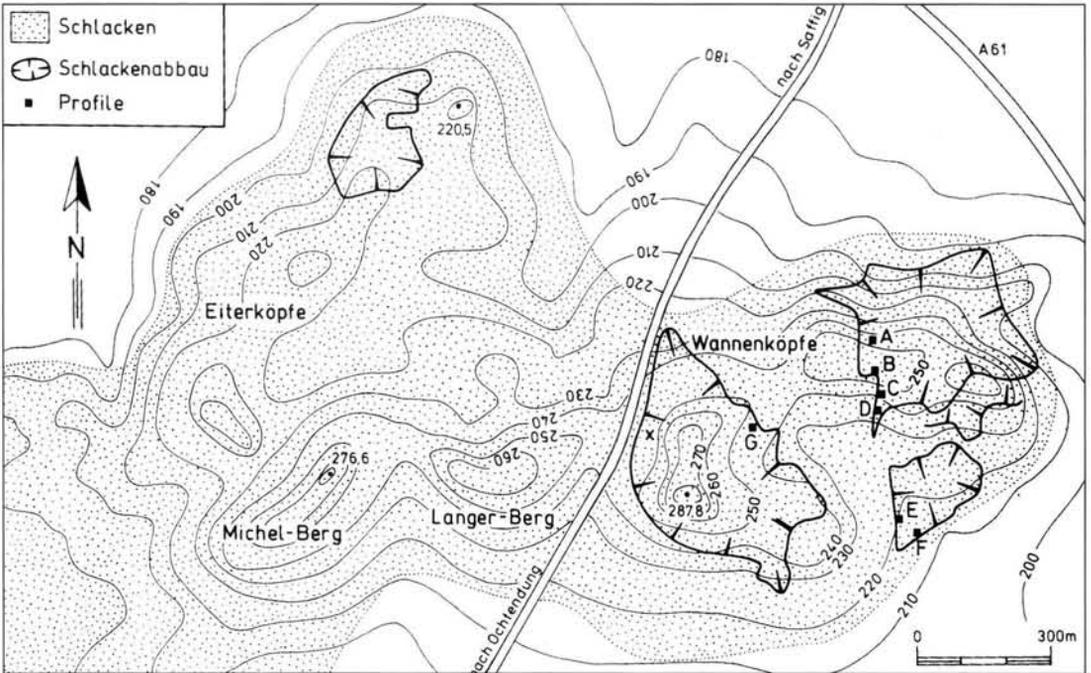


Abb. 2: Topographie der Wannenköpfe vor dem intensiven Lavaabbau. Lage der Profile, Abbaustand und Verbreitung der Schlacke.

Fig. 2: Topography of the Wannenköpfe scoria complex before intensive mining. Position of profiles and distribution of scoria in the field.

Die Ausdehnung des Schlackenkegelkomplexes ohne die Lavaströme beträgt etwa 2,7 km in Ost-/West-Richtung, in Nord-Süd-Richtung dagegen 1,3 km für die westliche und 0,8 km für die östliche Wannenvulkangruppe.

Die erste detaillierte Beschreibung der Wannenschlackenkegelkomplexe findet sich bei AHRENS (1932: 858), der zudem versuchte, die Lavavorkommen mit geomagnetischen Messungen abzugrenzen. Die Wannenvulkangruppe besteht nach AHRENS (1932: 858) aus mindestens 12-15 selbständigen Eruptionszentren. Aufgrund der durch den intensiven Lavaabbau wesentlich verbesserten Aufschlußverhältnisse kommt man jedoch östlich der Straße von Ochtendung nach Saffig bereits auf etwa 15 -18 Eruptionszentren.

Der Wannenvulkankomplex wird im Westen und Osten von Lavaströmen umgeben. Im Westen erstrecken sich die Lavaströme bis zum Nettetal, in dem hervorragende Aufschlüsse bestehen. Östlich von Plaidt befindet sich der Lavastrom auf der nord-westlichen Uferseite der Nette. Mehrere übereinander geflossene Lavaströme sind in einem aufgelassenen kleinen Basaltsteinbruch südlich der Heseler Mühle aufgeschlossen. Die maximale Ausdehnung des westlichen Lavastromes, der bei Miesenheim immer noch eine Breite von 300 m hat, beträgt etwa 5,5 km in SW-NE-Richtung.

Der Lavastrom östlich der Wannenköpfe ist zerteilt. Der nördliche Lavastrom floß zunächst nach Osten ab, um dann der Morphologie folgend nach Nordwesten in Richtung Saffig weiter zu fließen. Die Länge dieses Lavastromes erreicht mindestens 1,3 km. Der südliche Lavastrom mit einer Länge von mindestens 1,2 km floß ebenfalls zunächst nach Osten ab, drehte dann nach Südosten und floß zuletzt nach Südwesten ab. Die Mächtigkeit der Lavaströme erreicht örtlich mehr als 20 m (QUIRING 1936: 35) bzw. 15 -18 m südlich von Plaidt (AHRENS 1932: 862).

Die Lavaströme, die nach Westen abfließen, liegen nach AHRENS (1932: 861) zunächst einer älteren Mittelterrasse der Nette auf, die etwa 150-160 m ü. NN und damit 40 m über dem heutigen Flußbett der Nette liegt. Im Nettetal liegt ein Lavastrom der jüngeren Mittelterrasse auf (AHRENS 1932: 865).

AHRENS berichtet von Resten basaltischer Lava westlich der Nette gegenüber von Burg Wernerseck. Die Unterkante dieses Lavastromes liegt 1 km südlich von Plaidt in der Höhe des jetzigen Talbodens, teilweise sogar etwas darunter (100-105 m ü. NN). An der Rauschermühle steht die Lava an beiden Ufern sowie im Bach selbst an. Südlich von Plaidt liegt die Lava aufgrund einer WSW-ENE-Störung tiefer, wobei nördlich der Störung die Lava am stärksten absank (AHRENS 1932: 866): Die Lava liegt dort so tief,

daß die Nette sie noch nicht vollständig erodieren konnte (bei 85-90 m ü. NN). AHRENS (1932: 866) geht von einer Sprunghöhe der Störung von 5-10 m aus.

Im Bereich der Wannenköpfe ist nördlich von Profil E (Abb. 2) ein gut gesäulter Lavastrom aufgeschlossen, der ein ehemaliges Tälichen ausfüllte.

Das Liegende des Schlackenkegelkomplexes ist derzeit an den Wannenköpfen unterhalb der Maar-Ab lagerungen aufgeschlossen (Profil A). Die Morphologie, basierend auf der Höhenlage der Basis der Maar-Ab lagerungen, ist auf 50-60 m eben. Das Profil B befindet sich am Gipfel des Schlackenkegels in einer ehemaligen kleinen Kratermulde. Es handelte sich um eine Sedimentfalle, die aufgrund der geringen Tiefe und Ausdehnung des Kraters relativ schnell und früh durch pyroklastische Ablagerungen und äolischen Sedimenteintrag gefüllt worden ist.

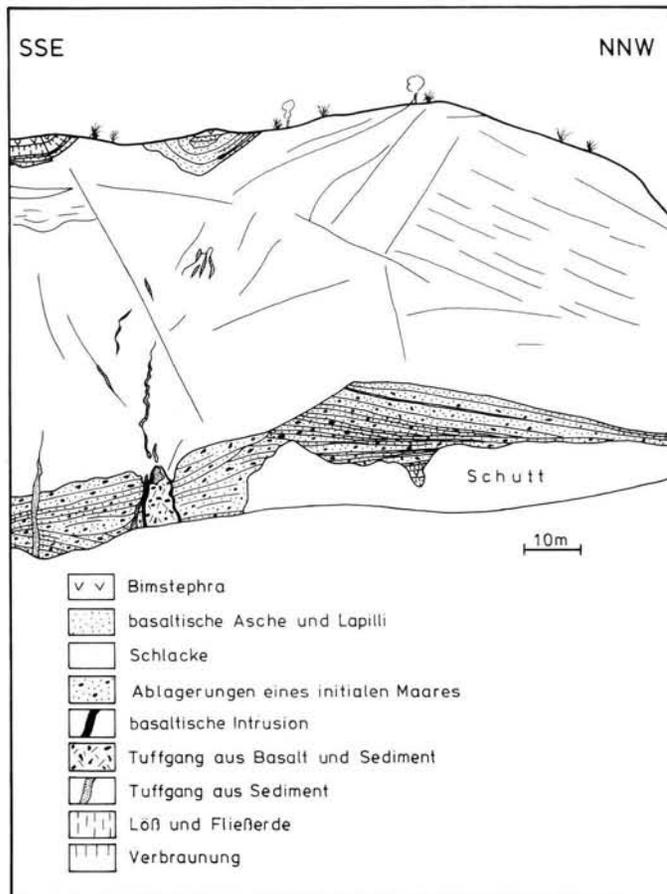


Abb. 3: Aufbau des Wannenköpfe-Schlackenkegels. Neben mindestens zwei Tuffringablagerungen und den Schlackenablagerungen existieren zahlreiche Tuffgänge und Basaltintrusionen. Die ehemaligen Kratermulden am Top des Schlackenkegels bildeten Sedimentfallen.

Fig. 3: The Wannenköpfe scoria cone consists of tuff deposits, the scoria cone, basaltic dykes and sediments injected into the main wall. The crater acted as sediment trap at beginning of penultimate glaciation.

Die Möglichkeit zur Erosion bestand erst, nachdem die Kratermulde mit Sediment gefüllt war. Das Profil C liegt im Bereich der Maarablagerungen und der Basalt- und Tuffgänge. Das Profil D befindet sich teils in einer Mulde eines Nebenkraters und teils am südlichen Außenhang des kleinen Schlackenkegels.

3 Eruptionsgeschichte der Wannenköpfe

Einen kurzen Überblick über den Aufbau des Wannenköpfe-Schlackenkegelkomplexes geben BOGAARD & SCHMINCKE (1990: 180f), SCHMINCKE, BOGAARD & FREUNDT (1990: 105ff) und FRECHEN (1993: 114f).

Die Beschreibung des vulkanologischen Formenschatzes und die Rekonstruktion der Eruptionsgeschichte des etwa 60 m hohen Schlackenkegels bezieht sich auf den Bereich der Aufschlüsse A-D. Eine Detailbeschreibung weiterer Aufschlüsse der Wannenvulkangruppe sowie die petrographischen Untersuchungen hätten den Rahmen dieser Arbeit gesprengt.

3.1 Phreatomagmatische Initialphase und Maarbildung

Im Bereich der Wannenköpfe waren zur Zeit der Geländearbeiten (1992 und 1993) unterhalb des Schlackenkegelkomplexes der nordöstlichen Wannenköpfe (im Bereich der Profile A und C) phreatomagmatische Ablagerungen mehrerer initialer Maare aufgeschlossen (Abb. 3). Die jüngsten Maar-Ab lagerungen, als Profil „A. Maar“ beschrieben, bestehen aus gut geschichteten, nebengesteinsreichen Tephren mit wechselnder, meist jedoch schlechter Sortierung.

Das Liegende der Wannenköpfe steht in einem kleinen Aufschluß unterhalb der Ablagerungen des initialen Maares in Profil A an. Dort sind kaltzeitliche Sedimente aufgeschlossen, die mit einer Verbräunung abschließen. Oberhalb einer Fließerde wurde eine bis zu 7 cm mächtige, parautochthone Bimstephra abgelagert. Der darüber folgende schwache Boden wird von einer 14 cm mächtigen, geschichteten Aschenschicht überlagert, an deren Basis vereinzelt Abdrücke von Gräsern und kleinen Blättern vorkommen.

Profil A. Maar

Profilmächtigkeit: 16,69 m

Hangendes: Schweißschlacken der Wannenköpfe

Liegendes: schwach humose Verbraunung (Abb. 6)

Höhe unter GOK in [m]	Beschreibung	Interpretation
-0,50	Lapilli und Schlacke; schwarz	Fallablagerung
-2,50	Lapilli und Schlacke; rotbraun; vereinzelt Tonflatschen; schwach geschichtet	Maar- Ablagerungen
-7,00	Asche, Lapilli und Schlacke; grauschwarz; Wechsellagerung; geschichtet	
-9,10	Brockentuff; reich an Tonflatschen; geschichtet	
-10,05	Lapilli; viele Nebengesteinsfragmente: Tonflatschen bis zu 1,40x0,60 m Größe	
-10,20	Lapilli; an der Basis basaltische Bomben; sehr viele Nebengesteinsfragmente: bis zu 0,20 m große Tonflatschen, Schieferbröckchen sowie Quarz- und Quarzitgerölle	
-11,50	Lapilli; bis zu 0,40 m große, basaltische Bomben; selten bis zu 0,10 m große Tonflatschen, Quarz- und Quarzitgerölle, Schieferbröckchen; graubraune, feinkörnige Matrix	
-13,70	Brockentuff; bis zu 0,35 m große, basaltische Bomben; porenreiche Basaltbrekzien, viele gelbgrüne, schmutzig-graue und rötliche, gefrittete Tonflatschen, viele Quarz- und Quarzitgerölle; braune, braunrote, sedimentreiche Matrix	
-15,30	Lapilli; schwarz; im unteren Bereich etwas gröber; bis zu 0,30 m große, basaltische Bomben; wenige poröse Basaltbrekzien; rotbraune, gelbrote und graue bis zu 0,12 m große Tonflatschen, bis zu 4 cm große Quarz- und Quarzitgerölle sowie Schieferbröckchen; sedimentreiche, schmutzigbraune Matrix	
-16,00	Wechsellagerung von sediment- und lapillireichen Lagen; bis zu 0,15 m große, wenig poröse Basaltklasten; schließt nach oben mit sandigen Lagen ab, die eine gradierte Schichtung aufweisen	
-16,15	Schluff; sandig; graubraun; bis zu 1 cm große idiomorphe Augitkristalle, Schieferbröckchen, Quarz- und Quarzitgerölle, geschichtet	
-16,31	Lapilli und Schlacke; relativ grob; schwarz; rötliche und graue, bis zu 3,5 m große Tonflatschen sowie Quarz- und Quarzitgerölle; bis zu 3,5 cm große Phlogopitkristalle	
-16,40	Schluff; tonig, sandig, schwach kiesig; basaltische Lapilli, Quarz- und Quarzitgerölle, Schieferbröckchen, Augitkristalle; rötliche, graubraune Matrix	
-16,46	Lapilli; bis zu 3,5 cm groß; wenige Quarz- und Quarzitgerölle, Schieferbröckchen	
-16,54	Schluff; sandig tonig; löflehmartig; glasreiche, schwarze bis zu 2 cm große Lapilli; ein 1,5 cm großes Bimslapilli; Schieferbröckchen	
-16,58	Asche; feinkörnig; hellgrauschwarz	Fall- ablagerung
-16,61	Asche; gröber; mit Lapilli und Schieferbröckchen	
-16,65	Tuffit; vulkanoklastisches Sediment mit viel Aschenmaterial; verbacken	
-16,69	Asche; graugrünlich; vereinzelt Abdrücke von Gräsern und kleinen Blättern an der Basis	

Die phreatomagmatischen Ablagerungen lassen eine gewisse Zunahme der Eruptionsdynamik und -energie während der Initialphase erkennen. Die vulkanische Aktivität beginnt zunächst mit der Eruption von lapilli-, aschen- und sedimentreichen Pyroklastika, die wenig poröse, bis zu 15 cm große, hydroklastische Basaltbrocken enthalten. Die basaltischen

Bomben haben keine ausgeprägten Einschlagstrichter gebildet, so daß ein ballistischer Transport mit großer Fallhöhe wenig wahrscheinlich ist. Den Hauptanteil der Nebengesteinsfragmente bilden bunte, gefrittete Tonbrocken, Quarz- und Quarzitzerolle sowie devonische Schieferbrocken oder -bröckchen, aber auch dichtes, juveniles basaltisches

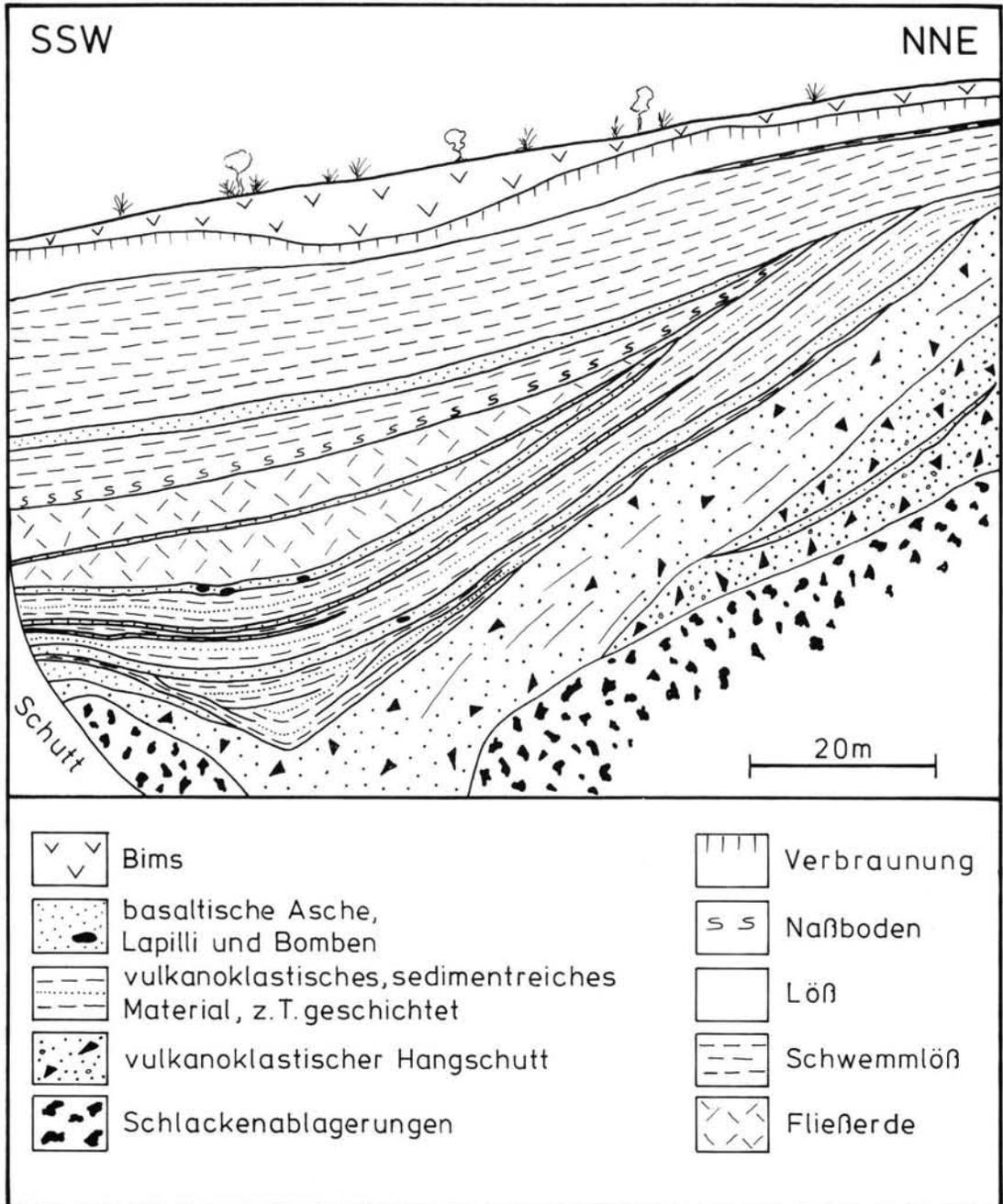


Abb. 4: Löß-/Paläobodenabfolge und zwischengeschaltete Tephren des Profils D („Canyonprofil“)

Fig. 4: Section D: Tephra layers, reworked volcanic material, loess and loess like sediment fill the sediment trap.

Material. Die Größe der Nebengesteinsfragmente alterniert zum Hangenden hin und gipfelt zweimal in brockentuffartige, geschichtete, aber schlecht sortierte Tephren. Die Größenzunahme der Nebengesteinsfragmente zum Hangenden hin weist auf zunehmende Heftigkeit der Eruption.

Die Wechsellagerungen von Asche und Lapilli sowie der zunehmende Anteil an juvenilem Schlackenmaterial im oberen Bereich der Maar-Ablagerungen deuten das Ende der Initialphase und den Übergang von phreatomagmatischem Eruptionsstil in eine strombolianische Schlackenwurfstätigkeit an.

Innerhalb der jüngsten Maarbildungsphase, aber auch zwischen den phreatomagmatischen Tephren der beiden Maare konnten keine Hinweise auf längere zeitliche Unterbrechungen, z. B. in der Form von schwachen Bodenbildungen festgestellt werden.

Sowohl in der östlichen als auch in der westlichen Wannenvulkangruppe sind mehrfach phreatomagmatische Ablagerungen initialer Maare unterhalb der Schlackenkegel im Sinne von LORENZ (1986: 267) vorhanden. So waren zur Zeit der Geländeaufnahme in den Jahren 1992 und 1993 Reste von mindestens 6 Maaren in der östlichen Wannenvulkangruppe aufgeschlossen. Vergleichbare Ablagerungen finden sich in den Schlackenkegelkomplexen Eiterköpfe, Schweinskopf-Karmelenberg sowie Tönchesberg und, wie bereits SCHMINCKE (1977: 17 und 19) angibt, für den Kunkskopf und Rothenberg.

Für die Entstehung von Tuffringen und Maare und den damit verbundenen phreatomagmatischen Eruptionen nimmt SCHMINCKE (1977: 33) eine Wechselwirkung zwischen Magma, Oberflächen- und Grundwasser an. Dabei kommt es aufgrund von Wasserdampf zu explosiven Eruptionen, bei denen nebengesteinsreiche, schlecht sortierte, aber relativ gut geschichtete Tephren abgelagert werden.

3.2 Strombolianische Schlackenwurfstätigkeit

In der zweiten Phase wurden hauptsächlich heiße, noch plastisch verformbare Lavafetzen strombolianisch gefördert. Diese mäßig bis schwach verfestigten Schlacken, z. T. Schweißschlacken, erreichen Längen von 2-3 m sowie Dicken von 0,15-0,30 m und sind zum Teil lagig angeordnet. Sie deuten auf hohe Temperaturen und damit auf eine relative Nähe der Ablagerung der Schlacken zum Krater hin. Der Fremdgesteinsgehalt der Schlacken ist gering. Untergeordnet kommen gefrittete Tone, devonische Schiefer und vereinzelt Quarz- und Quarzitzerölle vor. In den Wannenköpfen sind an der Nordwestwand des nördlichen Steinbruchs phreatomagmatische Ablagerungen den Schweißschlacken zwischengeschaltet.

Die vulkanischen Schlacken stellen neben den effu-

siv geförderten Lavaströmen das Hauptförderprodukt des Schlackenkegelkomplexes dar. SCHMINCKE, BOGAARD & FREUNDT (1990: 107) wiesen an den Schlacken eine chemische Differenzierung des Magmas nach, einen Übergang von einer frühen tephritischen in eine späte basanitische Zusammensetzung.

Durch das zunehmende Höhenwachstum des Schlackenkegels und das Übersteilen der Hänge wurden die Flanken des Schlackenkegels instabil, und es kam in der Endphase der Eruption sowie postvulkanisch zu Hangrutschungen. Im Profil D (Abb. 4) sind mehrere Lagen mit vulkanoklastischem Detritus aufgeschlossen. Der Hangschutt ist mäßig bis schlecht sortiert, unverfestigt und kann in mehrere Einheiten untergliedert werden. Die Schichteinheiten sind im Profil D zum Teil linsig ausgebildet und keilen rasch aus.

3.3 Finalphase mit Intrusionen von Tuff- und Basaltgängen

In der Spätphase intrudierten zahlreiche Basalt- und Tuffgänge sowohl in die Maar- als auch in die Schlackenablagerungen (BOGAARD & SCHMINCKE 1990: 180). Ähnliche Beobachtungen existieren für eine Reihe weiterer Schlackenkegel der Osteifel. So wurden unter anderem am Herchenberg (NOLL 1967), am Schweinskopf-Karmelenberg und am Tönchesberg derartige Intrusionen beschrieben (FRECHEN, unveröffentlicht).

An den Wannenköpfen existieren mehrere klastische Tuffgänge, die zahlreiche, in der Schlackenbrekzie blind endende Apophysen bilden. Die klastischen Tuffgänge bestehen aus rötlichem, gelblichem und gräulichem, tonigem Material, das stellenweise schwach sandig und verfestigt ist. Der Durchmesser der klastischen Tuffgänge variiert zwischen 0,50 m und wenigen Zentimetern, wobei sich die Gänge nach oben verjüngen. Mindestens ein derartiger Tuffgang erreichte die damalige Oberfläche im Gipfelbereich des Schlackenkegels (Profil B, Abb. 3). Die finale Phase wird von SCHMINCKE, BOGAARD & FREUNDT (1990: 109) als Schlammfontänetätigkeit mit der Bildung eines kleinen Schlammsees gedeutet. Die Entstehung von Schlammfontänen im Topbereich des Schlackenkegels ist aufgrund des akuten Wassermangels und des sehr porösen Untergrundes, das Schlackenmaterial stellt kein Wasserstauer dar, schwierig vorzustellen und überinterpretiert. Statt dessen ist eine starke hydrothermale Zersetzung von Material des Kraterbodens und tuffitischen Materials, das durch die Förderung eines hochfluidisierten, mobilen Gemischs aus Wasserdampf und vulkanoklastischem, sedimentreichem Material während der Finalphase wesentlich wahrscheinlicher.

In der nur wenige Zehnermeter entfernten Kratermulde (Profil D) sind keine ziegelroten Tone nachweisbar, jedoch abgespültes feinschluffig-toniges, vulkanoklastisches Material.

Die Ablagerungen dieser Finalphase sind in einer mehr als 1 m mächtigen, verfestigten, z. T. ziegelroten Tonschicht an der Basis der kleinen Kratermulde aufgeschlossen. Die Beschreibung des Tons erfolgt weiter unten (siehe Profil B). Schlammfontänen mit größeren Auswurfhöhen sind dagegen eher unwahrscheinlich, da derartige Ablagerungen an der Basis von Profil D fehlen.

Neben den klastischen Tuffgängen existieren basaltische Gangintrusionen, die bis in das obere Drittel des Schlackenkegels reichen. Der grauschwarze Basalt ist sehr dicht und hat eine zum Teil glasartige Matrix. Aus Profil C wurde bereits von SCHMINCKE, BOGAARD & FREUNDT (1990: 107) ein komplexer Tuffgang beschrieben, so daß hier nur eine kurze Zusammenfassung der Beobachtungen erfolgt. Die komplexe Intrusion (Abb. 3) wird an beiden Seiten von einem etwa 0,60 m breiten, sehr dichten, porenarmen, glasartigen Basalt umgrenzt. Dazwischen sind basaltische, brekziöse bis zu 20 cm große Basaltklasten, die glasartig und sehr dicht sind, in einer tonigen, schwach sandigen, rötlichen, verfestigten Matrix enthalten. An der Basis (August 1993) ist der komplexe Tuffgang etwa 6 m breit.

Die Genese von Tuffgängen wird allgemein bei NOLL (1967: 105) und speziell für die komplexe Intrusion der Wannenköpfe bei SCHMINCKE, BOGAARD & FREUNDT (1990: 107) beschrieben. Durch die Intrusion von Magma in die liegenden, grundwasserreichen Tone und Sande wurde das Grundwasser aufgeheizt, und es entstand ein hochfluidisiertes und -mobiles Gemisch aus Wasserdampf, Sediment und abgeschreckten, glasartigen, basaltischen Brocken. Das aufsteigende Magma blieb an der Grenze Maar-/Schlackenablagerungen stecken. Die Basaltfragmente wurden in einer Suspension aus Wasserdampf und tonig/feinschluffigem Material in die Maarablagerungen injiziert. Der Tuffgang reicht mit dem klastischen Material bis in die Schlackenablagerungen, endet dort aber blind.

3.4 Effusive Phase

Im Bereich der Profile A-F ist 70 m nördlich von Profil E ein Lavastrom in einer schwer zugänglichen Geländedepression aufgeschlossen. Der Lavastrom hat eine Breite von etwa 40 m bei einer Mächtigkeit von maximal 5 m und besteht aus gut gesültem, dichtem Basalt. Eine Schicht aus schwarzen Lapilli (Äquivalent der Tephren B-1 und D-1) liegt unterhalb des Lavastroms. Inwieweit der Lavastrom zu den an der Ostseite der Wannenköpfe vorhandenen, ausgedehnten Lavaströmen beitrug, ist aufgrund

der Aufschlußverhältnisse nicht mehr feststellbar.

3.5 Tephra-Ablagerungen benachbarter Eruptionszentren

Oberhalb der Schlackenablagerungen und des vulkanoklastischen Hangschutts folgen plinianisch und phreatomagmatisch abgelagerte Aschen und Lapilli. Das den Fallablagerungen – basanitische und tephritische Aschen und Lapilli – zwischengeschaltete pyroklastische Material hat eine sehr dunkle, feinkörnige Matrix. Die dunkle Farbe stammt von einem hohen Anteil an basaltischen Lapilli- und Aschenresten. Die Beschreibung der einzelnen Tephren erfolgt weiter unten (Profil B und D).

Zwei Aschenlagen werden von BOGAARD & SCHMINCKE (1990: 178) aufgrund ihrer chemisch-mineralogischen Zusammensetzung den Tephren des Plaidter Hummerichs (Tephra D-6) und einem unbekanntem tephritischen Eruptionszentrum (Tephra D-7) zugeordnet. Durch die tephrochronologischen und lößstratigraphischen Untersuchungen sind Korrelationen mit Tephralagen aus weiteren Osteifel-Kraterprofilen, speziell denen des Tönchesberges, möglich.

4 Sedimentologisch-pedologische Ergebnisse/Profilbeschreibungen

Die sedimentologisch-pedologischen Ergebnisse beruhen auf Profilbeschreibungen der Jahre 1992 und 1993. Die Profile A, B, C und D bleiben mittelfristig zugänglich. Für ausgewählte Proben aus Profil A wurden Schlämmanalysen nach KÖHN durchgeführt. Der organische Kohlenstoffgehalt und der Karbonatgehalt wurden für Sedimentproben aus den Profilen A, B und D coulometrisch mit einem Coulomat 702 der Firma Ströhlein analysiert. Aus der Differenz von t_c - (gesamter Kohlenstoffgehalt) und t_{oc} -Gehalt (organischer Kohlenstoffgehalt) wurde der Karbonatgehalt kalkuliert. Bei den Messungen wurde eine Abhängigkeit zwischen t_c - und t_{oc} -Gehalt festgestellt, so daß die t_{oc} -Werte korrigiert werden mußten. Der daraus resultierende Corg-Wert ist ein Kriterium für die relative Anreicherung von organischem Kohlenstoff im Sediment. Die Werte des organischen Kohlenstoffs (Corg) wurden im Sinne von BOENIGK, FRECHEN & WEIDENFELLER (1994) berechnet. Die relative Abnahme der t_{oc} -Gehalte und der Corg-Werte aufgrund von Alteration seit der Ablagerungszeit wurden bei dieser Korrektur nicht berücksichtigt. Die höchsten t_{oc} -Werte ergaben sich aus Analysen von humosen saalezeitlichen Sedimenten.

Bodenmikromorphologische bzw. mikromorphologische Untersuchungen an ausgewählten Horizonten ergänzten die Profilbeschreibungen und die coulometrischen Analysen.

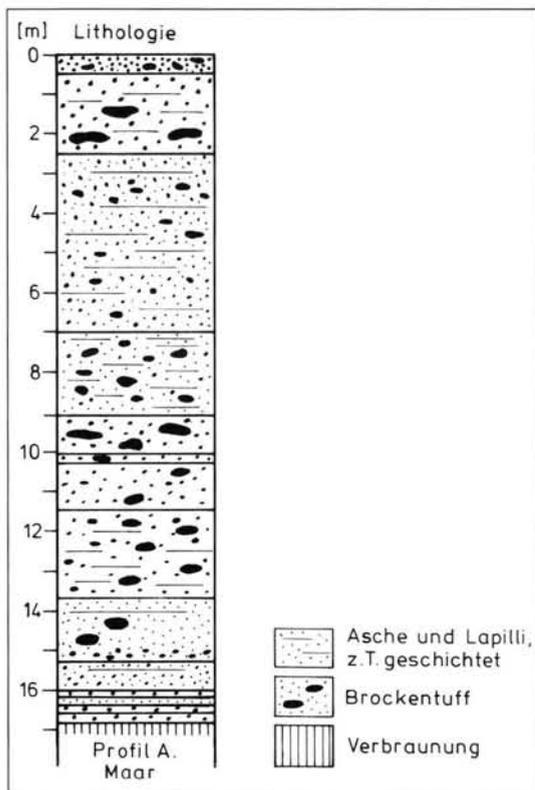


Abb. 5: Säulenprofil der Maar-Ablagerungen (Profil A. Maar) oberhalb von Profil A.

Fig. 5: Idealised section of the phreatomagmatic deposits of the initial phase of the Wannenköpfe volcanism (Profil A. Tuffring).

Profil A

Hangendes: Tephra der Initialphase (siehe Profil A. Maar)

Profilhöhe: 2,29 m, davon 1,20 m erbohrt

Höhe unter GOK in [m]	Beschreibung	Interpretation
-0,25	Schluff; schwach tonig und sandig; dunkelbraun, schokoladenbraun; obere 10 cm bröckelig; vereinzelt Bimsbröckchen; schwach humos; Verbraunung; im Kontaktbereich zum darüber liegenden Tuff Abdrücke von Gräsern und kleinen Blättern	Verbraunung
-0,33	Bimstephra; bis 3,5 cm große Lapilli; Schieferbröckchen; Matrix aus schwach sandigem und tonigem Schluff; mäßig sortiert; Bims greift taschenförmig in die darunter liegende Fließerde; parautochthon	Hüttenberg-Tephra
Diskordanz -0,43	Schluff; schwach tonig; gelbbraun; Verbraunung nimmt nach unten ab; Bims- und Schieferbröckchen (< 0,5 m Ø),	Fließerde
Diskordanz -0,83	Schluff; tonig, schwach kiesig; vereinzelt bis zu 4 cm große Quarz- und Quarzitgerölle; gelbbraun, nach oben hin heller werdend; wenige Mn-Flecken; keine vulkanischen Komponenten	Fließerde B-Horizont
Diskordanz -1,08	Schluff; gelbgraubraun; vereinzelt bis zu 5 cm große Lößkindl; Kalkmycel; karbonatisch	Löß
-2,29	dgl. erbohrt	

4.1 Profil A

Das Liegende des Wannenköpfe-Schlackenkegelkomplexes ist derzeit unterhalb des Maares in Profil A aufgeschlossen (Abb. 3 und 5). Die Profilbeschreibung erfolgt jeweils vom Liegenden zum Hangenden.

Die Abfolge beginnt mit einem äolisch abgelagerten Löß, der einen Tongehalt von 13% und ein Maximum der Kornverteilung im Mittel- und Grob-schluffbereich hat. Der Karbonatgehalt beträgt 12,2%, der Corg-Wert ist mit 3 sehr gering (Abb. 6). Oberhalb einer Diskordanz folgt eine Fließerde, die einen etwas höheren CaCO_3 -Gehalt hat. Die Corg-Werte sind dagegen sehr niedrig. Nach oben hin sind wenige Quarz- und Quarzitgerölle sowie Schieferbröckchen in die zunehmend toniger werdende Fließerde eingearbeitet. Es handelt sich um einen Tonanreicherungshorizont, dessen Tongehalt 23,1 % beträgt. Dieser B-Horizont ist nahezu vollständig entkalkt. In den Dünnschliffen zeigt sich ein Vesikelgefüge mit ungleichmäßig verteilten, bis zu 80 μm dicken Tonbelägen sowie Mn- und Fe-Flecken. Die Grobkomponenten bestehen aus Quarzen und sehr selten Pyroxenen. Direkt unterhalb der Bimstephra beträgt der Tongehalt 17,8 %. Der Löß ist vollständig entkalkt. Der toc- und der Corg-Wert nehmen zum Hangenden hin zu. In den Dünnschliffen zeigt sich ein Vesikelgefüge mit bis zu 5 mm großen Quarzen in der Grundmasse. Tonbeläge kommen nur sehr untergeordnet vor, des weiteren ist Mikrit als Hohlraumfüllung vorhanden. In der Grundmasse sind bis zu 40 μm dicke Mn- und Fe-Flecken vorhanden.

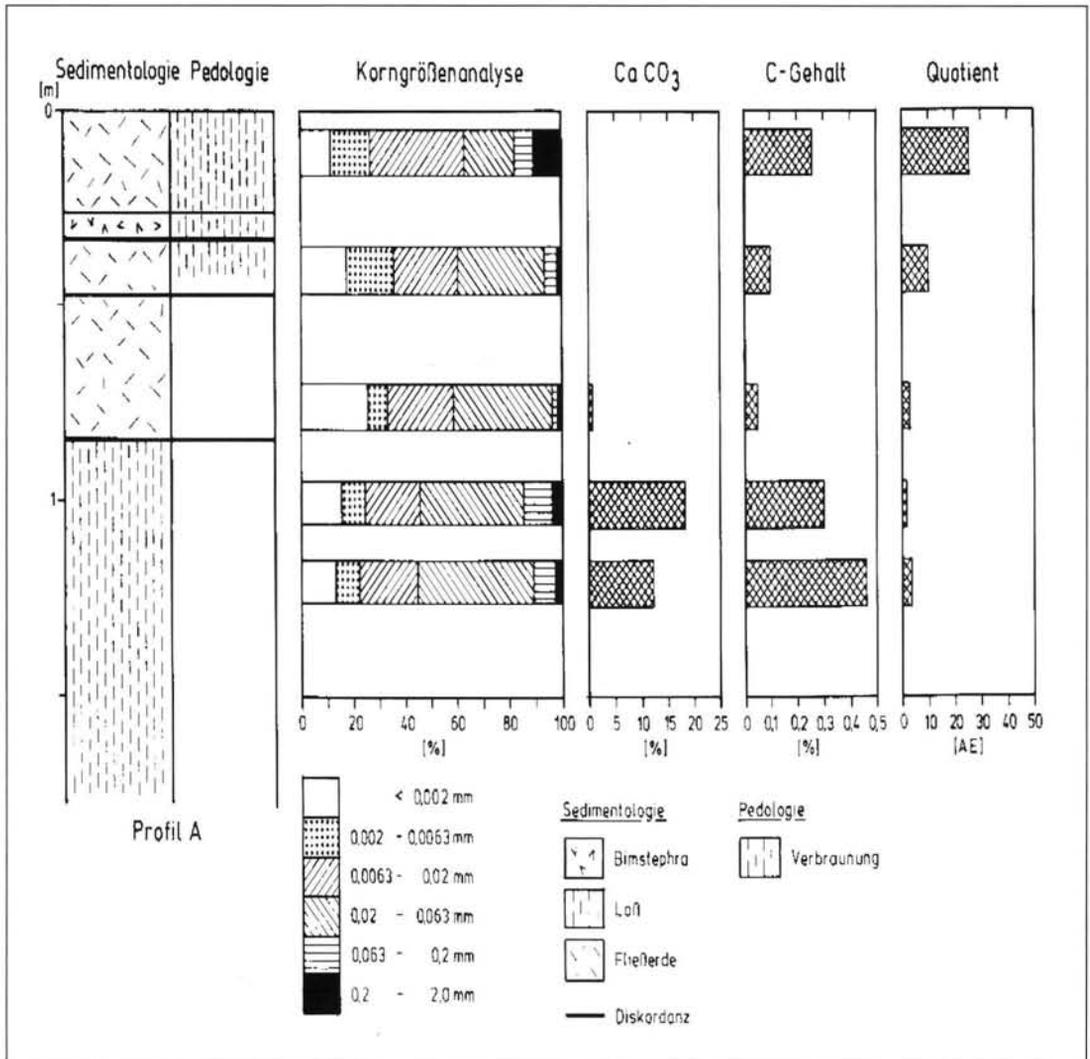


Abb. 6: Sedimentologisch-pedologische Ergebnisse von Profil A. Korngrößenbestimmungen, Karbonatgehalt, organischer Kohlenstoffgehalt (toc) und relative Humusanreicherung (Corg).

Fig. 6: Sedimentological and pedological results of section A. Grain size distribution, carbonate content, organic carbon content (toc) and relative humic enrichment (Corg).

Die 2-7 cm mächtige Bimsschicht greift zum Teil taschenförmig in die darunter liegende Fließerde ein. Die Tephra ist parautochthon abgelagert und leicht vermischt mit schluffigem, lößartigem Sediment. Der Anteil der Bimslapilli nimmt nach oben hin rasch ab. Das Profil schließt mit einer interstadialen Bodenbildung ab. Der Tongehalt ist mit 11,8 % nicht erhöht, während der Grobsandanteil wegen der eingearbeiteten Bimslapilli recht hoch ist. Die Humusanreicherung dieser Verbraunung drückt sich in dem toc-Gehalt von 0,26 % und einem Corg-Wert von 26 aus. Im Dünnschliff zeigt sich ein Vesikelgefüge. Tonbeläge sind kaum sichtbar. Bis zu 0,5 mm große vulkanische Komponenten sind häufig in der Grundmasse

vorhanden, des weiteren Olivin- und Pyroxenkristalle. Die vulkanischen Reste sind zum Teil eisenumkrustet. Die Hohlräume sind röhrenförmig angeordnet. Die Porosität des verbrauchten Sedimentes ist geringer als bei den bereits diskutierten Schliffen. An der Unterkante der Tephra finden sich vereinzelt Abdrücke von Gräsern und/oder kleinen Blättern. Darüber folgt die Initialphase mit den bereits beschriebenen Maar-Ablagerungen.

4.2 Profil B

Das Profil B befindet sich mit einer Mächtigkeit von insgesamt 9,39 m in einer kleinen Kratermulde im Gipfelbereich der nordwestlichen Wannenköpfe.

Profil B

Profilmächtigkeit: 9,39 m

Liegendes: Schweißschlacken der Wannenköpfe

Höhe unter GOK in [m]	Beschreibung	Interpretation
-0,30 m	Bimstephra; Lapilli; im oberen Bereich umgelagert	Tephra B-8 [LST]
-0,45	Schluff; schwach tonig; graubraun, schokoladenbraun; prismatisches Gefüge;	Pararendzina [Alleröd-Boden]
-0,60	Schluff; hellgraubraun; Verbraunung nimmt nach unten ab	Bv-Bereich
-1,10	Schluff; gelbgraubraun; sehr viel vulkanoklastisches Material; karbonatisch	Fließerde
-1,80	Schluff; gelbgraubraun; karbonatisch	Löß
-2,72	Lapilli; häufig Quarz- und Quarzitgerölle; grünlich, grauschwarz; umgelagert	Fließerde
-3,06	Lapilli; bis zu 0,80 m große basaltische Bomben mit Einschlagstrichter; schwarz; durch rötlich, braunes, sedimentreiches Band zweigeteilt	Tephra B-7
-4,73	Lapilli; schluffig, schwach tonig; dunkelgelbbraun; geschichtet; karbonatisch; viele Nebengesteinsfragmente (Ton- und Schieferbröckchen, Quarz- und Quarzitgerölle, bis zu 1,5 cm große Phlogopitkristalle)	Tephra B-6
-4,95	Lapilli; sandig, schluffig; schwarz, graubraun; zweigeteilt durch schluffigen, graubraunen Sand	Tephra B-5
-5,19	Schluff; schwach sandig; wenig Aschenmaterial; sekundäre Karbonatausfällungen in Gängen	
-5,44	Asche; grauschwarz; sedimentreich; geschichtet	Tephra B-4
-5,54	Schluff; sandig, schwach tonig und kiesig; dunkelgelbbraun; hoher Anteil an vulkanischem Material, bis zu 2,5 cm große Schieferbröckchen,	
-5,68	Lapilli, meist kleiner als 1 cm; grauschwarz; selten rote Tonbröckchen und kleine Quarz- und Quarzitgerölle	Tephra B-3
-5,73	Schluff; tonig, sandig; dunkelgelbbraun, reich an feinkörnigem, vulkanoklastischem Material	
-5,81	Lapilli und Asche; grauschwarz; feinkörnig (<3 mm Ø); zum Teil lösummantelt; umgelagert	
-6,70	Schluff; schwach tonig; dunkelolivgrün, graubraun, dunkelgraubraun; nach oben hin heller werdend und zunehmend sekundäre Aufkalkung in bis zu 1 cm breiten Röhren; Rhizolenien; porös; oberster Bereich schwach humos	
-6,76	Linsen von basaltischer Lapilli, bis zu 80 cm breit und bis zu 6 cm mächtig; umgelagert	
-6,86	Schluff; schwach tonig und sandig; dunkelolivgrün; zementiert; sekundär aufgekalkt; weiße diffuse Karbonatflecken	
-7,38	Brockentuff; etwas größere grauschwarze Lapilli; im unteren Bereich Bomben aus bis zu 0,60 m großen Tonflatschen mit Einschlagstrichter; hoher Nebengesteinsanteil; bis zu 4 cm große Quarz- und Quarzitgerölle; selten Schieferbröckchen; Grenze zur darunter liegenden Tephra bildet ein an Karbonat angereicherter und karbonatisch zementierter Horizont; geschichtet	Tephra B-2
-7,88	Lapilli; grauschwarz; ungeschichtet; sehr wenige kleine Nebengesteinsfragmente	Tephra B-1
-8,10	Ton; schluffig; dunkelgrau; bröckelig zerbrechend; sekundär aufgekalkt	Ton
-8,23	Asche; schwarzgrau; vereinzelt Augitkristalle; karbonatisch zementiert	Tephra B-0
-8,39	Ton; schluffig; dunkelgraubraun; verbacken; sekundär aufgekalkt	
-9,39	Ton; ziegelrot; sehr spröde und hart; keine Schichtung; weiße karbonatische und schwarze Mineralausfällungen (Manganoxide) auf Klufflächen besonders im unteren Bereich.	

Die Deckschichtenfolge des Profils B beginnt mit einem verfestigten, ziegelroten Ton sowie weiteren dunkelgraubraunen Tonen. Im ziegelroten Ton ist kein Karbonat vorhanden. Der darüber liegende dunkelgraubraune Ton ist sekundär aufgeklakt und hat einen CaCO_3 -Gehalt von 16,0 % (s. Abb. 7).

4,9 %, in denen zum Teil Linsen basaltischer Lapilli enthalten sind, folgt ein dunkelgraubrauner, dunkelolivgrüner Schluff. Nach oben hin sind zunehmend mit Karbonat ausgekleidete ehemalige Wurzelgänge mit Durchmesser bis zu 1 cm vorhanden. Der CaCO_3 -Gehalt liegt hier bei 13,8 %. In diesem

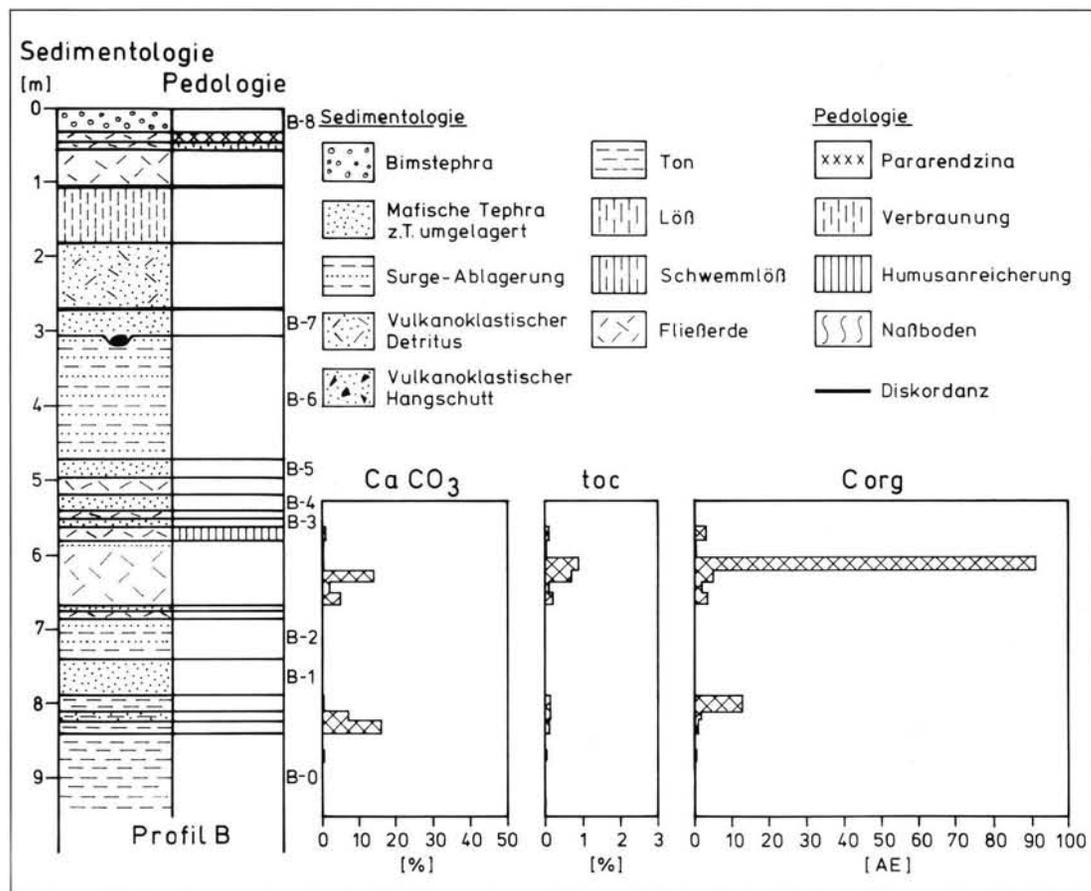


Abb. 7: Sedimentologisch-pedologische Ergebnisse von Profil B. Karbonatgehalt, organischer Kohlenstoffgehalt (toc) und relative Humusanreicherung (Corg).

Fig. 7: Sedimentological and pedological results of section B. Karbonate content, organic carbon content (toc) and relative humic enrichment (Corg).

Bei den in der Sedimentfalle abgelagerten Tephren handelt es sich um typische Fallablagerungen (Tephren B-1, B-3, B-4, B-5, B-7 und B-8), die mit Ausnahme der Tephra B-8, dem Laacher See-Bims, aus mafischen Aschen oder Lapilli bestehen. Die Tephren sind überwiegend in situ abgelagert. Es kommen ebenfalls umgelagerte Aschen vor, z. B. oberhalb der Tephra B-2. Basaltische Bomben finden sich an der Basis der Tephra B-7. Phreatomagmatischer Eruptionstyp ist durch die Tephren B-2 und B-6 dokumentiert. Auch dort sind vulkanische Bomben, hauptsächlich aus Tonflatschen vorhanden. Oberhalb von umgelagerten schluffigen, schwach tonigen Sedimenten mit einem CaCO_3 -Gehalt von

Sedimentpaket kommt vulkanischer Detritus makroskopisch nur untergeordnet vor. Unterhalb der Tephra B-3 sind die lehmigen, dunkelgelbbraunen Sedimente fast vollständig entkalkt. Die lehmigen, dunkelgelbbraunen Sedimente sind jedoch schwach humos mit einem maximalen Corg-Wert von 91 (toc = 0,91 %), so daß für diese Schicht eine Humusanreicherung und damit eine schwache Bodenbildung angenommen werden muß.

Oberhalb der Tephra B-7 folgt eine Fließerde, die sehr viel vulkanoklastisches Material enthält, und schließlich äolischer Löß. Das Profil schließt mit dem Bv- und Ah-Horizont des Alleröd-Bodens und der Tephra B-8 ab.

4.3 Profil D („Canyonprofil“)

Im „Canyonprofil“ sind etwa 20 m Decksedimente in einer Depression oberhalb des vulkanoklastischen Hangschutts abgelagert worden. Die Profilbeschrei-

bung erfolgte an den leicht verfolgbaren Tephrahorizonten jeweils um 5 - 10 m horizontal nach Süden versetzt.

Das Säulenprofil ist aus 5 Teilprofilen kombiniert (Abb. 8).

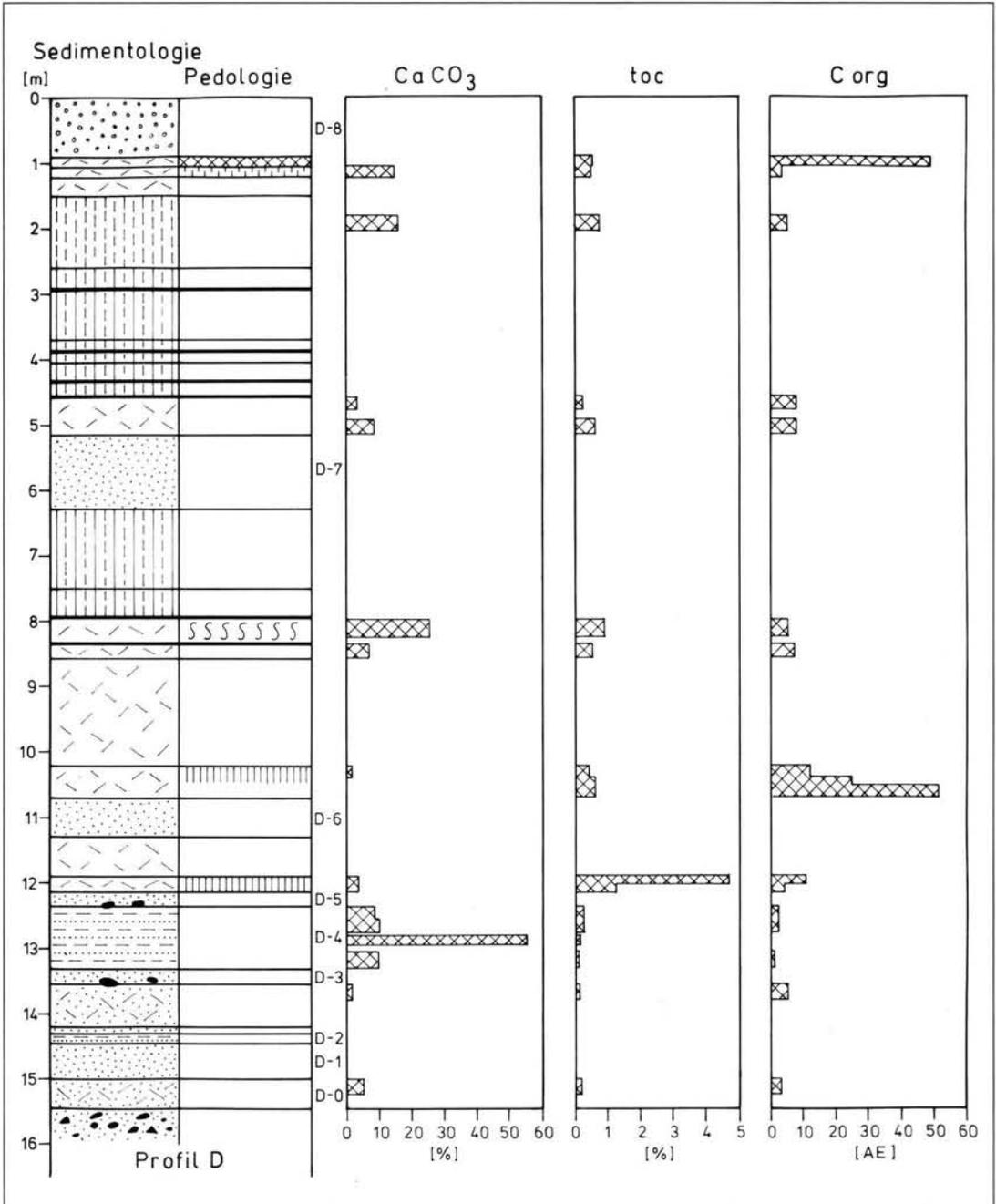


Abb. 8: Sedimentologisch-pedologische Ergebnisse von Profil D. Karbonatgehalt, organischer Kohlenstoffgehalt (toc) und relative Humusanreicherung (Corg).

Fig. 8: Sedimentological and pedological results of section D. Carbonate content, organic carbon content (toc) and relative humic enrichment (Corg).

Profil D

Profilhöhe: 15,27 m

Liegendes: vulkanoklastischer Hangschutt der Wannenköpfe

Höhe unter GOK in [m]	Beschreibung	Interpretation
-0,90	Bimslapilli; umgelagerte, abgeschobene Reste des Laacher See-Bimses	Tephra D-8
-1,05	Schluff; schwach tonig; braun, schokoladenbraun; prismatisch brechend	Pararendzina [Alleröd-Boden]
-1,20	Schluff; schwach tonig; braun; Verbraunung	Bv-Bereich
-1,50	Schluff; schwach sandig; hoher Anteil an vulkanischem Material, bis zu 4 cm große Lapilli; häufig Augitkristalle	Fließerde
-2,60	Schluff; hellgelbbraun; Kalkmycel; stark karbonatisch	Löß
-2,95	Schluff; sandig; gelbbraun; häufig sandige Einschaltungen; viele Augitkristalle; schwach geschichtet	Schwemmlöß
Diskordanz		
-3,69	Schluff; selten Linsen aus sandigem Material; hellgelbbraun; Kalkmycel; karbonatisch; schwach geschichtet	
-3,89	Schluff; sandig; Sandkomponente enthält sehr viele kleine Augitkristalle; gelbbraun; vereinzelt kleine Quarz- und Quarzitgerölle; geschichtet;	
Diskordanz		
-4,04	Schluff; gelbbraun; vereinzelt feinkörniger, vulkanoklastischer Detritus; karbonatisch	
-4,34	Schluff; schwach sandig; nach oben hin weniger Aschenmaterial; gelbgraubraun, nach oben etwas heller werdend; karbonatisch; schwach geschichtet; Kiesschnüre mit überwiegend vulkanoklastischem Material; Augitkristalle	
Diskordanz		
-4,54	Schluff; nach oben hin weniger vulkanoklastischer Detritus; gelbgraubraun; karbonatisch; Kiesschnüre aus feinkörnigem vulkanoklastischem Material	Schwemmlöß
Diskordanz		
-5,14	Schluff; schwach sandig; gelbgraubraun; hoher Aschenanteil; seltener Lapilli; Kiesschnüre; karbonatisch	Fließerde
-6,28	Asche und Lapilli; grauschwarz; umgelagert; geschichtet; Wechsellagerung von Aschen- und Lapilli mit geringmächtigen sedimentreichen Lagen; die unteren 10 cm enthalten Lapilli, die oberen 8 cm Asche	Tephra D-7 [Tephritische Tephra]
-7,50	Schluff; sandige, braune Bänder; gelbgraubraun; karbonatisch; z. T. geschichtet	Schwemmlöß
-7,95	Schluff; schwach sandig; Wechsellagerung von schluffig/schluffig-sandigen Lagen; aus umgelagerter vulkanischer Asche und Löß; selten Lapilli; gelbgraubraun	
Diskordanz		
-8,38	Schluff; sehr wenige kleine Steinchen; fahlgrau; nach oben hin etwas gelbbrauner; karbonatisch	Naßboden
-8,58	Schluff; sandig, sandige Lagen; gelbgraubraun; karbonatisch	Fließerde
-10,18	Schluff; sandig, schwach kiesig; Solifluktionsschutt; graubraun; Lößkomponente nimmt nach oben hin zu; die unteren 33 cm enthalten sehr viel Asche und Lapilli	
-10,23	Schluff; sandig, kiesig; gelbbraun; viel Asche und Lapilli; schwach karbonatisch	
-10,71	Schluff; sandig, kiesig; häufig Asche und Lapilli; manchmal linsenförmig angereichert; dunkelgraubraun; die oberen 26 cm sind dunkler und humoser; nach oben feinkörniger werdend; schwach karbonatisch; Schichtung löst sich von unten nach oben auf	Humusanreicherung Fließerde

Höhe unter GOK in [m]	Beschreibung	Interpretation
-11,28	Asche; grauschwarz; umgelagert; geschichtet; mindestens 6 geringmächtige Lagen mit lößartigem Sediment zwischengeschaltet	Tephra D-6
-11,92	Sand; schluffig; nach oben hin gröber werdend; viele Quarz- und Quarzitzerölle und Schlackenreste; schwach karbonatisch; geschichtet	Fließerde
-12,14	Schluff; sandig; hoher Anteil an Asche und Lapilli; grauschwarzbraun (humusfarben) nach oben hin heller werdend; Kalkmycel; karbonatisch; 3-4 cm große Holzkohleflitter; zementiert	Humusanreicherung
-12,38	Lapilli; grauschwarz; stellenweise umgelagert; zieht z. T. beulenartig in das darunterliegende Sediment hinein; häufig vulkanische Bomben; Lapillilage durch 1 - 2 cm mächtiges Sedimentband zweigeteilt	Tephra D-5
-13,33	Schluff; sandig, schwach kiesig; graubraun, gelbgraubraun, braun; karbonatisch; Wechsellagerung von schluffig-sandigen Lagen; im unteren Drittel 2 cm mächtige Bank aus Karbonat; im oberen Drittel geschichtet; besteht überwiegend aus Nebengestein: gefrittete Tonbröckchen, die z. T. mit Karbonat umkrustet sind; oberer Bereich ist schluffig und schwach sandig, leicht gebändert, wenige Schlackenreste	Tephra D-4
-13,54	Asche; die unteren 5 cm in situ; darüber umgelagerte und schwach geschichtete Asche; sedimentreiche, karbonatische Zwischenlage	Tephra D-3
-14,29	Schluff; tonig, sandig; hoher Anteil an Asche und Lapilli; graubraun; schwach karbonatisch in pseudomycelartigen weißen Gängen; im untersten Bereich häufig Lapilli; lößummantelte Lapilli	
-14,32	Lapilli; schwarz, umgelagerte Tephra D-1	
-14,47	Sand; kiesig; hoher Anteil an Quarz- und Quarzitzeröllen; Lapilli sind oft lößummantelt; umgelagert;	Tephra D-2
-14,99	Lapilli; schwarz; in situ; keine Schichtung; bläuliche Eisenmineralüberzüge; sehr geringer Nebengesteinsanteil	Tephra D-1
-15,27	Schluff; sandig; schwach tonig; bis zu 15 cm große Schlackenreste; dunkelgraubraune, nicht karbonatische, zementierte Matrix; hoher Anteil an Asche und Lapilli	Tephra D-0
>15,27	vulkanoklastischer Hangschutt	Schlacke

Die Decksedimente beginnen oberhalb von vulkanoklastischem Hangschutt wie im Profil B zunächst mit einer pyroklastischen Abfolge. Aufgeschlossen sind zum Teil umgelagerte Fallablagerungen aus gut sortierten mafischen Aschen und Lapilli (D-1, D-3, D-5, D-6, D-7 und D-8) sowie phreatomagmatische Ablagerungen (D-2 und D-4). Die Fallablagerungen der Tephra D-5 sind durch basaltische Bomben mit Einschlagstrichtern an der Basis charakterisiert. Die Nebengesteinskomponenten der phreatomagmatischen Ablagerungen im „Canyonprofil“ sind deutlich kleiner als die der Maarablagerungen an der Basis der Wannenköpfe. Es handelt sich dabei um distale Fließablagerungen phreatomagmatischer Eruptionen.

Die Abfolge beginnt mit feinkörnigen, vulkanoklastischen Sedimenten, in denen sich bis zu 15 cm große Schlackenreste finden, die synd sedimentär vom Kraterand in die Depression gerutscht sind. Das Material ist in der Muldenmitte deutlich mächtiger

als hangaufwärts (Abb. 4). Die vulkanoklastischen Sedimente sind schlecht sortiert und zeigen keine Schichtung. Die Sedimente sind sekundär aufgekalkt und haben einen CaCO_3 -Gehalt von 4,3%. Es handelt sich dabei um distale Ablagerungen der Finalphase, dessen Zentrum in der Kratermulde von Profil B zu finden ist.

Im Dünnschliff ist ein Schwammgefüge mit einer Porosität von 20-30% sichtbar. In der Grundmasse finden sich Quarze, große Pyroxene und Olivine sowie Schlackenstückchen. Die Matrix der Grundmasse besteht aus Ton. Die vulkanischen Minerale sind zum Teil mit Tonbelägen umkrustet. Die Schlackenstückchen weisen oft bis zu 20 μm dicke Verwitterungsbeläge aus Eisenoxiden auf, stellenweise existieren Fe-Nester. Die Eisenmobilisation, die einen Teil der Verbraunung und Verbackung bewirkt hat, wird auf Eisenumsatz aus den mafischen Mineralen der Aschen und Lapilli zurückgeführt. Sowohl die Ton- als auch die Eisenumkrustung gehen nicht auf

Bodenbildungsprozesse zurück. Statt dessen handelt es sich dabei um in die Kratermulde umgelagerten, feinkörnigen, vulkanoklastischen Detritus der finalen Phase. Die Dünnschliffauswertung sowie die toc- und Corg-Werte sprechen eindeutig gegen eine Humusanreicherung sowie Bodenbildung in diesem Bereich.

Darüber folgt ein geringmächtiges Band umgelagerter, schwarzer Lapilli, die oft lößummantelt sind, und ein weiterer 0,35 m mächtiger, sandiger, schwach toniger und schwach karbonatischer Schluff mit einem hohen Anteil an Lapilli im unteren Bereich. Der Corg-Wert liegt bei 5. Im Dünnschliff zeigt sich ein Schwammgefüge. Olivin, Pyroxen, Sparit und bis zu 300 µm große Schlackenstückchen finden sich als Grobkomponenten. In der schwach tonigen Grundmasse sind viele bis zu 100 µm große Fe- und Mn-Nester vorhanden. Es finden sich Fe-Beläge um Schlackestückchen, selten auch um Olivinkristalle. Die Porosität liegt bei etwa 20% und beruht hauptsächlich auf röhrenförmigen Hohlräumen.

Im unteren Drittel der Tephra D-4 ist eine 2 cm mächtige Karbonatbank zwischengeschaltet, deren CaCO₃-Gehalt 54,7% beträgt. Der Corg-Wert ist dagegen sehr gering und liegt nur bei 0,3 hat. Oberhalb und unterhalb der Karbonatbank der Tephra D-4 liegt der CaCO₃-Gehalt zwischen 8 und 9%.

Zum Hangenden hin folgt ein sandiger, grau-schwarzer Schluff mit viel vulkanischem Material in Asche- und Lapilligröße. Nach oben hin wird die Farbe etwas heller, und es finden sich pseudomycelartige Strukturen und 3-4 cm große Holzkohlestückchen. Die Fließerde ist schwach karbonatisch und hat einen Corg-Wert von 10,8.

Oberhalb dieser Humusanreicherung ist eine nach oben hin gröber werdende Fließerde abgelagert worden. Die Fließerde hat einen hohen Anteil an kleinen Schlackenresten sowie Quarz- und Quarzitzerollen. Darauf folgt eine teilweise umgelagerte Asche (Tephra D-6), die wiederum von einer Fließerde, die hauptsächlich aus umgelagertem, nach oben hin feinkörniger werdendem vulkanoklastischem Material besteht. Die Schichtung löst sich von unten nach oben zunehmend auf. Die obersten 26 cm der fast vollständig entkalkten Fließerde sind dunkler und humoser. Die Corg-Werte, die zwischen 24,9 und 54 variieren, deuten auf eine weitere Humusanreicherung und somit auf eine zweite schwache Bodenbildung. Im Bodendünnschliff ist ein humoses Schwammgefüge feststellbar. An Grobkomponenten finden sich hauptsächlich Schlackenstückchen. Darüber folgen fließerdeartige Sedimente mit Solifluktionsschutt, z. T. mit sandigen Lagen. Der Lößanteil nimmt nach oben hin zu.

Darauf folgt ein fahlgrauer, karbonatischer Schluff, der als Naßboden angesprochen wird. Der Naßboden hat einen Karbonatgehalt von 15,2% und einen

Corg-Wert von 5,2. Oberhalb des Naßbodens wurde wieder Schwemmlöß abgelagert, dessen Karbonatgehalt deutlich niedriger ist.

Oberhalb der tephritischen Tephra D-7 folgt eine schwach karbonatische Fließerde mit Kiesschnüren. Nach oben hin nimmt die Anzahl der Diskordanzen zu. Zahlreiche Kiesschnüre und abgeschwemmtes, lößartiges Material mit feinkörnigem, vulkanoklastischem Detritus dominieren. Der Schwemmlöß hat einen Karbonatgehalt von 13,1 bis 14,6%.

Eine Pararendzina, der Alleröd-Boden, schließt die Löß-/Paläobodenabfolge nach oben hin ab. Der Corg-Wert ist deutlich erhöht und liegt bei 49 (toc=0,49%). Die Abfolge endet mit zum Teil abgeschobenem Laacher See-Bims (Tephra D-8).

5 Diskussion

Die vulkanische Abfolge und der Eruptionsverlauf der Wannenköpfe sind typisch für den Aufbau von Osteifel-Schlackenkegelkomplexen. Dies wurde bereits von SCHMINCKE, BOGAARD & FREUNDT (1990: 105) und BOGAARD & SCHMINCKE (1990: 180f) erwähnt.

Die östliche Wannengruppe ist nach SCHMINCKE, BOGAARD & FREUNDT (1990: 108) in einen älteren westlichen und einen jüngeren östlichen Schlackenkegelkomplex untergliedert. Dies kann aufgrund der Deckschichtenfolge und den zwischengeschalteten Tephren bestätigt werden.

An den Wannenköpfen deutet die pyroklastische Abfolge auf einen schnellen Eruptionsverlauf ohne bedeutende zeitliche Unterbrechungen. Für die Dauer des Ausbruchs sind Tage, Wochen oder Monate anzunehmen. Zwischen den beiden Maar-Bildungsphasen ist ebenfalls keine längere zeitliche Lücke nachweisbar. Es sind weder Humusanreicherungen noch Verbräunungen vorhanden.

Im Profil A (Abb. 6) unterhalb der Maar-Ablagerungen sind zunächst eindeutig kaltzeitliche Sedimente abgelagert, u. a. äolisch abgelagerter Löß und eine Fließerde, in der es zu einer schwachen Tonanreicherung gekommen ist. Darauf folgt eine parautochthon abgelagerte Bimstephra, die von BOGAARD et al. (1989: 525) mit der Hüttenberg-Tephra korreliert wird. Die darüber liegende Verbräunung mit schwacher Humusanreicherung reicht nicht aus, um die Tonanreicherung in der Fließerde zu erklären.

Für die Hüttenberg-Tephra wurde ein ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Durchschnittsalter von 215±4 ka kalkuliert (BOGAARD et al. 1989: 525). Dieses Alter impliziert einen Ausbruch der Bimstephra nach dem ersten vorletzt-interglazialen Klimaoptimum, das würde den Sauerstoffisotopenstadien 7b (230-219 ka) oder 7a (219-190 ka) im Sinne von MARTINSON et al. (1987: 20f) entsprechen. Die Löß-/Paläoboden-Abfolge aus Profil A unterstützt diese Annahme. Es ist wichtig zu bemerken, daß es sich bei dem Tonanreicherungs-

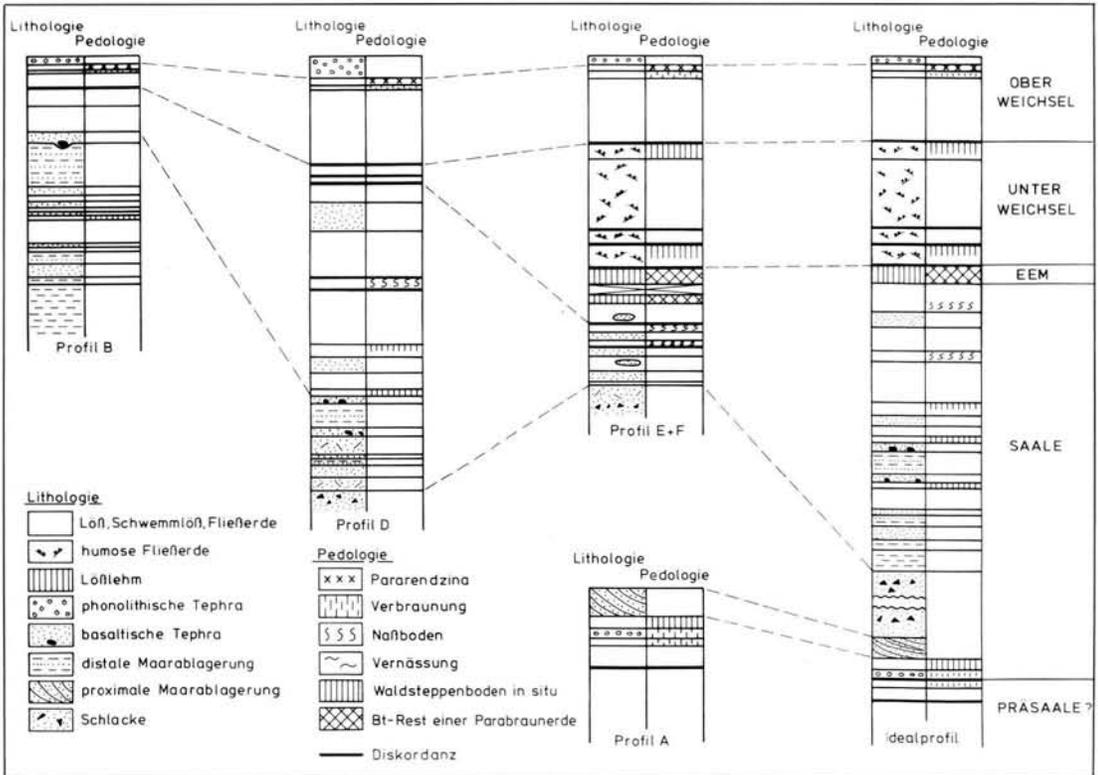


Abb. 9: Korrelation und Kombination der Profile A, B., D und E sowie daraus resultierendes idealisiertes Profil.

Fig. 9: Correlation of section A, B, D and E and resulting idealised section of Wannenköpfe loess paleosol sequence.

horizont nicht um den Bt-Rest einer Parabraunerde handelt, ein Al-Horizont fehlt ebenfalls. Daraus folgt, daß die Hüttenberg-Tephra entweder am Ende der drittletzten Kaltzeit, wie von BOGAARD et al. (1989: 523) postuliert, oder zu Beginn des vorletzten Glazials eruptiert wurde (s. Abb. 9). Die schwach humose Verbraunung oberhalb der Bimstephrea deutet auf interstadiale Verhältnisse am Beginn des vorletzten Glazials. Dies würde zeitlich dem Übergang der Sauerstoffisotopenstadien von 7a nach 6 entsprechen (MARTINSON et al. 1987: 20f). Ob die warmzeitlichen Sedimente des vorletzten Interglazials erodiert sind, kann aufgrund der Diskordanz nicht entschieden werden. Der Ah- und der Al-Horizont, die für die Tonanreicherung der Fließerde verantwortlich sind, fehlen ebenso.

Weitere schwache Humusanreicherung sind in zumindest drei Fällen den Tephren der Deckschichtenfolge zwischengestaltet. Oberhalb der Tephra D-6 wurden kleine Blattabdrücke (mündl. Mitt. A. JUSTUS) gefunden. Die gleichbleibende Mächtigkeit der pedogen überprägten Schichten sowie die schwache Humusanreicherung deuten auf einen relativ kurzen Zeitraum für die Bodenüberprägung. Derartige interstadiale Böden sind während der letzten 200.000 Jahre nur aus dem Beginn der letzten

und vorletzten Kaltzeit bekannt. Da den Deckschichten oberhalb der Tephra D-7 eine Parabraunerde sowie Waldsteppenböden zwischengeschaltet sind, liegt es nahe, diese Bodenbildung mindestens mit dem Beginn des vorletzten Glazials zu korrelieren. Die vorläufigen physikalischen Datierungen widersprechen dem nicht. In Analogie der vorletzten-glazialen Abfolge bei BIBUS (1974) werden diese schwach humosen, vulkanischen Böden als frühsaalezeitliche Interstadiale oder als ein frühsaalezeitliches Interstadial interpretiert, das durch die vulkanischen Ablagerungen in mehrere schwache Bodenbildungsphasen aufgespalten ist.

Eine ähnliche Interpretation geben BOGAARD & SCHMINCKE (1990: 181), jedoch werden die Ablagerungen oberhalb der Hüttenberg-Tephra als Böden eines Interglazials interpretiert. Dies kann durch die Geländeaufnahme und die sedimentologisch-pedologischen Ergebnisse nicht bestätigt werden. Für eine Ablagerung der Hüttenberg-Tephra am Ende der drittletzten Kaltzeit bzw. zu Beginn der vorletzten Warmzeit vor etwa 245 ka gibt es keine Belege. Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Daten und die humusreichen Verbraunungen unterhalb des Maars sowie in den Kraternulden deuten auf eine Entstehung der Wannenköpfe unter interstadialen Bedingungen zu Beginn der vorletzten Kaltzeit.

Die Löß-/Paläobodenabfolge der Wannenköpfe ist oberhalb der tephritischen Tephra stark reduziert. Es treten zahlreiche Kiesschnüre verknüpft mit Diskordanzen auf. Saalezeitliche Naßböden, wie sie am Tönchesberg und Schweinskopf-Karmelenberg aufgeschlossen sind, fehlen hier ganz.

Eine Parabraunerde oder unterweichselzeitliche Humuszonen sind weder im Profil B noch D vorhanden. In einem weiter südlich gelegenen Steinbruch werden die Deckschichten in den Profilen E und F (Abb. 2) von einem rotbraunen Bt-Rest einer Parabraunerde untergliedert, die mit dem Eem-Boden korreliert wird (FRECHEN 1993: 114f). Unterhalb der Parabraunerde sind 3 Tephren den periglazialen Sedimenten (Profile E und F) zwischengeschaltet. Diese Tephren können mit denen der Profile B und D korreliert werden (Abb. 9). Oberhalb des Eem-Bodens lagern typische unterweichselzeitliche Ablagerungen, darunter zwei Waldsteppenböden sowie humose Fließerden und Lehmbrockensande. Die darüber folgenden Löss sind ungliedert. Obwohl die Deckschichten stark reduziert sind, finden sich deutliche Parallelen zu der unterweichselzeitlichen Abfolge des Tönchesberges.

Eine Korrelation mit dem Profil Tönchesberg ist somit aufgrund lößstratigraphischer und tephrochronologischer Untersuchungen möglich. Vergleicht man die Ablagerungen, so folgt daraus, daß im Profil C des Tönchesberges, das sich am nördlichen Außenhang des Schlackenkegelkomplexes befindet, die saalezeitlichen, frühglazialen Ablagerungen fehlen. Unterhalb der Profile A und B des Tönchesberges sind die Decksedimente zwischen der tephritischen Asche und der Asche des Plaidter Hummerichs in mehreren Metern Mächtigkeit aufgeschlossen, derzeit aber nicht zugänglich. Im Profil C folgt am Tönchesberg über den Tephren des Korretsberges und des Plaidter Hummerichs lößartiges Material (Fließerden und Schwemmlöss), oberhalb der tephritischen Tephra eine vulkanoklastische Fließerde sowie die typische jüngere saalezeitliche Abfolge mit Lössen, Schwemmlössen und zwischengeschalteten Naßböden.

Die saalezeitliche Abfolge von Profil C des Tönchesberges wird durch die vorletztglazialen Sedimente in den Aufschlüssen der Wannenköpfe ergänzt und erweitert. Unterhalb der tephritischen Tephra konnten an den Wannenköpfen zwei schwach humose Horizonte nachgewiesen werden. Während der vorletzten Kaltzeit sind derartige Horizonte nur aus dem Beginn des Saale-Glazials bekannt.

Eine Kombination der Profilbereiche mittels tephrochronologischer Korrelation führt zu einer Ergänzung und Vervollständigung der saalezeitlichen Abfolge und damit zu einer genaueren zeitlichen Einstufung der untersuchten Osteifel-Schlackenkegelkomplexe. Für die untersuchten Schlackenkegel

folgt, daß zunächst der Wannenköpfe-Schlackenkegelkomplex ausgebrochen ist. Die an den Wannenköpfen den Tephren zwischengeschalteten schwachen Humusanreicherungen deuten auf kurze Eruptionspausen von weniger als 1000 Jahren. Da die Tephra des Plaidter Hummerichs und des Korretsberges direkt auf dem Kraterboden des Tönchesberges aufliegen, folgt daraus, daß beide Vulkane kurze Zeit nach dem Ausbruch des Tönchesberges eruptierten.

Für die Schlackenkegelkomplexe Wannenköpfe, Eiterköpfe, Tönchesberg, Korretsberg und Plaidter Hummerich folgt insgesamt, daß sie zu Beginn der vorletzten Kaltzeit unter interstadialen Verhältnissen ausgebrochen sind.

6 Dank

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Untersuchungen im Rahmen des DFG-Projektes „Quartär der Eifel“ (Bo413/5-2 und -3). Herrn Jörg Geißner danke ich für den Hinweis auf die „Schlammvulkanablagerungen“. Frau Dr. Antje Justus wies mich auf die gut gegliederte Löß-/Paläobodenabfolge hin. Den Herren Prof. Dr. W. Boenigk, Dr. H. Noll und Dr. Becker-Haumann sowie den Mitarbeitern der Abteilung Quartärgeologie danke ich für wertvolle Hinweise bei der Diskussion der Ergebnisse. Herrn Helsper, von der Rheinischen Provinzial Basal- und Lavawerke GmbH, danke ich für die Erlaubnis zu Arbeiten im Bereich der Wannenköpfe. Die Reinzeichnungen wurden dankenswerter Weise von Frau Krings durchgeführt.

7 Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L. (1983): Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish Massif, Central Europe. - In: K. FUCHS (Hrsg.): Plateau Uplift; 198-211; Springer-Verlag Berlin.
- AHRENS, W. (1932): Die Basaltvulkane des südöstlichen Laacher-See-Gebietes und ihre Lavaströme. - Jahrbuch Preuß. Geol. L.-amt, **53**: 851-878; Berlin.
- BOECKER, M. LEHMANN, E. von & REMY, H. (1972): Über eine Wirbeltierfauna aus den jüngsten wärmzeitlichen Ablagerungen am Michelberg bei Ochtendung/Neuwieder Becken. - Decheniana, **124**: 119-134; Bonn.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (im Druck): Mittel- und oberpleistozäne Deckschichten des Tönchesberges, Osteifel. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Landschaftsgeschichte im europäischen Rheinland. - Rheinlandverlag, Köln.
- BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - dequa-Führer **1**: 166-190; Hannover.
- HALL, C. M., SCHMINCKE, H.-U. & YORK, D. (1989): Precise singlegrain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a cold to warm climate transition in Central Europe. - Nature, **342**: 523-525; London.

- DECHEN, H. von (1964): Geognostischer Führer zu dem Laacher See und seiner vulkanischen Umgebung. - Verlag Max Cohen & Sohn, 596 S., Bonn.
- FRECHEN, M. (1993): Eruptionsgeschichte und Deckschichtenfolge des Schlackenkegelkomplexes der Wannenköpfe in der Osteifel. - Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **50**: 114-115; Hannover.
- (1994): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel. - Eiszeitalter und Gegenwart, **44**: 79-93; Hannover.
- & WEIDENFELLER, M. (1994): Die mittel- und oberpleistozänen Deckschichtenfolge im Naturschutzgebiet „Eiszeitliches Lößprofil“ in Koblenz-Metternich. - Mainzer Geowissenschaftliche Arbeiten,
- JUSTUS, A., URMERSBACH, K.-H. & URMERSBACH, A. (1987): Mittelpaläolithische Funde vom Vulkan „Wannen“ bei Ochtendung, Kreis Mayen-Koblenz. - Archäologisches Korrespondenzblatt, **17**: 409-417;
- KOLFSCHOTEN, T. van & ROTH, G. (im Druck): Mittel- und spätpleistozäne Mollusken und Kleinsäuger aus Vulkanfüllungen des Osteifel-Gebietes, Deutschland. - Jahrbuch Römisch-Germanisches Zentralmuseum,
- LORENZ, V. (1986): On the formation of maars and diatremes. - Bulletin Volcanology, **48**: 265-274; Berlin.
- NOLL, H. (1967): Trachytische Tuffgänge am Herchenberg bei Burgbrohl (Laacher-See-Gebiet) und der Eruptionsmechanismus der Laacher Bimsvulkane. - Geologisches Institut der Universität zu Köln, Sonderveröffentlichungen, **13**: 95-108; Köln.
- (1975): Die Geologie des Bausenberg-Vulkanes (Laacher Vulkangebiet). - Beiträge Landespflege Rheinland-Pfalz, Beiheft, **4**: 15-32; Oppenheim.
- QUIRING, H. (1936): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen 1:25000, Blatt 5610 Bassenheim; Berlin.
- SCHMINCKE, H.-U. (1977): Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Osteifel. - Geologisches Jahrbuch, Reihe A **39**: 3-45; Hannover.
- BOGAARD, P. v. d. & FREUNDT, A. (1990): Quaternary Eifel Volcanism.- IAVCEI, International Volcanological Congress Mainz 1990; Excursion 1AI; 1-190; Witten.
- SEMMELE, A. (1991): Die Lößdecke des Plaidter Hummerich (Neuwieder Becken) und Fragen ihrer regional-stratigraphischen Einordnung. - Geologisches Institut der Universität zu Köln, Sonderveröffentlichungen, **82**: 283-292; Köln.
- WINDHEUSER, H. (1977): Die Stellung des Laacher Vulkanismus (Osteifel) im Quartär. - Geologisches Institut der Universität zu Köln, Sonderveröffentlichungen, **31**: 1-223; Köln.

Manuskript eingegangen am 28.06.1994

Anfang und Umbau des Gewässernetzes zwischen Wupper und Sieg (Oberbergisches Land, rechtsrheinisches Schiefergebirge)

HELLMUT GRABERT*

Kurzfassung: Die Herausbildung des rezenten Gewässernetzes im Rheinischen Gebirge setzte nach der Hebung der Rheinischen Masse im Gefolge der alpinen Orogenese ein, ist also spätoligozänen Alters. Noch im Alttertiär erfolgte die Entwässerung des tiefgreifend zersetzten Variszikums über weitgespannte Spülflächen, in denen sich die Drainageströme mäandrierend bewegten. Mit der Hebung wurden die Flüsse in geführten Mäandern tiefergelegt und zum Rhein hin ausgerichtet. Dieser Umschlag von der Spülflächenbildung zur linearen Flußerosion wird als „Morphogenetischer Umbruch“ bezeichnet und ab dem Ende des Oligozäns datiert. Der starke Miozän-Vulkanismus steht mit der Hebung der Rheinischen Masse in ursächlicher Beziehung.

[Beginning and development of the stream network situated between the rivers Wupper and Sieg in the southern part of the Rhenish massif right to the river Rhine]

Abstract: The development of the recent drainage system in the Rhenish Mountains started during Late Oligocene by the Alpine orogenesis. Still the Early Tertiary time the drainage on the strongly weathered Variscans took place by unlarged flushing areas and meandering rivers. During the uplift of the Rhenish Massif these rivers in its meandering manner were leaded down to the Variscan body, and directed toward the Rhine main river. The change from the system of flushing areas to linear erosion by river drainage is called the "Morphogenetic Upheaval", dated Late Oligocene. The volcanism during the Miocene was caused by the uplift of the Rhenish Massif.

Einleitung

Der Anfang und der Umbau des rechtsrheinischen Gewässernetzes ist einerseits nur im Zusammenhang mit der Entwicklung des Rheintales - zwischen Bingen und Bonn - zu entschlüsseln, andererseits werden dafür aber auch stratigraphische Fixpunkte benötigt, um den zeitlichen Ablauf aufzeigen zu können.

Die Verebnungs- und Terrassen-Abfolge des Rheintales ist seit knapp hundert Jahren (PHILIPPSON 1899)

bekannt und in vielen Arbeiten differenziert worden. Auch für die rechtsrheinischen Nebenflüsse, insbesondere der Sieg (KNUTH 1922, SCHRÖDER 1965, GRAMSCH 1978) und der Agger (HOOS 1936, SCHRÖDER 1969, FEY 1974), sowie für das Bergische Land (NICKE 1981, 1983) liegen umfangreiche Bearbeitungen vor. Was bisher fehlt, ist ein verlässlicher Fixpunkt in der Zeitskala, auf den sich die Bildungen der Verebnungs- und Terrassenflächen beziehen lassen. Dieser Fixpunkt wird mit einem morphogenetischen Profil vom Hohen Westerwald bis zum Ebbe-Gebirge vorgelegt.

Bei der Betrachtung der Verebnungs- und Terrassenflächen fällt immer wieder der Unterschied beider Flächen auf: Verebnungsflächen tragen in der Regel keine Sedimente (vom späteren, äolisch aufgetragenen pleistozänen Löß abgesehen), weisen dafür einen starken Zersatz des Gebirges mit fossilen Bodenbildungen auf, sie werden in die Tertiärzeit mit ihrem „tropoiden“, also feuchtwarmen bis feucht-gemäßigten Klima gestellt. Die Terrassenflächen hingegen, die sich eng an den heutigen Flußlauf halten, tragen Schotter und gehören dem Pleistozän, gelegentlich noch dem Holozän an.

Dieser Umschlag in der Ausbildung von Verebnungs- zu Terrassenflächen ist bedingt durch den Aufstieg der Rheinischen Masse aus einem tertiärzeitlich tiefgründig zersetzten Gebirgsumpf in niederer Seehöhe zu einem Mittelgebirge mit starker Zertalung und Schotterbildung. Eingesetzt hat diese Hebung als „Plateau Uplift“ (FUCHS et al. 1983) in der mittleren Tertiärzeit, sie wird begleitet von einem heftigen Basalt-Vulkanismus im Miozän. Der Umschlag von den Verebnungs- zu den Terrassenflächen wird als „Morphogenetischer Umbruch“ bezeichnet und weitgehend dem mittleren Miozän zugeordnet (BIRKENHAUER 1970).

Keineswegs scheint nun die Hebung der rheinischen Masse kontinuierlich vonstatten gegangen zu sein. Allein der Basalt-Vulkanismus (im Miozän zwischen 30 und 18 Mio. Jahren) und der pleistozäner Nachläufer (von 1,0 bis 0,3 Mio. Jahren) lassen auf langdauernde, aber auch unterschiedliche Aufwärts-

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. GRABERT, Haselbuschweg 5, 47804 Krefeld

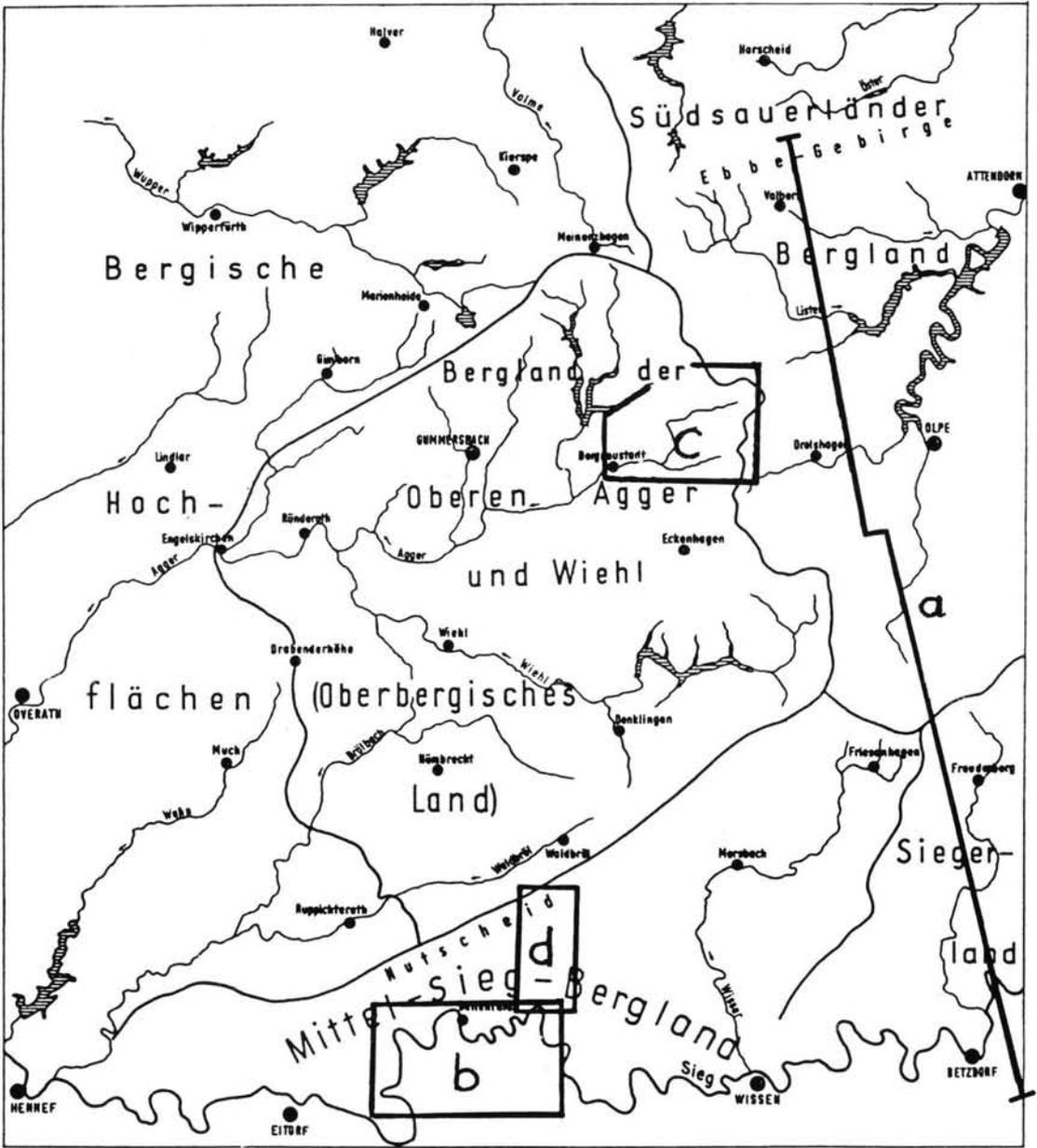


Abb. 1: Die naturräumliche Gliederung des Landes zwischen Wupper und Sieg
 a: Das morphogenetische Profil „Hoher Westerwald - Ebbe-Gebirge“ (Abb. 2), b: Der Talmäanderbogen der Sieg bei Datenfeld (Abb. 3); c: Die Pernze Talung am Oberlauf der Agger bei Bergneustadt (Abb. 4); d: Die Spurkenbacher Talung des Westert-Baches (Abb. 5); +240 m (Hennef), + 460 m (Betzdorf), > 660 m (Ebbe): Höhenlage der präbasaltischen Vererbnungsfläche

Fig. 1: The landscape of the region between the Wupper and the Sieg river. Drawing in the studied areas

a: The morphogenetic profil „Hoher Westerwald - Ebbe Mountains“ (fig. 2); b: The valley arch of meanders in the Sieg river system near Datenfeld (fig. 3); c: The Pernze head valley in the Agger-Dörps drainage system (fig. 4); d: The erosion surface Spurkenbach and its capture by the Westert brook (fig. 5)

bewegungen schließen. Solche Ereignisse müssen sich auf das Entwässerungsnetz des aufsteigenden Gebirges auswirken, wobei auch plötzliche Laufveränderungen aufgetreten sind.

Beispiele aus geologisch junger Zeit werden hier

vorgestellt: der Talmäanderbogen der Sieg zwischen Au und Eitorf, das Anzapfen der Spurkenbacher Talung am Nutscheid-Kamm und die bis in holozäne Zeit andauernde Laufveränderungen in der Pernze Talung bei Bergneustadt an der Agger (Abb. 1).

Anfang und Umbau des Gewässernetzes

Die Entwicklung und damit auch die Veränderung des Gewässernetzes im rechtsrheinischen Schiefergebirge (und natürlich auch im linksrheinischen, hier nicht behandelten) ist abhängig von der Entstehung des Rheintales. Der Rhein ist als Fluß keineswegs so alt und einheitlich, wie er sich derzeit darstellt. Im Gegenteil: dieser Strom ist ein Produkt der Eis- und Nacheiszeit und besitzt außerdem eine „unlogische“ Entwässerungsrichtung. Aus den Alpen als Hoahrhein kommend, müßte er eigentlich der Donau zufließen, die das Alpenvorland als natürliche Rinne zur Entwässerung nutzt und nach Osten abfließt. Der direkte Weg über die Rhône zum Mittelmeer ist heute verbaut, war aber einst im Alttertiär offen.

Der heutige Rhein ist aus drei Teilstücken zusammengesetzt: aus dem einst zur Donau hin orientierten Hoahrhein, aus dem über den Rhône-Graben zum Mittelmeer hin ausgerichteten Oberrhein und aus dem zur Nordsee abfließenden Mosel-Mittelrhein-System (QUITZOW et al. 1962).

Stark beeinflusst worden sind alle drei Teilstücke durch die klimatischen Veränderungen während und seit der Eiszeit, insbesondere auch durch deren pleistozäne Ablagerungen. Aber schon früher, in der mittleren Tertiärzeit, wirkten Kräfte auf die Gestaltung der Landschaft ein, die so gegensätzlich waren, daß man den Übergang von dem einen in den anderen Klimabereich als „Morphogenetischen Umbruch“ bezeichnete (BIRKENHAUER 1970, GRAMSCH 1978). Dieser „Umbruch“ hat seine Ursache in der Alpen-Faltung, die sich im Mittelrhein-Gebiet als Hebung der rheinischen Masse verdeutlicht und mit dem (miozänen) Basalt-Vulkanismus im Westerwald, der Rhön und des Vogelsberges sowie der Westeifel in engem Zusammenhang steht.

Irgendwann nach diesem Morphogenetischen Umbruch entstand inmitten der langsam aufsteigenden Rheinischen Masse eine Geländedepression, welche sich in die älteren Gebirgsrumpfflächen einsenkte; sie zeigt zum ersten Male eine „rheinische“, also nach Norden gerichtete Ausformung. Auf diese, als Ur-Niederrhein zu bezeichnende Drainage richtet sich von nun an die Entwässerung des kommenden Rheinischen Schiefergebirges aus, und natürlich auch, vielleicht mit einer zeitlichen Verzögerung, die der tributären Zuflüsse. Zeitlich eingrenzen kann man diesen neu entstandenen Vorfluter durch die Ablagerungen der als „Pliozän“ aufgefaßten, weißen Quarzkiese, die sich am Rande des Westerwaldes erhalten haben; sie weisen nämlich noch keine Beziehungen zu den Rhein-Terrassen auf und scheinen nach Süden hin orientiert zu sein.

Auch die großen Nebenflüsse wie die Mosel, die Lahn, aber auch die Sieg, haben als erste Anlage sol-

che Depressionen benutzt, wobei aber bis heute nicht geklärt ist, wodurch solche morphologischen Strukturen entstanden sein könnten. Unter ihnen tektonische Elemente zu vermuten, wurde für die Nord-Süd gerichtete Bergische Muldenzone diskutiert (GRABERT 1983), in der die Agger, Sieg und Wupper fließen.

Bei der Betrachtung der Relieffgenese schälen sich zwei unterschiedlich ausgebildete Flächengruppen heraus:

1. ein älteres, flächenhaftes System ohne aufgebraachte klastische Sedimente; es wird als das Altflächenrelief bezeichnet; und
2. das jüngere, in dem eigentlichen Gebirgsrumpf eingetieft, sich eng an den heutigen Flußlauf haltende Terrassensystem mit Schotterbedeckung; man bezeichnet dieses als Talnetz.

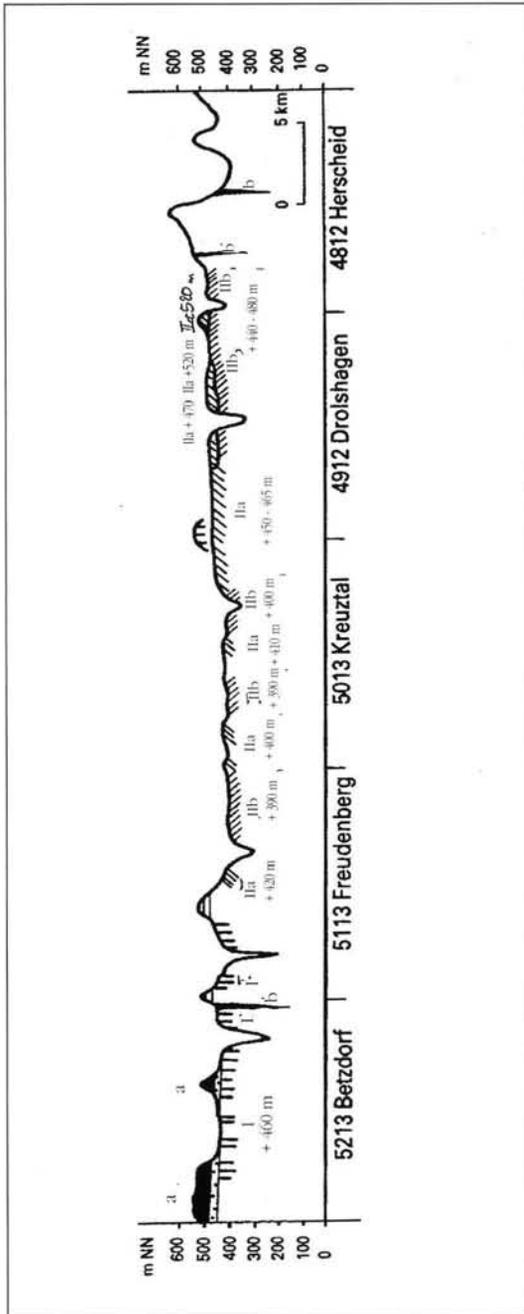
Im Rheinischen Schiefergebirge wird die ältere Gruppe als Trogtal bezeichnet (QUITZOW et al. 1962) und sinngemäß gilt das auch für seine Nebenflüsse (z. B. für die Sieg [SCHRÖDER 1969]), die jüngere in das Hochtal, Plateautal und Engtal. Für eine befriedigende Terrassen-Chronologie wird eine markante Zeitmarke gesucht, die nun im südlichen Siegerland, wo mit dem miozänen Basalt des Hohen Westerwaldes eine sogar absolut datierbare Zeitmarke gegeben ist; an diese wird das Morphogenetische Profil „Hoher Westerwald - Ebbe-Gebirge“ angehängt.

Profil „Hoher Westerwald - Ebbe-Gebirge“ (Abb. 2)

Dort, am Nordrande des Hohen Westerwaldes, liegt bei +460 m NN der „oligozäne Klebsand“, vermutlich aus der Chatt-Stufe, auf einem stark verwitterten devonischen Gesteinssockel; der auflagernde miozäne Basalt hat nach den Untersuchungen von LIPPOLT (1983: Abb. 2) ein Alter zwischen 30 und 18 Mio. Jahren, mit einem Maximum um 25 Mio. Jahre (die pleistozäne Nachläuferphase datiert zwischen 1,0 und 0,3 Mio. Jahren).

Diese jungoligozäne 460-m-Verebnung des Hohen Westerwaldes - z. B. im Gebiet der TK 25 Betzdorf 5213 - ist tiefgründig zersetzt und ist pedologisch durch Weißlehme und Bleichungszonen ausgezeichnet, sowie durch Rotlehm-Bildung infolge einer Eisenanreicherung in der Nähe des wasserstauenden devonischen Gebirgskörpers.

Nach Norden, im Gebiet der TK 25 Freudenberg 5113, ist diese „oberoligozäne“ Fläche durch ihre exotische Bodenbildung aus Bleichungszonen und Rotlehmern noch deutlich erkennbar, steigt aber langsam auf + 480 m NN (der Giebelwald mit +527 m NN ragt als Härtling aus dieser Verebnungsfläche heraus) und läßt sich im nördlich anschließenden Gebiet der TK 25 Kreutal 5013 nicht mehr nachweisen. Bei Belmücke, mit +464 m NN an der Grenze zur



- IIb Verwitterungsfläche des (Jung-) Miozän
- IIa Verwitterungsfläche des (Alt-) Miozän
- I Verwitterter Gesteinssockel der prämiocänen Fläche
- a b Miozäner Basalt in Decken (a) und Schloten (b)
- Oligozäner Klebsand
- |||| Gebleichte Härtinge der präoligozänen Fläche

Abb. 2: Das morphogenetische Profil „Hoher Westerwald - Ebbe-Gebirge“

Fig. 2: The morphogenetic profile "Hoher Westerwald - Ebbe Mountains"

TK 25 Drolshagen 4912 (Profil nach NE versetzt), ist das devonische Grundgebirge nur geringfügig und dann der heutigen Bodenbildung entsprechend rostbraun verwittert. Verlängert man das morphogenetische Profil nach Norden bis in das Ebbe-Gebirge hinein (TK 25 Herscheid 4812), sind auch dessen höchste Erhebungen, die Nordhelle mit +663 m NN und der Rehberg mit +648 m NN, frei von jeglicher fossiler, also tertiärzeitlicher Bodenbildung: Bleichungszonen und Rotlehme fehlen.

Die einst vorhandenen Weißlehme liegen heute am hohen Hang auf sekundärer Stätte und haben zu umfangreichen Vernässungen mit Hochmooren geführt. Am morphogenetischen Profil (Abb. 2) wird deutlich, wie stark die Hebung der Rheinischen Masse ist. Liegt noch am Südrande des Siegerlandes die präbasaltische Auflagerungsfläche des miozänen Westerwald-Basaltes bei +460 m NN, ist diese nach 50 km im Ebbe-Gebirge bei mehr als +660 m NN nicht mehr vorhanden, muß also höher gelegen haben. Da die (miozäne) IIa-Fläche im Gebiet von Freudenberg schon bei +420 m NN, am Fuße des Ebbe-Gebirges schon bei ca. +470 m NN bis +525 m NN liegt, errechnet sich daraus ein Hebungsbetrag von mindestens 50 m (bis max. 105 m?) auf einer Entfernung von ca. 50 km.

Aber nicht nur in der Nordsüd-Erstreckung macht sich die Hebung der Rheinischen Masse bemerkbar, sondern auch in ostwestlicher. Bei Uckerath, weit Hennef am Rande des Bergischen Landes zur Niederrheinischen Bucht, liegen oligozäne Kiese vermutlich von Chatt-Alter bei +240 m NN. Bezieht man diese Auflagerungsfläche auf gleichalte Vorkommen des Hohen Westerwaldes - dort bei +460 m NN gelegen -, erhält man einen Höhenunterschied von ca. 120 m auf eine Entfernung von ca. 50 km.

Nun liegen diese oligozänen Kiese heute bei +240 m NN, sind aber in dieser Höhe nicht abgelagert worden, vielleicht nicht allzu hoch über dem damaligen Meeresspiegel. Die älteren marinen Rupel-Tone und Grafenberger Sande zwischen Köln und Düsseldorf liegen heute ca. 50 km flußabwärts bei ca. +150 m Seehöhe; damals stand also dort das Meer. Am Ende des Oligozän setzte dann die eigentliche Hebung der Rheinischen Masse ein, verstärkte sich gegen Ende des Miozän und dauert bis heute noch an. Das Einsinken der Niederrheinischen Bucht - in der die Absenkung Tertiär-Basis bis weit unter Meeresspiegel-Niveau erfolgte - ist eine sekundäre Ausgleichbewegung (sie wird hier nicht näher betrachtet).

Summiert man alle Beträge, beginnend an der Basis des dem verwitterten Festland aufgesetzten miozänen Basaltes, dann erhält man einen Hebungsbetrag für das zentrale Rheinische Schiefergebirge von ca. 300 m (und mehr), ein Betrag, der mit allen bisherigen Kenntnissen (zusammengefaßt bei FUCHS et al. 1983: Plateau Uplift) übereinstimmt.

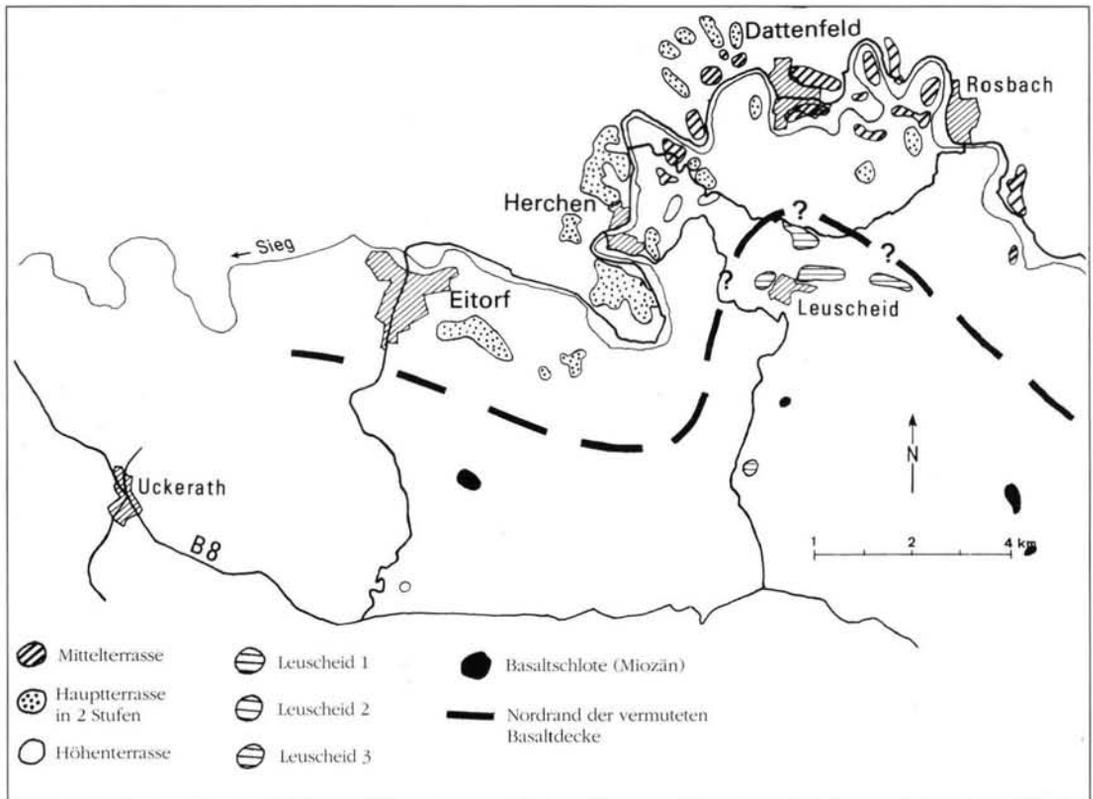


Abb. 3: Der Talmäanderbogen der Sieg bei Dattenfeld und seine Terrassenflächen sowie Verebnungsflächen von Leuscheid
 Fig. 3: The valley arch of meanders in the Sieg river system near Dattenfeld

Während der Alttertiärzeit hatte sich in dem Gebiet, das durch die spätere Hebung in der Jungtertiärzeit zum Rheinischen Gebirge wurde, eine tiefgründige Zersatzzone auf dem eingerumpften Devon entwickelt. Das damalige Klima des Alttertiärs war „subtropisch“ (Paläozän), warm (Eozän) bis warmgemäßigt (Miozän) (SCHWARZBACH 1974: Tab. 23) bei hohen Niederschlägen. Das Alttertiär war global erheblich wärmer als heute, und die Durchschnittstemperatur wird mit im Jahresdurchschnitt über 20° C angegeben (SCHWARZBACH 1974: 213). In den Tropen und Subtropen sind rezente Zersatzzonen von über 40 m Tiefe keine Seltenheiten.

Die polaren Eiskappen existierten damals noch nicht, sie bildeten sich erst nach der Drift des Antarktischen Kontinentes in eine südpolare Lage heraus: die ältesten Glazialsedimente der Antarktis werden in das untere Oligozän gestellt (FLOHN 1985: 176). Der Einfluß des Golfstromes, der nach dem Schließen der mittelamerikanischen Landbrücke seinen Weg in den Pazifik hinein verschlossen fand und zwangsweise nach Norden abgelenkt wurde, um dort das Kondensat seines warmen Wassers als Schnee auf den benachbarten Festländern Kanadas und Skandinaviens sowie Sibiriens abzugeben, ver-

ursachte die arktische Vereisung, verzögert um etwa 10 Mio. Jahre (FLOHN 1985: 172: „... daß ein vollvereister antarktischer Kontinent und ein eisfreier arktischer Ozean ... etwa 10 Mio. Jahre lang gleichzeitig nebeneinander existiert haben kann“).

In solch einem alttertiärzeitlich tiefgründig zersetztem Gebirgsrumpf fließen natürlich die Niederschläge nicht in „geordneten Bahnen“ ab, sondern verwildernd, im besten Falle mäandrierend. Weder bestand damals ein starkes Gefälle zu einem größeren Vorfluter (Strom oder Nordsee), noch gaben harte Gesteine Zwangswege vor. Der Ur-Niederrhein existierte so recht wohl erst ab der heutigen Mosel (die man somit als damaligen Oberlauf des Niederrheines auffassen kann), und seine Zuflüsse mußten sich erst langsam auf den Süd-Nord sich einrichtenden Rhein einstellen. Ein Großteil der Entwässerung des späteren Rheinischen Gebirges war lange Zeit noch nach Süden orientiert. Erst nachdem sich mit der verstärkten Hebung der Rheinischen Masse im Miozän (vgl. auch hierzu FUCHS et al. 1983) das Gefälle verstärkt hatte, konnten die Lockermassen der tiefgründigen Zersatzzonen fortgeräumt und das unverwitterte Gebirge erreicht werden.

Dann aber, als das devonische Gebirge mit seinen Ge-

steinsgegensätzen - Ton-, Sand- und Schluffsteine, Kalksteine, Quarzite und vulkanische Gesteine - erreicht war, machten diese sich beeinflussend auf den Verlauf wie auch auf die Ablagerungen des rinnenden Wassers bemerkbar. Hatten sich in den weichen Verwitterungszonen bei geringerem Gefälle Flußmäander ausgebildet, wurden diese auch bei nun verstärktem Gefälle beibehalten und als „geführte Mäander“ im Festgestein fortgesetzt. Erst eine Änderung der Laufbedingungen (stärkere Wasserführung, kräftigeres Gefälle und zunehmende Geröllfracht) konnte diese Mäander auflösen, aber nur äußerst langsam und recht selten. Eines der schönsten Beispiele für solche geführten Mäander bietet die Sieg zwischen Au und Eitorf (s. Abb. 3) im Talmäanderbogen von Dattenfeld (GRABERT 1975), wo einzelne Schlingen schon abgeschnitten wurden (SCHUMACHER 1931, GRABERT 1981). Aber auch in anderen Flußsystemen sind solche Mäander, wenn auch nicht so exemplarisch schön, vorhanden: an der Wiehl bei Runderoth (vgl. Abb. 1), an der Bröl bei Herrenstein und an der Wupper. Für den Talmäanderbogen von Dattenfeld müssen daher besondere Ausgangslagen vorhanden gewesen sein; darüber wurde schon diskutiert (GRABERT 1975).

Der Talmäanderbogen von Dattenfeld

In einem auf wenige Kilometer Laufstrecke beschränkten Abschnitt holt die Sieg aus ihrer angenähert Ostwest verlaufenden Fließrichtung in einem weitgespannten Bogen nach Norden aus (Abb. 3). Diese Laufstrecke ist durch eine Reihe von ausgeprägten Talmäandern, Umlaufbergen und Altwässern ausgezeichnet, von denen einzelne von der

heutigen Sieg-Entwässerung nicht mehr durchflossen werden (SCHUMACHER 1931, GRABERT 1981).

Die Hauptterrasse begleitet diesen Mäanderbogen der Sieg in weiter Verbreitung, das gleiche gilt für die Mittel- und Niederterrasse. Einige noch ältere, schottertragende Flächen sind vorhanden; sie werden als Höhenterrassen bezeichnet. Südlich dieses Talmäanderbogens ist um den Ort Leuscheid (ca. +295 m NN) eine Gruppe von Verebnungsflächen (Leuscheid 1 bis 3) erhalten geblieben. Aus dieser Flächenlandschaft ragen einzelne Bergkuppen als Härtlinge heraus, so der Studchen bei Leuscheid (+ 312,0 m NN) und, als höchster dieser Gegend, „Auf dem Schachten“ (+ 377,2 m NN). Die Flächen Leuscheid 1 bis 3 zeigen außer ihrer ebenen Lage keine weiteren Besonderheiten. Sie tragen keine Sedimente und zeigen auch nur eine geringe, weitgehend rezente Bodenbildung. Gelegentlich sind jedoch an geschützten Stellen Reste fossiler Böden erhalten geblieben.

Die Härtlinge hingegen weisen eine intensive Bleichung der ehemaligen Sandsteine auf und auch ihre besondere Härte ist durch eine Verkieselung, wie sie bei alttertiärzeitlichen Verwitterungsprozessen auftreten, ausgezeichnet.

Die Anlage des Talmäanderbogens bei Dattenfeld ist älter als die Ausbildung der pleistozänen Terrassen der Sieg. Warum dieser Fluß diesen nach Norden ausholenden Bogen gerade hier beschreibt, ist aus heutiger Sicht nicht verständlich; Gesteinsgegensätze, die dieses bewirkt haben könnten, sind im devonischen Grundgebirge nicht vorhanden. Es muß daher die Sieg in früheren Zeiten hier einem Hindernis ausgewichen sein, das sie zu diesem Bogen

Tab. 1: Die Terrassen der Sieg im Talmäanderbogen von Dattenfeld und die Hochflächen von Leuscheid, sowie die Verebnungsgruppen am Hohen Westerwald

Tab. 1: The terraces of the Sieg meandering valley arch near Dattenfeld and the peneplaination near Leuscheid, also these near the Hohe Westerwald

Zeit ca.	TK 25 Waldbröl + Weyerbusch	Höhe über NN	örtliche Vorkommen	Westerwald-Ebbe-Gebirge
Holozän	Siefen-Bildung			
Holozän	Talau der Sieg	+ 95 m	Siegtal bei Dattenfeld	
Holozän	„Inselterrasse“	+ 100 m	Siegtal bei Dattenfeld	
Würm-Glazial	Niederterrasse	+ 105 m	Brücke bei Dattenfeld	
Riß-/Mindel-Glazial	Mittelterrasse	+ 120 m	Wilberhofen	
Donau-/Biber-Glazial	Hauptterrasse	+ 180 m	Röcklingen bei Herchen	
Alt-Pleistozän	Höhenterrasse	+ 205 m	Röcklingen bei Herchen	
Pliozän	„Leuscheid 1“	+ 230 m	Leidhecke, Tümmchenseiche	
(Jung-)Miozän	„Leuscheid 2“	+ 280 m	Sangerhof	
(Alt-)Miozän	„Leuscheid 3“	+ 310 m	Obersaal, Spurkenbach	IIIb: + 390 - 480 m
Oligozän	gebleichte Härtlinge	+ 360-390 m	A. d. Schachten, Giebelwald	IIa: + 420 - 525 m
Oligozän	Prä-Basalt-Fläche	+ 390 m mehr	Beulskopf	I: 460 - 480 m

zwang. Dieses Hindernis ist heute nicht mehr vorhanden, es war, so wird vermutet, eine mehr oder weniger zusammenhängende Decke aus miozänen Basalten.

Die Basaltdecken des Hohen Westerwaldes im Süden und das devonische Grundgebirge des Bergischen Landes im Norden werden durch eine ungefähr Ost-West verlaufende Linie begrenzt; dieser Linie folgte die frühe Sieg-Drainage, als sie sich nach dem Miozän auf den im Westen fließenden Rhein ausrichtete.

Nun beschreibt dieser Fluß bei Dattenfeld den so unmotivierten Bogen nach Norden. Dieser wird jedoch erklärbar, wenn man die Vorkommen einzelner Basaltschote südlich dieser Linie im Gebiet von Leuscheid betrachtet (Beulskopf, Pt. 316,8 nördlich von Busenhausen, Pt. 360 östlich von Kuchhausen). Diese Schote stellen die Förderkanäle dar, die im Miozän an der damaligen Landoberfläche eine größere, zusammenhängende Basaltdecke produzierten. Diese Decke wurde in nachfolgender Zeit ein morphologisches Hindernis in der sich zum Rhein hin ausrichtenden Drainage. Der Fluß mußte nach Norden - ausweichen und in einem Bogen dieses Hindernis umfahren. Daß in diesem Bogen so

viele Mäanderschlingen angelegt wurden, ist auf das - vermutlich auch im Miozän begonnene oder verstärkte - Einsinken der Bergischen Muldenzone zurückzuführen. Dadurch entstand ein Gebiet mit geringem Gefälle. Die einmal in der tiefgründig verwitterten flachen Landschaft angelegten Mäander wurden bei Erreichen des Grundgebirges zwangsläufig eingetieft. So entstanden die geführten Gebirgsmäander, an die sich im Pleistozän, entsprechend dem klimatischen Wechsel, schottertragende Terrassenflächen (von der Höhen- bis zur Niederterrasse) anlehnten.

So ungewöhnlich solche Mäanderstrecken im heutigen Mittelgebirge sind, so weisen sie doch einige Besonderheiten auf: sie liegen alle in postorogenen, heute als „saxonisch“ gedeuteten Senkungszone. Der Talmäanderbogen der Sieg bei Dattenfeld liegt in der Bergischen Muldenzone (GRABERT 1983), und auch die Mäanderstrecke der Mosel zwischen Trier und Cochem, besonders die in der Wittlicher Senke (NEGENDANK 1983: Abb. 5), liegen in einer - weit größeren - Senkungszone, in der ebenfalls postorogene Eifeler Nord Südzone, in der sich Reste der einst ausgedehnten Buntsandstein-Bedeckung erhalten haben.

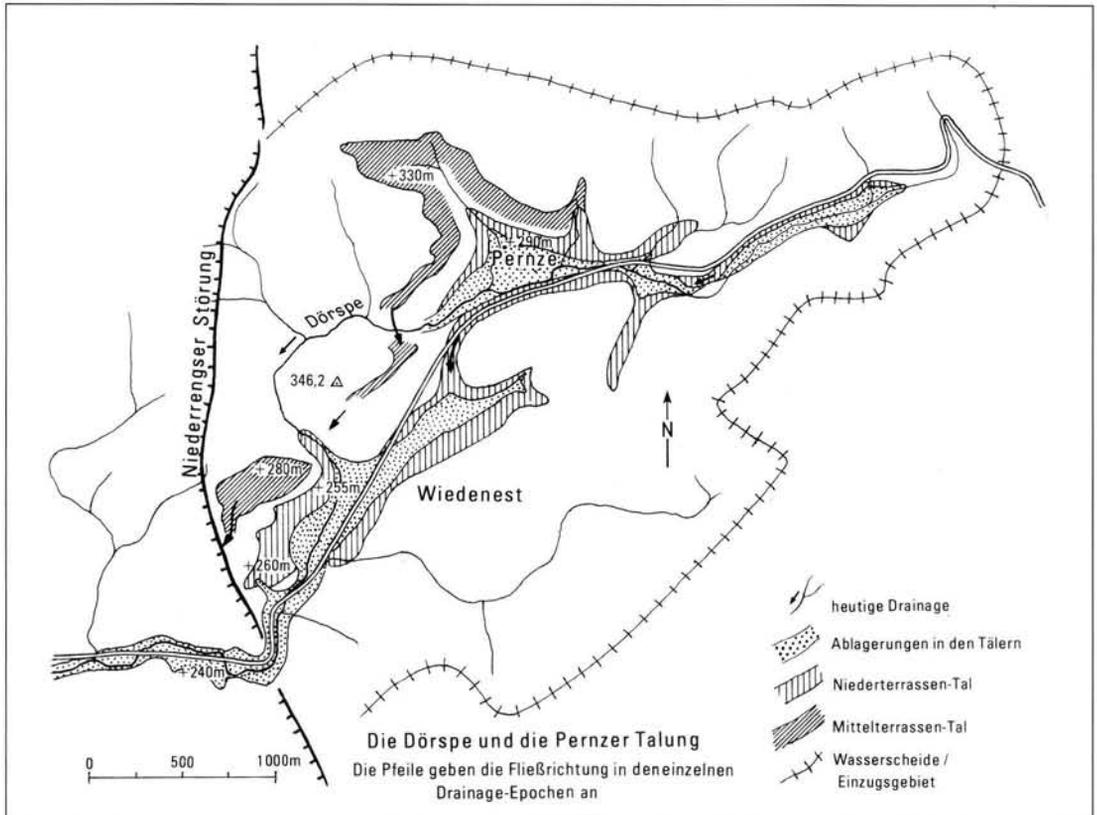


Abb. 4: Die Pernzer Talung am Oberlauf der Agger bei Bergneustadt

Fig. 4: The Pernze head valley in the Agger-Dörse drainage system

Nach dem eben Gesagten müßten sich mit Erreichen des devonischen Gebirges die Täler auf ihren vorgezeichneten Bahnen kontinuierlich eintiefen, nur abhängig von der Hebung der Rheinischen Masse und - etwas auch - vom Gesteinsgegensatz sowie von klimatischen Einflüssen. Die schon erwähnten Laufveränderungen der Sieg im Talmäanderbogen von Datenfeld lassen aber auch eine Diskussion einer tektonischen Beeinflussung zu. Diese könnte sich durch eine Zerblockung der sich hebenden Rheinischen Masse anzeigen und zwar dergestalt, daß diese Hebung nicht gleichmäßig, sondern sich wölbend bemerkbar macht, so daß der Gebirgskörper gedehnt und von zerrenden Störungen durchsetzt wird; diese bieten sich dann als Abschiebungen dar. Erkennbar wären solche Störungen nur an Verstellungen von Terrassenflächen und/oder an einer sprunghaften Veränderung in der Gefällekurve der Fließgewässer. Ein solches Beispiel ist am Oberlauf der Agger gegeben: an der Pernzer Talung.

Die Pernzer Talung

Die Pernzer Talung (Abb. 4) bildet den eigentlichen Oberlauf der Agger. Der am Schnüffel bei Meinerzhagen entspringende Bach hat zwar eine größere Wasserführung als die von der Wasserscheide bei Wegeringhausen in Ost-West-Richtung fließende und dann unterhalb Bergneustadt in die Agger einmündende Dörspe, doch sollte dieser als Pernzer Talung bezeichnete Oberlauf des Agger/Dörspe-Systems wegen seiner Ost-West-Gesamtfließrichtung als sinngemäßer Oberlauf des Agger-Systems angesehen werden.

Auf der gut 5 km langen Fließstrecke der Dörspe von Pernze bis zu ihrer Einmündung in die Agger bei Derschlag (unterhalb Bergneustadt) besteht ein Gefälle von rund 70 m, das sind 14 m auf 1 km Flußstrecke. In der Pernzer Talung hingegen ist das Gefälle geringer und beträgt nur 5 m auf 1 km, obwohl sonst in den meisten Oberläufen eines Gewässersystems die Gefällekurve stärker geneigt ist.

Die Pernzer Talung wird vom eigentlichen Aggertal durch ein sehr enges Talstück, durch die Engstelle an der Kirche von Wiedenest, getrennt. An dieser Stelle wird die Dörspe nur von einem geringmächtigen und schmalen Schotterkörper begleitet, der hier im Niveau der Talaue liegt. Andere, also ältere Terrassenflächen, sind in dieser Engstelle nicht ausgebildet, obwohl sie oberhalb, also in der Pernzer Talung, vorhanden sind. Dennoch: die - ältere - Mittelterrasse ist in der Nachbarschaft der besagten Engstelle wohl vorhanden und zeigt an, daß die Dörspe schon damals das Gebiet des Oberlaufes entwässerte. Gleiches gilt auch für die Niederterrassenfläche. Nach der Ausbildung der Niederterrassenfläche mit dem Absatz ihrer entsprechenden Schotter hat die

Dörspe ihren Lauf verlegt. Ein Grund ist keineswegs eindeutig zu erkennen, zumal dies vom Gestein her nicht anzunehmen ist. So bleiben tektonische Bewegungen für eine Laufveränderung im Gewässernetz der Dörspe diskussionsfähig.

Die geologische Karte zeigt nämlich an der Engstelle von Wiedenest eine große Nord-Süd-Störung, die Niederrengser Störung (Abb. 4). Diese wird als ein relativ junges, „saxonisch“ angelegtes Element angesehen, das im Zuge der Bildung der Bergischen Muldenzone (GRABERT 1983) angelegt wurde und diese Zone langaushaltend begleitet. An ihr sind an einer antithetischen Störung im Westen die devonischen Schichten um mehrere hundert Meter abgesunken. Diese Niederrengser Störung „trennt“ die Pernzer Talung vom eigentlichen Aggertal, nicht nur dadurch, daß das Gefälle in der Pernzer Talung geringer als im oberen Aggertal bei Bergneustadt ist (was ungewöhnlich ist), sondern dadurch, daß diese Störung in geologisch junger Zeit wieder aufgelebt ist und diese Trennung verursacht hat. Geschehen ist diese Trennung nämlich nach der Ausbildung der Niederterrasse, die, zusammen mit der Mittelterrasse, durch diesen Vorgang extreme Laufveränderungen erfahren hatte, die bis in jüngste geologische Zeiten anhielten. Das Mittelterrassental der Dörspe läßt sich anhand der erhaltenen Verebnungsflächen rekonstruieren (Abb. 4). Es setzt nördlich des Ortes Pernze ein, endet also nicht an der heutigen Wasserscheide bei Wegeringhausen, wie etwa das Tal der Niederterrasse.

Das Mittelterrassental zieht dann südlich der Höhe +346,2 nach Westen auf die Niederrengser Störung zu. Ungefähr bei der Höhe +310,0 westlich von Wiedenest endet die Niederterrassenfläche der Dörsper Talung ganz plötzlich an der hier durchziehenden Niederrengser Störung; die Mittelterrasse hat hier eine Seehöhe von +280 m NN. Westlich von ihr, nun aber im Aggertal, setzt die nächste Mittelterrassenfläche bei +265 m NN ein. Dieser Vertikalverwurf von etwas weniger als 20 m auf relativ kurzer Entfernung wird durch eine tektonische Bewegung im Zuge der noch immer nicht abgeklungenen Herausbildung der Bergischen Muldenzone erklärt.

Auch die Niederterrasse der Dörspe zeigt noch eine ähnliche Entwicklung wie die Mittelterrasse auf. Die Niederterrasse setzt fast an der Wasserscheide bei Wegeringhausen ein und übernimmt somit nicht mehr die Ursprungsrichtung der Mittelterrasse nördlich von Pernze. Schon deutlich nach Süden abgesetzt, jedoch parallel zum Mittelterrassental, entwickelt die Dörspe ihr Niederterrassen-Bett und endet ebenfalls abrupt an der Niederrengser Störung bei einer Seehöhe von +260 m NN.

Erst bei Bergneustadt ist die Niederterrasse dann wieder nachzuweisen, fehlt also wie die Mittelterrasse auf der ganzen ca. 2,5 km langen Engstelle von

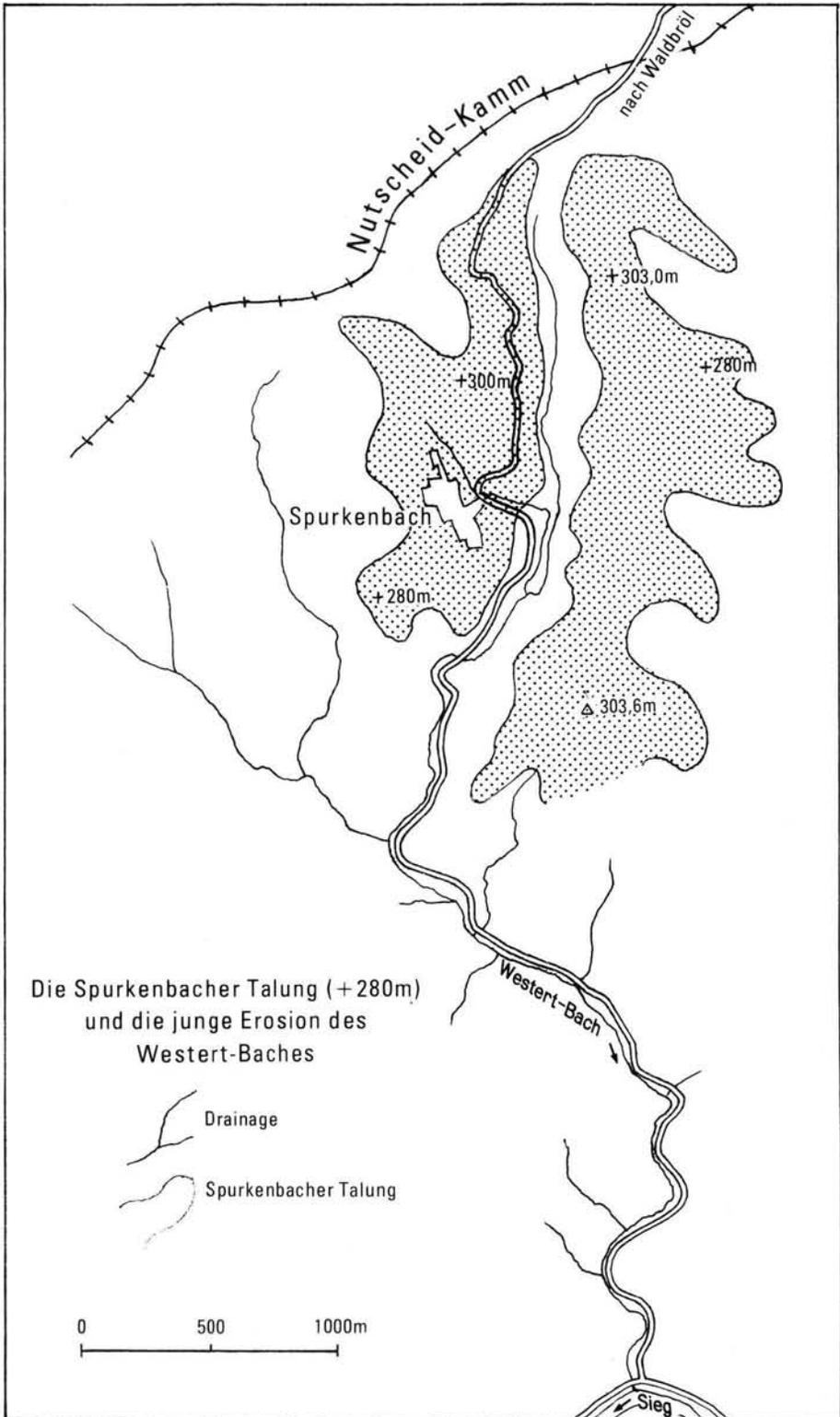


Abb. 5: Die Spurkenbacher Talung des Westert-Baches (Sieg-Nebenbach)

Fig. 5: The erosion surface Spurkenbach and its capture by the Westert brook

Wiedenest. Erst die heutige Talaue bildet einen durchziehenden und geschlossenen Schotterkörper vom Oberlauf oberhalb Pernze bis zur Einmündung in die Agger bei Derschlag.

Diese junge Talbildung hat die Niederterrassen-Flächen kurz vor Beginn der Engstelle bei Wiedenest in rückschreitender Erosion angeschnitten (Abb. 4).

Noch in geologisch junger Zeit hat die Dörspe in der Pernzer Talung ihren Lauf aus den älteren, durch Talboden und Terrassen gekennzeichneten Talverlauf verlassen und neue Wege durch bisher nicht berührte Gebirgsteile gesucht. Dort, wo in Abb. 4 der kleine Pfeil - er steht für die Fließrichtung der Dörspe und ist oberhalb des Nord-Pfeiles vermerkt - eingezeichnet ist, verläßt der Fluß seinen Talboden und hat sich südlich davon im devonischen Gebirge eine um mehrere Meter tiefe Schlucht eingegraben. Besonders auffällig ist das Herauslaufen der rezenten Dörspe aus den älteren Terrassenflächen dann östlich der Niederrengser Störung. Westlich von Pernze verläßt sie nämlich die junge Talaue, kreuzt sogar ihre alte Mittelterrassen-Fläche und umfließt in einem weiten Bogen die heutige Höhe +346,2 m NN, die in ihrer Gesteinszusammensetzung jedoch keinen Grund für ein derartiges Verhalten besitzt. Folgt man den Untersuchungen von NICKÉ (1989), der solche tief eingeschnittenen und steilen Gebirgshänge betrachtet hat, dann wären diese jüngsten Abweichungen im Flußregime der Agger/Dörspe holozän bis rezent und somit die jüngste Relief-generation des Bergischen Landes. Sie entstanden, als nach dem extremen pleistozänen Klima hier im Mittelgebirge noch kaum wieder eine Vegetation vorhanden war. Damit ist zwar das Alter solcher Siefenbildung gegeben, nicht aber deren Ursache. Ähnliches gilt auch für die Spurkenbacher Talung.

Die Spurkenbacher Talung

Die Spurkenbacher Talung (zur Lage s. Abb. 1) liegt südlich des Nutscheidkammes und besteht aus einer ca. 3 km langen und 1,5 km breiten Verebnungsfläche mit einer Meereshöhe um +300 m NN (Abb. 5). Außer einer wesentlich jüngeren Bedeckung von teilweise recht mächtigem Löslehm trägt diese Talung keine weiteren Sedimente. Jüngere Verebnungsflächen oder gar schottertragende Terrassenflächen sind an ihren Rändern nicht vorhanden. Heute wird sie vom Westertbach zur Sieg hin entwässert. Lange Zeit muß diese Talung isoliert gewesen sein. Erst in relativ junger Zeit, wobei offen bleibt, wann das geschehen ist, hat sich der Westertbach in rückschreitender Erosion aus dem Siegtal zum Nutscheidkamm durchgearbeitet und dann die Spurkenbacher Talung angeschnitten.

Zieht man das gut mit Verebnungs- und Terrassen-

flächen ausgestattete Gebiet an der Sieg und um den Ort Leuscheid zum Vergleich heran, läßt sich die Spurkenbacher Talung am ehesten mit der Verebnungsfläche „Leuscheid 3“ (+310 m NN) oder „Leuscheid 2“ (+280 m NN) parallelisieren (Tab. 1 und Abb. 3).

Zu fragen ist nach dem Alter der Anzapfung der Spurkenbacher Talung durch den Westertbach. Da diese Talung nicht von pleistozänen Terrassenflächen begleitet wird, muß die Anzapfung jünger sein. Es wird daher angenommen, daß diese zur Niederterrassenzeit erfolgt ist, wenn man nicht sogar, in Anlehnung an NICKÉ (1989) ein holozänes Alter, also nach der Eiszeit, annehmen will. Ob auch hier tektonische Ursachen der so späten Anzapfung durch den Westertbach möglich sind, wie man es in der Pernzer Talung anzunehmen geneigt ist, bleibt offen. Es wäre auch zu diskutieren, ob die restlose Erosion der postulierten Basaltdecke von Leuscheid eine so späte Anzapfung bewirkt hat.

Zusammenfassung

Der Anfang und der Umbau des rechtsrheinischen Gewässernetzes zwischen Wupper und Sieg weist zwei Großepochen auf, die durch klimatische wie auch tektonische Prozesse ihre Ausgestaltung erhalten haben.

Im Alttertiär bildeten sich durch die feuchtwarme („tropoide“) Verwitterung tiefreichende Zersatzzonen aus, auf denen die abfließenden Niederschläge verwildernd und mäandrierend abflossen. Vermutlich wurde ein großer Teil des damals noch in niedriger Seehöhe als heute liegenden späteren Rheinischen Gebirges nach Süden (in das Mainzer Becken?) entwässert.

Im Miozän setzte, initiiert vermutlich durch die Alpen-Orogenese, die Hebung der Rheinischen Masse ein. Dieser Hebungsvorgang lief als eine Hochwölbung ab, begleitet von zerrenden Störungen und einsinkenden Depressionen. Die ersten Trogflächen bildeten sich heraus, die vom ablaufenden Wasser benutzt wurden; es entstanden die Trogtäler. Begleitet wurde die Hochwölbung vom miozänen Basalt-Vulkanismus, der die weitere morphogenetische Entwicklung wesentlich beeinflusste. Der „Morphogenetische Umbruch“ steht am Anfang dieser Entwicklung.

Die ältesten fluviatilen Sedimente auf dem devonischen Grundgebirge des Bergischen Landes und des südlich anschließenden Niederen Westerwaldes sind die hellen, weitgehend aus weißen Quarzen (mit untergeordneten Lyditen und Hornsteinen) sich zusammensetzenden Schottern; sie werden als „Vallendarer Schotter“ bezeichnet und in das Pliozän gestellt. Sie treten nur am Gebirgsrande auf und zeigen keinerlei Beziehungen zu irgendwelchen rezenten Flußsystemen.

Die Quarzkiese sind ein Aufbereitungsprodukt des tertiärzeitlichen „tropoid“ verwitterten Gebirges. Reste dieses so veränderten Gebirges sind noch vereinzelt erhalten geblieben, die heute als Härtlinge aus den tertiärzeitlichen Altflächen herausragen. Die Höhe „Auf dem Schachten“ mit +377,2 m NN in der Hochflächengruppe von Leuscheid (TK 25 Weyerbush 5211) kann hier genannt werden.

Das Pleistozän, vermutlich schon im oberen Pliozän einsetzend, steuert nun mit seinem kühleren Klima und den stärkeren Wassermengen die weitere Entwicklung des Gewässernetzes.

Gleichzeitig hebt sich die Rheinische Masse verstärkt und wird zu einem stark zertalten Gebirge umgestaltet. Alle größeren Flüsse im Rechtsrheinischen bilden nun schottertragende Terrassenflächen aus: die Höhenterrasse (nur an den größeren Flüssen Sieg und Ruhr), die Haupt-, Mittel- und Niederterrasse, jeweils eng an den Flußverlauf gebunden. Diese Flächen korrespondieren mit solchen des Rheintales, womit kenntlich wird, daß sich das rechtsrheinische Gewässernetz auf den Vorfluter Rhein eingestellt hatte.

Es ist logisch, daß die großflächige Hebung der Rheinischen Masse nicht kontinuierlich ablaufen konnte und damit auch nicht wirkungslos auf die Gestaltung des Gewässernetzes blieb. Eine Hochwölbung geht mit einer Dehnung des Gebirgskörpers einher, und dieser läßt sich nicht unbegrenzt dehnen. Es reißen Spalten und Brüche auf, die zu einer Zerblockung des Gebirges führen. Dabei wurden ältere Störungen auch einmal reaktiviert. Solche Ereignisse wirken intensiv auf das Gewässernetz ein, da genügen oft nur wenige Meter Änderung in der Flußgefällekurve. Ein eindrucksvolles Beispiel zeigt der Oberlauf der Agger, die als Dörspe die Pernerz Talung entwässert. Hier hat nach der Niederterraszenzeit, anscheinend sogar noch in früher holozäner Zeit, eine wechselhafte Umgestaltung dieses Flußabschnittes stattgefunden. Ein besonders starkes Einschneiden mit steilen Talflanken hat in der vegetationslosen Zeit an der Wende vom Pleistozän zum Holozän im Zusammenspiel mit einem höheren Wasserangebot stattgefunden. Hier können kleinste tektonische Bewegungen von nur wenigen Metern den Abfluß beeinträchtigen.

Schriftenverzeichnis

- BIRKENHAUER, J. (1970): Der Klimagang im Rheinischen Schiefergebirge und in seinem näheren und weiteren Umland zwischen dem Mitteltertiär und dem Beginn des Pleistozäns. - *Erdkdd.*, **24**: 268 - 284; Bonn
- FEY, M. (1974). Geomorphologische Untersuchungen im Bergischen Land (Rheinisches Schiefergebirge). - *Düsseldorf. geogr. Schr.*, **1**: 181 S.; Düsseldorf
- FLOHN, H. (1985): Das Problem der Klimaveränderungen in Vergangenheit und Zukunft. - *Erträge der Forschung*, **220**: 228 S.; (Wiss. Buchges.), Darmstadt
- FUCHS, K. et al. (1983): Plateau Uplift - The Rhenish Shield. - 411 S., (Springer-Verlag), Heidelberg
- GRABERT, H. (1975): Der Talmäanderbogen der Sieg zwischen Au und Eitorf (Rheinisches Schiefergebirge). - *Decheniana*, **127**: 145-156; Bonn
- (1981): Bau und Entstehung des Umlaufberges von Dreisel/Sieg im Talmäanderbogen von Dattenfeld (rechtsrheinisches Schiefergebirge). - *Sonderveröff. Geol. Inst. Köln*, **41**: 69 - 82; Köln
- (1983): Die Bergische Muldenzone des rechtsrheinischen Schiefergebirges. - *Decheniana*, **136**: 85-94; Bonn
- GRAMSCH, H.-J. (1978): Die Entstehung des Siegtals im jüngsten Tertiär und im Quartär. - *Bochum geogr. Arb.*, 196 S. (Schöningk), Paderborn
- HOOS, L. (1936): Die Oberflächenformen zwischen Agger und Sieg. - *Decheniana* **93**: 113-176; Bonn
- KNUTH, H. (1922): Die Terrassen der Sieg von Siegen bis zur Mündung. - *Centr. bl. Min. M.ber.*, **1922**: 336-344; Stuttgart
- LIPPOLT, H. J. (1983): Distribution of volcanic activity in space and time. - In: FUCHS et al., Plateau Uplift, 112-120, (Springer-Verlag), Heidelberg
- NEGENDANK, J. (1983): Cenozoic deposits of the Eifel-Hunsrück area along the Mosel river and their tectonic implications. - in: FUCHS et al., Plateau Uplift 78-88 (Springer-Verlag), Heidelberg
- NICKE, H. (1983): Reliefgenese des südlichen Bergischen Landes zwischen Wupper und Sieg. - *Köln geogr. Arb.*, **43**: 278 S., Köln
- (1989): Siefen - Geomorphologische Untersuchungen an einer Sonderform der Talanfänge im Bergischen Land. - *Decheniana*, **142**: 147-156, Bonn
- PHILIPPSON, A. (1899): Entwicklungsgeschichte des rheinischen Schiefergebirges. - *Verh. Nat. hist. Ver. preuß. Rheinl. u. Westf., Sitz.-ber.*, **56**: 48-50; Bonn
- QUITZOW, H. W. & WAGNER, W. & WITTMANN, Q. (1962): Die Entstehung des Rheintales vom Austritt des Flusses aus dem Bodensee bis zur Mündung. - *Beitr. Rheinkd.*, **14**: 9-47; Koblenz
- SCHRÖDER, E. (1965): Zur Talgeschichte der unteren Sieg. - *Decheniana*, **118**: 41-45; Bonn
- (1969): Alter und Entstehung der rechtsrheinischen Troglflächen zwischen Agger und Sieg. - *Decheniana*, **122**: 21-29; Bonn
- SCHUMACHER, A. (1931): Der tote Siegarm bei Schladern. - *Nachr. Bl. oberberg. Arb. - Gem. naturwiss. Heimatforsch.*, **2**: 31-34; Gummersbach
- SCHWARZBACH, M. (1974): Das Klima der Vorzeit. - 380 S. (Enke-Verlag); Stuttgart

Manuskript eingegangen am 25.04.1994

Bericht

über die Inter-INQUA Field Conference and Workshop on Tephrochronology, Loess, and Paleopedology in Hamilton, Neuseeland

A. KLEBER*

Vom 7. bis 18. Februar 1994 fand in Hamilton, Neuseeland, eine Inter-INQUA-Tagung statt, die sich gemeinsame Diskussionen der INQUA-Kommissionen Tephrochronologie, Paläoböden und Löß zum Ziel gesetzt hatte. Es war dies die erste Tagung, die die drei Kommissionen in einem überschaubaren Rahmen zusammenbrachte. Ausrichter war die Waikato University at Hamilton, in deren stilvollem Ambiente die Vorträge stattfanden, wobei aber insbesondere an der Leitung der Exkursionen auch Kollegen von anderen Universitäten Neuseelands sowie Brad Pillans aus Australien beteiligt waren. Die Tagung war untergliedert in einen Vortragsteil und in Exkursionen. Die Vorträge dauerten vom 7. bis 12. Februar und waren getrennt durch zwei einzelne Exkursionstage in die nähere Umgebung Hamiltons am 9. (Raglan, ältestquartärer Vulkanismus) und 10. Februar (Rotorua, v. a. jungquartärer Vulkanismus). Daran schloß sich eine größere Exkursion vom 13. bis 18. Februar an, auf der die Nordinsel Neuseelands getüert wurde. Die Zahl der Teilnehmer war mit 62 doch noch niedrig genug für zahlreiche Diskussionen in kleineren Kreisen quer über die Kommissionsgrenzen hinweg (das Ziel der Tagung wurde also sicherlich erreicht). Die Herkunft der Teilnehmer war im Schwerpunkt zirkumpazifisch. Neben dem Gastgeberland dominierten Teilnehmer aus Japan und den USA, jedoch waren auch einige westeuropäische Länder mit je einem Teilnehmer vertreten.

Die Vorträge waren in annähernd gleich große Blöcke gegliedert, die sich jeweils mit den Sujets der einzelnen Kommissionen befaßten, getrennt nach Neuseeland und dem „Rest der Welt“. Der Schwerpunkt der Tagung lag auf dem Gebiet der Tephrochronologie und der Verwitterung/Bodenbildung in Tephra, da hierzu die meisten Teilnehmer und somit auch Vorträge gemeldet waren. Methodische (v. a. Tephra-Identifizierung und -Datierung) standen gleichgewichtig neben regionalen Beiträgen. Zu wenig wurde m. E. die Möglichkeit der Durchgriffs-Verwitterung gerade von Tephra berücksichtigt. Manche Vorträge aus dem Gastgeberland waren an ein vorinformiertes Publikum gerichtet und wurden mir oft erst im nachhinein während der Exkursionen verständlich. Die

Vorträge aus dem Bereich Paläoböden und Löß waren ebenfalls gegliedert in solche zum Kenntnisstand im Gastgeberland und neuere Forschungen aus anderen Gebieten. Hierbei konnte ich allerdings wenig Neues erkennen. Lediglich eine (pedogenetische) Neuinterpretation der „magnetic susceptibility“ in chinesischen Lößprofilen durch SINGER & VEROSUB erscheint mir besonders erwähnenswert, wie allgemein eine große Hinwendung zu den chinesischen Profilen zu erkennen war, die zwar im Alter enorm weit zurückreichen, dabei aber m. E. doch relativ wenig erkennbares Detail in der Untergliederung einzelner Zyklen bieten. Bemerkenswert war insgesamt, daß fast nur Vorträge neuseeländischer Kollegen alle Teilbereiche der Tagung annähernd gleichwertig abdeckten. Hieran erkennt man die Berechtigung der Intention, die verschiedenen Gruppen zusammenzubringen. Besonders lehrreich waren die Exkursionen. Einblicke dieser Art kann man wohl nur an wenigen Orten gewinnen. Im Zentrum stand auch hier die Tephrochronologie, wobei einzelne prominente Tephra vom Eruptionsherd bis in die distalen Bereiche verfolgt wurden. In den proximalen Bereichen ergibt sich für die „normale“ Quartärforschung das Problem, daß zwar eine einmalig detaillierte Tephrochronologie die Möglichkeit bietet, faktisch alles zu datieren, daß es aber kaum etwas zu datieren gibt, insbesondere die Böden hatten wohl kaum je eine Chance, sich auch nur halbwegs auf ihre Umwelt einzustellen und damit einen paläoklimatischen Zeigerwert zu entwickeln, bevor sie von der nächsten Eruption überschüttet wurden. Hinzu kommt, daß Tephra ein außerordentlich problematisches Boden-Ausgangsmaterial zu sein scheint. In einem Fall wurde der Bt-Horizont einer gut entwickelten Parabraunerde aus lößähnlichem Material gezeigt, in dem eine eingelagerte Asche nur 300 Jahre älter war als die hangende Tephra. Die Bodenbildung soll in wenigen Jahrhunderten zu einem derartigen Reifegrad gelangt sein - erklärlich ist dies m. E. unter den gegebenen Umständen wohl nur durch Durchgriffsprozesse, wie sie z. B. unter Laacher-See-Tephra beobachtet wurden. Interessant war ferner für mich, daß sich in Neuseeland eine Deckschichten-orientierte Denkweise entwickelt hat. Der Einfluß der „cover

*Anschriit des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. A. KLEBER, Universität Bayreuth, Lehrstuhl Geomorphologie, 95440 Bayreuth.

beds“ auf die Paläo- und Oberflächen-Böden ist allerdings aufgrund der geringeren Variabilität der Substrate weniger stringent als in Deutschland, so daß kausale Beziehungen weit weniger diskutiert werden. Interessant ist, daß dort „chronologische Durchläufer“, wie bei uns die Mittel- und Basislagen, unter den Deckschichten nicht bekannt sind. Entweder ist Mitteleuropa in dieser Hinsicht nicht vergleichbar oder unsere schlechten Datierungsmöglichkeiten sind verantwortlich.

Ein weiterer Aspekt ist, daß in den Lößgebieten die Sedimentation während der Interglaziale nicht zum Erliegen kam, da durch die ständigen Asche-Einträge auch zu diesen Zeiten reichlich Material nachgeliefert wurde. Zwar unterscheiden sich die glazialen Lösser und die interglazial dominierenden verblasenen Aschen als Boden-Ausgangsmaterialien, doch kann man sagen, daß zumindest im letzten Interglazial (gesamtes Stadium 5) mehrere intensive Bodenbildungsphasen mit der Bildung von Bt-Horizonten abgelaufen sind, die in anderen Gebieten möglicherweise zu miteinander verschmolzenen Profilabschnitten, die nicht mehr trennbar sind, geführt haben. An solchen

Profilen ist wohl auch das Konzept der „accretional soils“, das in der internationalen bodengenetischen Diskussion eine wichtige Rolle spielt, entstanden. Dies sind Böden, die während ihrer Bildung mit kontinuierlicher Überschüttung zu kämpfen hatten, ohne daß die Pedogenese völlig zum Erliegen gekommen wäre. Interessant ist dabei aber, daß jeglicher Befund an den Profilen selbst, der diesen Prozeß belegen könnte, fehlt – es handelt sich hier um ein theoretisches Konstrukt. Hier wären mikromorphologische Untersuchungen sicher außerordentlich hilfreich. Alternativ wäre ja wohl auch denkbar, daß solche Prozesse sich in den Ah/Al-Horizonten der Böden abspielten, die in diesem Gebiet generell erodiert sind (was auch die Behauptung, die Profile seien frei von Diskordanzen, relativiert) und für die Unterböden irrelevant waren.

Mir bleibt abschließend, mich bei den Ausrichtern, insbesondere bei David Lowe, Hamilton, für die Einladung zur Tagung und bei der DFG für die großzügige Förderung der Reise zu bedanken.

Manuskript eingegangen am 6. 4. 1994

Bericht

zur Forschungsgeschichte der Flußterrassen von Weser und Leine

MARTIN RAUSCH*

Während für die mitteldeutschen Flüsse schon sehr früh Modelle zur Erklärung ihrer Flußterrassen und damit verbunden zur Gliederung des Eiszeitalters entwickelt wurden, begann die systematische Erforschung der Weserterrassen erst mit der preußischen geologischen Landesaufnahme.

Erinnert werden soll hier an den langandauernden Streit zwischen SOERGEL (z. B. 1921), der bereits eine Vielzahl von Terrassen kartierte und GRUPE (z. B. 1926), der als erster auf die kaltzeitliche Entstehung dieser Körper hinwies.

Schon bald ist dann auch nach einer Erklärung für die - offensichtlich dem Weser-Fluß-System zuzurechnenden - Schotter in der Umgebung Hannovers gesucht worden. KURTZ (1915) fand erstmalig auf der Strecke zwischen Hameln und Hannover Schotter, die er richtig der Weser zuordnete. HECK (1928) postulierte eine Verbindung der Weser über den „Eichenberger Paß“ in das heutige obere Leinetal. LÜTTIG (1960) hielt ebenfalls noch beide Flußläufe für möglich. RAUSCH (1977) konnte nachweisen, daß die Verbindung über den „Eichenberger Paß“ nicht bestanden haben konnte. Eine moderne Bearbeitung der altpleistozänen Weserterrassen legten dann PREUSS (1975) für den Raum Bodenfelde und LEPPER (1976) für Blatt Karlsruhen der Geologischen Karte vor. Wegen der besonderen tektonischen Situation sind hier überraschend mächtige altpleistozäne Ablagerungen erhalten geblieben. Eine Aufgliederung in insgesamt 11 Terrassen für den Bereich der Oberweser versuchte ROHDE (1989).

Unterhalb von Hameln treten als älteste Flußablagerungen der Weser Mittelterrassen auf. Eine schöne Zusammenfassung für diesen Raum bis zur Porta Westfalica stammt von MIOTKE (1971). Diese Terrassenablagerungen werden von den Sedimenten eines riesigen Stausees überlagert, dem „Rintelner Stau-beckenton“. Er bildete sich, als das vorrückende Drenthe-Eis dem Wasser den Durchfluß durch die Porta Westfalica periodisch versperrte. Zur weiteren Entwicklung in diesem Raum siehe auch RAUSCH (1975) und RÖHM (1985). Außerhalb des Berglandes wurde das Wasser der Weser dann zwischenzeitlich in einer subglazialen Rinne von der Porta aus in Richtung NE weggeführt (WORTHMANN 1968).

Für den Bereich des Berglandrandes legte RAUSCH (1977) eine umfassende Zusammenfassung vor. Auf S. 51 ist dort eine Karte enthalten, auf der alle denkbaren Möglichkeiten, wie Thüringer-Wald-Kristallin in die Flußablagerungen Norddeutschlands transportiert sein könnte, diskutiert werden. Neben dem bereits angesprochenen Oberterrassenlauf der Weser in den Bereich der heutigen Leine und weiter nach NE wird hier auch der von GENIESER (1970) geforderte Mulde-Saale-Flußlauf dargestellt. Für den Geröllfundpunkt „Puritzmühle“ kann nach freundlicher mündlicher Mitteilung von BARTHOLOMÄUS (21.11.1994) mittlerweile sicher von Saale-Fluß-Kies ausgegangen werden. Darüber hinaus macht BARTHOLOMÄUS in einer unveröffentlichten Arbeit über den „Hannoverschen Weserlauf“ (einsehbar Geol. Inst. Univ. Hannover) auf diverse weitere Fundpunkte alter Weserschotter aufmerksam. Er verneint eine Vermischung mit Gesteinen des Leine- und Innerste-Flußsystems, da die für den Nachweis nötigen Vulkanite aus dem Anstehenden des Harz nicht gefunden werden können.

Für den Bereich der Mittelterrasse sieht das anders aus. RAUSCH (1977) beschreibt eine Sonderfazies der Leine-Mittelterrasse bei Harkenbleck, den sogenannten „Harkenbleck-Kies“. Dort wurden Kiesmassen der Weser-Oberterrasse durch Umlagerung in die Mittelterrasse der Leine eingebaut. Weitere Umlagerungen älterer Sedimente in jüngere wurden in unmittelbarer Nachbarschaft erstmals auch *quantitativ* nachgewiesen (RAUSCH 1978). Der Transport der Mittelterrassenkiese der Leine erfolgte über eine Hangschuttphase in deren Niederterrasse. Auch SICKENBERG (1973, freundl. mündl. Mitteilung) bevorzugte für das Auftreten der paläolithischen Funde aus der Niederterrasse bei Jeinsen diese Lösung. Selbst ROHDE (in ZEDLIUS-SANDERS 1978) räumte diese Möglichkeit als Erklärung ein.

ROHDE (1994) legt für den Bereich des Berglandrandes eine erneute Zusammenfassung vor, die noch einmal recht detailliert den heutigen Stand der Kenntnis beschreibt. Leider bleiben die Arbeiten RAUSCHS dabei unberücksichtigt. Deutlich wird, daß die Frage nach dem Wie und Wo eines oberterrassenzeitlichen oder älteren Elbe-(Saale/Mulde)Laufs in unserem

*Anschriß des Verfassers: Dr. M. Rausch, Im Lohfeld 6, D-30989 Gehrdren

Raum immer noch weitgehend offen ist. Das Zusammenfallen der „MAARLEVELDschen Linie“ mit dem angenommenen Elbe-Lauf ROHDES (Karte S. 109) ist erstaunlich. Von der Methodik her unklar bleibt auch, wie ROHDE seinen mittelterrassenzeitlichen Leine-Lauf von dem der Innerste trennt. Geröllanalytisch kann das nicht gelingen. An eine Bifurcation zu denken, fällt ebenfalls schwer.

Trotzdem sei das Studium der von großer Detailkenntnis geprägten Arbeit ROHDES als schneller Überblick empfohlen. Weiterreichende Literatur zur Hand zu nehmen bleibt dem interessierten Leser unbenommen.

Der hier vorgelegte kurze Bericht kann nicht alle Arbeiten anführen, die das Gebiet der Flußterrassen von Weser und Leine behandeln. Es wird aber versucht, Wesentliches zur Forschungsgeschichte aufzugreifen.

Schriftenverzeichnis

- GENIESER, K. (1970): Über Quarze, Amethyste und verkieselte Fossilien. - *Grondboor en Hamer*, **2**, 35-64; Oldenzaal
- GRUPE O. (1926): Zur Kenntnis des einheimischen und nordischen Diluviums in der weiteren Umgebung von Hannover. - *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, **46**, 181-205; Berlin
- HECK, H.-L. (1928): Beiträge zur Talgeschichte der oberen Leine. - *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, **49**, 427-453; Berlin
- KURTZ, E. (1915): Die Wanderungen der Mittleren Elbe bis zum Harz vor dem Rande des Inlandeises, nachgewiesen an Flußgeröllen. - *Z. deutsch. geol. Ges.*, **67**(4), 231-274, 1 Taf.; Berlin
- LEPPER, J. (1976): Erläuterungen zu Blatt 4322 Karlsruhen. - *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.*, 190 S., 14 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld
- LÜTTIG, G. (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raum Alfeld - Hameln - Elze. *Geol. Jb.*, **77**, 337-390; Hannover
- MIOTKE, F. D. (1971): Die Landschaft an der Porta Westfalica, Teil 1: Die Naturlandschaft. - *Jb. geograph. Ges. Hannover* (f. 1968), 1-265; Hannover
- PLISCHKE, I. (1976): Untersuchungen zur Geröll- und Schwermineral-Führung fluviatiler und glazifluvialer Pleistozänkiese im Raum Nienburg/Weser. - Unveröff. Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Hannover, 43 S., ca. 300 Tab., 6 Anl.; Hannover
- PREUSS, H. (1975): Gliederung und Zusammensetzung der Weserterrassen-Körper bei Bodenfelde (mit einer geologischen Kartierung). - *Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover*, **12**, 1-49; Hannover
- RAUSCH, M. (1975): Der „Dropstein-Laminit“ von Bögerhof und seine Zuordnung zu den Drenthezeitlichen Ablagerungen des Wesertals bei Rinteln. - *Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover*, **12**, 86 S., 12 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Hannover
- (1977): Fluß-, Schmelzwasser- und Soliflukationsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und Innerste - ein Beitrag zur pleistozänen Flußgeschichte Südniedersachsens. - *Mitt. Geol. Inst. Techn. Univ. Hannover*, **14**, 1-84; Hannover
- (1978): Umlagerungsvorgänge bei der Sedimentation eiszeitlicher Flußablagerungen - ein Beispiel aus dem Terrassengebiet der Leine SE Hannover. - *Z. dt. geol. Ges.*, **129**, 1-5, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover
- ROHDE, P. (1989): Elf pleistozäne Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterungen eines Gliederungsschemas für das obere Wesertal. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **39**, 42-56; Hannover
- (1994): Weser und Leine am Berglandrand zur Ober- und Mittelterrassen-Zeit. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **44**, 106-113, 2 Abb.; Hannover
- RÖHM, H. (1985): Bau und Zusammensetzung Saale-Eiszeitlicher Sedimentkörper im Raum Hausberge - Veltheim/Weser. - Unveröff. Dipl.-Arb. u. Kartier. Univ. Hannover, 107 S., 53 Abb., 7 Anl.; Hannover
- SOERGEL, W. (1921): Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. - *Fortschr. Geol. Paläont.*, **5**, 1-388, Berlin
- WORTMANN, H. (1968): Die morphogenetische Gliederung der Quartärbasis des Wiehengebirgsvorlandes in Nordwestdeutschland. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**, 227-239; Öhringen
- ZEDELIUS-SANDERS, M. (1978): Die paläolithischen Funde aus dem Leinetal bei Jeinsen. - *Materialhefte z. Ur- u. Frühgeschichte Niedersachsens*, **14**, 1-36, 80 Tafeln, 1 Kt.; Hildesheim

Manuskript eingegangen am 24. 11. 1994

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	45	145 —155	<i>Hannover 1995</i>
----------------------------------	-----------	----------	----------------------

Buchbesprechungen

KAHLKE, H.-D. (1994): Die Eiszeit. 3., korrigierte Auflage. Leipzig, Jena, Berlin (Urania-Verlag)
192 S., über 200 Abbildungen

Nach den stets relativ schnell vergriffenen beiden ersten Ausgaben dieses Buches („Das Eiszeitalter“ 1981 und 1984) liegt nun, mit geändertem Titel, die 3. korrigierte und in mehreren Abschnitten überarbeitete Auflage vor.

Autor ist der bekannte Quartärpaläontologe H.-D. KAHLKE. Wie im Vorwort angekündigt, möchte er „einen allgemein verständlichen Überblick über die Geschichte der Erforschung des Eiszeitalters, über den heutigen Wissensstand zum Ablauf vergangener Eiszeiten und über die Richtungen zukünftiger Erforschung des Eiszeitphänomens auf unserer Erde geben“.

Dies gelingt ihm ohne Frage. Und obwohl durch den Umfang des Buches limitiert (192 S.), präsentiert er eine Fülle von Themen und attraktiven Abbildungen, die eine eindrucksvolle Einführung in die verschiedenen Bereiche der Eiszeitforschung ermöglichen.

Wie anregend die Lektüre sein wird, erfährt man bereits im einleitenden wissenschaftshistorischen Abriss. Hier werden die Versuche geschildert, die Herkunft glazialer Geschiebe zunächst als vulkanische Bomben, dann mit Hilfe der Geröllflut-, später der Drifttheorie zu erklären, ehe sich endlich die Glazialtheorie durchsetzen und ehe die mehrmaligen Vereisungen in Europa, Nord-Amerika und Neuseeland nachgewiesen werden konnten.

Relativ ausführlich werden die Für und Wider der verschiedenen Hypothesen zur Auslösung von Eiszeiten diskutiert und die Spuren der vorquartären (präkambrischen und paläozoischen) Vereisungen erörtert.

Nach einem Überblick über die klimatischen Verhältnisse im Tertiär, zu dessen Ende es bereits zu deutlichen Klimadepressionen kam, folgt eine Darstellung der mit dem Phänomen der Inlandvergletscherung in Verbindung stehenden Prozesse. Hierbei werden jeweils in einem gesonderten Kapitel abgehandelt:

- Gletscherentstehung und Gletscherbewegung
- geomorphologische Veränderungen der Landschaft durch die Vereisung
- Bildung von Permafrostboden, Löß und Flußterrassen im Periglazialraum

Weitere Themenschwerpunkte bilden die Gebiete der Vergletscherung, die Meeresspiegelschwankungen sowie die Gesetzmäßigkeiten eines Glazialzyklus und

der damit verbundenen Verschiebung der Klimazonen.

Der Paläontologische Teil beschäftigt sich zunächst mit der Entwicklung der Pflanzenwelt. Nach methodischen Ausführungen zur Pollenanalyse wird an Beispielen verdeutlicht, wie sich der Klimaverlauf im Quartär in den Spektren der pleistozänen Florengemeinschaften widerspiegelt.

Die Paläozoologie, das Arbeitsgebiet von H.-D. KAHLKE, nimmt naturgemäß einen vergleichsweise breiten Raum ein. Von besonderem Interesse dürfte sein, daß im ersten Abschnitt die Entwicklung der Großsäugerfaunen nicht nur für das europäische Gebiet sondern auch für Amerika, Asien, Afrika und Australien abgehandelt wird.

Eigene Kapitel, ihrer großen Bedeutung für Stratigraphie und Paläoökologie entsprechend, erhielten die Kleinsäuger und die Mollusken.

Ebenso wird auch der Hominiden-Evolution sowie der kulturellen Entwicklung des Menschen im Paläolithikum jeweils ein eigenes Kapitel gewidmet, wobei wieder neuere Forschungsergebnisse berücksichtigt werden (u. a. Verbreitung der Australopithecinenfundstellen, aktualisierte Datierungen).

Da sich für den Ablauf des Quartärs vielfältige regionale Besonderheiten ergeben, unterscheiden sich die Ansatzpunkte zur Chronologie und Gliederung in den verschiedenen Gebieten beträchtlich. Sie werden deshalb in einem weiteren Kapitel jeweils einzeln (Europa, Nordasien, Südostasien, Indien, Ostasien, Nordamerika, Südamerika, Australien, Neuseeland, Afrika) diskutiert.

Weiterhin wird ausführlich auf die im Pleistozän existierenden Landbrücken, die damit verbundenen Migrationsmöglichkeiten und ihre Bedeutung für die Erklärung zoogeographischer Verbreitungsmuster hingewiesen.

Nach einer knappen Einführung in verschiedene Methoden zur Ermittlung absolutchronologischer Daten im Eiszeitalter werden abschließend Fragen nach dem Beginn der nächsten Kaltzeit und der praxisorientierten Quartärforschung andiskutiert.

Diese Inhaltsübersicht soll die Vielfalt der in diesem Buch angesprochenen Aspekte illustrieren. Neben den informativen Texten ist die reiche Bebilderung be-

merkwürdig, die im Vergleich zu den früheren Auflagen durch wesentlich bessere Druck- und Papierqualität erst richtig zur Geltung kommt. Weiterhin muß darauf verwiesen werden, daß KAHLE viele der in diesem Band erwähnten Lokalitäten selbst besucht sowie u. a. in SE-Asien eigene Grabungen durchgeführt hat, und es sich daher bei vielen Bildern um Originalaufnahmen von ihm handelt.

Die Literatur stellt ausdrücklich nur eine Auswahl dar. Dennoch wäre für die nächste Auflage zu wünschen, daß zumindest zu sämtlichen im Text angeführten Zi-

taten die entsprechenden Arbeiten angeführt werden, damit sich der interessierte Leser auch weitere, weniger bekannte Quellen erschließen kann.

Alles in allem stellt dieses Buch einen geglückten Kompromiß zwischen allgemeinverständlicher, aktueller und umfassender Information dar und entspricht dem Anliegen des Autors, einen kurzen, aber weitgefächerten Abriss über den aktuellen Stand in der Quartärforschung vorzulegen.

L. MAUL

A. LISTER & P. BAHN (1994): *Mammoths*. 168 S., zahlr. meist farbige Abb., 110 Zit., MacMillan, New York. ISBN: 0-02-572985-3

Ein neues Mammutbuch im Großformat, verfaßt von dem u. a. auf Elephantiden spezialisierten Quartärpaläontologen A. LISTER (England) und dem Archäologen P. BAHN (USA), liegt vor. Aufwendige Ausstattung und Herausgabe besorgte die Londoner Marshall Editions Ltd.

Dem Geleitwort der "Eiszeitnovellistin" J. M. AUEL folgt eine knappe Einführung, die an E. W. PFIZENMAYERS Beschreibung des Beresovka-Mammuts (deutsche Fassung 1926) anknüpft. Das erste Kapitel "Origins" erläutert in didaktisch ansprechender Form die Evolution der Proboscidier über 50 Mio. a. Ein vereinfachtes Abstammungsschema der wichtigsten Gattungen untermauert die Darstellung. Allerdings bleibt darin die phylogenetische Position der pleistozänen Waldelefanten Eurasiens (*Palaeoloxodon* bzw. *Elephas* s. l.) unklar, obgleich die Gattung im Text erscheint. Prägnant werden evolutive Abwandlungen von Körpergröße und Körperproportionen sowie Schädel- und Gebißmorphologie behandelt. Das Ausbreitungsgeschehen der Mammutlinie (Auffassung der Gattung *Mammuthus* im weit gefaßten Sinne nach MAGLIO 1973) wird von Afrika über Eurasien bis nach N-Amerika verfolgt und die daraus resultierenden jeweiligen Verbreitungsareale der einzelnen Formen besprochen. *Mammuthus meridionalis*, *M. trogontherii*, *M. primigenius*, der neuweltliche *M. columbi* sowie die kalifornische Insellform *M. exilis* erscheinen in jeweils doppelseitigen, inhaltlich heutiger Kenntnis entsprechenden Lebensbildern. Eine Vorliebe des Graphikers für kräftig entwickelte Defensen kann dabei nicht übersehen werden.

Mit "Mammoths Unearthed" schließt sich ein überaus interessantes Kapitel zur Entdeckungsgeschichte der Mammute sowie zu hervorragenden Fundstellen an. Während sich die englisch-amerikanische Quartärpaläontologie bis Ende der 80er Jahre überwiegend auf Quellenmaterial der westlichen Hemisphäre beschränkte, ziehen LISTER und BAHN hier und in den Folgekapiteln nunmehr auch Material aus den wichtigen Räumen der östlichen Paläarktis heran. Zum Teil durch Situationsgraphiken illustriert werden der Babyfund "Dima" (benannt mit dem Spitznamen des Petersburger Mammutspezialisten VADIM GARUTT), weitere sibirische Kadaver- und Skelettfunde, Entdeckungen aus Alaska, den Teersümpfen von Rancho La Brea, vom Nordseeboden sowie aus weiteren Lokalitäten behandelt. Im Zusammenhang mit der Erläuterung von Fundstellentypen wird auf das Phänomen der sog. "Elefantenfriedhöfe" (fossiles Beispiel: Berelëh) in geologischer Vergangenheit und Gegenwart eingegangen.

Das folgende Kapitel "The Natural History of Mam-

moths" rekonstruiert in seriöser Weise aus Fossilfunden und Analogien zu rezenten Elefanten ein detailliertes und facettenreiches Bild des individuellen Lebens der Tiere in ihrer (ober-)pleistozänen Umwelt. LISTER behandelt ihre Nahrungsaufnahme, den Gebrauch von Rüssel und Stoßzähnen, Kaumechanismus und Zahnwechsel, Körpergestalt, -gewicht und -größe, die Morphologie einiger innerer Organe, Magen- und Darminhalt, Mammutdung, Lebenszyklus und vermutliche Verhaltensmuster, außerdem gelegentliche natürliche Feinde und Krankheitsbefall. Spätestens mit Lektüre dieses Abschnittes dürfte auch dem verhaltenen Leser die vorgestellte Tiergruppe sehr real, wenn nicht gar sympatisch geworden sein.

In "Mammoths and Human Culture" wird ein Bild vornehmlich jungpaläolithischer Reflexionen der Mammute in Kultur und Kunst gezeichnet. Neben bildlichen Darstellungen aus bekannten und weniger bekannten Fundstellen Eurasiens (die abgebildete Ritzzeichnung von Berelëh ist in ihrer Altersstellung zumindest unter jakutischen Kollegen umstritten) und N-Amerikas werden intentionell zugerichtete Skelettelemente ohne endgültige Klärung ihrer Funktion, Werkzeuge, Waffen sowie Kunst- bzw. Kultgegenstände von z. T. beeindruckender Schönheit vorgestellt. Auch fehlt die Beschreibung und graphische Rekonstruktion von jungpaläolithischen Wohnstrukturen aus Mammutresten in baumloser Landschaft (Osteuropas) nicht.

Im letzten Kapitel "Extinction" gehen LISTER und BAHN auf zeitlichen Rahmen und Ursachen des endpleistozänen Aussterbens der Mammute ein. Vor dem Hintergrund einer globalen Reduzierung pleistozäner Großsäugerspektren zwischen 40 000 und 10 000 a B.P. werden klimatische Veränderungen und die daraus folgenden Arealeinschränkungen der Mammute diskutiert. Archäologische Befunde zu jagdlichen Aktivitäten bilden die Grundlage zur Erläuterung der "overkill"-Hypothese. Menschlichen Jagddruck sehen die Autoren wohl zutreffenderweise eher als beschleunigenden Faktor des Aussterbens, nicht aber als dessen dominierende Ursache an. Kurz werden sodann die jüngst bekannt gewordenen Nachweise holozäner Zwergmammute von der Wrangel-Insel (7000 - 3700 a B.P.) sowie die wahrscheinlichen ökologischen Bedingungen ihres Überlebens geschildert. Die abschließende, in weiten Kreisen inzwischen üblich gewordene Frage nach Möglichkeiten, mittels fossiler DNA-Fragmente eine Wiederherstellung ausgestorbener Tierarten anzustreben, wird mit dem Hinweis auf die ethische Fragwürdigkeit eines solchen (derzeit glücklicherweise nicht praktikablen) Ansinnens abgetan.

Ein fünfseitiges Glossarium, das sich an breitere Leserschichten wendet, ein zusammenfassendes "Interpreting the Evidence", Karten zu wesentlichen Mammutfundstellen Europas, Asiens und N-Amerikas, ein Führer zu entsprechenden Fundstellen und Museen, das nach Kapiteln gegliederte Literaturverzeichnis sowie ein knapper Index beschließen das Buch.

Der vorgestellte Band läßt sowohl vom sachlichen als auch vom ästhetischen Standpunkt kaum Wünsche offen. Eine detaillierte Abhandlung der Mammut-Osteologie war nicht beabsichtigt, sie findet sich bereits bei MOL & VAN ESSEN (1992, vgl. Besprechung in Eiszeitalter u. Gegenw. 44: 139). Die ihrer Funktion durchaus gerecht werdenden Lebensbilder entsprechen einem postmodernen Zeitgeschmack, reichen in ihrem künstlerischen Wert jedoch nicht an Arbeiten von Z. BURIAN oder K. K. FLEROV heran. Die großartigen Fo-

tos lassen das Werk dagegen zu einem Bildband werden, der gemeinsam mit M. SCHNECKs "Elefanten" (1992) genannt werden darf und "The Mammoths" zur Zierde einer jeden Quartärbibliothek werden läßt.

Schriftenverzeichnis

- MAGLIO, V. J. (1973): Origin and Evolution of the Elephantidae. - Trans. Amer. Phil. Soc., N. S., 63, 3, S. 1 - 149, Philadelphia.
- MOL, D. & VAN ESSEN, H. (1992): De Mammoet. Sporen uit de Ijstijd. - 144 S., BZZTÖH, 's-Gravenhage.
- PFIZENMAYER, E. W. (1926): Mammutleichen und Urwaldmenschen in Nordost-Sibirien. - 341 S., Brockhaus, Leipzig.
- SCHNECK, M. (1992): Elefanten. Die sanften Riesen. - 144 S., Parkland, Stuttgart.

R.-D. KAHLKE

EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie - 358 S. 176 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke)

Mit dem vorliegenden Werk wird die Reihe neuerer Lehrbücher über den jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte, das Quartär, fortgesetzt. Neben den von verschiedenen Autoren in den vergangenen Jahren herausgegebenen allgemeinen und regionalen Beschreibungen zur Quartärgeologie ist es dabei der Autor nun zum wiederholten Male selbst, der sich diesem Thema teils in Form eigener, teils durch Übersetzung fremdsprachiger Werke (z. B. CHATT, J. A., 1992: Angewandte Quartärgeologie [Enke]) angenommen hat, um auf die Bedeutung dieser Formation in der Praxis, aber auch in Wissenschaft und Forschung hinzuweisen. In dem nunmehr präsentierten Buch über die allgemeine und historische Quartärgeologie setzt sich das Bemühen des Autors fort, die eigenen Forschungsergebnisse in einem größeren wissenschaftshistorischen und praxisbezogenen Rahmen zu stellen, in dem sich insbesondere auch die Position des heutigen Postglazials exakter einordnen läßt. Ist doch der Mensch selbst Teil des Erdzeitalters, das bis zum heutigen Tage noch kein Ende gefunden hat und zunehmend Politiker und Wissenschaftler, aber auch breite Bevölkerungskreise mit der Frage nach der zukünftigen Klimaentwicklung und deren Auswirkungen auf die Umwelt und sich selbst beschäftigt. Nach einer Einführung über die Spuren von Eiszeiten in der Erdgeschichte und die Eiszeitursachen allgemein wird in den nachfolgenden Kapiteln ausführlich über die Entstehung der Gletscher sowie größerer zusammenhängender Inlandeismassen eingegangen. Aus der Auswertung der nach dem Abschmelzen des Eises an der Geländeoberfläche sichtbaren Spuren wie z. B. Gletscherschrammen, Stauchungen, Klüfte und Geschiebeeinregelungen ergeben sich wiederum Angaben zur Rekonstruktion des ehemaligen Fließverhaltens, der Eisbewegungsrichtung und Kontaktes zur Geländeoberfläche, d. h. der Gletscherdynamik.

In den anschließenden Kapiteln werden die Ablagerungen der Gletscher (Moränen, Drumlins) und Schmelzwässer (Sander, Oser, Kames, Beckenton) beziehungsweise deren Einwirkungen auf den Untergrund (Rinnen, Urstromtäler) beschrieben. Danach folgen Angaben zu den Prozessen (Kryoturbation, Kryoplanation, Solifluktion, Frostspalten und Eiskeile) und Ablagerungen (Terrassen, Flugdecksand, Löß) im periglazialen Klimabereich. Innerhalb des marinen Bereichs wirkten sich die Eiszeiten jeweils durch starke Schwankungen des Meeresspiegels und ein entspre-

chendes Vor- und Zurückweichen der Küstenlinie aus. Nach einem auf wenigen Seiten abgehandelten Zwischenkapitel über die Warmzeiten des Eiszeitalters folgt eine Zusammenschau über den Ablauf des quartären Eiszeitalters in Nordeuropa, in der neben der paläogeographischen Ausgangssituation die Grundgliederung des Pleistozäns in Norddeutschland und den Niederlanden vom Prätogelen bis zum Holozän beschrieben wird. Eine besondere Behandlung erfährt die Entwicklung von Nord- und Ostsee in dieser Zeit. Den Abschluß des Buches bilden Kapitel über die alpine Vergletscherung, die Vergletscherung der Mittelgebirge, die Flußgeschichte der wichtigsten Flüsse Mitteleuropas, die Lößgliederung und die Stellung der europäischen Vereisungen innerhalb der weltweiten Entwicklung.

Berücksichtigt man die thematische Aufgliederung des Buches und die den einzelnen Kapiteln jeweils zugewilligten Seitenzahl, so ergibt sich ein deutliches Überwiegen des kaltzeitlichen Themenkreises entsprechend dem Arbeitsgebiet des Autors, der Glazialgeologie. Der Titel des Buches ist somit deshalb nicht ganz richtig gewählt und hätte besser etwa die „Eiszeit in Norddeutschland“ gelautet, zumal die Belange des süddeutschen Raumes nur randlich berührt sind. In diesem Zusammenhang sei etwa auf das ebenfalls erst kürzlich erschienene Buch von A. SCHREINER, 1992: Einführung in die Quartärgeologie (Schweizbart) verwiesen, zu dem es insofern eine gute Ergänzung bildet. Keine Berücksichtigung findet allerdings hier wie auch dort der pleistozäne Mensch.

Das von J. EHLERS bewußt oder unbewußt in den Vordergrund gestellte Eiszeitthema ist ansonsten von ihm in ganz ausgezeichneter und ausführlicher Weise abgehandelt. Zur Klärung der Vorgänge wird dabei auf die neuesten Forschungsergebnisse nicht nur Nord- und Mitteleuropas, sondern der ganzen Welt zurückgegriffen, was in dem umfangreichen Literaturverzeichnis (50 Seiten) und der Nennung zahlreicher Kollegen im Vorwort zum Ausdruck kommt, die zum Gelingen des Werkes beigetragen haben. Andererseits wird deutlich, daß der Autor sich nicht nur auf die von ihm genannte umfangreiche Literatur stützt, sondern sich mit dem Stoff auch im Rahmen eigener Forschungsreisen etwa nach Island, Norwegen und Sibirien auseinandergesetzt hat, was auch in den entsprechenden Abbildungen zum Ausdruck kommt.

K. SKUPIN

WRIGHT, H. E. Jr. et al. [Hrsg.] (1993): *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. - 569 S., zahlr. Abb. und Tab., z. T. farbig; Minneapolis, London (University of Minnesota Press), Pr.: \$ 59,95

Im vorliegenden Buch wird eine Vielzahl paläoklimatischer Modelle vorgestellt, die zum Ziel haben, Gründe, Muster, Größenordnungen und Mechanismen spätpleistozäner und holozäner Klimaveränderungen aufzuzeigen. In den ersten drei Beiträgen werden die Modelle und ihre Randbedingungen beschrieben. Der vierte Beitrag befaßt sich mit simulierten Klimaveränderungen, die mit Hilfe des COHMAP (Cooperative Holocene Mapping Project) erarbeitet wurden. Dem Beitrag sind eine Fülle von Computerausdrucken beigelegt, die verschiedene Parameter für bestimmte Zeiten wiedergeben. Es findet sich jeweils eine Karte für die Zeiten 18 ka, 12 ka, 9 ka und 6 ka vor heute. Die Daten wurden unter Zuhilfenahme genereller Zirkulationsmodelle der Atmosphäre erarbeitet. Die gesamte in den vorangegangenen Kapiteln beschriebene Fülle von Randbedingungen wurde bei der Modellierung berücksichtigt. Im Anschluß daran werden die klimatischen Parameter für bestimmte Zeiten nebeneinandergestellt. Ausführlich werden auch die Möglichkeiten und Grenzen solcher Modelle erläutert. Den ersten grundlegenden Kapiteln schließen sich Beiträge an, die sich ausführlich mit bestimmten Regionen der Erde befassen. Es werden der Nord- und Äquatorial-Atlantik, der Südatlantik und Pazifik, Europa, die ehemalige Sowjetunion, der Nahe Osten und Südwest-Asien, China, Neuguinea, Neuseeland, Afrika, Zentral- und Südamerika, Alaska, Kanada und Nordamerika behandelt.

In dem Beitrag, in dem der nördliche und äquatoriale Atlantik beschrieben werden, beschränken sich die Verfasser auf die Zeiten 9 000 beziehungsweise 6 000 Jahre vor heute. Für diese Zeitscheiben werden anhand von Tiefseebohrkernen die Oberflächentemperaturen der Ozeane untersucht. Die Ergebnisse sind in übersichtlichen Karten jeweils für die Monate Februar und August dargestellt. In ausführlichen Tabellen sind die Quellen für sämtliche benutzte Daten aufgelistet. Bestehend ist die Fülle von Kartendarstellungen des Atlantiks, in die Temperaturdaten und Temperaturabweichungen gegenüber der heutigen Zeit eingetragen sind.

Insgesamt zeigen sich geringfügige Abweichungen der Oberflächentemperaturen der Ozeane für 9 000 Jahre, 6 000 Jahre und die heutige Zeit. Die Gründe für dieses Phänomen werden anschließend ausführlich diskutiert.

Auch im Kapitel über die holozänen Temperaturmuster im Süd-Atlantik und im Pazifik wird der Schwerpunkt auf die Zeitabschnitte 9 000 und 6 000 Jahre vor heute gelegt. Da die Unterschiede gegenüber der heutigen Zeit gering sind, werden Bohrungen mit hohen Sedimentationsraten bevorzugt. Für die Modellierung

mit Hilfe von Transfer-Funktionen erwiesen sich Foraminiferen, Coccolithophoriden und Radiolarien als sehr nützlich. Zu Beginn des Holozäns in der Zeit zwischen 10 600 B. P. und 7 500 B. P. wurde in allen Ozeanen ein Temperatur-Maximum festgestellt. Danach lagen die Temperaturen sogar unter den heutigen Werten. Möglicherweise sind diese unterschiedlichen Werte auf ein anderes CO₂-Niveau zurückzuführen. Gegenüber anderen Modellen tun sich gewisse Widersprüche auf, die zeigen, wie komplex die Zusammenhänge sind. Mögliche Ursachen werden diskutiert.

Auch der Beitrag über die holozäne Vegetation und die Klimaverhältnisse in Europa besticht durch eine Fülle einfacher, sehr klarer Abbildungen. Die Daten aus Pollenanalysen werden für bestimmte Zeiten in Klimadaten umgesetzt. Die Beschreibung von Vegetation und Klima der ehemaligen Sowjetunion erfolgt nach dem gleichen Prinzip, das für den europäischen Raum angewandt wurde. Der Informationsgehalt der Abbildungen ist jedoch deutlich geringer. Dennoch bleibt positiv zu vermerken, daß auch in diesem Beitrag mit den gleichen Zeitscheiben gearbeitet wird wie in den vorangegangenen Kapiteln. Bei den Erläuterungen zur Klimageschichte des Nahen Osten und von Südwest-Asien werden erstmals auch Seewasserspiegel zur Deutung klimatischer Verhältnisse herangezogen. Der gesamten Region kommt insofern eine besondere Bedeutung zu, als sie eine vermittelnde Stellung, beispielsweise zwischen Europa und Afrika einnimmt.

Die Untersuchungen in diesem Gebiet deuten darauf hin, daß Glazialzeiten, zumindest in diesen Regionen, nicht unbedingt mit Pluvialzeiten gleichzusetzen sind. Vielmehr dürfte der Anstieg der Seewasserspiegel durch eine deutlich höhere Luftfeuchtigkeit und stärkere Bewölkung ausgelöst worden sein. Auch dieser Beitrag enthält eine Fülle ausgezeichnete Kartendarstellungen, die das Verständnis des Textes sehr erleichtern. Im Beitrag über spätquartäre Vegetation und Klima von China wird zunächst ein geographischer Überblick sowie eine Übersicht der rezenten Vegetation gegeben. Geomorphologische Daten, Pollenanalysen, Mollusken, Seespiegelschwankungen, Paläoböden und archäologische Daten werden benutzt, um die Klimageschichte für die Zeiten 18 ka, 12 ka, 9 ka, 6 ka und 3 ka B. P. zu rekonstruieren. Die Abbildungen auch dieses Beitrages sind sehr instruktiv und übersichtlich. Insbesondere die Kurven der Seewasserspiegel, der Temperaturverläufe und anderer Daten sind sehr anschaulich. Im Anhang des Beitrages findet sich eine übersichtliche Auflistung der verschiedenen Lokalitäten der dort durchgeführten Un-

tersuchungen mit den zugehörigen Literaturzitatzen. So wird es dem Leser ermöglicht, sich über bestimmte Punkte sehr viel ausführlicher zu informieren, als es im Rahmen des vorliegenden Buches möglich ist. Auch in sämtlichen folgenden Beiträgen des Buches wird so verfahren wie in den vorangegangenen Artikeln. Sehr erfreulich ist die Tatsache, daß in der Regel die gleichen Zeitabschnitte behandelt werden und daß sich fast immer Tabellen mit Lokalitäten, dort durchgeführten Untersuchungen sowie den entsprechenden Autoren finden. In den meisten Abbildungen des Buches sind sogar die gleichen Symbole für einen bestimmten Sachverhalt benutzt worden. Immer wieder werden Vergleiche zu den heutigen Verhältnissen gezogen und die verschiedenen Datensätze miteinander verglichen, um das Klima des letzten Glazials und des Holozäns rekonstruieren zu können. Im 19. Kapitel werden die klimatischen Veränderungen der letzten 18 ka noch einmal zusammenfassend

hinsichtlich der regionalen Zusammenhänge, der Mechanismen und Ursachen erläutert. In diesem Beitrag wird der Versuch unternommen, das „Experiment“ nachzuvollziehen, das die Natur während der letzten 18 ka durchgeführt hat. Zwei exzellente farbige Abbildungen stellen Datenpool und Modellrechnung nebeneinander. Die wichtigsten Zusammenhänge werden hier auf einen Blick klar. Das vorliegende Buch ist eine ausgezeichnete Zusammenfassung weltweiter Forschungen über die Entwicklung des globalen Klimas seit dem letzten glazialen Maximum. Die verschiedensten Untersuchungsmethoden werden miteinander verknüpft und lassen so allmählich ein Bild vom „Funktionieren“ des Klimas entstehen. Diese globale Zusammenstellung ist als vorbildlich zu bezeichnen. Sie sollte auch als Anregung dienen, ähnliche Abhandlungen über ältere Abschnitte des Quartärs anzufertigen.

JOSEF KLOSTERMANN

J. EBERLE (1994): Untersuchungen zur Verwitterung, Pedogenese und Bodenverbreitung in einem hochpolaren Geosystem (Liefdefjord und Bockfjord/Nordwestspitzbergen.) - Stuttgarter Geographische Studien, 121: 226 S., 42 Abb., 31 Tab., 33 Photographien, 3 Kt.; Stuttgart (Geographisches Institut) Pr.: DM 49,-

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Erforschung von chemischen Verwitterungsprozessen und Bodenbildungen in polaren Regionen. Das Studium der Genese des Geosystems „Boden“ ermöglicht die Erfassung der darin ablaufenden Stofftransporte. Außerdem werden Art und Intensität der Verwitterungsmerkmale, Ursachen verschiedener Verwitterungsintensitäten und die räumliche Verbreitung der Böden und ihrer Ausgangssubstrate untersucht. Es werden bodenkundliche und mineralogische Analysen an ausgewählten Profilen vorgenommen. Das Untersuchungsgebiet liegt im Nordwesten Spitzbergens, im Bereich des Liefdefjords. Die Ausgangsgesteine dieses Raumes setzen sich aus dem kaledonischen Basement (Hecla Hoek) und Sedimentgesteinen des Unterdevons zusammen. Die bodenkundlichen Untersuchungen werden in verschiedenen ausgewählten Teilgebieten durchgeführt. Nach einem kurzen einführenden Überblick werden die benutzten Untersuchungsmethoden vorgestellt. Bodenchemische, sedimentologi-

sche und bodenmineralogische Analysen bilden den Schwerpunkt. Anschließend wird die Bodensystematik in Polargebieten erläutert. In zwei umfangreichen Kapiteln werden Substratgenese und Bodenbildung zum einen im Bereich devonischer Sedimentgesteine, zum anderen im Gebiet des kaledonischen Grundgebirges erläutert. In diesen Kapiteln werden sämtliche Analysenergebnisse mit großer Sorgfalt und meist sehr guten Strichzeichnungen vorgestellt. Die Druckqualität der Photographien läßt jedoch vielfach sehr zu wünschen übrig. Man kann nur erahnen, daß es sich um gute und instruktive Aufnahmen handeln muß. Ein anderes Papier könnte dieses Problem für künftige Publikationen in der Reihe der Stuttgarter Geographischen Studien lösen. Das Buch ist insgesamt gut und übersichtlich geschrieben. Für jeden Bodenkundler und Quartärgeologen stellt das Studium dieser Arbeit von EBERLE einen Gewinn dar.

JOSEF KLOSTERMANN

B. FRENZEL, [Hrsg.] (1994): Climatic trends and anomalies in Europe 1675 - 1715. - 479 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Stuttgart, Jena, New York (Gustav Fischer Verlag) Pr.: DM 148,-

Im vorliegenden Buch wird eine Vielzahl von Beiträgen zusammengestellt, die anlässlich einer Konferenz der European Science Foundation in Bern im Jahre 1992 präsentiert wurden. Wissenschaftler der verschiedensten Disziplinen aus 15 europäischen Nationen sowie China und Japan waren beteiligt. Anlässlich dieses Treffens sollten Klimadaten für den Zeitraum zwischen 1675 und 1715, dem Zeitabschnitt des Maunder Minimums, gesammelt werden. Das gesamte Buch ist in vier größere Kapitel untergliedert. Der erste Teil befaßt sich mit den regionalen Rekonstruktionen der Klimaverhältnisse im baltischen und nordatlantischen Raum. Zum großen Teil handelt es sich um die Auswertung von Baumringdaten und historischen Aufzeichnungen. Das zweite große Kapitel ist Zentral- und Westeuropa, dem mediterranen Raum und Ostasien gewidmet. In einem dritten, kürzer gehaltenen Teil werden die gesammelten Daten zusammengestellt. Dabei sind in übersichtlichen Karten die paläoklimatischen Daten für bestimmte Jahre wiedergegeben. Im letzten Kapitel werden in zwei Einzelbeiträgen methodische Fragen der Datenverarbeitung erläutert. Als sehr erfreulich ist zu vermerken, daß vielen Beiträgen eine deutsche Zusammenfassung vorangestellt ist. Auch die Abbildungen, die den jeweiligen Artikeln beigelegt wurden, sind in den meisten Fällen sehr klar und instruktiv. Es finden sich kaum Fotografien. Bei mehr als 90% der Abbildungen handelt es sich um Strichzeichnungen.

Im ersten Beitrag des Buches beschreibt MÖRNER das Maunder Minimum. Dabei stellt er fest, daß kein Zusammenhang zwischen Sonnenfleckentätigkeit und Klima festzustellen sei. Von ihm wird vielmehr ein Zusammenhang zwischen einer sehr kalten Klimaphase in Europa (1680 - 1700) und einer abnehmenden Ablenkung der kosmischen Strahlung hergestellt. OGILVIE verknüpft historische Aufzeichnungen über Temperaturen und Meeresverhältnisse bei Island mit Berichten über Abschmelzprozesse und Isotopenuntersuchungen aus Tiefbohrungen vor Grönland. Offenbar ist eine Korrelation aller Daten miteinander möglich. In einem weiteren Artikel werden die Baumringdaten für das nördliche Fennoskandinavien untersucht. Die Datenreihe beginnt bereits im Jahr 500 n. Chr. Interessant ist auch der Beitrag von FRICH & FRYDENDAHL, in welchem Wetterbeobachtungen aus Schiffslogbüchern ausgewertet werden. Die folgenden Beiträge befassen sich mit Baumringuntersuchungen und der Auswertung historischer Quellen bezüglich ihrer Klimarelevanz. Dem Rezensenten erscheint es je-

doch recht zweifelhaft, ob es möglich ist, Rückschlüsse aus phänologischen Angaben über den Roggenanbau auf das Klima ziehen zu können, wie es im Beitrag von TARAND & KUIV geschieht. Sicherlich werden die Daten nicht nur vom Klima, sondern auch von politischen Gegebenheiten und vielem anderem mehr beeinflusst. Wetterbeobachtungen für Moskau und benachbarte Regionen zeigen, daß das Klima während des Maunder Minimums durchaus eine große Variabilität besaß. Die Schwankungsbreite der Parameter war jedoch mit denen aus heutiger Zeit nahezu identisch. Es schließen sich weitere Beiträge über andere oben bereits erwähnte Regionen an. Die Abbildungen in einigen der Beiträge sind jedoch dürftig und besitzen wenig Informationsgehalt. Ob jedoch die Anzahl von Gewitter- und Hagelstürmen tatsächlich Rückschlüsse auf das Klima zuläßt, bleibt zweifelhaft. Die Baumringuntersuchungen sind aus Sicht des Rezensenten dagegen weitaus fundierter. Bei der Auswertung von Wetterbeobachtungen aus dieser Zeit zeigt sich jedoch sehr deutlich der unterschiedliche Wissensstand innerhalb des damaligen Europa. Sehr interessant ist der Versuch, aus historischen Daten ein hydrogeologisches Modell für den Rheinabfluß dieser Zeit abzuleiten. PFISTER gibt in seinem Beitrag einen zusammenfassenden Überblick über die Forschungsergebnisse, die den europäischen Raum betreffen. Es zeigt sich, daß alle Jahreszeiten mit Ausnahme des Sommers trockener waren als heute. Die Abkühlung fand vor allem im Winter und im Frühjahr statt. Außerdem ist ein Zusammenhang mit der Treibeisausdehnung bei Island feststellbar. In einem Beitrag über die Klimaveränderungen im östlichen China wird deutlich vermerkt, daß alle lokalen klimatischen Informationen so lange in die Irre führen können, solange das großräumige geographische Muster der Klimaverhältnisse noch nicht endgültig analysiert ist. Es schließen sich synoptische Darstellungen an, wobei besonders der Beitrag von WANNER et al. hervorgehoben sei, in dem monatliche Wetterkarten für den Zeitraum zwischen 1675 und 1704 abgedruckt sind.

Das Buch stellt im Ganzen eine sehr schöne Zusammenfassung sämtlicher klimarelevanter Forschungsergebnisse aus dem Zeitraum von 1675 bis 1715 dar. Es zeigt sich auch hier, daß man sich von vielen liebge gewordenen Modellvorstellungen über das Klima lösen muß. Allen Klimaforschern und Quartärgeologen sei die Lektüre dieses Buches ans Herz gelegt.

JOSEF KLOSTERMANN

JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. - Erdgeschichte - Gesteine - Wasser - Boden. - 243 Seiten, 74 Abb., 17 Taf.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) Pr.: DM 76, -

Das Buch von HERMANN JERZ ist als Bestandteil einer Reihe zu betrachten, die sich mit der Geologie Bayerns beschäftigt. Im ersten Band der Geologie von Bayern beschreibt LEMCKE das voreiszeitliche Bayern. Weitere Bände über die Alpen, das Grundgebirge in Ostbayern und das Schichtstufenland im Norden befinden sich in Vorbereitung. Im vorliegenden Band wird das Eiszeitalter Gesamtbayerns ausführlich geschildert. Schon die Gliederung des Textes von HERMANN JERZ zeigt deutlich die Zielsetzung des Buches. In einer konsequenten, gut überschaubaren Reihenfolge werden sämtliche Aspekte des Quartärs erläutert. An die allgemeinen Beschreibungen der quartärzeitlichen Schichten schließen sich Kapitel über die angewandten Aspekte der Quartärgeologie an. So werden beispielsweise Bodenschätze, Grundwasser und Böden ausführlich abgehandelt. Aber auch neueste stratigraphische Methoden und Erkenntnisse werden vorgestellt. Die Bebilderung des Textes besticht unter anderem dadurch, daß immer wieder Fotos aus rezenten Glazial- beziehungsweise Periglazialgebieten eingeschoben sind. Dem Gesamtwerk ist ein kurzes, sehr präzise abgefaßtes Kapitel über das Quartär vorangestellt. Außerdem findet sich in diesem „Einleitenden Überblick“ ein sehr instruktiver Abschnitt über die Forschungsgeschichte des Quartärs in Bayern. Leider lassen sich, beispielsweise bei der Beschreibung der Vorlandgletscher, deren Lage und Ausdehnung in den beigefügten Abbildungen nicht sofort wiederfinden. Der Ortskundige ist daher auf zusätzliche Informationen, insbesondere geologische Karten, angewiesen, die im Text zitiert werden. Sämtliche Beschreibungen geologischer Körper werden von einem kurzen allgemeinen Teil eingeleitet, in dem die Definitionen der erläuterten Ablagerungen gegeben werden. Dadurch erhält dieses Buch in vielen Teilen den Charakter eines allgemeinen Lehrbuches der Quartärgeologie. Die kurzen und präzisen Definitionen der quartärzeitlichen Ablagerungen und Formenelemente sind als beispielhaft zu bezeichnen. Der Interessentenkreis des Buches wird dadurch wesentlich erweitert. Es wird für jeden am Quartär Interessierten zu einer wahren Fundgrube. Das ausführliche Sach- und Ortsregister am Ende des Buches erleichtert die Nutzung auch unter diesem allgemeinen Aspekt ganz erheblich. In sämtlichen Kapiteln des Buches wird das Verständnis durch eine Vielzahl ausgezeichnete Abbildungen gefördert. Zu diesen Abbildungen sind nicht nur aussagekräftige Fotos zu zählen, sondern auch sehr gute Blockbildabfolgen, die den Lehrbuchcharakter des Buches unterstützen. Ein sehr schönes Beispiel für den Vergleich rezenter Sedimentbildung mit den eiszeitlichen Verhältnissen in Bayern findet sich bei der Beschreibung der Schotterebenen. In Bayern

kartierte Schotterplatten lassen sich fast mit einem Foto aus Südisland zur Deckung bringen. Aus der Sicht des Lesers beginnen die quartärzeitlichen Schichten so in einem gewissen Sinne zu „sprechen“.

An die Beschreibung des glazialen, fluvioglazialen und glazifluviatilen Bereiches im Alpenvorland und in den Alpen schließt sich die ausführliche Beschreibung des periglazialen Bereiches an. Kare, Moränen, Fließerdien, Periglazialerscheinungen und äolische Sedimente dominieren diese Region. Im folgenden Kapitel mit der Überschrift „Interglaziale und Interstadiale des Quartärs in Bayern“ werden wiederum sehr kurz und prägnant vorab die wichtigsten Definitionen und Untersuchungsmethoden vorgestellt. Eine umfassende Beschreibung der in Bayern vorkommenden Interglaziale und Interstadiale schließt sich an. Örtlichkeiten und Schichtenfolgen mit den zugehörigen Untersuchungsergebnissen, wie beispielsweise Pollenanalysen, werden mit großer Akribie aufgelistet. Auch die kurze und prägnante Beschreibung des alpinen Spät- und Postglazials läßt keine Wünsche offen. Besonders instruktiv ist auch das Kapitel, das sich mit der Flußgeschichte im Eiszeitalter befaßt, bestehen doch hier Verknüpfungsmöglichkeiten zwischen alpiner und norddeutscher Gliederung des Quartärs. An dieser Stelle hätte man sich eine Tabelle gewünscht, in der der Versuch einer solchen Verknüpfung gewagt worden wäre.

Es schließen sich Erläuterungen zur Tier- und Pflanzenwelt sowie zur Menschheitsgeschichte an. Auch holozäne Flußablagerungen, Schwemmfächerbildungen, Moore etc. werden umfassend beschrieben. Ein eigenes Kapitel beschäftigt sich mit der Tektonik im Quartär. Mit diesem Kapitel enden die allgemeinen quartärgeologischen Beschreibungen. Die folgenden Abschnitte machen die Bedeutung der Quartärgeologie hinsichtlich Umwelt, Grundwasser und anderer Aspekte deutlich. Die Kapitel „Bodenschätze“ und „Grundwasser“ belegen dies in eindrucksvoller Weise. Zum besseren Verständnis dieser beiden Kapitel wären erläuternde Karten oder Abbildungen wünschenswert gewesen. Am Schluß des Buches wendet sich der Autor in den Kapiteln „Paläoböden“ und „Magnetostatigraphie“ wieder dem stratigraphischen Aspekt der quartärzeitlichen Schichtenfolge zu. Das vorliegende Buch „Das Eiszeitalter in Bayern“ von HERMANN JERZ gibt einen ausgezeichneten Überblick über sämtliche Aspekte des Quartärs, auch hinsichtlich ihrer Bedeutung für unsere Umwelt. Durch eine Fülle guter Definitionen und Erläuterungen besitzt es auch den Charakter eines Lehrbuches der Allgemeinen Quartärgeologie. Dadurch gewinnt das Buch von HERMANN JERZ eine Bedeutung, die weit über Bayern hinausreicht.

JOSEF KLOSTERMANN

SMED, PER (Dt. Übers. u. Bearb. EHLERS, J.) (1994): Steine aus dem Norden: Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland. - 193 S. 157 Abb., 34 Farbtafeln; Berlin, Stuttgart (Bornträger). Pr.: DM 36,-

Das Buch von PER SMED ist ausgezeichnet bebildert und gut gegliedert. Auch die deutsche Übersetzung von JÜRGEN EHLERS läßt keine Wünsche offen. Nur an wenigen Stellen finden sich in dem auch sonst eher „locker“ geschriebenen Text Anmerkungen, die aus dem Rahmen fallen. So liest man bei der Beschreibung der Geräte, die man zur Gesteinsbestimmung benutzt, unter dem Stichwort „Rucksack“ die Anmerkung „um die Gesteine nach Hause zu tragen“. Abgesehen von wenigen solcher Anmerkungen macht es große Freude, in dem Buch zu lesen. Man spürt, daß der Verfasser in seinem Fach sehr engagiert ist. Der Benutzer des Buches wird systematisch dahin geführt, daß er am Schluß in der Lage ist, zumindest einige nordische Geschiebe selbst bestimmen zu können. Nach einem kurzen einführenden Kapitel beginnt das Buch mit einer Anleitung zur Gesteinsbestimmung. Ein eigenes Kapitel ist Magmen, Laven und darin enthaltenen Mineralen gewidmet. Ausführlich werden darin die historische Entwicklung der Forschung, die Chemie der Gesteine und die Minerale in den Geschieben dargestellt. Hinweise, die man häufiger benötigt, sind umrahmt, so daß man sie rasch auffinden kann. Sehr gut ist auch eine Blockbildreihe, die die plattentektonischen Zusammenhänge knapp und anschaulich wiedergibt. Mit großem Genuß kann man auch sehr schöne historische Abbildungen betrachten. Beispielsweise eine Abbildung von ANTONIO SNIDER aus dem Jahre 1858, die die Öffnung des Atlantik zeigt.

Nach diesen einführenden Grundlagenkapiteln wendet sich der Verfasser dem eigentlichen Gegenstand des Interesses, nämlich Skandinavien zu. Ein weiteres ausführliches Kapitel geht der Frage nach, wie die Gesteine nach Norddeutschland kamen. Probleme des Eistransportes, der stratigraphischen Gliederung des Eiszeitalters, der Methode der Geschiebezählung werden erörtert. Der folgende eigenständige Abschnitt bezieht sich noch ganz auf das vorangegangene Kapitel. Darin sind eine Fülle sehr guter und detaillierter Karten abgedruckt, die Auskunft über die Herkunftsgebiete der Leitgeschiebe geben. Im 6. Kapitel beschreibt SMED Besonderheiten bestimmter Minerale und Gesteine, die man für die Bestimmung der Leitgeschiebe benötigt. Im abschließenden 7. Kapitel wird erklärt, wie man bei der Gesteinsbestimmung vorgehen muß und in welcher Weise der Tafelteil des Buches benutzt werden sollte.

Der aus 37 Farbtafeln bestehende Teil läßt keine Wünsche offen. Auf einer Seite befindet sich jeweils die Farbtafel, auf der gegenüberliegenden der erklärende Text. Die Farbfotos sind exzellent. Wer bisher noch nie versucht hat, Leitgeschiebe zu bestimmen, bekommt durch das Buch von SMED bestimmt „Appetit“ darauf. Aus Sicht des Rezensenten gehört dieses gut geschriebene und technisch hervorragend gemachte Buch in das Bücherregal eines jeden Quartärgeologen.

JOSEF KLOSTERMANN

SCHUBERT, C. & VIVAS, L. (1993): El Cuaternario de la Cordillera de Merida, Andes Venezolanos. - 344 S., zahlr. Abb. und Tab.; Merida-Venezuela (Universidad de Los Andes/Fundación POLAR).

JOSEF KLOSTERMANN

FUHLROTT, J. C.: Menschliche Überreste aus einer Felsengrotte des Düsseldorf. - Mit einer Einführung von W. LANGER. 45 S., 2 Abb.; Bonn (Naturhistorischer Verein der Rheinlande und Westfalens) 1993.

Pr. (für Mitglieder DM 8,90).

JOSEF KLOSTERMANN

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein "Inhaltsverzeichnis" notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten müssen die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Am Rande des Manuskripts sind die Stellen mit Bleistift zu kennzeichnen, an denen Abbildungen und Tabellen montiert werden sollen.

Sämtliche Abbildungsunterschriften müssen auch in englischer Sprache verfaßt werden.

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend nummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Das Manuskript ist der Redaktion in zweifacher Ausfertigung zuzusenden.

Den Manuskripten ist nach Möglichkeit eine entsprechende Diskette beizufügen, die mit dem Betriebssystem MS-DOS und dem ASC II-Code verarbeitet wurde.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1 1/2 zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: BÜTTNER, 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate, Richtig: "... MÜLLER (1943: 76) ..." oder "... (MÜLLER 1943: 76)..." oder "... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3a-b)..." Falsch: "... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ..." oder "... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ..." Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954 a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf "... et al." gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstreichen Müller wird MÜLLER, wichtig wird w i e h t i g (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschwängelter Linie zu kennzeichnen. - Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2- bis 4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächen-signaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel, - Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstrichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6-24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. - Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel, - Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250 - 261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. - In: LOTZE, Fr. (Hrsg.): Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von
"Eiszeitalter und Gegenwart"

Stand 1. 1. 1995

<u>Band-Nr.</u>	<u>Jahrgang</u>	
11	1960	
12	1962	
13	1962	
14	1963	
15	1964	
16	1965	
-	-	vergriffen
-	-	vergriffen
19	1968	
20	1969	
21	1970	
22	1971	
23/24	1973	Doppelband
25	1974	
26	1975	
27	1976	
28	1978	
-	-	vergriffen
30	1980	
31	1981	
32	1982	
33	1983	
34	1984	
35	1985	
36	1986	
37	1987	
38	1988	
39	1989	
40	1990	
41	1991	
42	1992	
43	1993	
44	1994	

Preis pro Band DM 85,-

Die Bände 11 bis 33 (20 Bände) werden an Mitglieder zum Preis von DM 20,- pro Band abgegeben; bei Abnahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis auf DM 300,-.

Die Bände ab 34 kosten pro Stück DM 50,- für Mitglieder; bei Abnahme aller 10 Bände (Nr. 34-43) reduziert sich der Preis auf DM 400,-.

EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. - 458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg. Preis: DM 60,- (Restauflage)

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

Von den vergriffenen Bänden sind die Nr. 1 bis 5 sowie 8 und 10 als Nachdrucke von der Fa. Zwsets und Zeitlinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse für Mitglieder zum Preis von DM 55,- pro Band zu beziehen.