Eiszeitalter und Gegenwart

41. Band 1991 Mit 82 Abbildungen und 13 Tabellen



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN



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

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948 Geschäftsstelle: 3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 51 01 53 Bankverbindungen: Postgirokonto: Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 453 03-308, BLZ 250 100 30 oder Bankkonto: Kreissparkasse Hannover, Konto-Nr. 2000 806 311, BLZ 250 502 99

Vorstand

(1991 - 1994)

Präsident:	Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. F. GRUBE, Kiel Dr. L. EISSMANN, Leipzig
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Priv. Doz. Dr. J. Klostermann, Krefeld
Schatzmeister:	Prof. Dr. ER. LOOK, Hannover
Archivar:	Prof. Dr. KD. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Dr. D. VAN HUSEN, Wien Prof. Dr. L. BENDA, Hannover Dr. W. V. BÜLOW, Schwerin Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen Prof. Dr. W. Schirmer, Düsseldorf

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 50,— DM, bzw. in Ostdeutschland 25,— DM (befristet).

Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20, – DM, bzw. in Ostdeutschland 10, – DM (befristet), korporative Mitglieder 60, – DM.

Der Jahresbeitrag wird in Deutschland durch Einzugsermächtigung, von allen anderen Mitgliedern durch Überweisung, bis 1. 3. des betreffenden Jahres auf eines der obengenannten 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-Greiff-Straße 195, 4150 Krefeld.

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung

41. Band

Mit 82 Abbildungen im Text, 13 Tabellen und 1 Tafel

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung Hannover

Schriftleitung: JOSEF KLOSTERMANN

Vertrieb:



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

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze	Seite	URBAN, B., ELSNER, H., HÖLZER, A., MANIA, D. & ALBRECHT, B.:	Seite
BOENIGK, W. & HOSELMANN, CHR.:		Eine eem- und frühweichselzeitliche	
Zur Genese der Hönninger Sande		Abfolge im Tagebau Schöningen,	
(unterer Mittelrhein)	1-15	Landkreis Helmstedt	85 — 99
LESSMANN-SCHOCH, U., KAHRER, R. &		VAN DER MEER, J. J. M. & LAGERLUND, E.:	
BRUMMER, G. W.: Pollenanalytische		First Report of a Preserved Weichselian	
und ¹⁴ C-Untersuchungen zur Datierung	3	Periglacial Surface in NW Europe —	
der Kolluvienbildung in einer		the "P. van der Lijn" Geological	
lößbedeckten Mittelgebirgslandschaft		Reserve in The Netherlands	100 - 106
(Nördlicher Siebengebirgsrand)	16-25		
		JUVIGNÉ, E., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, G.:	
HILLER, A., LITT, T. & EISSMANN, L.:		La Tephra de Bag: une retombée	
Zur Entwicklung der jungquartären		volcanique à large dispersion dans le	
Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von		loess pléistocène d'Europe centrale	107 - 118
¹⁴ C-Daten	26-46	SCHOLZ, H.: Ein Vorstoß des Inlandeises in Westgrönland — Dokumentation	
SCHEUENPFLUG, L .: Die frühpleistozäne		des vorrückenden Eisrandes bei	
Augsburger Altwasserscheide am Ost- rand der Iller-Lech-Platte		Søndre Strømfjord	119 — 131
(süddeutsches Alpenvorland, Bayern)	47 — 55	MAHANEY, W. C.: Geomorphologic and Lithologic Evidence for an expanded	
FELIX-HENNINGSEN, P., SPIES, ED. &		Mountain Ice Sheet on Mount	
ZAKOSEK, H.: Genese und Stratigraph	ie	Kenya during the Early Quarternary	132 - 140
periglazialer Deckschichten auf der		, , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	0.404.601 220.0864
Hochfläche des Ost-Hunsrücks		GELLERT, J. F.: Pleistozän-kaltzeitliche Ver-	
(Rheinisches Schiefergebirge)	56-69	gletscherungen im Hochland von Tibet und im südafrikanischen Kapgebirge	141 - 145
KOENIGSWALD, W. VON: Exoten in der			
Großsäuger-Fauna des letzten Inter-			
glazials von Mitteleuropa	70 — 84	B. Buchbesprechung	146

ISSN 0424-7116 © Deutsche Quartärvereinigung, Hannover Schriftleitung: J. KLOSTERMANN Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich Herstellung:

Dieterichsche Universitäts-Buchdruckerei W. Fr. Kaestner GmbH & Co. KG, D-3405 Rosdorf 1

Zur Genese der Hönninger Sande (unterer Mittelrhein)

WOLFGANG BOENIGK & CHRISTIAN HOSELMANN *)

Pleistocene, stratigraphy, terraces, sand, heavy minerals, reworked sands, moment measures, standard deviation, normal distribution

> Lower Middle Rhine Valley, Rhenish Massif TK 25 Nr.: 5408, 5409, 5410

Kurzfassung: Im Gebiet des unteren Mittelrheins wurden mehrere Sandvorkommen im Bereich der älteren Hauptterrasse untersucht. Diese Sandfazies, die eine Mächtigkeit von bis zu 30 m erreichen kann, wird insgesamt als Hönninger Sand bezeichnet. Die Hönninger Sande werden mit den Mosbacher Sanden und zwar mit dem mittleren und oberen Teil des "Mittleren" bzw. "Grauen" Mosbachs bei Wiesbaden korreliert. Damit erfolgt eine Einstufung der älteren Hauptterrassen am unteren Mittelrhein in den Cromer-Komplex i. w. S.

In dieser Arbeit wird eine differenziertere Untergliederung der Sandvorkommen vorgeschlagen. Nur der jeweils untere Teil der Profile ist als fluviatile Hönninger Sande i. e. S. zu verstehen. Die sehr mächtigen Schichtenfolgen entstehen durch Umlagerung älterer Sedimente u. a. der Hönninger Sande. Diese werden als Linzer Sande bezeichnet. Die Umlagerung erfolgte durch Solifluktion sowie fluviatilen und äolischen Transport. Eine wichtige Konsequenz ist, daß die meisten Sandvorkommen in der Höhenlage der älteren Hauptterrasse keinen stratigraphischen Leitwert besitzen.

Die statistische Auswertung erfolgte durch die Berechnung der Momente. Hier sind vor allem die Standardabweichung und das arithmetische Mittel eine geeignete Methode um ein Sediment zu charakterisieren. Die Korngrößenanalysen zeigten, daß diese gut bis sehr gut sortierten Sande einen Siebabstand von 0,125 Zeta erfordern, um die Gauß'schen Regeln zur Darstellung von Normalverteilungen im Wahrscheinlichkeistnetz zu erfüllen. Für den Sandbereich erhält man so 12 Siebklassen.

[The Genesis of the Hönninger Sands (Lower Middle Rhine Valley)]

Abstract: In the area of the Lower Middle Rhine Valley serveral sand deposits within the older main terrace have been investigated. This sand facies which can reach a thickness up to 30 m is called the "Hönninger Sande". The "Hönninger Sande" are correlated with the "Mosbacher Sande", namely with the middle and the upper part of the "Mittlere" respectively "Grauen Mosbachs" near Wiesbaden. As a result of this correlation the older main terrace in the Lower Middle Rhine Valley is classified as part of the Cromer Complex.

In this paper a more differentiated subdivision of these sand deposits is suggested. Only the lower part of the different profiles should be determinated as the fluvial "Hönninger Sande" in a specific sense. The thick upper parts of the sand deposits however consist of reworked sediments amongothers the "Hönninger Sande". They are then called "Linzer Sande". This redeposition took place by fluvial and eolian transport and solifluction. Consequently most of these sand deposits in the level of the older main terrace are of no stratigraphic value.

The statistic evaluation was the result of moment measures. Standard deviation and the mean are then very useful statisical tools for the characterization of a sediment. The grain size analysis showed that these good to excellent sorted sands require a sieve distance of 0,125 Zeta to come up to the Gauß rules for the plotting of the normal distribution in a log probability scale.

1 Einleitung

Das Gebiet des unteren Mittelrheins (Abb. 1) ist seit über 150 Jahren Arbeitsgebiet der Eiszeitenforschung. Im Bereich der Terrassenstratigraphie wurde von vielen Autoren eine Unterteilung vorgeschlagen (u. a. POHLIG 1883; JUNGBLUTH 1918; KAISER 1961; BIBUS 1980). In Tabelle 1 ist die Stratigraphie am unteren Mittelrhein nach verschiedenen Autoren dargestellt. Eine Zusammenfassung zur Korrelation mit anderen Abschnitten des Rheins befindet sich bei BOENIGK (1990). Die größten Unsicherheiten für eine stratigraphische Gliederung bestehen im Altquartär, den Terrassen, die älter sind als die Mittelterrassen.

^{*)} Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. W. BOENIGK, Dipl.-Geol. CH. HOSELMANN, Abt. Quartärgeologie, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Str. 49, D – 5000 Köln 1.

	POHLIG (1883)	JUNGBLUTH (1918)	KAISER (1961)	BIBUS (1980)
H O L O Z A N			Hochflut- und Auenlehme	tR12
P E OI BS	Talschotter (Mammutstufe)	Inselterrasse	jüngere Niederterrasse	tR11
ET RO Z A N		Niederterrasse	ältere Niederterrasse	tR10
P		tiefste Mittelterrasse (Mittelterrasse)	untere Mittelterrasse	tR9
L ME II TS TT EO LZ	Terrassen- schotter (Trogon- therien- stufe)	mittlere Mittelterrasse (Apollinaris- terrasse)	mittlere Mittelterrasse	tR8
A N		obere Mittelterrasse (Hochterrasse)	3 obere Mittelterrassen	tR7
				tR6
P L UE NI	Plateau-	Hauptterrasse	jūngere Hauptterrasse	tR5
ET	schotter	Oberterrasse (älteste	ältere Hauptterrasse	tR4
Ă N		Diluviaischötter)		tR3 tR2 tR1
T E R T	÷	Kieseloolith- schotter	untere Höhenterrasse	P1
I			mittlere Höhenterrasse	P2
R			obere Hõhenterrasse	P3

Tabelle 1: Stratigraphie am unteren Mittelrhein nach verschiedenen Autoren.



 Abb. 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit Lage der bearbeiteten Profile;
 P = Profil; RKS = Rammkernsondierung (siehe Anhang 8.1).

Ein Problem ist, daß komplette Deckschichtenabfolgen weitestgehend fehlen. Desweiteren ist die petrographische Varianz der einzelnen Terrassen nicht eindeutig. Somit ist nur eine deutliche Trennung von den tertiären Terrassen, aufgrund eines wesentlich höheren Quarzgeröllanteils und einer veränderten Schwermineralführung, möglich.

Einen ersten Ansatzpunkt zur stratigraphischen Einordnung der Hauptterrassen bietet das Profil in der Tongrube von Mülheim-Kärlich, am Rand des Neuwieder Beckens, da hier eine sehr differenzierte Deckschichtenabfolge vorhanden ist (Zusammenfassung bei SCHIRMER 1990).

Einen zweiten Arbeitsansatz bot dann die Beschreibung der Hönninger Sande von BIBUS (1980). Hierbei handelt es sich um bis zu 30 m mächtige Fein- bis Mittelsande im Bereich der älteren Hauptterrasse (äHT). Diese korreliert BIBUS (1980: 109) nach makroskopischem Vergleich mit den Mosbacher Sanden und zwar mit dem mittleren und oberen Teil des "Mittleren" bzw. "Grauen" Mosbachs bei Wiesbaden. Die Mosbacher Sande sind detailliert untersucht (u. a. KINKELIN 1889, 1901; BRÜNING 1970, 1974, 1978; GEISSERT 1970; HEIM 1970; BOENIGK 1977/78). Der oben angegebene Abschnitt aus Mosbach wird aufgrund paläontologischer Befunde in den Cromer-Komplex i.w.S. gestellt (Zusammenfassung bei BRÜNING (1978)).

Einen Überblick zur Terrassenstratigraphie am unteren Mittelrhein bietet Abbildung 2. Hier erfolgt die Einstufung im Wesentlichen nach morphologischen Kriterien.



Abb. 2: Schematisches Terrassenprofil durch die Terrassentreppe am unteren Mittelrhein.

pT = pliozäne Terrassen; AT = Altpleistozäne Terrassen; äHT = ältere Hauptterrasse; jHT = jüngere Hauptterrasse; oMT = obere Mittelterrasse; mMT = mittlere Mittelterrasse; uMT = untere Mittelterrasse; äNT = ältere Niederterrasse; jNT = jüngere Niederterrasse.



Abb. 3: Schematisches SW-NE Profil durch die Höhe 241,2 m und den Devonsteinbruch der Mannesmann AG mit seinen Deckschichten bei Bad Hönningen.

Die vorliegenden Untersuchungen gehen der Frage nach, ob alle Sandvorkommen im Bereich der äHT am unteren Mittelrhein, wie bei BIBUS (1980) angegeben, den Hönninger Sanden zugeordnet werden können.

2 Geologische Untersuchungen

Auf der Basis von Diplom-Kartierungen im Bereich des gesamten unteren Mittelrheins wurden vier Profile und drei Rammkernsondierungen ausgewählt und bearbeitet, die makroskopisch die Fazies der Hönninger Sande repräsentieren (Abb. 1 und Anhang).

Diese Profile wurden beschrieben und insgesamt 196 Proben genommen. Außerdem wurden noch Vergleichsproben der Mosbacher Sande aus den entsprechenden Profilabschnitten des Dyckerhoff-Steinbruchs bei Wiesbaden genommen. Die Proben wurden mit Hilfe der Korngrößenanalyse und der Schwermineralanalyse ausgewertet. Bei der vorliegenden Arbeit werden aus Platzgründen nur die Ergebnisse der Typlokalität der Hönninger Sande (Mannesmannaufschluß) östlich von Bad Hönningen (P1 und RKS1) und des Profils östlich von Linz (P2) dargestellt.

Bei den von BIBUS (1980) beschriebenen Hönninger Sanden handelt es sich um fluviatile Fein- bis Mittelsande. Sie sind olivgrünlich bis grau und weisen einen deutlichen Karbonatgehalt auf. Weiterhin ist ein deutlicher Glimmeranteil, mit Plättchen bis 5 mm Durchmesser, und eine schwarze Sprenkelung charakteristisch. Durch Karbonatumsatz kommt es zur Bildung von Kalksandsteinkonkretionen (Sandkindel). Von BIBUS (1980) wurden auch Schneckenbruchstücke ausgesiebt. Die Mächtigkeit der Sande im Bereich der Typlokalität beträgt mit dem auf dem Devon (unteres Siegen) aufliegenden ca. 1,88 m mächtigen Terrassenkörper 23,2 m.





Schwermineralanalyse:





2.1 Der Mannesmannaufschluß bei Bad Hönningen

Dieser Aufschluß (P1, Abb. 1) wurde zuerst von BURRE (1928) beschrieben. Es handelt sich um den Aufschluß, der bei BIBUS (1980) die Typlokalität der Hönninger Sande darstellt. Es ist ein 11,35 m mächtiger Schurf. Auf dem höchsten Punkt der Erhebung (241,2 m ü. NN), ca. 200 m vom Schurf entfernt, wurde eine Rammkernsondierung (RKS1) abgeteuft. Diese läßt sich mit dem Profil (P1) korrelieren (Abb. 3).

2.1.1 Profilbeschreibung des Schurfs (P1)

Die Abbildung 5 zeigt den Schichtaufbau und die Schwermineralverteilung des Profils, in dem etwa 11,35 m mächtige quartäre Ablagerungen folgender Zusammensetzung aufgeschlossenen sind. Profilbeschreibung P1:

m unter Profil- oberkante (Mächtigkeit der Schicht in m)	Beschreibung	Zuord- nung
- 0,3 (0,3)	humose Bodenauflage	
- 1,9 (1,6)	Fein- bis Mittelsand, rötlich-braun, wechsellagernd mit Schluff, beigebraun, schwach glimmerhaltig, keine Schichtung	IV
- 3,12 (1,22)	Feinsand, braun, schwach glimmerhaltig, stark verfestigt, Verwürfe, keine Schichtung	



Schwermineralanalyse

Abb. 5: Schematische Skizze und Schwermineraldiagramm des Schurfs P1 an der Typlokalität der Hönninger Sande im Mannesmann-Aufschluß östlich Bad Hönningen — Legende siehe Abb. 4.

Fortsetzung Profilbeschreibung P1:

m unter Profil- oberkante (Mächtigkeit der Schicht in m)	Beschreibung	Zuord nung
- 3,28	Schluff, hellgrau-gelb	ш
- 3,66 (0,38)	Kies, schluffig, grau-braun, Schuttband mit devonischen Gesteinsbruchstücken, Fe-Mn-hydroxid verkrustet	
— 4,05 (0,39)	Schluff, tonig, beige-braun, mit Fe-hydroxidbändern	
- 4,19 (0,14)	Schluff, stark kiesig, grau-braun, plattige und gerollte devonische Gesteinsbruchstücke	
- 4,54 (0,35)	Schluff, tonig, beige-braun, Karbonatkonkretionen	
- 4,76 (0,13)	Schluff, stark kiesig, grau-braun, plattige und gerollte devonische Gesteinsbruchstücke	
- 5,27	Schluff, tonig, beige-grau	
(0,60) - 5,64 (0,37)	Feinsand, nach oben schluffig, beige-braun, glimmerhaltig, karbonatisch, Lößkindel, keine Schichtung, Fe-hydroxidkruste bei 5,30 m	
- 5,71 (0,07)	Schluff, grün-grau, wechsel- gelagert mit Feinsand, beige-braun, karbonatische Kon- kretionen, Versätze an Störungen im cm-Bereich	
— 6,00 (0,29)	Feinsand, schwach schluffig, beige-braun, glimmerhaltig	
- 6,29 (0,29)	Schluff, rötlich-braun, wechselgelagert mit Feinsand, grün-grau	
— 6,40 (0,11)	Schluff, gelblich-braun, grünliche Bänder, glimmerhaltig	
— 6,60 (0,20)	Fein- bis Mittelsand, grünlich- grau, schwarz gesprenkelt, an Unterkante Sandkindel, glimmer- haltig, horizontal geschichtet	
- 7,15 (0,55)	Fein- bis Mittelsand, grünlich- grau, schwarz gesprenkelt, Glimmer, karbonatisch, horizontal geschichtet	п

Fortsetzung Profilbeschreibung P1:

m unter Profil- oberkante (Mächtigkeit der Schicht in m)	Beschreibung	Zuord- nung	
— 7,44 (0,29)	Feinsand, schwach schluffig, dünne Grobsandbändchen, rötlich-braun, karbonatisch	I	
— 7,87 (0,43)	Feinsand, unten sehr schwach kiesig, oben grobsandig, gelblich-braun, undeutlich geschichtet, Glimmer, karbonatisch	h	
— 8,58 (0,71)	Mittel- bis Grobsand, fein- bis mittelkiesig, nach oben hin Korn- größenabnahme, gelblich-braun, oben schräggeschichtet und Mn-hydroxidbänder, karbonatisch		
— 8,99 (0,41)	Fein- bis Mittelkies, stark sandig, gelblich-braun und rötlich-schwarz, undeutlich geschichtet, Mn-hydroxidbänder		
— 9,47 (0,48)	Grobsand, schwach feinkiesig, gell lich-braun und rötlich-schwarz)-	
ca. — 11,35 (ca. 1,88)	Terrassenkies, ergraben, Grenze zum Devon erbohrt, Quarzgehalt bei durchschnittlich 33 %		
Liegendes: kaoli Devo	nitisch verwitterter Sandstein, on (Untere Siegener-Schichten)		

der Rammkernsondierung (RKS1)

Die Abbildung 6 zeigt den Schichtaufbau und die Schwermineralverteilung der Rammkernsondierung an Punkt 241,2 m ü. NN.

Die Bohrung wurde 13 m tief abgeteuft, ohne daß Kies oder gar devonische Gesteine angetroffen wurden.

Profilbeschreibung RKS1:

m unter Profil- oberkante (Mächtigkeit der Schicht in m)	Beschreibung	Zuord- nung
- 0,30 (0,30)	humose Bodenauflage	

IV. Sande

Schwermineralanalyse

Abb. 6: Rammkernprofil (RKS1) oberhalb der Typlokalität der Hönninger Sande mit Diagramm der Schwermineralanalyse — Legende siehe Abb. 4.

Schwermineralanalyse



Abb. 7: Schematische Skizze des Profils (P2) oberhalb von Linz mit Schwermineraldiagramm — Legende siehe Abb. 4.

Profilbeschreibung P2:

m unter Profil- oberkante (Mächtigkeit der Schicht in m)	Beschreibung	Zuord nung			
- 2,00 (1,70)	Feinsand, mittelsandig, rötlich-braun, glimmerhaltig, Schluffbänder	IV			
— 3,50 (1,50)	Feinsand, mittelsandig, gelblich-braun bis rötlich-braun, glimmerhaltig				
— 5,00 (1,50)	Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig, gelblich-braun, Glimme karbonatisch	er,			
— 9,00 (4,00)	Feinsand, mittelsandig, schwach schluffig und kiesig, Glimmer, karbonatisch mit Konkretionen				
- 9,40 (0,40)	Schluff, schwach feinsandig, gelblich-braun, karbonatisch				
 — 13,00 Feinsand, schwach mittelsandig (3,60) und schluffig, sehr schwach fein sandig, glimmerhaltig, karbonat 					

Fortsetzung Profilbeschreibung RKS1:

2.2 Das Profil bei Linz

Das Profil (P2) oberhalb von Linz wurde zuerst von BIBUS (1980) beschrieben. Es befindet sich ca. 1 km östlich von Linz zwischen dem Waschberg und Gut Frühscheid. Der Aufschluß liegt in einem Gebiet, in dem früher Kiese der jüngeren Hauptterrasse abgebaut wurden. In diesem Bereich ist keine Geländestufe von der jHT zur äHT zu erkennen. Die Oberkante des Aufschlusses liegt bei ca. 206 m ü. NN, die Grenze zum Devon befindet sich bei ca. 185 m ü. NN. Da in diesem Gebiet bei normaler Lagerung die Unterkante der äHT bei ca. 215 m ü. NN liegt, muß die äHT hier bei Linz um ca. 30 m abgesenkt sein.

2.2.1 Profilbeschreibung des Schurfs (P2)

Die Abbildung 7 zeigt den Schichtaufbau und die Schwermineralverteilung des Profils (P 2).

Aufgeschlossen sind etwa 15,87 m quartäre Sedimente. Durch eine Bohrung unmittelbar am Fuß des Schurfes wurden ca. 5 m Kies erschlossen.

m unter Profil- oberkante (Mächtigkeit der Schicht in m)	Beschreibung				
— 0,30 (0,30)	humose Bodenauflage				
— 0,80 (0,50)	Kies, schluffig, braun, devonischer Spülschutt	IV			
- 3,02 (2,22)	Feinsand, stark kiesig, schluffig, braun, rostfarben gestreift, devonische Gesteinsbruchstücke, keine Schichtung				
— 4,68 (1,66)	Mittel- bis Grobsand, stark kiesig, schluffig, grau-braun, Mollusken, devonische Gesteins- bruchstücke, keine Schichtung				
— 5,57 (0,89)	Mittel- bis Grobsand, kiesig, grau-braun, wechselgelagert mit Feinsand, schluffig, kiesig, grau und braun, fest, karbonatisch Mollusken, devonische Gesteins- bruchstücke	•			
- 6,82 (1,25)	Mittelsand, kiesig, grau-braun, karbonatisch, Mollusken, devonische Gesteinsbruchstücke, keine Schichtung				
- 8,02 (1,20)	Schluff, tonig, schwach kiesig, braun, Bodensediment	ш			
— 8,32 (0,30)	Schluff, tonig, sandig, gelblich- braun, stark karbonatisch, Mollusken				
 — 11,82 Fein- bis Mittelsande, grünlich- (3,50) grau, schwarz gesprenkelt, viel Glimmer, gut sortiert, karbonatisc kaum Schichtung 					
— 13,50 (1,68)	Feinsand, mittelgrau, viel Glimmer, schwach karbonatisch, wechselgelagert mit Mittel- bis Grobsand, rötlich-grau zum Teil durch Fe-hydroxide rötlich-braun, zum Teil schräggeschichtet	I			
— 15,87 (2,37)	Grobsand, stark kiesig, rötlich-braun (Terrassenkörper)				

Liegendes: Grenze nicht aufgeschlossen — Devon (Mittlere Siegener-Schichten)

3 Geologische Interpretationen

3.1 Geologisch-petrographische Interpretationen

Aufgrund der Bearbeitung der Schürfe und Rammkernsondierungen konnte eine charakteristische Vierteilung der Sandfazies im Bereich der äHT erarbeitet werden:

- I. Terrassenkörper auf dem Devon der unteren Siegener-Schichten auflagernd, dessen Feinbis Mittelsandanteil karbonatisch ist; darüber folgt ein Übergangsbereich aus kiesigen Sanden. Es folgt:
- II. Karbonatische Fein- bis Mittelsande = "HÖNNINGER SANDE" im engeren Sinne mit einer maximalen Mächtigkeit von 3,5 m.
- III. Schwemmschuttbereich aus Lößlehm mit Sand und devonischen Gesteinsbruchstücken; im Profil bei Linz mit Bodensediment.
- IV. Bis über 20 m mächtige Deckschichtenabfolge aus Fein- bis Mittelsanden mit stärkerem Schluffanteil als II, devonischen Gesteinsbruchstücken und teilweise starker Molluskenführung; diese Sande werden in dieser Arbeit aufgrund ihrer charakteristischen Ausprägung im Profil bei Linz als "LINZER SANDE" bezeichnet.

Die Hönninger Sande i.e.S. sind gut sortierte fluviatile Sande, die als Abschluß der Schottersedimentation auftreten. Durch einen Anteil an Löß und zahlreichen devonischen Gesteinsbruchstücke geben sich die Linzer Sande dagegen als Umlagerungsprodukte zu erkennen, mit einem hohen Anteil an "Hönninger Sanden" im engeren Sinne. Für Linzer Sande ist außerdem charakteristisch, daß die Glimmerplättchen zerbrochen sind und häufig Schalenbruchstücke von Mollusken vorkommen. Unter dem Binokular zeigte sich desweiteren, daß der Karbonatgehalt bei den Hönninger Sanden i.e.S. primär ist und aus klaren Kristallbruchstücken im Sandbereich besteht, während er bei den Linzer Sanden durch Aggregate in der Schluffraktion und Überzüge auf Quarzkörner hervorgerufen wird.

3.2 Schwermineralanalyse

An drei Profilen, Bad Hönningen Steinbruch (P1), Bad Hönningen Rammkernsondierung (RKS1) und Linz (P2), wurden Schwermineralanalysen durchgeführt.

Es wurde die Fraktion 0,4-0,06 mm Durchmesser bearbeitet. Die weite Fraktion wurde gewählt, da die Sedimente Kies bis Schluff umfassen und damit eine sehr große Schwankung des mittleren Korndurchmessers zeigen. Die Proben wurden gesiebt, mit heißer konz. HCl gereinigt, mit Na-Polywolframat in der Zentrifuge abgetrennt und die Schwerefraktion in Mountex eingebettet. Entlang von Linien wurden 100 transparente Schwerminerale bestimmt und ausgezählt. Die opaken Mineralkörner wurden als relative Häufigkeiten im Vergleich zu den transparenten Körnern gezählt.

In allen drei Profilen tritt ein sehr ähnliches Schwermineralspektrum auf. Dominant sind die Minerale Epidot, Granat, Alterit und grüne Hornblende. Daneben sind regelmäßig in geringen Anteilen stabile (Turmalin, Zirkon, Rutil) und seltener metamorphe (Staurolith, Andalusit, Sillimanit) Minerale anwesend. Diese Minerale erreichen zusammen bis maximal 20 % der transparenten Körner. Hier hebt sich das Profil Linz insofern heraus, als in Linz durchgängig geringere Anteile als 10% dieser Mineralgruppe zu verzeichnen sind. Sporadisch treten in den Profilen Glaukophan, Spinell und Chloritoid auf. Charakteristisch für die untersuchten Sedimente ist ein regelmäßiges Auftreten, wenn auch in geringen Prozentsätzen, von stark angelösten Klinopyroxenen. Titanit kommt relativ häufig vor.

Die Analysenergebnisse stimmen im Wesentlichen mit den Ergebnissen von SCHEER (in BIBUS 1980) aus Bad Hönningen überein. SCHEER hat lediglich die Gruppe Alterit nicht ausgegliedert. Damit verschiebt sich die relative Häufigkeit der einzelnen Minerale etwas zu höheren Prozentsätzen.

Die Schwankungen der relativen Anteile der Minerale innerhalb der Profile ist auf Korngrößeneffekte zurückzuführen. Lediglich in der RKS 1 Bad Hönningen läßt sich eine starke Verwitterungsauslese von der Oberfläche her erkennen. Der Pyroxen verschwindet, während Granat und Hornblende mit Annäherung an die Oberfläche zunehmend reduziert werden, was ein relatives Anwachsen von Epidot, Alterit und stabilen Mineralen zur Folge hat. Dieser Verwitterungseinfluß greift etwa 5 m tief in das Profil hinein und folgt der Entkalkung der Sedimente. Die Profile Bad Hönningen Steinbruch und Linz zeigen diese Verwitterungserscheinung nicht, was auf eine, erosionsbedingte, nicht so alte Oberfläche schließen läßt.

Die gleichmäßige Schwermineralführung der bearbeiteten Sedimente, von der Basis bis zum Top, gibt keinen Anlaß, die Schotter von den Hönninger Sanden i.e.S. und diese von den Linzer Sanden zeitlich in ihrer Entstehung zu trennen. Es handelt sich um pleistozäne Sedimente, wie die Vormacht der "Rhein-Minerale" bezeugt. Da zumindest die Hönninger Profile im Bereich des quartären Osteifelvulkanismus liegen, kann aus dem generell geringen Anteil an vulkanischen Schwermineralen auf ein Alter größer als das der Mittelterrassen geschlossen werden (RAZI RAD 1976; BRUNNACKER et al. 1978). Das heißt auch die Linzer Sande, die Umlagerungsprodukte aus den älteren Sedimenten darstellen, sind in den untersuchten Profilen, älter als die Mittelterrassen.

Schwierig wird die Frage nach der Bedeutung der geringen vulkanischen Komponente in der Schwermineralfraktion aller untersuchten Sedimente. Eine geringe Pyroxen-Führung setzt nach VINKEN (1959), FRECHEN & HEIDE (1969), MUSA (1974), SCHNÜTGEN et al. (1975), BOENIGK (1978) in der jüngeren Hauptterrasse bzw. Hauptterrasse 3 ein. Auch die von FRECHEN & HEIDE (1969) in die Ältere Hauptterrasse gestellten Vorkommen gehören in die jüngere Hauptterrasse.

Nach morphologischen Befunden soll die gesamte hier behandelte Abfolge aber älter als die jüngere Hauptterrasse sein (BIBUS 1980). Es bleibt nur die Überlegung, daß die Pyroxene in den normalerweise karbonatfreien Sedimenten des Altpleistozäns aufgelöst werden und nur in den karbonatischen Ablagerungen, wie sie hier vorliegen, erhalten geblieben sind.



Abb. 8: Standardabweichung und arithmetisches Mittel an Proben der Typlokalität der Hönninger Sande (P1).

4 Statistik

Es wurden alle 196 Proben gesiebt und diese mit Hilfe statistischer Methoden ausgewertet.

4.1 Methoden

Die Korngrößemanalysen wurden mit einem Zeta-Siebsatz im 0,25 Zeta-Abstand (DIN 4022) durchgeführt.

Nach FÜCHTBAUER (1988) geht eine mathematisch einwandfreie und vollständige Charakterisierung von Korngrößenanalysen von der Berechnung der Momente aus. Zur Berechnung der Momente wurden die Formeln nach MARSAL (1967) verwendet:

- 1. Moment: Arithmetisches Mittel (mean) $\overline{X} = (q_1 x_1 + ... + q_n x_n) / 100$
- 2. Moment: Standardabweichung (standard deviation) $\sigma = (q_1 (x_1 - \overline{X})^2 + ... + q_n (x_n - \overline{X})^2 / 100)^0 + \frac{5}{3} (Varianz = \sigma^2)$
- x = Mittelpunkt der Kornfraktion in Zeta-Graden

q = prozentuale Häufigkeit der Fraktion



ittel in Zeta

IV.

Abb. 9: Standardabweichung und arithmetisches Mittel an Proben der Rammkernsondierung oberhalb der Typlokalität (RKS1).

- 3. Moment: Momentkoeffizient der Schiefe (skewness) $\alpha_3 = (q_1 (x_1 - \overline{X})^3 + \ldots + q_n (x_n - \overline{X})^3) / 100 * \sigma^3$
- 4. Moment: Momentkoeffizient der Steilheit (kurtosis) $\alpha_4 = (q_1 (x_1 - \overline{X})^4 + \ldots + q_n (x_n - \overline{X})^4)$ / 100 * 0

x = Mittelpunkt der Kornfraktion in Zeta-Graden

q = prozentuale Häufigkeit der Fraktion

Bei dieser Berechnung wird zwingend vorausgesetzt, daß die Abstände der Kornklassen immer gleich sind. Die Ergebnisse der Berechnung der Momente sind im Anhang dargestellt.

Durch die Auswertung der Korngrößenanalysen konnte die Geländeinterpretation der Sandvorkommen am unteren Mittelrhein bestätigt werden. Die Abbildungen 8, 9 und 10 zeigen für die Aufschlußprofile bzw. Rammkernsondierungen von Bad Hönningen und Linz (P1, RKS1 und P2) den Zusammenhang zwischen geologischer Interpretation und statistischer Auswertung.

Es wurde das 2. Moment dargestellt, da nach FÜCHT-BAUER (1988) die Standardabweichung am vollstän-



Abb. 10: Standardabweichung und arithmetisches Mittel an Proben des Profils bei Linz - Typlokalität der Linzer Sande (P2).

Arithmetisches Mittel in Zeta

digsten die Sortierung ausdrückt. Desweiteren ist die Sortierung ein guter Indikator für das Ablagerungsmilieu eines Sedimentes. Zur weiteren Orientierung dient in den Abbildungen das 1. Moment (arithmetisches Mittel), welches eine leichte Korngrößenvergröberung zum Hangenden der Profile hin zeigt.

Vergleiche mit Proben der Mosbacher Sande ergaben, daß nur die unter II ausgegliederten Hönninger Sande mit dem mittleren bzw. grauen Mosbach, aufgrund der statistischen Parameter verglichen werden können. Beispiele für Korngrößenanalysen der Mosbacher Sande sind im Anhang dargestellt.

Das 3. und 4. Moment erbrachte für die Profile keine charakteristische Verteilung. Die vorhandenen Unterschiede können nicht auf klar definierte Veränderungen der Ablagerungsbedingungen zurückgeführt werden.

Bei der Überprüfung der Korngrößenanalysen auf Normalverteilung ergeben sich bei den gut sortierten Sanden häufig Anteile von > 50% in einer Klasse, da bei einem Klassenabstand von 0,25 Zeta nur 6 Klassen im Sandbereich vorhanden sind. Die Anhäufung von mehr als 50% in einer Klasse ist aber nach den Gauß'schen Regeln zur Darstellung von Normalverteilungen im Wahrscheinlichkeitsnetz unzulässig; dies bedeutet, daß die Testverteilung eine kleinere Standardabweichung aufweist als die Gauß'sche Normalverteilung. Somit ist es bei so gut sortierten Proben, wie sie hier vorliegen, sinnvoll, die Klassenbreite zu halbieren (0,125 Zeta).

5 Interpretation der Ergebnisse

Bei den von BIBUS (1980) beschriebenen Hönninger Sanden handelt es sich um Fein-bis Mittelsande, die als stratigraphische Leitmarke verwendet werden. Durch Korngrößenanalyse und petrographische Beschreibung konnte aber eine deutliche Viergliederung für die Sandablagerungen im Bereich der älteren Hauptterrasse herausgearbeitet werden. Den Hönninger Sanden im engeren Sinne, Typ II, stehen die Linzer Sande, Typ IV gegenüber, die den größten Teil der Sandablagerungen ausmachen.

Die von BIBUS (1980: 109) vorgenommene Charakterisierung der Hönninger Sande treffen nur auf Typ II zu. Bei BIBUS werden aber alle Sandvorkommen im Bereich der älteren Hauptterrasse als Hönninger Sande bezeichnet. Charakteristisch für die Linzer Sande sind dagegen eine schlechtere Sortierung als die Hönninger Sande i.e.S., gröbere arithmetisches Mittel und ein deutlicher Anteil an devonischen Gesteinsbruchstücken, Löß und Lößlehm. Außerdem sind hier die Glimmerplättchen zerbrochen und es befinden sich in diesen Ablagerungen Schalenreste.

BIBUS (1980) bezeichnet die Feinsande insgesamt als fluviatile Sedimente, wobei die Ablagerung unter ausgeglichenen und ruhigen Transportverhältnissen und ohne größere seitliche Schuttzufuhr erfolgt sein soll. Der Uferrand soll nur wenige Zehner Meter entfernt gelegen haben. Es ist aber nur schwer vorstellbar, daß auf diese Weise Sedimentmächtigkeiten von bis zu 23 m entstehen. Da z. B. an der Typlokalität eine schützende Lößschicht fehlt, muß man sogar von einer ursprünglich noch größeren Mächtigkeit ausgehen. Aufgrund der hier vorgelegten Untergliederung der Sandablagerungen durch sedimentologische und petrographische Untersuchungen, soll folgendes Entstehungsmodell diskutiert werden:

Zur Zeit der älteren Hauptterrasse kam es zur Ablagerung eines mehrere Meter mächtigen Terrassenkörpers, der in seinem Fein- bis Mittelsandanteil karbonatisch ist (I). Es folgte eine Übergangsphase, in der es zu einer Korngrößenabnahme kam. Daraufhin muß es im Bereich des unteren Mittelrheins zu einer Beckenbildung gekommen sein. Während dieser Zeit wurden bei ruhigen Ablagerungsverhältnissen sehr gut sortierte Fein- bis Mittelsande abgelagert (Hönninger Sande i.e.S.). Zur Zeit der älteren Hauptterrasse hatte der Rhein im Raum Bad Hönningen noch eine Flußbreite von bis zu 8km, so daß die Sande weit verbreitet waren. Es erfolgte eine Sedimentationspause und eine Ablagerung von Schluff (Löß) (III). Nach dieser Ablagerung ist der Bereich der älteren Hauptterrasse bis heute um ca. 150 m gehoben worden, so daß langanhaltende Umlagerungsprozesse die Folge waren. Bei diesen Umlagerungen muß es sich um eine Kombination aus mehreren genetischen Prozessen handeln. Dabei kann man von Solifluktion, sowie von Verspülungen und äolischem Transport ausgehen. Die bis zu 20 m mächtigen Fein- bis Mittelsande, die sogenannten Linzer Sande (IV), sind also als Umlagerungsprodukte u. a. aus den Hönninger Sanden zu verstehen und können nicht als stratigraphischer Leithorizont dienen. Auch kann die Oberfläche nicht als Terrasse im Sinne einer fluviatilen Verebnungsfläche aufgefaßt werden.

Ähnliche Sande sind natürlich nicht auf den Bereich der älteren Hauptterrasse beschränkt sondern sind auch in jüngeren Terrassen zu finden. Hier wäre die Mittelterrasse von Ariendorf zu nennen. Dort befinden sich die "Linzer Sande" unterhalb des Lößkindelhorizontes des Kärlicher Interglazials in den Deckschichten.

Das bedeutet wiederum, daß jedes Sandvorkommen im Hauptterrassenbereich intensiv untersucht werden muß, um eine Zuordnung nach der Einteilung I—IV zu treffen. Es können theoretisch auch im Hauptterrassenbereich jüngere Sande auftreten.

6 Danksagung

Wir danken der DFG für die Unterstützung der Arbeiten.

7 Schriftenverzeichnis

- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. — Frankfurter Geow. Arbeiten, Serie D, 1: 296 S., Frankfurt a. M.
- BOENIGK, W. (1977/78): Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden/Hessen. — Mz. Naturw. Arch., 16: 91—126; Mainz.
- (1978): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 28: 135–212; Krefeld.
- (1990): Die pleistozänen Rheinterrassen und deren Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters in Mitteleuropa. – In: LIEDTKE, H. [Hrsg.]: Eiszeitforschung, 130–140; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- BRÜNING, H. (1970): Zur Klima-Stratigraphie der pleistozänen Mosbacher Sande bei Wiesbaden (Hessen). — Mz. Naturw. Arch., 9: 204—265; Mainz.
- (1974): Das Quartär-Profil im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden/Hessen. — In: SEMMEL, A. [Hrsg.]: Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. — Rhein-Main-Forsch., 82: 57—81; Frankfurt a. M.
- (1978): Zur Untergliederung der Mosbacher-Terrassenabfolge und zum klimatischen Stellenwert der Mosbacher Tierwelt im Rahmen des Cromer-Komplexes.
 Mz. Naturw. Arch., 16: 143–190; Mainz.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., DOLEZALEK, B., KEMPF, E. K., KOČI, A., MENTZEN, H., RAZI RAD, M. & WINTER, K.-P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 28: 277–324; Krefeld.
- BURRE, O. (1928): Die älteste Diluvialterrasse bei Hönningen. – Jb. preuß. geol. L.-Amt, 49: 320–326; Berlin.
- FRECHEN, J. & HEIDE, H. (1969): Tephrostratigraphische Zusammenhänge zwischen der Vulkantätigkeit im Laacher See-Gebiet und der Mineralführung der Terrassenschotter am unteren Mittelrhein. — Decheniana, 122: 35—74; Krefeld.
- FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.] (1988): Sedimente und Sedimentgesteine; Sediment-Petrologie II: 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart'sche).
- GEISSERT, F. (1970): Mollusken aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden (Hessen). — Mz. Naturw. Arch., 9: 147—203; Mainz.

- HEIM, D. (1970): Zur Petrographie der Mosbacher Sande. — Mz. Naturw. Arch., 9: 83—117; Mainz.
- JUNGBLUTH, F. A. (1918): Die Terrassen des Rheins von Andernach bis Bonn. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., 73: 1—103; Bonn.
- KAISER, K. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. — Festschr. 33 Dt. Geogr.-Tg. Köln: 236—278; Wiesbaden.
- KINKELIN, F. (1889): Der Pliocänsee des Rhein- und Mainthales und die ehemaligen Mainläufe. — Ber. senckenb. naturforsch. Ges., 20: 39—150; Frankfurt a. M.
- (1901): Über das Vorkommen eines erratischen Blockes von Nummulitenkalk in den Mosbacher Sanden. – Z. Deutsch. Geol. Ges., 53: 41–42; Berlin.
- MARSAL, D. (1967): Statistische Methoden f
 ür Erdwissenschaftler. — Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 152 S.; Stuttgart.
- MUSA, J. (1974): Rhein- und Eifelschüttungen im Süden der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröffentl. Geol. Inst. Köln, 23: 151 S.; Köln.
- POHLIG, H. (1883): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Umgebung von Bonn. — Verh. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf., 40: 228—235; Bonn.
- RAZI, RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartärstratigraphie am Mittelrhein. — Sonderveröffent. Geol. Inst. Univ. Köln, 28: 164 S.; Köln.
- SCHIRMER, W. (1990): Kärlich-Forschungsstand 1990. In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. — DEUQUA-Führer, 1: 60—67; Hannover.
- SCHNÜTGEN, A., BOENIGK, W., BRUNNACKER, M., KOČI, A. & BRUNNACKER, K. (1975): Der Übergang der Hauptterrassenfolge zur Mittelterrassenfolge am Niederrhein. — Decheniana, 128: 67—86; Krefeld.
- VINKEN, R. (1959): Sedimentpetrographische Untersuchungen der Rheinterrassen im östlichen Teil der Niederrheinischen Bucht. — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 4: 127—170; Krefeld.

8 Anhang

8.1 Aufschlußverzeichnis

- Schurf der Typlokalität der Hönninger Sande (Mannesmannaufschluß) bei Bad Hönningen; R 259526 H 559994; (P1).
- Rammkernprofil oberhalb der Typlokalität der Hönninger Sande;
 R 259531 H 560004; (RKS1).

- Aufschluß bei Linz, Typlokalität der Linzer Sande; R 259220 H 560460; (P2).
- Rammkernprofil am Roniger Hof; R 259310 H 560335; (RKS 2).
- Aufschluß bei Kasbach-Ohlenberg; R 259050 H 560608; (P3).
- 6. Rammkernsondierung bei Kasbach-Ohlenberg; R 259092 H 560734; (RKS 3).
- Aufschluß am Sinzigkopf (einziges linkstheinisches Profil); R 258730 H 559919; (P4).
- 8. Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Bf. Wiesbaden-Ost.

8.2 Analysenergebnisse der statistischen Parameter und Teufen der Probenentnahmepunkte

8.2.1 Schurf der Typlokalität (P1)

Nr.	$\overline{\mathbf{x}}$	σ σ²		α3	α_4	Teufe
Probe 1	0,44	0,38	0,14	-0,63	2,44	9,40 m
Probe 2	0,18	0,47	0,22	0,13	1,62	8,80 m
Probe 3	0,74	0,40	0,16	-1,38	5,64	8,40 m
Probe 5	0,95	0,15	0,02	-0,05	9,60	7,65 m
Probe 6	1,04	0,18	0,03	-0,26	5,90	7,30 m
Probe 7	0,96	0,15	0,02	0,09	6,41	7,00 m
Probe 8	0,96	0,17	0,03	0,08	2,50	6,90 m
Probe 9	1,03	0,16	0,03	0,38	5,56	6,75 m
Probe 10	1,06	0,18	0,03	0,25	7,69	6,50 m
Probe 12	1,08	0,17	0,03	0,89	8,75	6,35 m
Probe 13	1,23	0,15	0,02	0,41	18,58	5,85 m
Probe 14	1,20	0,19	0,04	0,36	9,49	5,45 m
Probe 18	1,21	0,21	0,04	-1,05	6,98	4,95 m
Probe 19	1,20	0,23	0,05	-0,97	5,67	2,55 m
Probe 20	1,05	0,21	0,04	0,31	6,04	2,20 m
Probe 21	0,89	0,39	0,16	-1,13	5,95	1,70 m
Probe 22	1,11	0,26	0,07	-0,38	5,49	1,20 m
Probe 23	1,12	0,26	0,07	-0,44	5,18	0,80 m

8.2.2 Rammkernsondierung oberhalb von P1 (RKS1)

Nr.	$\overline{\mathbf{x}}$	σ	σ^2	α3	α_4	Teufe in m
Probe 1	0,99	0,30	0,09	-0,80	7,91	0,70-0,90
Probe 2	1,08	0,25	0,06	0,15	5,81	1,40-1,60
Probe 3	1,10	0,23	0,05	0,09	6,83	1,80-2,00
Probe 4	0.98	0,24	0.06	0,05	4,97	2,40-2,60
Probe 5	1,09	0,22	0,05	-0,14	6,03	2,80-3,00
Probe 6	1,06	0,21	0,04	0,35	5,83	3,40-3,60
Probe 7	0,98	0,20	0,04	0,02	4,52	3,80-4,00
Probe 8	1,07	0,25	0,06	-0,23	4,92	4,40-4,60
Probe 9	1,10	0,23	0,05	-0,40	5,00	4,80-5,00

Nr.	$\overline{\mathbf{x}}$	σ	σ^2	α3	α_4	Teufe in m
Probe 10	1,02	0,22	0,05	-0,40	6,35	5,40-5,60
Probe 11	0,99	0,22	0,05	-0,11	4,92	5,80-6,00
Probe 12	0,99	0,22	0,05	-0,88	7,75	6,40-6,60
Probe 13	0,90	0,32	0,10	-1,23	6,11	6,80-7,00
Probe 14	0,94	0,36	0,13	-1,58	6,31	7,40-7,60
Probe 15	1,09	0,23	0,05	-0,15	5,71	7,80-8,00
Probe 16	1,09	0,23	0,05	-0,26	5,90	8,40-8,60
Probe 17	1,22	0,26	0,07	-1,06	7,16	8,80-9,00
Probe 18	1,14	0,31	0,09	-0,89	5,91	9,40-9,60
Probe 19	0,87	0,31	0,10	-0,80	4,94	9,80-10,00
Probe 20	1,07	0,28	0,08	-1,76	7,69	10,40-10,60
Probe 21	1,12	0,23	0,05	-0,51	5,44	10,80-11,00
Probe 22	1,12	0,23	0,05	-0,61	5,99	11,40-11,60
Probe 23	1,10	0,28	0,08	-2,16	12,92	11,80-12,00
Probe 24	1,08	0,27	0,07	-1,60	5,88	12,40-12,60
Probe 25	1,13	0,22	0,05	-0,13	5,81	12,80-13,00

8.2.3 Profil bei Linz (P 2)

Nr.	$\overline{\mathbf{x}}$	σ	σ^2	α3	α4	Teufe
Probe 1	0,22	0,43	0,18	-0,11	2,08	14,70 m
Probe 2	0,89	0,23	0,05	-1,11	4,86	13,30 m
Probe 3	0,79	0,20	0.04	0,07	3,86	12,85 m
Probe 4	0,85	0,21	0,05	-0,40	3,68	12,45 m
Probe 5	1,06	0,16	0,02	0,40	5,57	12,00 m
Probe 6	0,96	0,23	0,05	-2,29	10,15	11,70 m
Probe 7	1,01	0,15	0,02	0,49	9,28	10,95 m
Probe 8	1,08	0,11	0,01	-0,79	7,99	10,15 m
Probe 9	1,02	0,13	0,02	0,48	4,65	9,40 m
Probe 10	1,06	0,15	0,02	-0,18	9,99	8,60 m
Probe 11	1,13	0,37	0,14	-1,05	4,89	8,00 m
Probe 13	0,94	0,29	0,09	-0,98	6,28	6,65 m
Probe 14	0,92	0,25	0,06	-0,53	3,27	6,20 m
Probe 15	0,91	0,39	0,15	-1,72	4,16	5,80 m
Probe 16	1,11	0,27	0,07	-1,30	8,78	5,45 m
Probe 17	1,06	0,25	0,06	-0,71	5,15	5,15 m
Probe 18	1,04	0,24	0,06	-2,03	12,68	4,85 m
Probe 19	0,78	0,40	0,16	-1,39	3,92	4,45 m
Probe 20	0,96	0,26	0,07	-0,97	5,72	4,15 m
Probe 21	0,65	0,51	0,26	-0,86	2,41	3,80 m
Probe 22	0,47	0,55	0,30	-0,41	1,67	3,50 m
Probe 23	0,67	0,53	0,28	1,01	2,60	3,20 m
Probe 24	0,58	0,55	0,30	-0,72	1,97	2,80 m
Probe 25	0,89	0,43	0,19	-1,50	4,54	2,35 m
Probe 26	1,01	0,24	0,06	-0,98	9,94	1,90 m
Probe 27	1,24	0,20	0,04	-0,83	9,10	1,45 m
Probe 28	1,05	0,21	0,04	0,25	6,11	1,00 m
Probe 29	0,85	0,28	0,08	-0,93	5,45	0,55 m

8.2.4 Mosbacher Sande

Nr.	$\overline{\mathbf{x}}$	σ	σ^2	α3	α_4
Probe 1	1,11	0,16	0,02	0,62	7,75
Probe 2	1,07	0,13	0,02	-0,32	7,34
Probe 3	1,05	0,19	0,04	-1,59	1,13
Probe 4	1,06	0,13	0,02	0,17	6,60
Probe 5	0,95	0,14	0,02	2,24	11,20
Probe 6	1,09	0,15	0,02	0,25	9,70

Pollenanalytische und ¹⁴C-Untersuchungen zur Datierung der Kolluvienbildung in einer lößbedeckten Mittelgebirgslandschaft (Nördlicher Siebengebirgsrand)

ULRIKE LESSMANN-SCHOCH, ROSEMARIE KAHRER & GERHARD W. BRÜMMER*)

Holocene, pollenanalytical study, anthropogenic influence, formation of colluvium, North-Rhine Westphalia

Herrn Prof. Dr. H. ZAKOSEK zum 65. Geburtstag gewidmet

Kurzfassung: Im nördlichen Siebengebirge bei Bonn wurden drei Kolluvien aus Löß über Anmoor- bis Niedermoorbildungen pollenanalytisch untersucht. Die Pollenzusammensetzung deutet auf stark anthropogen beeinflußte Vegetation hin. Dichte Wälder waren zur Zeit der Vermoorung im Untersuchungsgebiet bereits durch Weidewälder verdrängt. Als Ursache für den Beginn der Erosion und der Kolluvienbildung ist die Umwandlung der Weidewälder in Acker- und intensiver genutzte Weideflächen anzusehen. Durch Pollenfunde von Fagopyrum esculentum (Buchweizen) kann die Kolluvienbildung im Untersuchungsgebiet in die Zeit nach dem 14. Jahrhundert datiert werden. ¹⁴C-Untersuchungen der Anmoor- bis Niedermoorbildungen bestätigen diese Ergebnisse.

[Pollenanalytical and Radio Carbon Dating of the Evolution of Colluvium in a Loesscovered Low Mountain Range (Northern Side of the Siebengebirge)]

Abstract: The pollen content of three loessian colluviums overlying fen soil horiozons in the Siebengebirge near Bonn were investigated. The reconstructed vegetation shows anthropogenic influence. During fen formation dense forest was already replaced by a grazed forest vegetation. Erosion and formation of colluvium were set off by transformation of extensive pasture to arable land or intensive pasture. Fagopyrum esculentum (buckweat) in the fen horizons indicates that the colluviums in the researched area were formed after the 14th century. Radio carbon dates of the fen horizons confirm these results.

1 Einführung

In den Lößlandschaften Mitteleuropas wurden die Böden seit Beginn der Ackernutzung im Neolithikum mehr oder weniger stark durch Erosions- und Umlagerungsprozesse verändert. Dies führte zu einer mosaikartigen Verbreitung von geköpften Böden und Kolluvien (BORK & BORK 1987). Spätestens im Hochmittelalter wurde die Rodungstätigkeit auch auf die Mittelgebirge ausgedehnt. Mit der Zunahme der Bevölkerung in Mitteleuropa von 5 Einwohnern pro km² im Jahr 800 auf 15 im Jahr 1150 (HENNING 1979) erreichte die landschaftliche Nutzfläche ihre maximale Ausdehnung (HILLEBRECHT 1986). Wald- und Waldweideflächen der Mittelgebirge wurden in Ackerflächen umgewandelt, und es setzte auch hier Erosion ein. Durch pollenanalytische Untersuchungen konnte verstärkte Erosion in Luxemburg (RIEZEBOS & SLOTBOOM 1974; KWAAD & MÜCHER 1977, 1979) und Süd-Limburg (HAVINGA & VAN DEN BERG VAN SAPAROEA 1980) mit der Ausbreitung anthropogener Vegetation nachgewiesen werden. Die Kolluvienbildung setzte in diesen Gebieten im Subatlantikum bzw. in der Nachrömerzeit ein.

Neben der Vegetation bestimmt das Klima entscheidend das Ausmaß der Erosion. Die Witterung ist dabei seit jeher starken Schwankungen unterworfen, die z. T. seit dem Spätmittelalter in historischen Quellen belegt sind (BORK & BORK 1987). Es gab in Mitteleuropa zwei Phasen mit einer Häufigkeit extremer Niederschlagsereignisse, eine im späten Mittelalter (14. und 15. Jahrhundert) und eine in der Neuzeit (18. Jahrhundert). Beide Phasen lassen sich in Lößaufschlüssen in Niedersachsen und Hessen durch Erosionsformen (Kerben, Kerbenfüllungen) (BORK 1988)

^{*)} Anschrift der Autoren: Dr. U. LESSMANN-SCHOCH, R. KAHRER und Prof. Dr. G. W. BRUMMER, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, D – 5300 Bonn 1.

Wir danken Herrn Prof. SCHMITTEN als Leiter und Herrn Dr. GIESE als Administrator des Versuchsgutes Frankenforst für die stete Unterstützung unserer Geländearbeiten.





Löß

Flugsand und Dünen

ebene Schotterterrassen

- und Hochflutlehm
- Abb.1: Lößbedeckung in der Niederrheinischen Bucht und den angrenzenden Gebieten sowie des Untersuchungsgebietes.

und in den Küstengebieten durch verstärktes Auftreten von Sturmfluten nachweisen (PRANGE 1986).

Bei Kartierarbeiten in lößbedeckten Mittelgebirgslandschaften in der Umgebung von Bonn wurden mehrfach kolluvial überdeckte Anmoore und Niedermoore gefunden. Durch ¹⁴C-Untersuchungen soll der Beginn der kolluvialen Bedeckung und damit der Beginn anthropogen bedingter Erosionsprozesse in diesem Gebiet erfaßt werden. Die Art der Vegetation in der Erosionsphase wird durch Pollenanalyse der Akkumulationsprofile bestimmt.

2 Untersuchungsgebiet und Untersuchungsmethoden

Als ein für lößbedeckte Mittelgebirge typisches Untersuchungsgebiet wurde das Versuchsgut Frankenforst ausgewählt. Das Gut liegt im nördlichen Siebengebirge bei Vinxel, 15 km südöstlich von Bonn (Abb. 1), etwa 165 m ü. NN. Die untersuchten Profile befinden sich an einem mit etwa 11 % Gefälle nach Ostnordost geneigten etwa 800 m langen Hang, der vom Eichen-



Abb. 2: Bodencatena des untersuchten Hanges mit Lage der Profile Frankenforst 1, 2 und 3. Bodentypen: B Parabraunerde-Braunerde, KB Parabraunerde-Braunerde mit kolluvialer Überdeckung, RZ Pararendzina, K Kolluvium, GK Gley-Kolluvium über Anmoor, G Gley Horizonte: 1 Ap, MAp; 2 MBv; 3 (II)Bvv, (II)Bvt; 4 (II)C aus Löß; 5 IIBv aus Trachyttuff; 6 GoAp; 7 GoM, MGo; 8 (M)Gr; 9 MGrnH; 10 IIMGr

bach durchschnitten wird (Abb. 2). Die Höhendifferenz beträgt etwa 50 m. Basaltzersatz, Trachyttuff und tertiäre Tone bilden den geologischen Untergrund. Löß, Lößlehm und deren Umlagerungsprodukte stehen in durchschnittlichen Mächtigkeiten von 0,6 bis über 7 m an. Auf der Untersuchungsfläche wird intensiv Ackerbau betrieben. Eine landwirtschaftliche Nutzung der Region ist auf Grund der räumlichen Nähe zu einem alten Zisterzienserkloster (Heisterbach) schon für das Hochmittelalter anzunehmen.

Aus schriftlichen Überlieferungen ist ersichtlich, daß auf dem Gebiet der heutigen Gemeinde Vinxel im 12. Jahrhundert 5 Höfe existierten. Das Gut Frankenforst selbst ist erstmals in einer Schenkungsurkunde aus dem Jahre 1475 erwähnt (KELLERMANN & HAVER-MANN 1973).

Bei einer Kartierung des Versuchsgutes wurden die geköpften Profile und die Kolluvien flächenhaft erfaßt. Abbildung 2 zeigt einen typischen Schnitt durch das Gelände. Drei repräsentative Kolluvien (Abb. 2; Tab. 1) wurden beprobt. Sie sind bodentypologisch als Gley-Kolluvium (Fr 1, ca. 145 m über NN, R 25 85 550 H 56 20 750) und Kolluvium-Gley (Fr 2, ca. 140 m über NN, R 25 85 550 H 56 20 780; Fr. 3, ca. 134 m über NN, R 25 85 520 H 56 20 630) ange-

Tab. 1: Chemische Bodenkennwerte der Profile Frankenforst 1, 2 und 3

Horizont	Tiefe	pH-Wert	CaCo	Corg	
	in cm	(CaC1 ₂)	z	*	
Frankenfors	t 1				
MAp	0- 45	7,4	2,3	1,5	
MGo	45- 70	7,6	1,3	0,6	
MGor	70- 80	7,3	0.3	1,1	
II GrF	80-105	6,2	0	16,0	
II Gr	105-120	7.0	0,4	2,5	
II F	120+	7,2	17,3	11,5	
Frankenfors	t 2				
MAp	0- 40	7,5	10,7	1,1	
MSBv	40- 60	7.8	13,3	0,6	
MBvGo	60- 90	7.7	9,9	0,8	
MGor	90-100	7.4	2,1	2,5	
MGr 1	100-125	7.4	5,2	2,6	
MGr 2	125-145	7.4	14.2	5,8	
Gr 1	145-170	7.0	6,7	9,9	
Gr 2	170+	7.3	0,4	1,5	
Frankenforst	t 3				
MGo	40- 72	7.4	1,3	0,6	
MGr 1	72- 90	7,4	1,3	1,2	
MGr 2	90-130	7.4	1.3	1.8	

sprochen. Die Profile Fr 1 und 2 liegen am unteren Mittel- beziehungsweise Unterhang an Hangstufen des Kartiergeländes. Das Profil Fr 3 wurde in einer Senke im unmittelbaren Einflußbereich des Eichenbachs entnommen und wird sowohl durch unterirdisch, hangparallel fließendes Wasser (Hangzugwasser) als auch zeitweilig durch Druckwasser und Überflutungswasser geprägt. Bei den Profilen Fr 1 und Fr 2 stehen unterhalb von 80 bis 90 cm Tiefe Horizonte mit geringmächtigen Lagen von Anmoorbzw. Niedermoortorf im Wechsel mit humosen mineralischen Lagen an. Für eine in situ Bildung der organischen Substanz spricht der kontinuierliche Verlauf der Pollenkurven in dieser Profiltiefe, vor allem von Profil Fr 2 (Abb. 4). Die Versumpfung bzw. Vermoorung der Fläche wurde durch Akkumulation von Erosionsmaterial immer wieder gestört. Aus der Geländemorphologie und der Beschaffenheit der Bodenhorizonte folgt, daß die Vermoorung auf einen Überschuß an Hangzugswasser, der auch rezent im tieferen Profilbereich wirksam ist, zurückgeführt werden kann. Die Erosion am Oberhang setzte möglicherweise schon während, aber spätestens nach der Niedermoorbildung ein und führte schließlich zum Abbruch der Vermoorung.

Die Probenahme erfolgte an der Profilwand, die in 3 bis 5 cm mächtigen Schichten beprobt wurde. In Profil Fr 1 wurden ausschließlich die humusreichen Horizonte und Schichten beprobt, in Fr 2 zusätzlich das überlagernde Kolluvium (Tab. 2, 3). Profil Fr 3 weist ebenfalls unter 132 cm Tiefe Niedermoorhorizonte auf. Infolge austretenden Hangzugwassers konnten hier allerdings nur mineralische Horizonte ohne Anzeichen von Vermoorung bis zu einer Tiefe von 130 cm entnommen werden.

Für die pollenanalytischen Untersuchungen wurden die Proben nach FRENZEL (1964), modifiziert nach URBAN (1978) aufbereitet. Dabei werden mit Salzsäure und Natronlauge Kalk und lösliche Huminstoffe entfernt. Durch Schweretrennung wird die organische Substanz von den Mineralien getrennt und anschließend azetolylisiert. Die Pollenkörner wurden mikroskopisch bestimmt und der Anteil der einzelnen Pollentypen bezogen auf die Basissumme (Gesamtpollensumme ohne *Cyperaceae*) in Diagrammen gegen die Profiltiefe aufgetragen (Abb. 3, 4, 5).

Die ¹⁴C-Bestimmungen wurden im Ordinariat für Bodenkunde der Universität Hamburg durchgeführt.

3 Pollenerhaltung in Kolluvien

Wie bei allen mineralischen Böden hängt die Pollenerhaltung in Kolluvien vom Pollentyp sowie der biologischen Aktivität, dem Kalkgehalt, dem pH-Wert und dem Wassergehalt der Böden ab (HAVINGA 1971, ZAKOSEK, KAHRER & LESSMANN-SCHOCH 1991). Bei der Kolluvienbildung wird die Bodenoberfläche, auf der der Pollen der Vegetationsperiode liegt, durch Erosionsmaterial überdeckt. Wenn größere Materialmengen in kurzer Zeit aufgelagert werden und der fossile A-Horizont damit unter der sich neu entwickelnden Zone hoher biologischer Aktivität liegt, sind die Erhaltungsbedingungen für den Pollen in den begrabenen Horizonten gut. Bei langsam ablaufender Erosion mit jährlichen Ablagerungen von einigen mm oder cm Mächtigkeit wird der Pollen dagegen durch die ackerbauliche Tätigkeit und biologische Aktivität in der Krume mehr oder weniger stark zerstört. Kolluvien sind daher nur zum Teil als Archiv für die Vegetationsgeschichte geeignet. Das wurde bei Untersuchungen an kolluvial überdeckten Smonitzen (LESSMANN 1983) und einem überdeckten Braunen Tschernosem in Rheinhessen (ZAKOSEK, KAHRER & LESSMANN-SCHOCH 1991) sowie an Kolluvien auf der Hauptterrasse des Rheins bei Meckenheim (unveröff.) belegt. Diese Böden enthielten, ebenso wie ein rein terrestrisches Kolluvium auf dem Versuchsgut Frankenforst (Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, unveröff.), keinen auswertbaren Pollengehalt. Die gute Pollenerhaltung in den hier vorgestellten Profilen Fr 1 bis 3 ist aus der relativ hohen Anzahl der Sporen- und Pollentypen (um 30) in den einzelnen Proben ersichtlich (Tab. 2 bis 4). Die Zahl der Formentypen ist umso höher, je geringer die Pollenzersetzung ist und damit die selektive Anreicherung einzelner, besonders resistenter Pollentypen (FRENZEL 1964). Die gute Erhaltung des Pollens in den Profilen Fr 1 bis 3 ist auf den Hangwassereinfluß zurückzuführen, der die biologische Aktivität hemmte. Durch den Kalk wurden die Pollenkörner in stabilen Aggregaten fixiert und so vor mikrobieller Zersetzung geschützt (ZAKOSEK, KAHRER & LESSMANN-SCHOCH 1991).

4 Pollenanalytische Ergebnisse

Profil Frankenforst 1 (Fr 1)

Das Profil wurde zwischen 80 und 125 cm Tiefe in 5 cm mächtigen Schichten beprobt. Die zwischen 80 und 100 cm Tiefe entnommenen Schichten sind pollenfrei. Das Pollenspektrum in 100 bis 125 cm Tiefe ist durch einen stark schwankenden Kurvenverlauf gekennzeichnet (Abb. 3). Der Gehalt an organischer



Abb. 3: Pollendiagramm in 105-125 cm Tiefe von Profil Frankenforst 1.

Tiefe	С %	Sporen- und	Anteile einzel	ner NBP-T	ypen und N	BP-Gruppen an der	NBP-Summe in S
in cm		Pollentypen	Cerealia-Typ	Secale	Poaceae	Kulturbegleiter	indiff. NBP
80- 85	14,5	19	-	-	-	-	-
85- 90	20,5	14	-	-	-	-	-
90- 95	13,8	16	-		-	-	-
95-100	10,3	15	-	-	-	-	-
100-105	6,15	24	56	5	16	1	22
105-110	1,79	28	30	3	20	0	47
110-115	2,3	36	29	8	38	1	24
115-120	5,36	31	22	5	29	4	40
120-125	14,5	32	37	8	10	3	42

Tab. 2: Frankenforst 1 Kohlenstoffgehalte, Anzahl der Sporen- und Pollentypen und Anteile einzelner NBP-Typen an der NBP-Summe

Substanz weist ebenfalls starke Unterschiede auf (Tab. 1 und 2). Beides deutet auf gestörte Sedimentationsbedingungen hin. Phasen mit in situ Bildung von organischer Substanz wechselten mit Akkumulationsphasen von vorwiegend mineralischem Erosionsmaterial ab.

Die Pollenzusammensetzung in 105 bis 125 cm Tiefe zeigt eine Versumpfung der damaligen Oberfläche an. Pollen von wasserbegleitenden Pflanzen bzw. von Feuchtpflanzen (*Cyperaceae*, Sauergräser; *Equisetum* sp., Schachtelhalm) sind vorhanden; reine Wasserpflanzen dagegen fehlen. Da die meisten Pollenkörner mit dem Wind oder durch Insekten verbreitet werden, ist im Pollendiagramm eines Feuchtstandortes auch immer Pollen der umgebenden terrestrischen Standorte zu finden. In diesem Diagramm ist die Vegetation der umliegenden terrestrischen Standorte durch hohe Nichtbaumpollen (NBP)-Werte zwischen 48 und 68 % gekennzeichnet.

Eichen- und Kiefernpollen dominiert bei dem Baumpollen (BP). Die übrigen Bäume sind nur durch Einzelpollen vertreten. Bei dem NBP dominiert der Pollen der Gräser (*Poaceae*) und der Getreide (*Cerealia*-Typ). Roggenpollen (*Secale cereale*) ist mit 2 bis 5% vertreten. Als weiterer Kulturpflanzenpollen kommt Walnuß- (Juglans regia; nur in 100 bis 120 cm Tiefe) und Buchweizenpollen (*Fagopyrum esculentum*; nur in 100 bis 105 cm Tiefe) vor. An Hand des Pollenspektrums wird deutlich, daß die Kolluviumbildung unter offener Vegetation erfolgte, in der Gräser und vor allem Getreide dominierten.

Profil Frankenforst 2 (Fr 2)

An diesem Profil wurden die Anmoor- bzw. Niedermoorhorizonte (84 bis 157 cm Tiefe) und drei Proben aus dem oberen Teil des Kolluviums untersucht (Abb. 4). Die Probe aus 127—129 cm Tiefe war pollenfrei. Es handelt sich um kalkfreies Material, ebenso bei der Probe aus 155—157 cm Tiefe, in einem ansonsten kalkhaltigen Boden. Die Pollenzerstörung ist durch biologische und chemische Oxidation bedingt, beispielsweise nach Absenkung des Grundwasserstandes und folgender Mineralisation der organischen Substanz.

Die lokale Vegetation im Anmoor- bzw. Niedermoorbereich bestand, analog zu Profil Fr 1, vorwiegend aus wasserbegleitenden und Feuchtpflanzen. Ein Pollenkorn von Laichkraut (*Potamogeton* sp.) weist darauf hin, daß sich hier zeitweilig, wahrscheinlich unter dem Einfluß von Hangzugwasser, ein offenes Gewässer befand. Der Pollenanteil der Feuchtvegetation im Diagramm (Abb. 4) ist deutlich geringer als in Profil Fr 1 und nimmt nach oben hin ab. In dem höher gelegenen mineralischen Bereich des Kolluviums ist er erwartungsgemäß unbedeutend.

Die Pollenassoziation aus den umgebenden terrestrischen Standorten läßt sich in drei lokale Diagrammabschnitte (DA) unterteilen, DA 1 von 157 bis 128 cm, DA 2 von 128 bis 104 cm und DA 3 von 104 bis 40 cm Tiefe (Abb. 4).

DA 1 ist der einzige Abschnitt des Diagramms, der auf einen größeren Baumbestand am Standort hindeutet. Es handelt sich um einen lichten Eichen-



Abb. 4: Pollendiagramm von 40 bis 157 cm Tiefe von Profil Frankenforst 2.

bestand, wahrscheinlich um einen beweideten Wald. Neben diesem Weidewald gab es große Flächenanteile offener Vegetation, hauptsächlich Ackerland. Der Anteil des *Cerealia*-Typ-Pollens an der NBP-Summe (Tab. 3) erreicht in diesem Abschnitt den höchsten Wert im Profil. Daneben sind die Anteile des indifferenten NBP's sehr hoch. In dieser Gruppe ist Pollen von feuchtigkeitsliebenden oder gewässerbegleitenden Pflanzen relativ häufig vertreten (*Ranunculus aquaticus*, *Symphytum* sp.). Walnußpollen wurde vereinzelt in DA 1 gefunden (155–157 cm, 147– 149 cm Tiefe). Zwischen DA 1 und DA 2 liegt ein Hiatus. Er zeichnet sich durch eine pollenfreie Schicht und den fehlenden Übergang von der eichenreichen und kiefernarmen Vegetation in DA 1 zur kiefernreichen und fast eichenfreien Vegetation in DA 2 aus. DA 2 ist gekennzeichnet durch hohe NBP-Werte, die zu den oberen Profilbereichen hin weiter ansteigen. Bei den Baumpollen dominiert der Kiefernpollen mit Werten zwischen 24 und 48 %. Die Umgebung des damaligen Bodens war sicher waldfrei, da solche Kiefernpollenanteile bei einem Fehlen anderer Baumpollen auf Fernflug zurückzuführen sind. Der Anteil des *Poaceae*-Pollens

Tab.	3:	Frankenforst	2
			_

Kohlenstoffgehalte, Anzahl der Sporen- und Pollentypen und Anteile einzelner NBP-Typen an der NBP-Summe

Tiefe C %		Sporen- und	Antèile einzelner NBP-Typen und NBP-Gruppen an der NBP-Summe in %					
in cm		Pollentypen	Cerealia-Typ	Secale	Poaceae	Kulturbegleiter	indiff. NBP	
40- 44	0,7	40	13	0	24	13	50	
50- 54	0,66	41	12	1	48	4	35	
70- 74	1,14	51	13	1	52	4	30	
84- 88	2,13	38	25	1	34	5	35	
92- 96	2,41	31	21	0	42	5	32	
99-102	1,68	31	12	0	38	6	44	
105-108	2,29	45	18	1	21	8	52	
111-114	2,81	33	16	1	14	9	50	
117-120	2,94	36	17	0	25	10	48	
123-125	5,60	30	21	1	20	8	50	
127-129	9,65	10	-	-	-	-	-	
131-133	10,85	41	12	1	13	7	67	
135-137	9,95	38	19	3	10	5	63	
139-141	10,55	31	19	1	15	5	60	
143-145	9,85	38	34	0	12	4	56	
147-149	10,90	29	31	2	16	4	47	
151-153	11,15	22	13	0	15	1	71	
155-157	7,55	48	14	2	9	3	72	

am NBP hat gegenüber DA 1 zugenommen, der Cerealia-Typ-Anteil ist unverändert (Tab. 3). Der Weidewald wurde verdrängt, lokal zu Gunsten der Weidewirtschaft. Gleichzeitig weist das Pollenspektrum auch auf veränderte Standortbedingungen hin. Der Anteil des Cyperaceae-Pollens (Riedgräser) nimmt ab, ebenso der Anteil des indifferenten NBP's, vor allem der feuchteliebenden Pflanzen. Mit zunehmender Mächtigkeit des Kolluviums ist offenbar der Wassereinfluß auf die Vegetation, aber auch auf den Boden (s. abnehmender Humusgehalt, Tab. 3) geringer geworden.

DA 3 läßt sich an Hand des lokalen Pollens in zwei Bereiche unterteilen. Im unteren Abschnitt (104 bis 79 cm Tiefe) sind Feuchtezeiger vertreten (Cyperaceae), während im darüberliegenden humusarmen Bereich rein terrestrische Pflanzen vorkommen. Der BP erreicht in diesem Abschnitt die geringsten Anteile im Profil. Der Kiefernpollen ist auf Fernflug zurückzuführen. Beim NBP dominieren die Wildgräser (Poaceae) mit bis zu 46%. Der Pollen des Getreide-Typs (Cerealia-Typ) umfaßt maximal 19%.

Eine Abschätzung der Acker- und Weideflächenanteile ist aus den Pollenanteilen nicht möglich, da die Wildgräser als größtenteils Windbestäuber gegenüber den selbstbefruchtenden Getreidearten (alle außer Roggen) überrepräsentiert sind. Auch ist das Pollendiagramm des untersuchten Kolluviums nicht repräsentativ für die gesamte Fläche des Kartiergebietes, da die Pollenzusammensetzung stark von der lokalen Feuchtvegetation beeinflußt ist.

Wie schon in Profil Fr 1 wurde auch in diesem Profil Buchweizenpollen (Fagopyrum esculentum, in 99 bis 102 cm Tiefe) gefunden. Aus dem Pollenspektrum wird deutlich, daß die Bildung des Kolluviums unter einer offenen, anthropogen beeinflußten Vegetation erfolgte.

Profil Frankenforst 3 (Fr 3)

Bei Profil Fr 3 (Abb. 2) wurden ausschließlich die mineralischen Horizonte beprobt. Das Pollendiagramm (Abb. 5) zeigt einen kontinuierlichen Kurvenverlauf und läßt sich nicht unterteilen. Bei dem BP dominiert Kiefernpollen. Eichenpollen ist im unteren Teil des Profils (95 bis 130 cm Tiefe) mit geringen Anteilen vertreten. Der NBP-Gehalt nimmt von der Basis zum oberen Profilbereich leicht zu. Der Anteil



Abb. 5: Pollendiagramm von 40 bis 130 cm Tiefe von Profil Frankenforst 3.

Tab. 4: Frankenforst 3 Kohlenstoffgehalte, Anzahl der Sporen- und Pollentypen und Anteile einzelner NBP-Typen an der NBP-Summe

Tiefe C %	Sporen- und	Anteile einzelner NBP-Typen und NBP-Gruppen an der NBP-Summe in					
in cm		Pollentypen	Cerealia-Typ	Secale	Poaceae	Kulturbegleiter	indiff. NBP
45- 50	0,6	30	12	1	20	23	44
65- 70	0,7	26	23	5	16	16	40
80- 85	1,5	32	17	1	21	20	41
95-100	1,3	33	33	8	17	19	23
105-110	1,7	22	32	12	23	12	21
115-120	2,2	31	44	2	15	7	32
125-130	1.5	31	37	11	14	0	38

des Cerealia-Typ's am NBP (Tab. 4) sinkt zu Gunsten der Kulturbegleiter *Plantago* sp. (Wegerich), Artemisia sp. (Beifuß) und Centaurea cyanus (Kornblume) sowie des indifferenten NBP's. Zu dem indifferenten NBP gehören der Cichoriaceae (Zungenblüter)-Pollen, der hier Anteile über 15% erreicht. Eine relative Zunahme des grobwandigen *Cichoria-ceae*-Pollens in den oberen Horizonten von Böden kann durch Zersetzung der weniger resistenten Pollentypen durch die biologische Aktivität bedingt sein. Da aber in diesem Profil die Anzahl der Sporen- und Pollentypen relativ hoch (um 30) liegt, kann man eine selektive Pollenerhaltung der Cichoriaceae ausschließen. Cichoriaceae gelten nach BEHRE (1981) auch als Indikatoren für Ruderalgesellschaften, die Ackerränder, Wege und durch Akkumulation gestörte Flächen kennzeichnen. Auffällig sind außerdem die durchweg hohen Cyperaceae-Anteile (Riedgräser). Werte über 40 %, wie in Profil Fr 3, werden in den anderen Profilen noch nicht einmal in den Anmoorbzw. Niedermoorhorizonten erreicht. Während der gesamten Akkumulation muß der Standort vernäßt gewesen sein, was auch die gute Pollenführung und -erhaltung erklärt. Pollen von Juglans regia (Walnuß) und Fagobyrum esculentum (Buchweizen) sind an der Basis des Profils (125 bis 130 cm bzw. 115 bis 120 cm) vorhanden. Das Bodenmaterial wurde unter baumfreier Vegetation erodiert und - wie bei den Profilen Fr 1 und Fr 2 - unter offener, anthropogen beeinflußter Vegetation abgelagert.

5 Das Alter der Kolluvien

In den Spektren der drei Profile tritt in allen Tiefen eine Kiefernpollendominanz mit teilweise geringen Eichenpollenanteilen bei gleichzeitig hohem Getreidepollenanteil auf. Dies läßt eine Einordnung in das jüngere Subatlantikum zu. Durch Walnußpollen (Juglans regia) und Buchweizenpollen (Fagopyrum esculentum) ist eine zeitliche Einordnung der Spektren möglich. Die Walnuß wurde durch die Römer in Mitteleuropa eingeführt; Buchweizen gelangte im 15. Jahrhundert nach Deutschland. Walnußpollen wurde in allen Profilen in den unteren Horizonten gefunden. Die Kolluvienbildung ist somit als nachrömerzeitlich zu datieren. Vereinzelt auftretender Pollen von Fagopyrum esculentum (Buchweizen) in den unteren Horizonten läßt eine weitere zeitliche Einengung der Kolluvienbildung auf die letzten 500 bis 600 Jahre zu. Infolge geringer Pollenproduktivität fehlt Fagopyrum-Pollen trotz nachweisbarem Anbau in vielen Sedimenten (BEHRE 1981). Das Fehlen dieses Pollens im tieferen Profilbereich von Fr 2 deutet daher nicht notwendigerweise auf ein wesentlich höheres Alter für die Basis des Profils hin.

Profil Fr 2 weist die am deutlichsten ausgeprägte Horizont- und Schichtenfolge auf und belegt eine relativ kurze, aber kontinuierliche Vegetationsentwicklung für das Untersuchungsgebiet. Die Vegetation änderte sich von einem lichten Eichenweidewald mit großem Ackerflächenanteil hin zu einem waldfreien Areal mit Acker- und Grasland.

Nach HENNING (1979) wurde die Bodennutzung vor allem in der Phase von 1150 bis 1350 n. Chr. verändert. Die Ackerflächen wurden auf Kosten der Waldweide ausgedehnt. Die Dreifelderwirtschaft mit einem Brachejahr hatte sich in ganz Deutschland durchgesetzt. Durch die Brache fand eine starke Vergrasung und Verunkrautung der Flächen statt. Eine solche Wirtschaftsform kann die hohen *Poaceae*-Pollen-Anteile bei gleichzeitig hohem *Cerealia*-Pollen-Anteil erklären. Die hohen *Cerealia*-Pollen-Gehalte bis 34 % sind vergleichbar mit Werten von JANSSEN (1960) aus mittelalterlichen Ablagerungen in Süd-Limburg.

Die Pollenspektren der beiden anderen Profile lassen sich in das Diagramm von Profil Fr 2 einordnen. Profil Fr 1 weist wesentlich stärkere Schwankungen in der Tiefenverteilung der einzelnen Pollentypen auf. Durch die relativ niedrigen Poaceae-Werte und die etwa gleichhohen Gehalte von Kiefern- und Eichenpollen ist das Gesamtdiagramm von Fr 1 mit DA 1 des Profils Fr 2 (157 bis 128 cm Tiefe) zu parallelisieren; eventuell repräsentiert es den Hiatus dieses Profils. Die Basis des Profils Fr 3 kann man an Hand der Eichen- und Kiefernpollengehalte in diesen Hiatus einhängen. Die Standortbedingungen müssen hier allerdings anders gewesen sein. Die hohen Anteile von Cyperaceae-Pollen (Riedgräser) deuten auf eine stärkere Vernässung hin, die durch die Senkenlage des Profils und den damit verbundenen Grundwassereinfluß bedingt ist.

An den Anmoor- bzw. Niedermoorhorizonten der Profile Fr 1 und Fr 2 wurden ¹⁴C-Untersuchungen durchgeführt. In Profil Fr 1 wurden Zweige aus der Tiefe 85 bis 95 cm mit 610 ± 60 Jahren (HAM 2723) datiert und die organische Substanz der Anmoorbis Niedermoorhorizonte aus 115 bis 120 cm Tiefe mit 470 ± 50 Jahren (HAM 2724). Die organische Substanz in Profil Fr 2 hat in 105 bis 111 cm Tiefe ein Alter von 470 ± 50 Jahren (HAM 2725) und in 155 bis 157 cm Tiefe von 500 ± 50 Jahren (HAM 2726). Die ¹⁴C-Alter der organischen Substanz der drei Bodenhorizonte zeigen eine gute Übereinstimmung und datieren die Bildung der Anmoore bzw. Niedermoore in den Zeitraum 1440 bis 1570 n. Chr. Es handelt sich dabei um Mindestalter. Durch Sickerwasser- und Grundwassereinfluß kann die organische Substanz der fossilen Horizonte verjüngt sein. Das Holz aus dem obersten anmoorigen Horizont von Profil Fr 1 (85 bis 95 cm Tiefe) gibt einen früheren Zeitraum für das Ende der Anmoorbildung und den Beginn der kolluvialen Überdeckung an (1320 bis 1440 n. Chr.). Dieser Zeitraum ist methodisch bedingt wahrscheinlich der richtige.

Am Anfang des 14. Jahrhunderts wurden, wie aus historischen Quellen und Erosionsformen in reliefierten Landschaften nachweisbar ist, durch einige extreme Niederschlagsereignisse die ackerbaulich genutzten Flächen in Mitteleuropa durch Erosion verändert (BORK 1988). Neben Schluchtenreißen und nachfolgender Verfüllung fand die intensivste flächenhafte Bodenerosion der historischen Zeit statt (BORK & BORK 1987). Wahrscheinlich wurde auch der Oberhang der untersuchten Fläche in dieser Phase erodiert und das Kolluvium am unteren Mittelhang sowie in der Senke abgelagert. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen KWAAD & MÜCHER (1977, 1979) in einem anderen Mittelgebirgsbereich, den Luxemburger Ardennen. Ihr Pollendiagramm eines Kolluviums unter Acker ist denen von Frankenforst sehr ähnlich. Allerdings sind die BP-Anteile noch geringer als in Frankenforst. Ähnliche Ergebnisse finden HAVINGA & VAN DEN BERG VAN SAPAROEA (1980) in Süd-Limburg/ Niederlande. Die Kolluvienbildung setzte im späten Subatlantikum, wahrscheinlich nachrömerzeitlich, unter extensiver ackerbaulicher Bewirtschaftung ein.

Die Ergebnisse dieser Arbeit machen im Zusammenhang mit den aufgeführten Literaturbefunden deutlich, daß auch in lößbedeckten Mittelgebirgslandschaften Mitteleuropas mit dem Anwachsen der Bevölkerung bis zum 14. Jahrhundert und zunehmender ackerbaulicher Nutzung eine verstärkte Erosion und Kolluvienbildung einsetzte.

6 Schriftenverzeichnis

- BEHRE, K.-E. (1981): The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. — Pollen et Spores, 23: 225—245; Paris.
- BORK, H.-R. (1988): Bodenerosion und Umwelt. Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion. — Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, H. 13: 249 S.; Braunschweig.
- —, & BORK, H. (1987): Extreme jungholozäne hygrische Klimaschwankungen in Mitteleuropa und ihre Folgen. — Eiszeitalter und Gegenwart, 37: 109—118; Hannover.
- FRENZEL, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen. Eiszeitalter und Gegenwart, 15: 5—39; Öhringen.
- HAVINGA, A. J. (1971): A palynological investigation into the decay of pollen and spores in various soil types. — In: BROOKS, J., GRANT, P. R., MUIR, M. D., VAN GIJZEL, P. & SHAW, G. (Hrsg.): Sporopollenin: 446—479; London (Academic Press).

- HAVINGA, A. J. & VAN DEN BERG VAN SAPAROEA, R. M. (1980): Former vegetation and sedimentation in the Geul valley. — Mededelingen Landbouwhogeschool, 80 (8): 47—60; Wageningen.
- HENNING, F.-W. (1979): Landwirtschaft und ländliche Gesellschaft in Deutschland. Bd. 1: 800 bis 1750. — 287 S.; Paderborn (Ulmer).
- HILLEBRECHT, M.-L. (1986): Eine mittelalterliche Energiekrise. — In: B. HERRMANN: Mensch und Umwelt im Mittelalter: 275—283; Darmstadt (Fischer).
- JANSSEN, C. R. (1960): On the late-glacial and post-glacial vegetation of south Limburg (Netherlands). — Wentia, 4, 112 S.; Amsterdam.
- KELLERMANN, V. & HAVERMANN, K. (1973): 800 Jahre Vinxel. — 28 S.; Königswinter (Uelpenich).
- KWAAD, F. J. P. M. & MÜCHER, H. J. (1977): The evolution of soils and slope deposits in the Luxembourg Ardennes near Wiltz. — Geoderma, 17: 1—37; Amsterdam.
- & (1979): The formation and evolution of colluvium on arable land in Northern Luxemburg. — Geoderma, 22: 173—192; Amsterdam.
- LESSMANN, U. (1983): Pollenanalysen an Böden im nördlichen Oberrheintal unter besonderer Berücksichtigung der Steppenböden. — Diss. Bonn, 108 S.; Bonn.
- PRANGE, W. (1986): Die Bedeichungsgeschichte der Marschen in Schleswig-Holstein. — Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, 16: 1–53; Hildesheim.
- RIEZEBOS, P. A. & SLOTBOOM, R. T. (1974): Palynology in the study of presentday hillslope development. — Geol. Mijnb., 53 (6): 436—448; Leiden.
- STRAKA, H. (1975): Die spätquartäre Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. — Beitr. Landespfl. Rheinland-Pfalz, Beih. 3, 163 S.; Oppenheim.
- URBAN, B. (1978): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht. — Sonderveröff. Geol. Univ. Köln, 34: 165 S.; Köln.
- ZAKOSEK, H., KAHRER, R. & LESSMANN-SCHOCH, U. (1991): Möglichkeiten und Grenzen der Pollenanalyse in Böden. — Mainzer geowiss. Mitteilungen; Mainz. — Im Druck.

Manuskript eingegangen am 26. 07. 1990

Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandstäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ¹⁴C-Daten

ACHIM HILLER, THOMAS LITT & LOTHAR EISSMANN *)

Late Quaternary, fluvial environment, Weichselian low terrace, Holocene floodplain, gravel, floodloam, subfossil wood, radiocarbon data, human impact

Saale-Elbe region, Weiße Elster River, Mulde River

Kurzfassung: Erstmalig wurden für den Saale-Elbe-Raum - als geologisch gut erschlossenes Untersuchungsgebiet Mitteleuropas - systematisch gesammelte Proben durch Radiokarbon datiert. Somit ist es möglich, das weichselzeitliche Alter der intakten und gekappten Niederterrasse zu bestätigen sowie die stark differenzierte holozäne Flußdynamik chronostratigraphisch zu erfassen. Die in der nacheiszeitlichen Flußgeschichte innerhalb eines komplexen Wirkungsgefüges ablaufenden Sedimentationsprozesse wurden in bestimmten Einzugsgebieten durch mittelbare anthropogene Eingriffe bereits seit neolithischer Zeit stark beeinflußt. Dies zeigt sich vor allem im Beginn und Verlauf der Auelehmakkumulation. Durch die radiometrische Datierung subfossiler Hölzer aus holozänen Flußschottern konnte ebenfalls für den mitteldeutschen Raum die Verdrängung der Kiefer durch die Eiche aus den Flußtälern bereits für das Boreal (ältestes ¹⁴C-Datum 8790 ± 140 BP) festgestellt werden. Dies stimmt gut mit Befunden aus anderen Flußgebieten vor allem des südlichen Mitteleuropas überein.

[On the development of the Late Quaternary river valleys in the Saale-Elbe lowland with emphasis on radiocarbon data]

Abstract: Radiocarbon dating has been applied for the first time to samples systematically collected in the Saale-Elbe area, a well geologized region in Central Europe, in order to enable precise statements to be made on how the valleys were formed during the Late Quaternary. Hence, it is possible to confirm the Weichselian age of the intact and the reduced low terrace and to record chronostratigraphically the greatly differentiated fluvial dynamics during the Holocene. The sedimentation processes taking place within a complex structure of activity during the postglacial history of the fluvial environment were strongly influenced by immediate anthropogenic interferences in defined catchment areas already since the Neolithic period. This becomes evident, above all, from the way how the flood loarn accumulation started and took its course. By method of radiometric dating the subfossil woods from Holocene gravels it was possible to establish — also for the Central German region — that the pine was displaced by the oak from the river valleys as early as during the Boreal (oldest radiocarbon date 8790 ± 140 BP). This agrees well with findings from other river areas, especially of southern Central Europe.

Inhalt

- 1 Einleitung
- 2 Methodische Bemerkungen zu den Radiokohlenstoffanalysen
- 3 Zur Morphologie und zum allgemeinen geologischen Aufbau der Tieflandstäler
- 4 Die Ausbildung der Niederterrasse
- 5 Spät- und nacheiszeitliche Flußtalentwicklung
- 6 Schriftenverzeichnis

1 Einleitung

Die alte Wahrheit, daß die wirklichen Probleme beim Angehen des Details beginnen, bestätigt in beredter Weise die Erforschung unserer Tieflandstäler. Auf vielen älteren, aber auch jüngeren geologischen Karten erscheinen sie als wenig differenzierte, breite, oft allein nach morphologischen Kriterien dargestellte Einheiten. Die Auflösung der komplexen sichtbaren und verborgenen Sedimentfolge war und ist durch viele Faktoren erschwert: Die Aufschlußdichte ist vielfach gering, auch größere Aufschlüsse (Kiesgruben) gewähren durch hohe Grundwasserstände oft

^{*)} Anschrift der Verfasser: Dr. A. HILLER, Zentralinstitut für Isotopen- und Strahlenforschung, Permoserstr. 15, 7050 Leipzig. Dr. T. LITT, WB Geologische Wissenschaften der Martin-Luther-Universität, Domstr. 5, 4020 Halle/Saale. Dr. L. EISSMANN, WB Geophysik der Universität Leipzig, Talstr. 35, 7010 Leipzig.

nur geringen Einblick in die Abfolgen und schließlich sind die Sedimente arm an Unterscheidungsmerkmalen. Früher standen der Analyse gewisse allgemeine Kenntnislücken im Wege, vor allem zur Sedimentologie, Flußdynamik, Klimatologie und Archäologie (Besiedlung der Einzugsgebiete, der Niederungen selbst etc.). Nicht zuletzt wirkten sich der Mangel an relativen und, bis in die 50er Jahre hinein, auch an absoluten Alterswerten nachteilig aus.

Sieht man das schwache Fundament, auf dem früher Forschung getrieben werden mußte, wird verständlich, daß man in den sächsischen Flußniederungen selbst 20 und mehr Meter mächtige Sedimentfolgen kurzerhand in das Holozän einordnete, fast alles grobe rollige Material über dem Tertiär.

Extreme Gegenansichten wollten später eigentlich nur noch den Auelehm als ein holozänes Sediment gelten lassen und alles grobe fluviatile Material darunter in die Weichselzeit und in ältere Kaltzeiten einstufen.

In den letzten Jahrzehnten ergaben sich durch Tausende von Bohrungen und den Braunkohlenbergbau für das sächsische und angrenzende Tiefland im Flußgebiet der Weißen Elster/Pleiße, der Mulde und Elbe aus der Sicht der Aufschlüsse nahezu optimale Bedingungen für die Erforschung der Täler und ihrer Sedimentfolgen. Elster-, Pleiße- und Muldetal (vgl. Abb. 2) wurden an verschiedenen Stellen in ihre ganzen Breite bis tief in die Tertiärfolge durchschnitten.

Die Forschungskapazität reichte bisher nicht aus, alle Beobachtungen festzuhalten und auf ihre Ursachen hin zu untersuchen. Zeitweise kamen Unmengen an fossilen Baumstämmen in den Tagebauen ans Licht, meist von Eichen. Die Funde drängten nach ¹⁴C-Datierungen, die in größerem Umfang erst in den 80er Jahren möglich wurden.

In dieser Publikation sollen aus der Sicht der Autoren die Hauptbefunde vorgestellt werden¹). Sie verdeutlichen, daß die in den Tälern verborgenen Sedimentabfolgen sehr heterogen sind und selbst in geringer Tiefe unter den Auen liegende Schichten unterschiedlichen Zeitabschnitten angehören können, was Verwechslungen in bezug auf Zeit und Herkunft des Schichtmaterials Tür und Tor öffnet.

Wir wollen uns auf den Abschnitt Weichseleiszeit bis Gegenwart begrenzen, doch sollen die Abbildungen, vor allem die synoptischen, die Vielfalt der Geologie der Täler deutlich machen. Uns scheint, daß die Befunde Modellcharakter für den ganzen Übergangsbereich vom Norddeutsch-Polnischen Tiefland zu den Hügelländern besitzen. Wohl reizen die Befunde zu Vergleichen mit anderen großen Flußgebieten, aus Zeit- und Platzgründen haben wir uns diesen weitgehend versagt, nicht ohne die Hoffnung, dies später nachzuholen.

2 Methodische Bemerkungen zu den Radiokohlenstoffanalysen

Die Vorbehandlung von Holz hat die Anreicherung der Zellulose zum Ziel, die für Kohlenstoffisotopenanalysen am besten geeignet ist (STUIVER 1978). In Anlehnung an Vorschriften von BANNISTER & DAMON (1972) und DE JONG & MOOK (1980) wurden in der Regel 25-50 g zerkleinertes Holzmaterial mit 1 M HCl und 0,5 M NaOH extrahiert, wobei evtl. anhaftende Carbonatbestandteile, Lignin, Harze, Pektine weitgehend gespalten und herausgelöst werden.

Bei torfhaltigen Sedimenten erfolgte die Vorbehandlung nach Aussieben und/oder Aufschlämmen zur Anreicherung der organischen Bestandteile im allgemeinen in ähnlicher Weise. Durch die NaOH-Behandlung werden Huminsäuren in eine lösliche Form überführt. Dies ist insofern wichtig, da Huminsäuren in Böden relativ mobil und möglicherweise allochthonen Ursprungs sind, woraus eine Altersverfälschung resultieren kann. Bei einigen dieser Proben mußte allerdings wegen der geringen Anteile an organischer Substanz auf eine alkalische Extraktion verzichtet werden.

Torfhaltige Sedimente wurden in einem System zweier Quarzrohre im Sauerstoffstrom nach DE VRIES zu CO_2 verbrannt und in üblicher Weise in Benzen überführt. Ein CO_2 -Aliquot wurde zur massenspektrometrischen C-13-Analyse entnommen. Die ¹³C-Isotopenzusammensetzung wird als ⁰/₀₀-Abweichung vom PDB-Standard angegeben.

Die meisten Holzproben wurden nach einem seltener praktizierten Verfahren in Li₂C₂ überführt (vgl. STARIK, ARSLANOV & KLEINER 1963; SWART 1964). Der einzige Nachteil dieser Methode besteht darin, daß keine ¹³C-Bestimmungen für das Holz möglich sind, sondern nur δ^{13} C-Werte des Pyrolyse-CO₂ erhalten werden. Obwohl die Kenntnis des genauen δ^{13} C-Wertes nur für ¹⁴C-Präzisionsanalysen bei dendrochronologischen Kalibrierungen von Bedeutung ist, wurde bei einigen Proben versucht, durch Bestimmung der ¹³C-Gehalte der einzelnen CO₂-Fraktionen charakteristische Parameter abzuleiten, um aus dem

¹) Die holzanatomischen Bestimmungen wurden in dankenswerter Weise von Herrn Dr. C. SCHIRAREND (Museum für Naturkunde Berlin) durchgeführt. Danken möchten wir ebenfalls den Herren Geol.-Ing. R. WIMMER, Dipl.-Geol. K. PARDEYKE und Dipl.-Geol. J. VÖLKE, die uns bei der Zusammenstellung des Probenmaterials unterstützten.

experimentell bestimmten δ^{13} C-Wert des Pyrolyse-CO₂ auf δ^{13} C des Gesamtholzes schließen zu können. Es ergab sich angenähert: δ^{13} C = δ^{13} C (Pyrolyse-CO₂) - 1,7%00.

Die ¹⁴C-Aktivitätsmessung wurde mit Hilfe der Flüssigkeitsszintillationsspektrometrie durchgeführt. Die konventionellen ¹⁴C-Alter sind hinsichtlich der Isotopenfraktionierung auf der Grundlage experimentell bestimmter oder berechneter δ^{13} C-Werte auf — 25% normalisiert und mit der Libby-Halbwertzeit (τ 1/2: 5568 Jahre) berechnet unter Bezugnahme auf das Jahr 1950. Die angegebenen Standardabweichungen (1 σ) enthalten den berechneten zählstatistischen Fehler sowie andere experimentelle Unsicherheiten. Alle diese Daten sind in Tab. 1 zusammengefaßt.

Die dendrochronologisch kalibrierten Altersbereiche fossiler Hölzer wurden auf Grundlage der verfügbaren Kalibrierungskurven und -tabellen sowie weiterer Kalibrierungsdaten ermittelt (STUIVER & PEARSON 1986).

Bei 9 Holzproben wurden Doppelanalysen durchgeführt, die — bis auf GOI 8 und 12 — im Rahmen des 1σ -Fehlers gut übereinstimmende ¹⁴C-Alter ergaben.

Die Vertrauenswürdigkeit der radiometrischen ¹⁴C-Alter ist unterschiedlich zu bewerten. Während Holz als zu datierendes Material meist zuverlässige Alter liefert, unterliegen torfhaltige Ablagerungen weitaus häufiger Kontaminationseffekten durch allochthonen Kohlenstoff (Huminsäureinfiltration, anthropogene Einflüsse, Durchwurzelung u. a.), die selten quantitativ beseitigt werden können. Kontaminationseffekte führen vor allem bei hohen 14C-Altern zu deutlichen Abweichungen. So ergibt eine 40 000 Jahre alte Probe bei einer angenommenen Kontamination mit 2 % fossilem Kohlenstoff - unabhängig vom Probenalter — ein um nur 160 Jahre zu hohes scheinbares ¹⁴C-Alter. Dagegen bewirkt 2 % ige Rezentkontamination ein um ca. 11 000 Jahre kleineres scheinbares ¹⁴C-Alter! Demzufolge ist es ratsam, derart große 14C-Alterswerte von Torf, Mudde etc. als Minimalalter zu betrachten.

3 Zur Morphologie und zum allgemeinen geologischen Aufbau der Tieflandstäler

Die sächsischen und angrenzenden Tieflandstäler der Elbe und ihrer Nebenflüsse sind teils mit hoher und steiler Geländestufe von den meist aus Grundmoränen-Sand/Kies-Wechsellagerungen aufgebauten Hochflächen abgesetzt, teils gehen sie stufenlos ineinander über, so daß es bei Geländestudien schwerfällt, eine Grenze zu ziehen. Das vielleicht beste Beispiel auf engem Raum liefert das Tal der Weißen Elster, wo sich südlich von Groitzsch die Hochfläche mauerartig vom Tal absetzt, jedoch nördlich der Lößrandstufe von Pegau, etwa bei dem ehemaligen Ort Eythra, der Übergang kilometerweit nahezu stufenlos vollzieht. Im Elbegebiet hebt sich unterhalb von Torgau die Hochfläche mit oft steilem Rand von der Talaue ab, im E dagegen existiert weithin ein völlig kontinuierlicher Übergang.

Die Bildung der jungen Täler, die bei der Mulde und der Weißen Elster über lange Strecken einen wesentlich anderen Verlauf aufweisen als im Mittel- und Altquartär, erfolgte vornehmlich in der Zeit des Saaleeiszerfalls bis in die Eemwarmzeit. Seither ist die fluviatile Eintiefung nicht wesentlich weitergekommen.

Innerhalb der in die elster- und saaleeiszeitlichen Moränenplatten bzw. saalespätglazialen Urstromtalbildungen (Elbegebiet) eingeschnittenen (postdrenthezeitlichen) Talzüge lassen sich drei fluviatile bzw. fluviatil-glazifluviatile Sedimentkomplexe unterscheiden:

- die Obere oder H
 öhere Niederterrasse
- die Untere Niederterrasse oder allgemein: Niederterrasse
- die Talaue mit Niederterrasseninseln.

Sehr ausgeprägt ist diese Konfiguration im Muldegebiet zwischen Wurzen und Eilenburg (vgl. Abb. 2). Auf die im ganzen wenig scharf von der saaleeiszeitlichen Moränenhochfläche abgesetzten, zur "Höheren Niederterrasse" zusammengefaßten Platte um + 125 m NN (bei Wurzen) folgt die Platte der Unteren Niederterrasse (nördlich von Wurzen um + 115 m NN) und nach einer ca. 5 m hohen Geländestufe die Talaue (ca. 110 m NN) mit flachen Niederterrasseninseln.

Letztere sind gegenüber der Aue leicht erhöhte Flächen mit hochliegenden Schottern, die meist nicht von Auenlehm, sondern sog. Tallehm überzogen sind. GRAHMANN (1924) sah in ihnen Reste seiner "jüngstdiluvialen Talterrasse". Wir sehen in ihnen pfeilerartig stehengebliebene, erniedrigte Teile der Niederterrasse. Bei dem hangenden Lehm von wenigen Dezimeter Mächtigkeit handelt es sich um ein dem Auelehm nicht unähnliches Umlagerungssubstrat, vorwiegend wohl aus Löß- und Hanglehm.

Da die Vertretungen der "höheren Niederterrasse" hier nicht weiter behandelt werden sollen, sie aber in der gegenwärtigen Diskussion um die Gliederung des sog. Saalekomplexes eine gewisse Rolle spielen (FUHRMANN 1976, 1989), seien dazu einige Bemerkungen gemacht. In der "Höheren Niederterrasse" werden Sande und Kiese zusammengefaßt, die dort, wo die Untere Niederterrasse deutlich aushaltbar ist wie bei Wurzen, terrassenartig über ihr liegen und den Eindruck erwecken, als seien sie erst nach Beginn der saaleglazialen Deglaziation abgelagert worden. Naheliegenderweise wurden diese Ablagerungen bisher gern dem "Warthestadial" zugeordnet, von FUHR-MANN (1976, 1989) auch anderen Abschnitten des Saaleglazials.

Neuere Untersuchungen zeigen, daß es sich bei den Ablagerungen dieser vermeintlichen Terrasse um genetisch und stratigraphisch heterogene Sedimente handelt. Zunächst fällt auf, daß sie keinen durchlaufenden, sondern im Gegenteil einen häufig unterbrochenen Zug bilden. Oft sind es nur kleine unzusammenhängende Körper, vergleichbar sehr alten Schotterterrassenresten. Ganz im Gegensatz zur lithologisch einheitlichen Niederterrasse mit ihren für das jeweilige Einzugsgebiet typischen und damit unverkennbaren Schottergemeinschaften erwiesen sich die Reste in der Zusammensetzung als sehr wechselhaft. Unterhalb von Großbothen und speziell bei Grimma fehlt den Schottern an mehreren Stellen das Material der oberen Freiberger Mulde. Das ist nur verständlich, wenn es sich um wieder freigelegte Flußablagerungen aus der Elstereiszeit handelt, als die obere Freiberger Mulde noch direkt zur Elbe entwässerte. Doch existieren auch Schotterreste, die das ganze Muldeeinzugsgebiet vertreten. Der einzige wirklich zusammenhängende Zug an Ablagerungen mit Geröllen der Freiberger und Zwickauer Mulde liegt bei Wurzen (vgl. oben) und endet am sog. Thallwitzer Sporn. Soweit die wenigen Aufschlüsse einen Einblick in das Sediment gewähren, unterscheidet sich dieser Zug jedoch von den sonstigen Muldeablagerungen durch auffallend hohe Anteile an lokalen und nordischen Gesteinen. Wir sehen daher heute in diesen Ablagerungen talsanderartige Sedimente, die in der Zeit des Saaleeiszerfalls in Nordsachsen von in westliche Richtung abfließenden Schmelzwässern, beispielsweise aus dem Endmoränengebiet der Dahlener Heide, aufgeschüttet wurden, die sich um Wurzen mit Flußwässern der Mulde mischten.

Im heutigen Tal der Freiberger Mulde, beispielsweise im weiteren Stadtgebiet von Döbeln, existieren neben der sicheren Niederterrasse Schotterreste, die die Aue um 8 bis 12 m überragen (sog. 8 m-Terrasse). Vor allem hangseitig können die Schotter von mächtigen Hanglehmen und Löß bedeckt sein. In Döbeln erweist sich der Löß durch einen kräftigen Pseudogleyboden, den FUHRMANN (1976) in die Eemwarmzeit stellt, als zweigeteilt.

FUHRMANN (1976) vermutet für die liegenden Schotter ein "flämingkaltzeitliches" Alter. Nach den Revisionsarbeiten von WOLF (1978) bei Döbeln, durch die u. a. sedimentologisch die Lage der frühsaaleeiszeitlichen Hauptterrasse in der komplizierten Quartärfolge des Gebietes genauer ermittelt werden konnte, nämlich geodätisch wesentlich höher als bisher angenommen, halten wir die fraglichen Schotter für den Fuß der Hauptterrasse, also eine geschnittene Terrasse. Das erklärt auch den relativ hohen Verwitterungsgrad vieler Gerölle. Im Elbegebiet zwischen Riesa und Dessau-Coswig gibt es überhaupt keine Anzeichen für eine "Höhere Niederterrasse" (MÜLLER 1988). Doch existieren hier spätsaaleeiszeitliche Urstromtalbildungen, in die die Niederterrasse flach eingeschnitten ist. Mit diesen Darlegungen soll die Existenz von Flußschottern in der saaleeiszeitlichen Deglaziationsphase nicht grundsätzlich in Abrede gestellt werden. Sie bilden aber keinen zusammenhängenden, einheitlichen Terrassenkörper, sondern lediglich "Späne".

Die entsprechenden Schotter verdanken ihre Aufschüttung lokalen kurzzeitigen Anhebungen der Erosionsbasis oder es sind Relikte der vom Fluß mitgeführten Geröllfracht, die bei der generellen Eintiefung am Talhang liegengeblieben, "übersprungen" worden sind.

Von den nach Beginn des Saaleeiszerfalls entstandenen Flußablagerungen besitzt einzig die Niederterrasse alle Attribute der älteren Flußterrassen, insbesondere der Frühelster- und Frühsaale- oder Hauptterrasse, wie durchlaufendes Profil, gleichsinniges Gefälle, absolute Vormacht von Gesteinen des Einzugsgebiets ("reine Flußschlotter"), Mächtigkeit, Korngrößenabnahme in der Vertikalen und eine breite Palette an Klimamarken.

Im Bereich der Tieflandsauen und der Niederterrassen des Untersuchungsgebiets erreichen an vielen Stellen die rolligen Flußsedimente Mächtigkeiten bis gegen 25 m. GRAHMANN (1925) vermutete als einer der ersten Forscher, daß es sich dabei nicht allein um Ablagerungen der Niederterrassenzeit und des Holozäns handeln dürfte. Die sehr differenzierten Geröllund Schwermineralgemeinschaften der sächsischen und thüringischen Flüsse und das vielfach strähnenartige vertikale Übereinander ihrer Schotterkörper im Gefolge mehrfacher Flußverlegungen im Quartär machten es relativ leicht, die GRAHMANNsche Ansicht zu bestätigen. Durch die Gunst der Aufschlüsse konnte bewiesen werden, daß sich in den Sedimentfolgen unter den jungen Talfüllungen Ablagerungen mehrerer Kaltzeiten verbergen, und daß ein im Mittel nur 10 bis 15 m mächtiger fluviatiler Sedimentkörper aus der Zeit der Weichseleiszeit und des Holozäns stammt. Den komplexen Aufbau der Sedimentfolgen unter den jungen Tälern veranschaulicht in ver-



Abb. 1: Aus Tagebauaufnahmen und Bohrungen entworfene synoptische Schnitte durch die Sedimentfolgen der Tieflandstäler in der Leipziger Bucht sowie die liegenden und seitlich angrenzenden Quartärschichten (vereinfacht).

fh — fluviatiles Holozän (Auelehm und -schotter); e-fW — äolischer und fluviatiler Lehm (Tallehm) der Weichseleiszeit; eW — Lösse mit Bodenhorizonten do.; dW — deluvial-solifluidale Sedimente do.; fW — fluviatile Sedimente do (Niederterrasse); gffS — Mischschotter der Saaleeiszeit (lokal sog. Obere Niederterrasse); gfS — ungeteilte Grundmoränen der Saaleeiszeit; glS — Böhlener Bänderton do.; fS — fluviatile Sedimente do. (Haupt- oder Mittelterrasse); gE, gl, 2E — Grundmoränen und Zwischen- sowie Hangendsedimente der Elstereiszeit; glE — Dehlitz-Leipziger Bänderton, do.; fE — fluviatile Sedimente der frühen Elstereiszeit (ohne nordisches Material); gffE — Mischschotter der Elstereiszeit; gfE — glazifluviatile Sande und Kiese do.

dichteter Form die Abb. 1. Zwei Beispiele mögen die Gesamtsituation beleuchten. Der früher zeitweilig allein in das Holozän eingestufte Schotterkörper unter dem rezenten Talboden der Weißen Elster und Pleiße im weiteren Stadtgebiet von Leipzig besteht aus Ablagerungen der prä- und frühelstereiszeitlichen Saale, Weißen Elster, Wyhra und Zwickauer Mulde, der spätelstereiszeitlichen Mulde-Zschopau, der frühsaaleeiszeitlichen Vereinigten Mulde, Weißen Elster und Pleiße und schließlich der weichseleiszeitlichen und holozänen Weißen Elster und Pleiße.

In den Großaufschlüssen östlich von Bitterfeld (Tagebaue Goitsche und Rösa-Sausedlitz) ließen sich wiederum dank unverwechselbarer lithologischer Kriterien in den Talsedimentfolgen frühelstereiszeitliche (bedeckt lokal mit Bänderton und Elstergrundmoräne), spätelstereiszeitliche, weichseleiszeitliche und holozäne Schotter übereinander unterscheiden. Überall dort, wo die fluviatilen Abfolgen im Bereich der Täler nur aus einem einzigen Einzugsgebiet stammen, somit kaum lithologische Merkmale zur Trennung der einzelnen Aufschüttungskörper bestehen, kann daher die Gliederung der Sedimentfolgen der Täler nur eine den tatsächlichen Verhältnissen grob angenäherte sein.

4 Die Ausbildung der Niederterrasse

Wie im vorangehenden Kapitel bereits ausgeführt, ist die Niederterrasse in den jungen, postdrenthezeitlichen Talzügen der einzige Schotterkörper, der in allen Merkmalen, vor allem Verbreitung, Mächtigkeit und lithologischer Ausbildung, der Frühelster- und Frühsaale- oder Hauptterrasse ähnelt. Wie jene die fluviatile Hauptfazies der Elster- und Saaleeiszeit vertreten, vertritt diese zweifelsfrei die der Weichseleiszeit.

Sowohl im Elbegebiet zwischen Riesa und Wittenberg und bei Dessau wie auch im Unterlauf der Mulde und Saale hebt sich die Niederterrasse mit einer bis maximal 6 m, im Mittel 3 bis 4 m hohen Geländestufe deutlich von der Flußaue ab.

Der Schotterkörper besitzt eine mittlere Mächtigkeit von 8 bis 12 m. Nach MÜLLER (1988) erreicht die
Elbeniederterrasse im Gebiet von Riesa 13 bis 15 m, bei Mühlberg und östlich von Torgau 15 bis 19 m, um dann bis in die Gegend von Dessau auf 8 bis 11 m abzusinken. Das gibt das Bild eines periglaziären Schwemmkegels mit flußabwärts abnehmender Mächtigkeit und Korngröße. Die Ursachen dieser Schwemmfächerbildung sind u.a. die zeitweilige Überlastung des Flusses mit Frostschutt, nachlassende Wasserführung des Flusses im Verlauf des Weichselglazials und Gefälleverringung durch Laufverlängerung nach dem Saaleeiszerfall. Ausgeprägte Niederterrassenflächen sind auch bei der Mulde entwickelt. Lehrbuchartigen Charakter nehmen sie an zwischen Wurzen und dem Thallwitzer Vorsprung, flußrechtsseitig zwischen Eilenburg und Bad Düben und flußlinksseitig etwa zwischen Bad Düben und Bitterfeld, schließlich auch südöstlich von Dessau (Abb. 2). Südlich von Bad Düben werden Mächtigkeiten bis 20 m, östlich von Bitterfeld bis 12 m erreicht. Im Gebiet der unteren Weißen Elster und Pleiße treten die Niederterrassenschotter morphologisch nur lokal in Erscheinung. Sie überragen die Aue maximal 2 bis 3 m. Sie sind schwer von den Hauptterrassenkiesen abzutrennen, gegen die sie häufig stoßen. Niederterrasse und junge Talaue sind weithin nahezu deckungsgleich.

Das wesentliche Merkmal der Niederterrasse des Untersuchungsgebietes besteht in ihrer deutlichen vertikalen Korngrößenabnahme. In allen vollständigen Profilen lassen sich unterscheiden:

> eine (obere) feine Folge eine Übergangsfolge eine (untere) grobe Folge.

Mitunter ist die Übergangsfolge sehr geringmächtig, so daß grobes fast unmittelbar gegen feines Material stößt und die Grenze in Schnitten oft viele kilometerweit in fast gleicher Höhe gezogen werden kann.

Die im Elbegebiet bisweilen 5-10 m mächtige grobe Folge besteht im großen und ganzen aus einem mittel- bis grobkörnigen, steinigen Kies, bisweilen jedoch auch aus überwiegend grobem Kies mit Steinen und Blöcken. Im Übergangsbereich wechseln Bänke aus Fein- bis Mittelkies mit solchen aus Mittelund Grobsand. In der im Elbegebiet 5 bis 10 m, im Muldegebiet 3 bis 5 m mächtigen feinen Folge dominieren Mittel- bis Feinsand mit Grobsand- und Kiessandbänken, in denen der Korndurchmesser 12 mm kaum überschreitet. Unten überwiegt ein horizontales, im mittleren Abschnitt ein von wechselnder Schrägschichtung geprägtes und im oberen Teil wieder ein stärker horizontales Schüttungsgefüge (Abb. 3).

Die bei nahezu gleichbleibendem Gefälle in allen vollständigen Profilen beobachtbare Korngrößenabnahme kann nur mit zunehmender Aridisierung des Klimas erklärt werden. Im Laufe der Entwicklung ist mit einer Abflußverringerung von mehr als 50 Prozent zu rechnen. Am Ende der Akkumulation waren die Flüsse in dünne Rinnsale aufgelöst. Zwischen Falkenberg/Elster, Herzberg und Züllsdorf ist der Zustand der deltaartigen Zerteilung des Flusses in zahllose parallele Gerinne während der Schlußphase der Aufschotterung eindrucksvoll erhalten geblieben (MULLER 1988). Auch auf anderen Niederterrassen-



Abb. 2: Jungquartäre Flußtalkonfiguration in der Leipziger Bucht. 1 — Holozäne Talauen; 2 — weichselglaziale Niederterrassen; MSB — Tagebau Merseburg-Ost; GO I — Tagebaue Goitsche und Rösa.



Abb. 3: Sedimentfolge und Morphologie der jungquartären Täler der nördlichen Leipziger Bucht nach Befunden

aus Braunkohlentagebauen, Kiesgruben und Bohrungen.

Oben: nach Bohrungen rekonstruierter geologischer Schnitt durch die Muldenniederterrasse und -aue südlich von Bad Düben.

Unten: nach Tagebauaufnahmen und Bohrungen entworfener synoptischer Schnitt durch das Muldetal oberhalb von Bitterfeld.

 Auelehme; 2 — Tallehm (sandiger Schluff); 3 — vorherrschend Kies; 4 — Kies-Sand-Wechsellagerung bzw. kiesiger Sand; 5 — vorherrschend Sand; 6 — Torf und stärker torfführend (oben) bzw. Mudden (unten); 7 — spätelsterzeitliche Mischschotter (sog. Krippehnaer Schotter); 8 — ungeteilte Elstergrundmoräne mit Dehlitz-Leipziger Bänderton an der Basis; 9 — frühelstereiszeitliche Flußschotter der Saale / Weißen Elster;

10 - Baumstämme, links: überwiegend Eichen, rechts: Weichhölzer; 11 - Eiskeilpseudomorphosen;

12 — Brodelböden; 13 — Tropfenböden.

flächen kommt regional die Auflösung der Flüsse in einzelne Arme noch zum Ausdruck. Im Gegensatz zu den beiden nächst älteren Terrassen, bei denen durch die Inlandeisbedeckung die Akkumulation vor dem klimatisch gesteuerten Umbruch zum Wiedereinschnitt unterbrochen wurde, bilden die Niederterrassen des sächsischen Tieflandes das Musterbeispiel eines vom Frühglazial (Feuchtphase) bis zum Hochglazial (Trockenphase) aufgeschütteten Schotterkörpers.

Der Geröllbestand wechselt naturgemäß von Flußgebiet zu Flußgebiet. Im Bereich der Weißen Elster und Pleiße dominiert der Quarz, der 80 und mehr Prozent erreicht.

Die nachstehende Tabelle bringt zwei Einzelanalysen für die Elbe bei Torgau und die Mulde bei Bad Düben (Auszählungen vereinfacht nach A. MULLER 1988 und D. HÄNDEL (unveröff.)) der Kornfraktion 7 bis 15 mm (in Korn-%).

0 7

	Elbe	Mulde
Quarzgruppe	52,7	71,2
Kristallin s. str.	10,7	9,1
Restkristallin	3,9	n. b.
Quarzit, Schiefer, Grauwacke	15,2	5,7
Kieselschiefer	5,7	n. b.
Porphyrgruppe	6,6	12,4
basische Effusiva	2,2	0,0
Feuerstein	0,9	1,5
Sonstige	2,1	0,1

In allen Flußsystemen ist flußabwärts ein nennenswerter Anstieg des nordischen Anteils, vor allem gespiegelt im Feuerstein, festzustellen. Im Elbegebiet

7771

011/25

0003

0.04

um Riesa bleibt der Feuersteingehalt meist unter 0,5 %, um Wittenberg liegt er bei 2 %.

Die Zufuhr von nordischem Material aus den beiderseits der Täler anstehenden Moränenmassen verwischt jedoch zumindest bis in den Raum Dessau das Typusbild der Geröllassoziationen der einzelnen Flüsse nicht. Das gilt auch für die Schwermineralgemeinschaft, die hier nicht weiter erörtert werden soll (MÜLLER et al. 1988). Die verwitterungs-empfindlichen Gerölle erweisen sich in den Niederterrassen als frisch, unter den Schwermineralen dominieren die instabilen Anteile. Zum Hangenden hin ist eine gewisse Zunahme von Gesteinsgrus in Form von Feldspat und Restkristallin aus Feldspat-Quarz-Glimmerverwachsungen u. a. zu beobachten als Ausdruck zunehmender Frostverwitterung. Die Niederterrasse ist reich an plastischen sowie rupturellen Sedimentdeformationen. Die plastischen Deformationen bezeugen mehrere Phasen hoher Sedimentlabilität, die rupturellen in Form von Frostrissen tiefe Bodengefrornis.

Die Frostrisse bestehen teils aus Pseudomorphosen echter Eiskeile, teils aus dünnen, d. h. nur Millimeter bis wenige Zentimeter breiten Spalten. Die ehemaligen Eiskeile sind ausschließlich mit Sanden und Kiesen gefüllt, im Mittel 0,2 bis 0,5 m, maximal 1,5 bis 2 m breit und durchschnittlich 2 bis 4, maximal 7 bis 8 m tief. In den Tagebauen Goitsche und Merseburg-Ost blieb der mittlere, auf Braunkohlenflözen im Liegenden der Schotter abgebildete Rißabstand lokal unter 50 m. Stellenweise konnten auf 100 m Länge 15 bis 20 Risse beobachtet werden. Einige Rißstrukturen erreichten horizontale Längen von 100 bis knapp 300 m. Im Braunkohlentagebau Rösa-Sausedlitz östlich von Bitterfeld waren in der nahezu senkrechten Abbauwand zeitweilig mindestens bis zu sechs intraformationelle Rißgenerationen freigelegt (schematisch auf Abb. 3). Die parallelwandige symmetrische Auskleidung vieler dieser Strukturen ließ sie als Pseudomorphosen echter Eiskeile erkennen. Viele der Keile durchsanken die Schotter, drangen in das liegende Kohleflöz ein und geben sich dort als ein unregelmäßiges Netzwerk zu erkennen.

Je nach der Häufigkeit von Feinsand-, Schluff- und Muddeeinlagerungen ist die Niederterrasse durch gravitative plastisch bis rupturelle Sedimentdeformationen gestört.

Das Spektrum der Deformationen reicht von idealen Tropfenböden aus Feinsanden bis Schluffmudden über Girlandenstrukturen rasch wechselnder Wellenlänge und Amplitude der einzelnen Bögen bis zu regellosen Schlingen, Wülsten und isolierten Fetzen. Vielfach erweisen sich diese Strukturen als Belastungsmarken, entstanden in einer mobilen Phase bindiger Sedimente durch überlagernde Sande und Kiese. Gelegentlich kann ein Drittel bis zur Hälfte des Terrassenkörpers in der Vertikalen intensiv deformiert sein. Auf einigen Abschnitten der Niederterrasse bei Bitterfeld konnten vier bis sechs dieser "Kryoturbationshorizonte" übereinander festgestellt werden. Sie erwiesen sich vielfach als sichere intraformationelle Phänomene. Vor allem in der Anfangsphase der Schotterakkumulation kam es dort, wo die Terrassensedimente unmittelbar auf der Kohle liegen, verbreitet zu Diapirismus: Bei ungleicher Sedimentauflast wanderte die Braunkohle ab und drang diapirisch in die Schotter ein (Abb. 3). Der Vorgang ist mindestens bis in die Zeit um 30 000 Jahre v. h. nachgewiesen, da eine entsprechende Zeitmarke im Tagebau Rösa-Sausedlitz vom Kohleaufstieg noch deformiert wurde.

Weit verbreitet ist auch die Erscheinung, daß Schotter gang- und nestartig in die liegende Braunkohle eindrang. Er folgte wahrscheinlich gravitativ austauendem Bodeneis in palsenartigen Strukturen, die sich zu Beginn der Niederterrassenzeit auf den Talböden entwickelt hatten. Alle diese Erscheinungen belegen die Existenz eines mächtigen Frostbodens und seines zeitweiligen Zerfalls bis in Tiefen vom Meter- bis Dekameterbereich, also der Bildung eines saisonalen und langzeitigen Mollisols.

Im Tiefland führt die Niederterrasse zahlreiche Einlagerungen von humosen Schluffen, Mudden, Torfmudden und lokal auch Torfen. Es konnten bisweilen vier bis sechs solcher Horizonte übereinander beobachtet werden. Die zwischen 2 und 12 m unter der Schotteroberkante entnommenen und untersuchten Proben ergaben im Pollenbestand keine wesentlichen Unterschiede.

Die Baumpollen sind sowohl im Anteil an der Gesamtsumme der terrestrischen Pflanzen als auch in der Artenzahl relativ gering vertreten (Pinus zwischen 15-35%, Betula zwischen 2-17%, Alnus bis 3%). Eine größere Rolle spielen die Nichtbaumpollen, wobei besonders Artemisia (bis 24 %) als Heliophyt auf größere Offenlandflächen hindeutet. Die Zusammensetzung läßt generell auf subarktische bis arktische Klimabedingungen schließen, womit die Hauptfaunavertreter Mammut, Wollhaarnashorn und Moschusochse, nicht zuletzt die zahlreich beschriebenen Klimamarken aufs beste übereinstimmen. Da Reste der kälteresistenten Säuger bereits im Basisbereich auftreten und zwei der pollenanalytisch untersuchten Proben rund 2 bis 4 m über Schotterbasis liegen, darf für die gesamte Akkumulationszeit das kühle bis kalte, von kurzen relativen Erwärmungsphasen unterbrochene Klima angenommen werden.

Probe	Gattung	ttung Probenahmetiefe unter Rasenkante (unter Auelehm)	konventionelles 14 C-Alter (± 1 δ) BP		kalibriertes Alter ^{d)} / cal BP /		
GOI 1	Kiefer		Ø 11 440 ±	130 ^{a)}	12 600 ^{c)}		
GOI 2	Eiche	ca. 5 m (ca. 4 m)	5520 ±	90	6 200 — 6 230, 6 290 — 6 420		
GOI 3	Kiefer	ca. 5 m (ca. 4 m)	Ø 9780 ±	110 ^{a)}	10 800 ^{c)}		
GOI 4	Eiche	ca. 5 m (ca. 2,5 m)	8 680 ±	120	9 700 ^{e)}		
GOI 5	Eiche	ca. 6 m (ca. 3,5 m)	8 590 ±	120	9 600 ^{e)}		
GOI 6	Eiche	ca. 4,5 m (ca. 2,5 m)	370 ±	60	310 - 410, 430 - 510		
GOI 7	Eiche	ca. 5,5 m (ca. 4,5 m)	4 290 ±	80	4 730 — 4 750, 4 830 — 4 980		
GOI 8	Eiche	-	Ø 1940 ±	100 ^{a)}	1 740; 1 820 — 2 040		
GOI 9	Eiche	ca. 5 m (ca. 3,5 m)	Ø 4640 ±	60 ^{a)}	5 300 — 5 470		
GOI 10	Kiefer	ca. 6 m (ca. 4,5 m)	9650 ±	130	10 700 ^{c)}		
GOI 11	Kiefer	ca. 5 m (ca. 4 m)	9 840 ±	140	10 900 ^{e)}		
GOI 12	Kiefer	ca. 5 m (ca. 4 m)	9 620 ± 9 120 ±	130 ^{c)} 130	ca. 10 500 ^{e)}		
GOI 13	Weide	ca. 5 m (ca. 4 m)	9 330 ±	140	10 400 ^{e)}		
GOI 14	Esche	4 — 5 m (2,5 — 3,5 m)	$8710 \pm$	130	9 700 ^{e)}		
GOI 15	Kiefer	4 — 5 m (2,5 — 3,5 m)	Ø 9850 ±	100 ^{a)}	10 900 ^{c)}		
GOI 16	Pappel	4 — 5 m (2,5 — 3,5 m)	9 460 ±	190	10 600 ^{e)}		
GOI 17	Pappel	4 — 5 m (2,5 — 3,5 m)	9 360 ±	140	10 500 ^{e)}		
GOI 18	unbest.	ca. 5 m (ca. 4 m)	9 100 ±	210	10 200 ^{e)}		
GOI 19	Detritus	ca. 6 m (ca. 5,5 m)	> 41 500		—		
GOI 20	Detritus	ca. 8 m (ca. 7 m)	$26\ 110\ \pm$	4 000 ^{b)}	2 <u></u>		
GOI 21	Kiefer	ca. 4,5 m (ca. 3,5 m)	10 100 \pm	160	11 200 ^{e)}		
MSB 22	Eiche	ca. 4 m	5 440 ±	100	6 110 — 6 150, 6 370 — 6 410, 6 280 — 6 350		
MSB 23	Eiche	ca. 3 m	Ø 8300 ±	90 ²⁾	9 200 ^{c)}		
MSB 24	Ulme	ca. 2,5 m	5880 ±	90	6 660 — 6 880		
MSB 25	Eiche	ca. 3,5 m	Ø 6610 ±	70 ^{a)}	7 420 — 7 590 ^{e)}		
GOI 26	Detritus	ca. 8 m	29 550 ±	1 560	—		
GOI 28 A	Detritus	ca. 10 m 12 m	29 380 ±	2 400	—		
GOI 29	Detritus	ähnlich GOI 28A	32 320 ±	2 260 ^{b)}	-		
MSB 30	Eiche	-	4 580 ±	80	5 060 — 5 210, 5 250 — 5 450		
MSB 31	Kiefer	_	4 470 ±	80	4 880 — 4 940, 4 970 — 5 290		
MSB 32	unbest.	ca. 3 m	6 490 ±	120	$7\ 100 - 7\ 480^{\circ}$		
MSB 33	Eiche	ca. 3,5 m	8 720 ±	170	9 700 ^{c)}		
MSB 34	Eiche	ca. 4,5 m	8 790 ±	140	9 800 ^{e)}		
MSB 35	Eiche	ca. 3,5 m	8 200 ±	130	9 000 ^{c)}		
MSB 36	Erle	2 3 m	Ø 6130 ±	80 ²⁾	6 860, 6 890 — 7 180		

Tabelle 1: 1	⁴ C-Datierungserge	bnisse subfossiler	Hölzer (und	organischer S	Substanz)
--------------	-------------------------------	--------------------	-------------	---------------	-----------

Probe	Gattung	Probenahmetiefe unter Rasenkante (unter Auelehm)	konventionelles 14 C-Alter (± 1 δ) BP	kalibriertes Alter ^{d)} / cal BP /		
MSB 37	Eiche	ca. 1,7 m	7 600 ± 120	8 180 — 8 500		
MSB 38	Esche	ca. 3 m	4 880 ± 100	5 480 — 5 530, 5 560 — 5 740		
MSB 39	Eiche	ca. 2,5 m	5 210 ± 160	5 705 — 6 250, 5 760 — 5 830, 5 860 — 6 250		
MSB 40	Eiche	ca. 3,5 m	2 650 ± 70	2 740 — 2 850		
MSB 41	Eiche	ca. 3,2 m	2 900 ± 80	2 890 — 2 900, 3 180 — 3 210, 2 920 — 3 170, 3 235		
MSB 42	Eiche	ca. 3,5 m	2 930 ± 70	2 960 — 3 210, 3 230 — 3 240		
MSB 43	Eiche	ca. 3 m	2 910 ± 80	2 940 — 3 220		
MSB 44	Eiche	ca. 4 m	2 850 ± 70	2 850 — 3 150		
MSB 45	unbest.	ca. 4,5 m	$10\ 950\ \pm\ 190^{\rm b)}$	-		
MSB 46	Eiche	ca. 3,5 m	4 670 ± 90	5 300 — 5 490, 5 520 — 5 570		
MSB 47	Detritus	ca. 3 m	6960 ± 130^{b}	-		
MSB 48	Detritus	ca. 4 m	$10\ 370\ \pm\ 190^{\rm b)}$	-		
GRÖ 49	Kiefer	ca. 3 m	$31\ 300\ \pm\ 2\ 000$			
MSB 50	Eiche	-	6 270 ± 100	7 000 — 7 300 ^{e)} 7 030 — ca. 7 350		
MSB 51	Eiche	-	6 700 ± 110	7 400 — 7 600 ^{c)} 7 430 — 7 650		
MSB 52	Eiche	-	2840 ± 70^{f}	2 900 — 3 100 2 860 — 3 150		
GOI 53	Kiefer	ca. 8 m	$26\ 230\ \pm\ 1\ 400$	—		
MSB 54	Eiche	—	7 210 ± 120	7 920 — 8 130 ^{e)}		
MSB 55	Eiche		4 390 ± 90	4 870 — 5 080, 5 110 — 5 130, 5 190 — 5 260		
MSB 56	Eiche		$3\ 070\ \pm\ 80^{\rm g}$	3 120, 3 100 — 3 190, 3 210 — 3 470		

Fortsetzung Tabelle 1: ¹⁴C-Datierungsergebnisse subfossiler Hölzer (und organischer Substanz)

a) Altersangaben sind gewichtete Mittelwerte von Doppelanalysen.

b) nur HC1-Vorbehandlung wegen zu geringer Substanzmenge.

c) Kontrolldatierung Bln 2 995 : 9 350 ± 60 BP.

^{d)} Die Angabe der dendrochronologisch kalibrierten Altersbereiche erfolgt unter Berücksichtigung der Datierungsunsicherheit ($\pm 1\delta$) nach den Hochpräzisionskurven bzw. -tabellen von STUIVER & PEARSON u. a. für Proben bis 6 200 BP nach "weniger präzisen" und international noch nicht verbindlichen Kalibrierungsdaten von LINICK u. a., KROMER u. a., STUIVER u. a. für Proben mit T_r > 6 200 BP (RADIOCARBON <u>20</u> (2 B) 1986, Calibration Issue). Eine Kalibrierung der ¹⁴C-Daten wurde nur für fossile Hölzer vorgenommen.

^{e)} ungefähre kalibrierte Alterswerte für $T_r > 6200$ BP (siehe unter d) mit einer Unsicherheit von max. ± 200 Jahren.

f) Die gesamte Baumscheibe wurde durch B. BECKER (Botanisches Institut, Universität Hohenheim/Stuttgart) dendrologisch an die süddeutschen Eichenchronologie angepaßt, wonach das Holz die Jahresringe 3 064 – 2 886 cal BP umfaßt. Die hier datierte Probe beinhaltet etwa 20 äußere Jahresringe (= etwa 2 900 cal BP) und ergibt in guter Übereinstimmung ein kalibriertes Alter von 2 950 cal BP.

g) Vgl. auch f); nach BECKER: 3 279 cal BP.

Zwei der Schluff-Muddehorizonte mit Torfeinlagerungen bei Bitterfeld haben eine überregionale Bedeutung erlangt. Ein in den siebziger Jahren von W. MORGENEYER im Tagebau Goitsche entdeckter 2 bis 10 dm mächtiger Horizont 2 bis 4 m über Schotterbasis erwies sich in der Folgezeit als ein viele Kilometer weit durchhaltender Sedimentkörper, als ein Leithorizont.

Etwa 1 bis 3 m höher ist ein weiteres Stillwassersediment entwickelt, das ebenfalls in torfige Ablagerungen übergehen kann, aber stärker absetzt. Diese beiden "Löbnitzer Horizonte" sind sowohl in der intakten, die heutige Aue um 2 bis 4 m überragenden Niederterrasse (Tagebau Rösa-Sausedlitz) als auch im gekappten Bereich unter der Aue nachgewiesen. Damit ist zum einen der Beweis der räumlichen wie stratigraphischen Zusammengehörigkeit der Schotter innerhalb und außerhalb der Aue erbracht (Abb. 3). Fünf grundsätzlich übereinstimmende ¹⁴C-Datierungen an Torfeinlagerungen beweisen zum anderen nunmehr definitiv auch das weichseleiszeitliche Alter der Schotter (s. auch Tab. 1).

$26\ 230\ \pm\ 1\ 400$
$26\ 110\ \pm\ 4\ 000$
29 380 ± 2 400
29 550 ± 1 560
$32 \ 320 \ \pm \ 2 \ 260 \ a \ BP$.



Abb. 4: Versuch einer Parallelisierung der Hauptfaziesbereiche der Weichseleiszeit im Norddeutschen Tiefland und angrenzendem Hügelland (als äolisches Faziesprofil wurde die Lößfolge des Sächsischen Hügellandes nach LIEBEROTH 1963 gewählt).

Die Alterswerte entsprechen dem Stillfried-B-Interstadial, für das FINK (1969) vom locus typicus ein 14 C-Alter von 28 120 ± 200 bzw. 27 990 ± 300 a angibt.

Vergleichbar sind sie damit auch dem Interstadial von Denekamp und Arcy. Da Gleinaer Bodenkomplex und Kösener Verlehmungszone innerhalb der jüngeren sächsisch-thüringischen Lößfolge wahrscheinlich dem Stillfried-B-Interstadial entsprechen (letzte Beweise fehlen noch), dürften die Löbnitzer Leithorizonte mit diesen Böden altersgleich sein. Das entspricht unserer älteren Vorstellung, wonach der weichseleiszeitliche Hauptlöß in der Übergangs-, vor allem der Sandfolge der Niederterrasse sein zeitliches Äquivalent haben soll (Abb. 4). Eine Korrelierung mit dem Vereisungsgeschehen im nördlichen Vorland des Untersuchungsgebietes ist noch weitgehend hypothetisch. Wir vermuten, daß die Sandfolge und wohl noch ein Teil der Übergangsfolge der Niederterrasse dem Brandenburger Stadium mit der maximalen Eisentfaltung um 20 000 v. h. und dem Pommerschen Stadium entspricht. Während des Mecklenburger Stadiums bzw. Weichselspätglazials im weiteren Sinne erfolgte bereits wieder fluviatile Erosion und damit die Zerstörung der Niederterrasse.

Im nördlichen Untersuchungsgebiet (Bad Düben, Bitterfeld) liegt auf der Niederterrasse über einer losen Steinsohle ein einige Dezimeter mächtiger Sandlöß und/oder Treibsand. Im Lößgürtel sind Stellen bekannt, bespielsweise nördlich von Pegau, wo die Basis des Weichsellößkomplexes einige Meter tiefer als die Oberfläche der Niederterrasse liegt (FUHRMANN 1976, Abb. 10, hier schematisch Abb. 1).

Das hat FUHRMANN dazu bewogen, die liegenden Niederterrassenschotter mit Vorbehalt in die sog. Fläming-Kaltzeit einzustufen und die weichseleiszeitliche Niederterrasse auf einen schmalen Streifen unmittelbar unter der Aue einzuengen.

Wir teilen diese Ansicht vor allem auch aus der Sicht der Gesamtzusammenhänge des sächsischen Tieflandes nicht und meinen, daß Lößaufwehung und fluviatile Akkumulation in der Endphase der Niederterrassenzeit nebeneinander abliefen, zumal die erosive Kraft des Flusses in dieser Akkumulationsphase weitgehend gebändigt war.

5 Spät- und nacheiszeitliche Flußtalentwicklung

Mit dem Eiszerfall der Weichselvergletscherung wurden die Niederterrassen durch Erosion stark zerschnitten bzw. auch ausgeräumt. Dieser Prozeß muß während des Spätglazials (Alleröd — Jüngere Dryas) bereits abgeschlossen gewesen sein, denn an der Erosionsbasis wurden sowohl radiometrisch als auch pollenanalytisch organogene Sedimente entsprechender Zeitstellung nachgewiesen (Abb. 5 und 6). Aus anderen Flußgebieten Mitteleuropas ist eine Phasen-



Abb. 5: Schnitt durch die jungquartäre Schichtenfolge im Tal der Weißen Elster (Unterlauf) aufgrund von Tagebauaufnahmen.

Bodenhorizont; 2 — Schluff, sandig, tonig, humos, braun (Auelehm);
 sandiger Schluff, hellbraun (Tallehm); 4 — Sand; 5 — Kies; 6 — subfossile Hölzer;
 Niedermoor bzw. Anmoor; 8 — kryoturbat deformierte Schluffe mit Torflagen.

haftigkeit dieser Erosion durch z. T. mehrere Terrassenniveaus belegt (z. B. Main, vgl. SCHIRMER 1983). Für die Flußgebiete von Mulde und Weißer Elster wird dies durch die sog. Tallehmterrasse angedeutet (Abb. 3 und 5).

Die spätglaziale und holozäne Flußdynamik spielte sich zunächst in breiten, 5 bis 10 m tief in die Niederterrasse eingeschnittenen Rinnen ab. Zur Erfassung der Sedimentationsprozesse ließen sich Stratotypen in Abhängigkeit vom Faziesbereich herausarbeiten (Abb. 6). Eine gesicherte chronostratigraphische Bestimmung der Sedimentkörper bildete die Voraussetzung, um z. T. gleichzeitig ablaufende Sedimentationsvorgänge in unterschiedlichen Bereichen innerhalb der Aue erfassen zu können. Es ist also notwendig zu unterscheiden zwischen dem Bereich der Aue, der durch fluviatile Prozesse im Flußbett beeinflußt wurde (Flußbettfazies) und dem Bereich der Aue, der außerhalb des Flußbettes blieb.

Naturgemäß werden im Flußbett ständig Kiese und Sande um- bzw. abgelagert. Hierbei kommt es auch zur Einbettung von Hölzern. Nach deren Radiokarbondatierung sowie der Dendrochronologie kann die Auffassung HÄNDELS (1967, 1982) nicht aufrecht erhalten werden, daß im Flußgebiet der Weißen Elster lediglich zwei holozäne Schotterkörper, ein älterer aus dem Atlantikum und ein jüngerer aus dem Mittelalter bis zur Neuzeit, unterschieden werden können. Aus der gesamten Zeitdauer des Holozäns lassen sich Kiese und Sande der Flußbettfazies nachweisen, die durch subfossile Hölzer eine nähere Datierung erfahren (Abb. 7). Lediglich die Belegungsdichte weist im Laufe der Zeit gewisse Unterschiede auf, die teilweise statistisch bedingt sind (Problem der Repräsentanz in Abhängigkeit der Stichprobenanzahl), teilweise aber auch Phasen verstärkter seitlicher Flußbettverlagerungen erkennen lassen. Profiluntersuchungen in Tagebauaufschlüssen innerhalb der Auen im Arbeitsgebiet verdeutlichen, daß sich die holozänen Schotter nicht als einheitlicher, vertikal aufgebauter Sedimentkörper charakterisieren lassen, wie dies im vorangehenden Abschnitt für die weichselzeitlichen Niederterrassenschotter beschrieben wurde. Die holozänen Schotter werden durch Lateralerosion horizontal um- bzw. abgelagert, wobei als Ausgangsmaterial weichselglaziale Niederterrassenschotter zur Verfügung stehen. Lithologisch läßt sich deshalb zwischen beiden auch kein Unterschied feststellen. Die Sedimente der nacheiszeitlichen Flußbettfazies sind in die Niederterrasse eingeschachtelt. Durch häufige Flußbettverlagerungen kam es immer wieder zu Aufarbeitungen älterer holozäner Schotter mit subfossilen Hölzern. Dadurch wird auch verständlich, daß unmittelbar benachbart eingebettete Stämme und Fragmente von Auenwaldgehölzen sehr unterschiedlich Radiokarbonaten erbracht haben (vgl. Abb. 6).





Bodenhorizont;
 Schluff, tonig, sandig, humos, braun (Auelehm);
 - dgl., grau (G_r-Horizont);
 - sandiger Schluff, hellbraun (Tallehm);
 - Sand;
 - Kies;
 - subfossile Hölzer;
 Niedermoor bzw. Anmoor;
 - Schluffe, Sande mit organogenen Einlagerungen, kryoturbat deformiert.



davon 1 - Kiefer; 2 - Eiche.

Die Rechtecksignatur gibt das Intervall der dendrochronologisch kalibrierten Altersbereiche an, während die Kreissignatur ungefähre kalibrierte Alterswerte mit einer Unsicherheit von ± 300 Jahren verdeutlicht.

Während im Flußbett in der Nacheiszeit die weichselglazialen Niederterrassenschotter lateral aufgearbeitet und umgelagert wurden und dieser Prozeß mehr oder weniger kontinuierlich verlief, erfolgte die Auelehmsedimentation diskontinuierlich. Bei Überschwemmungen kam es in der gesamten Aue zur Ablagerung feinklastischer Hochwassersedimente, wodurch ältere Rinnen überdeckt und die Täler allmählich aufgefüllt wurden. Im Gegensatz zu den holozänen Schottern kann also bei den Auelehmen ein eindeutiger Sedimentzuwachs in vertikaler Richtung festgestellt werden. Ruhephasen der Auelehmbildung werden durch begrabene Böden deutlich, da bei stark verringerter Sedimentationsrate pedogene Prozesse Schritt halten konnten. Die begrabenen Böden lassen sich in den Tagebauaufschlüssen über weite Strecken verfolgen. Mit Hilfe dieser Bodenhorizonte können die 2 bis 4 Meter mächtigen Auelehmdecken gegliedert werden, zumal für mehrere bereits archäologische und radiometrische Daten vorliegen (Abb. 6). Zur sicheren chronostratigraphischen Erfassung der Sedimentationsphasen von Auelehm wurde ein Faziesbereich gewählt, der während des Holozäns zwar innerhalb der Aue lag, jedoch ständig außerhalb des Flußbettes blieb bzw. von ihm nie erreicht wurde. Hier konnten sich feinklastische Hochwassersedimente ungehindert akkumulieren, ohne durch Lateralerosion des Flusses wieder ausgeräumt zu werden. Im Liegenden des Auelehms waren dort Niedermoore bzw. Anmoore aufgeschlossen. Sie spielen als Leithorizont eine

große Rolle, da sie den früh- bis mittelholozänen Talboden markieren und sowohl in den Flußgebieten der Weißen Elster und Pleiße als auch der Mulde mehrfach nachgewiesen sowie radiometrisch und pollenanalytisch datiert wurden. Überdies belegt dieser Horizont, daß die Auelehmbildung noch nicht im Frühholozän, sondern erst zu einem späteren Zeitpunkt eingesetzt hat, wobei allerdings Beginn und Verlauf der feinklastischen Sedimentation von Flußgebiet zu Flußgebiet unterschiedlich erfolgt sein können. In den Tälern von Weißer Elster und Pleiße (als Nebenfluß) setzte sie bereits im mittleren Atlantikum ein, dagegen im nahe benachbarten Muldegebiet außerhalb des Flußbettes erst im Subboreal. Überdies ergeben sich zwischen beiden Flußsystemen Unterschiede in bezug auf die Gliederung der Auelehmdecke durch die Anzahl der begrabenen Böden. Dies wirft natürlich die Frage nach den Bildungsursachen auf, die im geowissenschaftlichen Schrifttum bislang kontrovers diskutiert wurde. Einige Autoren führen sie auf natürliche (zumeist klimatische) Ursachen zurück, andere deuten dagegen holozäne Auelehme (Klocksedimente) als rodungsbedingte Ablagerungen. Zweifellos hatte das Klima im Quartär durch Schwankungen dramatischen Ausmaßes (Wechsel von Kalt- und Warmzeiten) großen Einfluß auf Sedimentfracht und Abflußverhalten der Flüsse. Die holozänen Klimaschwankungen besaßen nachweislich geringe Amplituden (vgl. zusammenfassend FRENZEL 1977), so daß Temperaturschwankungen bzw. Niederschlagsveränderungen der Nacheiszeit sicherlich als modifizierende, jedoch wohl kaum als hauptsächliche Faktoren bei der Auelehmbildung anzusehen sind. Auenstratigraphische Befunde könnten Klimaschwankungen auch vortäuschen, denn verstärkte seitliche Flußbettverlagerungen und flächenhafte Akkumulation sind zunächst nur Ausdruck von Veränderungen des Wasserhaushaltes und der Sedimentzufuhr. So wie derartige Prozesse durch mittelbare klimatisch bedingte Vegetationszerstörung verursacht worden sein können (was jedoch für das Holozän in Mitteleuropa auszuschließen ist), wirkten sich flächenhafte Rodungen im selben Sinne aus.

Aus den regionalen Befunden nordwestsächsischer Flußtäler darf abgeleitet werden, daß die Flußdynamik als komplexes Wirkungsgefüge (abhängig von Wasserhaushalt, Gestein, Relief, Boden, Vegetation, Klima usw.) im Holozän durch anthropogene Einflüsse vielfach überprägt wurde. Es ist offensichtlich, daß der unterschiedliche Beginn und Verlauf der Auelehmbildung in einander nahe benachbarten Flußgebieten mit Besiedlungsvorgängen in den entsprechenden Räumen korrespondiert (LITT 1988). In den Tälern von Pleiße und Weißer Elster setzte die Auelehmsedimentation ein, als dieser Raum durch die ersten Ackerbauern und Viehzüchter (sog. Bandkeramiker) extensiv genutzt wurde. Im Gegensatz hierzu wurde das benachbarte Muldegebiet während des Atlantikums von neolithischen Bauern weitgehend gemieden. Auelehme entsprechender Zeitstellung sind aus diesem Raum bislang auch unbekannt. Bronzezeitliche Funde aus den älteren feinklastischen Hochwassersedimenten in der Muldeaue östlich von Bitterfeld bieten einen terminus ad quem bzw. terminus post quem für die Auelehmbildung dieses Einzugsgebietes. Dies stimmt gut mit den siedlungsarchäologischen Befunden (SCHMIDT 1981) überein, denn erst der jungbronzezeitliche Landesausbau läßt im Gebiet der Vereinigten Mulde spürbare Veränderungen des Ablußregimes und des Sedimentationsverhaltens erwarten.

Die insbesondere für das Flußgebiet der Weißen Elster vom Zentralinstitut für Isotopenforschung Leipzig ermittelten radiometrischen Daten erlauben die Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Flußgeschichte, die überdies durch ¹⁴C-Datierungen an begrabenen Böden, durch pollenanalytische und archäologische Befunde (LITT u. a. 1987) sowie durch erste Ergebnisse dendrochronologischer Untersuchungen an subfossilen Eichen (BECKER et al. 1989) flankiert werden. Aus diesen Daten lassen sich folgende Modellvorstellungen über die holozäne Flußtalentwicklung der unteren Laufabschnitte von Pleiße und Weißer Elster ableiten (vgl. Ablaufschema Abb. 8): Im Frühholozän war der morphologische Unterschied zwischen Tallehmterrasse und Aue markant ausgeprägt, denn der Talboden lag 2 bis 4 m tiefer als heute. Das Abflußregime verlief bis in das ältere Atlantikum hinein recht ausgeglichen, da offenbar die geschlossene Waldvegetation im Einzugsgebiet mögliche hygrische Schwankungen pufferte. In jener Zeit kam es zu keiner wesentlichen Talbodenerhöhung, denn Akkumulation und Erosion befanden sich im angenäherten Gleichgewicht (mit der Tendenz zur weiteren Eintiefung). Im Flußbettbereich dominierten Umlagerungsprozesse, und außerhalb des Flußbettes kam es zur Torfbildung oder Pedogenese. Mit dem Einsetzen der Auelehmbildung, als Resultat von Rodung und Ackerbau der Bandkeramiker, erhöhte sich der Talboden während des jüngeren Atlantikums und blieb später oberhalb des permanenten Grundwasserniveaus (vgl. Grenze zwischen Go- und Gr-Horizont, Abb. 6). Dies hatte natürlich Konsequenzen für die Vegetationszusammensetzung in der Aue (geringer Anteil von Ried und Bruchwald). Die Auelehmbildung während des Atlantikums, die bemerkenswerterweise auf das Altsiedelgebiet beschränkt blieb, wurde durch ein bis zwei Bodenbildungen unterbrochen.

Die durch Radiometrie (Abb. 7) und Dendrochronologie (BECKER et al. 1989) gewonnenen Daten von subfossilen Hölzern lassen für das Subboreal, insbesondere für den Zeitraum 1350 bis 900 v. u. Z., intensivere seitliche Flußbettverlagerungen vermuten. Außerhalb des Flußbettes kam es während des Subboreals überdies zur verstärkten Auelehmsedimentation, wobei ältere Ablagerungen sowie auch ehemalige Flußbettbereiche überdeckt wurden. Aufgrund siedlungsarchäologischer Befunde darf abgeleitet werden, daß die spürbaren Veränderungen des Abflußverhaltens offenbar im Zusammenhang mit der intensiven bronzezeitlichen Besiedlung dieses Raumes stehen. Eine Ruhepause in der Sedimentation, wie sie von HÄNDEL (1967) für den Zeitraum zwischen Atlantikum und Subatlantikum angenommen wurde, kann nicht bestätigt werden²). Erst am Ende des

²) Als Schlüsselbefund für eine Sedimentationsruhe zwischen Atlantikum und Subatlantikum führte HÄNDEL Profilbefunde aus Löbschütz, Kr. Leipzig, an, wonach von einem gegenwärtig begrabenen Boden ausgehend, Gruben im Zeitraum von der Stichbandkeramik bis zur Latenezeit eingetieft wurden. Somit kann die Überdeckung erst nach der Latenezeit erfolgt sein. Eine erneute Überprüfung der Geländesituation ergab jedoch, daß es sich im gegebenen Falle nicht um einen begrabenen Boden auf Auelehm, sondern auf weichselzeitlichem Tallehm handelt. Das Profil befindet sich z. T. in Hangposition, und die ehemalige Geländeoberfläche der Tallehmterrasse (die bereits im geologischen Meßtischblatt von GRAHMANN als solche kartiert wurde) ist im Subatlantikum kolluvial überdeckt worden.



Abb. 8: Ablaufschema der holozänen Talentwicklung im Unterlauf der Weißen Elster. Die holozäne Aue ist in die Niederterrasse eingeschachtelt. In der Darstellung wurde die Korngrößenabnahme innerhalb der Niederterrasse vom liegenden Schotter zum hangenden Tallehm nicht dargestellt.

1 — Kiese und Sande; 2 — Niedermoor bzw. Anmoor; 3 — Auelehm; 4 — subfossile Hölzer; 5 — Kiefern; 6 — Eichen und andere Laubbäume; 7 — Erlen; 8 — Sträucher; 9 — Weiden; 10 — Naßwiese; 11 — Frischwiese; 12 — Getreidefeld. Subboreals deuten pedogene Prozesse auf geringe Sedimentationsraten.

Im Subatlantikum verstärkten sich die anthropogenen Einflüsse auf die Flußtalentwicklung. Bei häufigeren Hochwässern wurden durch Lateralerosion ältere Ablagerungen ausgeräumt bzw. umgelagert. Der holozäne Talboden erhöhte sich weiter mit erneut und verstärkt einsetzender Auelehmbildung. Der morphologische Unterschied zwischen Tallehmterrasse und Aue wurde zunehmend verwischt, z. T. kam es sogar zur Überdeckung tiefliegender Niederterrassenbereiche sowie zur Nivellierung der gesamten Talbreite. Offenbar war die Rodung der Auenwälder im jüngeren Subatlantikum weit fortgeschritten, denn die entsprechenden Sedimente der Flußbettfazies sind auffallend arm an subfossilen Hölzern. Gegenwärtig sind große Laufabschnitte der nordwestsächsischen Flüsse kanalisiert und eingedeicht.

Die für den Unterlauf der Weißen Elster modellartig dargestellten Sedimentationsprozesse während des Holozäns lassen sich naturgemäß nicht schematisch auf andere mitteleuropäische Flußgebiete übertragen. So wurden für das südliche Mitteleuropa von SCHIRMER (1983) holozäne Flußterrassen im Maintal beschrieben, die in unserem Raum nicht beobachtet werden können. Auch im Flußgebiet der Weser wurden von LÜTTIG (1960) und STRAUTZ (1962) verschiedene holozäne Auenstufen kartiert. Ihnen zufolge soll jeder Stufe ein eigener Akkumulationskörper mit der Sedimentfolge Kies — Sand — Auelehm angehören. Dieses Bild konnte in jüngster Zeit durch Untersuchungen von LIPPS (1988) sowie LIPPS & CASPERS



 Abb. 9: Niederterrasse der Mulde im Tagebau Goitsche bei Bitterfeld. Intensive gravitative Verbrodelung, Eiskeilpseudomorphosen. 1 – Untere grobe Folge;
 2 – (Mittlere oder) Übergangsfolge mit Löbnitzer Schluff-Mudde-Horizont weniger Dezimeter über der Basis (unterhalb der hellen Sandschürze).

(1990) im Mittelwesertal präzisiert werden. Daraus konnte abgeleitet werden, daß die Auelehmsedimentation offenbar erst in der vorrömischen Eisenzeit bzw. in der ausgehenden Bronzezeit einsetzte und durch zunehmende Rodungen im Einzugsgebiet der Weser ausgelöst wurde. Unterschiede ergeben sich auch zum Jungmoränengebiet. Im polnischen Tiefland lassen sich am Beispiel des Warta-Tales oberflächig sichtbare Mäandergenerationen seit dem Alleröd feststellen, wobei die Altwasserarme wie Seen verlandeten und mit organogenen Sedimenten gefüllt waren (sog. oxbow lakes, KOZARSKI 1983). Im Gebiet der Leipziger Tieflandsbucht sind vergleichbare Mäandergenerationen im oberflächennahen Bereich der Aue unbekannt, denn durch die starke feinklastische Sedimentation wurden ältere Flußrinnen relativ schnell mit Auelehm überdeckt bzw. fielen der Erosion zum Opfer. Die heute noch sichtbaren Flußschlingen und Altwasserarme besitzen aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen in der Elster-Luppe-Aue ein sehr junges Alter (jüngeres Subatlantikum, Neuzeit). Holzanatomische Untersuchungen von C. SCHIRAREND (Berlin) geben Hinweise auf die Gehölzzusammensetzung in den Flußtälern des Arbeitsgebietes. In der Übersichtstabelle der Radiokarbondaten wurden die Gattungen der subfossilen Hölzer vermerkt. Danach ist die Eiche am häufigsten, gefolgt

von Kiefer, Pappel, Esche, Ulme, Weide und Erle. Bis auf die Kiefer fügen sich die übrigen Gattungen gut in das Spektrum der gegenwärtigen Auenwaldvegetation ein. Die aktuelle Geobotanik unterscheidet zwischen der ufernahen Weichholzaue (Salici-Populetum) mit verschiedenen Weiden- und Pappelarten und einer uferfernen sowie auf einem höheren Niveau stockenden Hartholzaue (Fraxino-Ulmetum) mit Eiche, Esche und Ulme. Die Kiefer ist zwar in der Lage, auf Moorböden zu wachsen, jedoch verträgt sie keine länger andauernden Überflutungen und ist somit kein eigentlicher "Auenwaldbaum". Lediglich in gebirgsnahen Flußauen (Kalkschotterböden einiger Flußtäler in den Alpen) kommt die Kiefer gegenwärtig auf trockenen und nährstoffarmen Standorten vor (vgl. zusammenfassend bei ELLENBERG 1982). Nun ist es sicherlich problematisch, die gegenwärtigen Vegetationsverhältnisse in allen Details auf die Vergangenheit zu übertragen, denn gerade die besondere Dynamik der Flußtalentwicklung hat großen Einfluß auf die Konkurrenzverhältnisse innerhalb der Phytozönosen. Die Häufigkeitsverteilung der Gattungen Quercus und Pinus in Abhängigkeit von der Zeit (Abb. 7) verdeutlicht, daß die Kiefer im Spätglazial und vor allem im Frühholozän (Präboreal) in den Flußtälern von Weißer Elster und Mulde verbreitet war. Im Zuge der endgültigen Wiederbewaldung



Abb. 10: Niederterrasse der Mulde wie Abb. 9 ab Unterem Löbnitzer Schluff-Mudde-Horizont mit Übergangsfolge (intensive Schrägschichtung) und Obere (Sand-) Folge. Tagebau Rösa-Sausedlitz. Foto S. WANSA 1989.



Abb. 11: (oben) Subfossile Schottereiche, eingebettet in Sedimente der holozänen Flußbettfazies und überdeckt durch jungen Auelehm. Tagebau Merseburg-Ost (Elster-Luppe-Aue).

Abb. 12: (unten) Durch begrabene Böden (Vegas) gegliederte Auelehmdecke. Im Liegenden ist als schwarze Lage der früh-bis mittelholozäne Torf bzw. Anmoor erkennbar. Tagebau Merseburg-Ost (Elster-Luppe-Aue).



Mitteleuropas während des Präboreals durch Kiefern-Birken-Wälder wird Pinus in den Flußtälern nicht nur die Niederterrassen, sondern auch tiefliegende Niederterrassenreste und grundwasserferne Bereiche des Talbodens besiedelt haben, denn entsprechende Stämme wurden in jener Zeit regelmäßig durch Lateralerosion eingeschottert. Die Pappel war offensichtlich während des Frühholozäns in den Auen ebenfalls vertreten. Noch im Boreal verdrängte die Eiche in zunehmendem Maße die Kiefer aus den Flußtälern (vgl. auch BECKER 1982). Die ältesten mitteleuropäischen Flußeichen des Holozäns wurden dendrochronologisch lückenlos bis 7237 v. u. Z. erfaßt (BECKER et al. 1989). Durch diese Radiokarbondaten konnten die ersten Eichengenerationen für unser Arbeitsgebiet ebenfalls ermittelt werden (ältestes 14C-Datum 8790 ± 140 BP). Die Flächen mit Hartholzvegetation (mit Quercus robur als dominierender Auenwaldart) wurden jedoch erst später durch die Auelehmsedimentation größer, denn die Erhöhung des Talbodens verringerte die Grundwasserbeeinflussung, wodurch auch die Ried- und Bruchwaldvegetation zurückgedrängt wurde.

6 Schriftenverzeichnis

- BANNISTER, B. & DAMON, P. E. (1972): A dendrochronologically-derived primary standard for radiocarbon dating. — Proc. of the 8th Intern. Conf. on Radiocarbon Dating: 480—489; Wellington.
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. — Mittlgn. Komm. Quartärforschung österr. Akad. Wiss., 5: 120 S.; Wien.
- BECKER, B., JÄGER, K.-D., KAUFMANN, D. & LITT, T. (1989): Dendrochronologische Datierungen von Eichenhölzern aus den frühbronzezeitlichen Hügelgräbern bei Helmdorf und Leubingen (Aunjetitzer Kultur) und an bronzezeitlichen Flußeichen bei Merseburg. — Jschr. mitteldt. Vorgeschichte, 72: 299—312; Berlin.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. — Schriftenreihe geol. Wiss., 2: 236 S.; Berlin.
- ELLENBERG, H. (1982): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. — 989 S.; Stuttgart (Ulmer).
- FINK, J. (1969): Les loess en Autriche. Bull. de l'Assoc. franc. pour l'etude du Quarternaire: 3—12; Paris.
- FRENZEL, B. (1977): Postglaziale Klimaschwankungen im südwestlichen Mitteleuropa. — Erdwiss. Forschung, 13: 297—322; Wiesbaden.
- FUHRMANN, R. (1976): Die stratigraphische Stellung der Lösse in Mittel- und Westsachsen. — Zeitschr. geol. Wiss., 4: 1241—1270; Berlin.

- FUHRMANN, R. (1989): Die stratigraphische Stellung des Interglazials von Grabschütz (Kreis Delitzsch) und die Gliederung des Saale-Komplexes. — Zeitschr. geol. Wiss., 17: 1002—1004.
- GRAHMANN, R. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Sachsen, Blatt 48/39, Pegau-Predel nebst Hemmendorf. 2. Auflage. — 34 S.; Leipzig.
- HÄNDEL, D. (1967): Das Holozän in den nordwestsächsischen Flußauen. — Hercynia, N.F., 4: 152—198; Leizig.
- (1982): Zur Problematik holozäner Flußschotter.
 Zeitschr. geol. Wiss., 10: 811–825; Berlin.
- JONG, A. F. M. DE & MOONK, W. G. (1980): Medium-term atmospheric ¹⁴C variations. — Radiocarbon, 22: 267— 272; New Haven.
- KOZARSKI, S. (1983): River channel changes in the middle reach of the Warta Valley, great Poland Lowland. — Quarternary Studies in Poland, 4: 159—169; Warszawa/Poznan.
- LIEBEROTH, I. (1963) : Lößsedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. — Geologie, 12: 149—187; Berlin.
- LIPPS, S. (1988): Fluviatile Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 38: 78—86; Hannover.
- & CASPERS, G. (1990): Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 40: 111–119; Hannover.
- LITT, T. (1988): Stratigraphische Belege f
 ür anthropogen ausgelöste Bodenverlagerungen vom Neolithikum bis zur fr
 ühen Eisenzeit im circumherynen Raum. — Ethnographisch-Arch
 äol. Zeitschr., 29: 129—137; Berlin.
- , KOHL, G., GÖRSDORF, J. & JÄGER, K.-D. (1987): Zur Datierung begrabener Böden in holozänen Ablagerungsfolgen. — Jschr. mitteldt. Vorgesch., 70: 177— 189; Berlin.
- LÚTTIG, G. (1960): Zur Gliederung des Auelehms im Flußgebiet der Weser. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 11: 39—50; Öhringen.
- MULLER, A. (1988): Das Quartär im mittleren Elbegebiet zwischen Riesa und Dessau. — Diss. Martin-Luther-Univ.; Halle.
- , ORTMANN, R. & EISSMANN, L. (1988): Die Schwerminerale im fluviatilen Quartär des mittleren Saale-Elbe-Gebietes. – Altenburger naturwiss. Forschungen, 4: 70 S.; Altenburg.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung am Main und Regnitz seit dem Hochwürm. — Geol. Jb., A 71: 11— 43; Hannover.

- SCHMIDT, B. (1981): Zur Westgruppe der Lausitzer Kultur. - Arbeits- und Forschungsber. zur sächsischen Bodendenkmalpflege, Beiheft, 16: 285-297; Berlin.
- STARIK, J. E., ARSLANOV, A. C. & KLEINER, J. R. (1963): dlja datirovanija po radiouglerodu scintilljacionnym metodom. - Radiochimija, 5: 198-205; Moskau.
- STRAUTZ, W. (1962): Auelehmbildung und -gliederung im Weser- und Leinetal mit vergleichenden Zeitbestimmungen aus dem Flußgebiet der Elbe. - Beitr. Landespflege, 1: 273-314; Stuttgart.
- STUIVER, M. (1978): Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes. - Science, 199: 253-258; Washington.

- STUIVER, M. & PEARSON, G. W. (1986): High-Precision Calibration of the Radiocarbon Time Scale, AD 1950 - 500 BC. - Radiocarbon, 28, No. 2B, Calibration Issue; New Haven.
- Ulucenija metodika chimiceskoj podgotovki obrazvov SWAART, E. R. (1964): The direct conversion of wood charcoal to lithium carbide in the production of acetylene for radiocarbon dating. - Experientia, 20: 47-48: Basel.
 - WOLF, L. (1978): Zum Alter und zur Gliederung der "Döbelner Quartärfolge". - Zeitschr. geol. Wiss., 6: 1231-1243; Berlin.

Manuskript eingegangen am 20. 07. 1990

Die frühpleistozäne Augsburger Altwasserscheide am Ostrand der Iller-Lech-Platte (süddeutsches Alpenvorland, Bayern)

LORENZ SCHEUENPFLUG *)

Pleistocene, Biber-period, Donau-period, morphology, hydrography, Iller-Lech-plate Bavaria, Füssen, Schongau, Augsburg

Kurzfassung: Den Ostrand der Iller-Lech-Platte (einschließlich der Aindlinger Terrassentreppe) bildete im Ältestpleistozän (Biberkaltzeiten-Gruppe) die durchgehende Augsburger Altwasserscheide. Zu dieser Zeit muß der Ur-Lech aus dem Füssener Raum kommend nach NNE über den Schongauer Raum in Richtung Ammersee — Amper — Isar abgeflossen sein und erst später vom Schongauer Raum aus sein heutiges Tal in nördlicher Richtung geschaffen haben.

[The Early Pleistocene "Augsburg Old Watershed" at the Eastern Border of the Iller-Lech-Platte (South German Alpine Foreland, Bavaria)]

Abstract: During the oldest pleistocene (group of Biberkaltzeiten) the undivided "Augsburg old watershed" formed the eastern border of the Iller-Lech-Platte. At the same time the oldest river Lech must be flown off from Füssen to NNE via Schongau — Ammersee — Amper to the Isar. Its recent valley from Schongau in direction to the north via Landsberg — Augsburg is younger.

1 Einführung

Die ältest- und altpleistozänen Schotter in der Aindlinger Terrassentreppe NNE Augsburg (Abb. 1) werden von den verschiedenen Autoren den verschiedensten Flüssen zugeordnet:

Α	11	to	÷		
11	u	ιU	r	٠	

GRAUL 1943, 1949 SCHAEFER 1953 SCHAEFER 1966 LÖSCHER ab 1976 (passim) RÖGNER ab 1979 (passim) TILLMANNS, BRUNNACKER & LÖSCHER 1983 ablagernder Fluß: Wertach — Lech Wertach nur Lech Iller und Lech gemeinsam zuerst Iller, dann nur Lech. Über den Ur-Lech bestehen die größten Unsicherheiten. Deshalb soll hier zu den bisher unbewiesenen Annahmen auf paläogeographische Gegebenheiten aufmerksam gemacht werden, die dabei nicht oder nicht gebührend beachtet worden sind.

Eingehende quantitative petrographische Analysen v e r g l e i c h b a r e r Schotter der Iller und des Lechs, die vorgenommen wurden, um Unterscheidungsmerkmale zu erkennen, blieben ergebnislos. Dabei auftretende feine Unterschiede lagen sämtlich im Bereich statistischer Schwankungen. Auch kann der Gehalt an Kristallingeröllen oder Wettersteinkalken nicht zur Unterscheidung herangezogen werden, weil unbekannt ist, welcher Anteil aus glazialen Transfluenzen stammt und wieviel aus tertiären Geröllfächern der subalpinen Molasse aufgenommen worden ist. Zusätzlich werden beim Wettersteinkalk Einzugsgebiete und jetzt ausgeräumte Vorkommen mit zunehmendem Alter und dementsprechend veränderter Paläogeographie immer unsicherer, ja unbekannt.

Bei dem sehr häufigen Fehlen unverwitterter Schotter — besonders in den hier behandelten älteren Vorkommen — greifen manche Autoren auf möglichst wenig angewitterte oder gar verwitterte Geröllpartien zurück. Das verschiebt durch unterschiedliche Verwitterungsresistenz der Gesteine die Zahlen im Geröllspektrum, führt zu falschen Schlüssen und macht den Vergleich mit anderen Proben unmöglich.

Schwermineralanalysen aus dem Feinmaterial zum Unterscheiden versagen, wie auch TILLMANNS, BRUNN-ACKER & LÖSCHER (1983: 25) feststellen müssen.

2 Landschaften und Flüsse

Zum besseren Verständnis des Folgenden sind in Abb. 1 die wichtigsten Landschaftsbezeichnungen und

^{*)} Anschrift des Verfassers: L. SCHEUENPFLUG, Keimstr. 7c, D – 8902 Neusäß-Lohwald.

Flüsse dargestellt. Im Augsburger Raum prägt die Ur-Iller das Ältest- und Altpleistozän. Als älteste pleistozäne Ablagerung gilt die Staufenbergserie. A. PENCK selbst kartierte sie (Originalpositionsblätter im Bayerischen Geologischen Landesamt, München), EBERL (1930: 310-312) geht auf sie ein, SCHAEFER (1957) ordnet sie der Biberkaltzeit zu. Ihr entsprechen östlich des Lechs im Schottergebiet der Aindlinger Terrassentreppe die Hochschotter (GRAUL 1943, 1949; SCHAEFER 1953, 1966; TILLMANNS, BRUNNACKER & LÖSCHER 1983).



Abb. 1: (Erläutert in Abschnitt 2). Die Schottergebiete der östlichen Iller-Lech-Platte: 1 = Staufenbergserie; 2 = Staudenplatte, 3 = Aindlinger Terrassentreppe, 4 = Zusamplatte; grob schräg schraffiert = Gebiet der ehemaligen Augsburger Altwasserscheide; gestrichelt (zwischen 1 + 2 und 4) = ehemalige Dinkelscherbener Altwasserscheide; St (W Landsberg) = Stoffersberg.

Die nächst-jüngeren Ur-Iller-Schotter liegen südwestlich Augsburg und westlich des Lech-Wertach-Tales in der Staudenplatte. EBERL (1930: 305-310) und SCHAEFER (1953, 1957) stellen sie in die Donaueiszeit; LÖSCHER (unveröffentlicht), HABBE & RÖGNER (1989) weisen sie als jüngsten Teil der Biberkaltzeiten-Gruppe aus. Östlich des Lechs setzen sich die Schotter in der Südspitze der Aindlinger Terrassentreppe fort.

Die alpinen Schotter der Zusamplatte stammen von einer wiederum jüngeren Ur-Iller. SCHAEFER (1957) stellt sie in die Günzeiszeit, LÖSCHER (1976) ordnet sie dem Unteren Deckschotter und der Donaukaltzeiten-Gruppe zu.

Die Dinkelscherbener Altwasserscheide (PENCK 1909: 46; GRAUL 1943, 1949) ist durch Erosion bis auf wenige noch erhaltene Reste beseitigt und großenteils in Tiefengebiete umgewandelt worden (Reliefumkehr!). In Abschnitt 6 wird sie kurz behandelt.

Die Aindlinger Terrassentreppe (oben schon zitierte Autoren) im Dreieck zwischen den Städten Augsburg - Donauwörth - Neuburg/ Donau baut sich aus unterschiedlich alten Schottern auf. Die ältesten liegen am Südostrand, die jüngsten im NW. Östlich stößt sie im Nordteil ans Donaumoos (GRAUL 1943), im Südteil an das Tertiärhügelland. Dazu ist zu bemerken: Nur das Material ist tertiären Alters (miozäne Obere Süßwassermolasse). Geformt wurde es rein periglaziär während des Quartärs. Entwässert wird dieser Bereich von der (unteren) Paar und ihren Nebenbächen. Südlich der Aindlinger Terrassentreppe reicht das Tertiärhügelland bis an den Lech heran. Südlich Mering / Merching (15 km SSE Augsburg) haben sich Reste rißzeitlicher Moränen der Ammersee-Zunge des Isar-Loisach-Gletschers erhalten.

Die ursprünglich zusammenhängenden Schottergebiete der Staufenbergserie und der Staudenplatte (links) mit denen der Aindlinger Terrassentreppe (rechts) werden jetzt vom rißzeitlich geprägten Lechtal, in dem — von Sherkommend — bis Augsburg auch die Wertach fließt, getrennt.

3 Die Hauptabflußrichtung der Gewässer

Heute trennt das Lechtal das süddeutsche Alpenvorland in zwei Teile: einen westlichen mit der Entwässerungsrichtung (im groben) S-N und einen östlichen mit der Entwässerungsrichtung SSW-NNE oder SW-NE. Die Anlage des Ostteils, die sich bis nach Oberösterreich hinein fortsetzt, ist die ältere, die westliche die jüngere. Die Ur-Iller floß ursprünglich SSW-NNE aus dem Kemptener über den Augsburger Raum zur Donau auf die Wellheimer Talung zu ab (Abb. 2) (SCHEUENPFLUG 1986). Das gesamte frühpleistozäne Gewässernetz war also nach NNE oder NE gerichtet. Lediglich für den Lech als einzigen nehmen Autoren - ohne Belege und Beweise und ohne Rücksicht auf diese paläogeographischen Gegebenheiten - an, er sei von jeher S-N geflossen. Dabei müßte er dann in der Nähe Augsburgs in die Ur-Iller gemündet sein (siehe dazu Abschnitt 7!).

4 Die Augsburger Altwasserscheide

Obwohl die Iller-Lech-Platte (seit A. PENCK gilt dieser Ausdruck als Sammelbegriff für die dort vorkommenden Schotterlandschaften) wörtlich genommen eigentlich schon am Lech enden müßte, reichen die mit ihr zusammenhängenden alten und nur durch das später entstandene Lechtal getrennten Schotter der Aindlinger Terrassentreppe über den unteren Lech nach E hinüber. In diesem Aufsatz gilt die Aindlinger Terrassentreppe stets in den Begriff "Iller-Lech-Platte" mit einbezogen.

Die Schotter vom ehemals am weitesten nach E reichenden rechten Talrand der Ur-Iller, die während des Ältestpleistozäns in der Staudenplatte und in der Aindlinger Terrassentreppe — dort allerdings in unterschiedlichen Zeitabschnitten — abgelagert wurden, bilden jetzt den Ostrand der Iller-Lech-Platte. Der durch Ausräumung und Reliefumkehr herausgebildete und noch erhaltene Abbruchrand dieser Altschottergebiete ist ein auffallendes Landschaftselement und eine Leitlinie über nahezu 80 km in der alten Entwässerungsrichtung SSW—NNE. Lediglich durch den rißzeitlich geprägten breiten Einschnitt des Lechtales wird sie unterbrochen.

Von den alten rechten Rinnenrändern der Ur-Iller aus muß sich weiter nach E, vom Ufer ansteigend, ein höheres Hinterland befunden haben: ein Wasserscheidengelände. Wenn auch die Hochschotter der Aindlinger Terrassentreppe älter sind als die Staudenplatte und die mit ihr zusammenhängenden Schotter in der Südspitze der Aindlinger Terrassentreppe, so kann dennoch als sicher angenommen werden, daß während der ganzen Zeit, in der diese Schotter abgelagert wurden, also der gesamten Biberkaltzeiten-Gruppe (sensu HABBE & RÖGNER 1989), diese Wasserscheide über ihre ganze Länge intakt gewesen sein muß und sie noch kein Lech durchschnitten und in zwei Teile zerlegt hatte. Das heißt: Sie war länger als die erste Hälfte des gesamten Pleistozäns in Funktion! Gegenüber der in Abschnitt 6 kurz behandelten Dinkelscherbener Altwasserscheide kommt ihr damit eine weitaus größere Bedeutung zu. Nachdem sie etwa in der Mitte ihrer Längserstreckung über das heutige Stadtgebiet von Augsburg hinweg verläuft (Abb. 1), soll sie zur Unterscheidung von anderen die "Augsburger Altwasserscheide" genannt werden. Nach heutiger hydrographischer Nomenklatur entspricht sie einer "Wasserscheide 1. Unterteilung".

Die Teile der Augsburger Altwasserscheide entlang der Staudenplatte und entlang der Aindlinger Terrassentreppe sind von verschiedenen Autoren erkannt und erwähnt worden. Daß sie jedoch ein einziges, durchlaufendes Landschaftsgebilde gewesen sein muß, was schon aus der ursprünglichen Einheit der Schottergebiete westlich und östlich des unteren Lechs als selbstverständlich hervorgeht, ist bisher weder beachtet noch beschrieben worden.

Die einst zusammenhängende Altwasserscheide ist heute in so unterschiedliche Landschaften umgebildet und durch den Lech zerschnitten worden, daß auf sie in Verbindung mit den einzelnen erhaltenen Schotterplatten eingegangen wird.

4.1 Die Augsburger Altwasserscheide entlang der Staudenplatte

Die Ostgrenze der Staudenplatte, des Altschottergebietes südwestlich Augsburg, ist der markante Abbruch zum westlichen Rand des heutigen Wertachtales ("Wertachleite"), das der rißzeitliche Lech geprägt hat. Die Wertach folgt ihr ab Türkheim über ihre ganze Länge auf etwa 37 km und mündet dann im N Augsburgs in den Lech. Der Höhenunterschied zwischen dem Ostrand der Staudenplatte und dem Wertachtal beträgt durchschnittlich 60 m. Das Wertach-Lech-Tal ist in diesem Bereich durch Ausräumung und Reliefumkehr aus dem Höhengebiet der Augsburger Altwasserscheide entstanden. Die Südspitze der Staudenplatte stellt gleichzeitig die Nordgrenze des am weitesten vorgestoßenen pleistozänen Wertach-Lech-Eises dar. Weiter nach S ist das Gelände im Laufe des Pleistozäns so tief abgetragen und ausgeräumt worden, daß sich von Altwasserscheiden nichts mehr erhalten hat und von ältestpleistozänen Schottern nur kleine punktförmige Vorkommen übrig geblieben sind. Mit den weiter im N liegenden, verbreiteteren ältestpleistozänen Schottern können sie der großen Entfernung wegen nur mutmaßlich verbunden werden.

Reste der Augsburger Altwasserscheide, die sich als Hügel oder Höhen neben den Schotterlagern noch über diese erheben, sind am Rande der Staudenplatte nicht erhalten geblieben. Die von SCHAEFER (1953: 36, 47-49) als "Tertiäres Höhengebiet" ausgewiesenen Bereiche um den Schlegelsberg bei Siebnach und Traunried beruhen auf reiner — hier täuschender — Karteninterpretation. Genaue Geländeaufnahmen ergaben, daß der Schlegelsberg auch einst Schotter getragen hat, somit ein Teil der Staudenplatte und kein tertiäres Höhengelände ist.

Zeuge für das ehemalige Bestehen einer Altwasserscheide und das viel geringere Alter des Wertach-Lech-Tales ist das Gewässernetz der Staudenplatte mit seinen Bächen, die wohl nahe an der Wertachleite entspringen, jedoch vom Wertachtale weg nach N und NW zur Sammelrinne der Schmutter hin entwässern. Ihre Täler zeigen streckenweise eine ausgeprägte Talhangasymmetrie mit westexponierten Steilhängen.

Die Verbindung zur ehemaligen Wasserscheide kennzeichnen jetzt wasserlose Talanfänge, die in die Wertachleite eingedellt sind. Lediglich am Nordostrand der Staudenplatte fließen zwei Bächlein (Diebelbach und Schlaugraben) der Wertach zu, die aus alten Randrinnen im Ur-Iller-Tal entstanden sein könnten (SCHEUENPFLUG 1990).

Die Herkunft mehrere Meter mächtiger Deckschichten auf den Schottern entlang der Wasserscheide kann unterschiedlich gedeutet werden: alte Auensedimente, Lößlehme oder Staublehme äolischen Ursprungs oder beim Abtrag des Höhengeländes hierher umgelagertes Material, wie es am Rande der Dinkelscherbener Altwasserscheide nachgewiesen ist. Ohne Aufschlüsse und Untersuchungen ist nichts Genaueres darüber auszusagen.

4.2 Der Übergang von der Staudenplatte zur Aindlinger Terrassentreppe

Das ursprüngliche Zusammenhängen der Nordspitze der Staudenplatte (Bismarckturm bei Steppach) mit der Südspitze der Aindlinger Terrassentreppe (Schotter bei Mühlhausen) ist durch Längsprofile der Schotterkörper erwiesen. SCHAEFER (1953: 40-41; 1957 Karte) bringt in seinem Längsprofil die Verbindung nicht zustande, zieht daraus Konsequenzen und weist an der Nordostspitze der Staudenplatte einen tieferliegenden Schotterkörper aus, weil er von einem irrtümlichen Wert der Schottersohle beim Bismarckturm, 520 statt (mehrfach erbohrter) 526 m NN, ausgeht. Wenn die Schotter der Staudenplatte westlich des Lechs ohne allen Zweifel von der Ur-Iller stammen (SINN seit 1972), so müssen konsequent die im NNE jenseits des Lechtales folgenden in ihrer Fortsetzung, der Südspitze der Aindlinger Terrassentreppe, auch von der Ur-Iller stammen. Für die Behauptung von TILLMANNS, BRUNNACKER & LÖSCHER (1983: 13) sie seien "ausschließlich Lechmaterial", sind dort keinerlei Beweise oder Belege angeführt. Solche sind schotterpetrographisch auch nicht möglich (siehe Abschnitt 1)!

4.3 Die Augsburger Altwasserscheide entlang der Aindlinger Terrassentreppe

Die biberkaltzeitlichen (sensu HABBE & RÖGNER 1989) Schotter westlich des Lechs (Staufenbergserie und Staudenplatte) setzen sich östlich des Flusses in der Aindlinger Terrassentreppe fort. Das hier ebenfalls der ältesten Ostgrenze folgende Höhengelände der Augsburger Altwasserscheide vermutet schon WINTER (1896: 537, 539). Östlich des in der alten Entwässerungsrichtung SSW—NNE verlaufenden etwa 41 km langen Abbruchrandes der Altschotterplatten schließen sich zwei heute unterschiedliche Landschaften an, die beide auch durch Ausräumung bzw. Reliefumkehr entstanden sind. Sie zeigen jedoch ein ganz anderes Bild, als das dem ganzen Verlauf der Altwasserscheide entlang der Staudenplatte folgende Wertachtal.

Der Nordteil der ehemaligen Altwasserscheide ist durch tiefgreifende Erosion (Musterbeispiel für die Reliefumkehr!) beseitigt und in ein Ausräumungsbecken umgewandelt worden, das jetzt etwa dem Westteil des Donaumooses entspricht. Hier beträgt der Höhenunterschied zwischen der Aindlinger Terrassentreppe und dem Westrand des Donaumooses durchschnittlich 100 m. Der Südteil der ehemaligen Altwasserscheide mit durchschnittlich 45 m Reliefenergie gehört dem Tertiärhügelland an, dessen Westgrenze von der Südspitze der Aindlinger Terrassentreppe bis zu den Rißmoränen bei Mering/Merching (etwa 15 km SSE Augsburg) am östlichen Rand des heutigen Lechtales reicht ("Lechrain"). Das Tertiärhügelland wird hier durch die Paar entwässert, die, aus dem Ammerseegebiet und dem Lechtal kommend ("obere Paar"), seit dem Frühholozän ins Hügelland eintritt und noch heute von dort ab in der frühpleistozänen Richtung nach NNE weiterfließt (SCHEUENPFLUG 1978).



Abb. 2: Querschnitt durch erhaltene Reste der ehemaligen Augsburger Altwasserscheide von der Südspitze der Aindlinger Terrassentreppe (Schotter bei Mühlhausen, 9 km NNE Augsburg) nach ESE, quer zur alten Entwässerungsrichtung SSW-NNE.

Hier liegt nun zwischen östlichem Schotterrand der Ur-Iller (Südspitze der Aindlinger Terrassentreppe) und der Paar ein Wasserscheidengelände, das ebenfalls SSW-NNE verläuft und im W zum heutigen Lech, im E zur Paar entwässert. In diesem Bereich haben sich Reste der Augsburger Altwasserscheide bis heute erhalten. Sie überragen die Schottersohle in der Südspitze der Aindlinger Terrassentreppe (505 m NN) um über 30 m (Abb. 2). Es sind einzelne Kuppen, Härtlinge aus erosionsresistenten feinen tertiären Quarzgeröllen ("Quarzriesel"), die zwischen Frechholzhausen (10 km NE Augsburg) und Alsmoos (19 km NNE Augsburg) mit Höhen von 536 m auf 525 m NN abfallen (Abb. 1: Punkte NE Augsburg!). Unmittelbar neben den Schottervorkommen in der Südspitze der Aindlinger Terrassentreppe liegen an zwei Stellen erhaltene Reste eines höheren Ufergeländes, die A. PENCK als erster kartierte.

Das heutige Einzugsgebiet der Paar im Tertiärhügelland im S und das der Donaumoosbäche im N trennt eine jüngere Wasserscheide, die W-E von südlich Pöttmes etwa in Richtung Schrobenhausen verläuft und schon von WINTER (1896: 540) erwähnt wird. Am Westrand des Donaumooses selbst sind keine Reste der Augsburger Altwasserscheide erhalten. Alles wurde durch die Ausräumung und gänzliche Reliefumkehr in eine Niederung verwandelt. A. PENCK, der die Aindlinger Terrassentreppe auf sieben Positionsblättern kartierte (Originale im Baverischen Geologischen Landesamt, München), sieht den NNE verlaufenden Rand der Hochschotter (seiner Älteren Deckenschotter) noch als tektonisch gehoben, das Donaumoos dagegen als abgesenkt an (PENCK 1909: 59, 122). Diese Vermutung widerlegt schon EBERL (1930) im Zusammenhang mit anderen Gebieten.

Hinweise auf die ehemalige Wasserscheide geben — wie in der Staudenplatte — die Bäche und ihre alten Talanlagen, die alle nach W und NW vom ehemaligen Höhengelände weg - entwässern. In diesen Tälern des Altschottergebietes herrscht vielfach eine ausgeprägte Talhangasymmetrie mit süd-und südwest-exponierten Steilhängen. Die heutige Wasserscheide im Westen des Donaumooses verläuft weitgehend über den hohen Ostrand der Aindlinger Terrassentreppe. Die Wässer einiger Donaumoosbäche hatten jedoch solche Erosionskraft infolge einer näher- oder auch tieferliegenden Erosionsbasis, daß sie sich sogar durch diese Wasserscheide hindurchfressen konnten bis in die Talanfänge der entgegengesetzt entwässernden Bäche. Dadurch entstanden in diesen engen Bereichen kleine Talwasserscheiden, die von der sonst auf den (Schotter-)Höhen verlaufenden Linie nach W ausbrechen. Verständlicherweise benützen Ortsverbindungsstraßen diese tiefen Einschnitte.

5 Die Ur-Paar

Solange die Augsburger Altwasserscheide entlang der Staudenplatte in Funktion war und weder Lech noch Wertach über Augsburg abflossen, kann man eine Ur-Paar annehmen, die das Gebiet unmittelbar östlich dieses Hochgeländes entwässerte und den alten Oberlauf der heutigen unteren Paar bildete. Als der Lech später von S nach N hier sein Tal anlegte und ausformte, mußte dieser periglaziale, entlang der Staudenplatte vermutete Ur-Paar-Lauf Nebenfluß des fluvioglazialen Schmelzwasserstromes werden und könnte somit als Vorläufer im heutigen Wertachtal dieses Bereichs gelten. Ähnliche Gedanken, allerdings noch mit anderen Voraussetzungen, äußert schon WINTER (1896: 542). Die untere Paar war damit nach Erscheinen des Lechs ihres ursprünglichen Oberlaufs beraubt, wofür sie im Holozän einen Ersatz durch die heutige obere Paar erhielt (SCHEUENPFLUG 1978).

6 Die Dinkelscherbener Altwasserscheide

A. PENCK (1909: 46) erkannte sie als erster, was bei allen späteren Autoren unerwähnt und unbeachtet blieb, gab ihr jedoch keinen eigenen Namen. Seit GRAUL (1943: 27; 1949: 3-12; 1962: 12) beschrieben sie etliche Autoren als höchst bedeutsame Trennlinie örtlich sehr unterschiedlicher Bereiche und Flüsse oder Flußsysteme während ganz verschiedener Abschnitte des Pleistozäns, sogar zurück bis ins Tertiär. Eine ähnliche Zusammenstellung der Aussagen einzelner Autoren, wie in der Einleitung dieses Aufsatzes, würde die gleiche Verwirrung zeigen. Deshalb soll hier nicht näher darauf eingegangen werden. Es gilt hier nur, den sehr weit gehandhabten Begriff der Dinkelscherbener Altwasserscheide in der Literatur von dem der Augsburger Altwasserscheide sauber zu trennen. Dazu möge folgende Definition dienen: Die Dinkelscherbener Altwasserscheide ist sensu stricto der jetzt noch nachweisbare SSW-NNE verlaufende ursprüngliche Geländestreifen, der die älteren Schotter der Ur-Iller der Staufenbergserie und in der Staudenplatte von den jüngeren in der Zusamplatte trennt (Abb. 1: gestrichelte Linie zwischen diesen Schotterplatten). Damit ist gleichzeitig, obwohl nicht eigens ausgesprochen, ihre zeitliche und örtliche Funktion umrissen und festgelegt.

7 Wo floß der Ur-Lech?

Es darf als sicher angenommen werden, daß der Ur-Lech noch nicht wie heute nach N floß. Aus dem bisher Beschriebenen geht hervor, daß in der Zeit, als die Ur-Iller ihre Schotter in der Staudenplatte und Aindlinger Terrassentreppe ablagerte, noch kein Ur-Lech die davorliegende Sperre der Augsburger Altwasserscheide durchschnitten hatte. Als einziger Alpenfluß und Gletscherschmelzwasserstrom kann er während des Ältest- möglicherweise auch noch zu Beginn des Altpleistozäns im süddeutschen Alpenvorland kaum eine S—N-Richtung eingeschlagen haben, während alle anderen Alpenflüsse vom Rhein bis zum Inn und sogar weiter in Oberösterreich (S)SW— (N)NE abgeflossen sind, einer Richtung, die östlich der jetzigen Lechlinie bis zum Inn noch heute eingehalten wird.



Abb. 3: Ältestpleistozäne Flußläufe det Ur-Iller und des Ur-Lechs (gestrichelt) im bayerischen Alpenvorland.

Der älteste Lech muß aus dem Raum Schongau oder wenig nördlich davon in der vom Alpenrand bei Füssen bis dorthin geprägten Richtung (SSW—NNE) etwa auf den heutigen Ammersee zugeflossen und weiter dem Lauf der Amper und Isar gefolgt sein (Abb. 3), wie schon KNAUER (1952: 5, Abb. 11 und 18—19) vermutete. Wann der Ur-Lech aus dieser alten Entwässerungsrichtung in seine heutige nach N abschwenkte, ist in diesem Bereich nicht zu entscheiden. Nördlich Schongau macht er auf seinem neuen Wege zwischen Apfeldorf und Seestall/Mundraching — wie so manche anderen schwäbischen Flüsse — einen auffälligen Knick nach NW und fließt dann wieder nach N in Richtung Landsberg weiter. Hinterlassene Belege zwischen dem heutigen Lech und dem Ammersee dürften wohl im Laufe der Eiszeiten durch das wiederholte Vordringen der Gletscher und das Ausräumen durch Schmelzwässer restlos beseitigt worden sein.

Einen Hinweis auf das sehr junge Alter des heutigen Lechtales geben die topographischen Karten oder noch eindringlicher die beiden Wasserscheidenkarten CC 7926 Augsburg und CC 8726 Kempten (Allgäu) des Gewässeratlasses von Bayern 1: 200 000. Während das Einzugsgebiet des Lechs bis nördlich Schongau durch Nebenbäche und -flüsse verästelt ist, erscheint es vom erwähnten NW-Knick an bis zur Mündung in die Donau als ein langgezogenes, schlauchartiges Gebilde, das meist schon an den heutigen Talrändern mit einer Wasserscheide "1. Unterteilung" endet. Das bedeutet: Außer einigen kurzen Bächen, die in mittel- und jungglazialen Tälern zum Lech hin folgen, fehlt hier ein älteres Gewässernetz und Einzugsgebiet; das Lechtal ab nördlich Schongau ist ein verhältnismäßig junges Gebilde.

Weiterhin ist bezeichnend: Die ältesten nachweisbaren Lechschotter zwischen Landsberg und Augsburg sind die Kiese der rißeiszeitlichen Hochterrasse. Ältere sind entweder nicht abgelagert oder gänzlich wieder ausgeräumt worden. Es steht fest, daß der Lech auf dieser Strecke nie östlich seines jetzigen Tales geflossen sein kann.

Ohne weiteres ist es denkbar, daß in früheren Eiszeiten die Hauptmasse des Lecheises nicht im heutigen Lechtal, sondern im heutigen Wertachtal vordrang, wie es z. B. noch im Würm geschah, und die Entwässerung dann hauptsächlich durchs Floßachtal zur Mindel erfolgte. Erst durch die Abflüsse des weit vorgedrungenen Riß- (und Mindel-?)Eises mag es dem Lech mit kräftiger Beihilfe randlicher Schmelzwässer von der Ammersee-Zunge des Isar-Loisach-Gletschers her gelungen sein, das Tal in seiner heutigen Form zwischen Landsberg und Augsburg zu gestalten. Ebenso können zum Lechtal hin abfließende Schmelzwässer der Ammersee-Zunge auch schon zu früheren Eiszeiten mitgeholfen haben, den "Durchbruch" in der Augsburger Altwasserscheide auszuräumen und zu erweitern.

Der Stoffersberg (in den topographischen Karten: oberer Riedberg) 5–6 km westlich Landsberg (in Abb. 1: St.) bildet den einzigen kritischen Punkt, der sich bis jetzt jeder Zuordnung entzieht. Seine isoliert dastehende Kuppe trägt eine kleine alt- oder ältestpleistozäne Schotterkappe, die mit keinem der kilometerweit entfernten ähnlichen Schottervorkommen zweifelsfrei konnektiert werden kann, weil sie stratigraphisch höher liegt. Bisher (zuletzt RÖGNER in HABBE & RÖGNER 1989) wurde das Entstehen dieser Schotterkappe — ohne schlüssige Beweise — dem Lech zugeschrieben, zuweilen auch mit der weiter westlich einsetzenden Staudenplatte in Verbindung gebracht. Das alles ist jedoch rein spekulativ.

So bleibt der Stoffersberg auch weiterhin ein unbequemes — Fragezeichen allein auf weiter Flur. Hier stehen sich die beiden unbeweisbaren Mutmaßungen gegenüber: Sein Schotter stammt / stammt nicht von einem Ur-Lech, der in Richtung Augsburg floß. Dabei hat die Annahme mehr Wahrscheinlichkeit, daß zu dieser Zeit der Ur-Lech von Schongau aus nach NNE floß und kein Lech in Richtung Augsburg fließen konnte, weil durch die allgemeine Abflußrichtung im Voralpenland und durch die Augsburger Altwasserscheide ein Ablauf des Lechwassers nach N nicht möglich war.

8 Ist Tektonik beteiligt?

An dem SSW—NNE verlaufenden Ostrand der Aindlinger Terrassentreppe und dem anschließenden Donaumoos, also im Bereich der ehemaligen Augsburger Altwasserscheide, zeigt sich Eigenartiges: Hier treffen Bäche, die in genau entgegengesetzter Himmelsrichtung auseinanderlaufen, mit ihren Taleinschnitten und -anfängen im Bereich der heutigen Wasserscheide g e n a u a u f e i n a n d e r. Liegt die Wasserscheide schon im Talboden, so erscheint eine gerade, meist WNW—ESE oder NW—SE durchgehende Tiefenlinie. Weiter südlich, im Tertiärhügelland, wo die Ausräumung noch nicht so weit fortgeschritten ist, läßt sich der Verlauf in entgegengesetzter Richtung entwässernder Täler durch eine Gerade verbinden.

Dieses wiederholte geradlinige Aufeinandertreffen von entgegengesetzt entwässernden Tälern, sogar über eine Wasserscheide hinweg, kann nur mit tektonisch vorgezeichneten Schwächezonen erklärt werden. Es ist genau dieselbe Richtung, in der auch der Lech mit einem Knick in seiner Laufrichtung zwischen Staudenplatte und Aindlinger Terrassentreppe den Bereich der ehemaligen Augsburger Altwasserscheide (im heutigen Augsburger Stadtgebiet) quert.

Auf den anderen Knick des Lechs nördlich Schongau aus seiner alten Richtung nach NW und dann wieder nach N wurde bereits hingewiesen. Genau dasselbe Verhalten zeigt die aus der Staudenplatte kommende Zusam, wo sie die ehemalige Dinkelscherbener Altwasserscheide quert und in die nach ihr benannte Zusamplatte "eintritt". Bei näherem Zusehen lassen sich in ganz Bayerisch Schwaben ähnliche auffällige Flußknicke feststellen.

Wasser reagiert sehr empfindlich und macht Kräfte und Vorgänge sichtbar, die der Mensch sonst ohne weiteres nicht wahrnehmen kann (z. B. Ebbe und Flut, Corioliskraft und v. Baer'sches Gesetz, Wetterglas der Seefahrer). Was in den Alpen und in anderen Gebieten als selbstverständlich gilt, weshalb soll sich das nicht auch aus dem tieferen Untergrund des Vorlandes durch die Molasse "durchpausen" und Einflüsse auf Talanlagen zeigen?

Das Alpenvorland braucht nicht a priori frei von tektonischen Einflüssen zu sein, nur weil vor allem neue Erkenntnisse darüber nicht an die Öffentlichkeit gelangen (dürfen). Talverläufe und Talwechsel im Voralpenland brauchen nicht allein von unterschiedlichen Gletscherständen oder Gletscherabflüssen, der Nähe oder Ferne von Vorflutern oder dem etwas strapazierten Begriff der rückschreitenden oder nach rückwärts einschneidenden Erosion bestimmt werden. Die Täler am Ostrand der Aindlinger Terrassentreppe und die beiden Lechknicke zeigen ebenso wie der Zusamknick bei Dinkelscherben, daß hier vorher alte Rücken als Hindernisse vorhanden waren, die später vom Fluß durchschnitten wurden. So deuten nicht nur diese Flußknicke auf Vorgänge hin, an denen Tektonik mitgewirkt haben muß.

Selbst wenn bisher die Zuhilfenahme der Tektonik zum Klären ungelöster Fragen im Alpenvorland verpönt war, muß in diesem Zusammenhang auf solche nicht mehr nur zufälligen Erscheinungen hingewiesen werden.

9 Zur Altersfrage

Die Augsburger Altwasserscheide muß mindestens so lange als ein nicht durchbrochener Höhenrücken in Funktion gewesen sein, wie die Ur-Iller am Ostrand der Iller-Lech-Platte geflossen ist und dort ihre Schotter abgelagert hat. Nach HABBE & RÖGNER (1989) liegt dieses Geschehen in der Biberkaltzeiten-Gruppe und nimmt nach den Ermittlungen gerade in diesem Raum (SCHEUENPFLUG 1987) mehr als die Hälfte des gesamten Quartärs ein. Für die Donaueiszeit und die klassischen vier Eiszeiten bleibt dabei die knappe zweite Hälfte des Quartärs übrig! Erst nach Abwandern der Ur-Iller von der Staudenplatte (jüngere Biberkaltzeit) in die Zusamplatte (Untere Deckschotter, Donaueiszeit) hat die Augsburger Altwasserscheide in ihrer beschriebenen Ausdehnung keinen unmittelbaren Bezug mehr zur Iller, dagegen tritt erst jetzt die Dinkelscherbener Altwasserscheide in Funktion.

Eine Richtungsänderung des Illerabflusses aus SSW-NNE nach S-N zeigt sich mit dem endenden Absatz der Unteren Deckschotter (LÖSCHER 1976). So gibt nur die Laufveränderung der Iller Anlaß zu einem vagen Analogieschluß, daß ein großräumiger Wandel stattgefunden hat und daß auch der Lech zur selben Zeit seine Nordrichtung eingeschlagen haben könnte, wobei er seinen Weg durch die Augsburger Altwasserscheide ausräumen mußte. Ob dabei auch über das Lechtal abfließende Schmelzwässer vom Westrand der Ammersee-Zunge des Isar-Loisach-Gletschers mitgeholfen haben, bleibt eine offene Frage.

10 Ergebnis

Während der Biberkaltzeiten-Gruppe (sensu HABBE & RÖGNER 1989) lagerte die Ur-Iller die Schotter der Staufenbergserie, die der Staudenplatte und die mit ihnen noch zusammenhängenden Äquivalente in der Aindlinger Terrassentreppe ab. Dies dauerte bis über die erste Hälfte des gesamten Ouartärs hinaus. Von ihrem am weitesten nach E reichenden Talrand aus. der zugleich die Ostgrenze der Iller-Lech-Platte darstellt und in der alten Abflußrichtung SSW-NNE etwa 80 km weit zu verfolgen ist, erhob sich weiter gegen E ein Hochgelände oder Höhenrücken mit Wasserscheidenfunktion: die Augsburger Altwasserscheide. Solange die Ur-Iller über das Staufenberggebiet, die Staudenplatte und die Aindlinger Terrassentreppe abfloß, muß der Ur-Lech, von Füssen kommend, ebenfalls nach NNE über Schongau - Ammersee, der Amper folgend, Fürstenfeldbruck -Dachau etwa am Nordrand der heutigen Münchner Ebene zur Isar geflossen sein. Für sein Umschwenken in die generelle Nordrichtung mit einem NW-Knick nördlich Schongau und einem ähnlichen Abknicken weiter nördlich durch das Gelände der Augsburger Altwasserscheide hindurch kann - wie bei ähnlichem Verhalten anderer schwäbischer Flüsse durch alte Hindernisse - wohl nur Tektonik mit wirksam gewesen sein. Ähnliches läßt sich auch an Bachläufen in der Aindlinger Terrassentreppe und an ihrem Ostrand nachweisen. Wann der Lech seinen Weg durch die Augsburger Altwasserscheide ausgeräumt hat, ist zeitlich noch nicht festzulegen, - gewiß nicht, solange die Iller über Staufenberggebiet, Staudenplatte und Aindlinger Terrassentreppe abfloß. Erst etwa ab der Donaueiszeit (en-Gruppe) könnte dies möglich sein.

Die Augsburger Altwasserscheide ist bis auf wenige erhaltene Reste NE der Stadt durch Ausräumung und Reliefumkehr beseitigt worden. Entlang der Staudenplatte folgt ihrem ganzen Verlauf die heutige Wertach. Jenseits des Wertach-Lech-Tales, am Rande der Aindlinger Terrassentreppe, schließt sich das Tertiärhügelland mit den wenigen erhaltenen Resten der Altwasserscheide an. Im wesentlichen entwässert es die Paar, die hier noch die alte SSW—NNE-Richtung bis heute beibehalten hat. Sie muß als (obere) Ur-Paar auch das Gelände östlich der Augsburger Altwasserscheide parallel zum Ostrand der Staudenplatte entwässert haben.

Eine jüngere W—E-verlaufende Wasserscheide trennt das Tertiärhügelland mit der Paar von dem nördlich sich anschließenden Donaumoos, dessen Bäche nicht nur die Altwasserscheide ganz beseitigt, sondern sich auch noch in den Rand der Altschotterplatten hineingefressen haben und dabei sehr wahrscheinlich tektonischen Schwächezonen folgen.

Manches Unbeweisbare macht die Arbeit mit dem Ältestpleistozän schwer. So mögen diese Überlegungen, sollten sie wirklich etwas Unrichtiges enthalten, wenigstens als Anstoß für weitere Gedanken, Diskussionen und gezielte Untersuchungen dienen.

11 Dank

Dank schuldet der Verfasser für großes Entgegenkommen, für viele Diskussionen und Hinweise Herrn Professor Dr. R. HANTKE, Zürich, den Herren des Bayerischen Geologischen Landesamtes Dr. H. JERZ, Dr. W. GROTTENTHALER, Berg-Ing. W. MÜLLER für Gespräche und nicht zuletzt Dr. R. STREIT mit dem Bibliothekspersonal für fürsorgliche Betreuung.

12 Schriftenverzeichnis

- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. — VIII + 427 S., 10 Abb., 2 Taf., 1 Kt.; Augsburg (Filser).
- GRAUL, H. (1943): Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. — Forsch. z. dt. Landeskunde, 43: X + 114 S., 17 Abb., 8 Kt.; Leipzig (Hirzel).
- (1949): Zur Gliederung des Altdiluviums zwischen Wertach-Lech und Flossach-Mindel. – Ber. naturforsch. Ges. Augsburg, 2: 3-31, 2 Abb., 3 Tab.; Augsburg.
- (1962): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 180 Augsburg. – Geographische Landesaufnahme 1:200000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands: 24 S., 2 Abb., 1 Kt.; Bad Godesberg (Bundesanstalt f. Landeskunde und Raumforschung).
- HABBE, K. A. & RÖGNER, K. (1989): The Pleistocene Iller Glaciers and their Outwash Fields. — Catena Suppl., 15: 311—328, 4 Abb.; Cremlingen.
- KNAUER, J. (1952): Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. — Geol. Bav., 11: 32 S., 11 Abb.; München.

- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. — Heidelberger geogr. Arb., 45: XIV + 157 S., 26 Abb., 4 Tab., 8 Taf., 11 Prof., 4 Kt.; Heidelberg.
- PENCK, A. (1909): Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. — In: PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, 1: XVIII + 393 S., 56 Abb., 11 Taf., 8 Kt.; Leipzig (Tauchnitz).
- RÖGNER, K. (1979): Die glaziale und fluvioglaziale Dynamik im östlichen Lechgletschervorland. — Heidelberger geogr. Arb., 49: 67—138, 12 Abb., 5 Taf., 5 Prof., 12 Kt.; Heidelberg.
- SCHAEFER, I. (1953): Die donaueiszeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. — Geol. Bav., 19: 13—64, 15 Abb.; München.
- (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1: 50 000. — 92 S., 4 Abb., 2 Beil., 1 Kt.; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- (1966): Der Talknoten von Donau und Lech. Mitt. geogr. Ges. München, 51: 59—111, 11 Abb.; München.
- SCHEUENPFLUG, L. (1978): Zur Flußgeschichte der Paar südöstlich Augsburg (Bayerisches Alpenvorland). — In: Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung (Fink-Festschrift): 579—584, 2 Abb.; Wien (Hirt).
- (1986): Die altpleistozäne Hauptabflußrichtung der Gewässer in der Iller-Lech-Platte (Bayerisch Schwaben).
 Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 68: 189–195, 1 Abb.; Stuttgart.
- (1987): Die quartäre Eintiefung des Gewässernetzes und Ausräumung im Augsburger Umland. – Ber. naturw. Ver. f. Schwaben e. V., 91, H. 4: 82–86, 2 Abb.; Augsburg.
- (1990): Zur Talgeschichte der Wertach in der Augsburger Umgebung. — Ber. naturwiss. Ver. f. Schwaben e. V., 94, H. 1: 2—11, 4 Abb.; Augsburg.

- SINN, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland. — Heidelberger geogr. Arb., 37: XVI + 159 S., 21 Abb., 11 Tab., 13 Taf., 12 Prof., 5 Kt.; Heidelberg.
- TILLMANNS, W., BRUNNACKER, K. & LÖSCHER, M. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte 1:50000. — Geol. Bav., 85: 31 S., 9 Abb., 1 Kt.; München (Bayer. Geol. Landesamt).
- WINTER, K. (1896): Der Lech. Ber. naturwiss. Ver. f. Schwaben u. Neuburg, 32: 491—545, 2 Kt.; Augsburg.

Karten:

- Gewässeratlas von Bayern 1:200000, Blatt CC 7926 Augsburg, CC 8726 Kempten (Allgäu). — München 1976 (Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft).
- Positionsblätter 1:25000 (kartiert von A. PENCK, Bibl. Bayer. Geol. Landesamt, München): Blatt 501 Burgheim, 502 Neuburg, 529 Holzheim, 530 Ehekirchen, 558 Thierhaupten, 559 Pöttmes, 560 Aindling, 578 Gablingen, 616 Oberhausen, 617 Augsburg, 618 Dasing.
- Topographische Karten 1:50000, Blatt L 7330 Donauwörth, L 7332 Neuburg a. d. Donau, L 7528 Dillingen a. d. Donau, L 7530 Wertingen, L 7532 Schrobenhausen, L 7728 Krumbach (Schwaben), L 7730 Augsburg, L 7732 Altomünster, L 7928 Mindelheim, L 7930 Landsberg a. Lech, L 7932 Fürstenfeldbruck, L 8130 Schongau, L 8132 Weilheim, L 8330 Peiting, L 8530 Füssen.

Manuskript eingegangen am 8. 2. 1990, Nachträge August 1990.

Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten auf der Hochfläche des Ost-Hunsrücks (Rheinisches Schiefergebirge)

PETER FELIX-HENNINGSEN, ERNST-DIETER SPIES & HEINRICH ZAKOSEK *)

Tertiary, quaternary, stratigraphy, genesis, saprolit, soil profile, periglacial cover sediments Rheinland-Pfalz, East-Hunsrück, Rhenish Massif

Kurzfassung: Aus den unterdevonischen Schiefern und Sandsteinen des Osthunsrücks bildete sich unter warmhumiden Klimabedingungen des ausgehenden Mesozoikum und Tertiär eine kaolinitische Verwitterungsdecke mit einem bis zu 150 m mächtigen Saprolit. In den Kaltzeiten des Pleistozäns war das Rheinische Schiefergebirge Periglazialgebiet. Als Folge der tektonischen Hebung führte die von den großen Flüssen Rhein und Mosel ausgehende rückschreitende Erosion zur Zerschneidung der Rumpffläche durch Kerbtäler und zu ihrer randlichen Auflösung in Riedel. Kryoklastik, Solifluktion und fluviale Abspülung führten auch in den Plateaulagen zu einer Abtragung der oberen Abschnitte der präpleistozänen Verwitterungsdecke. Über dem mesozoisch-tertiären Saprolit wurden periglaziale Deckschichten abgelagert. In den Plateaulagen und mäßig geneigten Hanglagen der quartären Täler sind drei Schichtkomplexe ausgebildet, die sich schwermineralogisch, petrographisch und morphologisch untergliedern lassen. Die weichen bis mürben Saprolitgesteine gingen durch Frostsprengung und Solifluktion in eine strukturlose lehmige Basisfolge über, die noch frei von lößbürtigen Schwermineralen ist. Ihr Mineralbestand und der Skelettanteil werden von dem Verwitterungsgrad des unterlagernden Saprolits bestimmt. Über der Basisfolge lagert, mit deutlicher Schichtgrenze abgesetzt, eine Mittelfolge aus lößlehmhaltigen Solifluktionsdecken. Ihre mikromorphologischen Merkmale eines reliktischen, periglazial überprägten Bt-Horizonts, der zu einer interglazialen Parabraunerde gehörte, lassen den Schluß zu, daß ein Teil der Lößsedimentation und damit auch die Genese der Basis- und Mittelfolge mindestens in das Rißglazial zu stellen ist. Während des Würms war die flächenhafte Abtragung der Landoberfläche somit nur relativ schwach. Abermals wurde die Mittelfolge durch periglaziale Umlagerungsprozesse und weitere Lößbeimengung überprägt. Den Abschluß der Deckschichtenfolge bildet ein äolisches Decksediment der Jüngeren Tundrenzeit aus Lößlehm mit einem hohen Anteil an Laacher-Bims-Aschen. Auch dieses Substrat wurde in den Hochlagen des Mittelgebirges noch solifluidal verlagert. In den Erosionslagen im Bereich der Talsohle der quartären Täler fehlt die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke vollständig. Aus dem freigelegten frischen Schiefer entstand durch Kryoklastik ein grober Frostschutt, der kaum noch solifluidal verfrachtet wurde. Die Feinsubstanz der Schuttdecke resultiert im wesentlichen aus der Einspülung von bimshaltigem Staub im Alleröd und der Jüngeren Tundrenzeit.

[Genesis and stratigraphy of periglacialer layer sequences in the flat upland area of the eastern Hunsrück (Rhenish Massif]

Abstract: In the eastern Hunsrück area under warm humid climatic conditions of Upper Mesozoic and Tertiary, a kaolinitic weathering mantle, with an up to 150 metres thick saprolite developed from Lower Devonian slates and sand stones. During the cold periods of the Pleistocene the Rhenish Massif was a periglacial region. In consequence of tectonic uplift of the peneplain the big streams Rhine and Mosel incised deeper and deeper into the basement rocks. The tributaries forced their way onward to the watersheds of the flat upland area and led to a dissection by V-shaped valleys. The pre-Pleistocene soils of the relict plains the were vastly removed by combined processes of congelifraction, solifluction and fluvial denudation. On top of the exposed pre-Pleistocene saprolite periglacial sediment layers were deposited. In level to slightly inclined areas they can be subdived into three individual layer complexes by heavymineralogical, petrographical and morphological characteristics. The loamy, structureless basal sequence, which is still free of loessial heavy-minerals, derived directly from the soft to friable saprolite below by processes of congelifraction and solifluction. The degree of weathering of the underlying saprolite determines mineralogy and skeletal contents of the basal sequence. On top of the basal sequence the solifluction layers of the middle sequence, which consist of a mixture of loessial loam with substrates of the basal sequence were deposited. Both layers are seperated by a distinct boundary. The middle sequence displays micromorphological features of a relictic, periglacial reworked Bt-horizon,

^{*)} Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. P. FELIX-HENNINGSEN, Inst. f. Geographie, Robert-Koch-Str. 26, 4400 Münster; Dr. E.-D. SPIES, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstr. 128, 8000 München 40; Prof. Dr. H. ZAKOSEK, Inst. f. Bodenkunde, Nußallee 13, 5300 Bonn.

which belonged to an interglacial lessivé soil. This leads to the conclusion that the loess sedimentation and thereby the genesis of the basal and middle sequence dates back at least to the Riss glacial. Thus during the Würmian glacial the denudation of the land surface was relatively weak. Once more the middle sequence was transformed by periglacial processes and interference with loess. The uppermost periglacial sediment layer is formed by an eolian cover sediment of the Younger Tundra Period. It consists of loessial loam with a high amount of pumice dust of the "Laacher-See" -volcanoe. In the higher areas of the mountainous region this cover sediment was redistributed by solifluction processes. In erosion areas near the bottom of the Pleistocene valleys, the Mesozoic-Tertiary weathering mantle is completely missing. Congelifraction changed the exposed fresh slates to coarse talus deposits, which hardly were redistributed by solifluction. The fine substance of these talus deposits mainly results from illuviation of eolian prumice dust during the Alleröd and the Younger Tundra Period.

1 Einleitung

Das Rheinische Schiefergebirge lag gemeinsam mit dem größten Teil der mitteleuropäischen Mittelgebirge während der Kaltzeiten des Quartärs im Periglazialgebiet zwischen den nordischen und den alpinen Vereisungen. Durch Prozesse der Solifluktion, Kryoturbation sowie der niveofluviatilen Verschwemmung wurden über den anstehenden devonischen und karbonischen Festgesteinen mit ihren weit verbreiteten Merkmalen der mesozoisch-tertiären Verwitterung Deckschichten abgelagert. Sie bestehen aus einem heterogenen Gemenge von Schutt der anstehenden Festgesteine, präquartären und interglazialen Bodenrelikten, Vulkanaschen und Löß.

Deckschichtenprofile weisen meist eine gegliederte Abfolge aus mehreren Schichten bzw. Schichtkomplexen auf, die sich petrographisch, mineralogisch und an Hand des periglazialen Formenschatzes unterscheiden lassen. Daher kann eine detaillierte Analyse und die daraus resultierende Gliederung der Deckschichten wichtige Kenntnisse über die quartäre Landschaftsgeschichte des Mittelgebirgsraumes liefern. Als stratigraphische Zeitmarken sind sie für die genetische und stratigraphische Interpretation der präquartären Verwitterungsbildungen in den unterlagernden Festgesetinen hilfreich. Zudem bilden die Deckschichten das Ausgangssubstrat der holozänen Böden. Die petrographische und mineralogische Zusammensetzung der Substrate sind wesentliche Faktoren der Bodengenese und bestimmen die ökologischen Standorteigenschaften.

Die periglazialen Deckschichten im südlichen Rheinischen Schiefergebirge (Taunus) wurden von SEMMEL



Abb. 1: Lage der Untersuchungspunkte im Osthunsrück / Rheinisches Schiefergebirge. (1968) sytematisch untersucht und petrofaziell gegliedert. In den anderen Gebieten des Mittelgebirges wurden die Genese und Stratigraphie periglazialer Deckschichten bisher nur punktuell im Rahmen geomorphologischer Prozeßstudien (STRUNK 1981) und bodenkundlicher Untersuchungen erfaßt. Zudem wurden meist nur Ausschnitte der Schichtenfolge und nicht das gesamte Deckschichtenprofil vom anstehenden Festgestein bis zur Geländeoberfläche berücksichtigt. Im Vordergrund bodenkundlicher Untersuchungen standen die vorwiegend grau gefärbten, tonigen und kaolinithaltigen Substrate, die der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke entstammen und als "Graulehm" bezeichnet werden (MÜCKENHAUSEN 1954, 1958; ARENS 1963; ZAKOSEK & STÖHR 1966a; ZEPP 1983). Wie die Bodenübersichtskarte von Rheinland-Pfalz (STÖHR 1966a) zeigt, treten Graulehme im Bereich des Osthunsrücks oberflächennah in großer Verbreitung auf. Als Staunässesohle führten die bis zu 5 m mächtigen Graulehmschichten (SPIES 1986) bei der rezenten Pedogenese zur Bildung von Pseudogleven. Im Rahmen der Untersuchungen zur Genese der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge (SPIES 1986, FELIX-HENNINGSEN 1990) wurden zahlreiche Bodenprofile und Aufschlüsse in den periglazialen Deckschichten untersucht, um die genetische und stratigraphische Beziehung der Graulehme zu den autochthonen Abschnitten der präquartären Verwitterungsdecke zu klären. Aus diesen Untersuchungen resultieren die nachfolgend vorgestellten Ergebnisse zur Genese und Stratigraphie der periglazialen Deckschicht im Osthunsrück.

2 Das Untersuchungsgebiet

Die flachhügelige Hochfläche des Osthunsrücks liegt im Südosten des linksrheinischen Schiefergebirges (s. Abb. 1). Sie wird im Süden vom Soonwald, im Osten vom Rheintal, im Norden von der Mosel und im Westen von den Höhenzügen des Hochwaldes und des Idarwaldes begrenzt. Die höchsten Erhebungen liegen zwischen 450 und 500 m ü. NN. Die Sockelgesteine werden von den unterdevonischen Hunsrückschiefern der Siegen- und Unteremsstufe gebildet. Regional unterschiedlich sind Bänke aus Grauwacken, silifizierten Schiefern oder Quarziten eingeschaltet. Der Mineralbestand der frischen Hunsrückschiefer (MOSEBACH 1954, FELIX-HENNINGSEN 1990) besteht aus primären Fe-Mg-Chlorit (25-30 Gew. %), Illit-Muskovit (35-40 Gew. %) und Quarz (35-45 Gew. %). Feinverteilte kohlig-bituminöse organische Substanz bedingt die schwarzgraue Färbung der Gesteine.

3 Der präquartäre Untergrund

Im Mesozoikum und Tertiär unterlagen die Hunsrückschiefer unter warmhumiden Klimabedingungen der Tiefenverwitterung (FELIX-HENNINGSEN 1990). Es entstand eine Verwitterungsdecke mit einem kaolinitischen Saprolit, der auch heute noch eine Mächtigkeit von bis zu 150 m aufweist. Die Tiefenverwitterung erfolgte im Mesozoikum und Alttertiär im Grundwasserbereich unter gleichzeitiger Stoffabfuhr. Der primäre Chlorit und ein Teil der illitischen Glimmer wurde in Kaolinit umgewandelt. Während in den unteren, schwächer verwitterten Zonen des Saprolits noch Rest-Chlorit neben bereits neugebildetem Kaolinit vorliegt, ist in den oberen Zonen der Verwitterungsdecke die Kaolinitisierung des Chlorits vollständig. Der Austrag von basischen Kationen, Kieselsäure sowie von Fe und Mn im reduzierenden Milieu führte zu Massenverlusten des Saprolits in einer Größenordnung von 25-30 Gew. %. Mit der im gleichen Maße zunehmenden Porosität nahm die Gesteinsfestigkeit stark ab. Der saprolitisierte Schiefer aus den oberen Zonen der Verwitterungsdecke ist daher, trotz der noch vollständig erhaltenen Gesteinsstruktur, mürbe bis weich und zwischen den Fingern zu zerreiben.

Die tektonische Hebung des Rheinischen Schiefergebirges und die Aufwölbung der Hunsrück-Hochfläche im Oberoligozän (SPIES 1986) hatte ein Absinken der Grundwasserstände zur Folge. Während Trockenphasen des Untermiozäns führte die in die Tiefe vordringende Oxidation zu einem Abbau der primären kohlig-bituminösen organischen Substanzen und damit zu einer Weißfärbung ("Weißverwitterung") des im Grundwasserbereich ausgewaschenen Saprolits. Restliches Fe und Mn akkumulierte sich durch Oxidation in den zuerst luftführenden tektonischen Klüften und entlang der angelösten, grobporigen Quarzgänge als sog. "Hunsrückerz", dessen Namensgebung und erste Beschreibung auf VIER-SCHILLING (1910) zurückgeht. Nach oben schloß die Verwitterungsdecke mit dem mehrere Meter mächtigen Solum eines tertiären Bodens ab, der heute nur noch in ehemals erosionsgeschützten Lagen unter jüngeren Tertiärsedimenten erhalten blieb (s. FELIX-HENNINGSEN & WIECHMANN 1985). Bei den Kartierungsarbeiten im Osthunsrück wurde nirgendwo mehr ein Rest eines autochthonen Tertiärbodens angetroffen. Unter den jungtertiären bis quartären Sedimenten folgt direkt der mesozoisch-tertiäre Saprolit, von dem, je nach der ursprünglichen Reliefposition, die oberen Meter bis Decameter der jungtertiären und quartären Abtragung zum Opfer fielen. Im Vergleich zu Eifel, Taunus und Sauerland sind im Osthunsrück noch mächtige Relikte der mesozoischtertiären Verwitterungsdecke großflächig erhalten. Ursache für die relativ geringe Abtragung war die nur schwache tektonische Hebung des Gebietes.

4 Die quartäre Überprägung der Osthunsrück-Hochfläche

Eine großflächige Erosion der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge erfolgte bereits im Pliozän. Im Bereich der miozän angelegten Spülmuldentäler begann die Eintiefung des Rheins und der Mosel (QUITZOW 1969, 1982). Die pliozänen Rheinterrassen und die mächtigen Ablagerungen pliozäner "Kieseloolithschotter" in der Niederrheinischen Bucht belegen, daß bereits in diesem Zeitraum ein mächtiger Abschnitt der Verwitterungsdecke in den Hebungsgebieten abgeräumt wurde. Die Kieseloolithschotter, die nahezu ausschließlich aus Quarz bestehen, entstanden durch die fluviatile Aufarbeitung von Quarzgängen der Verwitterungsdecke. Die Lösungsvorgänge im Saprolit hatten die Quarzgänge so zermürbt, daß zu ihrer Zerlegung in kleine Bruchstücke keine große Erosionsenergie notwendig war.

Die Böden der jungtärtiären Landoberfläche wurden durch diese Erosionsprozesse wahrscheinlich vollständig abgetragen, so daß bereits mit dem Übergang zum Quartär vor etwa 2,4 Mio. Jahren der mehr oder weniger stark erodierte Saprolit oberflächennah anstand. Die Abkühlung des Klimas und eine zunehmende, teilweise ruckartige Hebung des Rheinischen Schiefergebirges verstärkte die Abtragung der Verwitterungsdecke und das Einschneiden der Flüsse.

SE

Die Hochfläche des Osthunsrücks wurde in ihren Randbereichen durch die von den großen Flüssen Rhein und Mosel ausgehende rückschreitende Erosion zerschnitten und in Riedel aufgelöst. Einzelne größere Fließgewässer, wie der Külzbach und der Simmerbach, drangen mit ihren Nebengewässern in Richtung der Wasserscheide vor. Ihre Täler weisen über weite Strecken einen asymmetrischen Querschnitt auf, da sich der Lauf der Gewässer an tektonischen Störungen zwischen einzelnen Kippschollen orientierte (s. Abb. 2 und 7). Nur an den gehobenen Rändern solcher Kippschollen wurde im Bereich der Talsohle der frischen Hunsrückschiefer freigelegt. Er ist in den zahlreichen Dachschieferbrüchen des Osthunsrücks aufgeschlossen. Die Einschneidung von Tälern im Pleistozän hatte zur Folge, daß an den Hängen die unterschiedlichen Zonen des Saprolits angeschnitten wurden, die sich nach Färbung, dem Grad der Kaolinitisierung und der Gesteinsfestigkeit voneinander unterscheiden. Die autochthonen Verwitterungsrelikte wurden von periglazialen Deckschichten überlagert, die überwiegend durch Kryoturbation und Solifluktion aus dem unterlagernden Gestein hervorgingen. Daneben kam es im gesamten Osthunsrück zur Einwehung von Löß, der überwiegend in die Solifluktionsdecke eingemengt wurde. Nur in besonders erosionsgeschützten Muldenlagen ist kleinflächig noch Lößlehm, z. T. über Rohlöß (STÖHR 1967), erhalten. Im Bereich der ehemaligen Rumpffläche mit ebenem Relief und an den nur schwach geneigten Ober- und Mittelhängen der Täler beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit der Deckschichten 1-2 Meter. Sie nimmt an den Unterhängen und in Muldenlagen zu und erreicht hier Mächtigkeiten bis zu 5 Meter. Dagegen fehlen die Deckschichten in den Erosionslagen der Kuppen- und Hangschulterbereiche weitgehend.

NW



Abb. 2: Geländeschnitt der Osthunsrück-Hochfläche zwischen Lingerhahn und Alterkülz.

5 Gliederung und Merkmale typischer Deckschichtenprofile

Da die Mächtigkeit und Gliederung der Deckschichten als Folge der periglazialen Erosions- und Akkumulationsprozesse in verschiedenen Reliefpositionen unterschiedlich ist, werden im folgenden exemplarisch drei Deckschichtenprofile vorgestellt, deren Lokalitäten Abb. 1 wiedergibt. Die Profilauswahl wurde unter paläopedologischen Aspekten durchgeführt. Die makro- und mikromorphologischen Untersuchungen wurden durch die Analysen der Textur und des Mineralbestandes ergänzt. Außerdem wurde in Fortsetzung der Arbeiten von STÖHR (1963, 1966b, 1967) eine stratigraphische Gliederung der Deckschichten durch Schwermineralassoziationen in der 30-400 µm-Fraktion vorgenommen. Die mineralogischen, bodenchemischen und -physikalischen Analysendaten der Profile wurden von FELIX-HEN-NINGSEN & SPIES (1986) und FELIX-HENNINGSEN (1990) publiziert. Die Nomenklatur der Deckschichtenabfolge mit Basisfolge, Mittelfolge und Decksediment folgt STAHR (1979).

5.1 Plateau- und Hanglagen

Die Deckschichtenprofile in den Plateaulagen der ehemaligen Rumpffläche und den schwach geneigten Ober- und Mittelhanglagen der pleistozänen Täler weisen generell eine Dreigliederung in Basisfolge, Mittelfolge und Decksediment auf. Unterschiede treten in der Mächtigkeit und der Untergliederung der Schichtkomplexe auf. Die Deckschichtenfolge und ihre Mächtigkeit im Profil "Lingerhahn" ist charakteristisch für die weitgehend ebenen Hochlagen im Osthunsrück (s. Abb. 3). Das Profil befindet sich in einem Waldstück östlich der Ortschaft Lingerhahn (vgl. Abb. 1) in 487 m ü. NN (TK 255911 Kisselbach, R 3398380, H 5552050). Periglaziale Sedimente in einer Mächtigkeit von 1,7 Meter überlagern den anstehenden weiß gebleichten Saprolit, der die obere Zone der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke repräsentiert. Als holozäner Boden ist eine Pseudogley-Braunerde entwickelt.

Das Profil "Kastellaun" (vgl. Abb. 1) wurde in einer Baugrube am östlichen Ortsausgang an der Straße Kastellaun – Laubach (TK 25 5910 Kastellaun, R 26 03 800, H 55 49 250) aufgenommen. Die Abfolge der periglazialen Deckschichten über dem mesozoisch-tertiären Saprolit ist insgesamt 2,30 Meter mächtig. In den Sedimenten ist ein Braunerde-Pseudogley als holozäner Boden entwickelt.

Aufgrund der im Vergleich zu Lingerhahn über 40 Meter tieferen Lage des Profilpunktes (445 m NN), wurde in dem Baugrubenaufschluß eine untere und daher auch schwächer verwitterte Zone des Saprolits erfaßt.

Gegenüber dem weichen, gebleichten Saprolit von Lingerhahn sind die hier aufgeschlossenen verwitterten Schiefer noch stark verfestigt. Reste der primären kohlig-bituminösen organischen Substanz und eine unvollständige Kaolinitisierung der primären Chlorit-Minerale bedingen eine dunkelolivgraue Färbung des Gesteins.



Abb. 3: Gliederung und Mächtigkeit periglazialer Deckschichten im Profil "Lingerhahn" — Decksediment: Gelbbraun, aus bimshaltigem Lößlehm; Mittelfolge: Gelbbraun, rostfleckig, aus Lößlehm-Solifluktion; Basisfolge: Hellgrau, aus Saprolit-Solifluktion; Saprolit: Hellgrauer weicher toniger Schluffschiefer.



Abb. 4: Gliederung und Mächtigkeit periglazialer Deckschichten im Profil "Kastellaun" — Decksediment: Gelbbraun, aus bimshaltigem Lößlehm; Mittelfolge: Gelbgrau, rostfleckig, aus Lößlehm-Solifluktion; Basisfolge: Olivgrau, aus Saprolit-Solifluktion; Saprolit: Dunkelolivgrauer toniger Schluffschiefer.

5.1.1 Basisfolge

Die obere dm- bis m-mächtige Zone des Saprolits weist einen aufgelockerten Gesteinsverband auf, in dem die steilstehenden Schieferungsklüfte durch Hakenschlagen in horizontale Richtung abbiegen. Der Übergang zur überlagernden Basisfolge vollzieht sich mit einer deutlichen, meist unregelmäßig verlaufenden Grenze. Im Grenzbereich sind oft Taschen in den Saprolit eingesenkt, die grobe Skelettanreicherungen aufweisen. Das Substart der Basisfolge ist plastisch, dichtlagernd und verbreitet von grauer Farbe. Die meist nur undeutlich ausgeprägten Gefügekörper sind plattig bis prismatisch. Sie weisen stumpfe, verschlämmte Oberflächen auf. Durch Solifluktion wurden härtere Saprolitbruchstücke sowie Bruchstücke von Oxidkrusten und Gangquarz horizontal eingeregelt und teilweise in Schichten fahnenartig ausgezogen. Saprolitbruchstücke werden nach oben kleiner und weicher und gehen randlich in strukturlosen Lehm über. Im Profil "Kastellaun" (vgl. Abb. 4) besteht die Basisfolge aus zwei hellgrauen lehmigen Schichten, die sich in ihrer Textur deutlich unterscheiden. Die untere Schicht besteht aus cm- bis dmgroßen Saprolitbruchstücken, die in einer lehmigen Grundmasse schwimmen und horizontal eingeregelt sind. In der hangenden Schicht fehlen diese groben Bruchstücke weitgehend. Sie besteht aus schluffigem Lehm mit feinem, weichem Saprolitgrus. Durch die horizontale Einregelung liegt ein plattiges Gefüge vor.

Abb. 5: Profil "Lingerhahn", Basisfolge aus solifluidal umgelagertem, aufgeweichten Saprolitmaterial: In einer strukturlosen schluffig-tonigen Grundmasse schwimmen längliche, abgerundete Bruchstücke aus gebleichtem Saprolit, bei denen noch die feinlaminare Schieferstruktur zu erkennen ist (Durchlicht, Längsseite = 3,6 mm).



Mikromorphologisch sind in der Basisfolge mm- bis cm-große, graue, oxidarme Saprolitbruchstücke mit abgerundeten Ecken in ein dichtlagerndes schluffigtoniges Substrat eingebettet (s. Abb. 5). Sie weisen die charakteristische Schieferstruktur mit ihren streng parallel eingeregelten Mineralen auf. Ihr gleitender Übergang in die benachbarte graue Ton-Schluff-Matrix zeigt deutlich, daß die Basisfolge durch mechanische Beanspruchung (Kryoklastik, Solifluktion) aus dem aufgeweichten Saprolit entstand.

Das Schwermineralspektrum (Fraktion $30-400 \mu$ m) der Basisfolge (s. Abb. 6) weist in beiden Profilen ausschließlich das stabile Spektrum mit Zirkon, Rutil und Turmalin auf, das bereits in dem unverwitterten Schiefer und dem autochthonen Saprolit vorliegt (DÖBEL 1985). Die Feststellung einer Zirkon-Rutil-Anatas-Assoziation von WEYL (1952) und ARENS (1963) kann im Rahmen dieser Untersuchungen nicht bestätigt werden. Auch der Anteil an opaken Schwermineralen liegt in der Basisfolge in gleicher Größenordnung vor wie am Saprolit.

5.1.2 Mittelfolge

Die Mittelfolge unterscheidet sich in der Färbung des Substrats von der Basisfolge. Die unregelmäßig verlaufende Grenze zwischen beiden Schichten ist deutlich ausgeprägt. Im Profil "Lingerhahn" greift die Mittelfolge mit Skelettanreicherungen taschenförmig in die Basisfolge ein. Bruchstücke von Ganzquarzen und braunen bis violettroten Hunsrückerzen zeigen, daß außer Lößlehm auch Substrat aus dem Saprolit in die Mittelfolge aufgenommen wurde. Durch die periglaziale Einmengung von verwitterbaren, Fe-haltigen Silicaten weist die Mittelfolge höhere Gehalte an pedogenen Oxiden auf, die in Rostflecken als Folge von Staunässe konzentriert wurden. Bei einer stärkeren Beimengung von gebleichtem Saprolitmaterial tritt in den Profilen eine überwiegend grau gefärbte Mittelfolge mit morphologisch schwächer ausgeprägten Staunässemerkmalen auf. Für solche Substrate führte ZAKOSEK (1960) den Begriff "schlechte Staunässezeichner" ein. Aber auch in stärker lößführendem Substrat können durch lange Naßphasen graue



Abb. 6: Schwermineralverteilung in den quartären Deckschichten der Profile "Lingenhahn" und "Kastellaun" (in % der Summe transparenter Schwerminerale der Faktion 30-400 μ m; Op. = %-Anteil an opaken Mineralen).



Abb. 7: Korngrößenverteilung der Profile "Lingerhahn" und "Kastellaun".

Farben vorherrschen. Die Textur (s. Abb. 7), Plastizität und Dichtlagerung des Substrats sind in ähnlicher Weise wie in der Basisfolge darunter ausgebildet. In beiden Profilen ist die Mittelfolge durch einen etwas höheren Tongehalt gekennzeichnet, der wahrscheinlich auf Tonverlagerung zurückgeht. Mikromorphologisch sind orientierte Feintonbeläge in den rezenten Poren spärlich und meist nur in dünnen Säumen vorhanden. Dagegen treten in der Mittelfolge beider Profile die Fragmente von dicken braungelben Tonbelägen auf, die noch einen Teil ihrer Orientierungsdoppelbrechung bewahrt haben und porenfern in der Matrix vorliegen (s. Abb. 8). Daneben sind auch schlierige, ausgewalzte Feintoneinmengungen erkennbar. Sie belegen, daß in der Mittelfolge ein reliktischer Bt-Horizont kryoturbat und solifluidal aufgearbeitet wurde.

Die Schwermineralassoziation der Mittelfolge in der Fraktion 30–400 μ m (vgl. Abb. 6) setzt sich aus drei Gemeinschaften unterschiedlicher Herkunft zusammen. Den größten Anteil weist auch hier noch die stabile Mineralassoziation der devonischen Schiefer (Zirkon, Rutil, Turmalin) auf, die aus dem aufgeweichten Saprolitmaterial übernommen wurde. Als zweite Mineralgruppe treten die für den Löß charakteristischen instabilen (Epidot, grüne Hornblende) und metamorphen Minerale (Staurolith, Disthen) hinzu. Sie entstammen nach TILLMANN & WINDHEUSER (1980) den Rheinterrassen und wurden mit dem Löß



Abb. 8: Profil "Lingerhahn", Mittelfolge aus lößlehmhaltigem Solifluktionsmaterial mit umgelagerten Relikten ehemaliger Tonbeläge (helle Flecken) aus dem Bt-Horizont einer interglazialen Parabraunerde (gekreuzte Polarisatoren, Längsseite = 1,5 mm).

ausgeblasen. Die dritte Mineralgruppe, die in der Mittelfolge den kleinsten Anteil ausmacht, gehört der vulkanischen Mineralassoziation an, die im Decksediment dominiert. Vermutlich wurden diese Minerale durch Kryoturbation und Bioturbation in einem geringen Ausmaß in die Mittelfolge eingearbeitet.

5.1.3 Decksediment

Das in ebenen Lagen unter Wald etwa 40-50 cm mächtige Decksediment setzt sich durch seine graubraune, relativ homogene Färbung und eine meist deutliche Schichtgrenze von der unterlagernden Mittelfolge ab. In exponierten Lagen unter Ackernutzung kann das Decksediment als Folge junger, nutzungsbedingter Erosion nur noch geringmächtig sein oder sogar vollständig fehlen. Die Bodenart, ein schluffiger Lehm bis stark lehmiger Schluff (vgl. Abb. 7), unterscheidet sich kaum von dem Substrat der Mittelfolge. Eingebettet sind ebenfalls Bruchstücke von Gangquarz und Hunsrückerzen aus dem Saprolit. Der Skelettanteil deutet auf einen solifluidalen Transport des Decksediments hin. Im Profil "Kastellaun" ist durch Kryoturbation das Decksediment in den oberen Teil der Mittelfolge eingearbeitet worden (vgl. Abb. 4, I/II Swd-Horizont). Gegenüber der Mittelfolge ist die Lagerungsdichte des Substrats deutlich geringer.

Unter Wald tritt ein ausgeprägtes Krümelgefüge mit mm- bis 1 cm-großen Aggregaten auf, wie es für saure Braunerden mit einer hohen Al-Sättigung des Sorptionskomplexes charakteristisch ist. STÖHR (1967) bezeichnet staunässefreie Böden, die in mächtigen Decksedimentschichten entstanden, aufgrund dieser Struktur als "Lockerbraunerde". Unter Ackerund Grünlandnutzung ist durch Bodenbearbeitung, mechanische Verdichtung und Umbelegung des Sorptionskomplexes ein Subpolvedergefüge ausgebildet. Die Schwermineralgesellschaft (vgl. Abb. 6) besteht fast ausschließlich aus vulkanischen Mineralen (Pyroxen, Titanit und braune Hornblende) und einem geringen Anteil an opaken Mineralen. Auch mikromorphologisch ist die Einmischung von vulkanischen Aschen in das Substrat deutlich am Mineralbestand erkennbar. Die Matrix ist durchsetzt von einer Vielzahl dunkelbrauner, runder Bimskörnchen mit schaumig-poröser Struktur, die in der Schluff- bis Feinsandfraktion vorliegen. Daneben kommen vereinzelt braune Hornblenden in der Feinsandfraktion vor.

5.2 Erosionslagen

Die Ausbildung von mächtigen, mehrgliedrigen periglazialen Deckschichten blieb im Rheinischen Schiefergebirge auf die ehemaligen Rumpfflächenreste



Abb. 9: Geländeschnitt durch das Külzbachtal nordwestlich von Alterkülz.

und die schwach bis mäßig geneigten pleistozänen Talhänge beschränkt. Sowohl in den Kammlagen der am stärksten gehobenen Bereiche von Eifel, Taunus und Bergischem Land, als auch an Steilkanten von Schollenrändern in Tälern, führte die jungtertiäre und quartäre Erosion zu einer vollständigen Abtragung der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke und zur Freilegung des unverwitterten Schiefers.

Nordwestlich der Ortschaft Alterkülz (vgl. Abb. 1) bilden frische Hunsrückschiefer das Anstehende am unteren nordöstlichen Talhang des Alterkülzer Bachs. Der Talhang bildet den Rand einer Hochscholle (vgl. Abb. 2 und 9) und der Bachlauf folgt hier der sie begrenzenden tektonischen Störungszone. Auf der westlich angrenzenden Tiefscholle wurde mesozoischtertiärer Saprolit unter oligozänen sandig-kiesigen Sedimenten erbohrt (vgl. Abb. 9).

Durch die vollständige Abtragung des Saprolits am Rande der Hochscholle ist über dem unverwitterten Gestein als Folge der zunehmenden Erosionsbeständigkeit eine Hangverebnung ausgebildet, deren Oberfläche sich radial zum Hang in flache Mulden und

Rücken gliedert. Im Bereich der Rücken sind ehemalige Dachschieferbrüche angelegt (TK 255910 Kastellaun, R 55 45 530, H 26 04 450). Als Folge der exponierten Lage fehlen die in den höheren Hangund Plateaulagen anzutreffenden periglazialen Deckschichten mit ihrem hohen Anteil an aufgearbeitetem Saprolit. Frostschutt der frischen Schiefer bildet das Ausgangssubstrat der holozänen Braunerde (vgl. Abb. 10). Die periglaziale Auflockerung und Frostsprengung der Schiefer reicht bis in eine Tiefe von 90 cm. Über dem massiven Schiefer folgen die grob geklüfteten Bruchstücke zunächst noch der vertikalen Schieferungsrichtung. In den oberen Dezimetern des Profils gehen sie unter zunehmender Zerkleinerung in eine horizontale Lagerung über. Der Skelettanteil (> 2 mm) nimmt von 86 Gew. % im BvCv-Horizont auf 43 Gew. % im Ah-Horizont ab, der Feinerdeanteil aus schluffig-sandigem Lehm steigt entsprechend.

Schwerminerale konnten nur in den oberen 50 cm (Ah und CvBv) des Profils identifiziert werden (s. Abb. 11). Sie gehören ausschließlich zur vulkanischen Mineralgesellschaft der allerödzeitlichen Laacher Bimstuffe. Im Gegensatz zum Decksediment der Deck-



Abb. 10: Profil "Alterkülz" — Braunerde in Frostschutt aus unverwittertem Hunsrückschiefer, mit Ah (0-15 cm) — CvBv (15-50 cm) — BvCv (50-90 cm) und Cn-Profil.



Abb. 11: Profil Alterkülz — Schwermineralverteilung in der Fraktion $30 - 400 \ \mu m$.

schichtenfolge in Plateau- und Hanglagen wurden im Profil "Alterkülz" keine lößspezifischen Schwerminerale angetroffen.

6 Genese und Stratigraphie der periglazialen Deckschichten

Im Bereich der Plateaulagen der tertiären Rumpffläche des Osthunsrücks sowie der schwach bis mäßig geneigten Ober- und Mittelhänge der pleistozänen Täler werden die tiefgründig zu Saprolit verwitterten unterdevonischen Gesteine von mehrgliedrigen periglazialen Deckschichten überzogen. Sie gleichen ein prä- bis altpleistozänes Mesorelief weitgehend aus und verleihen der Landschaft geglättete Oberflächenformen. Neben der Taleinschneidung durch fluviale Prozesse wurde auch in den Plateaulagen die Landoberfläche im Pleistozän um einige Meter bis mehrere Decameter abgetragen. Daher fehlen die mittel- und jungtertiären Bodenbildungen und obersten Zonen des Saprolits. An den Talhängen bilden nur noch die schwächer verwitterten. Chlorit enthaltenden unteren Zonen des Saprolits das Anstehende unterhalb der Deckschichten (SPIES 1986, FELIX-HENNINGSEN 1990). Somit war die Deckschichtenbildung in den Kaltzeiten des Pleistozäns kein einmaliger Prozeß. Erst durch das Alternieren von Solifluktionsschuttbildung mit der fluvialen Ausräumung der Täler konnte eine Tieferlegung der Landoberfläche und die Hangbildung erfolgen. Demnach sind die heute noch oberflächennah anzutreffenden, periglazialen Substrate Bildungen der jüngeren Kaltzeiten. Ihre petrographische Gliederung stimmt weitgehend mit der Deckschichtenabfolge überein, die SEMMEL (1986) für den Taunus erkannte.

Das älteste Glied der Deckschichten ist die lößfreie Basisfolge, die unmittelbar aus dem unterlagernden Saprolit hervorging. Im Zuge der mesozoisch-tertiären Verwitterung wurde durch Minerallösung und Stoffabfuhr der Porenraum des gebleichten Saprolits bis auf 25-30 Vol. % vergrößert (s. Abb. 12). Nach Beobachtungen an rezenten Haldengesteinen aus Schiefersaprolit von Kaolingruben (z. B. Ödingen b. Oberwinter) erfolgt das Zerfrieren des weichen Gesteins zu einem strukturlosen, lehmigen Substrat durch die Wasseraufnahme bereits nach einer geringen Anzahl von Frostwechseln.





Neben der primären Textur bestimmt auch der Verwitterungsgrad des Saprolits die Textur und den Skelettanteil der Basisfolge. Die aus einer tieferen, schwächer verwitterten und damit festeren Saprolitzone im Profil "Kastellaun" hervorgegangene Basisfolge ist trotz der ähnlichen primären Textur des Schiefers (toniger Siltstein) wesentlich skelettreicher als die Basisfolge im Profil "Lingerhahn". Die Textur der Feinerde (< 2 mm) erscheint durch undispergierte Saprolitpartikel "sandiger". Auch die Färbung der Basisfolge wird vor allem durch den unterlagernden
oder unmittelbar in der Umgebung anstehenden Saprolit bestimmt. So treten neben hellgrauen Schichten, die aus dem gebleichten Saprolit hervorgingen, verbreitet auch braune oder rotbraun gefärbte Basisfolgen auf, wenn der Saprolit von Hunsrückerzen und den sie begleitenden Oxidanreicherungssäumen durchzogen wird. Die größere Gesteinsfestigkeit als Folge der Oxidimprägnation führt auch in diesen Schichten zu einem hohen Skelettgehalt, der vorwiegend aus Bruchstücken der Hunsrückerze besteht.

Der gleitende Übergang des Saprolits in die Basisfolge, das Hakenschlagen von steilstehenden Gesteinsschichten und ihr fahnenartiges Ausschleppen in die Basisfolge deuten auf die laterale Materialverfrachtung durch Solifluktion hin. Sie erfolgte in den relativ ebenen Lagen der Hunsrück-Hochfläche meist nur über Distanzen von wenigen Metern bis zu 100 Metern. Dieses läßt sich aus der mineralogischen und petrographischen Übereinstimmung der Basisfolge mit dem unterlagernden Saprolit ableiten.

Der Bildungszeitraum der Basisfolge ist wahrscheinlich an den Beginn eines Hochglazials zu stellen, als eine Lößeinwehung aus dem Rheintal noch nicht erfolgt war. Deckschichten älterer Kaltzeiten und die darauf entwickelten interglazialen Böden wurden demnach im Frühglazial der betreffenden Kaltzeit vollständig abgetragen, so daß der Saprolit die unmittelbare Geländeoberfläche bildete. Die hellgrauen, lehmigen, dichtlagernden und kaolinithaltigen Substrate der Basisfolge wurden in der Eifel von MÜCKEN-HAUSEN (u. a. 1950, 1982) "Graulehm" und von STÖHR (1967) im Osthunsrück als "Weißlehm" bezeichnet. Sie werden als Relikt der tertiären Plastosole angesehen, die im Tertiär "Oberböden" darstellten (STÖHR 1982). Im Rahmen der geomorphologischen Untersuchung des Rheinischen Schiefergebirges wurden "Graulehme" bisher als tropische Böden und somit als Leithorizont für die tertiäre Landoberfläche angesehen. Sie dienten zum Nachweis und zur Abgrenzung von tertiären Verebnungsflächen, sowie als Indikator für tropische Klimabedingungen (BIBUS 1975, ZENSES 1980). Neuere Untersuchungen (SPIES 1986 und FELIX-HENNINGSEN 1990) zur Verbreitung und Genese von "Graulehmen" deuten jedoch darauf hin, daß es sich bei diesen Substraten stets um periglaziale Sedimente handelt, die in allen Reliefpositionen bis hinab in die pleistozänen Täler durch Frostsprengung und Solifluktion aus dem unterlagernden Saprolit hervorgingen. Andererseits sind die Graufärbung und die Substrateigenschaften allein noch kein Beleg für die Einordnung der Schicht als Basisfolge. KERPEN (1960) stellte bei mikromorphologischen Untersuchungen von Graulehmen der Eifel die Einmengung vulkanischer Bims-Minerale (Plagioklas, Braune Hornblende) fest, deren Herkunft aus den

Eruptionen des Laacher-See-Vulkanismus angenommen wird, ZEZSCHWITZ (1970) führte detaillierte Schwermineralanalysen an Graulehmen der Nordeifel durch und erkannte neben dem Vorkommen von typischen Löß-Schwermineralen eine starke Beimengung verwitterungslabiler vulkanischer Schwerminerale, die für das trachvtische Tuffmaterial aus dem Laacher-See-Gebiet bezeichnend sind. Das Auftreten von vulkanischen Schwermineralen in den "Graulehmen" gibt einen Hinweis darauf, daß hier graue, kaolinithaltige Substrate der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke hohe Anteile an den oberen Deckschichten ausmachen. Zudem weisen WIECHMANN & ZEPP (1985) darauf hin, daß eine Graufärbung von allen Substraten der Deckschichtenfolge durch Naßbleichung möglich ist, die auf starke Staunässe oder lokal auf die Einwirkung von (hydrothermalen) Quellwässern zurückgeht.

Die Mittelfolge ist nach den Ergebnissen der Schwermineraluntersuchungen in allen untersuchten Profilen des Osthunsrücks lößführend. Die Lößbeimengung wird durch instabile und metamorphe Schwerminerale des Rhein-Spektrums (ZEZSCHWITZ 1970, BRUNNACKER 1980) angezeigt. Neben diesen, aus Kristallingesteinen stammenden Schwermineralen, sind auch vulkanische Schwerminerale mit relativ geringen Anteilen vertreten. Nach TILLMANS & WIND-HEUSER (1980) sind sie ebenfalls für den Löß im Rheinischen Schiefergebirge charakteristisch; ihr Anteil steigt mit der Annäherung an das Vulkangebiet des Laacher Sees.

Nach dem Skelettinhalt des Substrats und dem Kaolinitanteil des Tonmineralbestandes zu urteilen, macht jedoch Frostschutt aus dem unterlagernden Saprolit bzw. der Basisfolge den größeren Anteil an der Substratzusammensetzung aus. Eine gegenüber der Basisfolge intensivere Gelbbraunfärbung der Mittelfolge deutet auf die solifluidale Einmengung von Fe- und Mn-haltigen Silicaten hin, die in dem gebleichten Saprolit bzw. der daraus hervorgegangenen Basisfolge nicht mehr vorhanden sind. Wie oben erwähnt, kann Staunässe über einer dichtlagernden Basisfolge auch zu einer grau gefärbten Mittelfolge durch Naßbleichung führen.

Neben der schwermineralogischen Trennung spricht die klare Schichtgrenze zwischen Basisfolge und Mittelfolge, die oft durch Skelettanreicherungen geprägt wird, für einen Hiatus zwischen beiden Schichten und gegen eine gleichzeitige Genese als Schichtkomplex. Im Klimazyklus einer Kaltzeit käme für die Bildung der Mittelfolge die Hochglazialphase in betracht. Aus den frostmechanisch überprägten Tonbelägen, die mikromorphologisch in allen Profilen auftreten, lassen sich weitere stratigraphische Schlüsse ziehen. Die Tonbeläge entstanden durch Tonverlagerung. Die Braunfärbung dieser Tonbeläge deutet auf die Verwitterung von Löß-Silicaten hin, ihre Dicke und Ausprägung auf eine Bildung in einer interglazialen Parabraunerde. Nimmt man eine Bildung der Tonbeläge im letzten Interglazial an und ihrer periglazialen Überprägung im Würmglazial, so ergibt sich sowohl für die Basisfolge als auch die Mittelfolge ein mindestens rißzeitliches Alter. Diese wurden im Würm-Frühglazial nicht vollständig abgetragen, sondern durch eine neuerliche Lößaufwehung und solifluidale Verlagerung überprägt. Somit war die würmzeitliche Reliefveränderung durch Abtragung in den ebenen Lagen und an den Hängen nur schwach ausgeprägt.

Das wiederum mit deutlicher Schichtgrenze von der Mittelfolge abgesetzte Decksediment zeichnet sich durch eine Dominanz vulkanischer Schwerminerale und die Einmengung von Bimskörnchen aus. Nach STÖHR (1963, 1966b, 1967) ist diese Mineralgesellschaft typisch für den "Staublehm", der aus einem Gemenge von Bimstuff des allerödzeitlichen Laacher-See-Vulkanismus und Lößlehm besteht und im Osthunsrück in Mächtigkeit bis zu 1 Meter auftritt. In der lüngeren Tundrenzeit wurden die Bimstuffe verweht und dabei mit Würmlöß und ausgeblasenem Substrat der Mittelfolge vermengt. Eine Solifluktionsphase mit dem Übergang zum Präboreal, die nur auf die höheren Lagen des Mittelgebirges beschränkt blieb, führte hier zur Einmengung von steinigem Material in das Decksediment (STÖHR 1966b), Äolische Decksedimente der Jüngeren Tundrenzeit, die Beimengungen von Laacher-Bimstuff aufweisen, haben im Rheinischen Schiefergebirge und angrenzenden Mittelgebirgen (z. B. SCHÖNHALS 1957, 1959, ZEZSCHWITZ 1970, JUVIGNÉ 1980) eine große Verbreitung.

Während der Skelettanteil und die Lagerung aller periglazialer Deckschichten den Einfluß der Solifluktion deutlich hervortreten lassen, sind periglaziale Merkmale der Kryoturbation, Tropfen- oder Frostspaltenbildung selten und meist nur schwach angedeutet. Wahrscheinlich wurden auch diese Prozesse bei der Materialvermengung im Zuge der Deckschichtenbildung wirksam. Ihre Intensität muß jedoch relativ gering gewesen sein, da Durchgriffe von Periglazialstrukturen der Mittelfolge oder des Decksedimentes in die jeweils unterlagernde Schicht kaum ausgebildet sind.

In den Erosionslagen führte der langdauernde Wechsel von Frostsprengung des Saprolits und der fluvialen Abfuhr der Lockerprodukte zur Einschneidung der pleistozänen Täler in die Hunsrück-Hochfläche. Mit dem Erreichen des unverwitterten, harten Gesteins wurde die Effezienz dieser Prozesse stark gemindert. Der fehlende Porenraum des Gesteins hatte zur Folge, daß sich die Frostsprengung nur auf Klüfte und geweitete Schieferfugen beschränkte, so daß recht grober Frostschutt entstand, der sich einer lateralen Verfrachtung widersetzte. Doch werden Abspülung und fluviale Abfuhr von feineren Lockersubstraten bis zum Ausklingen des Würmglazials stattgefunden haben. Die freigelegten Schuttflächen wurden im Alleröd durch Laacher Bimsstaub sowie in der Jüngeren Tundrenzeit durch bimshaltigen Löß überweht. Die äolischen Sedimente wurden in die entstandenen Klüfte und Skelettzwischenräume eingespült. Danach ist ein großer Anteil der Feinsubstanz dieser skelettreichen Braunerden auf Festgesteinsschutt nicht auf die holozäne Verwitterung der Schiefer zurückzuführen, sondern weist einen äolischen Ursprung auf.

7 Dank

Frau Dipl. geol. CORNELIA LÖWERT-DÖBEL Essen, führte einen Teil der Schwermineralanalysen durch, wofür ihr an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Die Untersuchungen der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke und ihrer quartären Deckschichten wurden durch die dankenswerte finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht.

8 Schriftenverzeichnis

- ARENS, H. (1963): Entstehung, Zusammensetzung und Eigenschaften von Graulehmen, erläutert an Beispielen aus dem Rheinischen Schiefergebirge, sowie Braunplastosolen und Terra-fusca-Relikten in Nordrhein-Westfalen. — Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 1: 63—68; Göttingen.
- BIBUS, E. (1975): Eigenschaften tertiärer Flächen in der Umrahmung der nördlichen Wetteraus. — Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 23: 49—61; Berlin, Stuttgart.
- DÖBEL, C. (1985): Schwermineralogische Untersuchungen an Graulehmen und tertiären Zersatzzonen aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Östlicher Hunsrück und Drachenfelser Ländchen). — Unveröff. Dipl. Arbeit, 74 S.; Köln.
- FELIX-HENNINGSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge – Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden, Paläoklima, 6, 192 S., Borntraeger; Berlin, Stuttgart.
- & SPIES, E.-D. (1986): Soil development from Tertiary to Holocene and hydrothermal decomposition of rocks in the eastern Hunsrück area. — Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 47: 76—99; Göttingen.
- & WIECHMANN, H. (1985): Ein mächtiges autochthones Bodenprofil präoligozänen Alters aus unterdevonischen Schiefern der nordöstlichen Eifel. – Z. Pflanzenernähr. Bodenk., 148: 147–158; Weinheim.

- KERPEN, W. (1960): Die Böden des Versuchsgutes Rengen: Kartierung, Eigenschaften und Standortwert. — Forsch. u. Beratung, Reihe B, 316 S., Minist. f. Ernähr., Landw. u. Forstw.; Düsseldorf.
- MOSEBACH, R. (1954): Zur petrographischen Kenntnis devonischer Dachschiefer. — Notizbl. Hess. L. Amt f. Bodenforsch., 82: 234—246; Wiesbaden.
- MUCKENHAUSEN, E. (1950): Über gleiartige Böden im Rheinland. — Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkd., 50: 113—134; Weinheim.
- (1954): Fossile Böden im nördlichen Rheinland.
 Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk., 65: 81–103; Weinheim.
- (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 2: 495–502; Krefeld.
- (1982): Die Bodenkunde und ihre geologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. – 2. Aufl., 579 S.; DLG-Verlag; Frankfurt a. M..
- QUITZOW, H. W. (1969): Die Hochflächenlandschaft beiderseits der Mosel zwischen Schweich und Cochem. — Beih. Geol. Jb., 82: 78 S.; Hannover.
- (1982): Die Hochflächenlandschaft der zentralen Eifel, und der angrenzenden Teile des Rheintroges und Neuwieder Beckens. — Mainzer geowiss. Mitt., 11: 173— 206; Mainz.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Forschung in Hessen. — Frankfurter geogr. H., 45: 135 S.; Frankfurt.
- SPIES, E.-D. (1986): Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinszersatz durch ascendente (Thermal-) Wässer in der Nordosteifel (Rheinisches Schiefergebirge). 182 S., Diss.; Bonn.
- STAHR, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standorteigenschaften im Südschwarzwald. — Freiburger Bodenkundl. Abh., 9: 273 S.; Freiburg.
- STÖHR, W. TH. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. — Notizbl. hess. L.-A. f. Bodenforsch., 91: 318—337; Wiesbaden.

- STÖHR, W. TH. (1966a): Übersichtskarte der Bodentypengesellschaft von Rheinland-Pfalz, 1:250 000. — Geol. L.-A. Rheinland-Pfalz; Mainz.
- (1966b): Die Bimseruptionen im Laacher-See-Gebiet, ihre Bedeutung für die Quartärforschung und Bodenkunde im Mainzer Becken und in den südlichen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. dtsch. geol. Ges., 116: 994—1003; Hannover.
- (1967): Die Böden des Landes Rheinland-Pfalz.
 Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 6: 17-30; Göttingen.
- (1982): Paläoböden des Rheinischen Schiefergebirges (Hunsrück, Westerwald, Hintertaunus und Siegerland).
 Geol. Jb., F 14: 132–142; Hannover.
- STRUNK, H. (1981): Zum Verhältnis von Solifluktion und Abspülung im Periglaziär des westlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Bochumer Geogr. Arb., 40: 31— 40; Bochum.
- TILLMANNS, W. & WINDHEUSER, H. (1980): Der quartäre Osteifel-Vulkanismus im Rahmen der Lößbildung ein Beitrag zur Lößgenese. — Eiszeit u. Gegenwart, 20: 29–43; Hannover.
- VIERSCHILLING, A. (1910): Die Eisen- und Manganerzlagerstätten im Hunsrück und Soonwald. — Z. prakt. Geol., 18: 393—431; Berlin.
- WEYL, H. (1952): Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. — Erdöl und Kohle, 5: 29—33; Hamburg.
- ZAKOSEK, H. (1960): Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 32: 62 S.; Wiesbaden.
- & STÖHR, W. TH. (1966): Erl. Bodenkarte Hessen 1:25000,Bl. 5914 Eltville, 138 S.; Wiesbaden.
- ZENSES, E. (1980): Reliefentwicklung in der nördlichen Eifel. — Kölner Geogr. Arbeiten, 38: 220 S.; Köln.
- ZEPP, H. (1983): Reliefentwicklung an der oberen Erft, Ergebnisse einer geomorphologischen Detailkartierung. — Arb. z. Rheinischen Landeskd., 51: 25—38; Bonn.

Manuskript eingegangen am 26. 11. 1990.

Exoten in der Großsäuger-Fauna des letzten Interglazials von Mitteleuropa

WIGHART VON KOENIGSWALD *)

Upper Pleistocene, laste interglacial, large mammal fauna, Hippopotamus amphibius, Bubalus murrensis, Cervus dama, Dicerorbinus cf. megarhinus

Hessia, Baden-Württemberg, Upper Rhine Valley

Kurzfassung: Auf das Vorkommen von Hippopotamus amphibius, Bubalus murrensis, Cervus dama und einem kleinen Nashorn (Dicerorhinus cf. megarhinus) in der letztinterglazialen Fauna der nördlichen Oberrheinebene wird hingewiesen und die ökologischen Voraussetzungen für ihr Vorkommen diskutiert. Im Laufe des Pleistozäns lassen sich für Hippopotamus drei und für Bubalus zwei Einwanderungsphasen unterscheiden, nur im letzten Interglazial kamen beide Arten zusammen vor. Macaca fehlt trotz des regelmäßigen Vorkommens in früheren Interglazialen gerade im letzten. Das deutet darauf hin, daß nicht nur klimatische Faktoren die Einwanderung der Exoten bestimmen und sich die Intensität eines Interglazials nicht an den Einwanderern ablesen läßt.

[Exotic elements in the large mammal fauna of the last interglacial period in the northern Oberrhein area (western Germany)]

Abstract: Hippopotamus amphibius, Bubalus murrensis, Cervus dama, and a small rhinoceros (Dicerorhinus cf. megarhinus) are described as members of the last interglacial fauna from the northern Oberrheinebene (Germany). The ecological significance of their occurrence is being discussed. During the Pleistocene three invasions of Hippopotamus and two of Bubalus can be distinguished stratigraphically. Only during the last interglacial period do both species occur together. In this period Macaca is absent, despite its regular occurrence during earlier interglacial phases. This fact indicates that climate was not only the factor controlling the immigration of exotic species and that the intensity of an interglacial period cannot be deduced from the immigrants.

1 Einleitung

Die Funde pleistozäner Knochen in den Schottern der großen Flüsse sind eine wichtige paläontologische Quelle und gehen weit in die vorwissenschaftliche Zeit zurück. In dem hier betrachteten Fundgebiet, der nördlichen Oberrheinebene, hat der Schweizer Arzt WILHELM FABRI im frühen 17. Jahrhundert einen (Mammut-)Oberschenkel in Oppenheim vermessen und ihn einem Riesen zugewiesen (STAMPFLI 1982). Bereits J. H. MERCK (1783) hat in den Knochen von Elefanten und Nashörnern aus den Schottern des Rheins keine Kuriosa mehr gesehen, sondern sie mit moderner Argumentation als Zeugen einer ehemaligen Fauna Mitteleuropas interpretiert.

Obwohl derartiges Faunenmaterial mit dem verstärkten Kiesabbau in den letzten Jahrzehnten in großem Umfang geborgen wurde, blieb das wissenschaftliche Interesse meist gering. Einerseits erwartet man gemeinhin kaum Neuigkeiten aus der Fauna des Jungpleistozäns, und andererseits ist die stratigraphische Zuordnung der Faunenfunde oft nur ungenügend zu bewerkstelligen. Das gilt besonders, wenn die abgebauten Kiese unter dem Grundwasserspiegel liegen und naß mit Saug- und Greifbaggern gefördert werden. Es bleibt dann meist unklar, aus welchen Schotterkörpern das Faunenmaterial stammt. Darüber hinaus sind in Flußschottern Umlagerungen aus älteren Schottern möglich und können nur in besonderen Fällen ausgeschlossen werden.

Andererseits bieten diese Faunenfunde aus den Sanden und Kiesen der großen Flüsse eine wichtige Quelle für die Pleistozänforschung, wie am Beispiel der Fauna des letzten Interglazials gezeigt werden soll, die aus einer Vielzahl von Kiesgruben der nördlichen Oberrheinebene im Raum zwischen Mainz und

^{*)} Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. WIGHART VON KOENIGSWALD, Institut für Paläontologie der Universität Bonn, Nussallee 8, D – 5300 Bonn 1



Abb. 1: Karte der nördlichen Oberrheinebene mit den Kiesgruben, die eine umfangreiche jungpleistozäne Säugetierfauna geliefert haben. (MZ = Mainz, DA = Darmstadt, WO = Worms, MA = Mannheim, LU = Ludwigshafen, HD = Heidelberg).

Darmstadt im Norden sowie Worms und Heidelberg im Süden aufgesammelt wurde (Abb. 1). Eine kontinuierliche Überwachung der Kiesgruben unter Ausschöpfung aller faßbarer Quellen erlaubte es einer Arbeitsgruppe, die ökologischen Verhältnisse des letzten Interglazials in einem breiten Rahmen zu untersuchen.

Das gemeinsame Vorhaben aus den Jahren 1983-86 stand im Rahmen des nationalen Klimaforschungsprojektes der Bundesrepublik, unter der Leitung von Prof. Dr. Dr. hc. B. FRENZEL, "Terrestrische Paläoklimatologie" und wurde vom BMFT über die Akademie der Wissenschaften in Mainz gefördert. Die Mitarbeiter waren: D. SCHWEISS und M. LÖSCHER (Geologie), H.-J. BEUG und B. FRENZEL (Palynologie), K. U. LEISTIKOW, A. KREUZ und W. H. SCHOCH (Holzanalyse), E. NEUBERT und R. KINZELBACH (Schnecken und Muscheln), R. KLINGER (Holzinsekten) und der Autor (Säugetierpaläontologie und Koordination). Die Ergebnisse wurden in einer gemeinsamen Monographie (KOENIGSWALD [Hrsg.] 1988a) vorgelegt. Die Materialien sind, so weit sie sich nicht in Privatsammlungen befinden, größtenteils im Hessischen Landesmuseum in Darmstadt hinterlegt worden.

Als Exoten werden hier jene Großsäuger verstanden, die zwar in der interglazialen Fauna Mitteleuropas vorkommen, in der holozänen Fauna des Gebietes aber fehlen, obwohl sie nicht ausgestorben sind, sondern mit den gleichen oder sehr nahe verwandten Taxa heute in anderen Gebieten verbreitet sind. Außer den großen Pflanzenfressern Hippopotamus, Bubalus, Cervus dama und der kleinen Macaca, gehören eigentlich auch die beiden großen Raubtiere Panthera leo spelaea (Höhlenlöwe) und Crocuta crocuta spelaea (Höhlenhyaene) nach der begrifflichen Definition zu den Exoten. Aber im Gegensatz zu den genannten Pflanzenfressern ist das Vorkommen der beiden Carnivora nicht auf die interglazialen Abschnitte des Pleistozäns beschränkt. Da sie zu den hier diskutierten ökologischen Bedingungen während des letzten Interglazials nicht beitragen, braucht auf sie nicht näher eingegangen zu werden.

2 Die Geologischen Verhältnisse in der nördlichen Oberrheinebene

Die Oberrheinebene ist ein Grabenbruch, dessen Senkungstendenz noch anhält (FAHLBUSCH 1975). Deswegen hat sich besonders im nördlichen Teil keine Terrassentreppe ausgebildet, sondern die jüngeren Sedimente liegen im wesentlichen über den versenkten älteren. Die pleistozänen Sedimente erreichen im Raum zwischen Mainz, Worms, Heidelberg und Darmstadt erhebliche Mächtigkeiten. Während im Westen nur wenige Zehnermeter anstehen, wurden im Osten zwischen Mannheim und Heidelberg 382 m Quartär erbohrt (BARTZ 1953, 1982). Der Kiesabbau erfaßt davon aber nur den obersten Teil. Besonders im Osten des Gebietes ist in rund 15—25 m Tiefe eine Tonschicht, der "Obere Ton", weit verbreitet und



Oberkante der Niederterrasse

Grundwasserspiegel

Sande mit kaltzeitlicher Fauna und Nadelhölzern (= älterer Abschnitt des letzten Glazials)

Sande mit warmzeitlicher Fauna und vielen Nadel- und Laubhölzern (= letztes Interglazial)

"Oberer Ton"

Abb. 2: Schematisches Profil der jungpleistozänen Sedimente in der nördlichen Oberrheinebene, soweit sie vom Kiesabbau betroffen sind. Ein direkter Einblick in das Profil ist nicht möglich, da es fast vollständig unter dem Grundwasserspiegel liegt. begrenzt die Sandförderung. Deswegen kann das in den Kiesgruben dieser Region geförderte Knochenmaterial nur aus dem Schichtkomplex oberhalb dieses Oberen Tones stammen.

Der Obere Ton kann sicher als hydrogeologischer wie als stratigraphischer Leithorizont angesehen werden. Allerdings darf seine Feinkörnigkeit keineswegs als klimatisches Indiz gewertet werden. Die während des Pleistozäns anhaltenden tektonischen Bewegungen im Rheinischen Schiefergebirge haben die Transportkraft und das Sedimentationsgeschehen der nördlichen Oberrheinebene weit stärker beeinflußt als klimatische Veränderungen. Deswegen wird der Obere Ton nicht von vornherein dem letzten Interglazial zugeordnet, wie er von der ARBEITSGRUPPE (1980) in der hydrologischen Kartierung eingestuft wurde.

Informationen über die Lagerung des Schichtpaketes oberhalb des Oberen Tones (SCHEER 1976, SCHWEISS 1988) stammen aus Bohrungen, aus dem Fördergut der Bagger bei bekannter Arbeitstiefe und aus der intensiven Befragung der Baggerführer während der wiederholten Begehungen der Kiesgruben im Laufe der Jahre. LÖSCHER (1981, 1988) konnte im Heidelberger-Raum feststellen, daß die Baggerführer in der Regel recht gut wissen, in welchen Tiefen sich der Sandabbau etwa durch das vermehrte Auftreten von eingelagerten Baumstämmen für sie erschwert. Theoretisch kann man nur maximale Tiefenangaben für



Abb. 3: Jungpleistozäne Großsäugerfauna aus der nördlichen Oberrheinebene, nach den klimatischen Ansprüchen in drei Gruppen aufgeteilt. (Rekonstruktionen aus THENIUS 1962).

Knochenfunde geben, aber Baggerführer merken sehr deutlich, ob sie aus dem Anstehenden oder dem Nachbruch fördern. Deswegen kann durchaus eine schematische Gliederung gegeben werden (Abb. 2).

In den weitgehend fein- bis mittelsandigen Abfolgen konnte im oberen Teil eine kaltzeitliche Fauna mit *Mammuthus primigenius, Coelodonta antiquitatis* und *Rangifer tarandus* festgestellt werden. Stellenweise wurden Stämme von Nadelhölzern aus diesem Tiefenbereich gefördert (s. a. LÖSCHER et al. 1980. LÖSCHER 1988). Im unteren Profilabschnitt dicht über dem Oberen Ton nehmen in fast allen Kiesgruben die Holzfunde zu. Neben Nadelhölzern treten hier tief schwarze Stämme von Eichen hervor, die einen Durchmesser von 50-60 cm oder auch mehr erreichen. Das Holz kann von den Baggerrosten abgesammelt werden. Im Rahmen des Projektes wurde es durch KREUZ & LEISTI-KOW (1988) sowie durch SCHOCH (1988) bearbeitet.

Aus dem Auftreten der Holzarten eines Eichenmischwaldes kann geschlossen werden, daß unter dem durch die Fauna als kaltzeitlich gekennzeichneten

 Tabelle 1: Nachweis jungpleistozäner Großsäuger in den wichtigsten Kiesgruben der nördlichen Oberrheinebene (vgl. Abb. 1). Die Gliederung in die ökologischen Gruppen 1 bis 3 entspricht der Abb. 3.

	G	rup 1	pe					Gru 2	ippo 2	e	ī.					(Gru	ippe 3	2		
	Mammuthus primigenius	Coelodonta antiquitatis	Rangifer tarandus	Ursus spelaeus / arctos	Crocuta spelaea	Panthera leo spelaea	Dicerorhinus hemitoechus	Equus sp.	Alces alces	Megaloceros giganteus	Cervus elaphus	Bos primigenius	Bison priscus	Elephas antiquus	Dicerorhinus kirchbergensis	Dicerorhinus cf. megarhinus	Sus scrofa	Hippopotamus amphibius incognitus	Capreolus capreolus	Cervus dama	Bubalus murrensis
Biblis Biebesheim Bobenheim-Roxheim Brühl 1 b. Mannheim Brühl 2 b. Mannheim Crumstadt 1 Eich Erfelden Geinsheim Gernsheim Gimbsheim 2 Groß-Rohrheim Hessenaue Huttenheim Kornsand	••••••	••••	•	•	•	•	•	•••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	•	•••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	•	••••••••••	•	•••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	•	•	•	•	•	•	•
Leeheim Mainz Nauheim Stockstadt Wattenheim	•	•	•					• • • •		•	•	•	•	•	•	•		•••••	•		•
Wolfskehlen	•		•	•	•			•	•	•	•	•	•		•			-		•	•

Sand des oberen Profilabschnittes auch die Ablagerungen einer Warmzeit vom Abbau erfaßt werden. Faunenfunde, wie die von *Elephas (P.) antiquus*, bestätigen dieses Bild. Der Übergang von der Warmzeit zur folgenden Kaltzeit wird aber von keinem Wechsel in den Sedimenten begleitet und kann nicht näher aufgeschlüsselt werden.

Oft lassen sich die Faunenfunde aus dem Baggergut keinem bestimmten Profilabschnitt zuordnen. Die Gesamtfauna setzt sich sowohl aus typisch kaltzeitlichen und warmzeitlichen Arten und einer größeren Zahl von Formen zusammen, denen keine klimatische Präferenz zugeordnet werden kann (Abb. 3; Tab. 1).

3 Das Faunenspektrum

Das Spektrum der Säugetierarten ist zunächst durch die Größe der Knochen bestimmt. Denn nur das Material, das auf dem Grobrost des Baggers gefangen wird oder im Überkorn abgesiebt wird, hat eine Chance, gefunden zu werden. Daher fehlen die sowohl stratigraphisch wie ökologisch besonders aussagefähigen Kleinsäuger. Gefunden wurden folgende Arten:

> Canis lubus Crocuta spelaea Pathera leo spelaea Ursus spelaeus Ursus arctos Elephas (Palaeoloxodon) antiquus Mammuthus primigenius Equus sp. Dicerorhinus kirchbergensis Dicerorhinus hemitoechus Dicerorhinus cf. megarhinus Coelodonta antiquitatis Sus scrofa Hippopotamus amphibius incognitus Cervus elaphus Cervus (Dama) dama Capreolus Rangifer tarandus Megaloceros giganteus Alces sp. Bison priscus Bos primigenius Bubalus murrensis

Nicht unbedingt nach der Tiefenlage aber nach den ökologischen Ansprüchen können diese Arten in drei Gruppen aufgeteilt werden (Abb. 3). Als typisch kaltzeitlich werden Mammuthus primigenius, Coelodonta antiquitatis und Rangifer tarandus gewertet. Als warmzeitlich gelten Elephas (P.) antiquitatis, Dicerorhinus kirchbergensis, Sus scrofa, Hippopotamus amphibius, Cervus dama, Capreolus capreolus, Bubalus murrensis, während die übrigen Arten keine strenge ökologische Bindung aufweisen. Die Verteilung der Faunenfunde auf die einzelnen Kiesgruben ergibt sich aus Tabelle 1.

In der Gruppe der warmzeitlichen Formen muß die Zusammengehörigkeit zu einer gleichzeitigen Fauna besonders streng überprüft werden, denn fluviatile Sedimente lassen stets eine gewisse Umlagerung erwarten.

Bei dem Vorkommen von Capreolus capreolus und Sus scrofa, muß die Einmischung von subfossilem Material aus dem Holozän, von Fall zu Fall, aufgrund der Erhaltung ausgeschlossen werden. Funde von Hippopotamus amphibius in den Rheinschottern wurden von ADAM (1965) dem Mosbachium zugeordnet und in jüngeren Schichten als umgelagert angesehen. Der Fund von mehreren Eckzähnen mit vorzüglich erhaltenen Spitzen sowie der von zwei zusammengehörigen Wirbeln in der Kiesgrube Wattenheim schließen eine Umlagerung aus älteren Sedimenten aus. Für einen Schädel von Bubalus murrensis haben NEUFER & IGEL (1983) eine Umlagerung postulieren müssen, um ein akzeptables stratigraphisches Alter zu begründen. Die Erhaltung dieses Schädels, aber auch aller anderen Schädel von Bubalus murrensis, spricht gegen eine Umlagerung, weil die Spitzen und Kanten der Hornzapfen in keinem Fall abgerollt waren. Die zum Teil erheblichen Zerstörungen, die durch die Förderung mit dem Greifbagger entstanden sind, lassen sich deutlich von möglichen Abrollspuren durch Umlagerungen unterscheiden. Gegen eine Umlagerung spricht neben der Erhaltung auch die Fundverteilung. Immerhin 4 räumlich weit auseinanderliegende Gruben (Eich, Huttenheim, Leeheim und Stockstadt) haben gleichzeitig Reste von Hippopotamus und von Bubalus geliefert (Tab. 1). Die relative Häufigkeit von beiden Gattungen im Gebiet und die Konzentration von Hippopotamus in Groß-Rohrheim macht eine Umlagerung besonders unwahrscheinlich, weil diese eher zu einer Vereinzelung führen würde.

Eine synchrone Umlagerung, also ein Transport von Einzelknochen oder mehr oder weniger frischen Tierleichen innerhalb des Stromsystems kann nicht ausgeschlossen werden. Aber bei der Orographie des Oberrheingebietes führt das zu keinen wesentlichen Fehlern in der ökologischen Interpretation. Es gelang durch die regelmäßige Überwachung der Bagger und die Zusammenarbeit mit Privatsammlern neben Einzelknochen auch größere Teile zusammengehöriger Skelette zu bergen, besonders von den großen Boviden (MARTIN 1987). Als ganz ungewöhnlicher Fund ist hier ein weitgehend vollständiges Skelett von *Elephas (P.) antiquus* aus Crumstadt bei Darmstadt zu nennen, das aus etwa 13 m Tiefe mit dem Saugbagger gefördert wurde (KOENIGSWALD 1986a). Diese Funde machen deutlich, daß synchrone Umlagerungen zwar möglich, aber keineswegs allgemein anzunehmen sind.

Aus diesen Gründen werden die rein warmzeitlichen Arten als eine natürliche Faunenassoziation aus einem einzigen Interglazial angenommen. Wegen der fehlenden Fundbeobachtung im Sediment kann allerdings eine potentiell vorhandene feinstratigraphische Abfolge nicht ausgeschlossen werden.

4 Die stratigraphische Zuordnung

Die hier zu diskutierende warmzeitliche Fauna liegt weit außerhalb des Moränengebietes und kann damit nicht unmittelbar einem der Interglaziale zugeordnet werden. Die Fauna wird zumindest von einer kaltzeitlichen Fauna mit Mammuthus primigenius, Coelodonta antiquitatis und Rangifer tarandus überlagert. Da es sich um ein Senkungsgebiet ohne erhebliche Erosionen handelt, ist nach der Lagerung eine Einstufung in das letzte Interglazial wahrscheinlich. Faunen aus den unterlagernden Schichten sind nicht bekannt. Im Gegensatz zu den jüngst im Leipziger Raum erfolgten Untersuchungen zu jungpleistozänen Interglazialvorkommen (EISSMANN 1990) war es in der nördlichen Oberrheinebene nicht möglich, auch nur eine einigermaßen durchgehende Sequenz von Pollenproben zu gewinnen, weil die kalkreichen Feinsande in der Regel keine Pollenüberlieferung erlauben. BEUG (1988) hat eine Reihe von isolierten Proben untersucht, konnte aber nur in Ausnahmen volle interglaziale Verhältnisse antreffen. Die Probe aus dem Hornzapfen eines Wasserbüffels von Stockstadt, die FRENZEL (1988) untersucht hat, ergab dagegen ein voll interglaziales Florenbild. Die Sequenz der einwandernden Baumarten konnte aus den Proben nicht rekonstruiert werden, woduch eine definitive Zuordnung zu einem bestimmten Interglazial aufgrund der Pollenanalyse nicht möglich ist.

Absolute Altersbestimmungen an Torfen und Knochen bzw. Zähnen ergaben widersprüchliche Daten (KOENIGSWALD & BEUG 1988), die z. T. in den Zeitbereich des letzten Interglazials fallen, z. T. aber auch ein früheres Interglazial nicht ausschließen.

Die angetroffenen Faunenelemente haben keine so hohen stratigraphischen Leitwerte, daß sich die Altersstellung ohne weitere Argumentation ergeben würde. Allerdings treten zwei Arten nur selten im mittelund westeuropäischen Pleistozän auf, so daß hier eine stratigraphische Korrelation möglich ist. *Bubalus murrensis* ist außerhalb des Rheingebietes nur zwei-

mal belegt, nämlich im Interglazial von Steinheim an der Murr (BERCKHEMER 1927) und Schönbeck an der Elbe (SCHERZ 1937). Diese Vorkommen werden mit dem Holstein korreliert, wenngleich hierfür der direkte florenkundliche Nachweis aussteht. Wegen dieses Vorkommens wurden die ersten Funde von Bubalus aus dem Rheingebiet auch dem Holstein zugeordnet (FRANZEN & KOENIGSWALD 1979), obwohl FRANZEN (1978) zunächst aufgrund der Lagerungsverhältnisse ein letztinterglaziales Alter angenommen hatte. Funde von Hippopotamus wurden von ADAM (1965) stets dem Mosbachium zugeordnet, weil ein jüngeres Vorkommen dieser Gattung in Mitteleuropa unbekannt war. LÖSCHER (1981) stellte aufgrund der Lagerungsverhältnisse die ersten Funde von Hippopotamus in das letzte Interglazial. In England gehört Hippopotamus amphibius incognitus sehr regelmäßig zum Faunenbestand des letzten Interglazials (Ipswichian) (SUTCLIFFE 1959; STUART 1986), kommt aber nicht in den vorangehenden Warmzeiten vor. Es ist zu erwarten, daß diese Hippopotamus-Populationen der Britischen Inseln über den Kontinent entlang der großen Flüsse eingewandert sind. Mit diesem faunengeographischen Argument haben KOENIGSWALD & LÖSCHER (1982) die Hippopotamus-Funde aus der nördlichen Oberrheinebene ebenfalls dem letzten Interglazial zugeordnet, weil eine Umlagerung aus dem Mosbachium wegen der Erhaltung ausgeschlossen werden konnte und die geologische Lagerung ein höheres Alter als das letzte Interglazial unwahrscheinlich machte.

5 Die Exoten

5.1 Hippopotamus amphibius incognitus

Einzelne Hippopotamus-Funde aus der Oberrheinebene sind in der älteren Literatur erwähnt. Die gezielten Aufsammlungen der letzten Jahre erbrachten mehr als 30 Belege aus 10 Gruben (KOENIGSWALD 1988), wobei die Stücke in Privatsammlungen nur unvollständig erfaßt werden konnten. Es handelt sich im wesentlichen um die auffallenden Eckzähne (Abb. 4) und Molaren. Skelettknochen sind seltener aufgesammelt worden. Aufgrund der großräumigen Verteilung der Funde und deren guter Erhaltung läßt sich eine Umlagerung aus älteren Sedimenten auschließen.

Das Auftreten von *Hippopotamus* im letzten Interglazial von Mitteleuropa war zu postulieren, da diese Gattung in England in diesem Zeitabschnitt weit verbreitet ist. Die möglichen Einwanderungswege führen vom Mittelmeergebiet über die großen Flußsysteme nach Mittel- und Westeuropa. Dabei kommt die Donau aus klimageographischen Gründen weniger in Betracht als die Rhone. Von dort konnte sich



Abb. 4: Untere Eckzähne verschiedener Individuen von Hippopotamus amphibius incognitus.
Der kleine Eckzahn (oben) stammt aus Groß-Rohrheim (Hess. Landesmus. Darmstadt HLMD-RS 2900),
der größere aus Wattenheim (Hess. Landesmus. Darmstadt HLMD-RS 2401). Maßstab = 10 cm.

Hippopotamus über die Loire, die Seine, aber wie durch die Funde nun nachgewiesen, auch über den Rhein weiter nach Norden ausbreiten. Inzwischen sind auch Funde aus ähnlicher geologischer Situation vom Niederrhein und aus Holland bekannt geworden. Bislang fehlen die Funde von Hippopotamus östlich der Rhone-Rheinlinie für das letzte Interglazial. Es kann sich dabei zwar noch um eine Fundlücke handeln, aber die derzeitig bekannte Verbreitung paßt sehr gut zu dem atlantischen Klimaeinfluß, der eine ökologische Voraussetzung für das Auftreten von *Hippopotamus* in Mitteleuropa sein dürfte (s. Kap. 6).

Außer dem Vorkommen von *Hippopotamus* während des letzten Interglazials lassen sich bisher nur zwei frühere Einwanderungsphasen von *Hippopotamus* in Mitteleuropa nachweisen. Das früheste Vorkommen ist durch umfangreiche Funde aus Meiningen-Untermaßfeld [Thüringen, D] (KAHLKE, H. D. 1982; KAHLKE R. D. 1985, 1990) belegt. Dieser Fundort ist nach der Säugetierfauna in das Altpleistozän zu stellen. In den paläomagnetischen Befunden ist der Jaramillo-Event zu fassen (WIEGANK 1982). In übereinstimmender paläomagnetischer Position wurde in der Grube Kärlich im Neuwieder-Becken [Rheinland, D] ein Zahnfragment vom Flußpferd im basalen Schotter (A) gefunden (KOLFSCHOTEN 1990).

In den jüngeren Faunen des Altpleistozäns und denen des früheren Mittelpleistozäns scheint Hippopotamus zu fehlen. Das Cromer sensu stricto mit den klassischen Mimomys savini-Faunen von West-Runton [East Anglia, GB], Voigtstedt und Süssenborn [Thüringen, D], enthält kein Hippopotamus. Allerdings tritt Hippopotamus dann in den älteren Arvicola-Faunen des Mosbachiums von Mauer bei Heidelberg [Baden, D] und Mosbach bei Wiesbaden [Hessen, D] zusammen mit Elephas (P.) antiquus auf. Sie werden einem jüngeren Interglazial als dem Cromerium sensu stricto zugerechnet. Durch den Nachweis von Arvicola im niederländischen Cromer IV in Noordbergum [Groningen, NL] ist sichergestellt, daß diese zweite Einwanderung zeitlich älter ist als die Elster-Vereisung. Hippopotamus-Funde aus East-Anglia



Abb. 5: Schädelfragment von Bubalus murrensis mit den weitgeschwungenen, oben abgeplatteten Hornzapfen und dem weit nach hinten überstehenden Hinterhaupt. Der Schädel wurde in Wolfskehlen gefunden (Felsbergmuseum, Beedenkirchen). Maßstab = 10 cm. [GB], die STUART (1986) den Pollenzonen IIIb oder IV des Cromerium zugewiesen hat, können sehr wohl auch zu den älteren *Arvicola*-Faunen eines jüngeren Interglazials gehören.

Die zeitliche Einstufung der Vorkommen von Hippopotamus in Würzburg-Schalksberg [Franken, D] (RUTTE 1968, KALKE 1989) und besonders Jockgrim [Pfalz, D] (KUSS 1957), die dem Cromerium sensu lato zugerechnet werden, bleibt unsicher, weil bisher keine Kleinsäuger gefunden wurden, die eine feinere Einstufung dieser Fundstellen ermöglichen.

Für das jüngere Mittelpleistozän gibt es keine Belege für *Hippopotamus* im Raum nördlich der Alpen. Im Hoxnian Englands tritt im Gegensatz zum Ipswichian kein *Hippopotamus* auf (SUTCLIFFE 1959, 1985; STUART 1986).

5.2 Bubalus murrensis

In der nördlichen Oberrheinebene wurden in den letzten 20 Jahren etwa 10 Schädel- und Hornzapfenfragmente von *Bubalus murrensis* identifiziert (Abb. 5). Bislang ist es nicht gelungen, im postcranialen Material aus den Kiesgruben auch den Wasserbüffel zu erkennen. Selbst die postcranialen Skelettelemente der häufig vertretenen großen Boviden, *Bos* und *Bison*, sind nur schwer und keineswegs immer eindeutig zu unterscheiden (MARTIN 1987). Dagegen lassen sich Schädelfragmente von *Bubalus* an dem charakteristisch dreieckigen Querschnitt der Hornzapfen mit einer ganz flachen Oberseite (Abb. 6) von den anderen großen Boviden unterscheiden.

Die Erhaltung der Bubalus-Reste schließt eine Umlagerung aus älteren Sedimenten aus. Damit gehören Bubalus und Hippopotamus, die auch ökologisch gut zusammenpassen, auch wenn sie heute auf verschiedenen Kontinenten leben, zu einer Faunenvergesellschaftung, die hier in das letzte Interglazial gestellt wird. Bisher war Bubalus murrensis allerdings nur aus einem älteren Interglazial, nämlich dem von Steinheim an der Murr und von Schönebeck an der Elbe belegt, das mit dem Holstein gleichgesetzt wurde. Damit sind für Bubalus zwei Einwanderungen nach Mitteleuropa in unterschiedlichen Interglazialen zu postulieren. Da eine phylogenetische Veränderung in diesem Zeitraum nicht beobachtet werden kann, wird der gleiche Artnamen benutzt.

Vom rezenten indischen Wasserbüffel, Bubalus arnee, unterscheidet sich Bubalus murrensis erheblich. Die Stellung der Hornzapfen und das weit nach hinten überragende Hinterhaupt sind eindeutig primitive Merkmale, die beim indischen Wasserbüffel mit den Unterarten Bubalus arnee palaeokerabau und Bubalus arnee palaeoindicus schon seit dem Altpleistozän weiterentwickelt sind. Damit belegt Bubalus arnee eine andere Entwicklungslinie. Da die Bubalus-Arten des Pleistozäns von China eine ähnliche Merkmalsausprägung wie Bubalus murrensis aufweisen, dürften sie trotz der damit verbundenen geographischen Probleme einander näher stehen (KOENIGSWALD 1986b).



Abb. 6: Hornzapfen von Bubalus murrensis aus Stockstadt/Rhein, mit dem charakteristischen dreieckigen Querschnitt. (Hess. Landesmus. Darmstadt HLMD-RS 2227). Maßstab = 10 cm.

5.3 Cervus (Dama) dama

Damhirschreste sind in den Sand- und Kiesgruben der nördlichen Oberrheinebene unterrepräsentiert, weil die kleinen Knochen in der Regel nicht im großen Fangrost der Kiesgewinnungsanlagen hängen bleiben und im Überkorn nur so stark fragmentiert herauskommen, daß nur wenige Stücke bestimmbar sind. Dennoch wurden in dem betroffenen Gebiet 10 größere Geweihfragmente (Abb. 7) und mehrere Skelettelemente aus 4 Gruben gefunden (KOENIGSWALD 1988b).

Für Süddeutschland gab es bislang keine Belege für *Cervus dama* aus dem letzten Interglazial. Allerdings stammen aus Sachsen und Norddeutschland zahlreiche Funde (BENECKE et al. 1990, SICKENBERG 1969), die auf eine weite Verbreitung dieser Art während des letzten Interglazials schließen lassen.

Cervus dama wird hier unter den "Exoten" aufgeführt, weil die natürliche Fauna des Holozäns den Damhirsch nicht in Mittel- oder Westeuropa kennt. Dagegen tritt Cervus dama in den früheren Interglazialen seit dem Cromerium sensu stricto regelmäßig in diesem Gebiet auf.

Abb. 7: Schädelechte Geweihstange von Cervus (Dama) dama aus Bobenheim-Roxheim mit dem Ansatz der Schaufel und der weit abgespreizten Augsprosse. (Pfalz-Museum, Bad Dürkheim). Maßstab = 5 cm. Für das Ausbleiben dieser Art im Holozän können klimatische Gründe nicht in erster Linie verantwortlich gemacht werden, denn der Damhirsch wurde im Mittelalter durch den Menschen eingebürgert und hat seitdem recht große Populationen in vielen Teilen Europas bilden können.

Die Ausbreitung des Areals von Säugetieren ist keineswegs nur von klimatischen Faktoren begrenzt. Neben schwer nachzuweisenden Konkurrenzsituationen zu anderen Pflanzenfressern kann auch das Auftreten gewisser Raubtiere die Ausbreitung des Damhirsches eingeschränkt haben. Die jüngste Faunengeschichte Skandinaviens zeigt ein solches Beispiel. Das Reh, *Capreolus capreolus*, erweiterte sein Areal in den vergangenen Jahrzehnten erheblich nach Norden, ohne daß merkliche Klimaveränderungen zu beobachten waren. Als Grund für die Arealausweitung kommt vielmehr die starke Dezimierung des Wolfes (*Canis lupus*) durch den Menschen in Betracht (KURTEN 1968).

5.4 Ein kleines Nashorn

In den Sanden und Kiesen des letzten Interglazials kommt neben Dicerorhinus kirchbergensis noch ein deutlich kleineres Nashorn vor, das durch mehrere Kiefer und Zähne belegt ist (Abb. 8). Das starke Cingulum der oberen Molaren sowie die geringere Größe kennzeichnen diese Form. Sie zeigt eine gute Übereinstimmung mit einem Fund aus Frankreich von Meyrargues [Bouches-du-Rhone], der stratigraphisch wie die Funde vom Rhein zum letzten Interglazial gestellt wurde (BONIFAY 1961). GUERIN (1980) benutzte für diesen Fund den Namen der altpleistozänen Art Dicerorhinus megarhinus. Die Funde aus der nördlichen Oberrheinebene, auf deren Eigenständigkeit mich M. FORTELIUS aufmerksam machte, werden vorläufig als Dicerorhinus cf. megarhinus bezeichnet, um darauf hinzuweisen, daß hier wohl eine noch unzureichend bekannte jungpleistozäne Nashornart belegt ist.

6 Ökologische Grenzwerte für das Vorkommen der Exoten während des letzten Interglazials in Mitteleuropa

Bubalus und Hippopotamus haben eine große Affinität zum Wasser, in dem sie viele Stunden verbringen. Auch die rezente Beschränkung auf den tropischsubtropischen Bereich stimmt überein. Damit passen die beiden Gattungen ökologisch gut zusammen, obwohl die eine Gattung nur in Asien, die andere nur in Afrika vorkommt. Es wäre aber voreilig, nach dem Aktualitätsprinzip tropische oder subtropische



Verhältnisse für Mitteleuropa während jener Zeitabschnitte zu postulieren, in denen *Bubalus* oder *Hippopotamus* vorkommen. Bei wesentlich höheren Jahresdurchschnittstemperaturen wären nämlich in der begleitenden Flora und in der dazugehörigen Reptilfauna auch ausgesprochen thermophile Arten zu erwarten. Diese bleiben aber vollständig aus. Die Pollenspektren lassen lediglich eine Erwärmung in den Julitemperaturen um 2-3°C gegenüber dem Holozän erkennen (FRENZEL 1989).

Wichtiger als Jahresdurchschnittstemperaturen ist der Klimagang innerhalb eines Jahres. Wie die Tierhaltung in den Zoologischen Gärten zeigt, limitieren nicht die Sommer das Vorkommen von *Bubalus* oder *Hippopotamus*. Die Winter bilden die kritische Phase, in denen die Tiere geschützt werden müssen. Allerdings ist mehrfach berichtet worden, daß Flußpferde aus Zirkussen ausgebrochen sind, um im Rhein oder anderen Flüssen zu baden, und das auch in der kühleren Jahreszeit. Aus eigener Anschauung weiß ich, daß im Winter 1984 ein Flußpferd aus einem

Zirkus in Frankfurt a. M. sich freiwillig stundenlang auf einer verschneiten Wiese aufhielt. Der Indische Wasserbüffel (Bubalus arnee), der als Haustier in Siebenbürgen (Rumänien) noch regelmäßig gehalten wird, ist wesentlich empfindlicher. Er bedarf eines sorgfältigen Schutzes vor Zugluft im Stall. Die fossile Form des letzten Interglazials, Bubalus murrensis, steht allerdings dem rezenten Bubalus arnee nicht so nahe, daß man diese Art als Maßstab für die ökologische Toleranz benutzen kann. Einen wichtigen Eckwert gibt aber die starke Affinität beider Gattungen, Bubalus und Hippopotamus, zum Wasser. Es ist undenkbar, daß sie Flußlandschaften besiedelten deren Altwässer im Winter regelmäßig zufroren und mit einer soliden Eisschicht bedeckt waren. Mildere, fast frostfreie Winter werden nicht nur mit einer Erhöhung der Jahresdurchschnittstemperaturen erreicht, sondern ebenso mit einem stärkeren atlantischen Einfluß auf das Klima. Das würde die scheinbare Diskrepanz zwischen Fauna und Flora erklären. Zur Bindung an ein atlantisches Klima paßt, daß Hippopotamus im letzten Interglazial besonders in England in großen Populationen vorgekommen ist.



Abb. 8: Oberkieferfragment eines kleinen Nashorns (Dicerorhinus cf. megarhinus) aus Groß-Rohrheim, das auffallend starke Cingula auf der Innenseite der Molaren aufweist. (Hess. Landesmus. Darmstadt HLMD-RS 2685). Maßstab = 5 cm.

Für das letzte Interglazial haben RUDDIMAN & McIINTYRE (1976) besondere ozeanographische Verhältnisse im Nordatlantik nachgewiesen, die sich auch auf das Klima des angrenzenden Festlandteiles ausgewirkt haben dürften. Nach den Foraminiferengesellschaften zu urteilen reichte der Golfstrom weiter nach Norden, womit die Grenze der tropischen Wässer wesentlich weiter nach Norden verschoben wurde. so daß sie einen Teil der westeuropäischen Küste bespülten. In Folge dieser Verschiebung dürften die nordischen Tiefdruckgebiete zurückgehalten worden sein. Größere Feuchtigkeit bei geringer Kälte ist dann für die Winter zu erwarten (freundl. mdl. Mitt. von Prof. Dr. H. FLOHN). FRENZEL (1989) nimmt eine durchschnittliche Erhöhung des Niederschlags um etwa 50 mm an. Damit ist ein wesentlich stärkerer atlantischer Klimaeinfluß zur Zeit der Sauerstoff-Isotopen Stufe 5e in West- und Mitteleuropa wahrscheinlich, als er aus den biologischen Anforderungen für das Vorkommen von Bubalus und Hippopotamus gefordert werden müßte.

Ehe man aber versucht ist, derartige klimatische Verhältnisse auch auf die früheren Interglaziale zu übertragen, in denen die Exoten vorgekommen sind, ist es notwendig die Regelmäßigkeit des Vorkommens dieser Arten in den früheren Interglazialen zu untersuchen.

7 Unterschiedliches Vorkommen von Exoten in den früheren Interglazialen

Betrachtet man auch die früheren Interglaziale und nicht nur das letzte, dann muß auch der Berberaffe, Macaca sylvanus, zu den Exoten der mitteleuropäischen Interglazialfaunen gezählt werden. Diese westmediterrane Art konnte bisher im letzten Interglazial in Mittel- und Westeuropa nicht nachgewiesen werden. Im Material aus den Kiesgruben der Oberrheinebene könnte zuvor Macaca wegen der geringen Größe leicht übersehen worden sein, aber auch in allen anderen Faunen fehlt jeder Hinweis auf das Vorkommen dieser Art. Das ist um so erstaunlicher, weil Macaca regelmäßig in fast allen früheren Interglazialen seit dem Pliozän nachzuweisen ist [Tegelen, NL (BERNSEN 1931), Hohensülzen, D (FRANZEN 1973), Meiningen-Untermaßfeld, D (KAHLKE 1982), West Runton -Upper Fresh Water Bed, GB (STUART 1982), Voigtstedt, D (THENIUS 1965), Mosbach, D (KOENIGSWALD & TOBIEN 1987), Bilzingsleben, D (MANIA 1983), Heppenloch, D (ADAM 1975), Swanscombe a, GB (STUART 1982), Hoxn c, GB (STUART 1982), Hunas, D (GROISS 1986)]. Im letzten Interglazial ist dieser Affe weder in Mitteleuropa noch in England belegt und nur spärlich in Italien (ARDITTO & MOTTURA 1987).

Im Holozän besiedelt *Macaca sylvanus* Nordafrika und den Felsen von Gibraltar, taucht aber auch im Fossilbericht der Römerzeit und des Mittelalters als importiertes Haustier wieder auf (GULDE 1985; KOCKS 1978).

Tabelle 2: Vorkommen der Exoten in den pleistozänen Faunen Mittel- und Westeuropas

	Hippopo- tamus	Bubalus	Dama	Macaca
Holozän	<u>:</u> 1:	_	_	-
letztes Intergl.	***	***	***	-
Ehringsdorf	-		***	—
Steinheim / Heppenloch		***	***	***
Bilzingsleben		_	***	***
Mauer / Mosbach	***	—	***	***
Cromer s. str.		_	***	***
Voigtstedt		_	-	***
Meiningen	***	_	_	***

Vor diesem Hintergrund ist es bemerkenswert (Tab. 2), daß Hippopotamus und Bubalus lediglich im letzten Interglazial zusammen vorkommen, obwohl Hippopotamus dreimal und Bubalus zweimal nach Mitteleuropa vorgedrungen sind. Gerade in diesem Interglazial fehlt Macaca. Wenn nur eine Gattung, Bubalus oder Hippopotamus, vorhanden sind, war das Klima während des Interglazials nicht weniger günstig. Die mittelpleistozänen Interglaziale, in denen nur Macaca in Mitteleuropa vorkam, nicht aber Hippopotamus oder Bubalus, brauchen nicht kühler gewesen zu sein.

Dieses unregelmäßige Auftreten der Exoten in den verschiedenen interglazialen Faunen zeigt, daß man nicht schematisch zwischen besonders warmen Interglazialen mit Exoten und kühleren mit weniger oder gar keinen Exoten unterscheiden kann. Allerdings zeigt das Vorkommen von *Bubalus, Hippopotamus* und wahrscheinlich auch *Macaca* einen starken atlantischen Einfluß auf das mitteleuropäische Klima. Allerdings spricht vieles dafür, daß es nicht ausschließlich klimatische Gründe sind, die die Einwanderung während der Interglaziale kontrollieren.

Neben klimatischen Einflüssen begrenzt eine Vielzahl anderer Faktoren die Ausbreitungsmöglichkeiten der einzelnen Arten. Es kommen neben geographischen Faktoren vor allem auch Nahrungskonkurrenten und überlegene Raubtiere in Betracht. Daraus ergeben sich einmalige und damit im echten Sinne historische Situationen, deren Ergebnis im Fehlen oder Vorkommen der Arten zwar nachzuweisen sind, deren Faktoren aber schwer zu analysieren sind (KOENIGSWALD 1988b).

8 Schriftenverzeichnis

- ADAM, K. D. (1965): Neue Flußpferdfunde am Oberrhein.
 Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 7: 621— 631; Freiburg.
- (1975): Die mittelpleistozäne Säugetier-Fauna aus dem Heppenloch bei Gutenberg (Württemberg). — Stuttgarter Beitr. Naturk., B.3: 1—247; Stuttgart.
- ARBEITSGRUPPE (1980): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rhein-Neckar-Raum, Analyse des Ist-Zustandes. 71 S. mit Karten, 14 Anlagen; Stuttgart, Wiesbaden-Mainz.
- ARDITTO, G. & MOTTURA, A. (1987): An Overview of the Geographic and Chronologic Distribution of West European Cercopithecoids. — Human Evolut. 2: 29—45, 3 Abb.
- BARTZ, J. (1953): Revision des Bohrprofils der Heidelberger Radium-Sol Therme. Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 33: 101–125; Freiburg.
- (1982): Quartăr und Jungtertiăr II im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. — Geol. Jb. A 63: 3—237; Hannover.
- BENECKE, N., BÖHME, G., HEINRICH, W. D. (1990): Wirbeltierreste aus interglazialen Beckensedimenten von Gröbern (Kr. Gräfenheinichen) und Grabschütz (Kr. Delitsch). Altenbg. nat.wiss. Forsch. 5: 231-281; Altenburg.
- BERNSEN, J. J. A. (1931): Eine Revision der Fossilien Säugetierfauna aus den Tonen von Tegelen, III Macacus cf. florentinus COCCHI. — Natuurhist. Maandblad 20: 67—71; Limburg.
- BERCKHEMER, F. (1927): Buffelus murrensis n. sp. Ein diluvialer Büffelschädel von Steinheim a.d. Murr. — Jh. Ver. vaterld. Naturkde. Württ. 83: 146—158; Stuttgart.
- BEUG, H.-J. (1988): Über die pollenanalytische Datierung einiger jungpleistozäner Proben aus der Oberrheinebene bei Darmstadt. — S. 105—116. — In KOENIGS-WALD, W. v. [Hrsg]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. — Paläoklimaforschung 4; Stuttgart-New York (G. Fischer).
- BONIFAY, M.-F. (1961): Étude des restes de Rhinocéros de Merck provenant de Meyrargues (Bouches-du-Rhone).
 Ann. Pal. 47: 77—89; Paris.

- EISSMANN, L. [Hrsg.] (1990): Die Eemwarmzeit und die Frühe Weichselkaltzeit im Saale-Elbe-Gebiet: Geologie, Paläontologie, Palökologie. Ein Beitrag zum jüngeren Quartär in Mitteleuropa. — Altenburger Naturwiss. Forsch. 5: 1—301; Altenburg.
- FAHLBUSCH, K. (1975): Störungszonen an den Rheingraben-Schultern (Hardt, Darmstadt) mit Hinweisen auf junge Bewegungen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 103: 315—326; Wiesbaden.
- FRANZEN, J. L. (1973): Ein Primate aus den altpleistozänen Schneckenmergeln von Hohensülzen (Rheinhessen). — Senckenbergiana lethaea 54: 345—358; Frankfurt a. M.
- (1978): New discovery of *Bubalus* from the late Pleistocene of Western Germany. — II. Congr. theorio. internat., Abstr.: 99; Brünn.
- & KOENIGSWALD, W. v. (1979): Erste Funde vom Wasserbüffel (Bubalus murrensis) aus pleistozänen Schottern des nördlichen Oberrhein-Grabens. Senckenbergiana lethaea 60 (1/3): 253—263); Frankfurt a. M. In KOENIGSWALD W. v. [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. Paläoklimaforschung 4; Stuttgart-New York (G. Fischer).
- FRENZEL, B. (1989): Projektgruppe "Terrestrische Paläoklimatologie" im Rahmen des nationalen Klimforschungsprogramms der Bundesregierung. — 453—461 — Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz 1949—1989. — Stuttgart (Steiner).
- GROISS, J. T. (1986): Erste Funde von Primaten in der Höhlenruine von Hunas/Hartmannshof (Lkrs. Nürnberger Land). — Altnürnberger Landschaft 35/2: 193— 197; Nürnberg.
- GUERIN, C. (1980): Les rhinoceros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocéne terminal au Pleistocéne supérieur en Europe occidentale. Comaraison avec les espéces actuelles. — Docu., Lab. Géol. Lyon, 79: 1—185; Lyon.
- GULDE, V. (1985): Osteologische Untersuchungen an Tierknochen aus dem römischen Vicus Rainau-Buch (Ostalbkreis). — Materialh. z. Vor- u. Frühgesch. in Baden-Württemberg 5; Stuttgart.
- KAHLKE, H. D. (1982): Hippopotamus antiquus DESMARET, 1822 aus dem Pleistozän von Meiningen in Südthüringen (Bezirk Suhl DDR). — Z. geol. Wiss. 10: 943—949; Berlin.
- KAHLKE, R.-D. (1985): Altpleistozäne Hippopotamus-Reste von Untermaßfeld bei Meiningen (Bezirk Suhl DDR) (vorläufige Mitteilung). — Säugetierkd. Inf. 2: 227— 233; Jena.
- (1989): Die unterpleistozänen Hippopotamus-Reste von Würzburg-Schalksberg. — Quartär 39/40: 67—94; Bonn.
- (1990): Zum Stand der Erforschung fossiler Hippopotamiden (Mammalia, Artiodacyla), eine Übersicht. – Quartärpaläontologie 8: 107–118; Berlin.

- KOCKS, B.-M. (1978): Die Tierknochen aus den Burgen auf dem Weinberg in Hitzacker/Elbe und in Dannenberg (Mittelalter) — I. Die Nichtwiederkäuer. — Diss. Univ. München.
- KOENIGSWALD, W. v. (1986a): Ein Skelett vom Waldelefanten aus den jungpleistozänen Rheinschottern von Crumstadt bei Darmstadt. — Cranium 3/1: 8–13; Dieren.
- (1986b): Beziehungen des pleistozänen Wasserbüffels (Bubalus murrensis) aus Europa zu den asiatischen Wasserbüffeln. – Z. Säugetierk. 51: 312–323; Hamburg.
- [Hrsg.] (1988a): Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. – Paläoklimaforschung 4: 1–327; Stuttgart-New York (G. Fischer).
- (1988b): Paläoklimatische Aussage letzinterglazialer Säugetiere aus der nördlichen Oberrheinebene. — S. 205—314. — In KOENIGSWALD, W. v. [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. — Paläoklimaforschung 4; Stuttgart-New York (G. Fischer).
- & BEUG, H. J. (1988): Schlußbetrachtung. 321— 327. — In KOENIGSWALD W. v. [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. — Paläoklimaforschung 4; Stuttgart-New York (G. Fischer).
- & LÖSCHER, M. (1982): Jungpleistozäne Hippopotamus-Funde aus der Oberrheinebene und ihre biogeographische Bedeutung. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 163: 331-348; Stuttgart.
- & TOBIEN, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden.
 Geol. Jb. Hessen 115: 227-237; Wiesbaden.
- KOLFSCHOTEN, T. v. (1990): The evolution of the mammal fauna in the Netherlands and the Middle Rhine area (Western Germany) during the late middle Pleistocene. — Meded. Rijks. Geol. Dienst. 43/3: 1—69; Haarlem.
- KREUZ, A. & LEISTIKOW, K. U. (1988): Holzfunde aus jungquartären Ablagerungen der nördlichen Oberrheinebene und ihre chronostratigraphische Deutung. — S. 117— 148. — In KOENIGSWALD, W. v. [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. — Paläoklimaforschung 4; Stuttgart-New York (G. Fischer).
- KUSS, S. E. (1957): Altpleistozäne Reste des Hippopotamus antiquus DESMAREST vom Niederrhein. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg 2: 299—331; Freiburg i. Br.
- KURTEN, B. (1968): Pleistocene mammals of Europe. 316 S.; London (Weidenfeld and Nicolson).
- LÖSCHER, M. (1981): Die stratigraphische Gliederung des Jungpleistozäns im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. — Aufschluß 32: 191—199; Heidelberg.

- LÖSCHER, M. (1988): Stratigraphische Interpretation der jungpleistozänen Sedimente in der Oberrheinebene zwischen Bruchsal und Worms. — S. 79—104. — In KOE-NIGSWALD, W. v. [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. — Paläoklimaforschung 4; Stuttgart-New York (G. Fischer).
- BECKER, B., BRUNS, M., HIERONYMUS, U., MÄUSBACHER, R., MÜNNICH, M., MÜNZING K. & SCHNEIDER, J. (1980): Neue Ergebnisse über das Jungquartär im Neckarschwemmfächer bei Heidelberg. — Eiszeitalter u. Gegenwart. 30: 89—100; Hannover.
- MANIA, D. (1983): Zum Stand der Untersuchungen weiterer Fossilgruppen aus dem Travertin von Bilzingsleben. — 157—163. — In MAI, D. H., MANIA, D., NÖTZOLD, T., TOEPFER, V., VLCEK, E. & HEINRICH, W. D.: Bilzingsleben II, Homo erectus — seine Kultur und seine Umwelt. — Veröff. Landesmus. Vorgesch. Halle 36: 1—258; Berlin.
- MARTIN, Th. (1987): Artunterschiede an den Langknochen großer Artiodactyla des Jungpleistozäns Mitteleuropas.
 — Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg 96: 1—124; Frankfurt a. M.
- (1990): Jungpleistozäne und holozäne Skelettfunde von Bos primigenius und Bison priscus aus Deutschland und ihre Bedeutung für die Zuordnung isolierter Langknochen. — Eiszeitalter u. Gegenwart 40: 1—19; Hannover.
- MERCK, J. H. (1783): Über den Ursprung der Fossilien in Teutschland. — Der Teutsche Mekur 1783: 50—63; Weimar.
- NEUFER, F. O. & IGEL, W. (1983): Ein Wasserbüffel-Fund aus pleistozänen Schottern bei Eich (nördlicher Oberrheingraben). Mainzer Naturw. Archiv. 21: 187–197; Mainz.
- SCHEER, H.-D. (1976): Die pleistozänen Flußterrassen in der östlichen Mainebene. — Geol. Jb. Hessen 104: 61—86; Wiesbaden.
- RUDDIMAN, W. F. & MCINTYRE, A. (1976): North-east Atlantic paleoclimatic changes over the past 600 000 years. — Mem. geol. Soc. Amer. 145: 111—146.
- RUTTE, E. (1968): Die Cromer-Wirbeltierfundstelle Würzburg-Schalksberg. — Abh. naturwiss. Ver. Würzburg 8: 1—26; Würzburg.
- SCHERTZ, E. (1937): Ein neuer Wasserbüffel aus dem Diluvium Mitteldeutschlands (*Buffelus wanckeli* nov. spec.) — Paläont. Z. 19: 57—72; Berlin.
- SCHOCH, W. H. (1988): Holzfunde aus den jungpleistozänen Sedimenten der Obertheinebene. — S. 149—172.
 — In KOENIGSWALD, W. v. [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. — Paläoklimaforschung 4; Stuttgart-New York (G. Fischer).

- SCHWEISS, D. (1988): Jungpleistozäne Sedimentation in der nördlichen Oberrheinebene. — S. 19—78. — In KOENIGSWALD, W. v. [Hrsg.]: Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene. — Paläoklimaforschung 4; Stuttgart-New York (G. Fischer).
- SICKENBERG, O. (1969): Die Säugetierfauna der Kalkmergel von Lehringen (Krs. Verden/Aller) im Rahmen der Eemzeitlichen Faunen Nordwestdeutschlands. — Geol. Jb. 87: 551—564; Hannover.
- STAMPFLI, H. R. (1982): Die Geschichte des Wilhelm Fabri an die Berner Bibliothek — Jb. Bernisch. Museum 61/62: 47—97; Bern.
- STUART, A. J. (1983): Pleistocene Vertebrates in the British Isles. 1—212; London (Longman).
- (1986): Pleistocene occurrences of *Hippopotamus* in Britain. — Quartärpaläontologie 6: 209—218; Berlin.

- SUTCLIFFE, A. J. (1959): The Hippopotamus in Britain. Bull. Mammal. Soc. British Isles 11: 36—40; London.
- SUTCLIFFE, A. J. (1985): On the Track of Ice Age Mammals. — 1—224; London (British Museum).
- THENIUS, E. (1962): Die Großsäugetiere des Pleistozäns in Mitteleuropa. – Z. F. Säugetierk. 27: 65–83; Hamburg.
- (1965): Ein Primatenrest aus dem Altpleistozän von Voigtstedt in Thüringen. Paläont. Abh. A2(2/3): 682-686; Berlin.
- WIEGANK, F. (1982): Ergebnisse magnetostratigraphischer Untersuchungen im höheren Känozoikum der DDR. – Z. geol. Wiss. 10: 737–744; Berlin.

Manuskript eingegangen am 25. 10. 1990

Eine eem- und frühweichselzeitliche Abfolge im Tagebau Schöningen, Landkreis Helmstedt

BRIGITTE URBAN, HARALD ELSNER, ADAM HÖLZER, DIETRICH MANIA & BARBARA ALBRECHT *)

Geological section, Eemian, Early Weichselian, peat, travertine, silt, pollen diagrams, botanical macro remains, molluscs, paleoclimate

Kurzfassung: Im ostniedersächsischen Braunkohlengebiet bei Helmstedt waren von 1985 – 1987 im Tagebau Schöningen mächtige eeminter glaziale Bildungen aufgeschlossen. Die mit teils autochthonen, teils allochthonen Kalk-Schluff-Torf-Abfolgen gefüllte, mehrere hundert Meter lange Rinne stellt das ehemalige Bett eines Baches dar, der unweit der heutigen "Mißaue" floß.

In dem Lockertravertin waren Holzreste, Früchte, Samen, Molluskenschalen und Moospolster reichlich vertreten. Die pollenanalytischen Untersuchungsergebnisse des Travertins und hangender Löß-Humuszonen spiegeln die für den nordwestdeutschen Raum bekannten Grundzüge der eem-und den Beginn der frühweichselzeitlichen Vegetationsentwicklung wider.

[An Eemian and Early Weichselian sequence of the Open Mine "Schöningen" near Helmstedt]

Abstract: In the Eastern Lower Saxony lignite area close to Helmstedt, huge deposits of Eemian age have been exposed during 1985—1987. A channel of several hundred meters of extend, filled with autochtonous and partly allochtonous carbonate-silt-peat sequences, might reflect the early riverbed of a creek, running only a few meters beside the nowaday brook "Mißaue". The loose kind of travertine sediments were rich in woodremains, fruits, seeds, shells of molluscs and mosses. The pollenanalytic results reflect the characteristic features of the Eemian and the beginning of the Early Weichselian vegetation development.

1 Einleitung

Im zentralen Teil des subherzynen Beckens sind in Ost-Niedersachsen (Abb. 1) tertiäre Lockersedimente weit verbreitet. Sie sind an Flankenbereiche der Sattelstrukturen aus Zechsteinsalzen gebunden, deren längste der 80 km lange Helmstedt-Staßfurter Sattel ist. In seinen Muldenbereichen sind mächtige eozäne Braunkohlenflöze erhalten, die heute von der Braunschweigische Kohlen-Bergwerke AG (BKB) abgebaut werden. Die im Hangenden der Tertiär-Schichten weitflächig auftretenden, verschiedenartigen, teilweise lückenlosen Quartär-Abfolgen (Abb. 2) sind



Abb. 1: Lage des Tagebaus "Schöningen" im nördlichen Harzvorland, östlich der Stadt Schöningen.

^{*)} Anschriften der Autoren: Prof. Dr. BRIGITTE URBAN-KUTTEL und BARBARA ALBRECHT, Fachhochschule Nordostniedersachsen, Herbert-Meyer-Straße 7, 3113 Suderburg.

Dipl.-Geol. HARALD ELSNER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, Callinstraße 30, 3000 Hannover 1.

Dr. ADAM HÖLZER, Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe, Postfach 3949, 7500 Karlsruhe.

Dr. habil. D. MANIA, Landesmuseum für Vorgeschichte, Richard-Wagner-Straße 9/10, 4020 Halle/Saale.

seit 1983 Untersuchungsgegenstand des Projekts "Archäologische Schwerpunktuntersuchungen im Helmstedter Braunkohlerevier" (ASHB), das vom Institut für Denkmalpflege (Hannover) zusammen mit der Fachhochschule Nordostniedersachsen (Suderburg) durchgeführt wird (THIEME, MAIER & URBAN 1987). Seit 1986 wurden in Zusammenarbeit mit dem Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover die Quartär-Deckschichten intensiver untersucht (ELSNER 1987; HARTMANN 1988; LENHARD 1989), deren inzwischen überregionale Bedeutung nicht zuletzt in einer durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft seit 1988 großzügig gewährten Projektunterstützung zum Ausdruck kommt. Inhalt dieses Beitrages ist die über 5 m mächtige, eem- und frühweichselzeitliche Abfolge im nördlichen Baufeld Esbeck des Tagebaues Schöningen (Abb. 1 und 2), die zwischen den Jahren 1985 und 1987 gut aufgeschlossen war.

2 Ausbildung und Genese eemzeitlicher Sedimente im Tagebau Schöningen der BKB AG, Helmstedt

Während im Südteil des Tagebaues Schöningen (Baufeld Schöningen) limnisch-telmatische Ablagerungen des Eem nur aus Bohrungen bekannt sind, waren



Abb. 2: Profilschnitt durch die quartären Schichtfolgen im Tagebau "Schöningen", Landkreis Helmstedt (Stand Ende 1987), Aufschlußlänge ca. 1 km; TK 25: Nr. 3831, 3832. (Aus: URBAN et al. 1988).

mächtige Sedimente dieses Interglazials im Nordteil des Tagebaus (Baufeld Esbeck) über längere Zeit hinweg aufgeschlossen (Abb. 2). Es handelte sich dabei um humusreiche Ablagerungen, die eine ca. 200 m breite, bereits saalezeitlich angelegte Rinne, ausfüllten. Diese Rinne wurde vermutlich durch Schmelzwässer des stagnierenden Drenthe-I-Inlandeises geformt. Im Untersuchungsjahr 1987 waren Reste einer Drenthe-Grundmoräne nicht nachweisbar. Seit 1988 sind allerdings aufgrund neuer Aufschlußbedingungen (HARTMANN 1988; LENHARD 1989) wiederholt drenthezeitliche Moränenreste aufgefunden und näher untersucht worden. Saalezeitliche solifluidale Ablagerungen, deren Ursprungsgebiet in den Muschelkalkhängen des Elms zu suchen sind, sind weit verbreitet (Abb. 2). Teilweise sind diese saalezeitlichen Fließerden erneut umgelagert worden. Im Hangenden findet sich ein maximal 3 m mächtiger, gelbbrauner, stark kryoturbat überprägter Schwemmlöß, mit (ELSNER 1987) grünlicher, auf Reduktion hindeutender Farbgebung und starker Durchwurzelung seines Dachbereiches. Mit diesem wahrscheinlich warthezeitlichen Schwemmlöß findet die saalezeitliche Abfolge ihren Abschluß. Im Hangenden dieser Saale-Serie trat 1987 ein ca. 50 cm starker "Basistorf" auf, der zum Zeitpunkt der Erstuntersuchungen von MERKT (1986) noch nicht aufgeschlossen war. Mit scharfer Untergrenze lag der Torf dem grünlichen Schluff auf. Auffällig waren bis zu 1 m lange, regellos verteilte Baumstämme. Vereinzelt waren große zertrümmerte Gastropodenschalen sichtbar. Lateral zu den Rinnenrändern verzahnte sich der beschriebene Basistorf mit schwarzem, stark humosem Beckenschluff. Im Hangenden folgte ein bis 4 m mächtiger, mürber, zum Teil gastropodenreicher, weißgrauer Süßwasserkalk, wie er auch aus dem nahegelegenen Elmgebiet mit ebenfalls eemzeitlichem Alter erstmals von HUCKRIEDE (1967) beschrieben wurde. Beim Ausschlämmen dieses Lockertravertins blieben Holzrestchen, Kalkschluff, Travertinbröckchen, Quarzgrobsandkörner, Früchte, Gastropodenschalen und wenige Bivalvenschalen übrig.

Stellenweise wurden in der aufgeschlossenen Travertinbank linsenförmig angereicherter Feinsand und Schluff zur Hauptkomponente, an anderer Stelle waren Torffetzen, -linsen und -flasern in Lagen zusammengeschwemmt. Erwähnenswert sind weiterhin noch chlorophyllhaltige Quellmoosreste sowie vollständig erhaltene große Gastropodenschalen.

Einzelne Travertinbänke sind verschiedenen Befunden nach autochthon entstanden, während andere Sedimentpakete partiell als resedimentiertes Umlagerungsprodukt der näheren Umgebung zu deuten sind. Der Kalkgehalt stammt aus Karbonaten des Elms. An Quellen und Grundwasseraustritten innerhalb der eemzeitlichen Rinne ist er zum Teil biogen wieder ausgefällt worden (vgl. KOERT & DIENEMANN 1927: 49). Die Rinne selber konnte anhand ihrer charakteristischen Füllung durch Auswertung zahlreicher Bohrprotokolle und durch Beobachtungen von LÜTGE (1984) über eine Länge von mehreren km rekonstruiert werden. Sie scheint das Bett eines eemzeitlichen Baches darzustellen, der zumindest im Baufeld Esbeck, weniger als 100 m von der heutigen Mißaue entfernt, floß.

Überlagert wird der Lockertravertin dieser "Ur-Mißaue" von einem relativ dünnen Torfbändchen, das im Gegensatz zu den Lockertravertinschichten im Liegenden bis an die Rinnenränder zu verfolgen war. Es war stark zersetzt und führte vereinzelt Lagen aus Kalkschluff. Im Hangenden dieses Torfes folgten mehrere Meter humoser Kalkschluff. Wurzelröhren und lagige, orangebraune Marmorierung deuten auf Bodenbildungsprozesse hin, die in den Grenzbereich Eem-Weichsel einzuordnen sind.

In den mächtigen weichselzeitlichen Löß waren an einer Stelle im Hangenden des Eem-Travertins Humusschichten eingeschaltet, die, den pollenanalytischen Untersuchungen zufolge, in die frühe Weichsel-Kaltzeit zu stellen sind.

3 Vegetations- und Sedimententwicklung während der Lockertravertinbildung und des Früh-Weichsels

3.1 Profilaufbau

Das Interglazialprofil (Abb. 2) wurde über seine Gesamtmächtigkeit von 270 cm sedimentologisch und pollenanalytisch untersucht, das hangend aufgeschlossene Früh-Weichsel über 250 cm Mächtigkeit.

Ablagerungen des Eem:

Zwischen 0 cm und 170 cm beträgt der Kalkanteil des Lockertravertins zwischen 29 % und 89 %. Dieser lockere Mergel ist teilweise von humosen Einschaltungen unterbrochen, auch das Liegende ist teilweise humos bei sehr schlechter Pollenerhaltung.

Bei 180 cm endet die Karbonatführung und darüber folgt ein toniger Schluff. Dieser ist stellenweise humos, sein Einsetzen markiert jedoch bereits das Ende des Interglazials.

Ablagerungen des Früh-Weichsels:

Der basale Profilbereich (250 cm bis 180 cm) enthält zwischen 2,3 % und 0,6 % organischen Kohlenstoff,



BRIGITTE URBAN, HARALD ELSNER, ADAM HOLZER, DIETRICH MANIA & BARBARA ALBRECHT

88

ist entkalkt und weist niedrige pH-Werte auf. Die nachfolgenden, jüngeren Profilabschnitte sind partiell schwach humos und schwach kalkhaltig. Tabelle 1 zeigt die Korngrößenverteilung.

> Tab. 1: Korngrößenzusammensetzung im Profil SFW (Früh-Weichsel)

190-180 cm: 93% Schluff, 7% Sand	= Schluff
150—140 cm: 19% Ton, 78% Schluff, 3% Sand	= toniger Schluff
110—100 cm: 35% Ton, 65% Schluff	= stark schluffiger
70—60 cm: 52% Ton, 46% Schluff, 2% Sand	schluffiger Ton
30—20 cm: 23% Ton, 72% Schluff, 5% Sand	= toniger Schluff

3.2 Paläoökologische Verhältnisse

3.2.1 Methodisches Vorgehen

Die Pollenaufbereitung erfolgte in einer neuerdings abgewandelten Form ohne Schweretrennung (URBAN 1978) in folgender Weise:

- 1. Kalkzerstörung
- 2. KOH-Behandlung (10% KOH, 2-10 Minuten)
- 3. HF-Behandlung (HF konz., kalt über Nacht)
- Siebung mit Ultraschallbad (10 μm Sieb) Fa. Branson
- 5. Acetolyse (ERDTMANN 1960).

SYMBOLE
-O- Betula
Pinus
-⊕- Salix
Corylus
-A- Picea
-A-Carpinus
-X- Abies
-D-Alnus
Tilia



Zur Berechnung des Gesamtpollendiagrammes und jedes einzelnen Taxons wurde die Basissumme aus den Baumpollen, den terrestrischen Nichtbaumpollen inklusive Gräserpollen, jedoch ohne Sauergräserpollen (Cyperaceae) gebildet.

Die Großrestwerte sind auf eine Basissumme aller Großreste = 100 % bezogen.

3.2.2 Pollenanalytische Gliederung der eemzeitlichen Abfolge

Das gesamte Pollendiagramm (Abb. 3) ist in sechs fortlaufende Pollenzonen (Local pollen assemblage zones, LPAZ) und teilweise weiter in Subzonen gegliedert worden. Der basale Bereich des Profils (0-76 cm) ist pollenarm und daher statistisch nicht auswertbar. Dennoch lassen sich Rückschlüsse auf starke Pollenzersetzung und zum Teil turbulente Ablagerungsbedingungen ziehen. Eine Einzelprobe bei 76 cm Tiefe ist aufgrund der geringen Pollensumme nur begrenzt auswertbar. Die Kiefer herrscht bei gleichzeitigem Vorkommen von Hainbuche, Hasel und Erle vor. Die eigentliche Travertinbildung und damit die Sedimentation der interglazialen Ablagerungen, setzt demnach erst relativ spät im Interglazial ein.

Zone T1: Carpinus-Pinus-Zone, gegliedert in zwei Subzonen

Subzone T1a (98-111 cm): Carpinus-Pinus-Alnus-Subzone

In dieser Zone erreicht die Hainbuche ihre höchsten Werte (bei 40%). Erle und Kiefer folgen mit Werten um 20%. Auch die Hasel weist noch Anteile um 5% auf. Der Eichenmischwald hat kaum Bedeutung innerhalb des Waldbildes. Vereinzelt treten in diesem und in dem nächstjüngeren Unterabschnitt Pollen von Taxus und Buxus auf. Pollen krautiger Pflanzen sind nur gering vertreten. Pollen aquatischer Pflanzen wie Typha/Sparganium und Potamogeton kommen in diesem und den nächstjüngeren Abschnitten häufig vor. Die Grenze zur Subzone T1b wurde an dem Überschneidungsbereich der Kiefern- und Hainbuchenkurve gezogen.

Subzone T1b (111—118 cm): Pinus-Carpinus-Picea-Alnus-Subzone

Die Kiefer hat deutlich zugenommen, die Hainbuchenkurve ist dagegen etwas rückläufig. Weiterhin sind Fichte und Erle gut repräsentiert. Die Eichenmischwaldelemente haben ebenso wie die Hasel eine BRIGITTE URBAN, HARALD ELSNER, ADAM HÖLZER, DIETRICH MANIA & BARBARA ALBRECHT

sehr geringe Beteiligung. Die Grenze zur nächstjüngeren Pollenzone wurde in den Bereich der stark abfallenden Kiefern- und allmählich ansteigenden Tannenkurve gelegt.

Zone T 2: Abies-Pinus-Zone, ebenfalls in zwei Subzonen untergliedert

Subzone T2a (118-127 cm): Abies-Pinus-Carpinus-Picea-Subzone

Die Kiefernwerte sind abgesunken, die Tanne erreicht vorübergehend Werte um 40% und dominiert auch über die Hainbuche und die Fichte. Pollen aquatischer Pflanzen treten sporadisch auf. Kräuterpollen terrestrischer Pflanzen fehlen weitgehend.

Die Grenze zum Abschnitt T 2b wurde in den Bereich der sich überschneidenden Tannen- und Kiefernkurve gelegt.

Subzone T2b (127-145 cm): Abies-Pinus-Subzone

Bei deutlich abgesunkenen Fichtenwerten erreicht die Tanne ihre Maximalausbreitung mit einem Gipfel um 60%. Auch die Hainbuche ist auf Werte deutlich unter 10% gefallen. Diese nehmen während des weiteren Interglazialverlaufes auch nicht wieder erheblich zu. Gegenüber einem mengenmäßig immer noch unbedeutenden Anteil terrestrischer Kräuterpollen sind in diesem Abschnitt inbesondere die Sphagnum-Werte zu erwähnen. In diesem Horizont konnten auch Reste von Moosrasen ausgemacht werden. Die Grenze zum nächstjüngeren Abschnitt wurde im Bereich deutlich fallender Tannenwerte und zunehmender Fichtenanteile gelegt.

Zone T3 (145-168 cm): Pinus-Picea-Abies-Zone

Die Kiefer dominiert in dieser Zone mit Werten um 40-50% über die Tanne, deren Anteile um 30% herum liegen, und die Fichte. Letztere hat zu Beginn dieser Zone ein zweites Maximum, das bei 11% liegt. Ein erster deutlicher Anstieg der Ericaceae-, der Poaceae- und der Cyperaceae-Kurven läßt sich in der zweiten Hälfte des Abschnittes feststellen; auch das Spektrum der terrestrischen Kräuter wird zunehmend typenreicher und nimmt auch quantitativ zu.

Die Grenze zum sich anschließenden Abschnitt T4 wurde in den Bereich der zunehmenden Nichtbaumpollenanteile und der ansteigenden Birkenkurve gelegt. Zone T4 (168-190 cm): Betula-Pinus-Nichtbaumpollen-Zone

Diagrammverlauf widerspiegeln.

Mit dieser Pollenzone beginnt die Sedimentation eines kalkfreien, an der Basis noch humosen tonigen Schluffes. Das Pollenspektrum zeigt das Ende des Interglazials an. Die Birkenkurve ist stark angestiegen, wird jedoch überwiegend von der der Kiefer überlagert. Die Ericaceae erreichen Werte um 28%, Poaceae und Cyperaceae zeigen erhöhte Werte. Wiederum sind die Sphagnen stark vertreten. Innerhalb der terrestrischen Kräuter fallen vor allem die beiden Artemisia-Gipfel mit 14% am Ende dieser Pollenzone auf. In diesem Abschnitt gibt es aufgrund der geänderten Sedimentationsart und -bedingungen eine

Auf partielle Umlagerung von Pollen und Sporen deutet auch die Kurve der präquartären Sporomorphen hin. Die auch in Zone T4 durchgeführten *Betula*-Pollengrößenmessungen weisen einen erheblichen Anteil von *Betula*-Körnern mit einem Durchmesser von 22 μ m auf (von Wand zu gegenüberliegender Pore gemessen). Demnach dürften noch überwiegend baumförmige Birken existiert haben.

Reihe von Störungen, die sich in einem unruhigen

Die Grenze zum folgenden Abschnitt T5 wurde in den Bereich des Steilanstieges der Kiefernkurve gelegt.

Zone T 5 (190-200 cm): Pinus-Betula-Zone

Diese Pollenzone ist mit nur zwei Proben erfaßt worden. Es finden sich kaum noch Pollen thermophiler Gehölze, auch der Anteil an umgelagerten präquartären Sporomorphen ist abgesunken. Demgegenüber haben die Kiefern- und Birkenanteile deutlich zugenommen. Die Nichtbaumpollenanteile fallen vorübergehend auf Werte um 10 % von vorher 40— 50 % im Abschnitt T4, ab. Die *Betula*-Größenmessungen zeigen bei 20 μ m, 22 μ m und bei 24 μ m Verteilungsschwerpunkte, die kleinen Formen sind nur mit geringen Prozentanteilen vertreten (Abb. 4). Es dominieren die baumförmigen Birken (Abb. 5). Wieder zunehmende Kräuteranteile markieren die Grenze zum Abschnitt T6.

Zone T6 (200–258 m): Pinus-Betula-Nichtbaumpollen-Zone

Erneut ist eine starke Zunahme der Poaceae, der Cyperaceae und der lichtliebenden krautigen Pflanzen festzustellen. Innerhalb der Baumpollen herrscht die Kiefer mit Werten um 60 % vor. Die Birkenanteile liegen bei 15 %. Jetzt treten auch innerhalb

90



Abb. 4: Betula-Pollengrößenmessungen.

der vermessenen Betula-Pollenkörner vermehrt die kleinen Formen auf. In dieser Zone wurde Betula nana auch durch Makroreste nachgewiesen (Abb. 5). Artemisia erreicht Höchstwerte von 12%, daneben haben Caryophyllaceae, Chenopodiaceae und Asteraceae partiell deutlich erhöhte Werte.

3.2.3 Gliederung des Großrestdiagramms

Im unteren Teil des Profils (Abb. 5: Abschnitt 1) sind nur wenige Pflanzenreste bestimmbar. Es handelt sich um Radizellentorfe. Erst ab der Probe 85 cm (Abschnitt 2) tritt dann plötzlich *Tomenthypnum nitens* als dominierender Bestandteil auf. Die folgenden Abschnitte 3 und 4 umfassen nur wenige Zentimeter und enden im Sphagnum-Torf. Der sich anschließende Abschnitt 5 ist wieder durch Radizellentorfe charakterisiert. Es nehmen aber auch die Holzreste und Samen zu. Ebenso finden sich *Potamogeton*-Steinkerne. Eine sichere Bestimmung war aber nicht möglich, da der Erhaltungszustand sehr schlecht war. In Abschnitt 6 setzen wieder wenige Moose ein.

3.2.3.1 Interpretation der Großreste

Großrestanalysen geben einen Überblick über die Vegetation direkt an der Profilstelle oder in der nächsten Umgebung. Außer in Fließgewässern werden sie meist nur über eine geringe Entfernung transportiert. Dies gilt besonders für die Moose. Bei ihnen läßt sich im Gegensatz zu Samen und Früchten oft ausschließen, daß sie über eine weitere Entfernung transportiert wurden. Damit ermöglichen sie eine Rekonstruktion der lokalen Verhältnisse. Oft erlauben die Großreste auch eine weitergehende Artbestimmung als die Pollen. Der unterste Abschnitt (1) zeigt die Reste eines typischen Niedermoores mit Cyperaceenresten, vor allem Radizellen. Danach kommt es zu einer Auflichtung der Vegetation, wobei *Tomenthypnum nitens* zur dominierenden Art wird. Es ist charakteristisch für mehr oder weniger kalkreiche, nasse bis feuchte Niedermoore, aber auch für die *Dryas*-Heide (DICKSON 1973). Die Art kann auch mit Torfmoosen vergesellschaftet sein, so zum Beispiel mit *Sphagnum warnstorfü, Sphagnum palustre* oder *Sphagnum subsecundum*.

Im folgenden Abschnitt (2) treten Torfmoose und Paludella squarrosa hinzu. Paludella squarrosa ist leicht zu erkennen an ihren squarrösen, spitzen Blättern. Nach GEISSLER & ZOLLER (1978) gehört die Art mit Sphagnum warnstorfii, Sphagnum teres und Drepanocladus revolvens zu den weniger anspruchsvollen Niedermoorarten. Es kann sogar mit ombrotraphenten Arten wie Andromeda polifolia, Vaccinium oxycoccus oder Drosera rotundifolia vergesellschaftet sein. GEISSLER & ZOLLER (1978) geben einen Überblick über das heutige Vorkommen der Art im westlichen Alpenraum und ihre Vergesellschaftung.

Die umfangreichste Darstellung der Standortansprüche und Vergesellschaftung von *Paludella squarrosa* findet sich bei RYBNIČEK (1966). Danach hat die Art ein Optimum auf Torf bei einem Grundwasserstand zwischen —8 und —11 cm und erträgt keine Überflutung. In seinem Untersuchungsgebiet liegen die pH-Werte zwischen 4,7 und 6,7. Die Calcium-Gehalte bewegen sich zwischen 5,6 und 21,5 mg/l und der Magnesiumgehalt zwischen 0,9 und 5,8 mg/l. Die Schwankungsbreite der Werte ist sehr weit. RYBNIČEK gibt Werte von 0,8—120 mg Calcium pro Liter und pH-Werte zwischen 6 und 8 an. Diese große Schwankungsbreite ist in dem relativ großen Abstand



Abb. 5: Großrestdiagramm.

92

zwischen dem lebenden Moos und dem Grundwasser begründet.

Interessanterweise konnten auch im Übergangsbereich keine Blätter von *Spagnum warnstorfii* oder anderen mehr minerotraphenten Torfmoosen gefunden werden.

Im Bereich des Maximums von Paludella befindet sich bereits der Übergang zum Hochmoor, das hier mit der Probe 135 cm erfaßt wird (Abb. 5). Im Pollendiagramm ist dieser Abschnitt durch erstmals stark ansteigende Sphagnumsporenwerte (LPAZ T 3, Abb. 3) charakterisiert. Eine Entscheidung, ob es sich um Sphagnum rubellum oder S. nemoreum handelt, war nicht möglich, da keine Stammblätter erhalten waren. Da Sphagnum nemoreum normalerweise an trockneren Standorten steht als S. rubellum, hätte man etwas mehr über die lokalen Feuchtigkeitsverhältnisse aussagen können. Man kann aber aus der Entwicklung ombrotropher Verhältnisse ablesen, daß ein gewisser Überschuß an Niederschlägen vorhanden gewesen sein mußte, um überhaupt eine Hochmoorbildung zu ermöglichen.

Die Sphagnumtorfe reißen plötzlich ab. Die Fläche wird wohl überschwemmt. Es finden sich Steinkerne von *Potamogeton*, aber auch Birkensamen, die aber sehr schlecht erhalten sind. Einige können aber sicher *Betula nana* zugeordnet werden. Diese deuten das Ende der Warmphase an. Erst am oberen Ende des Profils finden sich wieder Moose als Zeiger für niedrigen Wasserstand wenigstens der Umgebung.

BEHRE & LADE (1986) sowie BEHRE (1989) zeigen ähnliche Großrestabfolgen für das Eem, das Odderadeund das Oerel-Interstadial, die auch bis in den Sphagnumtorf und damit wohl das Hochmoor führen.

3.2.4 Molluskenvergesellschaftung des Eem-Profils

Aus der eeminterglazialen Serie wurden zwei Proben hinsichtlich ihrer Molluskenführung entnommen und ausgeschlämmt. Die eine aus dem mergeligen Lockertravertin, die andere aus dem Torflager, das die Serie nach oben abschließt.

Dem relativ geringen Probenumfang entspricht der Fossilinhalt: aus dem Lockertravertin liegen etwa 200 bestimmbare Exemplare vor, aus dem Torf sind es etwa 20. Die erstgenannte Probe läßt sich noch statistisch auswerten, obwohl über die bestimmbaren Exemplare hinaus zahlreiche Schalenbruchstücke vorkommen.

3.2.4.1 Die Molluskenfauna aus dem Lockertravertin

Insgesamt wurden in der Thanatozönose 20 Arten nachgewiesen (Tab. 2). Die Pisidien wurden nicht näher bestimmt. Es handelt sich um Arten, die auch heute in Mitteleuropa vorkommen. Sie wurden nach der Methode von LoŽEK (1964) und MANIA (1973) ökologischen Gruppen zugewiesen und hinsichtlich ihrer Ansprüche paläoökologisch ausgewertet.

Neben 16 terrestrischen Arten (Gruppe 1 bis 9) kommen, einschließlich der Pisidien, mindestens 5 aquatische Arten vor (Gruppe 10). Nach ihrer individuellen Häufigkeit umfassen letztgenannte 21,1 %. Sie sind mehr oder weniger als autochthone Komponente der Assoziation aufzufassen. Dies entspricht auch dem Sediment aus dem sie stammen. Jedoch ist zu vermuten, daß ebenso ein großer Teil der Gruppe 2 (47,6%) sowie die einzige Art der Gruppe 3, die immerhin 8,8% erreicht, aufgrund ihrer großen Häufigkeit zur autochthonen, ehemals am Einbettungsort lebenden Fauna gehörten. Diese Verhältnisse verdeutlicht das Individuenspektrum (Abb. 6).

10 Arten sind an Wald gebunden. Fünf davon stellen ausgesprochene Waldarten dar (Gruppe 1), die an feuchten Standorten im thermophilen Laubmischwald leben — außer *Discus ruderatus*, der auch in reinen Nadelwäldern sowie heute in Mitteleuropa meist in der montanen bis subalpinen Stufe vorkommt. Die Arten der Gruppe 2 sind nicht streng an geschlossene Wälder gebunden; sie kommen auch an gedeckten, schattigen, meist mäßig feuchten



Abb. 6: Molluskenfauna der Lockertravertinabfolge (Probe 1). JS Individuenspektrum, AS Artenspektrum, 1 – 10 ökologische Gruppen nach LoŽEK 1964. Stellen im offenen Gelände vor, so zum Beispiel in Gebüschfluren. *Clausilia pumila* (Gruppe 3) lebt in feuchten bis sehr feuchten Wäldern der Auen und Tiefebenen.

Arten der offenen Landschaft sind selten. Neben Pupilla muscorum, die nur in wenigen Exemplaren nachgewiesen wurde, erscheint häufiger Vallonia costata. Aber diese kann auf mäßig feuchten Wiesen leben und dringt in die Waldlandschaften vor.

Alle anderen terrestrischen Arten sind euryök und haben mehr oder weniger hohe Feuchtigkeitsansprüche.

Unter den Wasserarten treten neben Arten der stehenden bis mäßig bewegten Gewässer einige Sumpfarten auf.

Die nachgewiesene Fauna ist nach den ökologischen Ansprüchen der einzelnen Arten relativ einheitlich. Das geht auch aus dem Artenspektrum hervor (Abb. 6). Es handelt sich um die Fauna einer kleineren Aue, die mit Wald und Gebüsch auf feuchten bis sehr feuchten oder sumpfigen Standorten dicht bestanden war. Nennenswerte offene Standorte können nicht nachgewiesen werden, höchstens in Form sumpfiger Wiesen. Die Aue wurde von einem kleineren Fließgewässer durchzogen, sonst waren Sümpfe und kleine flache, stehende Gewässer ausgebildet.

Die Assoziation zeigt durchschnittliche warmzeitliche Verhältnisse an. Sie enthält einige bezeichnende Arten der feuchtwarmen Zeitabschnitte des Interglazials. Allerdings fehlen sogenannte hochwarmzeitliche Leitarten, die im Vergleich mit der Rezentfauna des Untersuchungsgebietes exotischen Charakter haben, wie zum Beispiel *Helicigona banatica*. So liegt eine allgemeine mitteleuropäische Laubmischwald-Gesellschaft vor. Das zeigt auch ihre Zusammensetzung nach den Arealverhältnissen der einzelnen Arten in der Gegenwart (vgl. Tab. 2).

Die Fauna deutet auf warm-gemäßigte Klimaverhältnisse. Bezeichnende Warmzeitarten sind Orcula doliolum, Acanthinula aculeata, Aegopinella nitens, Vitrea subrimata, Ceaea hortensis, Discus rotundatus, Laciniaria biplicata. Orcula doliolum und Vitrea subrimata haben heute ihren Verbreitungsschwerpunkt außerhalb Mitteleuropas. Beide sind meridional im nördlichen Mittelmeergebiet verbreitet. Häufiger waren sie nach Aussage der holozänen Molluskensukzessionen (MANIA 1973) in den wärmeren Zeitabschnitten des Holozäns, im Atlantikum und späten Boreal. Sie weisen auch in der vorliegenden Fauna auf relativ warme Verhältnisse im Sinne von noch warm-temperiertem Klima hin.

3.2.4.2 Die Molluskenfauna aus dem spätinterglazialen Torflager

Nur einige Arten sind in der individuenarmen Fauna nachweisbar (s. Tab. 2): Bradybaena fruticum und Arianta arbustorum (Gruppe 2) sowie etwa doppelt bis dreimal so häufig wie diese Clausilia pumila (Gruppe 3). Diese Arten sind keine Leitarten der Warmzeiten, sie kommen auch in den kühleren Übergangsabschnitten zu den Kaltzeiten vor. Sie verweisen — wie der Torf — auf sumpfige und feuchte Auen mit Baumbestand und Gebüsch, durchsetzt von offenen Standorten.

3.2.4.3 Interpretation der Molluskenanalyse

Die über die Molluskenfauna erhaltenen Ergebnisse decken sich im Wesentlichen mit denen der Palynologie. Demnach war das Klima zwar warm, jedoch herrschten keine hochwarmzeitlichen Klimaverhältnisse mehr, diese sind bereits überschritten.

Ähnliche, an heutige faunistische Verhältnisse erinnernde Gesellschaften ohne nennenswerte exotische Arten, wurden auch in den spätinterglazialen Phasen der eemzeitlichen Molluskensukzessionen aus thüringischen Travertinen nachgewiesen, so zum Beispiel von Taubach und Burgtonna (MANIA 1975, 1978). Sie sind in die Zeit kurz nach der optimalen Entwicklung der Sukzessionen, also nach der durch die Helicigona banatica-Fauna gekennzeichneten Entwicklungsphase einzuordnen. Auch diese enthalten, wie diejenigen von Schöningen, verhältnismäßig wenige Arten, vor allem einen geringen Anteil an echten Waldarten. Neben jenen der Gruppe 1, die in der Fauna von Schöningen nachgewiesen wurden, kommen noch Acicula polita, Cochlodina laminata und Helicodonta abvoluta vor. Auch das in dieser Phase zu beobachtende Auftreten der boreo-alpinen Discus ruderatus ist kennzeichnend. Sonst sind vor allem Arten der Gruppen 2 und 3 vertreten - wie in der Schöninger Fauna. Diese Assoziation wurde als "allgemeine mitteleuropäische Waldfauna" oder Cochlodina laminata — Helicodonta obvoluta — Assoziation bezeichnet. Obwohl diese beiden Arten in den Proben von Schöningen fehlen, gehört ihre Fauna zur gleichen Assoziation.

3.2.5 Pollenanalytische Gliederung der Früh-Weichsel-Abfolge

Das Profil war nur an der Basis pollenführend und zeigt relativ gleichmäßige Kurvenverläufe, die nicht die wechselnden Humositätsgrade des Sedimentes nachzeichnen (s. Abb. 7).

Zone SFW 1 (240—130 cm): Nichtbaumpollen-Pinus-Betula-Zone

In diesem basalen Abschnitt (Abb. 7) herrschen Gräser und Sauergräser und typenreiche Kräutergesellschaften vor. Neben Pollen von Kiefer und Birke kommen noch in Spuren Fichten- und geringfügig vermehrt Erlenpollen vor. *Salix-* und *Juniperus*-Pollen sind ebenfalls festgestellt worden. Vereinzelt wurden *Larix*-Pollen gefunden. Die starke Beteiligung von *Potamogeton*, Cyperaceae und Sphagnen zeigt die zum Zeitpunkt der Ablagerung herrschen-

Tab. 2: Molluskenfauna des eemzeitlichen Lockertravertins nach ökologischen Gruppen differenziert.

			Locker- 1 traverti in %	hangendes n 2 Torflager	rezentes Areal
1	1 W !	Orcula doliolum	0,9		mer
	1	Acanthinula aculeata	0,9		wpal
		Discus ruderatus	2,6		pal, bo-al
	1	Aegopinella cf. nitens	2,6		meu
	!	Vitrea subrimata	1,7		al-mer
2	W(M) !	Discus rotundatus	37,1		w/neu
	!	Laciniaria biplicata	1,7		meu-bal
	(+)	Arianta arbustorum		+	m/neu
	ì	Cepaea hortensis	4.4		weu
	W(S)	Bradybaena fruticum	4,4	+	eu
3	W(h)	Clausilia pumila	8,8	+ +	meu
5	0 +	Pupilla muscorum	0,9		hol
	(W +)	Vallonia costata	4,4		hol
7	Wf (+)	Clausilia dubia	1,7		meu
	(+)	Perpolita radiatula	0,9		pal
	(+)	Trichia hispida	4,4		eu
9	Р	Zonitoides nitidus	0,9		hol
10	SF	Bithynia tentaculata	1,7		pal
		Lymnaea peregra	3.5		pal
3	SPPp (+)	Lymnaea truncatula	1,7		hol
2	P	Valvata cristata	0.9		pal
	ECD	Pisidien	12.2		

1-10 Ökologische Gruppen nach LoŽEK 1964: 1 ausgesprochene Waldarten, 2 vorwiegend im Wald, Gebüsch, Waldsteppe, 3 Waldarten mit hohen Feuchtigkeitsansprüchen (z. B. Auwald), 5 waldfeindliche Arten, offene Landschaft, 7 euryöke Arten an mittelfeuchten Standorten, 9 Arten mit hohen Feuchtigkeitsansprüchen, Sumpfarten, 10 Wasserarten.

Ökologische Kennzeichnung: W Wald, M mittelfeuchte Standorte, W(h) feuchte bis nasse Waldstandorte, S Steppe, trockene sonnige Standorte, O offene Landschaft, f feuchte Standorte, S stehendes Wasser, F fließendes Wasser, P Sumpf, Pp periodischer Sumpf,

Klimawert: ! bezeichnende Arten der Warmzeit, + auch im Löß, (+) akzessorisch im Löß.



Analyse: B. ALBRECHT, B. URBAN 1989

Abb. 7: Pollendiagramm des Früh-Weichsel.

den feuchten Bedingungen an einem Gewässerrand mit versumpften Zonen. Innerhalb der vermessenen Betula-Pollenkörner kommen zwischen 150 cm und 190 cm mit wechselnden Anteilen auch stets die kleinen Pollenformen vor, weshalb mit gewisser Vorsicht auf das Vorkommen von Betula nana auch in diesem Abschnitt geschlossen werden kann.

3.2.5 Diskussion der Vegetations- und Klimaverhältnisse

Von dem 165 cm mächtigen Lockertravertin sind nur 70 cm pollenführend. Der basale Teil war aufgrund zu starker Zersetzung der Sporomorphen nicht auswertbar. Daher wurde das noch verbleibende Sedimentpaket in der Regel in 1-2 cm Abständen auf seinen Palynomorphen-Gehalt hin analysiert. Es zeigten sich wechselnde Erhaltungszustände und unterschiedlich starke Pollenführung.

Das zeitliche Einsetzen der Quellkalkbildung mit scharfer Grenze zum Liegenden, wie oben beschrieben, läßt sich nicht exakt angeben. Die Pollenführung setzt mit auswertbaren Spektren erst bei 98 cm Tiefe inmitten der Hainbuchenphase des Interglazials ein. Diese Pollenzone (T1a) ist mit der Zone IV des Eem-Interglazials von Bispingen/Luhe (MÜLLER 1974) korrelierbar. Sie liegt im hochwarmzeitlichen, ca. 4000 Jahre umfassenden Klimax des Eem-Interglazials. Es folgt mit der Zone T1b eine Kiefern-Hainbuchenreiche Zeit, die der Zone Va nach MÜLLER (1974) entspricht. Die Tannen-Kiefern-Fichtenzeit erstreckt sich über die Abschnitte T 2a und T 2b, entsprechend der Pollenzone Vb nach MÜLLER (1974). Die Travertinbildung endet mit dem Abschnitt T 3, der bereits von der Kiefer beherrscht wird und während dem sich Hochmoorverhältnisse einstellten, die unter anderem auch das Ende des Interglazials deutlich machen. Gestützt auf die Jahresschichtenzählungen an eemzeitlichen Kieselgurvorkommen (MÜLLER 1974) kann, vorsichtig geschätzt, das Bildungsalter des pollenanalytisch belegten Teils der Ouellkalkbildung auf etwa 6000 Jahre veranschlagt werden.

Auffällig bleiben die hohen Tannenwerte in den Ablagerungen der interglazialen Spätphase. Das Untersuchungsgebiet, das heute ein kontinental getöntes Klima besitzt, nimmt eine in das mitteldeutsche Trockengebiet überleitende Position ein. Ein Vergleich mit der Vegetationsentwicklung des aus dem Tagebau Gröbern im Bitterfelder Braunkohlenrevier bekannten eemzeitlichen Elefantenschlachtplatzes (LITT & WEBER 1988) zeigt jedoch eine wesentlich stärkere Hainbuchendominanz und Tannenanteile bis maximal 30 % in den entsprechenden vegetationsgeschichtlichen Abschnitten des dortigen Gebietes. Es liegt daher nahe, die beträchtlichen Tannenanteile des Schöninger Profiles auf Vorkommen an collinen, die Helmstedter Lößmulde umgebenden Standorten zurückzuführen und lokale Einflüsse als Ursache für den Tannenreichtum anzusehen.

Auch die Molluskenfauna weist auf endinterglaziale Bedingungen zur Ablagerungszeit hin. Aus der Thanatozönose läßt sich eine mit Wald und Gebüschen durchsetzte Auenlandschaft rekonstruieren, die von einem kleineren Fließgewässer durchzogen und von Flachwasserbiotopen durchsetzt war.

Teilweise unruhige Sedimentationsbedingungen im Anschluß an eine Hochmoorphase charakterisieren das Ende des Eem-Interglazials von Schöningen, worauf unter anderem auch vermehrt umgelagerte präquartäre Sporomorphe hindeuten, so zum Beispiel in der Pollenzone T4. In dieser Zone ist eine deutliche klimatische Verschlechterung zu erkennen, was durch die ersten kräftigen Artemisia-Gipfel (14%) und eine starke Zunahme der Süß- und der Sauergräser, wie auch anderer lichtliebender Kräuter und der Ericales-Kurve angezeigt wird. Dieser Abschnitt markiert den Beginn der Weichsel-Kaltzeit. Die Pollenzone T5 ist eine Kiefern-Birken-reiche Zeit, mit nurmehr 10% Nichtbaumpollen. Sie umfaßt nur ca. 10 cm des gesamten Profils und ist mit zwei Proben erfaßt worden. Handelt es sich bei den ermittelten Spektren um Ausschnitte aus dem Brörup (ZAGWIJN 1961; MENKE & TYNNI 1984; BEHRE & LADE 1986), so waren sie im Profil Schöningen mit sehr geringer Sedimentmächtigkeit überliefert. Da auch charakteristische Sukzessionen und Florenelemente wie Larix weitgehend fehlen oder nicht hinreichend genug nachgewiesen werden konnten, kann der Abschnitt T5 zur Zeit nicht eindeutig mit dem Brörup korreliert werden. Abschnitt T6 hingegen zeigt wiederum mit 50% Kräuteranteilen, im wesentlichen Poaceae, Artemisia und Carvophyllaceae, kaltzeitliche Verhältnisse auf.

Die im Hangenden des Lockertravertins ausgebildete Abfolge mehr oder weniger humoser Schluffe ist während eines frühweichselzeitlichen Stadials gebildet worden. Die Ablagerungen sind nur in der unteren Profilhälfte pollenführend und ließen keine Differenzierung zu. Da sie unmittelbar mit dem Liegenden verknüpfbar waren, läßt sich das Profil SFW konkordant an die Travertinabfolge anschließen.

4 Ausblick

Seit Beginn der kontinuierlichen Bearbeitung der Quartärabfolgen in den Tagebauen der BKB AG Helmstedt wurden im Tagebau Schöningen oberhalb der elsterzeitlichen Liegendserie drei Interglaziale nachgewiesen. Dabei ist das Schöningen-Interglazial zwischen die eemzeitliche Lockertravertinabfolge und die holsteinzeitliche Serie (URBAN, THIEME & ELSNER 1988) geschaltet. Der Torf des Schöningen-Interglazials befindet sich im Liegenden der Drenthe-zeitlichen Grundmoräne. In seinem Hangenden folgen zwei interstadiale, saalezeitliche Nachschwankungen (Büddenstedt-Interstadial I und II).

Die limnisch-telmatischen oder wiesenmergelartigen Ablagerungen der Interglaziale haben im Untersuchungsgebiet jeweils einen ähnlichen Sedimentationsbeginn. So wurden die bisher analysierten ehemaligen Bachrinnenausschnitte erst während der hoch- und teilweise sogar erst spätwarmzeitlichen Phasen verfüllt, und Torf- oder Bruchwaldbildung setzte in der Regel während der interglazialen Klimaxstadien ein. Demgegenüber sind die spätinterglazialen Vegetationsabschnitte und die Übergänge in das jeweils nachfolgende Glazial mit Interstadialen in der Regel gut überliefert.

Danksagung

Die Untersuchungen im Tagebaugebiet der BKB AG Helmstedt werden seit 1988 zusätzlich durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft dankenswerterweise großzügig gefördert.

Herrn Dr. HARTMUT THIEME und Herrn PETER PFARR, Institut für Denkmalpflege, (Hannover), danken wir für Hilfe und Koordination bei Geländearbeiten und besonders für wertvolle Diskussionen bei der Fertigstellung des Manuskriptes sowie für Unterstützung bei der Erstellung von Graphiken.

Wir danken der BKB AG Helmstedt für die Möglichkeit, in den Tagebauen arbeiten zu können und für das zeitweilige, großzügige Bereitstellen von Hilfsgeräten (Bagger u.s.w.).

Für die Arbeitsmöglichkeit im Archäobotanischen Labor des Instituts für Urgeschichte und Jägerische Archäologie der Universität Tübingen sind wir ebenfalls sehr zu Dank verpflichtet.

Für die Mithilfe im Labor und für die sorgfältige Bearbeitung des Probenmaterials danken wir Frau CHRISTIANE HILMER, Fachhochschule Nordostniedersachsen (Suderburg).

5 Schriftenverzeichnis

- BEHRE, K.-E. & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. — Eiszeitalter und Gegenwart, 36: 11-36; Stuttgart.
- BEHRE, K.-E. (1989): Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. — Quat. Science Rev., 8: 25-44; London.
- DICKSON, J. H. (1973): Bryophytes of the Pleistocene. The British record and its chorological and ecological implications. 255 S.; Cambridge University Press.
- ELSNER, H. (1987): Das Quartär im Tagebau Schöningen der Braunschweigischen Kohlenbergwerke AG, Helmstedt. — Diplomarbeit, 126 S. — Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover. — [unveröff.].
- ERDTMAN, G. (1960): The acetolys method. Svensk. bot. Tidskr., 54: 561—564; Stockholm.
- GEISSLER, P. & ZOLLER, H. (1978): Paludella squarrosa (Hedw.) Brid. an der Südgrenze ihrer Verbreitung,

Charakterart einer neuen Assoziation des Sphagno-Tomenthypnion Dahl. — Candollea, 33: 299—319; Basel.

- HARTMANN, T. (1988): Elster- bis Saale-zeitliche Sedimente im Tagebau Schöningen der Braunschweigischen Kohlen-Bergwerke AG, Helmstedt. — Diplomarbeit; 153 S. — Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover. — [unveröff.].
- HUCKRIEDE, R. (1967): Neues zur Geologie des Elms (Niedersachsen). — Geologica et Paleontologica, 1: 87—95; Marburg.
- KOERT, W. & DIENEMANN, W. (1927): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25000; Blatt Hötensleben. — 88 S.; Berlin (Preuß. geol. Landesanstalt).
- LENHARD, R. (1989): Schichtlagerung und Zusammensetzung Elster- bis Saale-zeitlicher Sedimente im Baufeld Esbeck, Tagebau Schöningen, der Braunschweigischen Kohlen-Bergwerke AG, Helmstedt. — Diplomarbeit, 125 S. — Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover. — [unveröff.].
- LITT, T. & WEBER, T. (1988): Ein eemwarmzeitlicher Waldelefanten-Schlachtplatz von Gröbern, Gräfenhainichen. — Ausgrabungen und Funde, 33; 4: 181— 188; Berlin.
- LOŽEK, V. (1964): Die Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravý Ústředního Ústavu Geologického, 31: 374 S.; Praha.
- LUTGE, H. (1984): Stratigraphie und Tektonik am Südwest-Rand des Tagebaues Alversdorf. — Diplomarbeit und Kartierung: 48 S.; Technische Universität Clausthal-Zellerfeld. — [unveröff.].
- MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. — Geologie, Beiheft 78/79: 175 S.; Berlin.
- (1975): Zur Stellung der Travertinablagerungen von Ehringsdorf im Jungpleistozän des nördlichen Mittelgebirgsraumes. – Abh. d. Zentr. Geol. Inst., 23: 571– 589; Berlin.
- (1978): Die Molluskenfauna aus den Travertinen von Burgtonna in Th
 üringen. — Quart
 ärgeologie, 3: 69— 85; Berlin.
- MENKE, B. & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozängliederung. — Geol. Jb., A 76: 120 S.; Hannover.
- MERKT, J. (1986): Bericht über die Befahrung eines Eem-Aufschlusses in der Westwand des Tagebaus Schöningen der Braunschweigischen Kohlenbergwerke, Helmstedt. — Archiv Nieders. L.-Amt Bodenfosch., Archiv-Nr.: 99004: 6 S.; Hannover.

- MULLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. — Geol. Jb., A 21: 149—169; Hannover.
- RYBNIČEK, K. (1966): Glacial relicts in the Bryoflora of the Highlands Ceskomoravsk-Vrchovina: their habitat and cenotaxonomic value. — Folia Geobot. Phytotax. 1: 101—119; Praha.
- THIEME, H., MAIER, R. & URBAN, B. (1987): Archäologische Schwerpunktuntersuchungen im Helmstedter Braunkohlerevier (ASHB). Zum Stand der Arbeiten 1983— 1986. — Archäologisches Korrespondenzblatt, 17: 445—462; Mainz.
- URBAN, B., THIEME, H. & ELSNER, H. (1988): Biostratigraphische, quartärgeologische und urgeschichtliche Befunde aus dem Tagebau "Schöningen", Ldkr. Helmstedt. – Z. dt. geol. Ges., 139: 123–154; Hannover.
- ZAGWIJN, W. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands, Part I: Eemian and Early Weichselian. — Mededelingen Geol. Stichting, N.S. 14: 15—45; Maastricht.

Manuskript eingegangen am 11. 06. 1990

First Report of a Preserved Weichselian Periglacial Surface in NW Europe — the "P. van der Lijn" Geological Reserve in The Netherlands

JAAP J. M. VAN DER MEER & ERIK LAGERLUND *)

Abstract: Features like frost-cracked stones and boulders, windpolished stones and sorted stones at the surface of an unvegetated geological reserve in the centre of The Netherlands are described and consequently interpreted as indicative of a Weichselian periglacial surface. Up to now this surface was interpreted as a Holocene abrasion platform.

[Erster Bericht über eine erhalten gebliebene weichselzeitliche Oberfläche in NW-Europa — das "P. van der Lijn" geologische Reservat in den Niederlanden]

Kurzfassung: Durch Frost gespaltene Steine und Blöcke und durch Windschliff polierte und auf der Oberfläche sortierte Steine in einem vegetationsfreien geologischen Reservat im Zentrum der Niederlande werden beschrieben. Sie werden als Anzeichen für eine weichselzeitliche periglaziale Oberfläche gedeutet. Bisher hat man sie als eine holozäne Abrasionsfläche aufgefaßt.

Introduction

In 1942 the second of the polders of the Zuyderzee scheme (the "Noordoost Polder") was drained. During this operation several boulder fields, already well-known to fishermen, emerged. Besides several small plots, two major boulder fields appeared. One near Vollenhove in the east and the other one just north of the by then former island of Urk (Fig. 1). Both localities were known to be related to the penultimate Saalian glaciation. As collecting stones was (and still is) a widespread hobby, these boulder fields attracted quite some attention, even at those times. Here we will mainly deal with the field near Urk.

Earlier studies

Apparently the first paper on one of the boulder fields was published by VAN DER LIJN in 1944. In this paper he gives a short description of the field near Urk. Its overall NE-SW orientation was attributed to an icemovement in that direction. The fact that striae which he observed on a number of boulders, did not all point in the same direction was ascribed to postglacial reorientation of the boulders. Unfortunately he did not record the observed striae orientations in his paper. VAN DER LIIN furthermore described the freshness of most boulders and noted that most originate from the central Baltic (Hesemann counts 2440, 1360, 1450 were registered; see also ZANDSTRA 1987). The most important theme of VAN DER LIJN's paper however is a plea to set apart a portion of this boulder field as a geological reserve. After the Second World War this idea was realized and as he was the instigator of the idea, this about 5 ha big reserve has been named after him.

A thorough study of tills exposed in the Noordoost Polder was carried out by DE WAARD (1949). In his interesting thesis on these tills he presents a full description of the "normal" or "grey" till and the "red" till floes found in the upper part of the sequence (see also RAPPOL 1987). Most likely it was DE WAARD who first suggested that the boulder fields should be interpreted as abrasion platforms, resulting from the Holocene marine incursion. DE WAARD concluded this from the existence of the boulder fields proper,

^{*)} Andresses of authors: Dr. J. J. M. VAN DER MEER, Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium, University of Amsterdam, Nieuwe Prinsengracht 130, 1018 VZ Amsterdam, The Netherlands. Dr. E. LAGERLUND, Kvartärgeologiska Avdelningen, University of Lund, Sölvegatan 13, 22362 Lund, Schweden.

the fact that in some places erratics occur on top of Holocene deposits, as well as from the fact that he saw a genetic relation between the eastern field and the adjoining till cliff of de Voorst. (SW of Vollenhove; Fig. 1). Directional elements in the Urk field, like low, boulder-rich ridges and shallow, elongated depressions were explained by DE WAARD as the result of abrasion and redistribution of erratics by wind and waves. By comparing the number of stones per square metre of surface with the number per cubic metre of till DE WAARD calculated that 3 to 4 m of till had been washed out.

In a study of till fabrics in The Netherlands, BOEK-SCHOTEN & VEENSTRA (1967) revisited the site. Because they performed their fabric studies mainly in the upper, cryoturbated part of the till they did not record any preferred orientation (RAPPOL 1983). Concerning the amount of till removed by abrasion they remarked that, because the red till floes contain twice as many stones as the grey till, not more than 1.5 m of till had been washed out. This was substantiated by the fact that they found evidence of cryoturbation and usually this does not reach deeper than 2.0 m in The Netherlands (MAARLEVELD 1976).

Nowadays the geological reserve "P. van der Lijn" is managed by Staatsbosbeheer (Forestry Commission) Emmeloord. It is closed to the public, kept free of vegetation (Fig. 2) in order to enable scientific studies. As this plot had been set aside quite early it has not been strongly influenced by collectors; some large blocks from the surroundings have been added to the reserve.

Observations and discussion

The "P. van der Lijn" geological reserve has been visited during the INQUA Commission on Lithology and Genesis of Glacial Deposits annual meeting in 1986 (VAN DER MEER 1987) and agian shortly afterwards to study the exposed tills in more detail



Fig. 1: Location map of the Noordoost Polder. Saale deposits in the northern part of the map, outside the polder, have not been indicated.



Fig. 2: General view of the geological reserve, note concentrations of boulders.

(RAPPOL et al. 1989). During these visits some peculiarities concerning the supposed abrasional surface of the reserve were noted.

The first of these concerns some large blocks (ca. 1.0 m diameter) that are split along a number of more or less parallel cracks (Fig. 3). The loosened fragments of the boulders have only moved a couple of centimetres relative to each other (Fig. 4). The cracking of these boulders and also of numerous smaller stones is explained by frost action at or close to the surface, as no other process can be envisaged that would have this result. But frost-cracking can only have happened during the Weichselian, because the climate in the

early Holocene or after reclamation has not been severe enough. Besides, the occurrence of marine, Holocene sand with shell fragments in the fissures point to cracking prior to Holocene submersion. As the boulders are fresh the cracking could not have happened during the late Saalian, because frost cracking mainly occurs at the surface. Had these fragments been at the surface during the Eemian interglacial they would have been severely weathered.

Secondly, part of the reserve's surface is characterized by a large amount of smaller stones which are arranged in a (vague) sorted pattern (Fig. 5) grading into sorted stripes on slightly inclined surfaces (Fig. 6). This

Fig. 3: Frost-cracked boulder with an overall length of about one metre. Holocene sand with shells is present between the different slabs.

- Fig. 4: Frost-cracked stone with some flat fragments spread a short distance, probably the result of wave action during the Holocene transgression. Note also the diffuse polygonal pattern.
 - Fig. 5: Sorted arrangement of small stones. This is present in different parts of the reserve.

Fig. 6: Stone rings grading into sorted stripes on slightly inclined surfaces.


arrangement cannot be due to wave activity, because rosettes formed by that agent are characterized by a strong and tight vertical arrangement of platy fragments and shells.

The third observation concerns the surface of a number of boulders. These boulders or at least patches of them show traces of windpolishing. This has also been observed by VAN DER LIJN (1944), who remarked on "... the unweathered and often shiny nature of the surface of the stones, sometimes as if they have been polished". The polish itself has been removed to a large extent, this may well be the result of burial by peat and consequently the effect of organic acids. However, the scalloped nature of the surface - wellknown from polymineral ventifacts - supports wind action (Fig. 7; see e. g. LAGERBÄCK 1988: Figs. 5, 6; LAGERLUND 1987b: Fig. 3). Ventifacts are widely distributed in the Weichselian late-glacial of The Netherlands (SCHÖNHAGE 1969). According to Mr. OOSTERHOF of the Schokland Museum there is one good dreikanter in the "P. van der Lijn" reserve (pers. comm.).



Fig. 7: Boulder with partly preserved windpolish, note the distinctly scalloped surface above the scale.

The observations of frost-cracked stones together with windpolishing and sorting of small stones are well compatible with a periglacial Weichselian environment. They also point to the fact that although abrasion has undoubtedly occurred in the Urk area (e. g. erratics overlying Holocene deposits), it cannot have influenced the whole surface and part of it has virtually escaped marine reworking during the Holocene.

Conclusion and reconstruction

From the above we can conclude that at least part of what used to be called an abrasion flat, and which is now the geological reserve "P. van der Lijn", is in fact a preserved Weichselian periglacial surface. A similar situation with a submerged but well-preserved periglacial surface showing ventifacts and fossil ice wedge polygons is locally present in SW Sweden. (BERGLUND & LAGERLUND 1981; LAGERLUND 1987a, b). In the Dutch sector of the North Sea, W of Castricum (block Q5) a gravelly ridge with ventifacts at its surface is covered by a veneer of Holocene sediments (C. LABAN; pers. comm.). One may conclude then that the preservation of Weichselian periglacial surfaces is by no means exceptional, and well-known from sections. What is exceptional however, is the fact that in the "P. van der Lijn" reserve one can actually walk on and study such a surface.

The observations described above lead to the following reconstruction of events (Fig. 8):

S t a g e A reflects the situation shortly after the disappearance of Saalian ice. The two types of till in their typical configuration have been indicated. Note however, that the boundary between the two till beds may have been wavy, in which case the "floes" represent the basal protrusions of a red till bed.

S t a g e B reflects the Eemian. As this area has not been flooded during the Eemian (map no. 9 in ZAGWIJN 1974) we may assume that during this interglacial only soil formation was active. And as the Eemian did not differ appreciably from the Holocene it is safe to assume that soil development must have been comparable as well. This means that we can count on soil development to have reached a depth of at most two metres. As the red till is more clayey and dense, soil development in these floes was presumably shallower than in the grey, normal till.

During the Weichselian, s t a g e C, lack of vegetation combined with cryogenic processes must have led to removal of the Eemian soil. In this way the surface was lowered by at least 2 metres and fresh stones and boulders accumulated as a lag deposit at the surface. The contours of the top of the Pleistocene (Fig. 1) demonstrate the vulnerable nature of the locality: an exposed, low interfluve in between two small stream courses. The cold climate also led to frost-cracking of boulders, while the lack of vegetation combined with drifting sand and/or snow led to windpolishing. Late-glacial (eolian) coversands are well-known from The Netherlands (MAARLEVELD 1976) and adjoining countries. Sorting processes led to the development of rings and stripes.

Especially these two elements, soil formation during the Eemian and erosion during the Weichselian have been overlooked by earlier students of the area. Stage D reflects the Holocene submergence of the area, which started around 3,700 BP (ZAGWIJN 1986: map 5) and lasted until 1942 AD. Before that peat had been growing in the area from about 5,300 BP onwards (ZAGWIJN 1986: map 3). This peat may have protected the stones against direct reworking by the sea during transgression, organic acids may have been the cause of the removal of windpolish. As the minor displacement of separate fragments of the frost-cracked boulders and stones shows, abrasion certainly did not occur everywhere. Presumably this was mainly active near the edges of the boulderfield. Also fishermen have not disturbed the distribution of stones and boulders, because they avoided the area as their nets got caught in what they believed were the walls of a drowned village (MOERMAN & REIJERS 1925).

The present situation is depicted in s t a g e E. Vegetation is kept out by the management, enabling study of the preserved, Weichselian periglacial surface.

The above is not meant to re-interprete all boulderfields in the Noordoost Polder as Weichselian periglacial surfaces. The other large boulderfield, near de Voorst, is different because it is associated with a distinct till-cliff, which points to an abrasional origin of that field. But as no other boulderfields have been preserved after reclamation, it is impossible to restudy them. However, the abovementioned surfaces with ventifacts in SW Sweden as well as in the North Sea show that preservation of submerged periglacial (Weichselian) surfaces is not at all uncommon.

Acknowledgements

The authors would like to thank Mr. W. M. OOSTER-HOF (Museum Schokland) and the Forestry Commission (SBB-Emmeloord) for access to the reserve. Furthermore Mrs. M. SHANI-VEELS and Mrs. A. REICH-MANN for processing the manuscript and Mr. H. VAN MAAREN and Mr. T. NIHLÉN for preparing the illustrations.





References

- BERGLUND, B. E. & LAGERLUND, E. (1981): Eemian and Weichselian stratigraphy in South Sweden. — Boreas, 10: 323—362; Oslo.
- BOEKSCHOTEN, G. J. & VEENSTRA, H. J. (1967): Over stenenoriëntatie in het Nederlands keileem. — Geol. Mijnb., 46: 195—205; Rijswijk.
- LAGERBÄCK, R. (1988): Periglacial phenomena in the wooded areas of Northern Sweden — relicts from the Tärendö Interstadial. — Boreas, 17: 487—499; Oslo.
- LAGERLUND, E. (1987a): An alternative Weichselian glaciation model, with special reference to the glacial history of Skåne, South Sweden. — Boreas, 16: 433—459; Oslo.
- (1987b): Weichselisens avsmälting från Skåne. Svensk Geogr. Arsb., 63: 9–26; Lund.
- LIJN, P. VAN DER (1944): Een eersterangs geologisch natuurmonument bij Urk.-De levende natuur, 49: 1—7; 's-Graveland.
- MAARLEVELD, G. C. (1976): Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in The Netherlands. — Biul. Perygl., 20: 57—78; Lodz.
- MEER, J. J. M. VAN DER (1987): Field trip "Tills and end moraines in The Netherlands and NW Germany". — In: Meer, J. J. M. van der (ed.): Tills and Glaciotectonics, 261—268, Rotterdam/Brookfield (A. A. Balkema).
- MOERMAN, H. J. & REYERS, A. J. (1925): Schokland. Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen., XLII: 151—188; Leiden.
- PONS, L. J. & WIGGERS, A. J. (1958): De morfologie van het Pleistocene oppervlak in Noord Holland en het

Zuiderzeegebied, voor zover gelegen beneden gemiddeld zeeniveau (NAP). – Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen., LXXV: 140–153; Leiden.

- RAPPOL, M. (1983): Glacigenic properties of till. Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and The Netherlands. — Publ. Fys. Geogr. & Bodemk. Lab., Univ. Amsterdam, 34: 225 p.; Amsterdam. — [Ph. D thesis].
- (1987): Saalian till in The Netherlands: a review.
 In: Meer, J. J. M. van der (ed.): Tills and Glaciotectonics: 3-21, Rotterdam/Brookfield (A. A. Balkema).
- —, HALDORSEN, S. JØRGENSEN, P., MEER, J. J. M. VAN DER & STOLTENBERG, H. M. P. (1989): Composition and origin of petrographically-stratified thick till in the northern Netherlands and a Saalian glaciation model for the North Sea Basin. — Meded. Werkgr. Tert. & Kwart. Geol., 26: 31—64; Leiden.
- SCHÖNHAGE, W. (1969): Note on the ventifacts in The Netherlands. — Biul. Perygl., 20: 355-385; Lodz.
- WAARD, D. DE (1949): Glacigeen Pleistoceen, een geologisch detailonderzoek in Urkerland (Noordoostpolder).
 Verh. Ned. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser., 15: 70-246; Den Haag. [Ph. D. thesis].
- ZAGWIJN, W. H. (1974): Palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary. — Geol. Mijnb., 53: 369—385; Rijswijk.
- (1986): Nederland in het Holoceen. Geologie van Nederland 1. – Rijks Geologische Dienst / Staatsdrukkerij: 46 p.; Haarlem / Den Haag.
- ZANDSTRA, J. G. (1987): Explanation to the map "Fennoscandian crystalline erratics of Saalian age in The Netherlands". — In: Meer, J. J. M. van der (ed.): Tills and Glaciotectonics: 127—132; Rotterdam/Brookfield (A. A. Balkema).

Manuscript accepted 2 February 1990

La Téphra de Bag: une retombée volcanique à large dispersion dans le loess pléistocène d'Europe centrale

ETIENNE JUVIGNÉ, ELISABETH HORVÁTH & GYULA GÁBRIS*)

Résumé: Plusieurs aspects d'une couche de téphra présente dans sept coupes de loess de Hongrie et de Tchécoslovaquie ont été étudiés: la granulométrie, l'association de minéraux mafiques et la composition chimique d'échantillons globaux ainsi que de clinopyroxènes. La téphra a été reconnue identique dans tous les gîtes étudiés, et le nom de "Téphra de Bag" lui a été donné. Cette téphra permet de proposer une corrélation nouvelle entre les coupes de loess concernées. La retombée volcanique a eu lieu pendant ou avant la cinquième dernière glaciation. En raison de la position très éloignée des champs volcaniques pleistocènes les plus proches (plus de 500 km), la Téphra de Bag s'impose comme un marqueur stratigraphique à très large dispersion en Europe Centrale. Les données actuellement disponibles permettent de penser que le champ volcanique d'origine devrait être l'Eifel orientale (Allemagne) plutôt que l'Apennin central (Italie) ou les Carpates orientales (Roumanie). La corrélation avec un volcan du Massif Central français ou de la mer Egée est exclue.

[Die "Tephra von Bag": ein weitverbreiteter vulkanischer Leithorizont im pleitozänen Löß Zentraleuropas]

Kurzfassung: Mehrere Eigenschaften (Korngröße, Mineralspektrum, chemische Zusammensetzung von Gesamtproben und von Klinopyroxenen) einer Tephralage, die in sieben Lößprofilen von Ungarn und der Tschechoslovakei vorkommt, wurden untersucht. Die Tephra ist identisch in allen Lokalitäten, und der Name "Tephra von Bag" wurde gewählt. Diese Tephra erlaubt eine neue Korrelation der untersuchten Lößprofile. Die Ablagerung der Tephra hat während oder vor der fünftletzten Eiszeit stattgefunden. Da sich die nächsten vulkanischen pleistozänen Felder in einer Entfernung von mehr als 500 km befanden, kann die Tephra von Bag als weitverbreiteter Leithorizont in Zentraleuropa angesehen werden. Die zur Zeit verfügbaren Angaben erlauben die Schlußfolgerungen, daß der fördernde Vulkan sich eher in der Osteifel (Deutschland) als in dem Apennin (Italien) oder in den Karpaten (Rumänien) befindet. Die Korrelation mit einem Vulkan vom Zentral-Massiv (Frankreich) oder vom Agäischen Meer (Griechenland) wird ausgeschlossen.

[The "Bag Tephra": A Widespread Volcanic Stratigraphical Marker in the Pleistocene Loess of Central Europe]

Abstract: Several aspects of a tephra layer present in seven loess sections in Hungary and in Czekoslavakia were investigated: grain-size, mafic mineral suites, and chemical composition of bulk samples as well as clinopyroxenes. The tephra is identical in all localities, and the name "Bag Tephra" was given to it. This tephra allows us to propose a new stratigraphical correlation of the investigated loess sections. The tephra-fall occurred during or before the last 5th glaciation. Since the closest pleistocene volcanic fields are situated very far from the investigated localities (more than 500 km), the Bag Tephra can be used as a widespread stratigraphical marker in Central Europe. The currently available data show that the relevant volcano should be located in the East Eifel volcanic field (Germany), rather than in the Apennin (Italy) or in the East Carpathian Mountains (Romania). The correlation with any volcano in the French Central Massif or in the Agean See (Greece) is excluded.

1 Introduction

Une couche de téphra a été trouvée dans plusieurs coupes de loess en Hongrie par KRIVAN (1958) et par KRIVAN & ROZSAVOLGYI (1964). Le moment de la retombée a été situé pendant la glaciation Riss sur la base de l'interprétation des données lithostratigraphiques des coupes contenant la téphra. Une analyse chimique globale d'une couche de téphra et la pré-

^{*)} Adresses des auteurs: E. JUVIGNÉ, Chercheur Qualifié au F.N.R.S., Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Place du XX Août, 4000-Liège, Belgique.

E. HORVÄTH, Assistante, et G. GÄBRIS, Professeur, Eötvös Loránd University, Département de Géographie Physique, Kun Béla Tér 2, 1083 – Budapest, Hongrie.

sence systématique d'amphibole et de biotite dans les retombées ont permis d'attribuer la téphra au volcanisme andésitique des Carpates orientales.

VASKOVSKY & KAROLUSOVA (1969) ont signalé la présence d'une couche de téphra dans une coupe de loess à Komjatice (Tchécoslovaquie) sous trois sols bruns forestiers. Le minéral mafique dominant en est l'augite, et cette téphra a été rapportée par les auteurs à un volcan basaltique indéterminé.

Les compositions des téphras rapportées ci-dessus impliquent l'absence de corrélation entre les retombées signalées d'une part en Hongrie et d'autre part en Tchécoslovaquie: celle de Hongrie est andésitique à hornblende, et celle de Tchécoslovaquie basaltique à augite.

Dans le présent article, nous montrons qu'il existe une téphra identique dans toutes les coupes étudiées antérieurement ainsi que dans la coupe de Pásztó (Fig. 1).

2 La téphra dans les gîtes étudiés

Sept coupes de loess réparties de la Slovaquie jusque dans le Sud de la Hongrie, ont été étudiées, elles sont localisées sur la figure 1.

La couche de téphra se trouve suivant les coupes, sous 1 à 5 sols fossiles. Elle s'est mise en place pendant une phase de sédimentation loessique sous climat périglaciaire.

Il existe une différence de faciès entre les couches de téphra du sud de la Hongrie (Dunaszekcsö, Paks, Sióagárd) et les autres (Pásztó, Bag, Hévizgyörk, Komjatice). Les premières sont de couleur jaune à brun, tandis que les autres sont grises.

L'examen en laboratoire a montré que la téphra de chaque gîte est contaminée par le loess qui la jouxte et aussi par du calcaire secondaire.



Figure 1: Localisation des gîtes étudiés (1A) et position stratigraphique de la téphra dans chacun des profils de loess (1B).

Légende. - 1 A: I, Komjatice, ancienne briqueterie; II, Pásztó, site d'habitations tziganes;

III, Bag, ancienne briqueterie Csintovany à l'endroit de l'aire de repos nord sur l'autoroute; IV, Hévizgyörk, coupe en face de la gare; V, Paks, briqueterie; VI, Sióagárd, versant d'érosion latérale de la Sió près

des caves à vin; VII, Dunaszekcsö, escarpement du plateau loessique longeant la rue principale.

- 1B: 1, sol actuel; 2, sol fossile observé au droit de la téphra; 3, sol fossile observé latéralement par rapport à la séquence contenant la téphra; 4, connotations des sols selon Pécsi (1979); 5, couche de téphra.
- Remarque. Les sols fossiles sans connotation n'ont fait l'objet d'aucune interprétation chronostratigraphique publiée. En raison des lacunes stratigraphiques importantes qui existent dans les coupes étudiées (voir plus loin), il ne nous est pas possible d'établir des corrélations entre ces sols et ceux des coupes interprétées antérieurement.

3 Les minéraux mafiques

3.1 Observations au microscope polarisant

Les minéraux denses ont été extraits de la fraction supérieure à 63 μ m de chaque échantillon. Le choix de cette limite granulométrique permet d'éliminer la plus grande part des minéraux des loess qui ont pénétré la téphra, et fournit ainsi des concentrés de minéraux volcaniques. Cette séparation a été réalisée par centrifugation dans le bromoforme. Les résultats de la détermination sont présentés dans le tableau 1.

Dans l'ensemble, les clinopyroxènes constituent plus de 94 % de l'association des minéraux denses d'origine volcanique dans chacune des coupes. Ils sont verts, peu pléochroïques et se présentent sous forme de grains idiomorphes, de fragments de prismes ou d'esquilles; les faciès d'altération sont rares.

Tableau 1: Associations de minéraux denses de la couche de téphra dans les sept gîtes étudíes.

Les parts des minéraux volcaniques sont emprimées en pour-cent: celles des minéraux non volcaniques (N.V.) en nombre de grains pour 100 minéraux volcaniques.

CPX	AMP	SPH	OLI	тот	N.V.
94,7	3,8	1,5	0,0	100	+14,9
97,1	2,9	0,0	0.0	100	+13,0
97,9	1,4	0,7	0,0	100	+ 3,8
97.8	1.5	0.7	0.0	100	+ 9,3
96,6	2,6	0.0	0,7	99,9	+ 8,5
97,8	1,5	0,7	0.0	100	+12,6
95,6	3,7	0,7	0,0	100	+20,6
	CPX 94,7 97,1 97,9 97,8 96,6 97,8 95,6	CPX AMP 94,7 3,8 97,1 2,9 97,9 1,4 97,8 1,5 96,6 3,7	CPX AMP SPH 94,7 3,8 1,5 97,1 2,9 0,0 97,9 1,4 0,7 97,8 1,5 0,7 96,6 2,6 0,0 97,8 1,5 0,7 95,6 3,7 0,7	CPX AMP SPH OLI 94,7 3,8 1,5 0,0 97,1 2,9 0,0 0,0 97,9 1,4 0,7 0,0 97,8 1,5 0,7 0,0 96,6 2,6 0,0 0,7 97,8 1,5 0,7 0,0 96,6 2,6 0,0 0,7 95,6 3,7 0,7 0,0	CPX AMP SPH OLI TOT 94,7 3,8 1,5 0,0 100 97,1 2,9 0,0 0,0 100 97,9 1,4 0,7 0,0 100 97,8 1,5 0,7 0,0 100 96,6 2,6 0,0 0,7 99,9 97,8 1,5 0,7 0,0 100 96,6 2,6 0,0 0,7 99,9 97,8 1,5 0,7 0,0 100 95,6 3,7 0,7 0,0 100

Légende: CPX, clinopyroxène; AMP, amphibole brune; SPH, sphène; OLI, olivine; N.V., minéraux des loess.

Les amphiboles ne représentent que quelques pourcent de l'association. Il existe dans les loess des parts importantes d'amphiboles vertes dont quelques grains ont pénétré la téphra. Inversement, il existe dans la téphra jusqu'à 3,8% d'amphiboles brunes, un peu de sphène et d'olivine que l'on ne trouve qu'à l'état de traces infimes dans le loess; ces trois minéraux ont donc été attribués à la téphra.

La biotite et, dans une moindre mesure, l'apatite existent aussi bien dans la téphra que dans les loess, et il n'est pas possible de distinguer au microscope ceux de ces minéraux qui pourraient appartenir à l'un ou à l'autre de ces matériaux; ils ont été comptés avec les minéraux non volcaniques (Tab. 1: N.V.).

3.2 Analyses de clinopyroxènes par microsonde

Une dizaine de clinopyroxènes de chaque localité ont été analysés par microsonde et déterminés suivant la classification de MORIMOTO (1988). Les résultats sont représentés dans le tableau 2.

Tableau 2: Composition chimique des clinopyroxènes des sept gîtes étudiés (Les numéros I à VII correspondent à ceux des localités de la figure 1.

	1	11	ш	IV	V	VI	VII
SiO2	47,32	48,72	47,05	48,53	46,50	47,86	47,99
TiO2	1,09	0,89	1,10	0,93	1,09	0,98	0,95
AI2O3	5,92	5,23	6,51	5,17	6,7	5,50	5,94
Cr2O3	0,01	0,09	0,03	0,08	0,01	0,02	0,07
FeOt	8,03	7,71	8,07	6.54	10,19	6,97	7,69
MnO	0,26	0,22	0,11	0,15	0,27	0,12	0,16
MgO	12,02	12,57	12,34	13,73	10,41	13,22	12,19
CaO	24,13	23,58	24,22	24,13	23,6	24,45	23,74
Na2O	0,29	0,31	0,16	0,20	0,37	0,19	0,24
K20	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	99,09	99,33	99,61	99,48	99,14	99,32	98,98
WO	50,7	49,7	50.4	49,5	50,7	50,3	50,5
EN	35,1	36,8	35,7	39,2	31,1	37,7	36,0
FS	14	13,3	13,8	22,1	18,0	11,9	27,0

Remarque. — Un tableau des résultats détaillés des analyses peut être obtenu sur demande à l'adresse de E. JUVIGNÉ.

Tous les clinopyroxènes analysés appartiennent au "Quad-group". Dans le quadrilatère Ca-Mg-Fe, ils sont très calciques et distribués en une série continue de part et d'autre de la limite des champs du diopside et des "pyroxènes inhabituels" (Fig. 2B/D/E) avec dans chaque cas 8 < [100 * Fe / Fe + Mg] < 48. Aucune différence fondamentale ne se dégage d'un gîte à l'autre. De plus, pratiquement tous les clinopyroxènes sont alumineux (Al³⁺ > 0.1 dans la formule structurale). La majorité d'entre eux pourraient aussi être ferriques (Fe³⁺ > 0.1 dans la formule structurale), mais à ce sujet, il faut tenir compte de ce que le rapport Fe²⁺ / Fe³⁺ n'est pas réel; il provient du fractionnement théorique du fer total suivant la méthode de HAMM & VIETEN (1971).

En conclusion, les clinopyroxènes des sept gîtes étudiés appartiennent à une même population, ce qui constitue un argument en faveur de l'unicité de la retombée des sept gîtes étudiés.

4 Granulométrie

Une étude granulométrique globale ne peut fournir de résultats représentatifs des mécanismes de mise en place de la téphra. En effet le verre volcanique a été



argilisé en place et du loess a pénétré les couches de téphra. Pour éviter cette double source d'erreur, des mesures de largeur ont été réalisées au microscope sur les clinopyroxènes de plus de 74 μ m. Cette limite inférieure a été fixée en fonction du tamisage à 63 μ m (voir plus haut) et tient compte de la possibilité qu'ont eue les grains de traverser les mailles du tamis suivant la diagonale.

Dans chaque gîte, 95 % des grains se répartissent dans les classes plus fines que 3 Phi et aucun grain plus gros que 2.5 Phi n'a été observé (Fig. 2A).

La petite taille des clinopyroxènes et leur distribution granulométrique sont identiques tout le long du transect étudié, soit sur environ 250 km de distance. En comparant avec les données granulométriques relatives à la retombée de l'éruption récente du Mont St. Helens (SARNA-WOJCICKI et al. 1981), tous les gîtes étudiés devraient être éloignés de plusieurs centaines de kilomètres du lieu d'émission.

5 Composition chimique globale de la téphra

Dans les différents gîtes, le verre de la téphra est à ce point altéré qu'aucune analyse d'esquilles ou de recouvrement sur les minéraux n'a donné de résultat satisfaisant. La matière d'apparence vitreuse se désintègre lors du bombardement dans la microsonde.

Comme nous avons montré plus haut que les couches de téphra sont partout contaminées par du loess, la composition chimique de la téphra a été recherchée en comparant les parts de 10 éléments majeurs de la téphra contaminée, à celles des loess purs adjacents.

5.1 Méthode

Des échantillons provenant d'une part de la téphra, et d'autre part des loess immédiatement sus- et sousjacents ont été traités de la façon suivante: 1) prélèvement d'environ 50 mg de sédiment; 2) élimination du calcaire secondaire par dissolution dans HCl froid et rinçages à l'eau distillée; 3) élimination des matières organiques et autres volatiles par calcination à 900°C; 4) mélange avec une quantité égale de fondant; 5) fusion dans des creusets en platine; 6) dosages répétés par microsonde.

En conséquence de cette méthode de préparation: 1) les bouclages se font aux environs de 50%, et pour chaque échantillon les résultats ont été additionnés puis normalisés à 100%; 2) le fer total se trouve uniquement sous forme ferrique.

Les résultats sont présentés dans le tableau 3.

5.2 Résultats

Dans les colonnes D (1-7), nous avons déterminé par extrapolation les domaines des parts de chaque élément majeur. La tendance a été dégagée de la comparaison des valeurs propres aux loess adjacents et de celles de la téphra contaminée par ces loess. Les limites des domaines tiennent compte du fait qu'il n'est pas possible de savoir si la contamination de la téphra provient davantage des loess sus- ou sous-jacents. Les valeurs extrêmes ainsi obtenues s'appliquent à la téphra originelle, laquelle inclut nécessairement une part indéterminée de xénolithes, qui provoquent donc une déviation incontrôlable de la composition chimique du magma juvénile. Dans le raisonnement qui suit nous ne pouvons que négliger cette forme de contamination.

A partir des tendances établies pour chaque gîte, il est possible de définir des domaines communs pour six des éléments majeurs (Tab. 3: E), mais il existe des valeurs contradictoires pour TiO₂ (1 cas contre 6), Cr_2O_3 (1 cas contre 6), MnO (2 cas contre 5), et K₂O (2 cas contre 5).

Figure 2: Caractéristiques granulométriques, minéralogiques et chimiques de la couche de téphra dans chacun des sept gîtes étudiés (Les numéros I à VII correspondent à ceux de la figure 1).

A. Granulométrie des clinopyroxènes de plus de 74 μm.

- B. Détermination des clinopyroxènes individuels de chaque gîte selon la classification de Morimoto (voir F).
 - C. Domaines des parts de SiO2, TiO2 et Al2O3 dans les clinopyroxènes.

Les crochets délimitent les champs des valeurs, et le trait vertical correspond à la valeur moyenne.

- D. Ensemble des pyroxènes des 7 gîtes.
- E. Pyroxène moyen pour chacun des 7 gîtes.
- F. Détermination des clinopyroxènes d'après la classification de Morimoto (1988).

Légende: WO, wollastonite; EN, enstatite; FS, ferrosilite. -

1, pyroxènes inhabituels; 2-3, série diopside-hédenbergite; 4, augite;

5, pigeonite; 6-7, série enstatite-ferrosilite.

Tableau 3: Composition chimique d'échantillons de roches fondues provenant de la couche de téphra et des loess immédiatement sus- et sous-jacents de chacun des gîtes étudiés.

	I.	ком	JAT	IC E	II.	PAS	szт	0		Ш.	в	A	G
	A 1	B 1	C 1	D 1	A 2	B 2	C 2	D 2		A 3	B 3	C 3	D 3
SiO2	75.86	56,70	76.83	<56,70	78.64	65,22	85,86	<65.22		75.25	58.67	73.82	<58.67
TiO2	1.03	1.04	0,97	> 1.04	0.88	1,05	0.44	> 1.05		1.99	1,18	0.91	<> 1.18
AI2O3	12,94	26,25	12,27	>26,25	11,70	15,38	7,25	>15,38		12,20	22.25	14,17	>22.25
Cr2O3	0.02	0,06	0,02	> 0,06	0,00	0,11	0,02	> 0,11		0.00	0.02	0.00	> 0.02
Fe2O3t	4,13	7,54	3,89	> 7,54	3,5	6,47	2,17	> 6,47		4,61	8,52	4,67	> 8,52
MnO	0,04	0,00	0,08	0,00	0,00	0,15	0,06	> 0,15		0,06	0,04	0,06	< 0,04
MgO	1,33	2,47	1,4	> 2,47	1,00	2,46	0,50	> 2,46		1,47	2,90	1,70	> 2,90
CaO	0,83	4,19	0,74	> 4,19	0,62	5,55	0,84	> 5,55		0,56	4,18	0,57	> 4,18
Na2O	1,33	0,32	1,15	< 0,32	1,39	1,18	1,11	<>1,18		1,31	0,57	1,23	< 0,57
K20	2,50	1,37	2,65	< 1,37	2,26	2,44	1,75	> 2,44		2,55	1,68	2,87	< 1,68
	IV.	HEV	IZGY	ORK	٧.	P /	A K	S		VI.	SIO	AGA	RD
	A 4	B 4	C 4	D4	A 5	B 5	C 5	D 5		A6	B6	C6	D6
SiO2	74.77	58.77	73.53	<58.77	76.70	61.52	78.46	<61.52		78.92	70.47	73.99	<70.47
TiO2	0.97	1.19	1.32	<> 1.19	0.91	1.10	0.75	> 1.10		0.79	0.71	1.48	< 0.71
AI2O3	13,87	23,12	14,17	>23,12	11,97	22,43	11,02	>22,43		11.10	16.88	13.13	>16.88
Cr2O3	0.04	0.06	0.04	> 0.06	0,06	0,08	0,00	> 0,08		0.02	0.05	0.10	<>0.05
Fe2O3t	4,51	8,40	4,90	> 8,40	3,92	6,53	3,46	> 6,53		3,47	4,64	4.65	<>4.64
MnO	0,06	0,08	0,08	> 0,08	0,04	0,10	0,06	> 0,10		0,04	0,09	0,06	> 0,09
MgO	1,55	2,60	1,55	> 2,60	1,31	2,34	1,44	> 2,34		1,32	1,85	1,77	> 1.85
CaO	0,50	3,38	0,57	> 3,38	0,91	2,01	0,89	> 2,01		0,64	2,13	0,97	> 2,13
Na2O	1,26	0,51	1,38	< 0,51	1,58	0,77	1,36	< 0,77		1,21	0,75	1,33	< 0,75
K20	2,46	1,91	2,41	< 1,91	2,57	3,17	2,57	> 3,17		2,48	2,41	2,52	< 2,41
	VII.	DUNA	SZE	ксѕо	ΤE	NDA	NCE	S P	ου	R	D 1	A D	7
	A 7	B 7	C7	D7		E		F		G		н	
SiO2	74,51	62,06	77,26	<62,06	<	<56.70		<53,27		<50.31 <		47.35	
TiO2	1,04	1,05	1,02	> 1.05		1 (*)		1000-001-877-6 °C					
AI2O3	13,64	23,79	11,93	>23,79	>	>26,25		>24,66		>23.29		21.92	
Cr2O3	0,00	0,22	0,04	> 0,22		0,1 (*)		1351/42780298					
Fe2O3t	4,11	7,22	3,50	> 7,22	>	> 8,52		> 8,00		> 7,56	>	7,12	
MnO	0,22	0,38	0,20	> 0,38		0,2 (*)							
MgO	1,59	1,72	1,43	> 1,72	>	> 2,90 >		> 2,72 >		> 2,57	>	2,42	
CaO	0,75	1,05	0,69	> 1,05	>	5,55							
Na2O	1,38	0,65	1,24	< 0,65	<	: 0,32	1	0,00		15,00	2	20,00	
K20	2,74	2,08	2,70	< 2,08	N	J.N. (*)							

Légende: A1-7, loess sus-jacent; B1-7, téphra brute (donc lessivée et contaminée par les loess adjacents); C1-7, loess sous-jacent; D1-7, domaines comprenant les parts d'éléments majeurs de la téphra (donc sans contamination loessique, mais avec ses xénolithes); E, domaines communs des valeurs D1 à D7. Afin de pouvoir poursuivre le calcul, les valeurs marquées (*) ont été fixées arbitrairement en fonction de l'existence des données contradictoires. N.N. = valeur non nécessaire pour pousuivre le calcul; F, G, H, valeurs de la colonne E recalculées en fixant CaO + Na₂O + K₂O respectivement à 10 %, 15 % et 20 %.

Les valeurs contradictoires précitées affectent des éléments peu abondants: $TiO_2 < 1,99\%$, $Cr_2O_3 < 0,22\%$, MnO < 0,38% et $Na_2O < 1,58\%$. Pour Cr et Mn, les valeurs mesurées (= 1/2 des valeurs exprimées: revoir méthode de préparation) se situent près des limites de détection et peuvent être considérées comme non significatives. L'existence des valeurs contradictoires peut aussi s'expliquer par le lessivage du verre désagrégé. Ce processus est bien connu dans la palagonitisation au cours de laquelle des éléments mobiles sont emportés, provoquant un enrichissement passif en éléments immobiles (v. FISHER & SCHMINCKE 1984). Dans une recherche identique réalisée dans une coupe de loess d'Allemagne moyenne, JUVIGNE & SEIDEN-SCHWANN (1989) ont montré que le lessivage affectait particulièrement CaO, Na₂O et K₂O, sans que l'on puisse quantifier l'effet sur chaque élément particulier.

Dans le cas présent, seule la part anormalement faible de Na₂O (<0.32%) dans la téphra étudiée, atteste l'influence du lessivage du verre. La comparaison des parts cumulées de CaO + Na₂O + K₂O de la téphra, avec celles des roches volcaniques fraîches ne peut être utilisée pour juger du lessivage, dans la mesure où on ne connait que des valeurs minimums ou maximums de ces éléments dans la téphra. Quant à la sous-représentation de Na₂O par rapport à K₂O, elle n'est pas non plus déterminante dans la mesure où des rapports Na₂O/K₂O < 1 existent notamment dans les leucitites (IRVINE & BARAGAR 1971; VIERECK 1984).

Pour compenser l'effet du lessivage, les valeurs de la colonne E ont été recalculées en fixant CaO + Na₂O + K₂O égal à 10 %, 15 % et 20 % (Tab. 3: F, G, H). Pour permettre ce calcul, les parts contradictoires de TiO₂, Cr₂O₃ et MnO ont été fixées respectivement à 1, 0.1 et 0.2.

Remarque. — Les valeurs 10%, 15% et 20% tiennent compte du fait que dans la plupart des roches volcaniques, les parts cumulées de CaO + Na₂O + K₂O sont généralement comprises entre 10 et 15%; ce n'est que dans les roches nettement sous-saturées (néphélinite, leucitite ...) que les valeurs se situent généralement entre 15 et 20% (IRVINE & BARAGAR 1971; VIERECK 1984).

Les valeurs obtenues par le calcul décrit ci-dessus permettent de mieux cerner les parts de 4 éléments bien représentés dans la téphra: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ et MgO. Les tendances qui se dégagent des valeurs des colonnes F, G et H du tableau 3 indiquent que la téphra doit être basique ou à peine intermédiaire (SiO₂ < 53 %), riche en fer (>7 %), et exceptionellement riche en alumine (>22 %); elle est plutôt pauvre en magnésium (>2.4 %), ce qui atteste l'état nettement différencié de son magma.

6 Unicité de la retombée

L'association de minéraux mafiques est partout dominée par un clinopyroxène très calcique, alumineux et peut-être ferrique.

La distribution granulométrique des clinopyroxènes tout le long du transect ne montre aucune variation qui permette de distinguer plusieurs retombées. Pour les éléments majeurs les plus abondants, il existe des domaines de valeurs communs à la téphra des sept gîtes étudiés. Les erreurs de mesures à la microsonde et le lessivage du verre in situ expliquent, au moins partiellement, quelques valeurs contradictoires propres au titane, au chrome, au potassium et au manganèse.

La couleur de la téphra peut être grise ou jaune-brun suivant les gîtes; toutefois, cette différence n'est pas déterminante pour distinguer plusieurs retombées, dans la mesure où elle peut être le résultat de l'altération différentielle subie in situ.

En conséquence, nous pensons que la téphra étudiée est le résultat d'une retombée unique; nous l'appellerons "Téphra de Bag", car dans cette localité, la coupe est aisément accessible et n'est pas menacée de disparition.

Remarque. — Au cours de nos recherches, nous n'avons pas trouvé de téphra à amphibole et biotite telle que celle qui a été décrite par KRIVAN (1958) et KRIVAN & ROZASVOLGYI (1964). D'après les descriptions de ces auteurs, la position stratigraphique est très proche de celle de la téphra de Komjatice. La question se pose donc de savoir s'il existe ou non deux retombées pratiquement synchrones dans les loess de Hongrie.

7 Age de la téphra

Le stratotype de Paks est particulièrement intéressant pour discuter l'âge absolu de la retombée. La couche de téphra s'y trouve entre les sols BA et MB (Fig. 1B). Diverses interprétations chronostratigraphiques de cette coupe ont été proposées. Il en résulte les possibilités suivantes pour l'âge de la téphra:

- pendant le dépôt du loess du Würm inférieur (PECSI 1979),
- entre 87.000 BP et 98.000 BP d'après les datations par thermoluminescence réalisées sur des loess de Hongrie par BUTRYM & MARUSZCZAK (1984),
- pendant le dépôt du loess Riss I vers 200.000 BP selon KRIVAN (1958).
- au début du Riss I situé vers 400.000 BP selon VASKOVSKY (1977).
- un peu moins de 300.000 ans selon HAHN (1989) qui rapporte le sol MB (Fig. 1) à l'interglaciaire Mindel/Riss, et lui attribue un âge d'environ 300.000 ans sur la base de la vitesse de sédimentation.
- nettement antérieur au dernier interglaciaire d'après la datation par thermoluminescence du

loess du sol MF2 (WINTLE & PACKMAN 1988). Pour ces auteurs le sol MF2 devrait être eemien, et il faut remarquer que trois autres reliques de sols interglaciaires (BD1, BD2 et BA) se trouvent entre le sol MF2 et la téphra.

 près de la transition entre les cycles glaciaires E et F sur la base de la stratigraphie de KUKLA (1977). Cette transition est datée d'environ 400.000 BP.

En conclusion, les données chronostratigraphiques obtenues par l'étude des carottes océaniques (SHAKLETON & OPDYKE 1976), et appliquées aux interprétations précitées, laissent la possibilité de situer la téphra de la coupe de Paks entre environ 60.000 BP et 400.000 BP.

Pour notre part, nous considérons que les sols fossiles qui surmontent la téphra dans les coupes étudiées sont tellement évolués qu'ils doivent être rapportés à des périodes interglaciaires. L'hypothèse d'une retombée volcanique unique que nous défendons, implique que des sols manquent dans certaines coupes en raison de l'érosion qu'elles ont subie ou de la surimpression de sols diachroniques. Les quatre sols fossiles observés postérieurement à la retombée constituent donc un nombre minimum. En conclusion, nous pensons que la retombée volcanique a eu lieu pendant ou avant la



Figure 3: Les champs volcaniques quaternaires les plus proches des gîtes étudiés.

Légende: - 1, régions à forte activité explosive connue au Pléistocène inférieur à moyen:

I, Eifel orientale; II, Carpates orientales; III, arc de la Mer Egée; IV, province campanienne;

V, province romaine; VI, Massif Central français.

- 2, occurrences distales de téphras émises par des volcans de l'Eifel orientale au cours du Pléistocène inférieur à moyen.

- 3, gîtes étudiés.
- 4, esquisse du lobe le plus probable.

- 5, esquisse de lobes possibles.

cinquième dernière glaciation, soit avant 380.000 ans selon l'échelle de SHACKLETON & OPDYKE (1976). Toutefois, l'âge maximum acceptable est nécessairement plus récent que celui de la transition Matuyama/ Brunhes (730.000 ans), car le paléomagnétisme de tout le profil de Paks est positif (HAHN 1989).

8 Origine de la téphra

La petite taille des clinopyroxènes et leur distribution granulométrique régulière tout le long du transect étudié attestent que la Téphra de Bag provient d'un volcan éloigné de plusieurs centaines de kilomètres.

Les champs volcaniques les plus proches qui ont eu une activité fortement explosive pendant le Pléistocène sont à des distances de l'ordre de 550 à 1300 km (Fig. 3): les Carpates orientales, la Péninsule italienne, l'Eifel, le Massif Central français et la Grèce. La très large distribution des téphras de quelques grandes explosions historiques montre qu'aucune des distances ci-dessus ne constitue un obstacle à la corrélation.

Toutefois, aucune couche de téphra n'a été signalée, à espace régulier, entre la région étudiée et un des champs volcaniques précités (Fig. 3). Cette situation est paradoxale puisque la téphra doit exister en plus forte épaisseur et en faciès plus grossier dans des loess d'au moins une des régions suivantes: Hongrie orientale, Transylvanie, Yougoslavie, Autriche, ou Allemagne méridionale. Cette lacune exclut que l'on puisse utiliser la méthode d'observation de proche en proche qui est de loin la plus fiable pour rapporter une téphra à un volcan.

La discussion sur les possibilités de corrélation ne peut être basée que sur les données minéralogiques et géochimiques connues d'une part pour la téphra, et d'autre part pour chacun des champs volcaniques environnants. Une discussion exhaustive de ce problème serait extrêmement vaste et purement conjecturale. D'une part, le type de magma juvénile de la Téphra de Bag n'est pas connu avec précision, alors que ses pyroxènes sont maintenant bien connus; d'autre part tous les magmas des champs volcaniques environnants n'ont pas été déterminés, les positions stratigraphiques de leurs phases explosives ne sont que partiellement connues et leurs pyroxènes n'ont été que très exception ellement déterminés sur la base de la composition chimique.

En conséquence, la recherche de l'origine de la téphra se résumera ici à évoquer quelques grandes éruptions explosives du Pléistocène moyen à inférieur dans les champs volcaniques environnants.

8.1 Carpates orientales (Roumanie)

Le champ volcanique néogène des Carpates orientales (Monts Calimani, Gurghiu et Harghita) est le plus proche des gîtes étudiés (550 km). Toutefois, les dernières éruptions connues à ce jour datent d'environ 1.450.000 ans (PELTZ et al. 1987), mais quelques auteurs soupçonnent l'existence de manifestations plus récentes (RADULESCU 1973).

Les produits de ce champ volcanique sont essentiellement andésitiques et comprennent plusieurs générations d'andésites à pyroxènes (PELTZ et al. 1973). Dans ces derniers magmas, les parts cumulées de CaO + Na₂O + K₂O sont toujours comprises entre 10 et 15 %, et la part la plus élevée connue de Al₂O₃ est de 22,96 % (PELTZ et al. 1973). Si on fixe arbitrairement à 15 % la teneur en CaO + Na₂O + K₂O dans la Téphra de Bag, la part de Al₂O₃ de cette téphra devient 23,29 % (Tab. 3, col. G), ce qui est supérieur à la teneur maximum connue dans les andésites à pyroxènes des Carpates.

L'origine carpatique de la téphra de Bag est donc compromise aussi bien par les données chronostratigraphiques que géochimiques.

8.2 Eifel orientale (Allemagne)

Plusieurs couches de téphras ont été observées dans des loess antérieurs au Pléistocène supérieur en Allemagne moyenne à plus de 100 km à l'Est et au Sud-Est de l'Eifel orientale d'où elles proviennent (BIBUS 1973, 1974, 1976, 1980; SEIDENSCHWANN & JUVIGNÉ 1986; JUVIGNÉ & SEIDENSCHWANN 1989). Ces occurrences sont situées sur la trajectoire possible de nuages de téphras qui se seraient déplacés de l'Eifel vers l'Europe centrale (Fig. 3).

Les magmas différenciés émis pendant le Quaternaire dans l'Eifel orientale sont basiques à intermédiaires (SIMON 1969; FRECHEN 1976; VIERECK 1984; SCHMINCKE et al. 1983). De plus, certains d'entr'eux contiennent de 20 à 24 % d'alumine; comme leurs parts cumulées de CaO + Na₂O + K₂O peuvent atteindre 20 %, la comparaison des valeurs de la Téphra de Bag doit se faire avec les valeurs des colonnes G et H du tableau 3.

Les puissants tufs de Rieden (VIERECK 1984) qui ont été datés récemment d'environ 410.000 à 465.000 BP (BOGAARD et al. 1987; BOGAARD & SCHMINCKE 1988) méritent une citation particulière dans cette discussion, même si les plus riches en alumine ($Al_2O_3 >$ 20%) sont un peu plus pauvres en CaO et en MgO que la Téphra de Bag. Les cinq téphras découvertes récemment près de Frankfurt a. M. / Allemagne (JUVIGNÉ & SEIDEN-SCHWANN 1989) doivent aussi être mises en exergue dans la tentative de corrélation de la Téphra de Bag. Elles ont été émises dans l'Eifel orientale, et sont situées dans des loess de périodes froides du complexe cromérien (sensu ZAGWIJN 1985). Leurs clinopyroxènes sont toujours alumineux et fortement calciques. Parmi les cinq retombées, la téphra ALZ-2 est aussi particulièrement riche en Al₂O₃.

En conséquence, dans l'état actuel des connaissances, il n'existe pas d'incompatibilité fondamentale entre la composition de la série de magmas quaternaires de l'Eifel orientale, et celle de la Téphra de Bag.

8.3 Monts Dore (Massif Central français)

Des éruptions violemment explosives ont eu lieu dans les Monts Dore pendant le Pléistocène moyen à inférieur, mais les magmas correspondants appartiennent pour l'essentiel, à une série saturée (CANTAGREL & BAUBRON 1983). Cette dernière caractéristique est incompatible avec la faible teneur en silice de la Téphra de Bag.

8.4 Apennin central (Italie)

D'importantes émissions de téphras sont connues dans cette région pendant le Pléistocène moyen à inférieur (voir PICHLER 1970 a, b). Celles de la province toscane sont à exclure de la corrélation car elles appartiennent essentiellement à une série saturée, mais celles des provinces romaine (Mont Sabatini) et campanienne (Roccamonfina) se classent dans des séries sous-saturées. Toutefois, des parts d'alumine supérieure à 20 % n'ont été rapportées dans aucune des téphras.

8.5 Arc de la Mer Egée (Grèce)

Des éruptions ont eu lieu à différents moments du Pléistocène dans l'arc volcanique de la Mer Egée (FYTIKAS et al. 1984). Les produits émis appartiennent à la série calco-alcaline (andésites basaltiques, andésites, dacites, rhyolites). En général, les teneurs en SiO₂ de ces roches (54 à 73%) sont nettement supérieures aux valeurs probables de la Téphra de Bag (<53%). Inversement la part de Al₂O₃ varie entre 12 et 18% dans les magmas pléistocènes de la mer Egée, et est supérieure à 21% dans la Téphra de Bag. On peut donc écarter la possibilité que la Téphra de Bag provienne d'un volcan de la Mer Egée.

8.6 Synthèse

En ce qui concerne l'origine géographique de la Téphra de Bag, les données actuellement disponibles soutiennent en priorité la corrélation avec l'Eifel orientale (Fig. 3). Toutefois, deux provinces volcaniques de l'Apennin central et une des Carpates orientales ne peuvent être formellement exclues comme lieux d'origine (Fig. 3).

9 Conclusion

Il existe en Europe centrale une téphra appartenant à une retombée volcanique à très large dispersion survenue probablement pendant ou avant la cinquième dernière glaciation, soit avant 380.000 BP, mais après l'inversion magnétique Matuyama/Brunhes. Elle est caractérisée par un magma basique à intermédiaire, très riche en alumine, et son minéral mafique essentiel est un clinopyroxène alumineux et très calcique.

Cette téphra permet d'établir de nouvelles corrélations entre les coupes de loess concernées de Tchécoslovaquie et de Hongrie. Elle met en évidence des lacunes stratigraphiques qui se manifestent notamment par l'absence, dans certaines coupes, de un ou plusieurs paléosol(s) interglaciaire(s) du Pléistocène moyen ou supérieur.

L'origine de cette retombée ne peut encore être déterminée avec certitude dans la mesure où la téphra n'a pas encore été découverte, à espaces réguliers, entre le transect étudié et un des champs volcaniques quaternaires d'Europe. Les compositions chimiques du magma et des pyroxènes de la Téphra de Bag sont compatibles avec celles de téphras du Pléistocène inférieur à moyen de l'Eifel orientale. Des ressemblances identiques n'ont pu être mises en évidence avec aucun autre champ volcanique pléistocène d'Europe.

Remerciements:

Nous remercions vivement Mr. J. WAUTIER qui a réalisé les analyses chimiques au Centre d'Analyse par Microsonde pour les Sciences de la Terre, à l'Université Catholique de Louvain (Belgique). Cette recherche a été réalisée dans le cadre des Accords Culturels entre les Université de Liège et Eötvös Loránd de Budapest. Toutes les personnes qui contribuent à mener à bien ces échanges reçoivent aussi nos vifs remerciements.

10 Références

- BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 101: 346—361; Wiesbaden.
- (1974): Das Quartärprofil im Braunkohletagebau Heuchelheim (Wetterau) und seine vulkanischen Einschaltungen. – Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 102: 159–167; Wiesbaden.
- (1976): Pliozän und Quartär der Wetterau und ihrer Randgebiete.
 Rhein-Main Forsch., 82: 17-42; Frankfurt a. M.
- (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. — Frankfurter geow. Arb., Serie D, Bd. 1: 296 S.; Frankfurt a. M.
- BOGAARD, P. V. D., HALL, C. M., SCHMINCKE, H.-U. & YORK, D. (1987): ⁴⁰Ar / ³⁹Ar Laser dating of single grains: ages of Quaternary tephra from the East Eifel volcanic field, FRG. — Geophysical Research Letter, 14/12: 1211—1214; Washington.
- & SCHMINCKE, H.-U. (1988): Aschenlagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa. — Die Geowiss., 6: 75— 84; Bonn.
- BUTRYM, J. & MURUSZCAK, H. (1984): Thermoluminescence chronology of younger and older loesses. — In PECSI, M. (ed.): Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosoils, p. 195—199; Budapest (Hungarian Academy of Sciences).
- CANTAGREL, J.-M. & BAUBRON, J.-C. (1983): Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts Dore (Méthode potassium-argon), Implications volcanologiques. — Géologie de la France, (2), n'1-2: 123—142; Orléans (BRGM).
- FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks. — 472 p.; Berlin (Springer).
- FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel, Vulkanologischpetrographische Exkursionen. — Sammlung Geologischer Führer, 56, 3e édition: 209 p.; Berlin, Stuttgart (Gebr. Bornträger).
- FYTIKAS, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P., MAZZUOLI, R., PECCERILLO, A. & VILLARI, L. (1984): Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. — In: The geological evolution of volcanism of the Eastern Mediterranean. Sp. Publ. Geol. Soc., 17: Dixon, J. E. & ROBERTSON, A. H. F., eds.: 687—699; Oxford, London.
- HAHN GY. (1989): A magyarországi löszök kronosztratigráfiája. — Thèse Doct, Acad. hongroise des Sciences; 20 p.; Budapest. — [Manuscrit].
- HAMM M.-H. & VIETEN, K. (1971): Zur Berechnung der kristallchemischen Formel und des Fe³⁺-Gehaltes von Klinopyroxenen aus Elektronenstrahl-Mikroanalysen. — N. Jb. Miner. Mh., 1971: 310—314; Stuttgart.

- IRVINE, T. & BARAGAR, W. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523—548; Ottawa.
- JUVIGNÉ, E. & SEIDENSCHWANN, G. (1989): Das Talverschüttungsprofil von Alzenau i. Ufr. (Ziegeleigrube Zeller) eine Typlokalitat früh-mittelpleistozäner Tephren. — Jber. wetterau. Ges. ges. Naturkunde, 140—141. Jg.: 143—172; Hanau.
- KRIVAN, P. (1958): Traces du volcanisme andésitique pléistocène supérieur (rissien) de la zone des Carpates dans le profil de loess fondamental de Paks. — Ann. Univ. Scient. Bud. Sect. Geol., Tom. II: 99—105; Budapest.
- & ROZSAVOLGYI, J. (1964): Andezittufit vezetöszint a magyarországi felsöpleisztocén (Rissi) lösz-szelvényekböl. – Földtani Közlöny (Bull. Soc. Géol. Hongrie), 94: 257–265; Budapest.
- KUKLA, G. (1977): Pleistocene Land-Sea correlations 1. Europe. — Earth Science Reviews, 13: 307—374; Amsterdam.
- MORIMOTO, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes- Bull. Minéral., 111: 535—550; Paris.
- PÉCSI, M. (1979): Lithostratigraphical subdivision of the loess profiles at Paks. — Acta Geologica Scientarium Hungaricae, 22: 409—418; Budapest.
- PELTZ, S., VAJDEA, E., BALOGH, K. & PECSKAY, Z. (1987): Contributions to the chronological study of the volcanic processes in the Calimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). — D. S. Inst. Geofiz., 72-73/1: 323-338; Bucarest.
- VASILIU, C., UDRESCU, C. & VASILESCU, A. (1973): Geochemistry of volcanic rocks from the Calimani, Gurghiu, and Harghita Mountains (Major and trace elements).
 In: Vulcanismul Neogen al Lantului Muntos Calimani-Gurghiu-Harghita, Simpozionului International de Vulcanologie, 42: 339–393; Bucarest.
- PICHLER, H. (1970a): Italienische Vulkan-Gebiete I: Somma-Vesuv, Latium, Toscana. — Sammlung Geologischer Führer, 51: 258 p.; Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- (1970b): Italienische Vulkan-Gebiete II: Phlegraische Felder, Ischia, Ponza-Inseln. Roccamonfina. — Sammlung Geologischer Führer, 52, 186 p.; Berlin, Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- RADULESCU, D. P. (1973): Position of the Calimani-Gurghiu-Harghita area within the Neozoic volcanic zone of the alpine regions. — In: Vulcanismul Neogen al Lantului Muntos Calimani-Gurghiu-Harghita. Simpozionului International de Vulcanologie. Anuarul Institutului Geologic, 41: 7—15; Bucarest.
- SARNA-WOJCICKI, A., SHIPLEY, S., WAITT, R., DZURISIN, D. & WOOD, S. (1981): Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain-size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. — In: The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, LIPPMAN, P. & MULLINEAUX, ed., U.S.A. Geological Survey Professional Paper, 1250: 577—600; Denver/Colorado.

- SHAKLETON, N. & OPDYKE, N. (1976): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V8-239, Late Pliocene to latest Pleistocene. — In: Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology, es. R. M. CLINE & J. D. HAYS: Geol. Soc. Amer. Memoir, 145: 449—464; Boulder/Co.
- SCHMINCKE, H.-U., LORENZ, V. & SECK, H. A. (1983): The Quarternary Eifel volcanic fields. — In: Plateau Uplift, ed. FUCHS et al.; 139—151; Berlin, Heidelberg (Springer).
- SEIDENSCHWANN, G. & JUVIGNÉ, E. (1986): Fundstellen mittelpleistozäner Tephralagen im Bereich des kristallinen Vorspessarts. Stratigraphie quartärer Tephren. — Z. dt. Geol. Ges., 137: 613—623; Hannover.
- SIMON, R. (1969): Geochemische und petrographische Untersuchungen an den Laacher Trachyten und Olivintrachyten sowie an den Laacher-See-Tuffen. — Disser-

tation, Universität zu Köln, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät; 135 S., Köln.

- VASKOWSKY, I. (1977): Kvarter Slovenska (Quaternary of Slovakia). — 247 p.; Bratislava. — [Engl. summary].
- & KAROLUSOVA, E. (1969): Prvy nalez vulkanickeho popola v sprasiach Komjaticej tehelne. — Geol. Prace, Geol. Ust. D. Stura, 50; Bratislava.
- VIERECK, L. (1984): Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden, Ost-Eifel. — Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 17: 337 p.; Bochum.
- WINTLE, A. & PACKMAN, S. (1988): Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. — Quaternary Science Reviews, 7: 315—320; London.
- ZAGWIJN, W. H. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. — Geol. Mijnbouw, 64: 17—24; Dordrecht.

Ein Vorstoß des Inlandeises in Westgrönland — Dokumentation des vorrückenden Eisrandes bei Søndre Strømfjord

HERBERT SCHOLZ *)

Actuogeological studies, glacier advance, erosive processes, sedimentation Western Greenland, west coast

Kurzfassung: Nachdem sich das Inlandeis im mittleren Westgrönland - seit einem Höchststand um die Jahrhundertwende - in den letzten Jahrzehnten ständig zurückgezogen hatte, mehren sich neuerdings im mittleren Westgrönland die Hinweise auf einen Vorstoß der Gletscher. Vor allem südlich des Ørkendals, bei Søndre Strømfjord, rückt das Eis seit einigen Jahren kräftig vor und hat ältere, vorgelagerte Wälle größtenteils schon überfahren. Dabei überwiegen heute erosive Prozesse am steilen Eisrand, die vor allem mit dem Abdrängen der peripheren Entwässerungssysteme zusammenhängen. An manchen Stellen schiebt der vorstoßende Gletscher die Vegetationsdecke ab, friert an der Oberfläche der freigelegten Permafrosttafel fest und beansprucht den überfahrenen, dauernd gefrorenen Untergrund so stark, daß noch mehr als 50 m vom Eis entfernt tiefe, wasserwegsame Spalten im Vorland aufreißen. Beobachtungen an einem vorrückenden Gletscher, der in mancher Hinsicht mit den glazialen Eisrändern Mitteleuropas vergleichbar ist, hat für die Interpretation eisrandnah entstandener Sedimente Bedeutung, etwa für die "Vorstoßschotter" im Alpenvorland.

[A glacier advance in Western Greenland documentation of a prograding ice front near Søndre Strømfjord]

Abstract: After attaining a maximum extension at the turn of the century, the Inland Ice has retreated continuosly in Middle West Greenland within the last decades. Since a couple of years, however, there are strong indications of a new advance. Particularly south of Ørkendal near Søndre Strømfjord the glacier margins started to promote powerfully, overthrusting some of the older moraines. The peripheral drainage system is pushed aside by the steep ice margins causing major erosive processes. In places the prograding glacier shears off the soil and freezes onto the uncovered permafrost table. Continued advance of the glacier stresses and subsequently crushes the frozen ground, causing water conducting cracks as far as 50 m away from the ice front. The prograding glaciers in West Greenland may be comparable with the ice margins of Europe in early phases of the maximum glaciation of the last Ice Age. Some of the actuogeological observations are of interest concerning sediments ("Vorstoßschotter") generated by the advancing Piedmont Glaaciers of the Alpine Foreland.

1 Einleitung

Im Rahmen eines Projektes, das die geologische und pflanzensoziologische Untersuchung eisrandnaher Gebiete in Westgrönland zum Ziel hatte, wurde das unmittelbare Vorfeld des Inlandeises, südöstlich des Flughafens Søndre Strømfjord, eingehend untersucht. Einige Beobachtungen am überraschenderweise rasch vorrückenden Rand des Inlandeises, die während des Aufenthaltes gemacht wurden, sollen hier kurz vorgestellt werden.

Unter meiner organisatorischen Leitung arbeitete hier in den Sommern 1986 und 1987 ein Team (Geologen, Bodenkundler, Botaniker, Palynologen) in wechselnder Zusammensetzung: Dr. H. SCHOLZ, Dr. J. FROH, A. KLEINMANN, von der TU München, Dr. H. GILCK aus Prien und Dr. W. GROTTENTHALER vom Geologischen Landesamt in München. Außerdem halfen einige Geologiestudenten der TU München (L. ECK-HOF, H. FUNK, B. SCHREINER und A. THIELE) bei den Geländearbeiten. Im Sommer 1988 konnte ich dieselbe Gegend bei einer privaten Reise ein drittes Mal besuchen. Finanziert wurde das Projekt von Seiten der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG). Zusätzlich wurde das Unternehmen von den Firmen Sport BERGER (Karlsfeld) und HANS KOLBE & Co. (Hildesheim) unterstützt, indem sie Ausrüstungsmaterial kostenlos zur Verfügung stellten. Der DFG

^{*)} Anschrift des Verfassers: Priv.-Doz. Dr. HERBERT SCHOLZ, Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching.

und allen anderen, die in irgend einer Form am Gelingen des Projekts beteiligt waren, sei an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Angemerkt sei noch, daß alle im Text ohne Anführungszeichen geschriebenen Flurnamen den vorhandenen topographischen Karten (GEODAETISK INSTITUT 1977) oder der Literatur (MINISTERIET FOR GRØNLAND 1980; SUKKERTOPPEN KOMMUNE 1982; UTVALGET FOR VANDRETURISME I GRØNLAND 1978) entnommen und in der heute gültigen Rechtschreibung wiedergegeben sind. Die in Anführungszeichen stehenden dänischen oder grönländischen Namen sind frei erfunden und von den zuständigen Behörden nicht zum allgemeinen Gebrauch freigegeben. Sie werden ausschließlich im Rahmen dieser Arbeit verwendet, um eine unanschauliche Benennung — etwa mit Zahlen zu vermeiden.

2 Regionaler Überblick

Das untersuchte Gebiet liegt im Vorfeld des Inlandeises im mittleren Westgrönland, etwas nördlich des Polarkreises. Zwischen dem Sukkertoppen-Gebiet im S und der Diskobucht im N reicht das Inlandeis nicht — wie sonst fast überall in Grönland — nahe an die



Abb. 1: Das mittlere Westgrönland zwischen der Diskobucht im N und dem Sukkertoppen-Gebiet im S. Das Arbeitsgebiet ist mit einem Pfeil markiert.

Qasigiannguit = Christianshåb, Asiaat = Egedesminde, Nassuttooq = Nordre Strømfjord, Sisimiut = Holsteinsborg, Kangerlussuaq = Søndre Strømfjord, Maniitsoq = Sukkertoppen. Küste heran, sondern endet in Form flacher Eiszungen in einem niedrigen Bergland, das stellenweise bis zu 180 km breit wird (Abb. 1). Von den kilometerbreiten Gletscherzungen fließen wasserreiche Flüsse auf ausgedehnten Sanderflächen nach Westen, wo sich ihre Wassermassen in weit ins Landesinnere hineinreichende Fjorde ergießen.

Das Klima des Gebietes zeichnet sich durch extreme Kontinentalität aus - mit Jahresmitteltemperaturen von -4,8°C, Julimitteln von +10,5°C und jährlichen Niederschlagsmengen zwischen 150 und 200 mm (AWS Climatic Brief Sondrestom AB/Greenland, ETAC 1970; HÅRLØV et al. 1980, vergl. auch DIJKMANS 1989). Aufgrund der geringen Niederschläge sind Zwergstrauchtundren nur an besser durchfeuchteten Nordhängen zu finden. Ansonsten sind steppenartige Grasheiden verbreitet. Heftige Fallwinde trocknen das Land so stark aus, daß die periglaziären Seen vielfach keinen Abfluß besitzen und manchmal deutlich erhöhte Salzgehalte aufweisen. Die Nordufer der großen Sanderflächen werden von ausgedehnten Dünenfeldern begleitet. Die Tierwelt, die ihre Nahrung vor allem in den Grasheiden findet, hat ein arktisches Gepräge - mit Schneehasen, Schneehühnern, Polarfüchsen, Karibus, Moschusochsen und vielen anderen (MINISTERIET FOR GRØN-LAND 1980).

Der Untergrund besteht aus präkambrischen (archäischen) Intrusivkomplexen — vor allem Quarzsyeniten mit mafischen Restiten — die von großen Lamprophyrgängen durchschlagen werden GRØNLANDS GEOL. UNDERS. 1971; BRIDGWATER et al. 1976). An einigen Stellen finden sich Ultrabasite als Restbestände in den sauren Intrusiven. Dieses Grundgebirge ist großflächig mit teilweise mächtigen quartären Ablagerungen — vor allem Moränen und glazifluvialen Ablagerungen — bedeckt (GRØNLANDS GEOL. UNDERS. 1974).

Das eisfreie Gebiet — zwischen dem Eisrand bei Søndre Strømfjord und der Küste bei Holsteinsborg (grönländisch Sisimiut) im mittleren Westgrönland ist eines der quartärgeologisch und geographisch am besten untersuchten Gebiete Grönlands. Die systematische Erforschung begann hier schon in den zwanziger Jahren unseres Jahrhunderts (HOBBS 1931; BELKNAP 1941). Aber erst nach dem 2. Weltkrieg wurde die Forschung intensiviert (WEIDICK 1963, 1968; HANSEN 1970; TEN BRINK 1975; STÄBLEIN 1975; DIJKMANS & TÖRNQUIST 1990 u. a.).

Große Wallsysteme zeugen vom etappenweisen Rückzug des Inlandeises (WEIDICK 1968; TEN BRINK 1975). Spuren der maximalen Ausdehnung des Inlandeises, die mehr als 10 000 Jahre alt sind, liegen auf dem Schelf vor der heutigen Küste (SOMMERHOFF 1975, 1983) bei Holsteinsborg (= Sisimiut, Abb. 1). Die heutige Position des Eisrandes wurde das erste Mal offensichtlich vor etwa 6000 Jahren erreicht und in der Folge sogar unterschritten (WEIDICK 1968; SCHOLZ & GROTTENTHALER 1988). Die minimale Ausdehnung des Eises dürfte an der Wende vom Subboreal zum Subatlantikum, vor ca. 3000 Jahren erreicht worden sein. In diese Zeit fällt auch die Hauptphase der Bildung flächendeckender äolischer Deckschichten ("Löß"), die alle älteren Bildungen überdecken (SCHOLZ & GROTTENTHALER 1988; DIJKMANS 1989; DIJKMANS & TÖRNOUIST 1990). Seither sind die Gletscher nicht mehr wesentlich über den heutigen Stand hinaus vorgestoßen. Den letzten Höchststand erreichte das Eis in Westgrönland um die Jahrhundertwende. Wie die aktiven Moränen sind diese Bildungen frei von mächtigen äolischen Deckschichten.

3 Der aktuelle Eisvorstoß

Für die Untersuchungen standen Luftbilder des Geodätischen Institutes in Kopenhagen und eigene Flugaufnahmen zur Verfügung. Ein Vergleich unterschiedlich alter Aufnahmen zeigte, daß die Eiszungen südlich des Flughafens Søndre Strømfjord in den letzten Jahren stark vorgestoßen sein mußten. Der Hauptvorstoß ließ sich auf die Jahre 1983 und/oder 1984 einengen.

Als wir nach Westgrönland kamen, verblüffte die Vehemenz des Eisvorstoßes, obwohl wir ja mit dem Vorrücken des Eises gerechnet hatten. Südlich des Ørkendals war überall ein kräftiger Vorstoß erfolgt, der an manchen Stellen bis an die 250 m ausmachte und während unserer Aufenthalte in den Sommern 1986 und 1987 noch in vollem Gange war (Abb. 2). An den meisten Stellen schienen die alten Moränenwälle überfahren worden zu sein. Selbst vor den Maximalständen der Jahrhundertwende hatte der Eisrand nicht Halt gemacht (SCHOLZ & GROTTENTHALER 1988: 34). Die alten peripheren Entwässerungssysteme wurden durch die vorrückende Stirn des "Ørkendal-Gletschers" abgedrängt und mußten sich teilweise neue Rinnen suchen - z. B. am "Umimmalissuup Kunungua" (Um. Kun.) (Abb. 3) oder am Nord-Hang des Qingartaq (Abb. 3). Außerdem hatten sich manche Eisrandstauseen verändert oder waren völlig neu entstanden, z. B. der "Nysø" (Abb. 3). Im Sommer 1987 war das Eis an manchen Stellen nochmals um mehrere Meter vorgerückt und hatte die peripheren Entwässerungssysteme noch weiter abgedrängt. Auf der Nordseite des Ørkendals und am Russell-Gletscher waren die Veränderungen weniger dramatisch. Zwar konnte man auch hier überall einen Eisvorstoß feststellen. Doch die alten Moränenwälle, auch die der Historischen Stadien, waren hier größtenteils noch vorhanden.



Abb. 2: Karte des Inlandeisrandes im Arbeitsgebiet, SE' von Søndre Strømfjord.

Die Eisstände von 1968 sind anhand von Luftbildern rekonstruiert, die von 1986 anhand von Luftbildern und Beobachtungen vor Ort. Der Hauptvorstoß der Gletscher scheint hier 1983 oder 1984 begonnen zu haben und ist noch in vollem Gange.



Abb. 3: Eisrand und Vorland im Arbeitsgebiet, SE' von Søndre Strømfjord; Stand von 1986. Die Höhenlinien sind den vorhandenen topographischen Karten entnommen und durch eigene Beobachtungen korrigiert. Dargestellt sind die verschiedenen Eisrandtypen, die im Text erläutert werden. Die in Anführungszeichen stehenden Namen sind frei erfunden und nicht durch die zuständige Behörde zum allgemeinen Gebrauch freigegeben.

Sie werden in diesem Aufsatz verwendet, um eine unanschauliche Benennung, etwa mit Ziffern, zu vermeiden.

"UM. KUN." = "Umimmalissuup", PAK. = Pinguarssuup Alannguata Kuussua, K. KUJ. = Kuussuaq Kujalleq

Es stellt sich die Frage, warum das Eis hier auf breiter Front vorrückt, wo es doch sonst fast weltweit zurückzugehen scheint. Vorstöße von Auslaßgletschern sind in Grönland nicht ungewöhnlich. WEIDICK (1988: 7) nennt Beispiele aus Südgrönland, wo etwa der Nordgletscher bei Narssarssuag zwischen 1960 und 1980 kräftig vorgerückt war. Ein Grund dafür mag sein, daß die Zungen des riesigen Inlandeises nicht so schnell auf kurzfristige Bilanzänderungen im Nährgebiet reagieren, wie kleinere Gletscher. Daß der Rückzug vieler Auslaßgletscher des grönländischen Inlandeises die gleichen klimatischen Ursachen hat, wie der Rückgang der kleinen Gebirgsgletscher (auch in Grönland), ist möglich, aber keineswegs sicher. Die Gletscherschwankungen könnten auch ganz unterschiedliche Ursachen haben und sich nur zufällig zeitlich decken. Ein Hinweis dafür, daß die Verhältnisse tatsächlich anders liegen könnten, sind die dokumentierbaren Vorstöße, die im vorliegenden Fall einen Eisabschnitt von mehreren Zehnerkilometern betreffen, wenn auch in unterschiedlicher Intensität. Man kann sich darüber Gedanken machen, wie träge das Inlandeis wirklich ist, ob die Klimaschwankungen, auf die einzelne Gletscherzungen heute reagieren, nicht viel weiter in der Vergangenheit zu suchen sind.

4 Der Eisrand

Das Inlandeis dürfte im Arbeitsgebiet, wenigstens im Bereich der letzten Kilometer vor dem Eisrand, temperiert sein (ERICSON 1987: 7). Die Eistemperatur liegt wohl, ähnlich wie am Russell-Gletscher, der etwa 10 km nördlich des Ørkendals liegt, bei ca. -7°C (SUGDEN et al. 1987). Das Eis besteht aus zentimetergroßen Körnern und ist am Eisrand meist ziemlich stark verschmutzt - mit Schutt, Blöcken und schluffreichem Sand durchsetzt. Außerdem finden sich hier zahlreiche, mit Schmutz imprägnierte Scherflächen, die oft so dicht liegen, daß sie dem Eis ein blättriges Aussehen geben, vor allem nahe der Gletscherbasis. Die Eislamellen zwischen den Schmutzbändern sind stellenweise nur noch ein Korn dick (SUGDEN et al. 1987). Diese Scherflächen sind gewöhnlich zum Eisrand hin schaufelförmig nach oben gebogen, können aber an der Eisbasis auch nach vorne hin abtauchen und sich zu Falten - mit eisrandparallelen Achsen einrollen (Abb. 6). Im Kern dieser Falten, manchmal aber auch entlang einer Scherfläche direkt von relativ schmutzarmem Eis überlagert, findet sich eine bis zu 2 oder gar 3 m mächtige Lage von gefrorenem Gesteinsschutt ("interne Moräne", Abb. 6), die teilweise

parallel zu den Scherflächen zum Inneren des Eises hin abzutauchen scheint, sich manchmal aber auch parallel zu den gefalteten Scherflächen einrollt.

Das grobe, mit Sand und Schluff durchsetzte Blockwerk, das aus dem Eis apert, enthält ausschließlich kristalline Gesteinsfragmente. Der größte Teil besteht aus bräunlichen und rötlichen Quarzsyeniten (64%), daneben sind auch feinkörnige saure Biotit- und Hornblende-Gneise (28,5%) und teilweise Granatführende Amphibolite (6%) häufig. Der Rest besteht aus Gangquarzen, Pegmatoiden und Ultrabasiten (1,5%).

Der Eisrand im Arbeitsgebiet ist ganz unterschiedlich ausgebildet. Vor allem auf der Nord-Seite des Ørkendals sind dem Eisrand Moränenwälle vorgelagert. Südlich des Ørkendals grenzt das Eis vielfach unmittelbar an das Vorland, das eine weitgehend geschlossene Pflanzendecke trägt. Die meist steile Eisfront ist fast immer durch einen dünnen Schuttmantel verhüllt. Wo das Eis an größere Seen grenzt, ist oft eine senkrechte Kalbungsfront entwickelt.

An vielen Stellen des Eisrandes entstehen Schmelzwasserablagerungen. Wo eine periphere Rinne fehlt, vermitteln blockige, kiesige oder sandige Schwemmfächer zwischen Schuttfuß und Vorland, etwa am Qingartaq (Abb. 3). Zwischen dem Eisrand und dem von Vegetation bedeckten Vorland entstehen nicht selten kleine Sanderflächen aus Kiesen oder Sanden (Abb. 4A). Sie scheinen oft schmale Seen als Vorläufer zu haben, die jedoch bald wieder durch Sedimente der peripheren Entwässerungssysteme aufgeführt werden - wie ein kleiner See zwischen "Iluliartununnguaq" und "Nysø" (Abb. 3). Durch das momentane Vorrücken der Gletscher im Untersuchungsgebiet, und die damit verbundenen raschen Veränderungen am Eisrand, sind hier mächtigere glazifluviale Ablagerungen im Augenblick eher unterrepräsentiert.

An drei Stellen des Arbeitsgebietes gelingt es den Schmelzwässern, den Eisrand zu verlassen. Aber nur zwei dieser Schmelzwasserzuflüsse erweitern sich zu Sandern: der Kuussuaq Kujalleq (K. Kuj.) (Abb. 3) im Ørkendal und der "Umimmalissuup Kunungua" (Um. Kun.) (Abb. 3). Am "Melkeelv" hingegen ist wohl das Gefälle zu hoch und zudem das Schmelzwasser im "Qasertunik Iluliarlik" (Abb. 3) vorgeklärt, so daß keine aktive Sanderfläche vorhanden ist.

4.1 Kalbungsfront

An mehreren Stellen des Arbeitsgebietes grenzt das Eis direkt an Eisrandstauseen. Der größte ist der Iluliartooq, mit einer etwa 2 km breiten, senkrechten Kalbungsfront an seinem E-Ende. Sie lag noch 1981 mehr als 150 m von einer im NE-Teil des Sees liegenden Insel entfernt, ist spätestens seit 1985 an einer Seite auf die Insel aufgefahren (Abb. 3). Stark verschmutztes, basales Eis ist nur im nördlichen Drittel der Kalbungsfront sichtbar, wo der Gletscher auf einer Untiefe zu liegen scheint. Die Kalbungsaktivität ist den größten Teil der Zeit über recht schwach. Dann ist der See oft mehrere Tage lang — bis auf die Buchten im Norden — fast völlig frei von Eisbergen. Innerhalb von wenigen Stunden kann das Eis große Mengen von Eisbergen produzieren, die den See für einige Tage nahezu völlig bedecken. Der Größe der Eisberge (mehrere Dekameter) nach zu urteilen muß der Süden und Westen des Seebeckens recht tief sein.

Kleiner, aber grundsätzlich ähnlich ausgebildet, sind die Kalbungsfronten der im Norden anschließenden Seen ("Iluliartununguaq" und "Nysø", Abb. 3). Einen anderen Typ zeigt hingegen der ganz im Süden liegende, offenbar recht seichte See "Qasertunik Iluliarlik" (Abb. 3). Hier taucht die von Obermoräne verhüllte Eisoberfläche ganz flach unter den Seespiegel. Trotz des geringen Eisgefälles ist die Eisfront auch hier progressiv, wie aus der Auswertung von Flugaufnahmen oder der direkten Beobachtung abgedrängter peripherer Schmelzwasserrinnen geschlossen werden kann.

4.2 Nackte Eisfront

An einigen Stellen zwischen Ørkendal und "Qasertunik Iluliarlik" (Abb. 3) grenzt das nackte Eis direkt an die Vegetation des Vorlandes. Die basalen Teile des Eises sind immer schmutzig und von Scherflächen, dünnen Geröllhorizonten und einzelnen Blöcken durchsetzt. Da der Eisrand fast überall sehr steil aufsteigt, ist es nicht ratsam, zu nahe heranzugehen. Es fallen immer wieder große Brocken auf die Vegetationsdecke, die hier mit Blöcken überstreut ist.

Dort wo die Grenze Vegetation / Eis nicht durch heruntergefallene Steine verhüllt ist, sind Strukturen zu beobachten (vor allem am Qingartaq), die hier als "Vegetationswalzen" bezeichnet werden sollen (Abb. 4). Es handelt sich um parallel zum Eisrand orientierte, dicht mit Vegetation bedeckte, walzenförmige Gebilde, die in einer Länge von mehr als 100 m den Eisrand begleiten können. Sie sind nichts anderes, als die Vegetationsdecke, die vom Eis mitsamt einigen Dezimetern Boden vom Untergrund abgeschoben und wie ein Teppich aufgerollt wird. Dabei entstehen manchmal auch mehrere, zum Eisrand hin aufsteigend übereinandergestapelte Vegetationswalzen (Abb. 4/C), deren Scheitel zum Vorland hin konvex gebogen sind. Das Aufrollen dieser Vegetations-



Abb. 4: Verschiedene Erscheinungen am Rand des Inlandeises am Qingartaq.

A. Kärtchen des Eisrandes am Qingartaq, Stand 1987. Das Gelände fällt sanft zum Eisrand hin und nach Norden ab. Der durch den Eisschub zerbrochene Permafrost des Vorlandes ist wasserwegsam geworden. Das Schmelzwasser verschwindet in Tunnelsystemen oder hat entlang von Rissen tiefe Erosionsschluchten geschaffen.

B. Hypothetisches Profil durch den Eisrand im N'en Drittel des Kärtchens. Das Eis ist auf der Permafrosttafel festgefroren. Durch die Schubspannung reißen Scherflächen im gefrorenen Untergrund auf, die wasserwegsam sind und mit der Zeit zu Erosionsschluchten erweitert werden.

C. Detail aus B. mit Vegetationswalzen und kleiner Stauchmoräne.

walzen geht so schnell, daß blühende Pflanzen (Cerastium alpinum) in die Zwickel zwischen den Walzen hineingezogen werden und aus Lichtmangel absterben. Die stürmische Deformation des Bodens führt zu zahlreichen, weit klaffenden Rissen, die parallel und senkrecht zu den Walzenscheiteln aufreißen.

Es ist zu vermuten, daß die Vegetation samt Boden von der Permafrosttafel - mitunter auch einmal vom Felsuntergrund - abgeschürft wird. Liegen mehrere Walzen hintereinander, bestehen die eisrandnäheren aus Fließerden oder aus alten Grundmoränen (Abb. 4/C). Im proximalen Bereich der allochthonen Walzenstapel scheinen also die tiefsten Teile der Bodenprofile an die Oberfläche transportiert zu werden - ähnlich wie es auch bei tektonischen Deckenstapeln zu beobachten ist. So hatten sich 1987 an manchen Stellen aus den Vegetationswalzen von 1986 mehrere Meter hohe Stauchmoränen entwickelt, die weitgehend aus aufgestauchten älteren Grundmoränen, durchmischt mit solifluidal umgelagertem, äolischen Material zu bestehen scheinen (RABASSA et al. 1979).

Es gibt offenbar aber auch Fälle, wo Teile des gefrorenen Untergrundes selbst mitgeschleppt werden. So fand sich 1986 an einer Stelle, unweit der ein Schmelzwasserbach mit einem Wasserfall unter der nackten Eisfront verschwand, ein sandiges, mit organischen Resten durchsetztes, bräunliches, gefrorenes Sedimentpaket, das nach oben hin mit scharfem Kontakt an schmutziggraues Eis grenzte (Abb. 5/B). Dieses Material enthielt Ästchen und Wurzeln von Zwergsträuchern, war deutlich gebändert und vom Aussehen her nicht von Ablagerungen zu unterscheiden, die etwas weiter im Norden, an der Wand einer frischen Erosionsrinne, angeschnitten waren. Es handelt sich hier um akkumulierte, gebänderte Solifluktionsdecken, die im wesentlichen aus umgelagerten "Lössen" bestehen (Abb. 5/A). Offensichtlich schleppt das vorrückende Eis an seiner Basis Permafrostschollen mit, die aus dem überfahrenen Untergrund stammen.

Noch eigenartiger sind Phänomene, die im Bereich der oben erwähnten Ersosionsschluchten zu beobachten waren. Hier floß ein vom vorrückenden Eis abgedrängter Schmelzwasserbach zunächst noch über die intakte Vegetationsdecke. Ein Stück bachabwärts folgte ein Wasserfall, an dem der Bach etwa 4 m tief in eine frische Erosionsschlucht stürzte, die er in den gefrorenen Untergrund gegraben hatte. Der Wasserfall wurde während der ersten 3 Wochen durch rückschreitende Erosion um etwa 15 m nach Südsüdosten



Abb. 5: Halbmaßstäbliche Skizzen von Aufschlüssen am Qingartaq.

A. Schnitt durch eine frische Erosionsrinne, die von Schmelzwässern, vermutlich entlang von Störungen im Permafrost, in alte Grundmoränen eingesägt worden ist. Diese sind von einer mächtigen Lage aus gebänderten, kryoturbat gestörten Fließerden bedeckt, die ganz aus umgelagerten äolischen Ablagerungen besteht.

B. Permafrostscholle aus gefrorenen, mit organischem Material durchsetzten Fließerden (wie bei A.), die an der Basis des Eises festgefroren und hochgeschleppt worden ist.

Das Eis ist schmutzig grau, die Permafrost-Scholle von bräunlicher Farbe.

verlegt. Im Bachbett der meterbreiten Schlucht lagen ausgespülte Moränenblöcke und heruntergebrochene Grassoden. Das freigelegte Profil (Abb. 5/A) bestand in der ganzen Schlucht aus 1-3 m mächtigen, gebänderten, sandigschluffigen Fließerden des oben beschriebenen Typs, von da an bis zum Boden der Schlucht — die ganz im Nordwesten mehr als 6 m tief war - aus tiefgefrorenen alten Grundmoränen. Die Permafrosttafel war im unteren Drittel der hier akkumulierten Fließerden sichtbar (Abb. 5/A). Geschiebematerial und der tiefere Teil der Fließerden waren von zahlreichen, mehrere Meter tief in den Untergrund hinunterreichenden, im oberen Teil bis zu 40 cm breiten Eiskeilen durchsetzt. Sie waren offensichtlich nicht mehr in Bildung. Unterhalb des Wasserfalls gabelte sich die Schlucht. Während die Hauptschlucht einige Dekameter geradeaus weiterlief, zweigte in spitzem Winkel ein schmaler, aber genauso tiefer Seitenast ab. Diese Schlucht verengte sich bald zu einer kaum 1/2 m breiten, gleichwohl 4-6 m tiefen Klamm, über der streckenweise die Vegetationsdecke mit den nicht gefrorenen Teilen der Fließerden noch erhalten waren. So floß der Bach über Strecken durch einen Tunnel, der schwerlich durch Erosion von oben her entstanden sein konnte.

Bachwärts vereinigten sich die beiden Schmelzwasserläufe wieder, um kurz dahinter — vom Eisrand durch einen intakten Vegetationsstreifen von etwa 40 m Breite getrennt — in einem horizontalen Spalt in Richtung Eis zu verschwinden. Das Dach des Spaltes wurde von dem oben beschriebenen, gefrorenen Geschiebematerial gebildet, der Boden bestand aus ausgespülten Moränenblöcken. Das Schmelzwasser blieb von da an verschwunden und kam erst etwa 500 m weiter im Norden, auf der Sanderfläche des Ørkendals, wieder zum Vorschein — angereichert mit organischem Material.

Die hier geschilderten Verhältnisse sind schwierig zu erklären. Die Entstehung eines Erosionstunnels im Boden - unter der intakten Pflanzendecke - setzt die Existenz von Hohlräumen voraus, die das Schmelzwasser benutzen und erweitern konnte. Der Permafrost ("wet frozen ground") ist aber normalerweise nicht wasserwegsam. Nachdem das hier unter Fließerden verborgene, inaktive Eiskeilnetz keine offenen Spalten besitzt, kommt es gleichfalls nicht als Wasserleiter in Frage. Vorstellbar wäre, daß das von Osten herandrängende Eis den Permafrost so beansprucht hat, daß hier, vielleicht entlang schaufelförmiger Scherflächen, wasserwegsame Spalten entstanden sind (Abb. 4/B). Für einen direkten Zusammenhang zwischen Wasserwegsamkeit des Permafrostes und dem vorstoßenden Eisrand spricht die direkte hydraulische Verbindung zwischen diesem Tunnelsystem und dem Gletscher.

1987 war das oben geschilderte Gebiet gänzlich unter dem Eis verschwunden. Dafür waren an zwei weiteren Stellen des gleichen Eisrandabschnittes ähnliche Verhältnisse neu entstanden (vgl. Abb. 4/A). Hier verschwand jetzt sogar ein Schmelzwasserbach in einem Tunnelsystem im Permafrost und floß zunächst in westlicher Richtung vom Eis weg, um weiter unten — beladen mit organischem Material — wieder unter dem Eis hervorzukommen. An zwei Stellen waren artesische Quellen inmitten der Vegetation des Vorlandes entstanden — mehrere Dekameter vom Eis entfernt — die einige l/sec Schmelzwasser förderten. Es gibt also keinen Zweifel: durch das vorrückende Eis im gefrorenen Untergrund des Vorlandes aufreißende Spalten kommunizieren stellenweise hydraulisch mit dem Gletscher selbst.

4.3 Eisfront mit Schuttfuß

Der oben geschilderte Typ einer nackten Eisfront ist nur auf relativ kurzen Abschnitten des Eisrandes entwickelt. Auf den weitaus größten Strecken ist die steile Front des Eises von einem Schuttmantel verhüllt, über den viele Bäche stürzen und zahlreiche kleine Schwemmfächer ins Vorland schütten. Immer wieder beginnt wassergesättigtes, von Sand und Schluff durchsetztes Geschiebematerial in kleinen Muren den Hang hinunterzukriechen und reißt dabei nicht selten größere Blöcke mit (DIABLO & SHILTS 1979).

Ist dieser Schuttfuß klein, scheint sich hinter diesem oft nur ein Eisrand des oben geschilderten Typs zu

verbergen. Auf weite Strecken indes sind die Verhältnisse komplizierter. An geeigneten Stellen ist hier zu sehen, daß die Eisfront unter dem Schuttmantel aus zwei Stockwerken besteht: einem höheren, das ebenso wie das oben geschilderte, aus nach unten hin zunehmend schmutziger werdenden Eis besteht, in dem Scherflächen, einzelne Geschiebe, Schmutzbänder und dünne Geröllhorizonte zu beobachten sind (KNIGHT et al. 1986). Nach unten folgt, mit scharfer Grenze, ein mehrere Meter mächtiger Horizont aus dunklem, hart gefrorenem Geschiebematerial, das nach unten hin - meist wieder scharf begrenzt, von stark verschmutztem Eis (wie oben) abgelöst wird. Dieses Eis ist in seinen tieferen Teilen immer völlig im Schutt ertrunken (Abb. 6/B). Das obere, an steilen Stellen oft von Serracs zerrissene Gletscherstockwerk ragt in breiter Front oft mehrere Meter balkonartig über das darunterliegende Eisstockwerk vor. An der Grenze zwischen beiden sind zahlreiche Wasseraustritte zu beobachten.

Für diese Doppelstöckigkeit der Eisfront gibt es mehrere Erklärungsmöglichkeiten, von denen aufgrund der Beobachtungen vom Sommer 1986 die folgende am pausibelsten schien: Bei dem tieferen Stockwerk



Abb. 6: Blockbilder verschiedener Eisrandtypen in Westgrönland, als verschiedene Entwicklungsstadien des gleichen vorrückenden Eisrandes gedeutet, dessen Stirn sich durch Festfrieren am Permafrost des überfahrenen Vorlandes einrollt. In den Scheitelbereichen der liegenden Falten an der Eisbasis reichert sich schluffig-sandiges Geschiebematerial an.

A. Ausgangssituation. Durch Ablation ist die nackte Eisfront teilweise aufgebrochen und es entwickelt sich ein Schuttfuß.

- B. Eisrand mit Schuttfuß. Das höhere Eisstockwerk beginnt sich über das tiefere zu schieben.
- C. Die liegenden Eispartien sind ganz überfahren. Das Eis setzt auf dem Untergrund auf und erzeugt Vegetationswalzen und Stauchmoränen. Es friert wieder an der Permafrosttafel an, rollt sich ein und der Prozeß beginnt von Neuem.

sollte es sich um überfahrenes Toteis von eisgekernten, älteren Moränen handeln. Dieses Toteis müßte beim aktuellen Eisvorstoß aber teilweise reaktiviert und mitgeschleppt werden, denn manchmal sind auch unmittelbar vor dem Schuttfuß Erdstauchwälle des oben geschilderten Typs entwickelt. Tatsächlich kann man etwa am Eisrand, der vom Oberlauf des "Umimmalissuup Kunungua" begleitet wird, in westnordwestlicher Richtung einen fließenden Übergang von eisgekernten Wällen zu der eben geschilderten Eisfront beobachten. Dort wo das Toteis schließlich doch überfahren worden ist und zurückbleibt, liegt dann das Eis des höheren Stockwerkes direkt auf dem Vorland auf. Am Beispiel der Eisfront zwischen Ørkendal und "Umimmalissuup Kunungua" kann direkt gezeigt werden, daß dieses untere Stockwerke sich tatsächlich bewegt haben muß. Auf den Aufnahmen von 1968 lag der von Schutt überdeckte Eisrand noch auf der östlichen Seite eines Tälchens, das in nordnordwestlicher Richtung zum Ørkendal hin entwässert. Der Gegenhang dieses Tälchens war damals bewachsen. Der heutige Eisrand aber liegt ganz auf der westlichen Talseite; von einem Tälchen ist nichts mehr zu sehen.

Die gefrorene Moränenlage zwischen den beiden Eisstockwerken sollte demnach im einfachsten Fall nichts anderes als die Grundmoräne des aktiven Gletschers sein - teilweise vielleicht auch überfahrene Obermoräne des liegenden Toteises. Beim weiteren Vorrücken des Eises hätte demnach der Anteil der nackten Eisfront am Eisrand zunehmen müssen, da immer größere Abschnitte der eisgekernten Moränen völlig überfahren worden sein sollten. Das Gegenteil aber war im Sommer 1987 zu beobachten. An einigen Stellen des Eisrandes war im Inneren einer durch erosive Vorgänge aufgebrochenen nackten Eisfront interne Moränen sichtbar geworden. Günstige Aufschlußverhältnisse an Spalten im Eis zeigten, daß die Scherflächen in den basisnahen, verschmutzten Bereichen des vorrückenden Eises zu liegenden Falten deformiert worden waren, mit parallel zum Eisrand orientierten Faltenachsen (GRIPP 1979). In ihren Scheitelregionen war schluffiges Moränenmaterial angereichert (Abb. 6/A). Es war klar zu sehen, daß benachbarte Abschnitte der Eisfront, an denen ein Schuttfuß entwickelt war, interne Geschiebehorizonte enthielten, die nichts anderes waren, als die aufgebrochenen, mit Geschiebematerial imprägnierten Scheitel solcher liegender Falten (Abb. 6/A). Es hat also den Anschein, daß die Eisfront beim Vorrücken - vermutlich durch Festfrieren an der Permafrosttafel - gezwungen wird, sich einzurollen. Entlang von Scherflächen scheinen die hangenden Eispartien nicht selten dabei zu sein, diese basalen Faltenstrukturen wieder zu überfahren - vielleicht um sich anschließend, wenn sie wieder das Vorland erreicht haben, neuerdings an der Vorderfront einzurollen (Abb. 6/C).

An zwei Stellen war hier — auf einigen Dekametern entlang des Eisrandes — zwischen dem internen Geschiebehorizont und dem oberen Eisstockwerk ein 1-2 m mächtiger bräunlicher Horizont eingeschaltet, der wohl, wie oben geschildert, nichts anderes als eine mitgeschleppte Permafrostscholle war. Dies beweist, daß tatsächlich mit einem Überfahren des basalen Eises durch höhere Eisstockwerke zu rechnen ist.

4.4 Moränenwälle

An vielen Stellen — vor allem im Vorfeld des 10 km nördlich des Ørkendals liegenden Russell-Gletschers oder der Eiszunge, die im Norden an das Ørkendal grenzt (Abb. 3) — sind dem steilen Eisrand vegetationslose Moränenwälle vorgelagert, die gegen das Eis durch deutliche Depressionen abgesetzt sind.

Nur ganz selten sind ein paar Individuen von Pionierpflanzen zu entdecken, wie Büschel von Süß- oder Sauergräsern, Schachtelhalme (Equisetum arvense) oder ein Mohn (Papaver radicatum). Anders als bei den hier nur an wenigen Stellen erhaltenen Wällen, die um die Jahrhundertwende entstanden sind, fehlen Zwergsträucher fast ganz. Zudem sind die Blöcke ohne jeden Flechtenbewuchs. Sie sollten demnach kaum älter als wenige Jahrzehnte sein (BESCHEL 1950). Die Wälle erreichen Höhen von wenigen Metern bis mehreren Zehnermetern (eisgekernte Moräne südsüdöstlich "Nysø", Abb. 3) und weisen Hangneigungen von meist 30 bis 40° auf. Die Wallfirste sind manchmal schmal und scharf; vor allem große Wälle aber auch breitere Rücken zeigen indes ein unruhiges Feinrelief (GOLDTHWAIT 1951).

Während vor allem die größeren Wälle durchwegs eisgekernt zu sein scheinen (TEN BRINK 1975), sind die kleineren unter Umständen teilweise ohne Eiskern. In der Nähe des Firstes ist das schwärzliche, stark verschmutzte Eis nicht selten entlang von Erosionsrinnen freigespült. Die starke Durchfeuchtung des Lockermaterials von unten her führt an solchen Stellen zum Abgang von größeren Muren, die manchmal mehrere Zehnermeter weit über den Hangfuß hinaus in das von Vegetation bedeckte Vorland vorstoßen können (eisgekernte Moräne nördlich des "Umimmalissuup Kunungua", Abb. 3). Stellenweise sind seitliche Übergänge von sichtlich eisgekernten in scheinbar eiskernlose Wälle beobachten (Wälle am Oberlauf des "Umimmalissuup Kunungua", Abb. 3). Am Fuß dieser Wälle ist das Eis meist nicht mehr zu ergraben. Gleichwohl scheint es auch hier oft noch vorhanden zu sein, da sich auch manchmal im Vorfeld solcher Moränenwälle wiederum Vegetationswalzen finden (z. B. eisgekernte Moräne nördlich des "Umimmalissuup Kunungua"). Während es deshalb manchmal den Anschein hat, als ob die Wälle nichts anderes seien, als das durch Obermoräne vor der Sonneneinstrahlung geschützte Stirnende der Gletscher, erweist sich ihr Eigenleben an den Stellen, wo sie von vorrückendem Eis sichtbar überfahren werden. Dabei gerät offensichtlich Obermoränenmaterial zwischen das Toteis der Wälle und die Basis des vorrückenden Gletschers, was stellenweise gleichfalls zur Ausbildung der oben beschriebenen, mächtigen, internen Geschiebehorizonte führen könnte. Bei einem erneut einsetzenden Eisrückzug, der zu einem Abschmelzen der Eiskerne führen würde, bliebe - vor allem von den sehr großen Wällen - wohl kaum etwas übrig, was einem Wall gleicht. Darauf hat schon ERICSON (1987) hingewiesen.

5 Ergebnisse und Ausblicke

Vorstöße einzelner Auslaßgletscher, die nach einigen Jahren wieder zum Stillstand kommen, sind aus Südgrönland bekannt (WEIDICK 1988). Ob das Vorrücken der Gletscher ab Mitte der 80er Jahre, das in der Umgebung des Ørkendals auf einer Breite von mehreren Zehnerkilometern zu beobachten ist, ebenfalls bald zum Stillstand kommt, oder sich weiter fortsetzt, kann nicht gesagt werden. Interessant wäre es, diesen Abschnitt des Eisrandes in Zukunft weiterhin im Auge zu behalten.

Die geschilderten Verhältnisse am Rande des Inlandeises im mittleren Westgrönland sind vor allem deshalb interessant, weil hier, nach einer langen Periode des Eisrückzuges, zum ersten Mal wieder ein Vorstoß beobachtet werden kann. Da der Eisrand in diesem Teil Grönlands in mancher Hinsicht mit den hochglazialen Eisrändern Mitteleuropas vergleichbar ist (SCHOLZ 1984, 1986), verdienen die hier beobachtbaren Vorgänge besonderes Interesse. Man kann lernen, was bei einem solchen Eisvorstoß passiert angefangen von erosiven Prozessen beim Abdrängen der peripheren Rinnen, dem Zerbrechen des Permafrostes durch Anfrieren an die Basis des vorrückenden Gletschers, bis hin zu akkumulativen Vorgängen, die zur Bildung von Sedimenten führen, die reich an organischem Material sind.

Es gilt, etwa die eiszeitlichen, glazifluvialen "Vorstoßschotter" des Alpenvorlandes mit geschärftem Blick neu zu untersuchen. In Sanden echter Vorstoßbildungen sollten hohe Gehalte an organischer Substanz nachweisbar sein, wenn es sich wirklich um Bildungen aus einer Vorrückungsphase des Eises handeln. Paläoböden in glazigenen Ablagerungen, denen eine große Bedeutung in der Quartärstratigraphie beigemessen wird, müssen nicht in allen Fällen in situ entstandene Verwitterungsdecken sein. Mitunter käme auch eine Deutung als Permafrostschollen in Frage, die vom vorstoßenden Eis mitgeschleppt und in glazigene Ablagerungen integriert worden sein könnten.

6 Schriftenverzeichnis

- BELKNAP, R. L. (1941): Physiographic Studies in the Holsteinsborg District of Southern Greenland. — University of Michigan Studies, Scientific Series 4, Reports upon the Greenland Expeditions of the University of Michigan (1926–1933), Part 2: 200–255; Norwood.
- BESCHEL, R. B. (1950): Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. — Z. Gletscherk. u. Glazialgeol., 1: 152— 162; Innsbruck.
- BRIDGWATER, D. & KETO, L., MCGREGOR, U. R. & MYERS, J. S. (1976): Archaean gneiss complex of Greenland. — In: ESCHER, A, & WATT, W. S. (Ed.) (1976): Geology of Greenland: 18—75; Kopenhagen (GGU).
- DIABLO, R. N. W. & SHILTS, W. W. (1979): Composition and dispersal of debris by modern glaciers, Bylot Island, Canada. — In: SCHLÜTER, C. (Ed.) (1979): Moraines and Varves: 145—155; Rotterdam (Balkema).
- DIJKMANS, J. W. A. (1989): Frost Wedges in an eolian sand sheet near Søndre Strømfjord, W. Greenland and their paleoenvironmental implications. — Z. Geomorph. N.F., 33: 339—353; Berlin.
- & TORNQUIST, T. E. (1990): Modern periglacial eoloan deposits and Landforms in the Søndre Strømfjord area, West Greenland, and their paleoenvironmental implications. — In: DIJKMANS, J. W. A. (1990): Aspects of geomorphology and thermoluminescence dating of coldclimate eolian sands, Diss. Rijksuniversiteit Utrecht: 67—112; Utrecht.
- ERICSON, K. I. (1987): Environment and processes of tilllike sediments at the margin of Russell's glacier, near Søndre Strømfjord, West Greenland. — Report of Kvastärgeologiska Institutionen, 9: 1—40; Stockholm.
- FUNK, H. (1988): Erläuterungen zur geologisch-morphologischen Karte und zur pflanzensoziologischen Karte M 1:20000 des Gebietes östlich von Søndre Strømfjord, Westgrönland, und geologische und sedimentologische Untersuchungen auf der Sanderfläche im Vorfeld des Russell-Gletschers, West-Grönland. — Dipl.-Arb. TU München: 194 p.; Garching (unveröff.).
- GEODAETISK INSTITUT (1977): Topografisk kort over Grønland 1:250000, 66 V. 2 Søndre Strømfjord Øst; Kopenhagen.
- GOLDTHWAIT, R. P. (1951): Development of End Moraines in East-Central Baffin Island. — Jour. Geol., 59: (6): 567—577; Chicago.
- GRIPP, K. (1979): Glazigene Press-Schuppen, frontal und lateral. — In: SCHLÜCHTER, C. (Ed.) (1979): Moraines and Varves: 157—166; Rotterdam (Balkema).

- GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE (1971): Geologisk Kort over Grønland, Søndre Strømfjord – Núgssuaq, 1:5000000; Kopenhagen.
- (1974): Kvartaergeologisk Kort over Grønland, Søndre Strømfjord — Nûgssuaq, 1:500 000; Kopenhagen.
- HANSEN, K. (1970): Geological and Geographical Investigations in Kong Frederik IX'Land. — Meddr Grønland, 188 (4), 78 p.; Kopenhagen.
- HOBBS, W. (1931): Loess, Pebble Beds and Boulders from Glacial Outwash of the Greenland Continental Glacier.
 In: KING, C. A. M., (Ed.) (1976): Periglacial Processes, Benchmark Papers in Geology, 27: 372-376; Stroudsburg (Dowden, Hutchingson & Ross).
- KNIGHT, P. G. (1987): The origin of debris in large moraine ridges in Western Greenland (abstr.). — In: 12th Congress of the International Union for the Quaternary Research, programme and abstracts: 102; Ottawa.
- (1989): Stacking of basal debris layers without bulk freezing-on, isotopic evidence from West Greenland.
 Journal of Glaciology, 35 (120): 214-216; London.
- KNIGHT, P., RUSSELL, A. & FRIEZ, J. (1986): Preliminary Report on Greenland Expedition UG/51/86 Søndre Strømfjord, Autumn 1986. – Aberdeen (unveröff.).
- MINISTERIET FOR GRØNLAND ed. (1980): Holsteinsborg, Sisimiut kommune, natur- og kulturforhold. — 88 p.; Kopenhagen.
- RABASSA, S. R. & SUÄREZ, J. (1979): Rate of formation and sedimentology of (1976–1978) push-moraines, Trias Glacier, Mount Tronador (11° 10'S; 71° 53'W), Argentina. — In: SCHLÜCHTER, CH. ed. (1979): Moraines and Varves; 65–79; Rotterdam (Balkema).
- SCHOLZ, H. (1984): Westgrönland ein lebendiges Modell für die Eiszeit im Alpenvorland. — Natur u. Museum, 114 (4): 89—103; Frankfurt a. M.
- (1986): Das Allgäu im Hochglazial Grönland heute: ein Vergleich. — Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben, 90 (1): 1—26; Augsburg.
- GILCK, H. & GROTTENTHALER, W. (1987): Beiträge zur Geologie und Botanik der eisrandnahen Gebiete in der Umgebung des Ørkendals westlich von Søndre Strømfjord (Westgrönland). – DFG-Abschlußbericht II C 6 – Scho 277/2-1: 88 p.; Garching (unveröff.).
- & GROTTENTHALER, W. (1988): Beiträge zur jungholozänen Deglaziationsgeschichte Westgrönlands. – Polarforschung, 58 (1): 25–40; Münster.

- SCHREINER, B. (1988): Geologische, botanische und sedimentologische Untersuchungen am Rande des Inlandeises östlich von Søndre Strømfjord, Westgrönland. — Dipl.-Arb. TU München: 157 p.; Garching (unveröff.).
- SEDIMENTARY PETROLOGY SEMINAR (1965): Gravel fabric in Wolf Run. — Sedimentology, 4: 273—283; Amsterdam.
- SHAW, J. (1985): Subglacial and Ice Marginal Environments. — In: ASHLEY, G. M., SHAW, J. & SMITH, N. D. ed. (1985), Glacial Sedimentary Environments, SEPM Short Course, 16: 7—76; Tulsa.
- SOMMERHOFF, G. (1979): Submarine glazial übertiefte Täler vor Südgrönland. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 29: 201—213; Hannover.
- (1983): Untersuchungen zur Geomorphologie des Meeresbodens in der Labrador- und Irmingersee.
 Münchner Geogr. Abh., 28, 86 p.; München.
- STÄBLEIN, G. (1975): Eisrandlagen und Küstenentwicklung in Westgrönland. — Polarforschung, 45 (2): 71—86; Münster.
- SUGDEN, D. E., CLAPPERTON, C. M. & KNIGHT, P. G. (1985): A Jökulhlaup near Søndre Strømfjord, West Greenland, and some effects on the Ice sheet Margin. — Journal of Glaciology, 31 (109): 366—368; London.
- —, KNIGHT, P. G., LIVESEY, N., LORRAIN, R. D., SOUCHEZ, R. A., TISON, J.-L. & JOUZEL, J. (1987): Evidence of two zones of debris entrainment beneeth the Greenland ice sheet. — Nature, 328: 238—241; London.
- SUKKERTOPPEN KOMMUNE (Ed.) (1982): Manîtsoq-Sukkertoppen, 1782—1982. — 234 p.; Maniitsoq.
- TEN BRINK, N. W. (1975): Holocene history of the Greenland ice sheet based on radiocarbondated moraines in 'West Greenland. — Meddr Grønland, 201 (4): 9—28; Kopenhagen.
- WEIDICK, A. (1963): Some Glacial Features at the Inland Ice Margin South of Søndre Strømfjord. — Mddr dansk geol. Foren., 15: 189—199; Kopenhagen.
- (1968): Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland. — Meddr Grønland, 165 (6), 202 p.; Kopenhagen.
- (1988): Gletschere in Sydgrønland, 2, 80 p.; Kopenhagen (GGU).

Manuskript eingegangen am 24. 7. 1990

Tafel 1

- Fig. 1: Vorrückender Eisrand am Qingartaq, Blick nach S. Der Bohrstock in der Mitte des Bildes ist 70 cm lang. Das Eis rückt so rasch vor, daß die oberen Bodenschichten mit der Vegetation abgeschoben und aufgestaucht werden.
- Fig. 2: Vegetationswalzen vor dem vorrückenden Eisrand am Qingartaq, Detail von Fig. 1. Der Eisrand ist links außerhalb des Bildes zu denken. Der Bohrstock am unteren Rand des Bildes ist 70 cm lang. Wie ein Teppich wird die Vegetation in Walzen aufgerollt. Die Vegetationswalzen weisen radiale Risse auf.
- Fig. 3: Eisfront mit Schuttfuß am "Umimmalissuup Kunungua", Blick nach NE. Die Höhe der Eisfront beträgt etwa 40 m. Mäßig verschmutztes Eis liegt über einem unteren, stark verschmutzten, mit Geschieben durchsetzten Eisstockwerk. An der Grenze zwischen beiden sind kräftige Wasseraustritte zu sehen. Der tiefere Teil der Eisfront ist von Schutt verhüllt, der ständig von Schmelzwässern durchspült wird.
- Fig. 4: Nackte Eisfront am Sander des Ørkendals, Blick nach E. Die größten Blöcke auf der Sanderfläche haben ca. 50 cm Durchmesser. Die senkrechte Eiswand ist etwa 15 m hoch.



Geomorphologic and Lithologic Evidence for an expanded Mountain Ice Sheet on Mount Kenya during the Early Quaternary

WILLIAM C. MAHANEY *)

Early Pleistocene, pre-Brunhes period, glacial landforms, glacial sequence, paleoclimatic studies, geomorphologic studies

Africa — Mount Kenya

Abstract: The analysis and interpretation of pre-Brunhes (> .73 — .79 my) glacial landforms in the Nithi River Basin, on the eastern flank of Mount Kenya, provide evidence for the dynamics of early Quaternary ice. The glacial sequence is composed of multiple sequences of ground and end moraines with associated crevasse fillings, outwash and aeolian deposits, and thin deposits of waterlain tills. These landform morphosequences represent two distinct glaciations with the older (Gorges Glaciation) being more extensive than the younger (Lake Ellis Glaciation). The Gorges Glaciation began with deposition of waterlain till on weathered tuff followed by deposition of end, hummocky-end and ground moraines, crevasse fillings, and aeolian deposits. The Lake Ellis Glaciation began with deposition of end and ground moraines and outwash deposits on weathered tuff, followed by emplacement of aeolian sediments.

Paleoclimatic and glacial geomorphologic inferences can be drawn after studying the sediments, degree of weathering, and landform relationship. Waterlain till near the margin of the Gorges Glaciation appears to be derived from subglacial deposition of sediment in an aquatic environment. The overlying till appears to be basal till. Hummocky end moraines represent ice stagnation during a later stage of the Gorges Glaciation that led to emplacement of meltout debris and some lodgement till. Crevasse fillings near these hummocky-end moraines indicate static ice margins that eventually wasted away at the end of the Gorges Glaciation. A somewhat similar morphosequence, emplaced during the Lake Ellis Glaciation, began with the construction of prominent end and ground moraines, followed by deposition of outwash bodies. No crevasse fillings or hummocky moraines were observed associated with this younger set of glacial landforms.

[Geomorphologische und lithologische Belege für eine ausgedehnte altquartäre Vereisung des Mont Kenya]

Kurzfassung: Die Analyse und Interpretation glazialer Formen der Prä-Brunhes Periode (> 0,73-0,79 my) im Einzugsgebiet des Flusses Nithi an der Ostflanke des Mount Kenya läßt typische Merkmale der Dynamik altquartärer Vereisungen erkennen. Die glaziale Serie setzt sich aus mehreren Folgen von Grund- und Endmoränen, subglazialen Füllungen von Gletscherspalten, Schmelzwasserablagerungen und äolischen Sedimenten zusammen. Hinzu kommen geringmächtige Lagen subaquatisch abgelagerten Moränenmaterials.

Die Formensequenz repräsentiert zwei ausgeprägte Vereisungsphasen, von denen die ältere (Gorges Vereisung) eine größere Ausdehung erreicht als die jüngere (Lake Ellis Vereisung). Die Gorges Vereisung begann mit der Ablagerung von Moränenmaterial unter Wasser über verwitterten Tuffen gefolgt von kuppiger Endmoräne, subglazialen Spaltenfüllungen und äolischen Ablagerungen. Zu Beginn der Lake Ellis Vereisung wurde End- und Grundmoränenmaterial sowie Schmelzwasserablagerungen über verwitterten Tuffen sedimentiert. Danach wurden äolische Sedimente gebildet.

Die paläoklimatischen und glazialmorphologischen Wechselwirkungen können durch die Untersuchung der Sedimente und deren Verwitterungsgrad sowie der speziellen Formen ermittelt werden. Nahe dem Eisrand der Gorges Vereisung wurde Material in einem aquatischen, subglazialen Milieu abgelagert. Die überdeckende Moräne kann als basaler Geschiebelehm angesehen werden. Kuppige Endmoränen repräsentieren eine spätere Phase der Stagnation des Eises während dieser Periode, an deren Ende es schließlich zur Ablagerung von Abtaumoränen und geringmächtigem Geschiebelehm kam. Subglaziale Spaltenfüllungen in der Nachbarschaft der kuppigen Endmoräne geben Hinweise auf einen statischen Eisrand am Ende der Gorges Vereisung.

^{*)} Address of the author: Prof. W. C. MAHANEY, Dep. of Geography, Atkinson, College, York University, 4700 Kelle Street, North York, Ontario, Canada M3J 1P3.

Eine in mancherlei Hinsicht ähnliche Formenvergesellschaftung der Lake Ellis Vereisung setzte mit der Entstehung von markanten End- und Grundmoränenkörpern ein. Ihnen folgte die Überdeckung durch Schmelzwasserablagerungen. Aus subglazialen Spaltenfüllungen hervorgegangene Formen und kuppige Moränen konnten für die jüngere Vereisung nicht beobachtet werden.

1 Introduction

Mount Kenya (Fig. 1) is the second highest (5199 m) mountain in East and Central Africa. Only Kilimanjaro is higher and both were glaciated extensively during the Quaternary. Because Mount Kenya is older (age of the volcanic plug rock = 2.6 m.y.; EVERDEN and CURTIS, 1965) than Kilimanjaro one might expect to find the oldest moraines around the margin of glaciation in the lower valleys. Early investigations of the glacial geology of Mount Kenya were carried out by GREGORY (1894, 1900) and NILSSON (1931, 1935). Both reported "older" till at 2990 m in Teleki Valley on the western side of the mountain (for a review see: VORTISCH, MAHANEY and FECHER, 1987). NILSSON also postulated the presence of "older moraine" below the Gates at \sim 3100 m (Fig. 1) on the eastern flank of the mountain. Later BAKER (1967) noted the presence of "older" drift in Gorges Valley at ~ 3300 m. MAHANEY (1979, 1982) subdivided this "older" till into two tills (Teleki and pre-Teleki till, see BAREN-DREGT and MAHANEY, 1988) both of which predate the last glaciation. Both tills have normal magnetic polarity and are presumably younger than 730,000 yr. (MAHANEY, BARENDREGT & VORTISCH, 1989). Pre-Teleki Till was renamed N a r o M o r u T i 1 1 by MAHANEY, BARENDREGT & VORTISCH (1989).

Between 2850 m and 3150 m in Gorges Valley, on the eastern flank Mount Kenya, a sequence of moraines (Fig. 1) and related sluiceways provide evidence for earlier glaciations as old as the Olduvai subchron (1.67-1.87 my) (MAHANEY, BARENDREGT & VORTISCH, 1989). In this paper the geomorphological evidence for these older glaciations-Gorges (older) and Lake Ellis (younger) — is described and discussed along with paleoclimatic/environmental interpretations.

2 Methods

Landforms were mapped from, 1:50000 stereo pairs (RAF photography 1947, 1963) and LANDSAT imagery (Fig. 1). Paleosol decriptions are based on criteria established by the SOIL SURVEY STAFF (1951, 1975) and BIRKELAND (1984). Weathering rinds were meas-



Fig. 1: Map of moraine limits, drainages and topographic features referred to in the text.



Fig.2: Landform profile showing morphosequences of deposits emplaced during Gorges and Lake Ellis glaciations. Glaciers moved from west to east; largest expanded mountain ice sheet occurred during the earlier Gorges Glaciation.



Fig. 3: Hummocky moraine deposited during the Gorges Glaciation (1.67 - 1.87 my) in Gorges Valley.



Fig. 4: Left lateral moraine (far right, background) emplaced during the Gorges Glaciation in Gorges Valley. Ridge of Lake Ellis drift (left of center), alluvium of postglacial period covering older outwash of Liki, Teleki and Lake Ellis ages, and proximal slope of the Gorges Moraine complex (foreground, left and right).

ured using guidelines established by MAHANEY et al. (1984). Paleomagnetic samples were collected following standard procedures as discussed by BARENDREGT (in MAHANEY et al. 1984) and by BARENDREGT & MAHANEY, 1988).

3 Landforms

The major glacial landforms (Fig. 1) consisting of meltwater channels, complex end moraine underlain with waterlain till, end moraines, ground moraines, hummocky moraines, crevasse fillings, and outwash plains were not described by previous workers on Mount Kenya (NILSSON, 1935; BAKER, 1967; HASTEN-RATH, 1984). T. J. CHARSLEY (personal communication, 1984) first recognized extensive moraines as low as 2850 m on the eastern flank of the mountain, which were subsequently investigated by MAHANEY in 1984, 1986, 1987. 1987, 1990. This led to the identification of morphostratigraphic units for two of the oldest glaciations — Gorges and Lake Ellis — on Mount Kenya. These units comprise a sequence of well-preserved deposits as shown in Figs. 2 through 5.

3.1 End Moraines

End moraine complexes consist of one or two ridge systems, usually abutting outwash fan deposits that are difficult to map from air photographs and satellite imagery. These moraine complexes are 100 to 200 m in width and 3 to 4 km in length, standing only a few meters higher than surrounding ground moraine. All the end moraines are covered with thin veneers of aeolian sediment. Individual deposits of Gorges Till commonly contain two lodgement tills separated by loess, overlying waterlain till. These tills record at least two and possibly three advances of Gorges ice during the Olduvai subchron between 1.7 and 1.9 my ago (MAHANEY, BARENDREGT & VORTISCH, 1989). Because the lower beds in the outer Gorges moraine were deposited subaqueously along most of the length of the moraine, it is possible to make only limited inferences regarding ice dynamics and paleoclimate.



Fig. 5: Meltwater sluiceway in front of Gorges-age end moraine in Gorges Valley; left, distal moraine slope; right outcrops of tuff of the Mt. Kenya volcanic suite (early Quaternary).

4 Sediments

4.1 Subaquatic Sediments

Below the Gorges Glaciation lodgement tills, deposited by ice moving from west to east in lower Gorges Valley, waterlain till has been observed at four locations (Figs. 2 and 8). All sediments in this sequence exhibit horizontal bedding, lack appreciable deformation (minor deformation is visible), and have sharp and abrupt upper contacts with overlying lodgement till (details of the stratigraphy in Fig. 8). These sediments were deposited as poorly sorted beds about 2-4 cm in thickness that remain remarkably consistent with respect to particle size distributions from top to bottom. No subaquatic mass wasting or diamicton structures were observed, so it is possible to rule out episodic gravity flow deposition for these sediments (such as described by EVENSON et al. 1977).

Subaquatic deposition of these sediments may have occurred under thin mountain ice actively receding

behind bedrock bars above the Nithi River outlet. Because the underlying weathered tuffs were preserved it is logical to assume that ice action was weak. and that sediment was being deposited subaqueously beneath floating ice, perhaps in shallow water dammed by ice in the meltwater channels leading into the Nithi River or in the main Nithi Valley itself. Because this sediment contains pebbles that could be considered dropstones, I measured the orientation of 50 clasts. The resulting fabric gave a bimodal distribution with stones oriented mainly toward 070° and 105° (nine samples gave spurious readings). The presence of a glacial fabric and minor deformation of beds in these sediments favor a glacial rather than a glaciolacustrine origin. However, additional data is needed to rule out the latter hypothesis. This type of sediment is only observed in the outer Gorges moraines and may be linked possibly to catastrophic ice surges followed by rapid melting or to sudden paleoclimatic warming followed by rapid deposition of till.

4.2 Ground Moraines

Behind prominent end moraine complexes and beneath outwash and aeolian cover sediments, are numerous areas of ground moraine. In general, they are nearly flat topped and irregularly distributed in the landscape. Some are overlain with crevasse fillings that have been described as man-made mounds (see MAHANEY et al. 1986, for discussion). A number of exposures displayed irregular sequences of lodgement till with thin, sandy diamictons. Some may consist of crevasse fills or subglacial cavity collapse features, but most were probably formed prior to deposition of the hummocky-end moraine complexes. Deposition occurred on level or slightly sloping topography, presumably under thick ice with relatively high subglacial water pressures.

4.3 Hummocky Moraine

Broad hummocky moraine occurs less than 1.0 km behind the outer Gorges end moraine complex (Fig. 2). Several asymmetrically shaped hills separate depressions filled with assorted till, fine laminated stratified drift, and ponded sediments. The hummocky end moraines (Fig. 1) lie on the margin of a bedrock bar which was eroded by meltwaters issuing from both Gorges and Lake Ellis ice. This geomorphic setting may have resulted from thick and active ice during the third Gorges advance, which led to eventual thinning followed by stagnation and sedimentation of a range of clast sizes (e.g. from boulders to clay). These later advances emplaced deposits that are clearly different from the waterlain till in the outer end moraine complex, and possibly indicative of debris-covered ice (LAWSON 1981). Because the hummocky moraine belt is composed of thick drift (~ 30 m), deposition probably occurred under active and thick ice conditions, followed by rapid stagnation and ice thinning that led to emplacement of numerous crevasse fillings.

4.4 Lateral Moraines

Lateral moraine complexes, easily identifiable on air photographs and LANDSAT imagery, define the outer margin of Gorges ice when the expanded mountain ice sheet occupied almost all of Gorges Valley and one unnamed tributary drainage to the north (Fig. 1). These moraines have steeper slopes and sharper crests compared with the end moraine complexes; they are 5-7 km in length, 50 to 150 m wide and up to 25 m high. Commonly they have single crests and together they account for a greater amount of sediment accumulation when compared with the end and ground moraine complexes.

4.5 Crevasse Fillings

Behind and around the hummocky belt an irregular distribution of conical mounds consisting of till and stratified sediments were interpreted to be crevasse fillings. Originally interpreted as man-made mounds (ZEUNER 1948) these deposits appear related to thinning and eventual breakup of the expanded mountain ice sheet following the third advance of ice during the Gorges Glaciation.

4.6 Outwash

Between the hummocky moraine belt of the Gorges Glaciation and the end moraines of Lake Ellis age (Fig. 2) a system of outwash deposits, built by streams flowing from active ice to the west, forms prominent terraces and fans in the landscape. While some of this outwash could have been deposited following the Gorges Glaciation, the major proportion appears to belong to the younger Lake Ellis Glaciation. Unlike the older Gorges Glaciation which left much of the underlying weathered bedrock intact, younger outwash of Lake Ellis age is found commonly in thin bodies (2-4 m thick) over scoured and fresh bedrock surfaces.

4.7 Aeolian Sediments

Wind blown sediments cap much of the outwash and till deposits (ZEUNER 1949), and in some cases (mainly around the margin of glaciation) even separate buried till sheets (e.g. Section GOR68, Fig. 8). As in other drainage basins around Mount Kenya aeolian sediments are high in quartz and low in ferromagnetic minerals when compared with tills (MAHANEY 1982; VORTISCH, MAHANEY & FECHER 1987). Many of these aeolian deposits are thin (~ 0.5 m) and almost all are weathered forming A or Ab horizons in paleosol sequences. Many contain histic or mollic epipedons (SOIL SURVEY STAFF, 1975) of considerable thickness that were formed under Afroalpine biotic elements during deteriorating climate when major vegetation belts occurred further down the mountain, a distance of at least 600 m (MAHANEY, HARMSEN & SPENCE 1991).

5 Weathering

Weathering features on surface stones are only of limited use in distinguishing between Gorges and Lake Ellis deposits. This is partly the result of the location of deposits under different vegetation belts — Gorges moraines are situated under Hagenia woodland at present, whereas Lake Ellis drifts are under ericaceous vegetation (Fig. 1). Also several weeks of



Fig. 6: Weathering rinds from outer Gorges end moraine, Nithi River Basin, Mount Kenya; R — rind (rock surface weathered to clay and Fe oxides).

observations in 1983/84, 1986 and 1987 showed that advection currents tend to force air masses upward to \sim 3000 m bringing rain to approximately the same elevation. Above \sim 3000 m climate is noticeably drier — the boundary coincides with Gorges and Lake Ellis deposits. Hence, stones on Gorges deposits are not only in a wetter microclimate, they are also older and have been exposed to subaerial weathering for a longer period of time. The result is that clasts on Gorges deposits (Fig. 6) have weathered to produce thick (20 to 30 mm) clay and oxide-rich rinds. Stones on Lake Ellis drifts are somewhat fresher, although they can be split easily with a hammer.

6 Stratigraphy

The Gorges and Lake Ellis glaciations on Mount Kenya occurred prior to the Matuyama/Brunhes boundary (> .73 - .79 my) (Fig. 7), and spread to 2850 m on the eastern side of the mountain. Deposits emplaced during the earliest phase of the Gorges Glaciation (Fig. 8A) generally have normal magnetism with r eversed overprints suggesting the tills were emplaced during the Olduvai subchron (see MAHANEY, BARENDREGT & VORTISCH 1989, for discussion). Tills emplaced during the later phase of the Gorges Glaciation (Fig. 8B) have strongly reversed



Fig. 7: Early to Middle Pleistocene stratigraphy of Mount Kenya, East Africa.
remanent magnetism, which would indicate an age possibly in the middle of the Matuyama Chron. Younger drifts and outwash of Lake Ellis age (Fig. 8C) give strongly reversed remanent magnetism suggesting possibly an upper Matuyama age, presumably closer to the Matuyama / Brunhes boundary (Fig. 7). The Jaramillo subchron, although of limited duration, has never been identified in any of the paleomagnetic samples collected on Mount Kenya (R. W. BAREND-REGT, personal communication, 1987).



Clast composition in both the Gorges and Lake Ellis deposits consists entirely of basalt with minor amounts of kenyte (glassy phonolite) appearing in the younger suite of samples. This suggests that during the Gorges Glaciation ice was eroding only roof rocks of basalt which still covered the volcanic plug of the mountain. During the ensuing Lake Ellis Glaciation glaciers were still excavating mainly basalts, but to a depth where they could also reach some exposed kenyte (commonly outcrops today at ~ 4600 m). The data presented by MAHANEY, BARENDREGT & VORTISCH (1989) indicate that it took nearly 1.0 million years to remove most of the roof rock complex; subsequent removal of plug rock and formation of existing cirques in the Central Peaks area took about three quarters of a million years (for details on the erosion history see MAHANEY, HARMSEN & SPENCE 1991).

7 Conclusions

This investigation of previously undescribed glacial landforms has led to a sequential arrangement of end moraines (with or without waterlain till), ground moraine, hummocky-end moraines (with crevasse fillings in the older group) and outwash that form distinctive morphosequences related to the earliest cycles of glaciation on Mount Kenya. Each morphosequence can be interpreted with respect to glacier dynamics and paleoclimate that provide important information about paleoenvironmental reconstruction in the tropical Afroalpine. The landform morphosequence is considered to represent the following glacial sequence: (a) thin ice flow depositing waterlain till in the outer Gorges end moraine complex; (b) somewhat more aggressive ice conditions leading to deposition of two tills separated by aeolian sediments; (c) deposition of hummocky-end moraines during an interval when ice appears to have been capable of moving considerable debris followed by stagnation and development of numerous crevasse fillings; and (d) development of an end moraine sequence in Lake Ellis time accompanied by emplacement of significant ground moraine and outwash bodies. The Lake Ellis Glaciation appears to have resulted from the simple forcing of a deterioriating paleoclimate, whereas the earlier Gorges Glaciation left a multitude of different landforms with important paleoenvironmental ramifications.

8 Acknowledgments

This research was partially supported by grant A 9021 of the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada. STEVE HICOCK and ALEKSIS DREIMANIS (University of Western Ontario) critically reviewed the manuscript. The abstract was translated into German by WOLFGANG ANDRES (Philipps Universität, Marburg, F.R.G.). Samples were analyzed in the Geomorphology and Pedology Laboratory in Atkinson College at York University with assistance of DAVID HINBEST. Field work was carried out with the permission of the Office of the President, Republic of Kenya. JANET ALLIN drafted the illustrations.



9 References

- BAKER, B. H. (1967): Geology of the Mount Kenya Area. — Rept. No. 79: 78 p.; (geological Survey of Kenya).
- BARENDREGT, R. W. (1984): Using paleomagnetic remanence and magnetic susceptibility data for the differentiation, relative correlation and absolute dating of Quaternary sediments. — In: W. C. MAHANEY (Editor), Quaternary Dating Methods: 101—122; Amsterdam (Elsevier).
- & MAHANEY, W. C. (1988): Paleomagnetism of selected Quaternary sediments on Mount Kenya, East Africa: a reconnaissance study. — J. African Earth Sciences, 7 (1): 219—225; Oxford, Frankfurt/M.
- BIRKELAND, P. W. (1984): Soils and Geomorphology. 372 p.; Oxford, N.Y. (Oxford Press).
- EVENSON, E. B., DREIMANIS, A. & NEWSOME, H. (1977): The subaquatic flow tills: a new interpretation for the genesis of some laminated till deposits. — Boreas, 6: 115—134; Oslo.
- EVERDEN, J. F. & CURTIS, G. H. (1965): The potassiumargon dating of late Cenozoic rocks in East Africa and Italy. — Current Anthropology, 6 (4): 343-385.
- GREGORY, J. W. (1894): The Glacial Geology of Mount Kenya. — Quart. Jour. of the Geological Society, 50: p. 515—530.
- (1900): The geology of Mount Kenya. Quart. Journ. Geol. Soc., 56: 205—222.
- HASTENRATH, S. (1984): The Glaciers of Equatorial Africa. — 353 p.; Dordrecht (Reidel).
- LAWSON, D. E. (1981): Sedimentological characteristics and classification of depositional processes and deposits in the glacial environment. — U.S. Army Corps. of Engineers, CRREL Report: 81—27; Hannover, N.H.
- MAHANEY, W. C. (1979): Reconnaissance Quaternary stratigraphy of Mount Kenya, East Africa. — In: E. M. VAN ZINDEREN BAKKER & J. A. COETZEE (Editors), Palaeoecology of Africa, 10: 163—170; Rotterdam, Balkema.
- (1990): Ice on the Equator, Sister Bay, Wisc., W^m Caxton Ltd., 386 p.

- MAHANEY, W., BARENDREGT, R. W., CHURCHER, C. S. & SPENCE, J. (1985): Gorges Valley rock shelters, Mount Kenya Afroalpine area, East Africa. — Nyame Akuna, 26: 21-25.
- —, & VORTISCH, W. B. (1989): Quaternary glaciations and paleoclimate of Mount Kenya, East Africa. — In: OERLEMANS, J.: Glacier Fluctuations and Climatic Change: 13—36; Dordrecht (Kluwer).
- HALVORSON, D., PIEGAT, J. & SANMUGADAS, K. (1984): Evaluation of dating methods used to assign ages to Quaternary deposits in the Wind River and Teton Ranges, western Wyoming. — In: W. C. MAHANEY (Editor) Quaternary Dating Methods: 355—374; Amsterdam (Elsevier).
- —, HARMSEN, R. & SPENCE, J. R. (1991): Glacial-interglacial cycles and development of the Afroalpine ecosystem on East African mountains. — J. African Earth Sciences, 12: 505—512.
- NILSSON, E. (1931): Quaternary glaciation and pluvial lakes in Bristish East Africa and Abyssinia. — Geog. Annaler, 13: 241—348.
- (1935): Traces of ancient changes of climate in East Africa. — Geog. Annaler, 12: 1-21.
- SOIL SURVEY STAFF (1951): Soil Survey Manual. Washington, D.C. (U.S. Government Printing Office).
- (1975): Soil Taxonomy. Agriculture Handbook: 436 p.; Washington (U.S.D.A.).
- VORTISCH, W. B., MAHANEY, W. C. & FECHER, K. (1987): Lithology and weathering in a paleosol sequence on Mount Kenya, East Africa. — Geologica et Paleontologica, 21: 245—255; Marburg/Lahn.
- ZEUNER, F. E. (1948): Climate and early man in Kenya. — Man, 48: 13—16.
- (1949): Frost soils on Mount Kenya and the relation of frost soils to aeolian deposits. — J. Soil Science, 1: 20—30; Oxford.

Manuscript accepted 20. March 1990, supplements September 1990.

Pleistozän-kaltzeitliche Vergletscherungen im Hochland von Tibet und im südafrikanischen Kapgebirge

Pleistozän-kaltzeitliche Klimadynamik und Paläogeographie in Indien und Südafrika

JOHANNES F. GELLERT *)

Pleistocene, climate dynamics, paleogeography, cold time glaciations Highland of Tibet, India, Africa, Cape Mountains of South Africa

Kurzfassung: Die neuen Entdeckungen und Befunde von KUHLE (1981-1989) über eine Inlandvereisung des Hochlandes von Tibet (Xizang) und von BORCHERT & SÄNGER (1981) und SÄNGER (1988) über eine pleistozän-kaltzeitliche Vergletscherung in den westlichen Kap-Ketten Südafrikas erlauben Folgerungen bzw. Erklärungen für die paläogeographischen Verhältnisse der damaligen Zeit in Indien und im südlichen Afrika. So kann über dem pleistozän-kaltzeitlichen Hochland von Tibet kein Hitze-Tief, wie es heute die Monsunzirkulation auslöst, bestanden und Indien keine sommerlichen Monsunregen wie heute erhalten haben. Damit findet das durch geologische Befunde in vielen Teilen Indiens belegte pleitozän-kaltzeitliche Trockenklima seine begründende Erklärung. Anstelle der aus südlichen Richtungen wehenden, niederschlagsbringenden Monsunwinde wehten damals ganzjährig, wie heute im Winter, über ganz Indien östliche Passatwinde anstelle der heutigen äquatorialen Westwinde als Herkunft des indischen Monsuns.

Die Vergletscherung in den westlichen Kap-Ketten Südafrikas bestätigt die Vorstellungen einer äquatorwärts gerichteten Verlagerung der Klima- und Landschaftszonen im südlichen Afrika und die Einbeziehung der Südspitze dieses Kontinentes in die Zone der planetarischen Westwinde der Südhemisphäre mit ihren ganzjährigen Niederschlägen unter der erdweit verbreiteten Abkühlung der Atmosphäre der pleistozänen Kaltzeiten.

[Pleistocene cold time glaciations in the Highland of Tibet and in the Cape Mountains of South Africa consequences of new discoveries to pleistocene cold time climate dynamic and paleogeography in India and Africa]

Abstract: The new discoveries and surveys from KUHLE (1981-1989) of an inland glaciation of the Highland of Tibet (Xizang) and from BORCHERT & SÄNGER (1981) and SÄNGER (1988) of a pleistocene cold time glaciation in the west Cape Mts in South Africa permit consequences respectively explanations of the paleogeographical situations of that time in India and in southern Africa. An atmospheric

depression by heat over the Highland of Tibet in present effecting the monsoon circulation was not possible at that time and also the summer monsoon predipitations over India in present. With that the geological surveys of a pleistocene cold time arid climate in India is confirmed theoretically. Instead of the monsoon wind from southern directions with it precipitation in that time eastern passate winds blow all the year over India and, instead of the offshore blowing equatorial west winds now, over the north Eastafrica.

The pleistocene cold time glaciation in the west Cape Mts. of South Africa confirm the conceptions otherwise founded of a northern sliding of the climate and landscape zones in the southern Africa and include of the Cape Region in the zone of the planetaric west winds of the southern hemisphere with its precipitations all the year in the cooling of the Earth atmosphere in pleistocene cold times.

1. Einführung

Die neuen Entdeckungen und Befunde von KUHLE (1981–1989) über die Inlandvereisung des Hochlandes von Tibet (Xizang-Qinghai) und von BORCHERT und SÄNGER (BORCHERT & SÄNGER 1981; SÄNGER 1988) über eine pleitozän-kaltzeitliche Vergletscherung der Kap-Ketten im südlichen Afrika sind bemerkenswerte und regional sowie global bedeutsame Erweiterungen unserer Kenntnisse über das pleitozänkaltzeitliche Erdbild einschließlich des Klimas und der atmosphärischen Dynamik jener Zeit. Sie erlauben Folgerungen bzw. Erklärungen für die paläogeographischen Verhältnisse der damaligen Zeit in Indien und im südlichen Afrika.

2. Die Inlandvereisung des Hochlandes von Tibet (Xizang)

Auf Grund seiner Studien im damals russischen Mittelasien stellte MACHATSCHEK (1913) die seitdem

^{*)} Anschrift des Verfassers: Prof. em. Dr. habil. JOHANNES F. GELLERT, Helene-Lange-Straße 8, O-1560 Potsdam.

anerkannte Behauptung auf, daß die Depression der letzteiszeitlichen Schneegrenze in den heutigen (der Verf.) Trockengebieten Innerasiens, insbesondere im Hochland von Tibet und Pamir, unter einem nur geringen Schneefall wesentlich geringer gewesen sei als in den niederschlagsreichen Randgebirgen insbesondere des Hochlandes von Tibet. In diesem Sinne wurde von den Autoren allgemein für das Hochland von Tibet eine nur geringe, um etwa 200-300 m in W-Tibet und um etwa 700-800 m in E-Tibet bezifferte Schneegrenzdepression (WISSMANN 1959) angenommen gegenüber einer heutigen Schneegrenzlage, die nach neueren chinesischen Angaben in Höhen von weit über 6200 m im W und um etwa 5500 m im E des genannten Hochlandes liegt. Das bedeutet, daß die Hochflächen Tibets in einer durchschnittlichen Höhenlage um 4500-5500 m ü.d.M., über die mehrere Gebirgszüge weit über 6500 m ü.d.M. aufragen, weit unterhalb dieser kaltzeitlichen Schneegrenze verblieben. Sie mußten daher eisfrei gewesen sein und, wie FRENZEL (1968) und andere angeben, und den Charakter einer tundraähnlichen Kältesteppe bzw. Kältewüste über einem ausgedehnten Dauerfrostboden (Permafrost) besessen haben. Unsortierte Block-Lehmmassen wurden deshalb als "Pseudomoränen" angesprochen und auf periglaziäre Massenbewegungen zurückgeführt.

Aufgrund mehrjähriger, eingehender geologisch-geomorphologischer Forschungen in Hochasien zwischen dem Karakorum im W. dem Himalaya im S und den Qilianshan in der chinesischen Provinz Qinghai im NE konnte in neuerer Zeit KUHLE (1981) in Zusammenarbeit mit westdeutschen und chinesischen Mitarbeitern nachweisen, daß das Hochland von Tibet während der pleistozänen Kaltzeiten, zumindest der letzten, die bekanntlich nicht die stärkste war, von einer mächtigen Hochlands- (Inland-) Eisdecke überdeckt war. Als Belege hierfür führt KUHLE (1981) teilweise durch den Dauerfrost zersprengte Gletscherschliffe, Schliffkehlen weit unterhalb der Kare und Trogtäler der die Hochflächen Tibets überragenden Gebirge, Rundhöckerberge über den Hochflächen, die fingerförmige Gestalt und Übertiefung einer Reihe tibetanischer Hochlandseen, Blocklehme nach Art uns bekannter Geschiebelehme sowie Moränenhügel, an deren Rücken sich anderwärts weite glazifluviale Schwemmkegel (Bortensander) anschließen, die bislang als isolierte Schuttfächer angesehen wurden, und ferner in weiter Verbreitung ortsfremdes (erratisches) Gesteinsmaterial auf den Hochflächen an. Dieses anhand der Schliffgrenzen 700-1200 m, nach neueren Publikationen (KUHLE 1989) bis zu 2000 m mächtige tibetanische Hochlandeis expandierte in Form großer Abflußgletscher durch die Hochgebirge im S und NE des Hochlandes von Tibet bis auf etwa 1100-1200 m bzw. 2580-2800 m ü.d.M. Mit rd. 2–2,4 Mill km² hatte es eine größere Ausdehnung als das grönländische Inlandeis mit mehr als 1,8 Mio. km² heute und übte in seiner subtropischen Lage einen weitreichenden regionalen und darüber hinaus globalen Einfluß auf die Klimadynamik und damit die landschaftliche Gestaltung des kaltzeitlichen Erdbildes aus.

Mit diesem Nachweis einer mächtigen Inlandvereisung des Hochlandes von Tibet gewinnt das quartärkaltzeitliche Erdbild Innerasiens einen vollkommen neuen Charakter (GELLERT 1989, 1990). Mit ihm ändern sich die physisch-geographischen Beziehungen zu den Nachbargebieten, insbesondere in klimatologischer Hinsicht. Anstatt wie heute als "Heizfläche" der über diesem liegenden Luftmassen bis in große Höhen der Atmosphäre zu wirken und durch die Bildung eines sommerlichen Boden-Tiefs und eines warem Höhen-Hochs darüber die Monsunzirkulation mit ihren starken Sommerniederschlägen über Indien auszulösen, bedingt ein Hochlandeis über Tibet, wie KUHLE anhand physikalischer Messungen über rezenten Eismassen im Himalava und anderwärts darlegt, eine um das Drei- bis Vierfache stärkere Rückstrahlung als etwa über dem kaltzeitlich vergletscherten nördlichen Europa. Die Eishaube über dem Hochland von Tibet war so, im Gegensatz zur fast kahlen Oberfläche heute, eine Abkühlungsfläche für die gesamte Atmosphäre. Es konnte dementsprechend in den pleistozänen Kaltzeiten auch nicht zur Auslösung einer der heutigen ähnlichen Monsunzirkulation und den mit ihr verbundenen starken Sommerniederschlägen über Südasien, insbesondere über Indien kommen. An ihrer Statt wurde Indien von einer weit nach S verlagerten nördlichen Passatströmung aus östlicher Richtung, wie heute im Winter, überstrichen. Demzufolge mußte es der sommerlichen starken Niederschläge, wie sie heute infolge der Monsunfähigkeit auftreten, entbehren, was ein trockenes, semiarides Klima zur Folge hatte. Die geologischen Befunde von ZEUNER (1950, 1953), auch WOLDSTEDT (1965) im Gujaret (NW-Indien) und im Narbada-Tal im östlichen Dekkan, von VERSTAPPEN (1970) im Gebiet der heutigen Wüste Thar in NW-Indien, von DE TERRA & PATTERSON (1939) im Godavari-Tal im mittleren Ost-Dekkan, von BRUNNER (1970) im Hochland von Mysore und von SEUFFERT (1973) am Fuß der West-Ghats, beide in Südindien, belegen dies. Schon 1953 schrieb ZEUNER im Zusammenhang mit seinen Befunden in NW-Indien, "klimatisch ist dieses (pleistozän-kaltzeitliche - d. Verf) Trockengebiet (im nördlichen und mittleren Dekkan - d. Verf.) der östliche Ausläufer des Sahara-Gürtels, und die geologischen Beobachtungen zeigen, daß im jüngeren Pleistozän dieses Trockengebiet wenigstens zweimal sich (in Indien - d. Verf.) weiter nach Süden erstreckte als heute (die Wüste Thar - d. Verf.)".

Zu überprüfen ist von Seiten der theoretischen Klimatologie, welche klimatische Auswirkungen der Ausfall der warmzeitlichen Monsunzirkulation zugunsten passatischer Ostwinde auf das Klima, insbesondere die Niederschlagsverhältnisse, in Ostafrika gehabt haben mag. In seinem nördlichen Teil bewirken heute ablandige und daher trockene äguatoriale Westwinde, die durch das Hitze-Tief über Tibet als Monsun über das Arabische Meer nach Indien abgelenkt werden (LAUTENBACH 1949, GELLERT 1953), ein trockeneres subarides bzw. arides Klima (Kenva, Somalia), während das südlichere Ostafrika von feuchten, niederschlagsbringenden passatischen Ostwinden der Südhemisphäre bestrichen wird. Die Behauptung einer vollen Entfaltung passatischer Ostwinde während der pleistozänen Kaltzeiten über Indien unter Ausfall eines Monsunes steht im Einklang mit der Annahme verschiedener Autoren (u. a. NICHOLSON & FLOHN 1980; LITTMANN 1987) einer Intensivierung der Passatzirkulation über Afrika. Sie steht mit dem Nachweis eines kühleren niederschlagsärmeren Klimas in den ostafrikanischen Hochgebirgen und Vulkanmassiven und ihrer Umgebung im Jungpleistozän durch PREUSS (1986) in Übereinstimmung. Auch mag die stärkere Entfaltung passatischer Ostwinde über dem nördlichen Ostafrika während der pleistozänen Kaltzeiten eine Verdrängung der feuchten äquatorialen Westwinde nach S bewirkt haben, wie es LEAKY (1936, 1938) aufgrund der Befunde an ostafrikanischen Profilen, insbesondere im Olduvai-Gebiet in Tansania, und später MAARLEVELD (1960) und BUTZER (1973) (vgl. hierzu GELLERT 1974, 1975) aufgrund von pluvialen Kies- und Schotterkörpern im östlichen Hochland von Südafrika wahrscheinlich gemacht haben.

3. Die Hochgebirgsvergletscherung der Kap-Ketten

Im Zusammenhang mit den Beobachtungen über das Auftreten und die Verbreitung von Nachtfrösten in den südafrikanischen Hochländern, bis in das Hochland von Südwestafrika (Namibia) (GELLERT 1981) und bis in die östlichen Randgebiete der Kalahari hinein nordwärts, wo der Verf. sogar einen starken Schneefall erlebte, stellt sich im Hinblick auf die erdweite Abkühlung der Atmosphäre um etwa 4 K in den tropischen Breiten und bis zu 10 K oder gar mehr in den mittleren Breiten während der quartären Kaltzeiten die Frage nach dem Auftreten von periglaziären und glazialen Strukturen in den bis über 3000 m hoch aufragenden Teilen des südöstlichen Escarpments des südafrikanischen Subkontinentes und in den weithin fast 2000 m hohen Ketten des Kapgebirges an dessen Südrand.

Abgesehen von Musterböden (Strukturböden) im südlichen Hochland von Südwestafrika (Namibia). deren Charakter noch ungeklärt ist (GELLERT 1961), beschrieben in den vergangenen Jahrzehnten mehrere Forscher (ALEXANDRE 1962: BUTZER 1973: SPARROW 1967, 1971; HAPPER 1969; LINTON 1969) periglaziare Strukturen im damaligen Basutoland (heute Lesotho) und in den Drakensbergen sowie in den östlichen und westlichen Kapketten. Echte Glazialformen (Kare) wurden von SPARROW (1967) und von LINTON (1969) in den Drakensbergen (Lesotho) in etwa 2500 m Höhe und im südwestlich hiervon liegendem Witteberg (östliches Kapland) identifiziert. Aufgrund umfangreicher Studien zur Paläogeographie Südafrikas machte eine Arbeitsgruppe um VAN ZINDERN BAKKER (1976) über ¹⁴C-Daten für Südafrika 5 Fluvialzeiten mit einem Temperaturrückgang bis zu 12 K wahrscheinlich

Diese Befunde bereicherten in neuerer Zeit BORCHERT und SÄNGER (1981) und SÄNGER (1988), wenn auch nicht unbezweifelt (HAGEDORN 1989), durch ihre Berichte und Beschreibung einer pleistozänen Vergletscherung in den westlichen Kap-Ketten, insbesondere in den im Matroosberg bis 2240 m hohen Hex-River-Mts. und anderen Bergzügen im Raume von Stellenbosch, Worcester und Ceres im E und NE von Kapstadt (Capetown, Kapstaad). Hier nutzt der Kapstädter Skiklub die jährlichen Schneefälle auf einen Plateau (Ski-Plateau) zu sportlichen Zwecken und errichtete hierzu eigens eine Schutzhütte und mehrere Skilifte. Zuweilen kommt es hier auf den hohen Berggipfeln um Stellenbosch sogar in den südhemisphärischen Sommermonaten Dezember-Januar zu Schneefällen (SÄNGER 1988). Hier und in den Hex-River-Mts sprechen die genannten Autoren mächtige Steinpackungen aus gerundeten Blöcken auf fremder Unterlage im Gegensatz zu rezenten solifluidalen Strukturen, die eingehend beschrieben werden, als Vorzeitformen einer pleistozänen Kaltzeit an und deuten große geschliffene und polierte Felswände und Felsplatten in den Matroos-Bergen als Gletscherschliffe. Zirkusartige Talanfänge oberhalb von V-förmigen fluvialen Taleinschnitten werden als Kare angesprochen. Gemeinsam mit den genannten Gletscherschliffen auf den Plateauflächen nach Art der skandinavischen Fjellregion (SÄNGER 1988) mit steil darüber aufragenden Bergspornen und Felswänden im Gipfelniveau, wie z. B. im Gebiet des sogenannten Ski-Plateaus in rd. 2000 m Höhe, sowie weitere glazial überprägte Felsformen und glazifluviale, von jüngeren semiariden, strukturell unterschiedenen Ablagerungen bzw. einzelne Moränenbildungen im Vorland sprechen nach Ansicht der genannten Autoren eindeutig für eine Gletscherbildung in den Gipfelpartien der Hex-River-Mts. und anderer Teile der westlichen Kap-Ketten.

Diese pleitozän-kaltzeitliche periglaziäre und glaziale Entwicklung in den hohen Teilen der südfrikanischen Kap-Ketten ordnet sich sinngemäß in die Vorstellungen über die kaltzeitliche, äquatorwärts gerichtete Verlagerung der Witterungs- und Landschaftsgürtel des südlichen Afrika ein, derzufolge das Kapland gegenüber heute in stärkerem Maße von niederschlagsbringenden Zyklonen der Westwindzone der südhemisphärischen Mittelbreiten betroffen wurde (GELLERT 1974). Im Rahmen dieser durch die atmosphärische Abkühlung bewirkten Verlagerung der planetarischen Windgürtel und Klimazonen dürften, wie SÄNGER (1988) des näheren zusammenfassend darlegt, antarktische Eisberge im Zuge kalter Meeresströmungen weiter nach N bis in den Seebereich des Kaplandes gedriftet sein, die kühle Benguelle-Strömung vor der Westküste des südlichen Afrika stärker entwickelt und in südafrikanischen Breiten auch kühler (um etwa 3 K) gewesen sein. Auch die warme südostafrikanische Agulhas-Strömung dürfte kühler (um etwa 5 K) und vor der südafrikanischen Ost- und Südküste weniger stark entwickelt gewesen sein, was zur Herabsetzung der Lufttemperaturen im Kapland beitrug. Maßgebende Faktoren für die Firn- und Gletscherbildung in den höheren Teilen des westlichen Kap-Ketten während der pleistozänen Kaltzeiten und die dadurch bedingte Depression der Schneegrenze auf etwa 1700 m ü.d.M. weit unterhalb der heutigen Höhe der Kap-Ketten waren nach SÄNGER (1988) vor allem die Exposition der westlichen Kap-Ketten nach SW gegen die feuchten Seewinde der südhemisphärischen Westwindzirkulation und die dadurch bedingten höheren Niederschlagserträge im südwestlichen Kapland (Tyson 1986).

Im Sinne von LOUIS (1968 bzw. LOUIS & FISCHER 1979) bewirkten alle diese Faktoren (erdweite Abkühlung der Atmosphäre, verstärkte Niederschläge infolge der sogenannten SW-Exposition) den längeren Bestand der Schneedecke und damit die Möglichkeiten ihrer Verfirnung und die Entwicklung von Gletschern. Hieraus erklärt sich eine stärkere Depression der pleistozän-kaltzeitlichen Schneegrenze im westlichen Kapland unter 33-34° südl. Breite gegenüber etwa 3000 m ü. d. M. in den südamerikanischen Anden unter gleicher Breite. Sie ähnelt jedoch derjenigen auf 1900 m ü.d.M. in den südaustralischen Alpen unter 35-39° südl. Breite und weit weniger auf Tasmanien unter 45° südl. Breite mit 1300 m im NE und 600 m ü.d.M. im SW (WOLSTEDT 1969). Die Vergletscherung der westlichen Kapketten in Südafrika ordnet sich damit den geographischen Gegebenheiten der südwärtigen Ausdehnung und Begrenzung dieser beiden Kontinente der Westhemisphäre gesetzmäßig ein. Sie erweitert und bestätigt die Vorstellungen über die äquatorwärtige Verlagerung der Witterungsund Landschaftszonen, wie sie z. B. auch aus der

Ausweitung der Wälder im östlichen Südafrika äquatorwärts sichtbar ist (HEIN 1988) (vgl. auch: GELLERT 1974, 1975).

4. Schriftenverzeichnis

- ALEXANDRE, J. (1962): Phénomenès périglacieres dans le Basutoland et le Drakensberg du Natal. — Biuletyn Periglacjalny, 11: 11—13; Lódź.
- BORCHERT, G. & SÄNGER, H. (1981): Research finding of an pleistocene glaciation of the Cape mountain ridge in South Africa. — Z. Gemorph., 25: 222—224; Berlin, Stuttgart.
- BRUNNER, H. (1970): Pleistozäne Klimaschwankungen im Bereich des östlichen Mysore-Plateaus (S-Indien). — Z. Geol., 19: 72—82; Berlin.
- BUTZER, K. W. (1973): Pleistocene "Periglacial" Phenomen in Southern Africa. — Boreas, 2: 1-11.
- FLOHN, H. (1972): Antarktis, Arktis und globale Klimaschwankungen. — Festschr. H. TOLLNER, Geogr. Inst. d. Univ. Salzburg: 27—35; Salzburg.
- (1973): Antarctis and the global cenozoic evolution: a geophysical model. — E. M. VAN ZINDERN BAKKER (Ed.): Palaeoecology of Africa and the surrounding isles, 8: 39—88; Rotterdam.
- FRENZEL, B. (1968): Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. — Ak. d. Wiss. u. d. Lit. Mainz, Erdwiss. Forschung. I: 326 S.; Wiesbaden.
- GELLERT, J. F. (1953): Der Monsun in Süd- und Ostasien. — Z. URANIA, 16: 107—112; Jena.
- (1961): Ein Musterboden auf dem Schwarzrand in Südwestafrika. — Z. Gemorph., 2: 132—137; Berlin-Nikolassee.
- (1966): Thermische Singularitäten im Spiegel der witterungsklimatischen Vorgänge im chinesischen Monsunbereich. – Z. Meteorol., 17: 362–366; Berlin.
- (1974): Pluviale und Interpluviale in Afrika. Geologisch-paläoklimatologische und paläogeographische Fakten und Probleme. — Peterm. Geogr. Mitt., 118: 103—116; Gotha.
- (1975): 100 Jahre Glazialtheorie und das quartäre Weltbild von heute. — Peterm. Geogr. Mitt., 119: 241—252; Gotha.
- (1976): Warm- und kaltzeitliche Vegetationszonen und Klimagürtel am Ostrand Asiens, in der Insulinde und Australien. – Peterm. Geogr. Mitt., 120: 295–302; Gotha.
- (1981): Nachfröste im tropischen Hochland von Namibia eine klimatologisch-geographische Skizze. —
 Wiss. Z. d. Pädagog. Hochsch. "Karl Liebknecht" Potsdam, 25: 397—405; Potsdam.
- (1989): Das pleistozän-kaltzeitliche Klima des heutigen Monsunasien – paläoklimatische Vorstellungen, geologische Befunde und klimageschichtliche Schlußfolgerungen. – Z. Meteorol., 39: 16–21; Berlin.
- (1990): Die pleitozän-kaltzeitliche Paläogeographie Indiens und des Hochlandes von Tibet. – Z. geol. Wiss., 18: 327–334; Berlin.

- HAGEDORN, J. (1989): Rezension zu H. SÄNGER, Vergletscherung der Kap-Kappen im Pleistozän. — Erdkunde, Arch. f. wiss, Geogr., 43: 304 S.; Wiesbaden.
- HARPER, G. (1969): Periglacial Evidence in Southern Africa during the Pleistocene Epoch. — E. M. VAN ZINDERN BAKKER (Ed.): Palaeoecology of Africa and the surrounding isles, 4: 71—101; Rotterdam.
- HEINE, K. (1988): Southern African paleoclimates 35-25 ka ago: A preliminary summary. - E. M. VAN ZINDERN BAKKER (ed.): Palaeoecology of Africa and the surrounding Isles, 19: 305-315; Rotterdam.
- KUHLE, M. (1981): Was spricht f
 ür eine pleistoz
 äne Inlandvereisung Hochtibets? — Sitz Ber. u. Mitt. d. Braunschweig. Wiss. Ges., Sonderheft 6: Die 1. Chinesisch-(West-)Deutsche Tibetexpedition: 68—87; Braunschweig.
- (1984): Zur Geomorphologie Tibets: Bortensander als Kennformen semiarider Vorlandvergletscherung. — Berliner Geogr. Abh., 36: 127—138; Berlin.
- (1985): Neue Forschungen über Hochasien. Intern. Symposium über Tibet und Hochasien. Okt. 1985; Göttingen.
- (1985): Ein subtropisches Inlandeis als Eiszeitauslöser (Forschungsbericht) — Georgia Augusta. Nachr. d. Univ. Göttingen, Mai 1985: 36-51; Göttingen.
- (1986): Die Vergletscherung Tibets und die Entstehung der Eiszeiten. — Spektrum d. Wiss., 1986: 42—54; Göttingen.
- (1987): The problem of a pleistocene Inland Glaciation in the northeastern Qinghai-Xizang Plateau.
 J. HÖVERMANN & WANG WENYING (ed.): Reports of the northeastern part of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau by the Sino-W.-German Scientific Expedition: 250–315; Beijing.
- (1989): Die Inlandvereisung Tibets als Basis einer in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden reliefspezifischen Eiszeittheorie. – Peterm. Geogr. Mitt., 133: 265– 285; Gotha.
- LAUTENSACH, H. (1949): Sommermonsun in Ostasien Erdkunde, Arch. f. wiss. Geogr., 3: 1-17; Bonn.
- LEAKY, L. (1936): Stone age in Africa Oxford.
- (1938): Steinzeitafrika Stuttgart.
- LINTON, D. L. (1969): Evidence of Pleistocene Cryonival Phenomena in South Africa — E. M. VON ZINDERN BAKKER (ed.): Palaeocology in Africa and the surrounding isles, 5: 71—89; Rotterdam.
- LITTMANN, T. (1987): Klimaänderungen in Afrika während der Würm-Eiszeit — Geo-öko-dynamik, 8: 245—297; Darmstadt.
- LOUIS, H. (1968): Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, 3. Aufl. Berlin-New York.
- & FISCHER, KL. (1979): Allgemeine Geomorphologie. Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, 4. Aufl., Berlin-New York.
- MAARLEVELD, G. C. (1960): Über die pleistozänen Ablagerungen im südlichen Afrika. — Erdkunde, Arch. f. wiss. Geogr., 14: 35—46; Bonn.

- MACHATSCHEK, F. (1913): Die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze. – Z. Gletscherkd., 8: 104–128; Berlin.
- NICHOLSON, S. & FLOHN, H. (1980): African environmental and climatic changes in the general atmospheric circulation in Late Pleistocene and Holocene. — Climatic Change, 2: 313—348; Dordrecht-Boston.
- PREUSS, J. (1986): Die Klimaentwicklung in den äquatorialen Breiten Afrikas im Jungpleistozän. Versuch eines Überblicks in Zusammenhang mit Geländearbeiten in Zaire. — Marburger Geogr. Schriften, 100: 132—148; Marburg.
- SÄNGER, H. (1988): Vergletscherung der Kap-Ketten im Pleistozän. — Berliner Geogr. Studien, Inst. f. Geogr. d. Techn. Univ., 26: 182 S.; Berlin.
- SEUFFERT, O. (1973): Die Laterite am Westsaum Südindiens als Klimazeugen. – Z. Geomorph., Suppl. Bd. 17: 242–259; Berlin, Stuttgart.
- SPARROW, G. W. A. (1967): Southern Africa Cirques and Aretes. — Journ. of Geogr., 11: 9—11; London.
- (1971): Some Pleistocene Studies in Southern Africa. Tydskriff vir Aardrykskunde, 3: 809—814; Amsterdam.
- TERRA, H. & PATTERSON (1939): Studies on the Ice Age in India and associeted human cultures. — Carnegie Inst. Washington, 493; Washington.
- TYSON, P. D. (1986): Climatic change and variability in Southern Africa. — Oxford Univ. Press: 1—220; Oxford.
- VAN ZINDERN BAKKER, E. M. (1976a): Late Quaternary Environmental Changes in Southern Africa. — Ann. of South Africa Museum, 71: 141—152; Capetown.
- (1976b): The Evolution of Late Quaternary Palaeoclimates in Southern Africa. — E. M. VAN ZINDERN BAKKER (Ed.): Palaeocology of Africa and surrounding isles, 9: 160—202; Rotterdam.
- VERSTAPPEN, H. TH. (1970): Aeolien geomorphology of the Thar Desert and palaeoclimates. — Z. Geomorph., Suppl. Bd. 10: 104—120; Berlin, Stuttgart.
- WILSON, A. T. (1964): Origin of the ice ages. An ice shelf theory for pleistocene glaciation. — Nature, 208: 147—149; London.
- (1966): Variation on solar insolation to the south polar region as a trigger which induces instability of antarctic ice sheet. — Nature, 216: 477—478; London.
- WISSMANN, H. VAN (1959): Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien mit Hinweisen auf die Vergletscherung der letzten Eiszeit. — Ak. d. wiss. u. dt. Lit. Mainz, Abh. d. math.-nat. Kl., 14: 331 S.; Wiesbaden.
- WOLDSTEDT, P. (1965): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. — 3. Bd. Afrika, Asien, Australien u. Amerika im Eiszeitalter: 328 S.; Stuttgart.
- ZEUNER, E. F. (1950): Stone age and Pleistocene Chronology in Gujaret, Deccan. — Coll. Mon. Ser., Poons, 6: 46 S.
- (1953): Das Problem der Pluvialzeiten. Geol. Rdsch. 41 (Sonderband): 242–253; Stuttgart.

Manukript eingegangen am 24. 4. 1990

146

Buchbesprechung

K. STROBACH (1991): Unser Planet Erde, 253 S., 79 Abb., 2 Tab.; Berlin-Stuttgart (Borntraeger).

Das Buch "Unser Planet Erde" befaßt sich in erster Linie mit der Physik der Erde. Der rote Faden, der in diesem Buch deutlich erkennbar wird, ist zum einen gewissermaßen historischer, zum anderen räumlicher Natur. Am Anfang werden die neuesten Erkenntnisse über die Entstehung des Weltalls dargelegt. Konsequent schließt sich die Schilderung der Entstehungsgeschichte des Planetensystems und der Erde an. In den genannten Kapiteln werden außerordentlich komplexe physikalische und chemische Zusammenhänge erläutert. Es ist hier als sehr positiv zu werten, daß der Autor sich bemüht, die komplizierten Sachverhalte möglichst kurz und verständlich darzustellen. Dennoch werden vom Leser Grundkenntnisse vor allem aus den Fachgebieten Geophysik und Mineralogie vorausgesetzt. Diese sind jedoch wohl ohnehin erforderlich, will man die in diesem Buch dargestellten Sachverhalte verstehen.

Die gleichen Anforderungen werden in den folgenden Abschnitten an den Leser gestellt. In diesen Kapiteln wird die Geophysik der Erde behandelt; wie beispielsweise das Schwerefeld, die Erdrotation und die Seismik.

Besonders interessant für eine große Zahl von Geowissenschaftlern dürfte das Kapitel "Plattentektonik" sein. Dieser Abschnitt stellt eine der wenigen deutschsprachigen Zusammenfassungen dieser Theorie dar. Bestechend sind viele Abbildungen, die kurz und prägnant mit wenigen Strichen mehr aussagen als umfangreiche Erläuterungen.

Insgesamt dürfte das Buch besonders für Studierende der Geologie und Geophysik interessant sein. Die Geophysik der Erde wird darin so beschrieben, daß sie auch mit nur wenigen Formeln verstanden werden kann.

Das Buch wendet sich aber auch an Geowissenschaftler anderer Teildisziplinen. In den Geowissenschaften, aber nicht nur dort, gibt es zwangsläufig mehr und mehr Spezialisten. Niemand ist mehr in der Lage, einen Überblick über alle Bereiche der Geowissenschaften zu haben. Der einzelne Forscher droht den Anschluß an neueste Forschungsergebnisse in anderen Teildisziplinen zu verlieren. In diesem Sinne ist das Buch für jeden Geowissenschaftler, der sich mit dem neuesten Kenntnisstand, insbesondere auf dem Gebiet der Geophysik, vertraut machen will, außerordentlich nützlich.

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 können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Am Rande des Manuskriptes sind die Stellen mit Bleistift zu kennzeichnen, an denen Abbildungen und Tabellen montiert werden sollen.

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend numerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Das Manuskript ist der Redaktion in zweifacher Ausfertigung zuzusenden.

Außere Form des Manuskripts

Format DIN A4 (210 \times 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1¹/2zeilig, 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 "... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3a-b)..." Verden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, 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 unterstricheln Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (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 geschlängelter 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 2-4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypien nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypien sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autoren 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 unterstreichen = 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.

Folgende Unterlagen zu Tagungen der DEUQUA sind noch erhältlich:

Tagung in Freiburg im September 1985:

- Kurzfassungen der Vorträge. Thematischer Schwerpunkt "Vergletscherte Mittelgebirge und ihre Vorländer" – Von H. HEUBERGER & H. WEINGARTNER, 55 S. DM 10,–
- Exkursionsführer I: Südschwarzwald, Oberschwaben-Bodensee, südliches Oberrheingebiet. — Von A. SCHREI-NER & B. METZ, 88 S., zahlreiche Abbildungen u. Karten DM 15,—
- Exkursionsführer II: Unterelsaß (Rheinebene N Straßburg), Lothringische Vogesen. — Von H. HEUBERGER, 97 S., zahlreiche Abbildungen u. Karten DM 15,—

Tagung in Celle im September 1986:

- Kurzfassungen der Vorträge. Thematischer Schwerpunkt "Die Quartärforschung, ihre Bedeutung für den Umweltschutz, die Landesplanung und die Rohstoffsicherung". — 30 S.
- 2. Führer zu Exkursion A: Küstengebiet zwischen Bremen und Wilhelmshaven. — Von H. STREIF, 36 S. DM 10,—
- Führer zu Exkursion B: Geo-Umwelt im Bergland-Quartär zwischen oberer Weser und Leine. — Von P. Roнde, 46 S.
 DM 10,—
- 4. Führer zu Exkursion C: Quartär nordwestlich Hannover. — Von K.-D. MEYER, 61 S. DM 10,—
- 5. Führer zu Exkursion D: Das Quartär im Harzvorland. Von H. Jordan, 62 S. DM 10,–

Bestellungen an:

Deutsche Quartärvereinigung, Postfach 510153, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51

Working Group on Long Terrestrial Records (INQUA Commission on Stratigraphy)

A Working Group on Long Terrestrial Records under the sponshorship of the INQUA Stratigraphic Commission was formed at the XII INQUA Congress in Ottawa. The Working Group includes scientists from several countries who are actively working on or interested in substantially continuous stratigraphic records from terrestrial (i. e., non-marine) deposits that span at least one full glacial cycle or its equivalent (at least 100,000 years) and lie at least in part within the Quaternary.

The initial goals of the Working Group are:

- to create a data base of activities dealing with long terrestrial records (location of sites, stratigraphic thickness, time span covered, who is working on what, etc.).
- (2) to develop a means of distributing the information in the data base, both to our members and to other groups.
- (3) to promote communication between projects and workers on long terrestrial records, initially through a newsletter.
- (4) to provide an international affiliation for projects that can benefit therefrom.
- (5) to assemble a bibliography.

Officers of the Working Group are: DAVID P. ADAM (President), U.S. Geological Survey, 345 Middlefield Road, M/S 915 Menlo Park, California 94025 U.S.A., telephone: (415) 329-4970

DENIS-DIDIER ROUSSEAU (Secretary), Centre de Géodynamique sédimentaire et Evolution géobiologique U.A. CNRS 157 Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, 6, boulevard Gabriel 21100 Dijon, France, telephone: 80-39-63-64

Scientists who wish to become a part of the working group, to be placed on its mailing list, or to contribute to the bibliography are encouraged to write or telephone either of the officers.