

Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der
Deutschen
Quartär
vereinigung

Schriftleitung
HANS DIETRICH
LANG

40. Band
1990

Mit 82 Abbildungen
im Text, 11 Tabellen
und 1 Tafel

Vertrieb:

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



ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

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

(1987 — 1990)

Präsident: Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen

Vizepräsidenten: Prof. Dr. H. HAGEDORN, Würzburg
Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

Schriftleiter des Jahrbuchs: Prof. Dr. H. D. LANG, Hannover

Schatzmeister: Prof. Dr. R. LOOK, Hannover

Archivar: Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Dr. D. VAN HUSEN, Wien

Prof. Dr. L. BENDA, Hannover

Prof. Dr. A. SCHREINER, Freiburg i. Br.

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 50.— DM,
Mitglieder ohne eigenes Einkommen (Studenten usw.) 20,— DM,
korporative Mitglieder 60,—DM.

Der Jahresbeitrag ist bis 1.3. des betreffenden Jahres auf eines
der obengenannten Konten zu überweisen.

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

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an

Dr. H. D. Lang, Stilleweg 2, Postf. 510153, 3000 Hannover 51.

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung

40. Band

Mit 82 Abbildungen im Text, 11 Tabellen
und 1 Tafel

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung Hannover

Schriftleitung: HANS DIETRICH LANG

Vertrieb:



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

1990

Inhaltsverzeichnis

A. Aufsätze

	Seite		Seite
<i>MARTIN, T.</i> : Jungpleistozäne und holozäne Skelettfunde von <i>Bos primigenius</i> und <i>Bison priscus</i> aus Deutschland und ihre Bedeutung für die Zuordnung isolierter Langknochen	1 — 19	<i>LANG, H. D.</i> : Der Sandlöß in der Umgebung von Bergen Krs. Celle — Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung —	97 — 106
<i>KAHLKE, R.-D.</i> : Der Saiga-Fund von Pahren. Ein Beitrag zur Kenntnis der paläarktischen Verbreitungsgeschichte der Gattung <i>Saiga</i> GRAY 1843 unter besonderer Berücksichtigung des Gebietes der DDR	20 — 37	<i>SCHMITZ, R.-W.</i> : Ein mittelpaläolithischer Fundplatz in den Basiskiesen der Emscher-Niederterrasse bei Bottrop / Westfalen	106 — 110
<i>KOTLIA, B. S.</i> : Large Mammals from the Plio-Pleistocene of Kashmir Intermountane Basin, India, with Reference to their Status in Magnetic Polarity Time Scale	38 — 52	<i>LIPPS, S. & CASPERS, G.</i> : Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal	111 — 119
<i>EITEL, B. & BLÜMEL, W. D.</i> : Zum landschaftsökologischen Zusammenhang von rhennischer Flußgeschichte und jungpleistozänem Lößaufbau in SW-Deutschland	53 — 62	<i>HENNINGSSEN, D.</i> : Quartäre kalkige Äolianite von N-Menorca (Balearen, westliches Mittelmeer)	120 — 125
<i>BUCH, M. W. & ZÖLLER, L.</i> : Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlöse im Raum Regensburg	63 — 84	<i>MEYER, K.-D.</i> : Geschiebetransport im kanadischen und europäischen Inlandeis — ein Vergleich	126 — 138
<i>STRUNK, H.</i> : Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland	85 — 96	<i>DITTMANN, A.</i> : Die Kombination geomorphologischer und prähistorischer Arbeitsmethoden bei der Lösung paläogeographischer Fragen in der Eastern Desert Ägyptens	139 — 147
		B. Personalia	148
		C. Buchbesprechungen	149 — 151

Jungpleistozäne und holozäne Skelettfunde von *Bos primigenius* und *Bison priscus* aus Deutschland und ihre Bedeutung für die Zuordnung isolierter Langknochen

THOMAS MARTIN *)

Upper Pleistocene, Holocene, Ruminantia, *Bos primigenius*, *Bison priscus*,
skeletons, skulls, extremities, humerus, radius, femur, tibia, biometry, taxonomy

Lower Saxony, Northern German Hills, Hesse,
Upper Rhine Valley, North Rhine-Westphalia, Rhine Westphalian Basin,
TK 3728, 4905, 6116, 6216

Kurzfassung: Drei Auerochsen skelette (*Bos primigenius*) und ein Bisonskelett (*Bison priscus*) aus dem Jungpleistozän bzw. Holozän Deutschlands werden osteologisch beschrieben. Gattungsunterschiede an den Langknochen werden an den mit Hilfe des Schädels sicher bestimmten Skelettfunden auf ihre Zuverlässigkeit hin überprüft. In die Untersuchung wird Vergleichsmaterial von *Bos primigenius* und *Bison priscus* aus dem Pleistozän von England sowie von *Bison* div. sp. aus Nordamerika einbezogen.

Schlüsselmerkmale für eine Unterscheidung von *Bos primigenius* und *Bison priscus* existieren nicht. Die in einer früheren Arbeit an Material aus den Schottern der nördlichen Oberrheinebene (MARTIN 1987) ausgearbeiteten Merkmalskombinationen konnten als brauchbar bestätigt werden, wobei sich erneut zeigte, daß sehr zierliche Knochen in ihren Merkmalsausprägungen abweichen können. Die Unterscheidungsmerkmale lassen sich generell auch auf den nordamerikanischen *Bison antiquus* und *Bison bison* erfolgreich anwenden, sofern die Knochen in derselben Größenklasse wie die von *Bison priscus* liegen.

[Skeleton Finds of *Bos primigenius* and *Bison priscus*
from the Late Pleistocene and Holocene of Germany
and their Importance for the Determination
of Isolated Long Bones]

Abstract: Three skeletons of *Bos primigenius* and one of *Bison priscus* from the late Pleistocene and Holocene of Germany are described osteologically. The utility of distinctive character combinations at the long bones of the two genera is proven at by their skulls undoubtedly determined skeletons. For comparison, long bones of *Bos primigenius* and *Bison*

priscus from England, and of *Bison* div. sp. from North America are included in the investigation. Key characters for a distinction of *Bos primigenius* and *Bison priscus* do not exist. The combinations of distinctive characters worked out earlier (MARTIN 1987) are confirmed as usable for a distinction of these bovids. Generally they can also be used for the North American *Bison bison* and *Bison antiquus*, if the bones are in the same size range as these of *Bison priscus*.

Inhalt

1. Einleitung
2. Methodisches, Abkürzungen und Terminologie
3. Die Skelettfunde
 - 3.1. Der Düsseldorfer Auerochse
 - 3.2. Der Braunschweiger Auerochse
 - 3.3. Auerochsenteilskelett von Erfelden
 - 3.4. Bisonskelett aus Groß-Rohrheim
 - 3.5. Vergleichsmaterial aus Großbritannien
 - 3.6. Vergleichsmaterial aus Nordamerika
4. Merkmalsausprägung an den Extremitätenknochen
 - 4.1. Humerus
 - 4.2. Radius
 - 4.3. Femur
 - 4.4. Tibia
5. Vergleich mit *Bison* div. sp. aus dem nordamerikanischen Jungpleistozän
6. Zusammenfassung
7. Danksagung
8. Schriftenverzeichnis

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. TH. MARTIN, Institut für Paläontologie der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Nußallee 8, D — 5300 Bonn 1.

1. Einleitung

Verglichen mit der Vielzahl von Einzelknochen sind bisher nur wenige zusammengehörige Skeletteile von Boviden aus dem europäischen Jungpleistozän bekannt geworden. Die exakte Zuweisung isolierter Skelettelemente zu *Bos* oder *Bison* bereitet Schwierigkeiten, da sich beide Gattungen am postkranialen Skelett nur durch feine, zumeist graduelle Unterschiede voneinander abtrennen lassen (BOJANUS 1828, RÜTIMEYER 1862, SCHERTZ 1936, LEHMANN 1949, BIBIKOVA 1958, STAMPELI 1963). In einer früheren Arbeit (MARTIN 1987) konnte gezeigt werden, daß die Unterscheidung von *Bos primigenius* und *Bison priscus* an isolierten Langknochen nur mit mehreren Merkmalen in Kombination getroffen werden kann; die früher betriebene Suche nach Schlüsselmerkmalen erwies sich als erfolglos. Mit Hilfe von Merkmalskombinationen lassen sich bei guter Erhaltung ca. 80 % der isolierten Langknochen bestimmen. Daher sind Skelettfunde, bei denen der Schädel erhalten ist, besonders wertvoll: Denn der Schädel ist das einzige Skelettelement, an dem sich *Bos primigenius* und *Bison priscus* auf dem ersten Blick sicher unterscheiden lassen (Abb. 1). Bei *Bos primigenius* überragen die Basen der Hornzapfen, die durch einen leicht eingezogenen Grat verbunden sind, das Hinterhaupt; bei *Bison priscus* dagegen erhebt sich das Hinterhaupt weit über die wesentlich tiefer und weiter vorn am Schädel sitzenden Hornbasen. *Bison priscus* zeichnet sich durch seitwärts und nach oben gebogene Hörner aus, dagegen sie beim Auerochsen eine charakteristische dreifache Biegung zeigen, die erst seitwärts, dann nach oben und schließlich nach vorne verläuft. Allein Skelettfunde mit Schädel ermöglichen es, die — not-

gedrungen oft an isolierten Knochen statistisch ermittelten — Bestimmungsmerkmale zu „eichen“.

In dieser Arbeit sollen Skelettfunde der beiden Boviden-Gattungen vorgestellt und diskutiert werden; dies jedoch nicht, um lediglich deren Existenz anzuzeigen, sondern um die bisher bekannten Unterscheidungsmerkmale weiter abzusichern und in ihrer Brauchbarkeit zu überprüfen. Darüber hinaus wird untersucht, ob die *Bison priscus* kennzeichnenden Merkmalsausprägungen auch beim nordamerikanischen *Bison* beobachtet werden können. Auf die Auerochsen-Funde aus Dänemark (DEGERBØL & FREDSKILD 1970, AARIS-SØRENSEN & BRINCH PETERSEN 1986) kann hier nicht eingegangen werden.

Die Gattung *Bison* tritt in Mitteleuropa erstmals vor ca. 1 Mio Jahren auf, z. B. in den Hochterrassen-Sanden der Werra bei Meiningen (Südthüringen), in denen der Beginn des Jaramillo-Events nachgewiesen wurde (WIEGANK 1983, KAHLKE 1982). *Bison priscus* ist in den Ablagerungen von Voigtstedt in Thüringen (FISCHER 1965) und Süßenborn bei Weimar (FLEROV 1969), die dem klassischen Cromer Forest Bed gleichgesetzt werden können (STUART 1982, KOENIGSWALD & TOBIEN 1987), gut belegt. In den jüngeren Interglazialen des Cromer-Komplexes finden sich zwei *Bison*-Formen, der kurzhornige Waldbison (*Bison schoetensacki*) und der langhornige Steppenbison (*Bison priscus*), der in Mitteleuropa bis zum Ende des Würm vorkommt (KURTÉN 1968). Da *Bison schoetensacki* im mittleren Pleistozän verschwindet, kommt er nicht als direkter Vorfahr von *Bison bonasus*, des rezenten Waldbisonten, in Frage (KURTÉN 1968). *Bison bonasus* wird heute mit dem nordamerikanischen

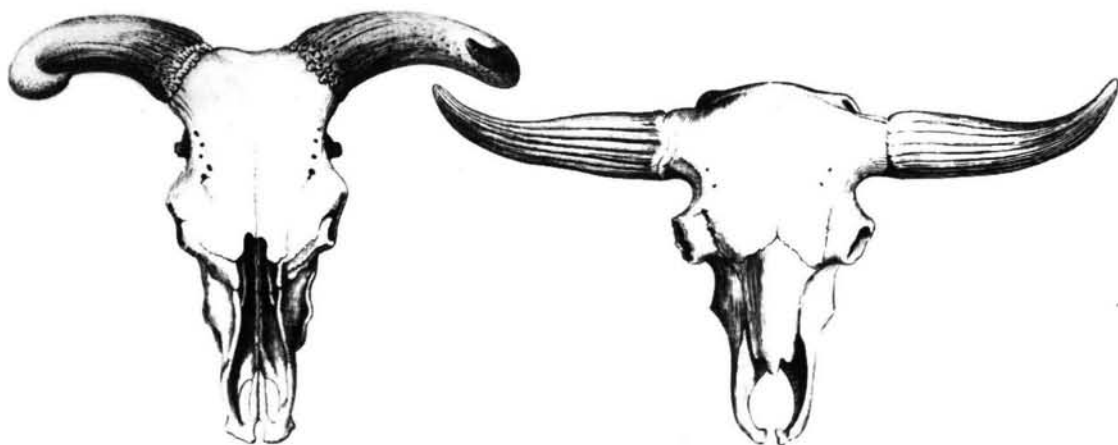


Abb. 1: Am Schädel lassen sich *Bos primigenius* (links) und *Bison priscus* (rechts) durch die unterschiedliche Form des Hinterhauptes und der Hornzapfen gut auseinanderhalten; nach CUVIER (1836).

Bison bison von einem gemeinsamen Ursprung abgeleitet (SKINNER & KAISEN 1947: 215).

Bison priscus ist als ein beherrschendes Faunenelement des europäischen Jungpleistozäns meist häufiger als der Auerochse (*Bos primigenius*), der in Mitteleuropa erstmals im Interglazial der unteren Schotter von Steinheim an der Murr (LEHMANN 1949), die dem Holstein-Interglazial gleichgestellt werden (ADAM 1954), auftaucht. Während des Mittel- und Jungpleistozäns bleibt *Bos* verhältnismäßig selten, erst in holozänen Ablagerungen häufen sich die Überreste (ZEUNER 1967: 176). So stammen mehrere Funde aus holozänen Torfmooren (z. B. RÜTIMEYER 1862, FIEDLER 1907, HÜNERMANN 1968).

Der Auerochse hielt sich in Mitteleuropa bis in geschichtliche Zeit und war im Mittelalter ein begehrtes Jagdwild; die letzte Kuh starb 1627 in einem Wildgatter im Wald von Jaktorow bei Warschau (KURTÉN 1968). *Bos primigenius* ist die Stammform unseres Hausrindes, *Bos primigenius* f. *taurus* (ZEUNER 1967: 175).

Eine Verwechslungsgefahr postkranialer Skelettelemente von *Bos primigenius* und *Bison priscus* besteht also nur bei pleistozänem Material. Die zierlichen Knochen des leicht gebauten *Bison bonasus*, der in Europa erst im Postglazial auftritt (KURTÉN 1968) und noch heute in einem Wildreservat im Urwald von Bialowieza (Ostpolen) lebt (MOHR 1952), sind meist problemlos von denen des wesentlich stärkeren Auerochsen zu unterscheiden.

2. Methodisches, Abkürzungen und Terminologie

Die Standardmaße wurden nach VON DEN DRIESCH (1976) genommen; die Meßstrecken an Schädel und Extremitätenknochen können den Abb. 2 bis 7 entnommen werden. Die Meßwerte in den Tabellen sind auf halbe mm gerundet. Die Lage der diskutierten Bestimmungsmerkmale zeigen die Abb. 8 bis 11. Anatomische Benennungen wurden nach NICKEL et al. (1984) vorgenommen.

Die Institute und Museen, aus deren Sammlungen Material bearbeitet wurde, werden im Text unter folgenden Abkürzungen geführt:

- BMNH British Museum (Natural History, Dept. of Vertebrate Paleontology), London
- HLMD Hessisches Landesmuseum (Geologisch-Paläontologische und Mineralogische Abteilung), Darmstadt; RS ist die Abkürzung für die Fossilien der Rheinschotter-Sammlung

- KUMVP University of Kansas (Museum of Natural History, Dept. of Vertebrate Paleontology), Lawrence
- LACM Los Angeles County Museum (hier: George C. Page Museum)
- LÖMD Löbbecke-Museum and Aquarium, Düsseldorf
- SNMB Staatliches Naturhistorisches Museum, Braunschweig

3. Material

Für die Untersuchung standen drei mehr oder weniger vollständige Skelette von *Bos primigenius* und eines von *Bison priscus* zur Verfügung.

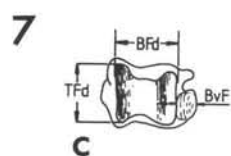
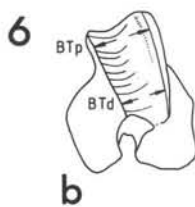
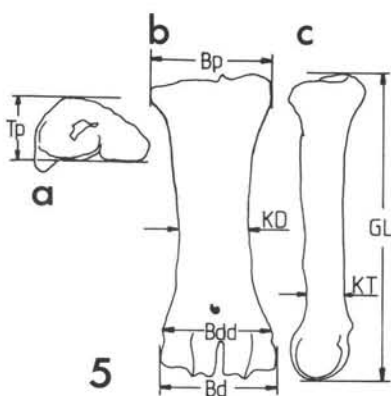
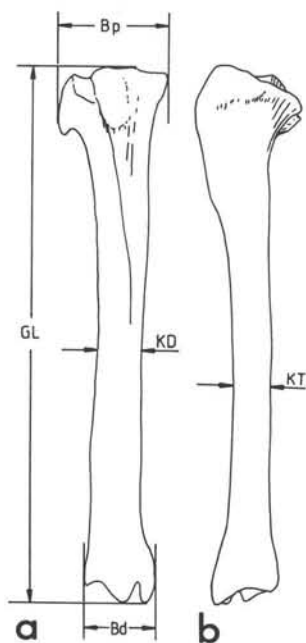
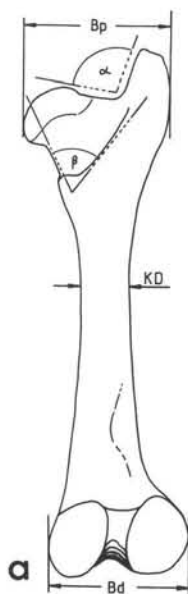
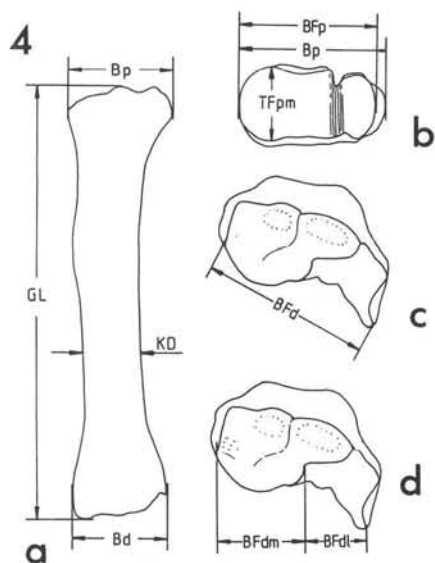
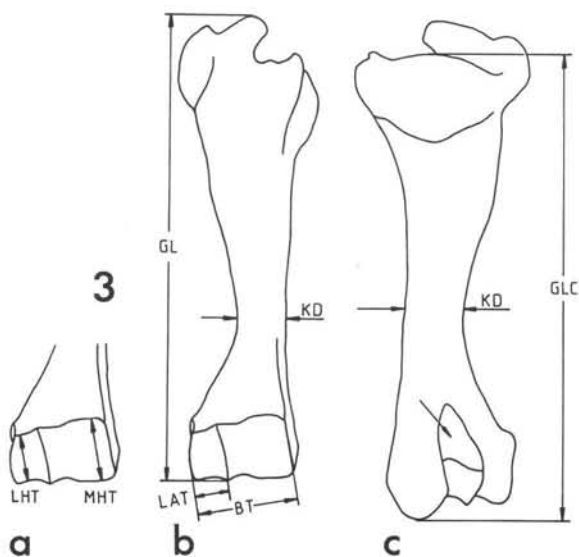
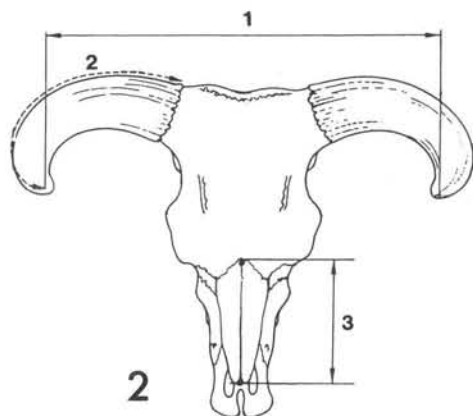
Eines der Auerochsenskelette ist holozänen Alters und stammt aus einem Torfmoor bei Braunschweig, ein weiteres wurde in den Deckschichten der rheinischen Braunkohle gefunden. Die dunkle Färbung der Knochen weist auch hier auf einen Moorfund hin, was wahrscheinlich ebenfalls ein holozänes Alter bedeutet.

Die anderen Skelette wurden in den letzten Jahren aus den jungpleistozänen Kiesen und Sanden der nördlichen Oberrheinebene geborgen.

3.1. Der Düsseldorfer Auerochse

Die Angaben zu Fundort und Fundzeitpunkt des bis auf die Hinterextremitäten weitgehend vollständigen Skelettes (Abb. 12) sind unklar. Nach BOSCHNEIN (1985) und MEINECKE (1985) soll es in den vierziger Jahren (dieses Jahrhunderts) im rheinischen Braunkohlenrevier bei Frimmersdorf, heute Ortsteil von Grevenbroich, 25 km nw' Köln, gefunden worden sein. Herr BOSCHNEIN äußerte mir gegenüber jedoch Zweifel an diesen Funddaten und wies mich darauf hin, daß GÖRGES (1912) in einem Artikel über das Löbbecke-Museum ein Skelett von *Bos primigenius*, gefunden bei Grevenbroich, erwähnt, das „im Laufe der letzten Jahre“ zu den Sammlungen Löbbeckes, die den Grundstock des Museums bilden, hinzugekommen sei. Demnach ist das auch bei LANGER (1974) erwähnte und immer noch unbearbeitete Skelett mit großer Wahrscheinlichkeit bereits in den 40er Jahren des letzten Jahrhunderts im Raum Frimmersdorf-Grevenbroich gefunden worden. Als Fundhorizonte kommen nur die pleistozänen oder holozänen Deckschichten der Braunkohle in Frage.

Das mehrfach restaurierte Skelett wird seit seiner Auffindung im Löbbecke-Museum, heute Löbbecke



Museum und Aquarium, in Düsseldorf aufbewahrt. Leider konnte es nur in montiertem Zustand untersucht werden, was die Beurteilung einiger wichtiger Bestimmungsmerkmale verhinderte.

Umfang des Skelettes

Der Schädel ist mit beiden Hornzapfen erhalten; die Schädelmaße sind etwas geringer als die des außerordentlich starken Braunschweiger Auerochsen (siehe Tab. 1).

Der linke Unterkiefer (weitgehend aus Gips ergänzt) enthält P_2 und P_3 , sowie M_1-M_3 ; der rechte Unterkiefer ist vollständig nachgebildet.

Vom Achsenskelett liegen 7 Halswirbel, 12 Brustwirbel mit 12 Paar Rippen, 7 Lendenwirbel und 13 Schwanzwirbel vor. Vom Schultergürtel sind beide Schulterblätter (dorsal ergänzt) vorhanden, dazu

linker und rechter Humus, Radii mit Ulnae, Carpalia und Metacarpalia; die Phalangen sind ergänzt. Das Becken ist weitgehend aus Gips rekonstruiert; lediglich das Pubis und Knochenteile rund um das Acetabulum sind original. Ebenso ist das Kreuzbein zwar im Kern original, außen jedoch stark mit Gips und Kunststoff überschmiert. Die Hinterextremitäten sind durch Abgüsse von dem Auerochsenskelett des Staatlichen Naturhistorischen Museums in Braunschweig ergänzt.

Alter und Geschlecht

Der wuchtige Schädel mit den mächtigen Hornzapfen, die geschlossenen Epiphysenfugen sowie die mäßig abgekauten Zähne lassen auf einen Bullen mittleren Alters schließen. Leider ist das Becken zu schlecht erhalten, um an ihm Hinweise auf das Geschlecht ablesen zu können.

Abb. 2—7: Meßstrecken an Schädel, Metapodien und Langknochen.

Wenn nicht anders angegeben, wurden die Maße im Meßkasten genommen; (S) = Schieblehre, (Ma) = Maßband.

Abb. 2: Meßstrecken am Schädel (nach VON DEN DRIESCH 1976, verändert);

1 = Gerade Entfernung der Hornzapfenspitzen (Ma); 2 = Außenlänge eines Hornzapfens (Ma); 3 = Länge der Nasalia (S). Durchmesser und Umfang der Hornzapfen wurden an der Perlbildung der Basis genommen.

Abb. 3: Humerus; 3a. Distale Gelenkrolle von kranial, LHT = laterale Höhe der Trochlea (S), MHT = mediale Höhe der Trochlea (S); 3b. Kranialansicht, BT = Breite der Trochlea (S), GL = Größte Länge, KD = Kleinster Durchmesser der Diaphyse (S), LAT = Breite des lateralen Abschnittes der Trochlea (gemessen vom Außenrand des lateralen Wulstes bis zum höchsten Punkt des mittleren Führungsgrates) (S); 3c. Kaudalansicht, GLC = Größte Länge des Humerus über das Caput gemessen.

Abb. 4: Radius; 4a. Dorsalansicht, Bd = Breite des distalen Gelenkkopfes, Bp = Breite des proximalen Gelenkkopfes, GL = Größte Länge, KD = Kleinster Durchmesser der Diaphyse (S); 4b. Proximaler Gelenkkopf von proximal, BFP = Breite der proximalen Gelenkfläche (S), Bp = Breite des proximalen Gelenkkopfes, TFpm = Tiefe des medialen Teiles der proximalen Gelenkfläche (S); 4c und d. Distale Gelenkfläche von distal, BFd = Breite der distalen Gelenkfläche (S), BFDl = Breite des lateralen Abschnittes der distalen Gelenkfläche (S), BFDm = Breite des medialen Abschnittes der distalen Gelenkfläche (S).

Abb. 5: Metacarpus (Meßstrecken bei Metatarsus analog); 5a. Proximale Gelenkfläche von proximal, Tp = Tiefe der proximalen Gelenkfläche (S); 5b. Volaransicht, Bd = Breite der distalen Gelenkrolle (S), Bdd = Breite unmittelbar proximal der distalen Gelenkrolle (S), Bp = Breite des proximalen Gelenkkopfes, KD = Kleinster Durchmesser der Diaphyse (S); 5c. Lateralansicht, GL = Größte Länge, KT = Kleinste Tiefe der Diaphyse (S).

Abb. 6: Femur; 6a. Kaudalansicht, Bd = Breite des distalen Gelenkkopfes, Bp = Breite des proximalen Gelenkkopfes, KD = Kleinste Breite der Diaphyse (S), Winkel α = Winkel zwischen der Gelenkfläche des Caput und dem Trochanter maior, Winkel β = Öffnungswinkel der Fossa trochanterica; 6b. Distale Gelenkrolle von distal, BTd = Distale Breite der Trochlea femoris (wegen des Knickes in der Lateralkante bei *Bos primigenius* wurde ca. 20 mm nach proximal verschoben gemessen) (S), BTp = Proximale Breite der Trochlea femoris (wegen häufiger Beschädigung des Proximalendes der Trochlea wurde ca. 20 mm nach distal versetzt gemessen) (S).

Abb. 7: Tibia; 7a. Dorsalansicht, Bd = Breite des distalen Gelenkkopfes, Bp = Breite des proximalen Gelenkkopfes, GL = Größte Länge, KD = Kleinster Durchmesser der Diaphyse (S); 7b. Medialansicht, KT = Kleinste Tiefe der Diaphyse (S); 7c. Distale Gelenkfläche von distal, BFd = Breite der distalen Gelenkfläche (S), BvF = Mediolaterale Ausdehnung der plantaren Facette der Gelenkfläche für das Os malleolare (S), Tfd = Tiefe der distalen Gelenkfläche (S).

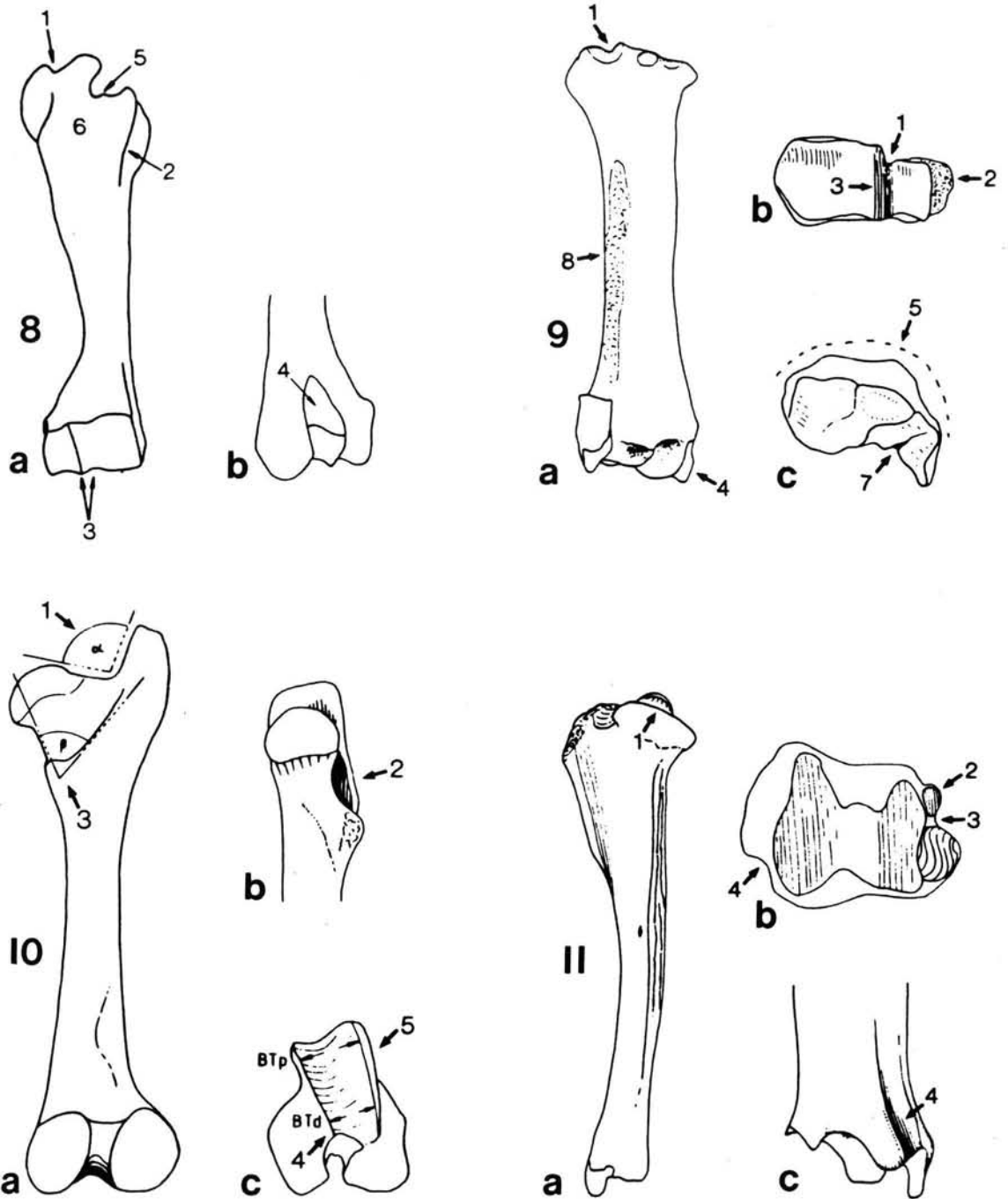


Abb. 8—11. Lage der diskutierten Unterscheidungsmerkmale an den Langknochen.
8. Humerus, 9. Radius, 10. Femur, 11. Tibia.

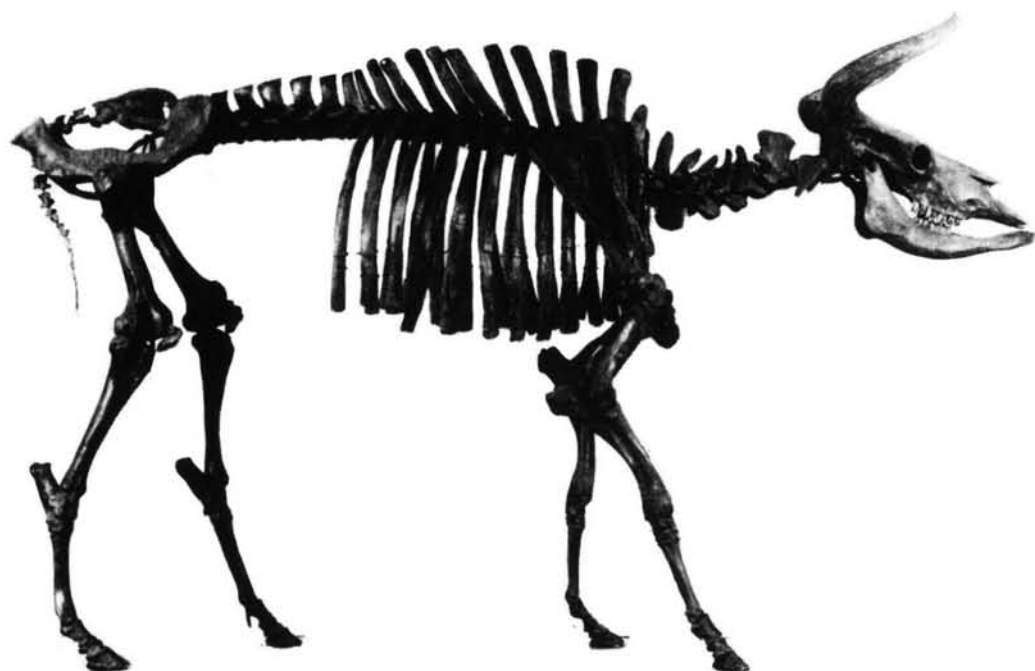


Abb. 12: Der Düsseldorf Aurochse (*Bos primigenius*) in alter Montage (Bild: Archiv Löbbecke Museum).

Tab. 1: Meßwerte (in mm) am Schädel des Düsseldorf und Braunschweiger Auerochsen.

Meßstrecke	Düsseldorf Aurochse		Braunschweiger Aurochse	
Gerade Entfernung d. Hornzapfenspitzen	508		717	
	dex.	sin.	dex.	sin.
Hornzapfenumfang an der Basis	310	310	390	405
Großer Hornzapfendurchmesser (oroaboral) an der Basis	104	105	139	137
Kleiner Hornzapfendurchmesser (dorsobasal) an der Basis	92	92	106	110
Außenlänge eines Hornzapfens	650	680	740	770
Länge der Nasalia	226	220	270	275

3.2. Der Braunschweiger Aurochse

Der Aurochse des Staatlichen Naturhistorischen Museums in Braunschweig wurde bereits von FIEDLER (1907) eingehend beschrieben. Das Skelett stammt nach FIEDLER (1907: 24) aus einem zwischen Alvesse und Vallstedt (ca. 8 km sw' Braunschweig) gelegenen Torfmoor und dürfte demnach holozänen Alters sein. Es soll hier nicht nur der Vollständigkeit halber erwähnt, sondern als weiterer Prüfstein der zu disku-

tierenden Unterscheidungsmerkmale besprochen werden. Da das Skelett zur Zeit restauriert wird, bietet sich eine erneute Bestandsaufnahme der vorhandenen Knochen an.

Der Schädel mit beiden Hornzapfen ist bis auf die beiden in Gips ergänzten Prämaxillaria vollständig; die Zähne sind mäßig stark abgekauft.

Vom Achsenskelett ist die Wirbelsäule bis auf die Schwanzwirbel vollständig, die Rippen sind z. T. in

Gips ergänzt. Am Schultergürtel ist die rechte Scapula vollständig erhalten, die linke nachgebildet. Bei beiden Humeri sind große Teile des proximalen Gelenkkopfes ergänzt; beide Radii sind mit Ulna erhalten. Carpalia, Metacarpalia und Phalangen sind vorhanden. Das Becken ist aus vielen Bruchstücken zusammengesetzt und der rechte äußere Sitzbeinast ist ergänzt. Bei beiden Femora sind proximale und distale Gelenkflächen nachgebildet. Die rechte Tibia ist vollständig, bei der linken ist der proximale Gelenkkopf teilweise ergänzt. Nach der frdl. Auskunft von Präparator STRAUSS fehlen einige Tarsalia. Die Metatarsalia sind unbeschädigt, die Phalangen bis auf das 1. Glied der Phalanx IV dex. vollständig vorhanden.

Alter und Geschlecht

Das bereits von FIEDLER (1907) als auffallend stark bezeichnete Auerochsen skelett hat nach der Form des Beckens und dem abgerundeten Pecten ossis pubis — nach LEMPPENAU (1964) ein Hinweis auf ein männliches Becken — einem Bullen gehört. Nach dem Abnutzungsgrad der Zähne dürfte es sich um ein älteres Tier gehandelt haben, das ich aber nicht wie FIEDLER (1907) als senil bezeichnen möchte.

Die von FIEDLER (1907) noch nicht erwähnten Beschädigungen einiger Langknochen machen die Überprüfung wichtiger *Bos/Bison*-Unterscheidungsmerkmale leider unmöglich.

3.3. Auerochsen-Teilskelett aus Erfelden

Das Teilskelett mit bestimmbarer Schädelresten wurde im September 1987 in der Kiesgrube der Fa. Georg Fredder bei Erfelden in der nördlichen Oberrheinebene (ca. 10 km sw' Darmstadt) innerhalb weniger Tage mit dem Greifbagger im gleichen Grubenbereich zutage gefördert. Es wird im Hessischen Landesmuseum in Darmstadt unter den Nummern RS 3464 bis RS 3492 aufbewahrt.

Die Kiesgruben in der Umgebung von Erfelden erschließen Kiese und Sande des letzten Glazials sowie des letzten Interglazials (SCHWEISS 1988). Da Knochen nur in Zusammenhang mit dem industriellen Kiesabbau unter Wasser gewonnen werden können, ist eine genaue stratigraphische Einstufung klimatisch indifferenten Formen kaum möglich (KOENIGSWALD 1988).

Umfang des Skelettes

Vom Schädel ist die Hinterhauptsregion mit ca. 30 cm langen Stümpfen beider Hornzapfen, Stirnfläche, lin-

ker Orbita und linkem Nasale im Verband erhalten; isoliert liegen neben einigen unbestimmbaren Bruchstücken der rechte Hinterhauptscondylus und ein Molar vor.

Vom Unterkiefer sind die linke Mandibel mit P_4 (pathologisch abgenutzt) sowie ein kleines Fragment der rechten Mandibel mit M_2 erhalten. Ober- und Unterkiefermolar sind mittelstark abgekaut. Vom Achsenskelett liegen der Epistropheus, ein weiterer Halswirbel, 2 Brustwirbel und Fragmente von mindestens 4 Rippen vor. An Elementen von Schultergürtel und Vorderextremitäten sind das proximo-kranial beschädigte linke Schulterblatt, beide Humeri (proximal bestoßen), der linke Radius mit distaler Hälfte der Ulna und das linke Metacarpale vorhanden.

Vom Becken liegen ein ca. 30 cm langes Fragment der linken und ein ca. 15 cm langes Fragment der rechten Darmbeinschaukel, ein ca. 20 cm langes Fragment des kaudalen Abschnittes der Ischium-Symphyse, sowie das rechte Acetabulum vor. Von den Extremitäten sind der Proximalteil des linken Femur, die rechte Tibia und der linke Calcaneus überliefert.

Alter und Geschlecht

Nach den Abkautungsgrad der wenigen vorhandenen Zähne dürfte es sich um ein Tier mittleren Alters gehandelt haben. Die erhaltenen Teile des Beckens sind für eine Geschlechtsbestimmung zu bruchstückhaft.

3.4. *Bison priscus*-Skelett aus der Kiesgrube Groß-Rohrheim

Das weitgehend vollständige Skelett (Abb. 13) wurde im Herbst 1985 in der Kiesgrube Groß-Rohrheim (ca. 20 km ssw' Darmstadt) innerhalb weniger Tage im gleichen Grubenbereich mit dem Saugbagger erfaßt (MARTIN 1987). Das den Ansatzpunkt des erhaltenen Hornzapfens weit überragende Hinterhaupt sowie die Krümmung des Hornzapfens ermöglichen eine eindeutige Bestimmung. Das Skelett wird im Hessischen Landesmuseum in Darmstadt unter den Nummern RS 3193 bis RS 3247 aufbewahrt.

In der Kiesgrube Groß-Rohrheim werden Kiese und Sande des letzten Interglazials sowie des letzten Glazials vom Abbau erfaßt (SCHWEISS 1988). Da *Bison*-Reste in interglazialen und glazialen Ablagerungen angetroffen werden, ist eine genaue stratigraphische Einstufung des Fundes nicht möglich.

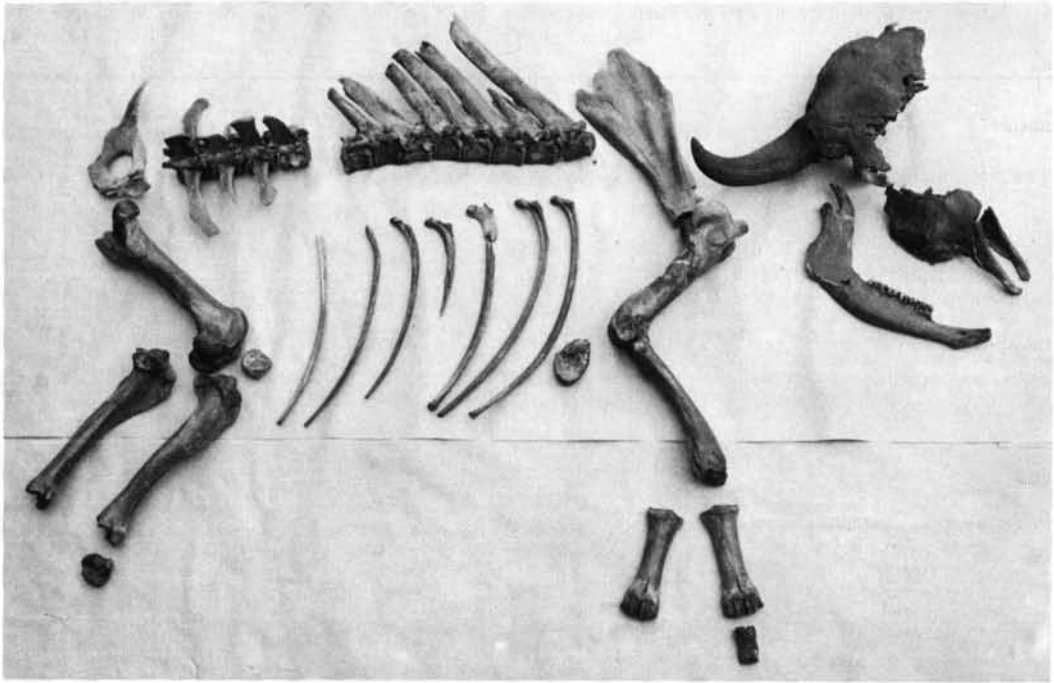


Abb. 13: *Bison*-Skelett aus der Kiesgrube Groß-Rohrheim in der nördlichen Oberrheinebene (HLMD-RS 3139 — RS 3247).

Umfang des Skelettes

Vom Schädel liegen ein Fragment des Neurocraniums mit linkem Hornzapfen, das rechte Maxillare mit Bezaehlung, beide Prämaxillaria und die rechte Mandibel mit Bezaehlung vor.

Vom Achsen skelett konnten 8 zusammengehörige Brustwirbel, 4 mehr oder weniger vollständige und Fragmente von mindestens 13 weiteren Rippen, ein ossifizierter Brustbeinknorpel und 4 zusammengehörige Lendenwirbel geborgen werden.

Vom Schultergürtel sind das linke Schulterblatt, dazu der rechte Humerus, der rechte Radius, beide Metacarpalia und ein Phalangenglied (Vorder- oder Hinterextremität) erhalten.

Die überlieferten Teile des Beckengürtels umfassen ein Beckenfragment (Symphysenbereich des Pubis mit linkem Acetabulum und Teilen des rechten Acetabulums), das linke Femur, die rechte Patella, die linke und rechte Tibia sowie das rechte Centrotarsale.

Alter und Geschlecht

Der kleine Hornzapfen, die tief abgekauten Molaren, die relativ zierlichen Knochen (mit verwachsenen Epi-

physenfugen) und der ausgedünnte Vorderrand des Beckens (Pecten ossis pubis) — nach LEMPPENAU (1964) typisch für weibliche Becken — weisen auf eine ältere Kuh hin.

3.5. Vergleichsmaterial aus dem Pleistozän von Großbritannien

Von *Bos primigenius* aus Ilford (Essex) konnten 5 Humeri, 3 Radii, 2 Femora und 5 Tibiae und von *Bison priscus* aus Willment's Gravel Pit bei Isleworth (Middlesex) 11 Humeri, 19 Radii und 7 Tibiae im Britischen Museum untersucht werden. Die Bestimmung der Langknochen ergibt sich aus der Verteilung der Schädel funde der beiden Boviden an den beiden Lokalitäten. Nach der freundlichen mtl. Mitteilung von A. CURRENT, London, fehlt *Bos* in Isleworth vollständig, während *Bison* häufig ist; umgekehrt verhält es sich mit Ilford, wo zahlreiche Auerochschenschädel, aber nur äußerst selten *Bison*-Schädel gefunden worden sind.

Auf der Mittelterrasse der Themse gelegen, wird Ilford in das jüngere Mittelpleistozän eingestuft (SUTCLIFFE 1985). Bei der Fundstelle Isleworth handelt es sich ebenfalls um Themse-Ablagerungen, die jedoch aus dem mittleren Abschnitt des letzten Glazials (43.000 a BP, COPE & ANGUS 1975) stammen.

Tab. 2: Meßwerte (in mm) an den Extremitätenknochen des Düsseldorf- und Braunschweiger Auerochsen; Schätzwerte in Klammern.

Humerus

Düsseldorfer Auerochse

	GL	GLC	KD	BT	LAT	MHT	LHT
dex.	(390)	(340)	53,5	96,5	37,5	***	***
sin.	(405)	(345)	55,5	95,0	27,5	***	***

Braunschweiger Auerochse

dex.	(440)	(398)	59,0	109,0	32,0	64,5	59,0
sin.	***	***	59,5	107,0	30,5	***	***

Radius

Düsseldorfer Auerochse

	GL	Bp	BFp	TFpm	KD	Bd	BFd	BFdm	BFdl
dex.	(360)	111,0	98,0	***	63,5	104,5	***	***	***
sin.	350,0	110,5	97,0	***	64,5	107,0	***	***	***

Braunschweiger Auerochse

dex.	392,0	120,0	105,5	49,5	62,0	109,0	97,0	45,0	49,0
sin.	***	121,0	109,0	***	69,0	***	95,0	43,5	47,0

Metacarpus

Düsseldorfer Auerochse

	GL	Bp	KD	KT	Bd	Bdd
dex.	245,0	80,5	48,5	30,5	79,0	72,5
sin.	245,0	80,0	48,5	30,5	79,0	73,0

Braunschweiger Auerochse

dex.	259,0	83,0	52,0	31,5	83,5	78,0
sin.	***	81,5	51,0	32,0	82,5	78,5

Tibia

Braunschweiger Auerochse

	GL	Bp	KD	KT	Bd	BvF	BFd	TFd
dex.	(485)	***	59,5	40,5	92,0	19,5	(58)	61,0
sin.	488,0	***	58,0	42,5	90,0	18,0	(58)	60,5

Metatarsus

Braunschweiger Auerochse

	GL	Bp	KD	KT	Bd	Bdd	Tp
dex.	296,0	70,0	41,5	36,0	75,5	71,5	66,0
sin.	295,0	69,5	41,0	36,5	76,0	72,5	66,0

Im einzelnen wurden untersucht:

Bos primigenius von Ilford

Humerus: BMNH 45561 (dex.), BMNH 45562 (sin.), BMNH 45563 (sin.), BMNH 45564 (sin.), BMNH 48049 (dex.). Radius: BMNH 21299a (sin.), BMNH 45576 (dex.), BMNH 45579 (sin.). Femur: BMNH 45653 (dex.), BMNH 45663 (dex.). Tibia: BMNH 45672 (sin.), BMNH 45673 (dex.), BMNH 45674 (dex.), BMNH 45675 (dex.), BMNH 45680 (dex.).

Bison priscus von Isleworth (da die Knochen noch nicht inventarisiert sind, können hier nur die Feld-Nummern angegeben werden)

Humerus: Nr. 388 (sin.), Nr. 389 (sin.), Nr. 390 (dex.), Nr. 391 (dex.), Nr. 392 (dex.), Nr. 393 (dex.), Nr. 394 (dex.), Nr. 395 (dex.), Nr. 936 (dex.), Nr. 397 (dex.), Nr. 400 (sin.). Radius: Nr. 350 (dex.), Nr. 357 (dex.), Nr. 359 (dex.), Nr. 360 (dex.), Nr. 363 (dex.), Nr. 364 (sin.), Nr. 366 (sin.), Nr. 367 (sin.), Nr. 369 (dex.), Nr. 370 (dex.), Nr. 371, Nr. 372 (sin.), Nr. 373 (sin.), Nr. 374 (sin.), Nr. 375 (sin.), Nr. 377 (sin.), Nr. 380 (sin.), Nr. 384 (sin.), o. Nr. (sin.). Femur: —. Tibia: Nr. 265 (dex.), Nr. 267 (dex.), Nr. 276 (sin.), Nr. 277 (sin.), Nr. 278 (sin.), Nr. 279 (sin.), Nr. 280 (sin.).

3.5. Vergleichsmaterial von *Bison* div. sp. aus Nordamerika

Nach ANDERSON (1984) erreicht *Bison priscus* Alaska von Eurasien her im frühen Rancholabrean (entspricht etwa dem späten Mittel- und Jungpleistozän). WILSON (1974: 142) unterscheidet in der weiteren Entwicklung zwischen einem nördlichen und südlichen Phänotyp. Die Vertreter des nördlichen Phänotyps entwickeln sich nach WILSON (1974) über *Bison priscus alaskensis* und *Bison priscus crassicornis* zu *Bison bison athabasca* und *Bison bison occidentalis*. Der südliche Zweig brachte dagegen über den langhornigen *Bison priscus latifrons* und *Bison priscus alleni* die Formen *Bison bison antiquus* und *Bison bison bison* hervor. WILSON (1974) nennt einen Genfluß zwischen beiden Populationen wahrscheinlich. Dagegen unterscheidet McDONALD (1981) bei den jungpleistozänen bzw. rezenten Formen zwischen 2 Arten: *Bison antiquus* (mit den Unterarten *B. a. antiquus* und *B. a. occidentalis*) und *Bison bison* (mit *B. b. bison* und *B. b. athabasca*). In der vorliegenden Arbeit wird die Klassifikation von McDONALD benutzt.

Da die nordamerikanischen Bisons im wesentlichen nach der Hornform und Horngröße unterschieden werden, ist eine artliche Zuweisung von isolierten Langknochen kaum möglich; werden im folgenden trotzdem Artnamen genannt, sind sie aus den Unterlagen der jeweiligen Sammlungen entnommen, oder es handelt sich um Material von Lokalitäten, die nur eine *Bison*-Art geliefert haben.

Bison antiquus occidentalis und *Bison* sp. von der Natural Trap Cave (NTC), Wyoming

Bei der Natural Trap Cave handelt es sich um einen ca. 20 m tiefen Karsthohlraum in unterkarbonischen Kalken in den Bighorn Mountains im nördlichen Wyoming. In diese natürliche Falle, die nur in ihrer Decke eine Öffnung aufweist, sind nach radiometrischen Datierungen von Aschelagen (GILBERT & MARTIN 1984) seit der Sangamon-Warmzeit (entspricht wohl dem Eem) bis in heutige Zeit unzählige Tiere gestürzt (MARTIN & GILBERT 1978a); ihre Überreste bildeten im Laufe der Zeit eine mindestens 3 m mächtige Knochenpackung (MARTIN et al. 1977). Neben Klein- und anderen Großsäugern, wie z. B. Wolf (*Canis* sp.), amerikanischem Löwen (*Panthera atrox*), Pferd (*Equus* sp.), Kamel (*Camelops* sp.) und einem Bergschaf (*Ovis catclawensis*) wurden in der Höhle zahlreiche Überreste von *Bison* sp. (MARTIN & GILBERT 1978b) gefunden. Die meisten Knochen haben nach ¹⁴C-Datierungen ein Alter von 21.000 bis 12.000 Jahren.

Humerus: KUMVP-NTC 25980 (dex.), KUMVP-NTC 51275 (dex.); Radius: KUMVP-NTC 47955 (sin.), KUMVP-NTC 48916 (dex.); Femur: KUMVP-NTC 82210 (dex.); Tibia: KUMVP-NTC 26498 (sin.), KUMVP-NTC 42750 (sin.), KUMVP-NTC 42887 (dex.), KUMVP-NTC 44361 (sin.), KUMVP-NTC 45338 (dex.), KUMVP-NTC 57017 (dex.).

Bison sp. aus den Kansas River Sand bars

Die Kies- und Sandbänke des Kansas-River im Ostteil des Bundesstaates Kansas liefern zahlreiche Knochen von Wirbeltieren des Jungpleistozäns bis Holozäns; dabei machen unter den Großsäugern Reste von *Bison* div. sp. einen Großteil der Funde aus (MARTIN et al. 1979).

Humerus: KUMVP 82882 (sin.), KUMVP 88276 (dex.), KUMVP 88289 (sin.), KUMVP 88550 (dex.); Radius: —; Femur: —; Tibia: KUMVP 59485 (sin.), KUMVP 59487 (dex.), KUMVP 63757 (dex.), KUMVP 88277 (dex.), KUMVP 82281 (dex.).

Bison antiquus occidentalis und *Bison* sp. vom 12-Mile Creek

In den Kiesbänken des 12-Mile Creek im Westen des Bundesstaates Kansas wurde Ende letzten Jahrhunderts eine Ansammlung fossiler *Bison*-Skelette entdeckt. Eine Pfeilspitze und Schlachtschuppen an einigen Knochen lassen darauf schließen, daß die Bisons vom Frühmenschen auf der Jagd getötet wurden („Bison Kill“). Zwei Radiokarbondatierungen einer *Bison*-Tibia ergaben ein gemitteltes Alter von 10.300 a BP (ROGERS & MARTIN 1984).

Humerus: KUMVP 102704 (dex.), KUMVP 102706 (sin.), KUMVP 102705 (sin.), KUMVP o. Nr. (sin.). Radius: KUMVP 102709 (dex.), KUMVP 102708 (dex.), Nr. 3190

(sin.), NR. 3190 YY; Femur: —; Tibia: KUMVP 102713 (sin.), KUMVP 102716 (dex.), KUMVP 102712 (dex.), KUMVP 102711 (dex.), KUMVP 102715 (dex.), KUMVP 102714 (dex.).

Darüber hinaus stand ein holozänes Bison-Skelett (*Bison bison*) aus den Big Snowy Mountains (Montana) (Loc.; KU Mt 41) zur Verfügung (KUMVP 23002).

Rancho La Brea (Los Angeles)

In den Asphalt Sümpfen von Rancho La Brea wurde eine vielfältige Wirbeltierfauna des Jungpleistozäns und Holozäns (Rancholabrean) konserviert (STOCK 1972). Die *Bison*-Reste stammen fast ausnahmslos von *Bison antiquus*, nur vereinzelte Knochen wurden einem sehr großen Bison, *B. latifrons*, zugeordnet (MILLER & BROTHERRSON 1979).

Soweit nur die Feldnummern angegeben werden können, sind die in Abb. 14–17 verwendeten Kurz-Nummern (mit **) beigefügt.

Humerus: Nr. 3/E4, 6 1/2 (dex.) = **1; Nr. 4, B-5, 12–15 (dex.) = **2; Nr. pit 4, F4–5, 14 1/2 (sin.) = **3; Nr. E, 3/4, 6 3/4 (sin.) = **4; Nr. 3/D2, 9 (dex.) = **6; LACM Y 6656; LACM Y 6662 (sin.); LACM Y 6663 (sin.); LACM HCV 6022. Radius: Nr. 13/9–11 (dex.) = **7; Nr. 13/C11, 15 (dex.) = **8; Nr. 4, C3+4, 11 1/2 69 (dex.) = **9; Nr. 60/9 1/2–10', 376 (sin.) = **10; Nr. 67 (sin.) = **11; Nr. 61/8 1/2–10' (dex.) = **12; Nr. 61/E10, 13 (dex.) = **13; Nr. 60/E-10, 12–15, 405 (dex.) = **14; Nr. 61/F15, 12–16 (dex.) = **15; Nr. 3, F-2, 9' (dex.) = **16; Nr. 4, E4+5, 16, 2 × 9 (sin.) = **17; LACM Y 6697 (sin.). Femur: Nr. 3, E-2, 9 (sin.) = **18; Nr. 3, D-4, 9 1/2 (sin.) = **19; Nr. 4/F4+5, 9 (dex.) = **20; Nr. 13/F11, 11.5 (dex.) = **21; Nr. 16/3–6 (dex.) = **22; LACM Y 6779 (sin.); LACM Y 6782 (sin.); LACM Y 6783 (dex.). Tibia: Nr. 4/F-4+5, 11–12, 236 (sin.) = **23; Nr. 4/A-5, 11' (dex.) = **24; LACM Y 6790 (dex.); LACM Y 6791 (dex.); LACM Y 6802 (sin.); LACM HC 6016 (sin.).

4. Merkmalsausprägung an den Extremitätenknochen

Zur Darstellung der Merkmalszustände an den einzelnen Knochen hat sich eine graphische Darstellung (Abb. 14 bis 17) bewährt, die einen übersichtlichen Vergleich der Merkmalskombinationen auch bei größeren Materialmengen erlaubt. Jedes Merkmal wird durch ein schwarzes Rechteck vertreten. Liegt das schwarze Rechteck über der Grundlinie, ist das betreffende Merkmal typisch für *Bos primigenius* ausge-

prägt, befindet es sich unter der Grundlinie, liegt das Merkmal in *Bison*-typischer Ausprägung vor. Intermediäre Merkmalszustände werden durch ein auf der Grundlinie liegendes Rechteck angezeigt. Konnte ein Merkmal z.B. wegen Beschädigung nicht beurteilt werden, bleibt der Platz frei. Eine eingehende Erläuterung der einzelnen Bestimmungsmerkmale wurde in einer früheren Arbeit vorgenommen (MARTIN 1987).

4.1. Humerus

Am Humerus wurden die folgenden Merkmale (Abb. 8) zur Unterscheidung von *Bos primigenius* und *Bison priscus* diskutiert. Die Nummern der Merkmale entsprechen denen in Abb. 14.

1. Eine Einkerbung im Tuberculum maius fehlt bei *Bos* und ist bei *Bison* vorhanden.
2. Der Übergang der Diaphyse in das Tuberculum minus erfolgt bei *Bos* abrupt und bei *Bison* allmählich.
3. Das Relief von Führungsgrat und Rinne der Trochlea humeri ist bei *Bos* kräftig und bei *Bison* schwach ausgeprägt.
4. Die Fossa olecrani ist bei *Bos* breit-kastenförmig und bei *Bison* schmal.
5. Ein Tuberculum intermedium soll bei *Bos* fehlen und bei *Bison* vorhanden sein.
6. Der proximale Gelenkkopf ist bei *Bos* breiter als bei *Bison*.

Die Verteilung der Merkmalsmuster an den Humeri kann der Abb. 14 entnommen werden. Dort erscheint die Zuverlässigkeit von Merkmal 1 (Einkerbung im Tuberculum maius) abgeschwächt. Offensichtlich spielen hier altersbedingte Veränderungen doch eine größere Rolle als zunächst angenommen.

Merkmal 2 (Übergang der Diaphyse in das Tuberculum minus) wird als gut brauchbar bestätigt. Als weitgehend zuverlässig erwies sich Merkmal 3 (Führungsgrat und Rinne der Trochlea humeri); Abweichungen traten fast ausschließlich bei zierlichen *Bison*-Humeri auf. Dieses Merkmal ist auch deshalb wichtig, weil es das verlässlichste am besonders häufig erhaltenen distalen Gelenkende ist. Die Bedeutung von Merkmal 4 (Form der Fossa olecrani) wird geringer, Merkmal 5 (Tuberculum intermedium) erscheint wie bisher wenig aussagekräftig. Merkmal 6 (Form des proximalen

Abb. 14: Verteilungsmuster der Merkmalsausprägungen am Humerus.
Feldnummern sind durch ein * gekennzeichnet oder durch Nummern mit ** vertreten (Zuordnung siehe 3.5); weitere Erklärung im Text.

<i>Bos</i>		<i>Bos</i>		<i>Bison</i>		<i>Bison</i>		<i>Bison</i>	
Merkmal:	1 2 3 4 5 6		1 2 3 4 5 6		1 2 3 4 5 6		1 2 3 4 5 6		1 2 3 4 5 6
LÖMD dex		BMNH 45564		BMNH *384		KUMVP 51275		LACM HC 6022	
LÖMD sin				BMNH *389		KUMVP 25980		LACM Y 6662	
SNMB dex				BMNH *388		KUMVP 102706		LACM **3	
SNMB sin		HLMD RS 3238		BMNH *395		KUMVP 102705		LACM Y 6656	
HLMD RS 3469		BMNH *396		BMNH *397		KUMVP o. Nr.		LACM **4	
HLMD RS 3470		BMNH *400		BMNH *390		KUMVP 102704		LACM Y 6663	
BMNH 48049		BMNH *391		KUMVP 82882		KUMVP 23002 dex		LACM **6	
BMNH 45561		BMNH *393		KUMVP 88289		KUMVP 23002 sin			
BMNH 45563		BMNH *392		KUMVP 88276		LACM **1		Humerus	
BMNH 45562		BMNH *398		KUMVP 88550		LACM **2			

Gelenkkopfes) wird bestätigt, ist aber nur bei den wenigen Stücken, bei denen der dünnwandige Proximalteil nicht zu stark beschädigt ist, beurteilbar.

4.2. Radius

Am Radius wurden folgende Unterscheidungsmerkmale diskutiert (Abb. 9). Die Nummern der Merkmale entsprechen denen in Abb. 15.

1. Die Verbindungsfläche zur Ulna an der Volarseite der proximalen Gelenkfläche ist bei *Bos* tief eingekerbt, und von der Ulna greift ein Zapfen in die Kerbe hinein. Bei *Bison* ist die Verbindungsfläche nicht eingekerbt sondern glatt.

2. Der laterale Bandhöcker am Caput radii springt bei *Bos* kräftig vor und ist bei *Bison* wenig prominent.

3. Das Relief der proximalen Gelenkfläche ist bei *Bos* kräftig und bei *Bison* seicht.

4. Die Facette für das Os radiale verschmälert sich bei *Bos* nach kaudal stark, bei *Bison* jedoch kaum.

5. Die distale Gelenkfläche ist bei *Bos* stark und bei *Bison* schwach gekrümmt.

6. Der distale Gelenkflächenindex (n. BIBIKOVA 1958; $\frac{BFdm \cdot 100}{BFdl}$) erreicht bei *Bos* höchstens 95 und geht bei *Bison* nicht unter 101.

7. Bei *Bos* tritt in der Facette für das Os ulnare eine Kerbe auf, bei *Bison* fehlt sie.

8. Die Verbindung der Diaphysen von Radius und Ulna ist bei *Bos* vollständig verknöchert, bei *Bison* weitgehend knorpelig.

Zur Verteilung der Merkmalsmuster an den Radien siehe Abb. 15. Merkmal 1 (Verbindungsstelle zur Ulna), 2 (Lateraler Bandhöcker am Caput radii) und 3 (Relief der proximalen Gelenkfläche) werden als wichtige Bestimmungsmerkmale bestätigt. Merkmal 4 (Facette für das Os radiale) erscheint, besonders beim Material aus Großbritannien, weniger zuverlässig. Merkmal 5 (Krümmung der distalen Gelenkfläche) wird bestätigt. Die Merkmale 7 (Kerbe in der Facette für das Os ulnare) und 8 (Verbindung der Diaphysen von Radius und Ulna) erwiesen sich auch hier als unbrauchbar, da sie stark altersabhängig sind. Die neuen Untersuchungen ergaben eine Verringerung der Bestimmungsmöglichkeit distaler Radius-Bruchstücke.

4.3. Femur

Am Femur wurden folgende Unterscheidungsmerkmale diskutiert (Abb. 10). Die Nummern der Merkmale entsprechen denen in Abb. 16.

1. Der Trochanter maior steigt bei *Bos* steil (Winkel zwischen Caput femoris und Trochanter maior ca. 90°) und bei *Bison* flacher (Winkel ca. 100–110°) an.

2. Die Fossa trochanterica ist bei *Bos* weit offen und bei *Bison* leicht verengt.

3. Der Winkel an der Fossa trochanterica liegt bei *Bos* über 65° und erreicht bei *Bison* maximal 62°.

4. Der laterale Begrenzungsgrat der Facies patellaris hat bei *Bos* eine distale Einknickung, die bei *Bison* fehlt.

Der Trochlea-Index ($\frac{BTd \cdot 100}{BTp}$) liegt bei *Bos* über 92 und erreicht bei *Bison* maximal 89.

Die Verteilung der Merkmalsmuster an den Femora kann Abb. 16 entnommen werden. Merkmal 1 (Anstieg des Trochanter maior) war für eine erneute Beurteilung zu selten erhalten, was auch für Merkmal 3 (Winkel an der Fossa trochanterica) gilt. Merkmal 2 (Öffnung der Fossa trochanterica) war bei *Bos* *primigenius* zuverlässig, bei *Bison* allerdings wenig konstant (z. B. Material von Rancho La Brea). Merkmal 4 (Lateraler Begrenzungsgrat der Facies patellaris) erwies sich weiterhin als zuverlässig. Auch der Trochlea-Index kann weiterhin als gutes Bestimmungsmerkmal gelten.

4.4. Tibia

An der Tibia wurden folgende Unterscheidungsmerkmale diskutiert (Abb. 11). Die Nummern der Merkmale entsprechen denen in Abb. 17.

1. Der laterale Rand des Condylus lateralis ist bei *Bos* schwach und bei *Bison* stark gekrümmt.

2. Die dorsale Gelenkfläche für das Os malleolare ist bei *Bos* flach und steht senkrecht zur Längsachse des Knochens; bei *Bison* ist sie geknickt bzw. steht schräg zur Längsachse des Knochens.

3. Der Einschnitt für den Zapfen des Os malleolare ist bei *Bos* seicht und bei *Bison* tief.

4. Die Rinne für den Musculus flexor digitalis ist bei *Bos* tief und bei *Bison* seicht.

Abb. 15: Verteilungsmuster der Merkmalsausprägungen am Radius.

Feldnummern sind durch ein * gekennzeichnet oder durch Nummern mit ** vertreten (Zuordnung siehe 3.5); weitere Erklärung im Text.

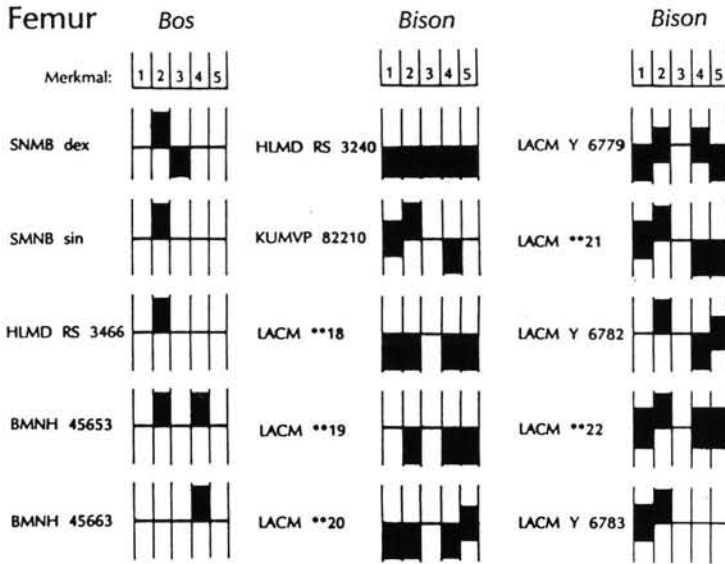


Abb. 16: Verteilungsmuster der Merkmalsausprägungen am Femur. Feldnummern sind durch ein * gekennzeichnet oder durch Nummern mit ** vertreten (Zuordnung siehe 3.5); weitere Erklärung im Text.

Die Verteilung der Merkmalsmuster an den Tibien ist in Abb. 17 dargestellt. Merkmal 1 (lateral Rand des Condylus lateralis) hat sich in den wenigen Fällen, in denen es erhalten war, bestätigt. Merkmal 2 (Form und Stellung der dorsalen Gelenkfläche für das Os malleolare) hat sich, besonders beim *Bos*-Material von Ilford, als weniger zuverlässig erwiesen; dasselbe gilt bei *Bison* für Merkmal 3 (Einschnitt für den Zapfen des Os malleolare). Ausnahmslos zuverlässig war Merkmal 4 (Grube für den Musculus flexor digitalis); es kann als einziges der diskutierten Unterscheidungsmerkmale beinahe als Schlüsselmerkmal verwendet werden.

5. Vergleich mit *Bison* div. sp. aus dem nordamerikanischen Pleistozän

Die natürlichen Verbreitungsgebiete der amerikanischen Bisons und von *Bos primigenius* haben sich nicht überschritten. Deshalb scheint eine Überprüfung, ob *Bison bison* und *Bison antiquus* sich vom Auerochsen osteologisch unterscheiden, zunächst ohne großen praktischen Wert zu sein. Zieht man jedoch das Problem einer Vermischung (sub)fossiler *Bison*-Knochen mit den Knochen eingeführter Rinder (*Bos primigenius* f. *taurus*) z. B. in indianischen Jagdstationen in Betracht, wird die Bedeutung einer Unterscheidungsmöglichkeit offensichtlich (OLSEN 1960). Außerdem ist es reizvoll, zu überprüfen, ob Merkmale, die *Bison priscus* von *Bos primigenius* unterscheiden, innerhalb der Gattung *Bison* konstant bleiben.

An den Langknochen von *Bison antiquus* und *Bison bison* sind die an *Bison priscus* erarbeiteten Unter-

scheidungsmerkmale generell brauchbar. Bei einigen Merkmalen sind jedoch Abweichungen zu beobachten. So fällt z. B. am Humerus auf, daß das an sich sehr zuverlässige Merkmal 3 (Führungsgrat und Rinne der Trochlea humeri) bei einigen Stücken weniger konstant erscheint. Hierbei handelt es sich durchweg um sehr zierliche Knochen. Das gleiche Phänomen, nämlich daß bei kleinen Humeri die distale Gelenkrolle ein schärferes Relief als bei größeren zeigt, wurde auch an Material aus den jungpleistozänen Rheinschottern beobachtet (MARTIN 1987). Dieses Merkmal sollte deshalb nur bei Knochen, die in der normalen Größenordnung von *Bison priscus* liegen, zur Bestimmung herangezogen werden.

Der Vergleich hat gezeigt, daß die Ausprägung der betreffenden Merkmale beim nordamerikanischen *Bison antiquus* und *B. bison* weitgehend mit der beim europäischen *Bison priscus* übereinstimmt.

6. Zusammenfassung

Die an Bovidenknochen aus den Rheinschottern ausgearbeiteten Unterscheidungsmerkmale für *Bos primigenius* und *Bison priscus* (MARTIN 1987) werden durch sicher bestimmte Skelettfunde bestätigt. Umgekehrt erwiesen sich verschiedene früher diskutierte Merkmale, die bereits am Rheinschottermaterial wegen zu starker Variabilität oder Altersabhängigkeit wenig brauchbar waren, auch hier als nutzlos. Die Rinne für den Musculus flexor digitalis am Distale der Tibia trat am untersuchten Material jeweils in typischer Ausprägung auf und kann deshalb beinahe als Schlüsselmerkmal gewertet werden.

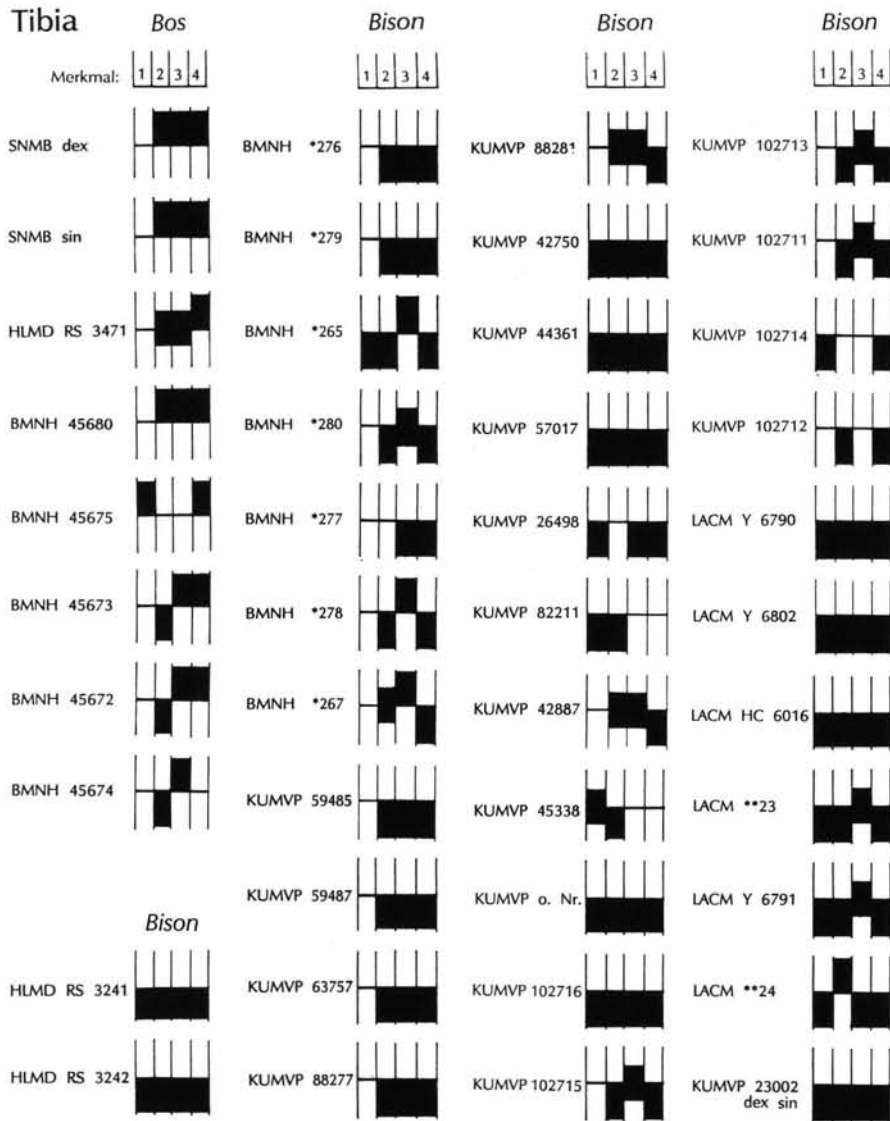


Abb. 17: Verteilungsmuster der Merkmalsausprägungen an der Tibia.

Feldnummern sind durch ein * gekennzeichnet oder durch Nummern mit ** vertreten (Zuordnung siehe 3.5); weitere Erklärung im Text.

Die am europäischen *Bison priscus* ausgearbeiteten Merkmale lassen sich mit gewissen Einschränkungen auch auf nordamerikanisches *Bison*-Material übertragen. Für eine Unterscheidung des nordamerikanischen *Bison* von eingeführten Hausrindern kommt jedoch erschwerend hinzu, daß *Bos primigenius*-typische Merkmale bei *Bos primigenius* f. *taurus* nicht konstant auftreten.

7. Danksagung

Herrn Prof. Dr. W. v. KOENIGSWALD, Institut für Paläontologie, Bonn, danke ich für zahlreiche Anregungen und Ratschläge sowie die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Für die Möglichkeit, Material aus denen von ihnen betreuten Sammlungen zu bearbeiten, danke ich folgenden Herren: J. BOSCHENIN,

Löbbecke-Museum und Aquarium in Düsseldorf; A. CURRENT, British Museum (Natural History) in London; Prof. Dr. O. v. FRISCH, Staatliches Naturhistorisches Museum in Braunschweig; Dr. R. HEIL, Hessisches Landesmuseum in Darmstadt; Dr. G. T. JEFFERSON, George C. Page Museum (Los Angeles County Museum), Los Angeles; Dr. L. D. MARTIN, Museum of Natural History, University of Kansas, Lawrence. Herr BOSCHENIN stellte die Vorlage zu Abb. 12 zur Verfügung und gab mir wie Herr R. MEINECKE, Brühl, einen wichtigen Literaturhinweis. Herr G. OLESCHINSKI, Bonn, reproduzierte die Vorlage zu Abb. 2.

8. Schriftenverzeichnis

- AARIS-SØRENSEN, K. & BRINCH PETERSEN, E. (1986): The Prejlerup Aurochs — an Archaeozoological Discovery from Boreal Denmark. — *Nordic Late Quaternary Biology and Ecology. Striae*, 24: 111—117, 6 Abb.; Uppsala.
- ADAM, K. D. (1954): Die mittelpleistozänen Faunen von Steinheim an der Murr (Württemberg). — *Quaternaria*, 1: 131—144, 3 Abb.; Rom.
- ANDERSON, E. (1984): Who's who in the Pleistocene: A mammalian bestiary. — in: MARTIN, P. S. & KLEIN, R. S. (eds.): *Quaternary extinctions. A prehistoric revolution*: 40—89, 18 Abb., 1 Tab.; Tucson (University of Arizona Press).
- BIBIKOVA, V. I. (1958) Some distinguishing features in the bones of the genera *Bison* and *Bos* (in russisch). — *Bjull. Moskovsko Obschestvo ispytatelej Prirody N. S. Otdel Biologičeskij*, 63 (6): 23—25, 25 Abb.; Moskau.
- BOJANUS, L. H. (1828): De uro nostrate eiusque sceletio commentatio. — *Nov. Act. phys.-med. Acad. Caes. Leopold. Carol.*, 13 (2): 413—478, 24 Taf.; Bonn.
- BOSCHENIN, J. (1985): Geologie/Paläontologie. — *Jahrber. 1984 Löbbecke Museum und Aquarium*: 52—54; Düsseldorf.
- COPE, G. R. & ANGUS, R. B. (1975): An ecological study of a temperate interlude in the middle of the last glaciation, band on fossil Coleoptera from Isleworth, Middlesex. — *J. Anim. Ecol.*, 44: 365—391, 7 Abb., 2 Taf.; Oxford.
- CUVIER, G. (1836): *Recherches sur les ossements fossiles*. Atlas, 2; Paris.
- DEGERBØL, M. & FREDSKILD, B. (1970): The Urus (*Bos primigenius* Bojanus) and Neolithic domesticated cattle (*Bos taurus domesticus* Linné) in Denmark. — *Biol. Skr. Dan. Vidensk. Selsk.*, 17/1: 1—234; Kopenhagen.
- DRIESCH, A. VON DEN (1976): Das Vermessen von Tierknochen aus vor- und frühgeschichtlichen Siedlungen. — *Inst. Paläoanatomie, Domestikationsforsch. Gesch. Tiermed. Univ. München*, 114 S.; München.
- FIEDLER, H. (1907): Über Säugetierreste aus Braunschweiger Torfmooren nebst einem Beitrag zur Kenntnis der osteologischen Geschlechtscharaktere des Rindschädels. — *Z. Anthropol. Ethnol. Urgesch.*, 4/5: 1—60, 24 Fig., 11 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- FISCHER, K.-H. (1965): Bisonreste (*Bos schoetensacki voigtstedtensis* ssp. n.) aus den altpleistozänen Tonen von Voigtstedt in Thüringen. — *Paläont. Abh., Abt. A.*, 2, H. 2/3: 363—378, 5 Abb., Taf. 8—12; Berlin.
- FLEROV, K. K. (1969): Die *Bison*-Reste aus den Kiesen von Süßenborn bei Weimar. — *Paläont. Abh., Abt. A.*, 3, H. 3/4: 489—520, 17 Abb., Taf. 11—20; Berlin.
- GILBERT, B. M. & MARTIN, L. D. (1984): Late Pleistocene Fossils of Natural Trap Cave, Wyoming, and the climatic model of extinction. — in: MARTIN, P. S. & KLEIN, R. G. (eds.): *Quaternary extinctions. A prehistoric revolution*: 138—147, 3 Abb.; Tucson (University of Arizona Press).
- GÖRGES, J. (1912): *Niederrheinische Museen. Das Löbbecke-Museum in Düsseldorf*. — *Der Niederrhein*, 1, 9: 143—144; Kempen/Rh.
- HÜNERMANN, K. A. (1968): Der Schädel eines Aurochs (*Bos primigenius* BOJANUS 1828) von Ober-Illnau, Kt. Zürich. — *Vierteljahresschrift Naturf. Ges. Zürich*, 113: 337—346, 5 Abb., 2 Tab.; Zürich.
- KAHLKE, H. D. (1982): *Hippopotamus amphibius* DESMAREST, 1822 aus dem Pleistozän von Meiningen in Südhüringen (Bezirk Suhl). — *Z. geol. Wiss.*, 10/7: 943—949, 2 Abb.; Berlin.
- KOENIGSWALD, W. v. (1988): Paläoklimatische Aussage letzter interglazialer Säugetiere aus der nördlichen Oberrheinebene. — in: KOENIGSWALD, W. v. (ed.): *Zur Paläoklimatologie des letzten Interglazials im Nordteil der Oberrheinebene*. — *Paläoklimaforschung*, 4: 205—314, 51 Abb.; Stuttgart.
- & TOBIEN, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden. — *Geol. Jb. Hessen*, 115: 227—237, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KURTÉN, B. (1968): *Pleistocene Mammals of Europe*. — 317 S., 111 Abb., 15 Tab.; London (Weidenfeld & Nicolson).
- LANGER, W. (1974): Der Aurochs vom Hülser Berge. — *Die Heimat, Z. niederrhein. Kulturpflege*, 45: 127—128, 3 Abb.; Krefeld.
- LEHMANN, U. (1949): Der Ur im Diluvium Deutschlands und seine Verbreitung. — *Neues Jb. Mineral., Geol. Paläont., Abt. B, Geol.-Paläont.*, 90: 163—266, 6 Taf.; Stuttgart.
- LEMPPEAU, U. (1964): Geschlechts- und Gattungsunterschiede am Becken mitteleuropäischer Wiederkäuer. — *Diss. München*, 40 S., 6 Abb., 11 Tab., 22 Taf.; München.

- MARTIN, L. D. & GILBERT, B. M. (1978a): Excavations at Natural Trap Cave. — Trans. Nebraska Acad. Sci., 6: 107—115, 5 Abb.; Lincoln, Nebraska.
- & — (1978b): An American lion, *Panthera atrox*, from Natural Trap Cave, north central Wyoming. — Contrib. Geol., 16, 2: 95—101, 4 Abb.; Laramie, Wyoming.
- MARTIN, L. D., GILBERT, B. M. & DANIEL, B. A. (1977): A cheetah-like cat in the North American Pleistocene. — Science, 165: 981—982, 1 Abb.; Washington, D. C.
- , WHETSTONE, K. N., CHORN, J. D. & FRAILEY, C. D. (1979): Survey of Fossil Vertebrates from East-Central Kansas. — Kansas River Bank Stabilization Study. Prepared for U. S. Army Corps of Engineers, Kansas City District. 28 S., 4 Abb., Lawrence (University of Kansas).
- MARTIN, TH. (1987): Artunterschiede an den Langknochen großer Artiodactyla aus dem Jungpleistozän Mitteleuropas. — Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 96: 1—124, 134 Abb.; Frankfurt a. M.
- MCDONALD, J. N. (1981): North American Bison. Their Classification and Evolution. 316 S., 103 Abb., 75 Tab.; Berkeley, Los Angeles, London (University of California Press).
- MEINECKE, R. (1985): Auerochsen lebten einst im Erfttal. — Revier und Werk, 35, 190: S. 15; Köln.
- MILLER, W. E. & BROTHERRSON, J. D. (1979): Size variation in foot elements of *Bison* from Rancho La Brea. — Contr. Sci., 323: 1—19, 24 Abb., 2 Tab.; Los Angeles (Nat. Hist. Mus. Los Angeles County).
- MOHR, E. (1952): Der Wisent. — Neue Brehm-Bücherei, 74: 75 S., 42 Abb.; Leipzig (Akad. Verlagsges.).
- NICKEL, R., SCHUMMER, A. & SEIFERLE, E. (1984): Lehrbuch der Anatomie der Haustiere, 1, Bewegungsapparat. 542 S., 517 Abb.; 5. Aufl.; Berlin und Hamburg (Parey).
- OLSEN, S. (1960): Postcranial skeletal characters of *Bison* and *Bos*. — Pap. Peabody Mus. Archaeol. Ethnol., 35, (4): 1—15, 14 Abb.; Cambridge, Mass. (Harvard University).
- ROGERS, R. A. & MARTIN, L. D. (1984): The 12 Mile Creek site: A reinvestigation. — American Antiquity, Reports, 49 (4): 757—764, 2 Abb.; Washington, D. C.
- RÜTIMEYER, L. (1862): Die Fauna der Pfahlbauten der Schweiz. — Neue Denkschr. allg. Schweiz. Ges. ges. Naturwiss., 19: 56—112, 6 Taf.; Zürich.
- SCHERTZ, E. (1936): Zur Unterscheidung von *Bison priscus* (Boj.) und *Bos primigenius* Boj. an Metapodien und Astragalus, nebst Bemerkungen über einige diluviale Fundstellen. — Senckenbergiana, 18: 37—71, 17 Abb.; Frankfurt a. M.
- SCHWEISS, D. (1988): Jungpleistozäne Sedimentation in der nördlichen Oberrheinebene. — in: KOENIGSWALD, W. v. (ed.): Zur Paläoklimatologie des letzten Inter-glazials im Nordteil der Oberrheinebene. — Paläoklimaforschung, 4: 19—78, 12 Abb.; Stuttgart.
- SKINNER, M. F. & KAISEN, O. C. (1947): The fossil Bison of Alaska and preliminary revision of the genus *Bison*. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. 89: 123—256, 5 Abb., Taf. 8—26, 25 Tab., 3 Kt.; New York.
- STAMPFLI, H. R. (1963): Wisent, *Bison bonasus*, Ur, *Bos primigenius* und Hausrind, *Bos taurus*. — In: BOESS-NECK, J., JEQUIER, J. P. & STAMPFLI, H. R. (Hrsg.): Seeberg Burgäschisee-Süd. Die Tierreste, 3: 117—196, Fig. 6—42. — Acta Bernensia, 2: Bern.
- STOCK, CH. (1972): Rancho La Brea. A record of Pleistocene life in California. — Los Angeles County Museum Nat. Hist., Sci. Ser. 20, Paleontology, 11. 81 S., 33 Abb.; Los Angeles.
- STUART, A. J. (1981): Pleistocene Vertebrates in the British Isles. — 121 S., 163 Abb., 17 Tab.; London und New York (Longman).
- SUTCLIFFE, A. J. (1985): On the track of Ice Age mammals. 224 S., 139 Abb., 9 Tab.; London, British Museum (Natural History).
- WIEGANK, F. (1983): Beitrag zur Chronostratigraphie und Entwicklung der Großsäugerfauna im jüngeren Känozoikum von Europa auf geochronologischer und magnetostratigraphischer Grundlage. — Schriftenr. geol. Wiss., 19/20: 355—380, 2 Tab.; Berlin.
- WILSON, M. V. (1974): The Caspar Site local fauna and its fossil bison. — in: FRISON, G. C. (ed.): The Caspar Site: A hell gap bison kill on the High Plains: 125—171, 23 Abb., 15 Tab.; New York (Academic Press).
- ZEUNER, F. E. (1967): Geschichte der Haustiere. 448 S., 331 Abb.; München, Basel, Wien (BLV).

Nachtrag:

Während der Drucklegung wurde ein weitgehend vollständiges Auerochsen skelett aus Sassenberg, Kreis Warendorf im Münsterland bekannt gemacht (LANSER 1990), das hier der Vollständigkeit halber erwähnt werden soll, in die Untersuchungen aber nicht mehr einbezogen werden konnte. Das besonders starke Skelett stammt aus dem Aushub eines Teiches am Rand der Niederterrasse der Hessel (Nebenfluß der Ems) und hat nach einer Radiokarbon-Datierung meso-

lithisches Alter; es befindet sich im Westfälischen Museum für Naturkunde in Münster.

LANSER, P. (1990): Der Fund eines Ur-Skelettes bei Sassenberg im Münsterland. — in: HELLENKEMPER, H. et al. (Hrsg.): Archäologie in Nordrhein-Westfalen. Geschichte im Herzen Europas. — Schriften zur Bodendenkmalpflege in Nordrhein-Westfalen, 1: 126—131, 6 Abb.; Mainz (Zabern).

Manuskript eingegangen am 7. 11. 1989.

Der Saiga-Fund von Pahren.

Ein Beitrag zur Kenntnis der paläarktischen Verbreitungsgeschichte der Gattung *Saiga* GRAY 1843 unter besonderer Berücksichtigung des Gebietes der DDR

RALF-DIETRICH KAHLKE *)

Upper Pleistocene, karst filling, Ruminantia, *Saiga tatarica*, skull fragment, horn cores, biometry, taxonomy, fossil localities, paleoenvironment, range

Gera Bezirk, Thuringian Massif, Europe, Asia

Kurzfassung: Ausgehend von einer knappen Darstellung zur Geschichte der Erforschung fossiler *Saiga*-Reste auf dem Gebiet der DDR wird das bisher vorliegende Fundgut aufgeführt und durch die Beschreibung eines vermutlich letztglazialen Schädelfragmentes von Pahren bei Zeulenroda (Bezirk Gera) ergänzt. Ein Vergleich des Fossils mit entsprechenden Funden Eurasiens führt zur Unterscheidung vorläufiger Formengruppen. Offene taxonomische Probleme werden aufgezeigt.

Die regionale Verbreitung fossiler *Saiga*-Nachweise in der DDR spiegelt den einstigen Verbreitungsraum der Gattung aus taphonomischen und forschungsgeschichtlichen Gründen nicht repräsentativ wider. Die Besiedlung der durch Funde gekennzeichneten Gebiete ist vegetationsgeschichtlich und unter Einbeziehung von Rezentbeobachtungen erklärlich.

Es schließt sich ein kurzer Überblick zur bisher bekannten Verbreitungsgeschichte der Gattung *Saiga* im paläarktischen Raum an.

[The Saiga find from Pahren. A Contribution to the Knowledge on the Palaearctic Distribution History of the Genus *Saiga* GRAY 1843 with special Reference to the Territory of the GDR]

Abstract: Following a short overview of the history of research on fossil *Saiga* remains from the GDR, available finds are reviewed and augmented by the description of a skull fragment of possibly Upper Pleistocene age from Pahren near Zeulenroda (Bezirk Gera). A comparison of this fossil with other *Saiga* remains from Eurasia leads to the creation of preliminary morphological groupings. Unresolved taxonomic problems are mentioned.

The regional distribution of fossil *Saiga* in the GDR does not show the complete Pleistocene distribution of the genus because of taphonomic and historical scientific reasons. The occurrences in areas with fossil record can be explained by vegetational history and recent observations.

There follows an overview of the currently known history of the distribution of the genus *Saiga* in the Palaearctic.

[Находка сайгака в Парене.

Вклад в изучение палеарктической истории распространения рода *Saiga* GRAY 1843 учитывая в особенности территорию ГДР]

Резюме: Исходя из задачи возможно более полного изложения истории исследования ископаемых остатков сайги на территории ГДР, приводятся данные о имеющемся материале, дополненные описанием фрагмента черепа, по-видимому, позднеледникового времени, из Паарен у Цейленрода (округ Гера). Сравнение этой находки с одновозрастными остатками с территории Евразии позволяет предварительно различить в пределах рода группы форм. Выявляются подлежащие решению таксономические проблемы.

Из-за различий в тафономии и особенностях исследования остатков прошлое распространение рода на территории ГДР не может быть восстановлено достаточно точно. Заселение областей, к которым приурочены находки, объяснимо при привлечении данных об истории растительности и биологии современного вида.

В заключение дается краткий обзор известной к настоящему времени истории распространения сайги в Палеарктической области.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. R.-D. KAHLKE jr., Institut für Quartärpaläontologie Weimar, Steubenstr. 19a, DDR — 5300 Weimar.

1. Vorbemerkung

Pleistozäne *Saiga*-Reste zählen in Mitteleuropa zu den selteneren Fossilfunden. Wegen der dezentralen Aufbewahrung bisher bekannt gewordener Nachweise in zahlreichen Museen und wissenschaftlichen Sammlungen ist eine vergleichende Gesamtbearbeitung des Materials erschwert, so daß eine Übersichtsdarstellung europäischer *Saiga*-Funde aussteht. Eine solche Revision wird nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand zu urteilen in erster Linie auf der morphologisch-metrischen Analyse von Gebiß- und vor allem Schädelresten basieren müssen. Es dürfte darum gerechtfertigt sein, einen bislang nicht beschriebenen Altfund aus Thüringen vorzustellen, der sich durch die nahezu vollständige Erhaltung seiner Hornzapfen auszeichnet. Das Fossil bietet den Anlaß zu einer Übersicht in der DDR vorliegender Funde sowie zu einem Abriss der Verbreitungsgeschichte der Gattung im paläarktischen Raum.

2. Die *Saiga*-Funde vom Gebiet der DDR

2.1. Forschungsgeschichte

Als wissenschaftshistorisch ältester Nachweis eines fossilen *Saiga*-Restes auf dem Gebiet der DDR sowie im gesamten mitteleuropäischen Raum gilt die Arbeit von ZÜKKERT (1776), in der einige während des Jahres 1728 aufgefundene Rhinocerotiden-Reste aus pleistozänen Spaltenfüllungen des Seveckenberges bei Quedlinburg beschrieben werden. TOEPFER wies 1956 (S. 386—387) darauf hin, daß Taf. X („Gegrabene Rhinozerosknochen“), Fig. 8 des genannten Werkes das Fragment eines Hornzapfens (Processus cornualis) der *Saiga* darstellen könnte. Unterstützt wird die Deutung TOEPFERS durch einen Hinweis auf „Gazellenhörner“ vom Seveckenberg bei GIEBEL (1845a, Halbs. 487). Allerdings bietet eine Bemerkung GIEBELS aus dem gleichen Jahr (GIEBEL 1845b, Halbs. 908) Anlaß zum Zweifel an der Zugehörigkeit aller bezeichneten Funde zu *Saiga*, da hier u. a. von einem „gewundenen“ Fundstück gesprochen wird.

Weitere nur aus der Literatur bezeugte mögliche Vorkommen fossiler *Saiga*-Reste sind die Knochenbrekzie aus dem Winterschen Gipsbruch bei Bad Köstritz (SCHOTTIN 1829, Halbs. 416: „Knochenfragmente von Gazellen“, 1830: 381; „Gazellen-Hörnchen“, TOEPFER 1956: 387; TOEPFER & NUGLISCH 1962: 159—160) sowie eine Lößgrube an der Merseburger Straße bei Freyburg a. d. Unstrut (NAUMANN & PICARD 1909: 28). Sehr wahrscheinlich bezieht sich die durch v. FRITSCH am 18. Juli 1901 vor dem Naturwissenschaftlichen Verein für Sachsen und Thüringen in Halle gemachte Mitteilung über „Gehörnstücke

der Steppenantilope“, die er von SCHMERBITZ „aus der Gegend von Freiburg a. U.“ erhalten hatte (FRITSCH 1901: 37), auf die Funde von der Merseburger Straße. Unklar bleibt die Nennung von „*Ovis* oder *Antilope* sp.“ aus Westeregeln bei Magdeburg in der Arbeit von NEHRING (1880: 473). Die Angabe soll auf eine Bestimmung von GIEBEL zurückgehen. Belegstücke lagen NEHRING nach eigener Mitteilung (NEHRING 1880: 474) nicht vor. Zwei vermutlich vom Gebiet der DDR stammende *Saiga*-Gehörne aus dem Besitz des Geologischen Instituts Halle (heute Sektion Geographie und Geiseltalmuseum der M.-Luther-Universität Halle-Wittenberg) weisen keinerlei Fundortangaben auf (TOEPFER 1956: 387) und können somit den genannten Lokalitäten nicht zugeordnet werden.

Die von GROTRIAN (in STRUCKMANN 1880: 751) unter „*Antilope* sp.“ erwähnten Funde aus der Hermannshöhle bei Rübeland im Harz wurden u. a. von WOODWARD (1890: 616) und TOEPFER (1956: 387) sowie diesen folgend von H.-D. KAHLKE (1975: 142) als vermutliche *Saiga*-Reste aufgeführt. NEHRING wies aber bereits 1891 (NEHRING 1891: 153) darauf hin, daß es sich bei genanntem Material nicht um *Saiga* handelt. 1896 gab er (NEHRING 1896: 114—115) eine briefliche Mitteilung von BLASIUS bekannt, wonach lediglich zwei zusammengehörige Hornzapfen einer Gemse aus der Hermannshöhle vorliegen, die seinerzeit mit der Sammlung GROTRIAN in das Herzogliche Naturhistorische Museum zu Braunschweig gelangt waren. SCHÜTT (1969, 111—112, Taf. V) führte im Ergebnis einer Revision der jungpleistozänen Säugerfaunen der Hermannshöhle ebenfalls *Rupicapra rupicapra* auf und bildete einen entsprechenden Hornzapfen ab. Für *Saiga* findet sich nach SCHÜTT (1969: 112) keinerlei Hinweis. Eine nochmalige Überprüfung des Sachverhalts anhand einiger freundlicherweise durch Herrn Prof. Dr. O. v. FRISCH (Staatliches Naturhistorisches Museum Braunschweig) am 9. 6. 1989 übersandten Fotos bestätigt die von SCHÜTT vorgenommene Bestimmung der Hornzapfen, so daß die Hermannshöhle aus der Liste der *Saiga*-Fundpunkte zu streichen ist.

Die auf dem Gebiet der DDR existierende Nachweislücke eines durch Funde exakt belegbaren spätpleistozänen Vorkommens der *Saiga* konnte durch TOEPFER (1954: 152; 1956) geschlossen werden. Er beschrieb ein Schädelfragment mit beiden Hornzapfen aus der Sammlung des Museums Bernburg. Obwohl der genaue Fundpunkt des Stückes unbekannt bleibt, ist seine Herkunft aus jungpleistozänem Löß der Umgebung Bernburgs sehr wahrscheinlich. Weiterhin standen TOEPFER (1956) drei Hornzapfen von *Saiga* zur Verfügung, die im Jahre 1952 aus einem Suchgraben vor der „Wildpferdjägerhöhle“ in einem aus

Zechstein-Riffkalken aufgebauten Felshang in Königsee/Ortsteil Garsitz bei Rudolstadt geborgen wurden. Zwei der Hornzapfen konnten als zu einem Individuum gehörig erkannt werden (TOEPFER 1956: 388—389, Taf. I, Fig. 2).

Während die bisher aufgeführten Nachweise von TOEPFER (1956: 389; 1964: 110) sicher berechtigt dem Jungpleistozän zugerechnet werden, liegt mit einem rechten Hornzapfen von Zeuchfeld bei Freyburg/Unstrut ein stratigraphisch älterer Fund vor. Mittels geologischer Datierung des sog. Zeuchfelder Sanders, einer saaleglazialen Ablagerung innerhalb des Unstrut-Tales, gelang TOEPFER (1964) der Nachweis einer bis nach Mitteleuropa reichenden Westausdehnung des Verbreitungsareals der Saiga zur Zeit des vorletzten Glazialkomplexes. Französische Vorkommen belegen inzwischen eine noch westlicher gelegene Verbreitungsgrenze der Gattung im genannten Zeitraum (vgl. 3.).

Eine recht umfängliche Kollektion pleistozäner *Saiga*-Reste entstammt den 1930—1938 durchgeführten Grabungen M. RICHTERS in der Kniegrotte des Zechsteinriffs bei Döbritz (Krs. Pößneck). Hier konnte erstmals neben in üblicher Weise gut erkennbaren Schädelresten auch postcraniales Material bestimmt werden. MUSIL (1974: 34ff.) führte aus der Magdalénien-Kulturschicht VIII geborgene Funde entsprechend einer von RICHTER vorgenommenen Dreiteilung des Horizontes auf. Danach fand sich im basalen Teil das Fragment eines Hornzapfens mit Schädelrest und ein offenbar zugehöriges Maxillenbruchstück (sin.) mit stark abgekautem Prämolaren. Aus dem mittleren Teil von Schicht VIII der Kniegrotte liegen neben einem weiteren Hornzapfenfragment ein distales Tibiabruchstück (dex.), ein proximales Metatarsusfragment (dex.) sowie drei distale Metapodienteile mit erhaltenen Gelenkrollen vor. Letztere wurden von MUSIL (1974: 37, 41) wegen ihrer Bruchstückhaftigkeit nicht näher bestimmt.

Der jeweils sehr deutliche, auf der Koaleszenznähe über das Foramen nutricium hinausreichende und naturgemäß bis zum Ende der distalen Epiphyse ausgebildete Sulcus (vgl. Zeichnung bei MUSIL 1974: Abb. 12.3) weist bei allen diesen Stücken auf eine Zugehörigkeit zum Metatarsus hin. Dem Metacarpus von *Saiga* fehlt ein entsprechendes Merkmal. Die genannte Bestimmung wird unterstützt durch oberhalb der distalen Gelenkrollen erkennbare Bruchflächen, die die Position der hier ursprünglich angelegten Auftragungen an der Sulcusbegrenzung andeuten. An den genannten Stücken aus der Kniegrotte dürften diese Auftragungen nach Hinweis der Bruchflächengröße kräftig entwickelt gewesen sein.

Aus dem oberen Teil der Schicht VIII (Kniegrotte) konnte MUSIL (1974: 34—35) wiederum zwei Horn-

zapfen, das Bruchstück eines solchen, ein Mandibelfragment mit M_2 und M_3 (dex.), ein proximales Bruchstück von Radius und Ulna (sin.), einen Astragalus (dex.) sowie ein weiteres Metapodienfragment und eine Grundphalange nachweisen. Letztendlich existieren aus der Kniegrotte noch einige nicht näher benannte Unterkieferzähne ohne Angabe des Fundhorizontes (MUSIL 1974: 47). Zwei *Saiga*-Fundstücke der genannten Lokalität weisen nach FEUSTEL (1974: 99—100) Bearbeitungsspuren auf. Aus dem mittleren Teil von Schicht VIII bildet er (FEUSTEL: Taf. XVII, 2) ein rechtes Hornzapfenfragment mit Teilen des Schädels ab, das oberhalb der Mitte mit zwei gegenständigen Stichelrillen ausgestattet ist. Auslaufende Stichelrillen weist ebenfalls ein distales Metatarsusfragment von *Saiga* auf (FEUSTEL 1974: Taf. XIX, 1).

Nach den Untersuchungen von FEUSTEL und MUSIL (1974) ist Horizont VIII der Kniegrotte als zeitlich und kulturell einheitlicher Komplex des Magdalénien aufzufassen. FEUSTEL (1974: 194) stellt ihn in Dryas II bzw. in die Übergangszone Dryas II/Allerød. *Saiga* ist mit einer Fundhäufigkeit von 6,6 % im paläontologischen Gesamtmaterial vertreten (MUSIL 1974: 51). Die nachgewiesenen fünf Tiere repräsentieren allerdings nur 3,2 % der aus der Fundsicht belegten Säugetierindividuen (MUSIL 1974: 45). Als dominierende Jagdbeute des jungpaläolithischen Bewohners der Kniegrotte ist das Pferd (*Equus germanicus*) anzusehen, doch auch die *Saiga*-Reste gehörten zweifellos Beutetieren des Menschen an (MUSIL 1974: 50—51).

Ebenfalls als Jagdbeute des Jungpaläolithikers sind die *Saiga*-Funde der Magdalénien-Station Teufelsbrücke bei Saalfeld anzusehen. Aus den nach FEUSTEL (1980: 114) annähernd gleichalten Kulturschichten 2 und 3 konnten in den Jahren 1970—1972 fünfundzwanzig zu *Saiga* gehörige Skelettelemente ergraben werden (MUSIL 1980: 6—14). Die mindestens sieben Individuen angehörenden Funde wurden von MUSIL (1980) nicht näher charakterisiert. Sie sind nach FEUSTEL (1980: 114ff.) gleich den Funden aus der Kniegrotte in das Ende der Dryas II oder das frühe Allerød, nach MUSIL (1980: 25) dagegen eher in einen frühen Abschnitt der Dryas II oder den Übergang Bölling/Dryas II zu stellen.

Der im folgenden zu beschreibende *Saiga*-Schädelrest von Pahren fand keinen Eingang in die Auflistungen TOEPFERS und MUSILS. Er wurde erstmals von H.-D. KAHLE (1972: 114, Taf. n. S. 48; 1975: 142; 1984: Taf. 47, Fig. 15) erwähnt bzw. abgebildet. Ein im Institut für Quartärpaläontologie Weimar 1974 angefertigter Praktikumsbericht (DINKOV et al. 1974: 2—3) enthält eine kurze Beschreibung des Fossils.

2.2. Saiga-Fund von Pahren

Das Fundstück wurde bereits im Jahre 1933 durch die Neustädter Ortsgruppe des Thüringer Höhlenvereins e. V. unter Leitung von RICHTER im Steinbruch Daßler am Kapfenberge nördlich von Pahren (Kreis Zeulenroda, Bezirk Gera) ausgegraben. Es entstammt der sog. „Pahrener Höhle“, einer Spalte in oberdevonischem Knotenkalk, aus der erstmals 1869 pleistozäne Knochenreste geborgen werden konnten (LIEBE 1870, 1875, 1930). Weitere Funde folgten 1915 (AUERBACH 1930: 204). Die Faunenzusammensetzung deutet auf ein jungpleistozänes Alter der Spaltenfüllung hin. Stratigraphisch verwertbare Artefakte wurden von Pahren nicht bekannt (LIEBE 1930: 104; frdl. mdl. Mitt. Dr. R. FEUSTEL, Weimar, v. 12. 7. 1989). Literaturhinweise zur „Pahrener Höhle“ sind der von CLAUS & WIEFEL (1976) zusammengestellten Bibliographie zu entnehmen.

Aus dem Besitz RICHTERS gelangte der *Saiga*-Rest zunächst in das Museum für Ur- und Frühgeschichte Thüringens und von dort in die Thüringen-Sammlung des Instituts für Quartärpaläontologie Weimar (Inv.-Nr. IQW 1970/12516 (Pah. 13120)).

2.2.1. Beschreibung

Es liegen Teile der Ossa frontalia mit beiden Hornzapfen und die frontalen Partien der Ossa parietalia vor (Abb. 1, 2). Die in typischer Weise aufgewölbten Schädelnähte sind noch nicht vollständig verwachsen. Die Pars frontalis ist bis zwischen die Orbitae ausge-

brochen. Frische Bruchstellen deuten hier auf eine Beschädigung während der Bergung oder der späteren Aufbewahrung des Fossils hin. Die in einem Abstand von ca. 48,5 mm angelegten Foramina supraorbitalia gestalten sich durchaus unsymmetrisch. Während das linke Foramen mit einem Durchmesser von 5,0 mm (gemessen in der Wirbelsäulenparallele) über den Canalis supraorbitalis die Orbita durchstößt, erweist sich das rechte Pendant bei einer Breite von ca. 8,8 mm nach wenigen mm als geschlossen. Der Rand des oberen Augenbogens ist beidseitig durch alte Brüche abgestoßen und mäßig verrundet. Gleichfalls abgeschliffen sind die auf einer Breite von 35,5 mm (sin.) bzw. 43,0 mm (dex.) erhaltenen Teile der Ossa parietalia, die mittels charakteristisch nach caudal ausgeschwungener Nähte von den Stirnbeinen getrennt werden. Die zwischen 6,0 und 8,5 mm starke Schädeldecke zeigt auf ihrer Innenseite ein flaches, unsymmetrisches Dellenrelief. Die nach hinten ausladenden Hornzapfen weisen eine für *Saiga* typische Längsrillung in bester Erhaltung auf. Sie besitzen einen ovalen Querschnitt mit in frontaler Richtung leicht zur Medianebene konvergierenden Längsachsen. Die Ursache einer primär geringfügig kräftigeren Ausbildung des rechten Hornzapfens dürfte im Wechselspiel des Modus funktioneller Beanspruchung und der physiologischen Möglichkeiten des Individuums zu sehen sein. In seinem frontalen Teil wurde der linke Hornzapfen in der unteren Hälfte auf 46,0 mm Länge flächig beschädigt, so daß hier eine Ebene entstand.

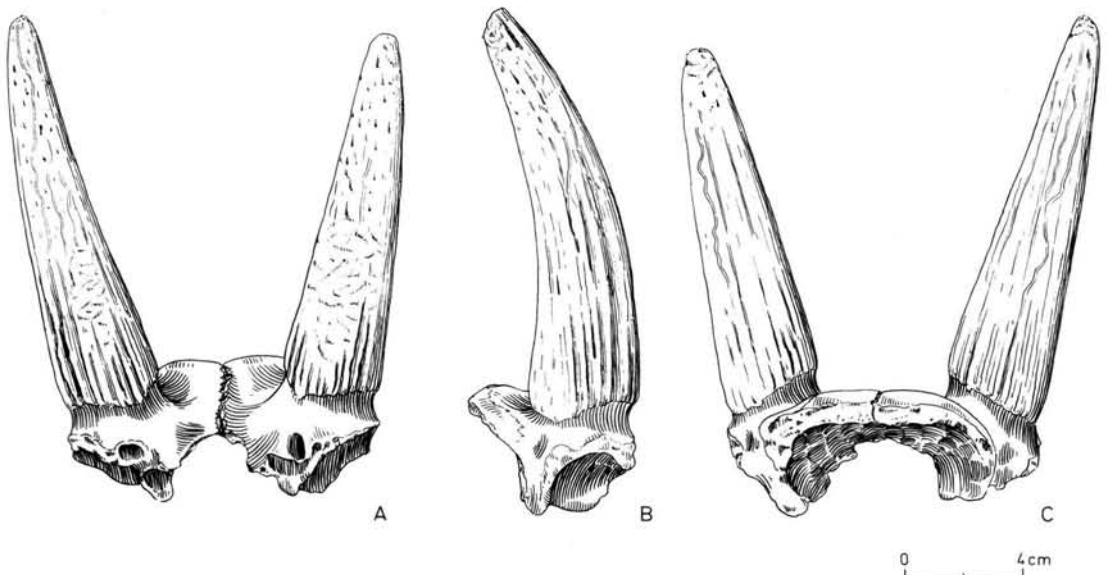


Abb. 1: *Saiga tatarica* (LINNAEUS 1766), Schädelfragment mit beiden Hornzapfen von Pahren (Inv.-Nr. IQW 1970/12516 (Pah. 13120)).

A — von frontal, B — von lateral, C — von caudal. Zeichnung: H. WÖLLNER, Weimar

Tab. 1: Maße der pleistozänen Hornzapfen der Saiga vom Gebiet der DDR sowie aus Bottrop/Westfalen (BRD)

Meßstrecken (in mm)	P a h r e n	Bernburg (TOEPFER 1956)	Königsee/Garsitz (TOEPFER 1956)	
1. Größte Länge des gerieften Hornzapfenteils (dex.)	144,0	87,0 (+)	118,0 (+)	105,0 (+)
2. Größte Länge des gerieften Hornzapfenteils (sin.)	131,0	97,0 (+)	64,0 (+)	—
3. Größter Abstand der Hornzapfen (basal, außen)	108,3	—	107,0	—
4. Kleinsten Abstand der Hornzapfen (basal, innen)	43,4	43,0	42,0	—
5. Größter Abstand der Hornzapfen (distal, Spitzen)	121,1	—	—	—
6. Umfang des Hornzapfens (dex., basal)	113,0	—	—	—
7. Umfang des Hornzapfens (sin., basal)	110,0	—	—	—
8. Umfang des Hornzapfens (dex., Mitte)	82,0	—	—	—
9. Umfang des Hornzapfens (sin., Mitte)	86,0	—	—	—
10. Längsdurchmesser des Hornzapfens (dex., basal)	37,5	38,0	37,0	33,0
11. Längsdurchmesser des Hornzapfens (sin., basal)	37,1	36,0	37,0	—
12. Längsdurchmesser des Hornzapfens (dex., Mitte)	27,2	—	—	—
13. Längsdurchmesser des Hornzapfens (sin., Mitte)	28,1	—	—	—
14. Querdurchmesser des Hornzapfens (dex., basal)	33,3	32,0	33,0	30,0
15. Querdurchmesser des Hornzapfens (sin., basal)	32,3	31,0	30,0	—
16. Querdurchmesser des Hornzapfens (dex., Mitte)	22,6	—	—	—
17. Querdurchmesser des Hornzapfens (sin., Mitte)	24,2	—	—	—
18. Divergenzwinkel der Hornzapfenachsen	27,0°	32,0°	—	—

An entsprechender Position findet sich eine ähnliche Erosionsfläche von 30,0 mm Länge auch auf dem rechten Processus.

Das Fossil ist auf Grund seiner Dimensionen (Tab. 1) sowie nach dem Verwachsungsgrad der Schädelnähte als jungadultes, kräftiges männliches Individuum anzusprechen. Die Verrundung der an den Schädelknochen vorhandenen Bruchstellen dürfte zumeist während der präfossilen Lagerung des Stückes auf der Geländeoberfläche entstanden sein — zu einer Zeit, als die Hornzapfen noch weitgehend durch ihre Hörner

geschützt waren. Hieraus erklärt sich der im Gegensatz zu Orbital- und Parietalregion sehr gute Erhaltungszustand beider Hornzapfen. Ein aus Kasachstan stammendes Rezentstück mit komplett vorhandenen Hörnern sowie Weichteilresten auf den Schädelknochen (Abb. 3) demonstriert den vermutlichen Zustand des Pahreners Fossils vor seiner Einbettung. Erst nach dem Vergehen der Hornsubstanz wurde die Knochenoberfläche der Hornzapfen am Fossil verletzbar. Da die Erosionsflächen an den Zapfen exakt in einer Ebene liegen, sind sie auf eine gemeinsame, flächig wirkende Ursache zurückzuführen. Wahr-

unterer Teil	Kniegrotte, Kulturschicht VIII (MUSIL 1974)		oberer Teil	Zeuchfeld (TOEPFER 1964)	Bottrop (H.-D. KAHLKE 1975)
	mittlerer Teil				
—	—	58,0 (+) +)	83,0 (+) +)	80,0 (+)	—
—	—	—	—	—	134,1
—	—	—	—	—	108,5
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	163,8
—	—	—	—	—	94,9
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
36,0 +)	33,3 +)	32,1 +)	35,3 +)	38,0	32,7
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
27,0 +)	29,2 +)	29,2 +)	30,0 +)	34,0	29,8
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	36,5°

*) Von MUSIL (1974: 34, 41, 43) keine Seitenbezeichnung angegeben.

scheinlich war es das Nachzeichnen einer fossilen Sedimentoberfläche, durch welche die betroffenen Bereiche herausragten. Während die übrigen Teile des Fossils bei einer für diesen Fall notwendigen Lagerung „gewölbt oben“, d. h. mit den Parietalia zum Liegenden gerichtet, durch umgebendes Lockersediment geschützt waren, boten die freien Partien der Hornzapfen mechanischen Einwirkungen einen Angriffspunkt, bis sie auf das Niveau der Sedimentoberfläche reduziert waren.

2.2.2. Vergleich

Ein Vergleich des Pahrener *Saiga*-Restes mit den übrigen Funden vom Gebiet der DDR gestattet seine Zuordnung zu *Saiga tatarica* (LINNAEUS 1766), ohne daß zunächst eine subspezifische Aussage zu treffen ist (vgl. 3.). Abgesehen von dem etwas geringeren Divergenzwinkel der Hornzapfenachsen ähnelt das Stück den Funden von Bernburg und Königsee/Garsitz soweit, daß eine taxonomische Identität angenommen

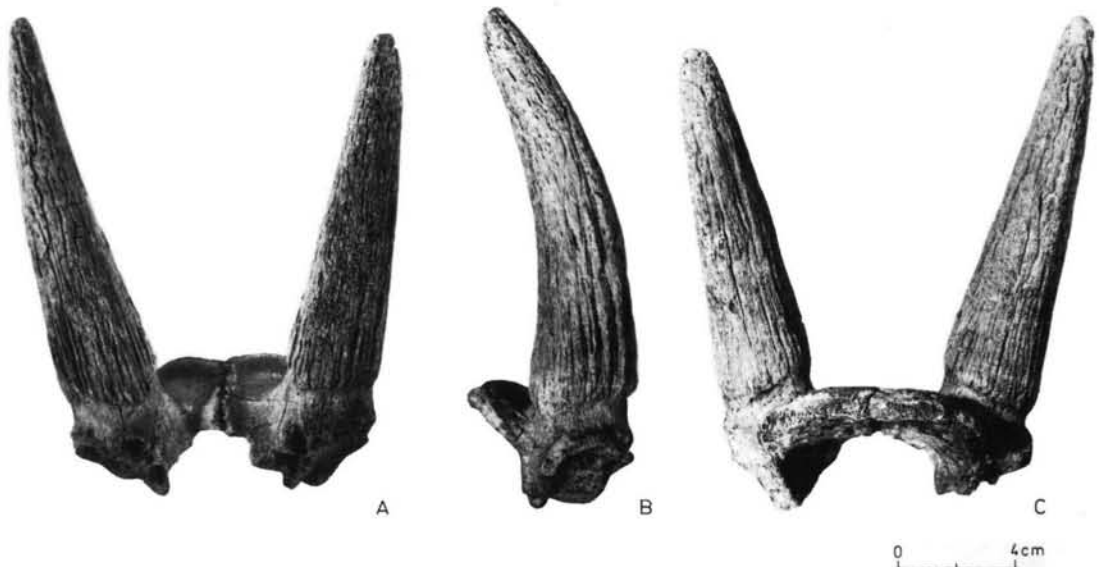


Abb. 2: *Saiga tatarica* (LINNAEUS 1766), Schädelfragment mit beiden Hornzapfen von Pahren (Inv.-Nr. IQW 1970/12516 (Pah. 13 120)).

A — von frontal, B — von lateral, C — von caudal

werden darf. Diese Tatsache könnte auf ein letztglaziales Alter des Pahren Fundes hindeuten. Beträchtliche morphologische Unterschiede existieren zu dem 1970 bei Baggerarbeiten zur Vertiefung des Rhein-Herne-Kanals in den Knochenkiesen der Emscher bei Bottrop aufgefundenen Schädelrest (H.-D. KÄHLKE 1975; Abb. 4b in dieser Arbeit). Dieser zeichnet sich durch folgende vom Pahren Fundstück abweichende Merkmale aus:

1. Größerer Abstand der Hornzapfenbasen
2. Größerer Divergenzwinkel der Hornzapfenachsen
3. Größere Hornzapfen
4. Geringfügig stärkere Caudalneigung der Hornzapfen
5. Zunehmend steileres Aufsteigen der Hornzapfen in der Transversalebene

Für eine lediglich individuelle Variation erscheinen die genannten Unterschiede zu gravierend. H.-D. KÄHLKE (1975: 136) bezeichnete das Schädelfragment von Bottrop als *Saiga tatarica* ssp. und hielt ein obermittelpleistozänes Alter (Saale-Komplex) für möglich, obwohl HELLER (1960: 8) das Vorkommen präwürmzeitlicher Quartärfossilien in den Knochenkiesen des Emscher-Lippe-Gebietes bezweifelte. Den morphologischen Abweichungen des Bottroper *Saiga*-Fundes von der Nominatform wurde von H.-D. KÄHLKE (1975) also taxonomisches Gewicht beigemessen. Unterstützung findet diese Ansicht durch weitere Funde aus dem paläarktischen Verbreitungsgebiet der Gattung, die in ihrer Formgestaltung dem Fossil von

Bottrop ähneln und entsprechend von oben beschriebenem Pahren Stück abweichen.

Eine auffallende Ähnlichkeit besteht beispielsweise zwischen dem *Saiga*-Rest von Bottrop und einem Fundstück vom Fluß Ušajka bei Tomsk (W-Sibirien), das ALEKSEEVA (1980: 118, Taf. XXX, Fig. 1) unter dem Namen *S. borealis* veröffentlichte (Abb. 4a). Sein geologisches Alter wird mit mittlerem oder oberem Pleistozän sowjetischer Gliederung angegeben. Auch ein von SHER (1967: 107, Fig. 2) aus dem Olyor-Faunenkomplex vom Unterlauf der Kolyma (NE-Sibirien) beschriebenes Fossil (vgl. 3.) zeichnet sich durch den relativ großen Abstand seiner Hornzapfenbasen bei weitem Divergenzwinkel der Hornzapfenachsen aus. Die Hornzapfen selbst sind im genannten Fall entsprechend grazil gestaltet (Abb. 4c). Wiederum ausgesprochen ähnlich ist letztgenanntem Stück der von ALEKPEROVA (1955: 14, Fig. 1). als *S. binagadensis* benannte Schädelrest aus dem letztinterglazialen Vorkommen von Binagadi bei Baku (vgl. 3.), obwohl hier die Hornzapfen etwas kräftiger ausfallen (Abb. 4d). Letztlich darf noch ein Schädelfragment unsicherer stratigraphischer Stellung aus dem Kuznezsk-Becken, von ALEKSEEVA (1980: Taf. XXIX, Fig. 3) als *S. borealis* benannt, der Formengruppe um das Bottroper Fundstück zugewiesen werden (Abb. 5a).

Der „Typ Bottrop“ umfaßt also eine Reihe von *Saiga*-Nachweisen des eurasischen Raumes, deren spezifi-



Abb. 3: *Saiga tatarica tatarica* (LINNAEUS 1766), rezenten Schädelfragment mit Hörnern und Weichteilresten, Kasachstan (Slg. H.-D. KAHLKE, Weimar).

sche/subspezifische Kennzeichnung von den Autoren offen gelassen wurde, oder die der *borealis*- bzw. *binagadensis*-Form zugeschrieben werden. Trotz verschiedener Unsicherheiten in der stratigraphischen Einstufung wird deutlich, daß einige dieser Formen (Kolyma, Binagadi) mit Sicherheit älter sind, als das letzte Glazial. Für die übrigen Stücke kann diese Tatsache zumindest nicht ausgeschlossen werden.

Zur Gruppe letztglazialer *Saiga*-Reste, die gleich dem Pahrenen Stück (Abb. 6b) insgesamt geringere Abstände der Hornzapfen sowie spitzere Divergenzwinkel der Hornzapfenachsen zeigen, gehören u. a. die

Nachweise von Twickenham (WOODWARD 1890; Abb. 5b), Dečín (Tetschen) (HIBSCH 1898; Abb. 5c), Bernburg (TOEPFER 1956; Abb. 5d), Königsee/Garsitz (TOEPFER 1956; Abb. 6a) und der Grotte des Fées (Gironde) (PRAT 1966: 324)*). Die Hornzapfen sind hier zumeist kräftiger entwickelt, als bei den Vertretern des Formenkreises vom „Typ Bottrop“. Ein Vergleich zu rezenten Saigas steht weitgehend aus, so daß die Stücke in der Literatur meist nur als *S. tatarica* geführt werden.

Eine gewisse taxonomische Bedeutung könnte den morphologischen Unterschieden der vorläufig bezeichneten Formengruppen („Typ Bottrop“/„Typ Pahren“) zukommen, zumal sich abgesehen von den differierenden Merkmalskombinationen im Schädelbau möglicherweise eine zeitliche Abfolge erkennen läßt. Während „Typ Bottrop“ eventuell als eine ältere Variante (spätes Mittelpleistozän, letztes Inter-glazial, frühes letztes Glazial) der *Saiga* in weiten Teilen der Paläarktis angesehen werden könnte, besteht die Möglichkeit, daß „Typ Pahren“ zumindest in den Populationen der westlichen Verbreitungsräume des späten letzten Glazials dominierte. Vergleichende Untersuchungen zur Schädelmorphologie hinreichend großer Serien rezenter Saigas (z. B. Abb. 6c) liegen bis dato nicht vor, sind aber für eine abschließende Wertung der hier benannten provisorischen Formengruppe unabdingbar.

2.3. Regionale Verbreitung der Fossilfundpunkte

Sämtliche bisher bekannten Fundpunkte pleistozäner *Saiga*-Reste der DDR ordnen sich im S bis SW des Landes, einem Gebiet mit oberflächennah weit verbreiteten Festgesteinen des Paläozoikums und Mesozoikums, an. Die hier oft vorhandenen Decken jungpleistozäner Löss- oder Lößderivate (ausführlich dazu RICHTER et al. 1970) lieferten bisher nur vereinzelte Hinweise auf das Vorkommen der Saiga-Antilope (Freyburg, Bernburg, vgl. 2.1.), obwohl entsprechende Sedimentationsgebiete potentielle Lebensräume der Gattung waren und darüber hinaus der sächsisch-thüringische Raum als Korridor westwärts gerichteter Migrationen gedient haben dürfte. Das bisherige Fehlen von *Saiga*-Nachweisen z. B. im zentralen Thüringer Becken mag in erster Linie auf forschungsge-schichtliche Ursachen zurückzuführen sein. Lößprofile dieses Raumes wurden in der Vergangenheit kaum über längere Zeiträume hinweg auf ihren wirbeltierpaläontologischen Inhalt hin überwacht.

*) Eine Abbildung dieses Schädelrestes erfolgte in vorliegender Arbeit nicht, da der von PRAT (1966: 324) angegebene Maßstab zweifelhaft erscheint.

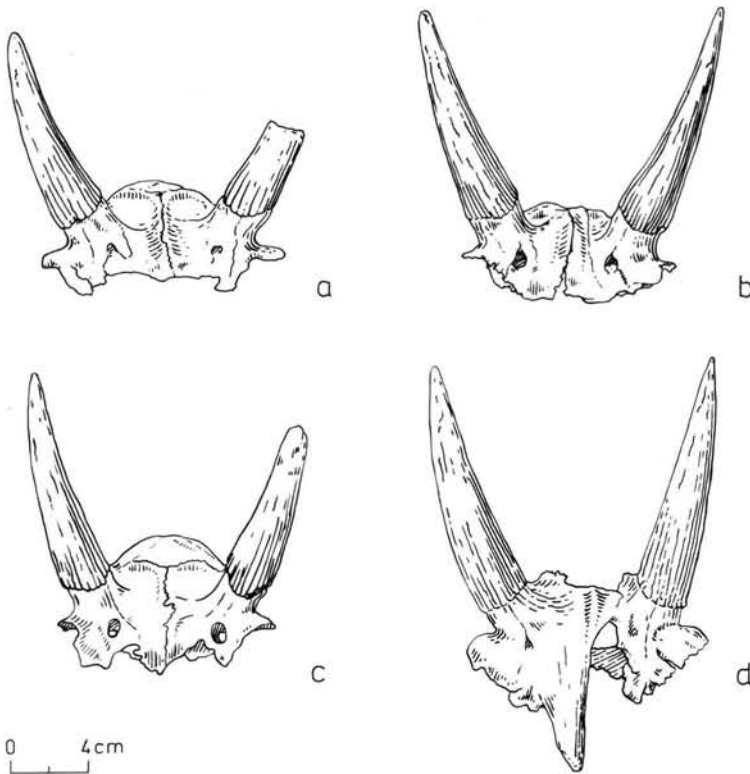


Abb. 4:
Schädelfragmente pleistozäner
Saigas (frontal), angeordnet
nach abnehmendem
Divergenzwinkel der
Hornzapfenachsen.

- a — Fluß Ušajka bei Tomsk,
unsichere stratigraphische
Stellung (gezeichnet n.
ALEKSEEVA 1980:
Taf. XXX, Fig. 1b)
- b — Rhein-Herne-Kanal bei
Bottrop, oberes Mittel-
oder Jungpleistozän
(gezeichnet n. einem
Abguß des Originals)
- c — Unterlauf der Kolyma,
Olyor-Faunenkomplex
(gezeichnet n. SHER
1967: 107, Fig. 2)
- d — Binagadi, letztes
Interglazial
(umgezeichnet n.
ALEKPEROVA 1955: 14,
Fig. 1)

Anders stellt sich die Situation bei der Untersuchung pleistozäner Höhlen- und Spaltenfüllungen in den Sulfat- und Karbonatgesteinen des Zechstein dar, bot sich doch hier vielfach die Chance reicher archäologischer und paläontologischer Ausbeute. Fünf der eingangs behandelten *Saiga*-Fundpunkte (vgl. 2.1.) stehen in genetischem Zusammenhang mit der Ablagerung pleistozäner Sedimente in verkarsteten Zechstein (Gipse vom Seveckenberg bei Quedlinburg und Bad Köstritz, Riffkalke von Königsee/Garsitz und der Kniegrotte bei Döbritz, Dolomite („Rauchwacke“) der Teufelsbrücke bei Saalfeld). Auch die sog. „Pahrener Höhle“ ist als analoger Fundstellentyp in diese Aufzählung einzureihen (vgl. 2.2.). Die in oberdevonische Karbonate eingetiefte Spalte befindet sich an der NW-Flanke des Bergaer Sattels im Übergang zur Ziegenrück-Teuschnitzer Mulde des Thüringischen Schiefergebirges.

Als Offenlandfundplatz von *Saiga* innerhalb einer (saalezeitlichen) Sanderbildung (RUSKE 1961: 160–162) ist die Fundstelle von Zeuchfeld auf dem Gebiet der DDR bisher einzigartig.

Wenn auch Konzentration und günstige Erhaltungsbedingungen als taphonomische Ursachen die relativ häufige Überlieferung fossiler *Saiga*-Reste in Karst-

gebieten hinreichend erklären, verwundert doch zunächst die „Überrepräsentation“ derartiger Funde in den reliefierten Randgebieten bzw. Vorbergen der Mittelgebirge (vgl. Abb. 7), da Saigas in der Regel als Bewohner der Ebene angesehen werden. Ein Transport von Jagdbeute durch den Jungpaläolithiker (Magdalénien-Stationen Kniegrotte und Teufelsbrücke) über größere Distanzen, etwa einige Dutzend Kilometer, ist wohl auszuschließen.

Als Arbeitshypothese wurde zunächst vermutet, eine besondere Affinität von *Saiga* zu Halophyten, deren Verbreitung zumindest in Gebieten des Zechsteinausbisses während bestimmter Abschnitte des Pleistozäns vorausgesetzt werden muß, könnte zur Erklärung des Verteilungsmusters der Fundstelle beitragen. Zur Überprüfung eines solchen Zusammenhanges nutzte Kollege Dr. T. LITT (Halle, in lit. 17. 8. 1989) die Karten der rezenten Verbreitung von *Aster tripolium* (WEINERT et al. 1978), *Hymenolobus procumbens* (MEUSEL & BUHL 1968) sowie *Salicornia europaea*, *Halimione pedunculata* und *Suaeda maritima* (RAUSCHERT 1972). Die genannten Kartierungen zeigten allerdings, daß zwischen den salzbeeinflussten Binnenstandorten und den Fundplätzen mit *Saiga* keine eindeutige Koinzidenz nachzuweisen ist. Die Halophytenflora erklärt also nicht in hinreichendem Maße die Fundstellenverteilung im S der DDR, so daß ein anderer Ansatz zum Verständnis möglicher Zusammenhänge der Fossilnachweise von *Saiga* und der Vegetationsgeschichte der Fundgebiete geprüft wurde.

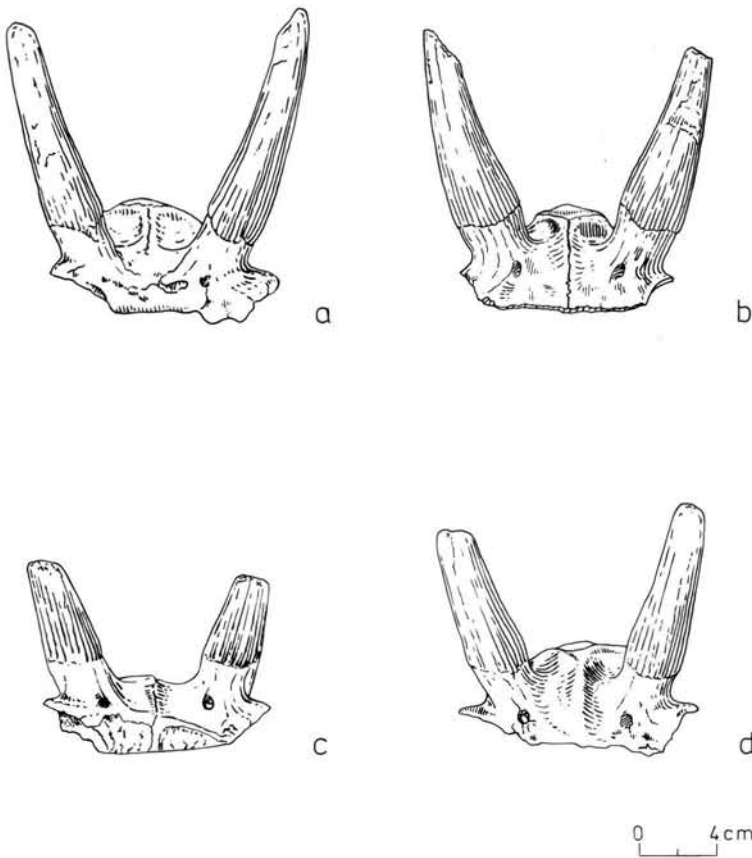


Abb. 5:
Schädelfragmente pleistozäner
Saigas (frontal), angeordnet
nach abnehmendem
Divergenzwinkel der
Hornzapfenachsen.

- a — Kuznezsk-Becken,
unsichere stratigraphische
Stellung (gezeichnet
n. ALEKSEVA 1980:
Taf. XXIX, Fig. 3b)
- b — Twickenham, letztes
Glazial (gezeichnet
n. WOODWARD 1890:
614 sowie einem
Originalfoto des British
Museum (Nat. Hist.)
London, A. CURRANT)
- c — Dečín (Tetschen),
unsichere stratigraphische
Stellung (gezeichnet
n. HIBSCH 1898: Fig. 1.)
- d — Umgebung Bernburg,
letztes Glazial
(gezeichnet
n. TOEPFER 1956:
Taf. 1, Fig. 1)

Dr. T. LITT schreibt dazu (in lit. 17. 8. 1989): „Trägt man die Fundpunkte von *Saiga* in die Karte der „Natürlichen Vegetation“ der DDR (SCAMONI 1981) ein, so zeigt sich, daß vier Plätze im Gebiet subkontinentaler Traubeneichen-Hainbuchenwälder mit Winterlinde, vier weitere Plätze im Gebiet bzw. am Rande von Eichen-Hainbuchenwäldern des Übergangsbereiches mit Rotbuche liegen. Lediglich ein Fundpunkt befindet sich außerhalb der Verbreitung dieser Eichen-Hainbuchenwälder der kollinen Stufe mit subkontinentaler Beeinflussung. Selbstverständlich können die Angaben über die potentielle natürliche Vegetation aus aktuobotanischer Sicht nicht auf die geologische Vergangenheit übertragen werden. In diesem Zusammenhang ist jedoch die Affinität der Vorkommen von *Saiga* zum „zirkumherzynen Trockengebiet“ bemerkenswert. Das Kontinentalitätsgefälle wird durch die Mittelgebirgskonfiguration verursacht; es darf somit ebenfalls für die Vergangenheit angenommen werden. Interessanterweise kommen in besagtem Gebiet Steppenelemente in Xerothermrassen vor: *Stipa capillata*, *Stipa pennata*, *Festuca valesiaca*, *Adonis vernalis* und andere eurosibirisch-kontinentale Arten. Die Entstehung von steppenähnlichen Rasen

in Mitteldeutschland wurde durch Brachflächen gefördert, vor dem Eingriff des Menschen bildeten gehölzfreie Felsheiden und Blaugrashalden die letzten Refugien lichtliebender Steppenelemente, die sich über weite Teile Europas während des Spätglazials ausbreiten konnten (FRENZEL 1968; ELLENBERG 1982). Durch Rodungen seit dem Neolithikum vergrößerte sich ihr Lebensraum wieder auf sekundär entstandenen Trockenrasen, blieb aber auf sommerwarme, niederschlagsarme kontinentale Klimabezirke beschränkt (vgl. Karten von *Stipa capillata*, einer Futterpflanze von *Saiga*, und *Stipa pennata* n. RAUSCHERT 1972).

Die Verbreitung der Fossilfunde von *Saiga* auf dem Gebiet der DDR in nicht immer typischen Lebensräumen der kollinen Stufe kann somit z. T. mittels vegetationsgeschichtlicher Befunde erklärt werden. Für das Spätglazial läßt sich sowohl faunistisch als auch floristisch das Vorhandensein von Steppenelementen in Mitteleuropa belegen. In den kontinental geprägten Gebieten (im gegebenen Fall das zirkumherzyne Trockengebiet mit dem Thüringer Becken) konnten sich die Steppen im Spätweichsel bei ansonsten fortschreitender Wiederbewaldung in Mittel-

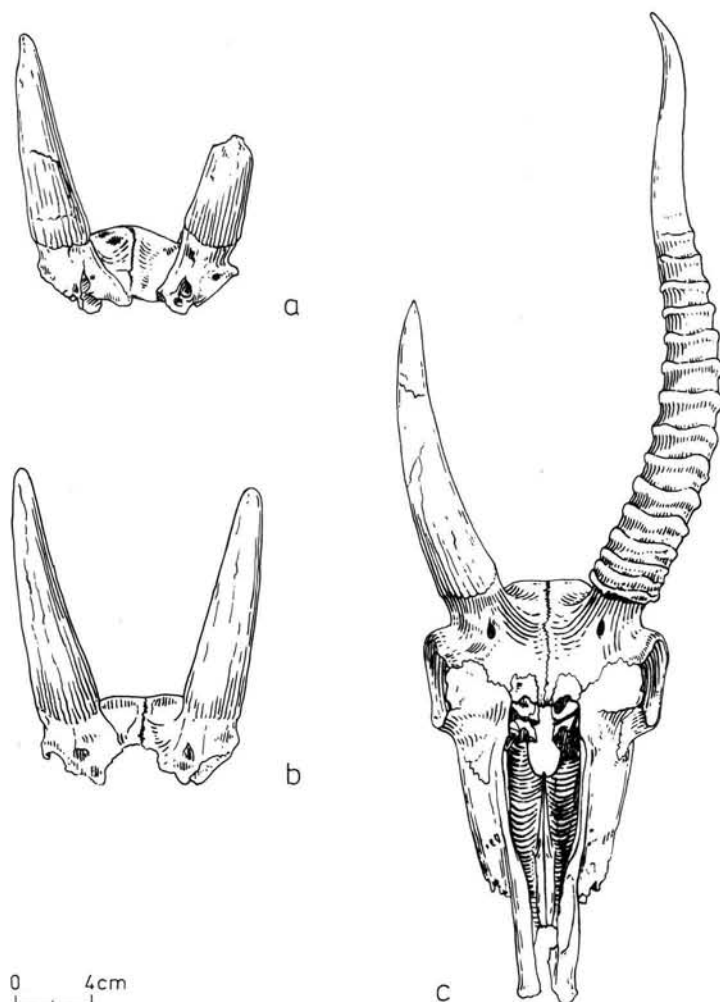


Abb. 6:
Schädelfragmente pleistozäner
Saigas (frontal), angeordnet nach
abnehmendem Divergenzwinkel
der Hornzapfennachsen,
im Vergleich zu einem rezenten
Schädel

- a — Königsee/Garsitz, letztes
Glazial (gezeichnet n.
TOEPFER 1956: Taf. I, Fig. 2)
- b — Pahren, wahrscheinlich
letztes Glazial (gezeichnet n.
Original)
- c — Rezentenschädel von *S. tatarica*
tatarica mit verbliebenem
linken Horn von Sarepta
(Wildtier, Sammlung des
Museums für Naturkunde
Berlin, Bereich Zoologisches
Museum (Inv.-Nr. 62 662
(974.), ehemals Sammlung
NEHRING) (gezeichnet n.
Original)

Zeichnungen (Abb. 4—6):
J. PODSCHUN (Weimar) unter
Anleitung des Autors

europa länger erhalten. Die für *Saiga* günstigen Vegetationsverhältnisse ermöglichten eine Besiedlung entsprechender Räume. Die Existenz von Steppen im zirkumherzynen Trockengebiet ist für das Spätglazial, dem zumindest einige der Funde angehören, pollenanalytisch belegt (MÜLLER 1953; LANGE 1965). Im Pollendiagramm wird dies durch hohe Werte von beispielsweise *Artemisia*, *Helianthemum*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae* und durch Nachweise von *Ephedra distachya* (Futterpflanze von *Saiga*) deutlich. Erst im Verlauf des Allerød drängte eine zunehmende Birken-

und Kiefernbewaldung die Steppen allmählich zurück."

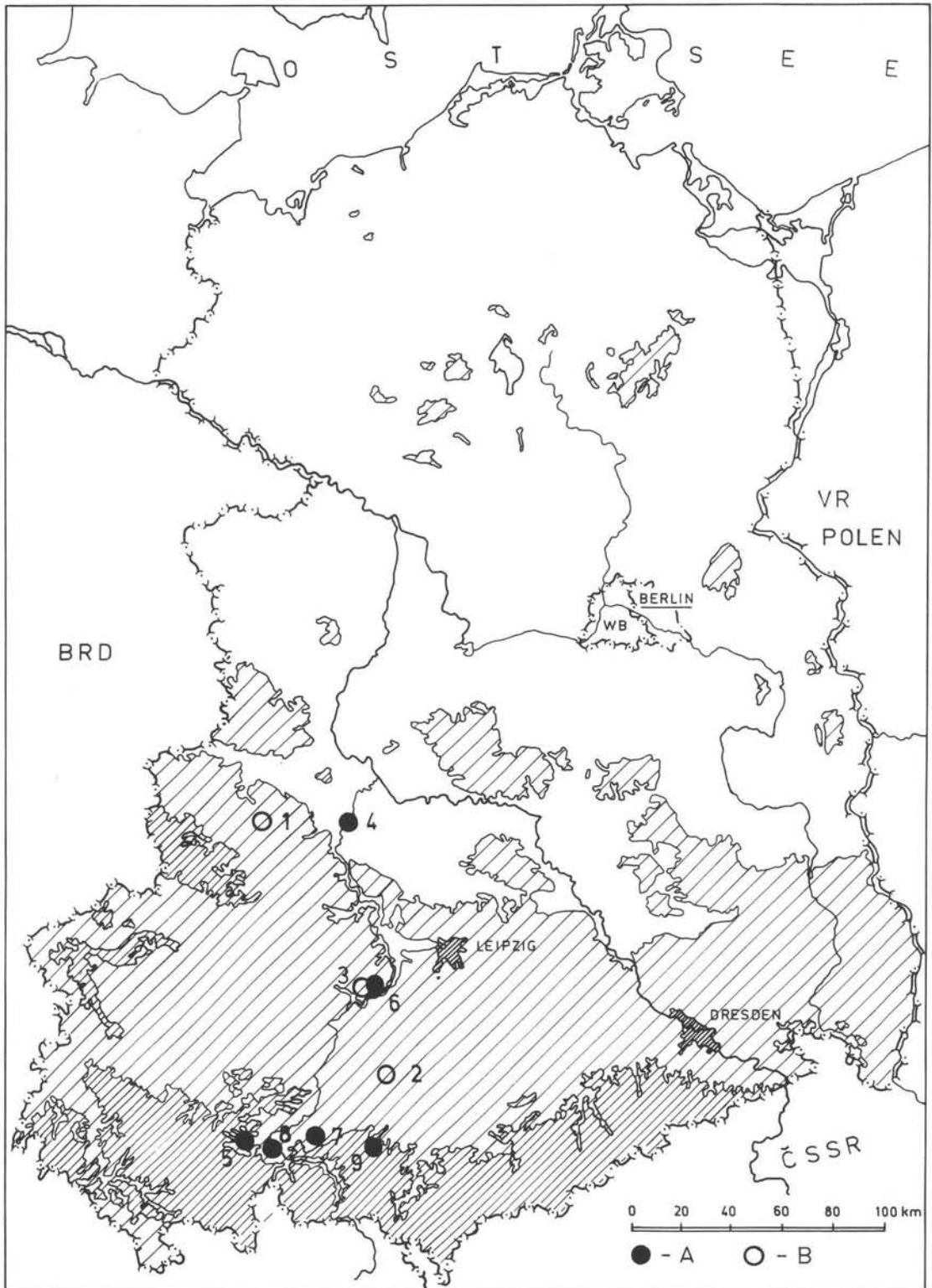
Somit darf eine entsprechende Nahrungsgrundlage in den Fundgebieten vorausgesetzt werden. Es bleibt zu klären, ob Rezentbeobachtungen ein gelegentliches Eindringen der Saigas in reliefierte Areale bestätigen. Dazu sei ein bereits von NEHRING (1890: 51—52) aufgeführtes Zitat von NÖSCHEL wiedergegeben. Dieser schreibt:

Abb. 7: Geographische Verteilung der Fundstellen pleistozäner *Saiga*-Reste auf dem Gebiet der DDR
Freiflächen: 0—100 m NN, Weitschraffur: 100—400 m NN, Engschraffur: über 400 m NN):

A — durch Fossilnachweise belegbar; B — nach Literaturangaben.

- 1 — Seveckenberg bei Quedlinburg; 2 — Bad Köstritz; 3 — Freyburg/Unstrut; 4 — Bernburg; 5 — Königsee/Garsitz;
6 — Zeuchfeld; 7 — Kniegrotte bei Döbritz; 8 — Teufelsbrücke bei Saalfeld; 9 — Pahren.

(Kartenvorlage umgezeichnet und vereinfacht nach CEPEK 1968)



„Sehr bald nach dem Uebergange über den Irgis änderte sich der Charakter der Steppe auf eine höchst auffallende Weise. Nicht nur, dass der Boden fast plötzlich wieder eine überaus fruchtbare zeigte, indem der salzhaltige Steppeboden sehr zurücktrat und fast immer nur ein grosser, grüner Teppich sich vor den Blicken ausbreitete, auf dem hohe Futtergräser, besonders *Stipa pennata* und *capillata* und Blumen in üppiger Vegetation vorkamen, — trat man auch plötzlich in eine geognostische Formation, in die der massigen Felsarten. An den Ufern der Schluchten und der vielen Nebenflüssen des Irgis, sowie des Or, sah man steile und oft malerische Felspartien auftreten, die mit der Entfernung vom Irgis der Gegend immer mehr den Charakter einer bergigen Steppe gaben, die unter anderen von grossen Heerden munterer Antelopen (*Antelope saiga*) belebt wurde.“

Es ist also nicht gänzlich auszuschließen, daß die Saigas auf ihren Wanderungen gelegentlich in Biotope mit gewisser Reliefenergie eindrangen. Bevorzugt ist dies nach den Mitteilungen von BANNIKOV (1963: 65), HEPTNER et al. (1966: 580) und ŽIRNOV (1982: 73): in Winterzeiten der Fall, wenn die Tiere hier einen gewissen Schutz vor den Stürmen finden.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die bisher vorliegenden Funde von *Saiga* im S bis SW der DDR aus taphonomischen und forschungsgeschichtlichen Gründen den einstigen Verbreitungsraum der Gattung nicht repräsentativ widerspiegeln. Die Mehrzahl der Funde entstammt den randlichen Bereichen typischer Biotope. Deren Besiedlung ist aber aus vegetationsgeschichtlichen Überlegungen heraus sowie unter Einbeziehung von Rezentbeobachtungen durchaus erklärbar.

3. Pleistozäne Verbreitungsgeschichte der Gattung *Saiga* GRAY 1843 im paläarktischen Raum

Ein unmittelbarer phylogenetischer Vorläufer der Gattung *Saiga* GRAY 1843 ist bislang nicht bekannt. Den Saigas nahe verwandt, wenn auch mit weniger spezialisiertem Gesichtsschädel ausgestattet, sind die inzwischen selten gewordenen Tschirus der tibetischen Hochsteppe (*Pantholops hodgsoni*, auch Orongos oder Tibetantilopen genannt). Aus dem Pliozän von Tibet ist hier mit *P. hundesiensis* eine fossile Form nachgewiesen. GENTRY (1968: 769) erwägt weiterhin die Zugehörigkeit von *Qurlignoria*, einem *Pantholops* nahestehenden Boviden aus (?) unterpliozänen Sedimenten von Tsaidam (China) zu dem von SIMPSON (1945: 161) aufgestellten Tribus Saigini. Aufgrund des spezialisierten anatomischen Baues, insbesondere der Reduktion der Nasalia (vgl. u. a. GLITSCH 1871) ist mit BANNIKOV (1963: 25) eine autonome Entwicklung der Saigas bzw. entsprechender

Ausgangsformen zumindest seit dem Miozän wahrscheinlich.

Die bisher möglicherweise ältesten zu *Saiga* gehörenden Fossilreste könnten dem Olyor-Faunenkomplex am Unterlauf der Kolyma (NE-Sibirien) entstammen. Diese zugleich nordöstlichsten Nachweise der Gattung in Eurasien wurden von SHER (1967: 406; 1971a: 251; 1971b: 123) zunächst in Anlehnung an einen Fund vom Lilian Creek (Fairbanks, Alaska) (FRICK 1937: 547) als *S. ricei* bezeichnet (vgl. dazu H.-D. KAHLE 1975: 138) und jungpleistozänen Fundhorizonten zugeordnet. In jüngster Zeit wird mit der Rückstufung in ein stratigraphisch älteres Niveau die spezifische Zuordnung offen gelassen (SHER 1986: 100).

Obwohl gesicherte *Saiga*-Funde aus dem Saale-Komplex bzw. seiner Äquivalente sowohl im asiatischen als auch im europäischen Raum nur selten nachgewiesen werden konnten (z. B.: UdSSR: Unterlauf des Tobol (W-Sibirien); Uluška bei Sarepta (zentrales Wolga-Gebiet); DDR: Zeuchfelder Sander bei Freyburg/Unstrut; BRD: Bottrop; Frankreich: Grotte de la Chaise, Abri Suard (Charente); Combe-Grenal (Dordogne) (Literatur bei H.-D. KAHLE 1975: 137), wird deutlich, daß die Gattung (*Saiga* sp. bzw. *Saiga tatarica* ssp.) hier aus einem offenbar zentralasiatischen Ausgangsgebiet heraus weite Kontinentalräume besiedelte und bis nach W-Europa vordringen konnte.

Aus der Zeit des letzten Interglazials (Eem) liegen *Saiga*-Reste aus den Asphalten von Binagadi bei Baku (Halbinsel Apsheron) vor (ALEKPEROVA 1955). Das relativ reichhaltige Material schließt eine nur episodische Besiedlung des Gebietes im genannten Zeitraum weitgehend aus, so daß die geographische Lage der Fundstelle innerhalb der Grenzen des historischen Areals (s. u.) auf einen refugialen Besiedlungsraum während des Interglazials hindeutet, der sich in etwa mit dem der rezenten Verbreitung deckt. Verschiedene Besonderheiten in der Skelettanatomie führten ALEKPEROVA (1955) zur Aufstellung der Art *S. binagadensis*. Ein Vergleich zwischen den Wertigkeiten der von ALEKPEROVA (1955: 62) aufgeführten Merkmale und den von BANNIKOV (1946: 401) für die Definition der rezenten und zumeist als Subspezies geführten Form *S. tatarica mongolica* genannten Unterschiede rechtfertigt eine Abtrennung der letztinterglazialen Form von Binagadi eher als Unterart (*S. tatarica binagadensis* ALEKPEROVA, 1955). BARYSHNIKOV & TIKHONOV (1989: 626) werten die *binagadensis*-Form als südliche Variante der Saigas.

Das Maximum ihrer geographischen Verbreitung erlebte die Gattung *Saiga* wahrscheinlich erst während des letzten Glazials (Abb. 8). In den Übersichts-

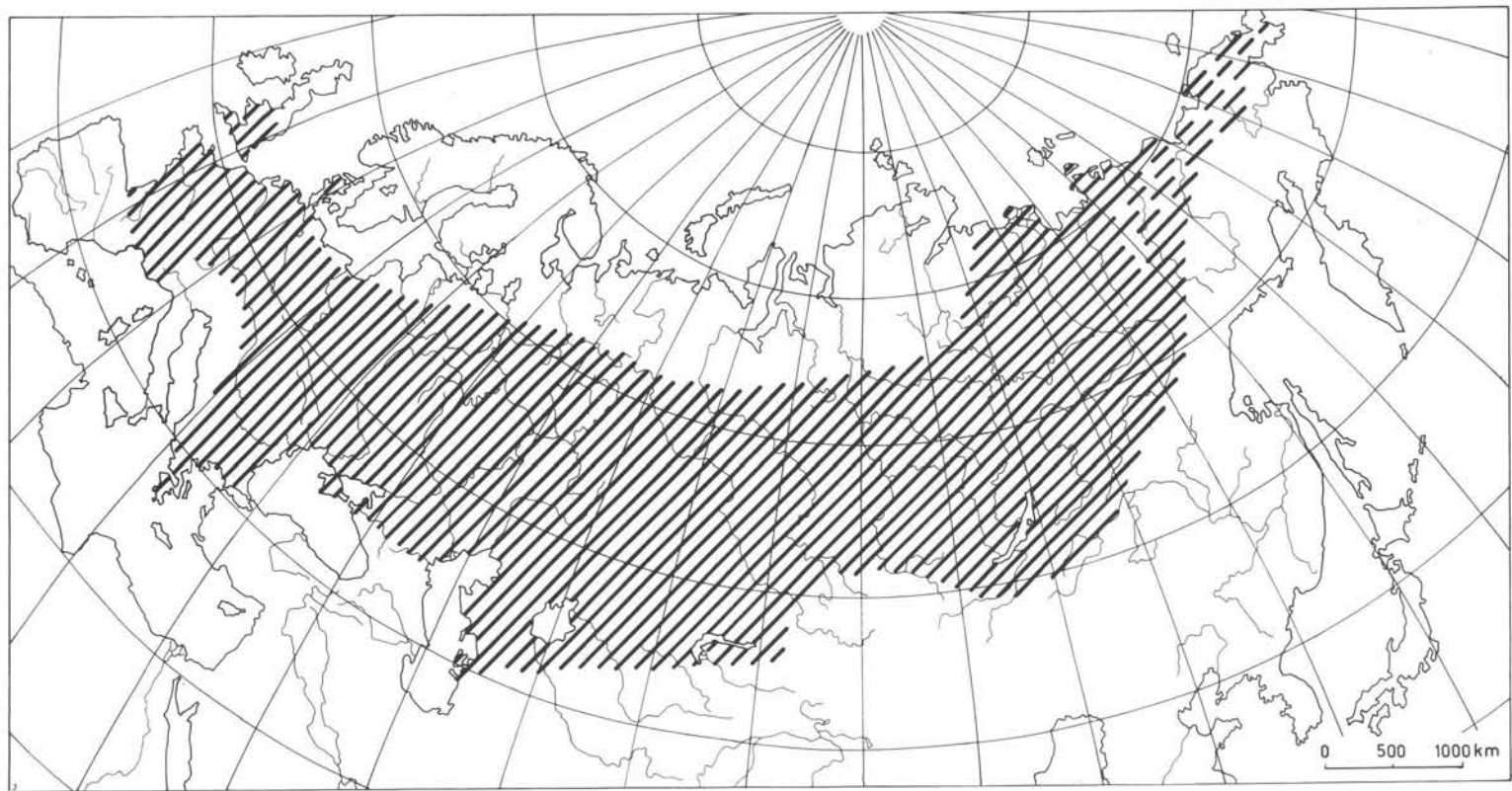


Abb. 8: Skizze der letztglazialen Maximalverbreitung der Saiga (*Saiga tatarica borealis* ^VČERSKIJ 1876) / *S. tatarica tatarica* (LINNAEUS 1766) / *S. tatarica* ssp.) im paläarktischen Raum nach bisherigen Fossilnachweisen

darstellungen von TSCHERSKI (1892: 188—189), HESCHELER & KUHN (1949: 201), KOPY (1958: 11; 1960: 105), KOWALSKI (1959: 43—44, 199—200), SAMSON & RADULESCU (1959: 200—202), VEREŠAGIN (1959: 441), TOEPFER (1964: 112), PRAT (1966: 335), SHER (1967: 98), KOŽAMKULOVA (1969: 92—94), DINKOV et al. (1974: 5—7), H.-D. KAHLE (1975: 139—144), DELPECH (1983: 207—210), MARKOVA (1984: 211) und MUSIL (1985: 76) werden insgesamt über 180 Fundstellen des paläarktischen Raumes bekannt gemacht. In Europa bildeten Pyrenäen und Alpen Migrationsbarrieren, so daß die Iberische und die Apenninen-Halbinsel nicht erreicht werden konnten. Während CHOW et al. (1959: 82) *Saiga*-Funde aus der Mandschurei ausschließen, wird der nordchinesische Raum von VEREŠAGIN & BARYŠNIKOV (1982: 273) ohne nähere Angaben in das fossile Verbreitungsgebiet einbezogen. Zentralchina lieferte bisher keine Nachweise. Im Ural erstreckte sich eine zumindest teilweise Besiedlung bis 62°N (KUZ'MINA 1971: 101, 109). Bisher unpublizierte Funde liegen aus dem Raum Jakutsk vor (frdl. mdl. Mitt. Dr. I. A. DUBROVO, Moskau). Durch den Nachweis einer Reihe letztglazialer (Wisconsin) *Saiga*-Reste in Zentral-Alaska und dem arktischen Küstengebiet des nordwestlichen Nordamerikas (FRICK 1937: 546—547; HARINGTON 1978: 48—49; 1981: 196ff.; 1984: 517ff.) ist eine Verbreitung in NE-Sibirien bis zur Bering-Straße gesichert. Da für einen *Saiga*-Fund aus Alaska ein relativ hohes absolutes Alter vorliegt (37000 ± 900 a B. P., HARINGTON 1984: 520) und SHER (1967: 98) für den äußersten NE Sibiriens eine spätglaziale Vergletscherung aufzeigt, dürfte die Maximalverbreitung der *Saiga* hier bereits vor der Endphase des letzten Glazials erreicht worden sein.

In jüngster Zeit konnten auch für letztglaziale *Saiga*-Belege aus dem südwestlichen bzw. nordwestlichen Randbereich des europäischen Verbreitungsraumes absolute Alterswerte ermittelt werden. Zunächst meldeten CRÉGUT-BONNOURE & GAGNIÈRE (1981: 38) den Fund eines Hornzapfens in der Grotte de La Salpêtrière (Gard, Frankreich) aus einem Horizont, dessen Alter mit 13100 ± 200 a B. P. angegeben wird. Weiterhin liegt aus dem englischen Raum (Gough's Cave, Cheddar) ein auf 12380 ± 160 a B. P. datierter Calcaneus vor (CURRENT 1987: 77). Beide Werte belegen eine spätglaziale Maximalausdehnung des Verbreitungsareals von *Saiga* im europäischen Raum. Diese Erkenntnis wird durch die Tatsache gestützt, daß in der Kunst des Magdalénien von La Vache (Ariège), Gourdan (Haute-Garonne) und Rouffignac (Dordogne) Motive auftreten, die als *Saiga*-Darstellungen gedeutet werden können (POWERS & STRINGER 1975: 286—287). Besonders eindrucksvoll und mit Sicherheit auf *Saiga* zu beziehen ist eine Knochenritzung aus Gourdan. Eine Reihe bei DELPECH (1983:

208—210) aufgeführter absoluter Alterswerte jungpaläolithischer Fundschichten SW-Frankreichs mit sicheren *Saiga*-Nachweisen führten zur Vorstellung zweier Besiedlungsphasen der Gattung während des späten letzten Glazials zumindest in diesem Raum.

Während die nordostsibirischen spätpleistozänen (und z. T. frühholozänen) Saigas zumeist als gesonderte Unterart geführt werden (*S. tatarica borealis* (ČERSKIJ 1876); vgl. H.-D. KAHLE 1975: 138; VEREŠAGIN & BARYŠNIKOV 1982: 273), sind die Funde aus den Paläolith-Vorkommen der Krim und des südwestlichen Teils der UdSSR mit der Rezentform (*S. tatarica tatarica* (LINNAEUS 1766)) identisch. Die von Europa bzw. Alaska beschriebenen Taxa *S. prisca* NEHRING 1891 und *S. ricei* FRICK 1937 könnten sich als jüngere Synonyme von *S. tatarica borealis* erweisen (vgl. HARINGTON 1981: 213, BARYŠNIKOV & TIKHONOV 1989: 626). Für west- und mitteleuropäische letztglaziale Vorkommen fehlt eine Übersichtsbearbeitung. Zumeist unterscheiden sich entsprechende Schädel-funde von den Formen des „Typs Bottrop“ und weisen mehr oder weniger kräftig entwickelte Hornzapfen auf.

Die Verbreitung der heutigen *S. tatarica tatarica* erstreckt sich auf die Steppen und semiariden Zonen der Kalmykischen ASSR und Kasachstans (Angaben zu Arealchwankungen in historischer Zeit bei BANNIKOV 1963: 54—59). Die kleinere mongolische Unterart (*S. tatarica mongolica* BANNIKOV 1946) kommt isoliert im Becken der Großen Westseen vor (BANNIKOV 1963: 59).

4. Danksagung

Für eine Stellungnahme zu den vegetationsgeschichtlichen Bezügen des Themas bin ich Herrn Dr. T. LITT (Halle) zu herzlichem Dank verpflichtet. Weiterhin danke ich Dr. R. ANGERMANN (Berlin), Dipl.-Geol. G. BRANIEK (Weimar), Dr. A. CURRANT (London), Dr. R. FEUSTEL (Weimar), Prof. Dr. O. v. FRISCH (Braunschweig), C. LAMOUR (Berlin) sowie D. MOL ('s-Heerenberg) für vielfältige Unterstützungen und Informationen. Mein Dank gilt gleichfalls den Herren J. PODSCHUN und H. WÖLNER (beide Weimar) für die Erledigung der erforderlichen fotografischen und zeichnerischen Arbeiten.

5. Schriftenverzeichnis

- ALEKPEROVA, N. A. (1955): Isokapaemaā binagadinskaā saiga. — In: DŽAFAROV, R. D. (Ed.): Binagadinskoe mestonahozhdenie četvertičnoj fauny i flory. IV. — Trudy Estestv.-Ist. Muz. im. G. Zardabi, 10: 10—64; Baku. — [Russ.]

- ALEKSEEVA, E. V. (1980): Mlekopitaúšie plejstozena úgovostoka Zapadnoj Sibiri. — 154 S.; Moskva (Nauka). — [Russ.]
- AUERBACH, A. (1930): Die vor- und frühgeschichtlichen Altertümer Ostthüringens. — 306 S.; Jena (Fischer).
- BANNIKOV, A. G. (1964): Novyj vid sajgi iz Mongolii. — Dokl. AN SSSR, n. s., 51: 5; Moskva. — [Russ.]
- (1963): Die Saiga-Antilope (*Saiga tatarica* L.). — 143 S.; Wittenberg (Ziemsen).
- BARYSHNIKOV, G. F. & TIKHONOV, A. N. (1989): Saiga in the Pleistocene of Eurasia. — Fifth Intern. Theriol. Congr., Abstracts of Papers and Posters. II.: 625—626; Rome.
- CEPEK, A. G. (1968): Quartär. — In: Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik. Band 1. Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes. — 385—420; Berlin (Akad.-Verl.).
- CHOW, M., CHANG, Y. P., HU, C. K., LIU, H. I., HSU, Y. H., CHOU, P. H., LEE, Y. C. & HSIEN, H. H. (1959): Pleistocene mammalian fossils from the northeastern provinces. — 82 S.; Beijing (Inst. Vert. Paleont., Acad. Sinica).
- CLAUS, H. & WIEFEL, H. (1976): Bibliographie der geologischen Wissenschaften für Thüringen. Deutsche Demokratische Republik. Veröffentlichungen der Jahre 1923—1944. — Abh. Zentr. Geol. Inst., 34: 1—606; Berlin.
- CRÉGUT-BONNOURE, E. & GAGNIÈRE, S. (1981): Sur la présence de *Saiga tatarica* (Mammalia, Artiodactyla) dans le dépôt Pléistocène supérieur de la grotte de La Salpêtrière à Remoulins (Gard, France). — Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, 19, suppl.: 37—42; Lyon.
- CURRENT, A. P. (1987): Late Pleistocene Saiga Antelope *Saiga tatarica* on Mendip. — Proc. Univ. Bristol Speleol. Soc., 18 (1): 74—80; Bristol.
- DELPECH, F. (1983): Les faunes du Paléolithique supérieur dans le Sud-Ouest de la France. — Cahiers du Quaternaire, 6: 1—453; Paris.
- DINKOV, P., KAHLKE, R.-D., MAUL, L. & THOMAE, Y. (1974): Neue Saiga-Funde aus Mittel- und Westeuropa. Ein Beitrag zur Verbreitung der Gattung *Saiga* im Spätpleistozän Europas. — 20 S.; Weimar (Inst. f. Quartärpaläont.). — [Unveröff.].
- ELLENBERG, H. (1982): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht. — 989 S.; Stuttgart (Ulmer).
- FEUSTEL, R. (1974): Die Kniegrotte. Eine Magdalénien-Station in Thüringen. — Veröff. Mus. Ur- u. Frühgesch. Thür., 5: 1—224; Weimar.
- (1980): Magdalénienstation Teufelsbrücke. I: Archäologischer Teil. — Weimarer Monograph. Ur- u. Frühgesch., 3: 1—129; Weimar.
- FRENZEL, B. (1968): Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens. — Erdwissensch. Forsch., 1: 1—326; Wiesbaden.
- FRICK, C. (1937): Horned ruminants of North America. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 69: i—xxvii, 1—669; New York.
- FRITSCH, K. v. (1901): Gehörnstücke der Steppenantilope aus der Gegend von Freiburg a. U. — Sitz.-Ber. Naturwiss. Ver. f. Sachsen u. Thür.: 37; Halle.
- GENTRY, A. W. (1968): The extinct bovid genus *Qurlignoria* Bohlin. — J. Mammal., 49 (4): 769; Lawrence. (n. v.)
- GIEBEL, C. G. (1845a): Die fossile Hyäne mit besonderer Berücksichtigung der neuerdings bey Quedlinburg ausgegrabenen zahlreichen Ueberreste. — Isis, 7: Halbs. 483—506; Leipzig.
- (1845b): Bericht über die ... in den Diluvialablagerungen des Seveckenberges bey Quedlinburg aufgefundenen fossilen Knochen. — Isis, 12: Halbs. 906—910; Leipzig.
- GLITSCH, L. (1871): Ueber den Bau der Nase der *Antilope Saiga* Pall. — Nova Acta Ksl. Leop.-Carol. Deutsch. Akad. Naturf., 36 (1): 1—21; Dresden.
- HARRINGTON, C. R. (1978): Quaternary Vertebrate faunas of Canada and Alaska and their suggested chronological sequence. — Syllogeus, 15: 1—105; Ottawa.
- (1981): Pleistocene Saiga Antelopes in North America and Their Paleoenvironmental Implications. — In: MAHANEY, W. C. (Ed.): Quaternary Paleoclimate. — S. 193—225; Norwich (Univ. East Anglia).
- (1984): Quaternary marine and land mammals and their paleoenvironmental implications — some examples from northern North America. — Spec. Publ. Carnegie Mus. Nat. Hist., 8: 511—525; Pittsburgh.
- HELLER, F. (1960): Höhlen-Hyänen-Reste aus jungdiluvialen Ablagerungen Westfalens. — Abh. Landesmus. Naturkd. Münster Westf., 22 (3): 3—8; Münster.
- HEPTNER, V. G., NASIMOVIC, A. A. & BANNIKOV, A. G. (1966): Die Säugetiere der Sowjetunion. Band I: Paarhufer und Unpaarhufer. — 939 S.; Jena (Fischer).
- HESCHELER, K. & KUHN, E. (1949): Die Tierwelt der prähistorischen Siedlungen der Schweiz. — In: TSCHUMI, O.: Urgeschichte der Schweiz. Bd. I. — S. 121—368; Frauenfeld (Hüber).
- HIBSCH, J. E. (1898): Schädeltheil der Saiga-Antilope (*Saiga prisca* NEHRING ?) aus diluvialen Lehm der Umgebung von Tetschen a. d. Elbe. — N. Jb. Min. etc., 1: 60—63; Stuttgart.
- KAHLKE, H.-D. (1972): Antilopenfunde in den Vorbergen des Thüringer Waldes. — In: KAHLKE, H.-D.: Ausgrabungen in aller Welt. — S. 111—117; Leipzig, Jena, Berlin (Urania).

- KAHLKE, H.-D. (1975): Der Saiga-Fund von Bottrop/Westfalen. Zur Fossilgeschichte, paläogeographischen Verbreitung und Systematik der Gattung *Saiga* GRAY, 1843. — Quartär, 26: 135—146; Bonn.
- (1984): Quartär. — In: TRÖGER, K.-A. (Hrsg.): Abriss der Historischen Geologie. — S. 469—501; Berlin (Akad.-Verl.).
- KOBY, F.-E. (1958): Note Paléozoologique sur *Saiga Tata-rica*. — Bull. Soc. Préhist. de l'Ariège, 13: 1—16; St. Girons.
- (1960): Sur l'extension maxima vers le sud-ouest de quelques représentants de la faune froide würmienne. — Mammalia pleistocena, Anthropos suppl., 1: 101—107; Brno.
- KOWALSKI, K. (1959): Katalog ssaków plejstocenu Polski. — 267 S.; Warszawa, Wrocław (Państwowe Wyd. Nauk.).
- KOZAMKULOVA, B. S. (1969): Antropogenová iskopaemá teriofauna Kazachstana. — 149 S.; Alma-Ata (Nauka). — [Russ.].
- KUZ'MINA, I. E. (1971): Formirovanie teriofauny severnogo Urala v pozdnem antropogene. — In: BYHOVSKIJ, B. E. (Ed.): Materialy po faunam antropogena SSSR. — Trudy Zool. Inst., 49: 44—122; Leningrad. [Russ.].
- LANGE, E. (1965): Zur Vegetationsgeschichte des zentralen Thüringer Beckens. — Drudea, 5 (1): 3—58; Jena.
- LIEBE, K. T. (1870): Die Knochenlagerstätte von Pahren im reußischen Oberlande. — Z. Ges. Naturwiss., 35: 33—37; Berlin.
- (1874): Die Lindenthaler Hyänenhöhle. — Jber. Ges. Fr. Naturwiss. Gera, 17: 24—36; Gera.
- (1930): Die Knochenlagerstätte von Pahren im reußischen Oberlande. — Die Thüringer Höhlen, 1 (4/5): 102—105; Neustadt/Orla.
- MARKOVA, A. K. (1984): Late Pleistocene Mammal Fauna of the Russian Plain. — In: Quaternary Environments of the Soviet Union. — S. 209—218; Minneapolis (Minnesota Press).
- MEUSEL, H. & BUHL, A. (1968): Verbreitungskarten mitteldeutscher Leitpflanzen. 11. Reihe. — Wiss. Z. Martin-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, math.-nat. R., 17 (3): 377—439; Halle.
- MÜLLER, H. (1953): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des mitteldeutschen Trockengebietes. — Nova Acta Leop., N.F., 16 (110): 1—67; Leipzig.
- MUSIL, R. (1974): Tiergesellschaft der Kniegrotte. — In: FEUSTEL, R.: Die Kniegrotte. Eine Magdalénien-Station in Thüringen. — Veröff. Mus. Ur- u. Frühgesch. Thür., 5: 30—95; Weimar.
- (1980): Die Großsäuger und Vögel der Teufelsbrücke. II. Paläontologischer Teil. — Weimarer Monograph. Ur- u. Frühgesch., 3: 5—59; Weimar.
- (1985): Paleobiography of terrestrial communities in Europe during the Last Glacial. — Sborn. Národn. Muz. v Praze, B, 41 (1—2): 1—83; Praha.
- NAUMANN, E. & PICARD, E. (1909): Exkursion auf Blatt Naumburg a. S. und Freyburg a. U. Donnerstag, den 24. und Freitag, den 25. September 1908. — In: SIEGERT, L.: Bericht über die Begehungen der diluvialen Ablagerungen an der Saale im Anschluss an die Konferenz der Direktoren der Deutschen geologischen Landesanstalten im Jahre 1908. — Jb. Kgl. Preuss. Geol. Landesanst. f. 1909, 30 (1): 25—30; Berlin.
- NEHRING, A. (1880): Uebersicht über vierundzwanzig mitteleuropäische Quartär-Faunen. — Z. Deutsch. geol. Ges., 32: 468—509; Berlin.
- (1890): Ueber Tundren und Steppen der Jetzt- und Vorzeit, mit besonderer Berücksichtigung ihrer Fauna. — 257 S.; Berlin (Dümmler).
- (1891): Diluviale Reste von *Cuon*, *Ovis*, *Saiga*, *Ibex* und *Rupicapra* aus Mähren. — N. Jb. Min. etc., 2: 107—155; Stuttgart.
- (1896): Fossiler Schädelrest einer Saiga-Antilope aus dem Diluvium Westpreussens. — N. Jb. Min. etc., 7: 111—116; Stuttgart.
- POWERS, R. & STRINGER, C. B. (1975): Palaeolithic Cave Art Fauna. — Stud. Speleol., 2 (7—8): 266—298; London.
- PRAT, F. (1966): Les Antilopes. — In: LAVOCAT, R.: Atlas de Préhistoire. III. Faunes et Flores préhistoriques de l'Europe occidentale. — S. 323—336; Paris.
- RAUSCHERT, S. (1972): Verbreitungskarten mitteldeutscher Leitpflanzen. 13. Reihe. — Wiss. Z. M.-Luther-Univ. Halle-Wittenberg, math.-nat. R., 21 (2): 7—68; Halle.
- RICHTER, H., HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (Hrsg.) (1970): Periglazial — Löss — Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. — 422 S.; Gotha, Leipzig (Haack).
- RUSKE, R. (1961): Gliederung des Pleistozäns im Geiseltal und in seiner Umgebung. — Geologie, 10 (2): 152—168; Berlin.
- SAMSON, P. & RĂDULESCU, C. (1959): Beiträge zur Kenntnis der Chronologie des „jüngeren Lösses“ in der Dobruška (Rumänische Volksrepublik). — Eiszeitalter u. Gegenw., 10: 199—204; Öhringen.
- SCAMONI, A. (1981): Karte der „Natürlichen Vegetation“. — In: Atlas der DDR, Blatt 12; Gotha (Haack).
- SCHOTTIN, C. (1829): Ueber die fossilen Knochen bey Köstritz. — Isis, 22 (4): Halbs. 415—417; Leipzig.
- (1830): Über die fossilen Knochen bei Köstritz. — Jb. Min. etc., 1: 380—382; Heidelberg.
- SCHÜTT, G. (1969): Die jungpleistozäne Fauna der Höhlen bei Rübeland im Harz. — Quartär, 20: 79—125; Bonn.
- SHER, A. V. (1967): Iskopaemá saiga na severe Vostočnoj Sibiri i Alaske. — Büll. Komiss. izuč. četvertičn. perioda, 33: 97—112; Moskva. — [Russ.].
- (1971a): Mlekopitaúšie i stratigrafiá pleistocena krajnego severovostoka SSSR i Severnoj Ameriki. — 310 S.; Moskva (Nauka). — [Russ.].

- SHER, A. V. (1971b): Säugetierfunde und Pleistozänstratigraphie in der Kolyma-Niederung. — Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont., 16 (2): 113—125; Berlin.
- (1986): Olyorian land mammal age of Northeastern Siberia. — Palaeontograph. Ital., 74: 97—112; Pisa.
- SIMPSON, G. G. (1945): The Principles of Classification and a Classification of Mammals. — Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 85: I—XVI, 1—350; New York.
- STRUCKMANN, C. (1880): Ueber die Verbreitung des Renithiers in der Gegenwart und in älterer Zeit nach Maassgabe seiner fossilen Reste unter besonderer Berücksichtigung der deutschen Fundorte. — Z. Deutsch. geol. Ges., 32: 728—773; Berlin.
- TOEPFER, V. (1954): Seltene Tiere aus der Eiszeit Mitteldeutschlands. — Natur u. Heimat, 5: 151—152; Dresden.
- (1956): Reste pleistozäner Saiga-Antilopen aus Mitteldeutschland. — Geologie, 5 (4/5): 386—392; Berlin.
- (1964): Ein Saiga-Hornzapfen aus dem saalezeitlichen Zeuchfelder Sander bei Freyburg (Unstrut). — Geologie, 13 (1): 110—113; Berlin.
- & NUGLISCH, K. (1962): Paläolithikum und eiszeitliche Tierwelt im Flußgebiet der Elster und Saale südwestlich von Leipzig. — In: VIETE, G. (Hrsg.): Exkursionsführer zur Herbsttagung 1962 vom 19. bis 21. Oktober 1962 in Leipzig und Erfurt. Das Pleistozän im sächsisch-thüringischen Raum und Kurzreferate der Vorträge anlässlich des 2. Treffens der Sektion Quartärgeologie am 18. Oktober 1962 in Leipzig. — S. 155—168; Berlin (Ges. Geol. Wiss. DDR).
- TSCHERSKI, J. D. (1892): Wissenschaftliche Resultate der von der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften zur Erforschung des Janalandes und der Neusibirischen Inseln in den Jahren 1885 und 1886 ausgesandten Expedition. Abtheilung IV: Beschreibung der Sammlung posttertiärer Säugethiere. — Mém. Acad. Imp. Sci. St.-Petersbourg, VII^e Ser., 40 (1): 1—511; St.-Petersbourg.
- VERESAGIN, N. K. (1959): Mlekopitaúšie Kavkaza. Istoriâ formirovaniâ fauny. — 704 S.; Moskva (Izd. Akad. Nauk SSSR). — [Russ.]
- & BARYŠNIKOV, G. F. (1982): Paleoecology of the Mammouth Fauna in the Eurasian Arctic. — In: Paleoecology of Beringia: 267—278; London, New York (Acad. Press).
- WEINERT, E., FUKAREK, F., KNAPP, H.-D. & RAUSCHERT, S. (1978): Karten der Pflanzenverbreitung in der DDR. 1. Serie. — Hercynia, N. F., 15 (3): 229—320; Leipzig.
- WOODWARD, A. SMITH (1890): Note on the occurrence of the Saiga Antelope in the Pleistocene deposits of the Thames Valley. — Proc. Zool. Soc. London, 613—616; London.
- ŽIRNOV, L. V. (1982): Vozrašénnyie k žizni. Èkologiâ, ohrana i ispol'zovanie saigakov. — 224 S.; Moskva (Lesnaâ Promyšlennost'). — [Russ.]
- ZÜCKERT, J. F. (1776): Beschreibung und Abbildung einiger in dem Kabinett des Herrn Geh. Finanzrates Gottfried Adrian Müller befindlichen und ehemals bei Quedlinburg ausgegrabenen Knochen eines ausländischen Tieres. — Schr. Berlinischen Ges. naturl. Freunde, 2: 340—346; Berlin. (n. v.)

Manuskript eingegangen am 23. 12. 1989.

Nachtrag während der Drucklegung

Die unter 3. aufgeführten jakutischen Funde wurden inzwischen von LAZAREV & TOMSKAÄ (1987, S. 114—115, Taf. XX) als *Saiga borealis* publiziert. Insgesamt handelt es sich um drei Schädelfragmente aus den Flußgebieten der Balyktah, Alazeä und Gukoëä. Leider erlauben die Abbildungen keine sicheren Schlüsse auf die Divergenzwinkel der Hornzapfenachsen.

Weiterhin wurde Verf. nach Manuskriptabschluß der Hinweis auf zwei nicht näher bezeichnete postcraniale Skelettelemente von *Saiga* aus dem Pleistozän vom Unterlauf des Ob bekannt (KUZ'MINA 1977, S. 25, 41). Danach könnte *Saiga* auch im westlichen Sibirien zumindest zeitweise den Polarkreis erreicht haben.

Auf die Existenz eines Schädelfragmentes von *Saiga* mit kräftig entwickelten und nahezu parallel aufragenden Horn-

zapfen aus einem spätwürmzeitlichen Horizont der Grotte Bayol (Collias, Gard, Frankreich) wurde Verf. freundlicherweise durch Frau Dr. E. CREGUT-BONNOURE (Avignon) aufmerksam gemacht. Aus der alleinigen Kenntnis einer inzwischen zur Verfügung stehenden Fotografie des in den Sammlungen des Centre des Sciences de la Terre der Universität Lyon aufbewahrten Fossils lassen sich allerdings die Auswirkungen eines eventuell stattgefundenen präparativen Eingriffes nicht ermesen, so daß die Wertung des Stückes an dieser Stelle unterbleiben muß.

KUZ'MINA, I. E. (1977): O proishozhdenii i istorii teriofauny sibirskoj Arktiki. — Trudy Zool. Inst., 63: 18—55; Leningrad. — [Russ.]

LAZAREV, P. A. & TOMSKAÄ, A. I. (1987): Mlekopitaúšie i biostratigrafia pozdnego kajnozoä Severnoj Äkutii. — 170 S.; (Äkutskij SO AN SSSR). — [Russ.]

Large Mammals from the Plio-Pleistocene of Kashmir Intermontane Basin, India, with Reference to their Status in Magnetic Polarity Time Scale

BAHADUR SINGH KOTLIA *)

Pliocene, Pleistocene, intramontane basin, Karewa-Formation, magnetostratigraphy, fossil localities, Hippomorpha, Equus sivalensis, Elephantidae, Elephas hysudricus, Canidae, Canis vitastensis, teeth, Ruminantia, Cervus punjabensis, antlers, biometry, paleoenvironment, range, stratigraphic boundary
India, Kashmir, Himalayas

Abstract: The larger mammalian fossils (*Equus*, *Elephas*, *Cervus* and *Canis*) being described from the Plio-Pleistocene Karewa deposits of Kashmir Valley, India, were recovered from the sections already dated by paleomagnetism. Based on these data, the occurrence of *Equus* and *Cervus* is dated to about 2.0 Ma. *Elephas* and *Canis* are documented only from the Brunhes epoch. The stratigraphic occurrence of these genera is correlated with other known biochronological sequences of subcontinent, and discussed in connection with the Plio-Pleistocene boundary in North India.

[Die Großsäuger aus dem Plio-Pleistozän des intermontanen Kashmir-Beckens, Indien, unter Berücksichtigung ihrer Stellung in der paläomagnetischen Zeitskala]

Kurzfassung: Reste von Großsäugern (*Equus*, *Elephas*, *Cervus* und *Canis*) aus der plio-pleistozänen Karewa-Formation des Kashmir-Beckens in NW-Indien werden beschrieben. Da die Fossilien aus paläomagnetisch datierten Schichten stammen, kann hier erstmals eine zeitliche Korrelation für das Auftreten der Großsäuger für das Kashmir-Becken gegeben werden. *Equus* und *Cervus* erscheinen erstmals vor etwa 2.0 Mio. Jahren, während *Elephas* und *Canis* erst in der Brunhes-Epoche belegt sind. Das Auftreten dieser Gattungen wird mit anderen bekannten biochronologischen Sequenzen des Subkontinentes verglichen und kurz auf die Grenzziehung zwischen Plio- und Pleistozän in Nordindien eingegangen.

1. Introduction

The Kashmir Valley, developed during the Late Cenozoic Era under different tectonic regimes, occupies the depression formed by the bifurcation of the Great

Himalayan Range whose southern arm is known as the Pir Panjal Range and the northern arm as the Main Himalayan Range. In between the complexly folded and faulted mountain ramparts lies the Karewa intermontane basin which has accumulated above 1000 m of the Plio-Pleistocene synorogenic sediments comprising mudstone-sandstone-gravel succession (BURBANK & JOHNSON 1982; KOTLIA 1985a; KUSUMGAR et al. 1986). The rise of the Pir Panjal Range was responsible for impounding the primaevial drainage and giving rise to a vast Karewa lake (SINGH 1982, BHATT 1983). As Pir Panjal continued to rise, the Karewa lake shrank and shifted towards the Himalayan Range. The heterogeneous assemblage of lacustrine and glacio-fluvial sediments (about 1000 m thick Lower Karewas), the lacustrine deposits (about 100 m thick Upper Karewas) and aeolian deposits (about 25 m thick loess deposits) has been accumulated in form of plateau-like terraces, called the "Karewas". The Karewa sedimentation had commenced by about 4.0 Ma ago (BURBANK & JOHNSON 1982, 1983; KUSUMGAR et al. 1985, 1986; AGRAWAL et al. 1987).

The first reference of mammalian fossils was given by DE TERRA & PATERSON (1939) and followed by BADAM (1968), TEWARI & KACHROO (1977), KOTLIA et al. (1982) and SAHNI & KOTLIA (1985). The genera collected or listed by them are *Bos*, *Sus*, *Felis*, *Elephas*, *Equus*, *Rhinoceros* and *Sivatherium*. While initiating and then carrying out in detail the palaeontological studies in the Karewas, KOTLIA (1985a, 1987a, 1989) made collection of mega and microvertebrate fossils with their stratigraphic occurrence in a composite litho-stratigraphic column. In addition to taxonomy, this paper also discusses the stratigraphic occurrence of various fossils in terms of absolute chronology.

*) Authors address: Dr. B. S. KOTLIA, Institut für Paläontologie, Nussallee-8, D—5300 Bonn-1, West Germany.

2. Geologie

The Plio-Pleistocene Karewa deposits are commonly divided into two lithologic units, the Lower Karewa Formation (Lower Karewas) and Upper Karewa Formation (Upper Karewas). Lower Karewa deposits, in general, are gently inclined and better exposed on the Pir Panjal flank and have an unconformable contact with overlying nearly horizontal Upper Karewas which are better exposed on the Himalayan flank. The geological map of the area is shown in Fig. 1. The best exposed Lower Karewa sections are along River Rembiara between Dubjan and Krachipatra, and along River Romushi between Ichhagoz and Romu. Well exposed Upper Karewa sections are at Sombur and Burzahom. The Lower Karewas are characterised by mudstones, unconsolidated sandstones, lignite layers, and conglomerate horizons. Upper Karewas are laminated claystones, sandstones and some conglomeratic layers but without lignites. The Karewas, as a whole, are capped by loess deposits associated with dark humic layers (palaeosols).

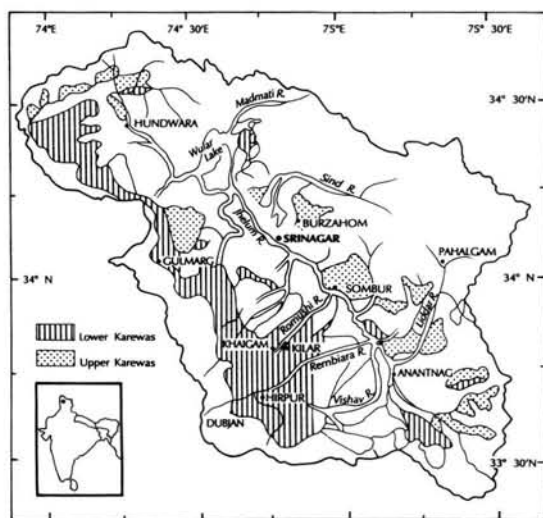


Fig. 1: Geological map of Kashmir basin showing distribution of Lower and Upper Karewas as well as the localities.

Abb. 1: Geologische Karte des Kashmir-Beckens (Indien), mit den Fundorten sowie der Verteilung der unteren und oberen Karewa-Formation.

Measured sections are shown in Fig. 2. Sediments exposed at Dubjan, Hirpur and Krachipatra localities are exposed along River Rembiara near Hirpur village, about 67 km SW of Srinagar. They are described together in Hirpur section, the type section for lower part of the Lower Karewas. Ichhagoz and Romu

deposits, forming upper part of Lower Karewas are measured along River Romushi and described as Romushi section. Kilar section, about 60 km SW of Srinagar is exposed along Birnai Nala, a tributary of River Romushi. All above mentioned sections are measured on the Pir Panjal flank. Sombur section, about 18 km SE of Srinagar, and Burzahom section, about 12 km NE of Srinagar are represented by the Upper Karewa Formation and measured on the Himalayan flank.

3. Biochronology

Till about 1980 and before the application of physical dating techniques to the Kashmir deposits, the Karewas have been interpreted as being of Pleistocene (DE TERRA & PATERSON 1939; VISHNU-MITRE 1964), of the Late Pliocene to much of the Pleistocene (MIDDLEMISS 1924; WADIA 1951; BHATT 1975), and of Late Miocene to Pleistocene age (ROY 1975). Based on the preliminary magnetostratigraphic data, KUSUMGAR (1980) indicated that the basal part of the Karewas encompassed the Gilbert magnetic epoch. BURBANK & JOHNSON (1982, 1983) and KUSUMGAR et al. (1986) developed a new chronology of the Karewas through the use of magnetic polarity stratigraphy and fission track dating of volcanic ashes and correlated various Karewa sub-sections. The dates are shown in Fig. 2. With more available data, AGRAWAL et al. (1987) dated the lower part of the Karewas (Hirpur section) to 3.4–2.0 Ma, the middle part (Romushi section) to 2.4–0.2 Ma, the upper part to < 0.73 Ma, and the loess sequence to < 200 Ka. In this work, the magnetic stratigraphy is taken from KUSUMGAR et al. (1986).

Fig. 2 shows the biochronology of megavertebrate fossils. Only in-situ specimens are used for taxonomic description as well as for biochronology. The base of the Karewas extends to the Gilbert magnetic epoch, about 3.8 Ma. The Romushi and Hirpur sections are correlated based on the earlier results mentioned above. Kilar section is lateral extension of a part of the Romushi section and both are correlated by a prominent conglomeratic bed which has been physically traced from Kilar to Aglar (Romushi). Sombur section falls well within the Brunhes chron (KUSUMGAR 1980), therefore, is younger than 730 Ka. The horizon located at Burzahom is stratigraphically 20 m below the loess deposit. Since the loess had started depositing in Kashmir Valley at about 200 Ka ago (AGRAWAL et al. 1987), the underlying Karewa sediments at Burzahom are safely considered to be slightly older than 200 Ka.

The first horizon, yielding the remains of *Hexapodon* is at Dubjan locality, stratigraphically about 24 m above the base of Hirpur section. The specimen was

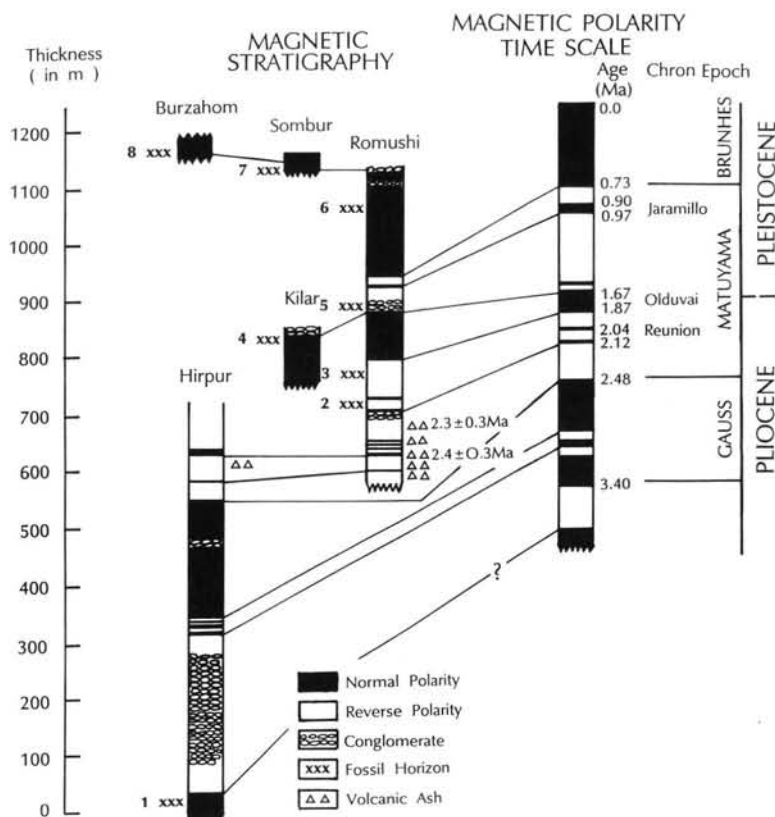


Fig. 2: Correlation of vertebrate horizons and geomagnetic data in the Karewa formation (modified after KUSUMGAR et al. (1986). Base of Karewas extends to about 3.8 Ma.

Various sub-sections are correlated as described in text. In addition two layers of volcanic ash have been dated absolutely one of 2.4 ± 0.3 Ma given by BURBANK & JOHNSON (1983), and other of 2.3 ± 0.3 Ma given by KUSUMGAR et al. (1986).

The fossil horizons (1—8) yielded: 1, *Hexaprotodon*; 2, *Cervus punjabiensis*; 3, *Equus sivalensis*; 4, *E. sivalensis*; 5, *Cervus sivalensis*; 6, *Elephas hysudricus*; 7, *E. hysudricus*; 8, *Canis vitastensis*.

Abb. 2: Korrelation zwischen den Fundhorizonten der Wirbeltiere und den paläomagnetischen Daten in der Karawa-Formation (verändert nach KUSUMGAR et al. 1986). Die Basis der Karewa-Formation liegt bei 3.8 Ma. Die Zuordnung der einzelnen Schichtglieder erfolgt im Text. Zusätzlich liegen für zwei Lagen mit vulkanischer Asche absolute Daten vor. Die eine wird von BURBANK & JOHNSON (1983) auf $2,4 \pm 0,3$ Ma datiert, die zweite von KUSUMGAR et al. (1986) auf $2,3 \pm 0,3$ Ma. Die Fossilhorizonte (1—8) erbrachten:

1: *Hexaprotodon*; 2: *Cervus punjabiensis*; 3 und 4: *Equus sivalensis*; 5: *Cervus sivalensis*; 6: *Elephas hysudricus*; 7: *E. hysudricus*; 8: *Canis vitastensis*.

collected from the sediments showing normal polarity, probably belonging to Cochiti magnetic event. The 2nd horizon (dated to Reunion magnetic event), yielding the remains of *Cervus* is located near village Ichhagoz, about 30 m above the basal conglomerate of Romushi section (see Fig. 2). Based on few antler fragments, this material was originally identified by KOTLIA et al. (1982) as *Cervus sivalensis*. However, with recovery of complete and well preserved antlers, it is well identified as *Cervus punjabiensis*. About 70 m above this sand bed, is located 3rd horizon which has yielded the molars of *Equus sivalensis* alongwith numerous bone fragments. This horizon is located

both in Romushi and Shaliganga (Husgund) sections. The 4th horizon with an age of about 1.6 Ma is represented by upper part of the Kilar section and has yielded *Equus sivalensis*. Antlers of *Cervus sivalensis* are collected from the second conglomerate horizon of the Romushi section, considered here as 5th horizon and dated to about 1.6 Ma. The records of *Elephas hysudricus* are from the Brunhes chron (younger than 730 Ka), represented by 6th horizon. Among Upper Karewa localities, Sombur section has yielded *Elephas hysudricus*. This is described as 7th horizon, dated to < 730 Ka. The 8th horizon, located at Burzahom has yielded *Canis vitastensis* remains.

Several Karewa lithologies were observed to be richly fossiliferous. The main are: dark mudstones interbedded with medium to coarse grained sandstones with gastropod shells as first and 4th horizons; lensoid, loose and current bedded sand beds as 2nd and 3rd horizons; conglomerates with sandstone and mudstone lenses as 5th horizon; medium grained unconsolidated huge sandstones interstratified with siltstones and greyish to yellowish patches of claystones as 6th and 7th horizons.

4. Systematic palaeontology

The large mammals, described by the earlier workers have been referred from villages without reference to measured sections. Thus, there is no information available of the exact location within the stratigraphic succession. However, one explanation for earlier finds could be that most of the fossils mentioned by DE TERRA & PATERSON (1939) and BADAM (1968, 1972) are from the Upper Karewas which are, in general, younger than 730 Ka in age.

The fossils described and illustrated herein were obtained in situ and keyed to a master litholog. The specimens are housed in the Museum of vertebrate palaeontological Laboratory (VPL) of the Centre of Advanced Study in Geology, Chandigarh. Several specimens collected from the surface lag deposits are not taken into consideration as their exact horizons could not be ruled out. The main emphasis is given to the morphological description of *Equus*, *Elephas* and *Cervus*. New species of *Canis* have earlier been described by KOTLIA (1987b). Since more work on *Hexaprotodon* material is under progress, description is not given here. While describing equid material, dental terminology of AZZAROLI (1979) is used. Dental terminology of cervids and morphological analysis of antlers are used as given by BROWN (1926) and POCKOCK (1933).

4.1. Perissodactyla

4.1.1. *Equus sivalensis* FALCONER & CAUTLEY 1849 (Figs. 3—7)

1849 *Equus sivalensis* FALCONER & CAUTLEY, Fauna Antiqua Sivalensis: pl. 81, Figs. 1—4; pl. 82, Figs. 1—6.

1935 *Equus namadicus* FALCONER & CAUTLEY, Colbert, Trans. Amer. Phil. Soc. 26, 160—161.

1982 *Equus sivalensis* FALCONER & CAUTLEY, Azzaroli, Paleont. Ital. 72, 1—79.

Lectotype: British Museum No. 16160, a cranium.

Cotypes: British Museum Nos. 17227, posterior portion of cranium; M 2626, left maxilla; M 2698, premaxilla and symphysis; 22107, portion of right ramus; 22108, portion of mandible.

Referred material: VPL/B 2071, lower right premolar; VPL/B 2072, lower left molar; VPL/B 2073, lower left molar; VPL/B 2074, lower left premolar; VPL/B 2075, upper right molar. Many other postcranial fragments and vertebrae.

Locality and horizon: Romushi section, 3rd horizon (Fig. 2). VPL/B 2071 and 2074 are from Husgund (Raithan) locality in Shaliganga section, well correlated with 3rd horizon of Romushi section, and has been used as the same by KUSUMGAR et al. (1986).

4.1.1.1. Description of new material

Lower premolar (VPL/B 2074). Protoconid is smaller than hypoconid and the outer wall of hypoconid is situated slightly anteriorly compared to protoconid. The metaconid is rounded and slightly bigger than metastylid which is compressed lingually. The entoconid broadly opens into a triangular hypoconulid. The metaflexid is wider with its anterior portion compressed labiolingually. The entoflexid is compressed along the anteroposterior length of tooth. Both metaflexid and entoflexid are filled with cement and open lingually through narrow openings. The ectoflexid is deep and pointed; it is separated from the anterior margin of entoflexid and posterior margin of metaflexid. The metaconid and metastylid form the characteristic double knot of equids.

Lower molar (VPL/B 2072): Protoconid and hypoconid are well developed, hypoconid being larger than protoconid. The anterior extremity of protoconid runs along lingual side of tooth, giving rise the anterior margin of metaflexid. The hypoconulid is triangular in shape. Metaconid is rounded cusp and narrowly opens into metastylid. The metaflexid is slightly curved and compressed anterolabially. Entoflexid is wider than metaflexid and is having mild crenulations on the outer wall. Linguaeflexid is exactly V shaped with lingual sinus open and deep. Ectoflexid is somewhat angular, deep and narrowly separated from posterior side.

Lower molar (VPL/B 2073): The anterior part of protoconid, the hypoconid, and a part of entoconid are broken in the specimen. The anterior extremity of protoconid runs along anterior side of the tooth and has a thin enamel. The metaconid is larger than metastylid. The posterior wall of metaflexid is directed downward and outer wall of entoconid is crenulated.

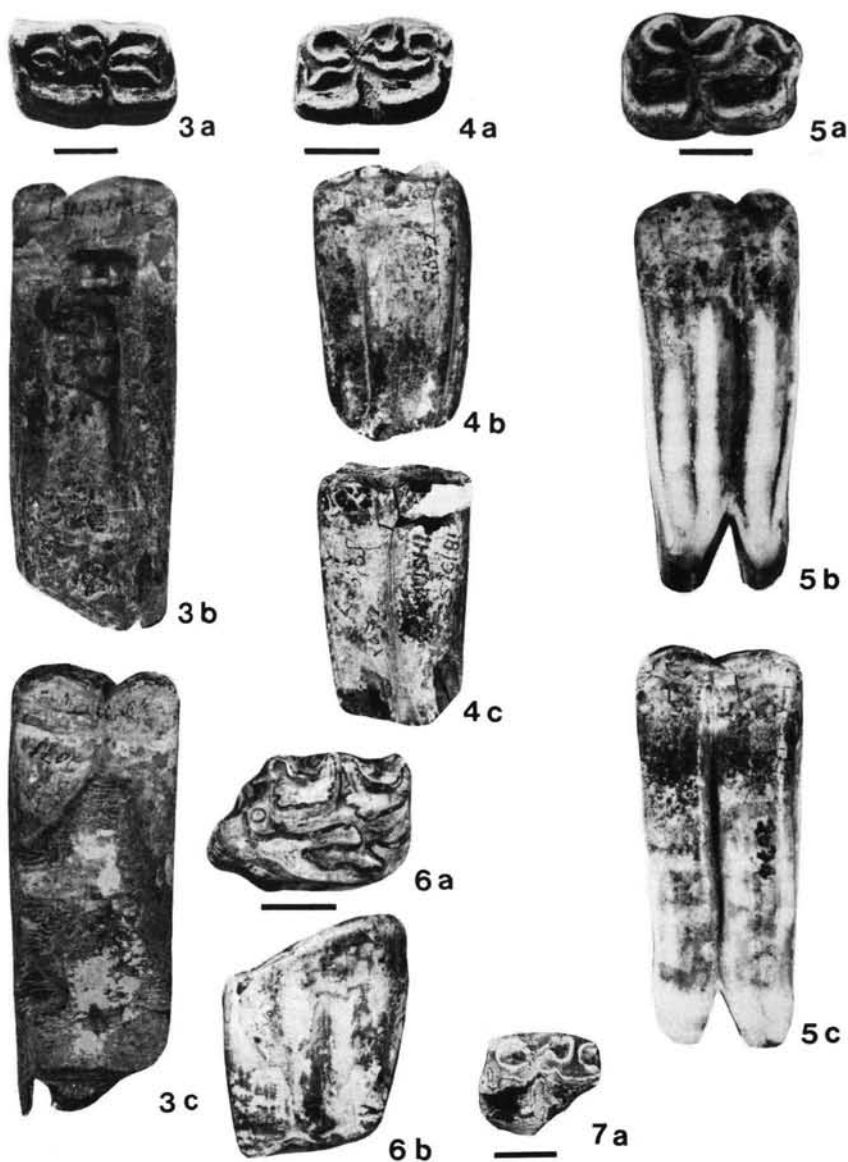


Fig. 3—7:
Molars of *Equus sivalensis* from Romushi (4, VPL/B 2072; 6, VPL/B 2075; 7, VPL/B 2073) and Raithan sections (3, VPL/B 2071; 5 VPL/B 2074).
a, occlusal; b, lingual; and c, labial views.
All belong to the third horizon.
Bar represents 1 cm.

Abb. 3—7:
Molaren von *Equus sivalensis* aus Romushi und Raithan.
a: Kauflächen,
b: Lingualansicht
und c: Labialansicht.
Maßstab = 1 cm.

Lower premolar (VPL/B 2071): Protoconid is narrower than hypoconid with the posterior wall extending into the crown. The hypoconid is broad and separated from entoconid by hypoconulid which is slightly curved and directed posterolingually. The metaconid is compressed lingually and is larger than rounded metastylid. Ectoflexid is narrow, V shaped and set apart from posterior margin of metaflexid. The posterior end of metaflexid and anterior end of entoflexid lie close to each other and the dentine in between them is fairly well developed. The entoflexid is more expanded posteriorly having crenulations on outer wall.

Upper molar (VPL/B 2075): The prefossette is compressed labially having a number of crenulations on the posterior wall. The postfossette is wider than prefossette and possesses crenulations on enamel border. The posterior margin of prefossette and anterior margin of postfossette lie opposite to each other and extend upto mesostyle. There are two re-entrants, one on posterolingual margin of prefossette and other on posterolingual border of postfossette. The outer margin of postfossette reaches upto mesostyle, thus producing a weakly developed metacone. The Plicaballin is slightly curved. Protocone is elongated and oriented anteroposteriorly.

Table 1: Measurements (in mm) of *Equus sivalensis* specimens

	Premolar	L. molar	L. molar	Premolar	U. molar
VPL/B number	2071	2072	2073	2074	2075
Length	29.0	22.0	21.0	25.0	27.5
Width	14.9	12.5	11.0	15.5	20.5

Remarks: So far, four species of *Equus* have been described from India, viz., *E. sivalensis*, *E. namadicus*, *E. palaeonius* and *E. cautleyi*. *E. namadicus* is of large size whereas *E. sivalensis* is relatively small. In *E. namadicus*, protocones of the premolars and molars are much longer than in *E. sivalensis*. Further, *E. sivalensis* is older in age than *E. namadicus*. *E. cautleyi* has larger size of mandibular rami than that of *E. sivalensis* which also differs with present day *E. caballus* in possessing smaller protocones. Clearly distinguishable *E. sivalensis* and *E. cautleyi* remains are from Pinjor Formation and *E. namadicus* from Nar-mada alluvium (KHAN 1972).

4.2. Artiodactyla

4.2.1. *Cervus punjabiensis* BROWN 1926 (Figs. 8—9)

1926 *Cervus punjabiensis* BROWN, Amer. Mus. Novitat. 243

1935 *Cervus punjabiensis* BROWN, Colbert, Trans. Amer. Phil. Soc. 26, 320

1954 *Cervus punjabiensis* BROWN, Azzaroli, Proc. Linn. Soc. 165

Holotype: Amer. Mus. No. 19911, an incomplete skull with antlers.

Referred material: VPL/B 3002, upper left molar; VPL/B 3003, right antler. Numerous broken parts of the antlers.

Locality and horizon: Romushi section, 2nd horizon in Fig. 2.

4.2.1.1. Description of new material

Upper molar (VPL/B 3002): Protocone has a broad and rounded inner surface with an outer wall exactly parallel to the anteroposterior axis of crown. On lingual side, protocone projects more lingually than hypocone, inner surface of which is slightly angular, sloping from lingual to labial side. Between protocone and hypocone, there is small and slender accessory

tubercle which is placed in the valley considerably further in than the base of protocone and hypocone. Paracone shows two costae, one median and other at anterior border, the latter produced into an angle on anterolabial side. The costae on both paracone and metacone run perpendicularly to the base of crown but the outer surface of metacone becomes slightly wider as it approaches the base of crown. The maximum length and width of the specimen are 22.0 and 23.0 mm respectively.

Right antler with pedicle (VPL/B 3003): The light brownish coloured antler supported on a short and circular pedicle is moderately smooth in outline. The palmate central portion is rounded consisting of a heavily fossilised burr with an irregular margin. There is an anterior tine (brow tine) projecting



Fig. 8—9: Upper molar and antler of *Cervus punjabiensis* (8, VPL/B 3002; 9, VPL/B 3003). 8, occlusal; 9a, lateral; 9b, frontal view. Bar represents 2 cm.

Abb. 8—9: Oberer Molar und Geweihfragment von *Cervus punjabiensis*. 8: Kauflächenbild; 9a: Mesialansicht; 9b: Blick auf die Rose. Maßstab = 2 cm.

forward then slightly inward and finally towards the posterior parts of palmate portion of antler. Posteriorly, the palmate portion of antler is continued back in beam with a prominent median axis and a rear tine. The rear tine of terminal fork which forms the continuation of beam is long and wider. The posterior tine (beam) seems to have a small ridge along median axis above which the present specimen is broken. The brow tine is circular in cross section with a pointed tip at end. The antler is divergent, the brow tine making an obtuse angle (147 degree) with the beam.

The longitudinal grooves run parallel to median axis of the brow tine. The grooves are more prominent near palmate central portion, less prominent in middle part and are almost absent near the pointed termination of brow tine, thus giving rise a smooth surface to the tine. The beam consists of a few longitudinal grooves running parallel to median axis and they are nearly absent on lateral sides and therefore the beam looks smoother than brow tine. The beam is triangular to circular in outline.

Remarks: The molars of *Cervus punjabiensis* are distinguished from other species: by the presence of costae and grooves; by outer surfaces of lobes slightly narrower at the base than crown; by presence of small cingulum on anterior side; by presence of a bilobed groove on poorly developed accessory column (Sensu, LYDEKKER 1876) together with presence of smooth enamel. The lack of parallelism of outer surface of paracone and metacone on the molars is the character shared by *C. punjabiensis* and *C. latidens* but the latter strongly differs from the former in having the large accessory column and strongly developed posterolabial angle. *C. triplidens* differs from *C. punjabiensis* in an unusually large accessory column, rugose enamel and more prominent costae. *C. simplicidens* resembles *C. punjabiensis* by the squareness of crown, a smaller obliquity of external halves of protocone and metacone but differs in having rugose enamel and better developed accessory column. The character of having transverse axis of two lobes nearly perpendicular to longitudinal axis of crown is shared by *C. punjabiensis* and *C. sivalensis* but the peculiarity of having high elongated crown on upper molars, rugose and folded enamel and a strong anterointernal fold distinguishes *C. sivalensis* from *C. punjabiensis*. The molars of *C. punjabiensis* can also be distinguished from those of *C. simplicidens* by enfold enamel and by a rudimentary accessory column on first molar.

The antlers of *C. punjabiensis* are differentiated from those of *Rucervus simplicidens* (AZZAROLI 1954) by their comparatively smooth and longitudinally grooved surface, and from those of *C. sivalensis* in having a moderately smooth outline. Beam of the



Fig. 10: Antler of *Cervus sivalensis* (VPL/B 3004). a is mesial and b is lateral view. Bar represents 2 cm.

Abb. 10: Geweihstange von *Cervus sivalensis*. a zeigt die mesiale und b die laterale Seitenansicht. Maßstab = 2 cm.

antler of *R. simplicidens* shows a backward bending whereas it is curved outward in *C. punjabiensis*.

4.2.2. *Cervus sivalensis*, LYDEKKER 1880 (Fig. 10)

- 1880 *Cervus sivalensis* LYDEKKER, Pal. Ind. 10, pl. 8, fig. 5
 1926 *Cervus sivalensis* LYDEKKER, Brown, Amer. Mus. Novit. 242
 1929 *Cervus sivalensis* LYDEKKER, Matthew, Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. 56, 444

Type: G.S.I. No. B215, a ramus with M2 and M3. Specimens in Amer. Mus. No. 19807, an antler; No. 19829, a skull.

Referred material: VPL/B 3004, a left antler; VPL/B 3005—3015, broken parts of antlers.

Locality and horizon: Romushi section, 5th horizon in Fig. 2.

4.2.2.1. Description of new material

Left antler with pedicle (VPL/B 3004): The antler is heavily built, rough and supported on a rather long and nearly circular outlined pedicle. The anterior tine projects forward and slightly outward. Posteriorly, the palmate central portion of the antler is continued in beam with median axis and finally it terminates in two points or tines, at which the present is broken. Thus the antler might be said to have a long anteroposterior axis with a single outwardly directed brow tine at the front and a broad double pointed posterior termination. The brow tine of this specimen is broken at its free end at a small distance from the central portion of antler. It curves slightly outward and forward away from the beam and is roughly oval in cross section. The brow tine arises immediately above the burr and makes an obtuse angle (122 degree) with the beam which is slender, nearly oval in cross section, curved laterally along median axis showing the longitudinal grooves on its surface. The prominent longitudinal grooves run parallel to the median axis of beam.

The cervid antler has a branched structure consisting of anterior and posterior prongs which are designated by POCK (1933) as "a" (anterior) and "p" (posterior) prongs. According to POCK (1933), as the "p" prong branches more, progressively more complex antlers are found. The anterior prong "a" rarely branches as it projects out over the eye. COLBERT (1936) proposed to call the single anterior tine "a" supposing it to be homologous with "a" tine in other cervids. The backward projecting broad portion (beam) is designated by COLBERT (1936) as "p" and when this part of antler shows two terminal prongs, these are designated as p^e and p^m (external and

median posterior tines). Following POCK (1933), the present specimen can be said to have a base with a 1 and p 1 in the primary fork and only one p 2 in secondary fork.

Remarks: *C. sivalensis* antler is shaped very much like of *C. duvauceli*, that is, there is a brow tine directly above burr, while further up the beam divides into two branches, a smaller inner one and larger outer one. *C. sivalensis* antler is larger than that of *Rucervus simplicidens*. It is further distinct from *C. punjabiensis* by the development of brow tine immediately above burr and by having the comparatively more rough surface. Siwalik Hills have yielded a number of species of deer (LYDEKKER 1876; PILGRIM 1913; BROWN 1926; MATTHEW 1929; COLBERT 1935; AZZAROLI 1954; GAUR 1981) used in this work for comparison.

4.3. Proboscidea

4.3.1. *Elephas hysudricus* FALCONER & CAUTLEY 1845 (Figs. 11–14)

1845 *Elephas hysudricus* FALCONER & CAUTLEY, Fauna Antiqua Sivalensis, pl. 1, fig. 3; pl. 4–5; pl. 6, figs. 1–3; pl. 7; pl. 8, figs. 1, 3–4; pl. 12B, fig. 4

1884 *Elephas meridionalis* POHLIG, Sitzung Niederrhein Gesellschaft, Bonn, 47–61

1942 *Hypselephas hysudricus* FALCONER & CAUTLEY, Osborn, Proboscidea, 2, figs. 1198–1203, 1206, 1210–1215

1973 *Elephas hysudricus* FALCONER & CAUTLEY, Maglio, Trans. Amer. Phil. Soc. 63, pl. 13, p. 48–49.

Lectotype: Maxillary molar, Fauna Antiqua Sivalensis, pl. 8 (3a).

Table 2: Comparative measurements (in mm) of antlers of *C. punjabiensis* and *C. sivalensis* (MAX = maximum; APD = anteroposterior diameter; CFE = circumference)

	<i>C. punjabiensis</i>	<i>C. sivalensis</i>
VPL/B number	3003	3004
MAX APD of preserved portion	325.0	462.0
APD above burr	79.5	66.0
Transverse diameter above burr	58.5	63.5
CFE of beam above burr	181.0	161.5
CFE of beam at posterior double pointed termination	—	224.0
CFE of brow tine above burr	131.0	118.0
CFE of brow tine at termination	27.0	93.0
Angle of brow tine with beam	147	122

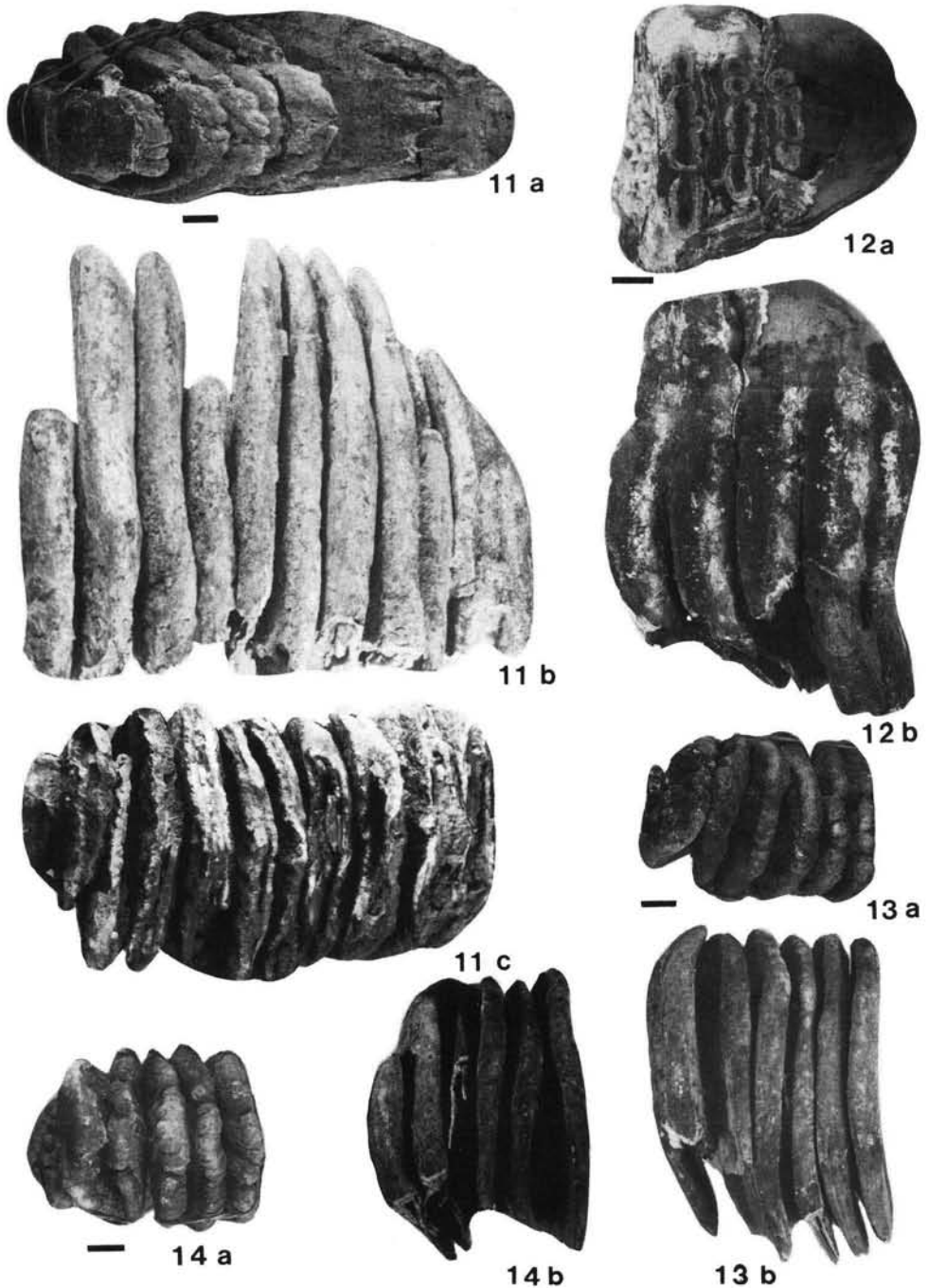


Fig. 11—14: Molars of *Elephas hysudricus* from Romushi (14, VPL/B 2063) and from Sombur (11, VPL/B 2061; 12, VPL/B 2060; 13, VPL/B 2062). 11a, b and c are occlusal, lingual and basal views. In other figures, a and b are occlusal and lateral views. Bar represents 1 cm.

Abb. 11—14: Molarenfragmente von *Elephas hysudricus* von Romushi und Sombur. 11a, b und c zeigen den Zahn von der Kaufläche, von lingual und von der Unterseite. In den anderen Abb. zeigt a die Kauflächen und b die laterale Seite. Maßstab = 1 cm.

Hypodigm: Numerous specimens as described by FALCONER & CAUTLEY (1845—1846) and Osborn (1942). Housed mainly in British Museum Natural History, Indian Museum & Amer. Mus. of National History.

Referred material: VPL/B 2060 to VPL/B 2063, all broken molars; Several incomplete teeth together with other skeletal remains.

Locality and horizon: VPL/B 2063 is from Romushi section (6th horizon). Others are from Sombur (7th horizon). See Fig. 2.

4.3.1.1. Description of the new material

VPL/B 2060: The molar is broken posteriorly to about sixth plate. It is in advanced stage of wear and all the conelets are sufficiently worn to form a plate. The anteriormost plate, on the lingual side, consists of two compressed and relatively small conelets. The second plate comprises of five conelets, the third and fourth from lingual side are fused. There are four distinct enamel islands present in the second plate. The third plate consists of four broad conelets in which third and fourth conelets are fused to form three individual lamellae. The enamel is smooth, thin and highly plicated. Plications are abundant in central part along the anteroposterior axis of tooth. The maximum thickness of enamel is 2.5 mm. The valleys in between the plates are wide, open and filled with cement. The length and height of the preserved portion of tooth are 75.0 and 70.0 mm respectively.

VPL/B 2061: The molar possesses at least eleven plates and is relatively the best preserved. Three anteriormost plates are joined together and the first four plates from anterior show the sign of abrasion. The surface of wear of all plates which are embedded in cement is concave. The ridges are unworn showing characteristic folded and plicated enamel. The enamel is smooth, thin and plicated and thickness ranges from 2.5 mm to 2.8 mm. The length and height of preserved portion are 140.5 and 147.0 mm respectively.

VPL/B 2062: This broken tooth has six to seven ridge plates. Anteriormost plate is much smaller than second and is broken posteriorly. The second plate is slightly bent downwards and therefore leaves much place between the second and third. All plates are unworn and embedded in cement. Maximum enamel thickness is 2.8 mm. Molar shows slight expansion towards posterior side. In lateral view, the unworn ridge plates are extended straight on the occlusal surface except second and third plates which are bent upward in the opposite directions.

VPL/B 2063: The molar, broken posteriorly, consists of six ridge plates, the anterior most being smaller than second. The plates are unworn and show folded enamel. The maximum thickness of enamel reaches up to 2.7 mm and in general is highly variable from anterior to posterior portion of teeth.

Remarks: The two most important and approximately similar aged species of Indian *Elephas*, *E. hysudricus* and *E. (Archidiskodon) planifrons* can be distinguished by: thickness of enamel (comparatively more in *E. planifrons*); shape of molars (very broad in *E. planifrons*); and the ratio of crown height to width of molar (greater in *E. hysudricus*). *E. hysudricus* is also distinct from *E. planifrons* in lacking the median expansion in the plates and in marking by strong plications in the enamel. The third species, *E. platycephalus*, reported by OSBORN (1929), however has a questionable relationship and may represent one stage of *E. planifrons* (MAGLIO 1973). The fourth species, *E. namadicus*, is younger than first two species, and is distinct from them in having low enamel thickness in teeth as well as a very high crown height, upto 150 percent greater than the width (MAGLIO 1973).

E. hysudricus has been reported by various workers from India and nearby regions; from Java (DUBOIS 1908, HOOIJER 1952, KOENIGSWALD, 1935, 1956), from Burma (COLBERT 1943), from the Indian Siwaliks (FALCONER & CAUTLEY 1845, HOOIJER 1955, NANDA 1976, GAUR 1981), from Narmada and Godavari Valleys (FALCONER & CAUTLEY 1845, BADAM 1979), and from Karewas (DE TERRA & PATERSON 1939, BADAM 1968, 1979; KOTLIA 1985b). And based on this find, the Trinil and Djertis beds of Java are correlated with Narmada beds of Central India and Pinjors of Siwaliks respectively (KOENIGSWALD 1935, 1956). Similarly, the Irrawaddy fauna of Burma is considered to be extension of Upper Siwalik fauna (COLBERT 1943). *E. hysudricus* with other mammalian assemblages is also considered as the index fossil for the Middle Pleistocene (BADAM 1979).

4.4. Carnivora

4.4.1. *Canis vitastensis* KOTLIA 1987

Holotype: VPL/B 3001, a left lower mandibular ramus with second molar, described in detail by KOTLIA (1987b).

Locality and horizon: Burzahom section, 8th horizon.

4.4.1.1. Brief description of material

The ramus is slender exhibiting a prominent sigmoid curve on the lingual side. The paraconid on M2 is

developed and metaconid is the largest cusp on the tooth. Protoconid is high, hypoconid poorly developed, entoconid lower than hypoconid, talonid triangular and shallow basined, trigonid smaller than talonid, and the external and internal cingula are well developed. The ratio of independent lengths of M1, M2 and M3 of this specimen (in case of M1 and M3, diameters of alveoli have been taken) is far from members of subfamily Amphicyoninae. The specimen has been easily distinguished from other species of *Canis*, i.e., *C. curvipalatus* and *C. cautleyi*, reported by PILGRIM (1932) from Upper Siwaliks, in having a better anterior cingulum in form of paraconid and a rounded entoconid which is higher than ridge shaped hypoconid (KOTLIA 1987b). Further the talonid on lower second molar of *C. cautleyi* consists of a trenchant hypoconid and a small entoconid whereas the talonid on this tooth of *C. vitastensis* is triangular in outline.

According to KOTLIA (1987b), the ratio of length and width of the lower molars in fossil and living species of Indian *Canis* varies from 0.417 to 0.6 (M1); from 0.667 to 0.706 (M2) and from 0.7 to 0.737 (M3), which fall within the limit of *C. vitastensis* with ratio of 0.46 (M1); of 0.667 (M2) and of 0.7 (M3).

5. Stratigraphic occurrence of the fossils

While discussing the placement of the fossil mammals with respect to magnetic polarity time scale for Karewas, it is noted that the appearances of *Equus*, *Cervus* and *Elephas* in Kashmir are later than in the Siwaliks of Indian subcontinent.

Equidae: The oldest occurrence of *Equus* in North America is dated to 3.5 Ma (EVERNDEN et al. 1964). BOUT (1970) proposed an age of 2.5 Ma for the oldest appearance of *Equus* in the Old World (in Perrier faunas of Auvergne-Velay areas). KELLER et al. (1977) initially based their palaeomagnetic data on the supposed oldest occurrence of *Equus* at about

1.8 Ma in Pakistan. Subsequently, OPDYKE et al. (1979) recorded earliest appearance of *Equus* at 2.48 Ma in northern Pakistan. This was confirmed as the oldest appearance of *Equus* in southern Asia by BARRY et al. (1982). AZZAROLI & NEPOLEONE (1982) recorded *Equus* in the Indian Siwaliks from the Matuyama magnetic epoch whereas, TANDON et al. (1984) discussed the appearance of *Equus* at about Gauss/Matuyama boundary (2.48 Ma). More recently, RANGA RAO et al. (1988) described *Equus* remains in Jammu Siwaliks from a level, 61 m below this boundary. The present study records the oldest appearance of *Equus* in Romushi section from Matuyama magnetic epoch (roughly at Reunion event) and in Kilar section from the top of Olduvai event (1.6 Ma), marking 3rd and 4th horizons respectively (Fig. 2). The horizon exposed along River Shaliganga at site Husgund (Raithan) and yielding *Equus* remains is correlated with the 3rd horizon of Romushi section (KOTLIA et al. 1982; KUSUMGAR et al. 1986).

Cervidae: OPDYKE et al. (1979) recognized lowest occurrence of cervid with antlers in upper Gauss epoch. AZZAROLI & NAPOLEONE (1982) reported *Cervus* antlers from Matuyama epoch. RANGA RAO et al. (1988) listed *Cervus* antlers in Jammu fauna from slightly below Gauss/Matuyama boundary. *C. punjabiensis* antlers, in this work, are recorded from Matuyama magnetic epoch, roughly at Reunion event (2nd horizon), and *C. sivalensis* is reported from upper part of Olduvai event (5th horizon).

Elephantidae: The lowermost record of *Elephas* (*Archidiskodon*) in Pakistan Siwaliks according to OPDYKE et al. (1979) is just above Kaena event (2.9 Ma). It is reported from Matuyama epoch in the Indian Siwaliks (AZZAROLI & NAPOLEONE 1982). In Jammu Siwaliks, RANGA RAO (1988, Fig. 6) reports *Archidiskodon* from Gilbert epoch and *Elephas* from Matuyama epoch. The record of *E. (Archidiskodon) planifrons* from Gilbert epoch may be rather surprising. RANGA RAO et al. (1988) have further discussed, probably in the same area, the

Table 3: Variation in the comparative measurements of M1, M2 and M3 of Indian canids (After KOTLIA 1987b)

Genus and species	length	length	length	ratios
	M1	M2	M3	
<i>Amphicyon pithecophilus</i>	31.0	23.1	16.0	1:0.75:0.52
<i>A. palaeindicus</i>	31.0	21.7	13.0	1:0.70:0.42
<i>Canis cautleyi</i>	24.0	10.0	4.8	1:0.42:0.20
<i>C. vitastensis</i>	18.5	9.0	4.0	1:0.49:0.22
<i>C. familiaris</i>	20.0	8.5	3.8	1:0.43:0.20

appearance of *Archidiskodon* at about Gauss/Matuyama boundary. *E. hysudricus* in Karewas is recorded only after 0.73 Ma from Romushi section (6th horizon) and Sombur (7th horizon).

Hippopotamidae: *Hexaprotodon* in Pakistan is from lowermost Gauss epoch (OPDYKE et al. 1979). It is recorded in the Jammu Siwaliks from Gilbert and Matuyama chrons (RANGA RAO et al. 1988). In Kashmir, *Hexaprotodon* is recovered only from locality Dubjan (1st horizon) from the normally magnetised sediments that may be considered to fall in the Gilbert epoch, probably Cochiti event.

Canidae: OPDYKE et al. (1979) have reported *Canis* from Matuyama epoch. In this work, it is described from the Burzahom section (Upper Karewas) which is younger than 730 Ka and older than 200 Ka (AGRAWAL et al. 1987). The locality is marked as 8th horizon.

The Lower Karewa deposits have yielded a greater number of specimens than the Upper Karewa deposits. This disparity in the proportions could be attributed to greater thickness and better exposed nature of former. Among megavertebrates, *Equus*, *Elephas* and *Cervus* are better represented. As compared with Tatrot and Pinjor Formations of nearby Siwaliks where one third of mammalian assemblage consists of bovids, the present assemblage is devoid of bovids. Even in literature, only a couple of bovid specimens (DE TERRA & PATERSON 1939, BADAM 1972) have been documented in the past. Also, the absence of crocodylids and chelonids which are so abundant in the Tatrot and Pinjor Faunas probably indicates that the climate during Karewa deposition was probably colder than that of Upper Siwaliks. It is well known that the reptiles attain profusion and great size only in the warmer climates. Besides, KOTLIA (1989) described 15 fossiliferous horizons of the cyprinid fishes, mainly from the Lower Karewa localities. Among the micromammals, a number of specimens belonging to arvicolid, murids and soricids from three levels (2.5, 1.6 and < 730 Ka in age) have been collected. Some of the results on arvicolid, aged 1.6 Ma, are published (KOTLIA 1985a), and the detailed studies are in progress. In addition to vertebrates, numerous specimens of gastropodes and ostracodes have also been sampled.

The greater frequency of grazing forms such as horses and elephants probably suggests the presence of enough grass covered areas to support large herds of these animals. The occurrence of enough browse alongwith grasses is indicated by cervids. The high proportional percentage of antlers compared to teeth is probably artificial as a single antler can break down into a number of fragments. The habitat spectra of Karewa mammals suggest a mosaic of dominant grass-

land and wooded grassland with subordinate woodland and some bushland (KOTLIA 1985b). It appears that the areas close to the ancient lake were more open and supported grassy vegetation with some tree and bush cover.

6. Pliocene-Pleistocene boundary

The delineation of Plio-Pleistocene boundary has drawn the attention of workers for well over a century. The boundary has been placed in the light of various interpretations comparing the various data available on Siwalik vertebrate palaeontology and glacial sequences, at the base of Tatrot (MATTHEW 1929; LEWIS 1937; DE TERRA & PATERSON 1939; HOOIJER 1955), at the base of Pinjor (SAHNI & KHAN 1964; NANDA 1976) and the base of Boulder Conglomerate (PILGRIM 1944; WADIA 1951; SATSANGI & DUTTA 1971). However, with the advent of magnetic polarity time scale in the Siwaliks, various workers (OPDYKE et al. 1979; AZZAROLI & NAPOLEONE 1982; TANDON et al. 1984; RANGA RAO et al. 1988) came to an agreement that the Tatrot/Pinjor boundary be equated with the Gauss/Matuyama boundary (2.48 Ma). Most of these workers also agreed that the earliest appearance of *Equus* coincides with this boundary. The author is in agreement with the view that Tatrot/Pinjor boundary coincides with the Gauss/Matuyama boundary and that the *Equus* arrived in the subcontinent approximately at this time. The Plio-Pleistocene boundary in Siwaliks has been approximated at Olduvai event (KELLER et al. 1977; FLYNN & JACOBS 1982; KUSUMGAR et al. 1986), and either at top of Olduvai event or at Gauss/Matuyama boundary (RANGA RAO 1988; RANGA RAO et al. 1988).

OPDYKE et al. (1979) listed a number of fauna: *Canis*, *Mustela*, *Hyaena*, *Felis* and *Machairodus* etc., all appearing immediately above Olduvai event. Approximately at the Olduvai event, the appearance of some micromammals (*Mus*, *Golunda*, cf. *Rattus*) is shown by FLYNN & JACOBS (1982) who consider this level as biostratigraphically very important. KOTLIA (1985a) described from the Olduvai event the arvicolid which are considered to be useful biochronological markers for Plio-Pleistocene. KOTLIA (1989) surveyed the Karewas also for fish remains and found that just a single horizon yielded fossil fishes after Olduvai event compared to fourteen horizons below this level. The combined data on mega and microvertebrate palaeontology therefore suggest that a major global fauna change occurred at about Olduvai event.

How did the climate play a role in the Kashmir Valley and elsewhere at Gauss/Matuyama boundary and at Olduvai event? The oldest appearance of arvicolid

which serve as control points in Holarctic history, in Kashmir is now dated to about 2.5 Ma (KOTLIA 1987a). The arvicolid level described as marking the N/Q boundary (KUSUMGAR et al. 1986) now becomes the second appearance of arvicolids in Kashmir. The Karewa arvicolid biochronology therefore starts from about 2.5 Ma (Gauss/Matuyama boundary) which is close to age of first significant glaciation in northern Hemisphere (REPENNING 1983). Based on pollen data, this period in Kashmir is characterised by progressive cooling (AGRAWAL et al. 1987). When we compare with global data, SHACKLETON et al. (1984) have also shown the evidence of glaciation at this time. The climatic pattern at Olduvai period in Kashmir is worked out by KRISHNAMURTHY et al. (1986) by showing at this period a prominent cold climate. The occurrence of arvicolids (KOTLIA 1985a) also confirms cold climatic phase at this age. It may be mentioned here that in Kashmir from 4.0 to 1.8 Ma, the conglomerates were derived from northeast and were shed down after mid-Olduvai time from south and southwest margin of the basin (BURBANK & JOHNSON 1983). In ocean cores studies, this period is characterised by major cold water, high salinity and seasonality peaks (HAQ et al. 1977). This palaeoceanic feature is equated with first major glacial advance in North America (BERGGREN & VAN COUVERING 1974).

The author opines that the *Equus* is pre-Pleistocene. The appearance of *Equus* and *Cervus* with antlers so far in the Karewas is later than Siwaliks. The Plio-Pleistocene boundary in Kashmir intermontane basin lies at Olduvai event coinciding with cold (glacial) period (KRISHNAMURTHY et al. 1986), and the occurrence of Holarctic elements (arvicolids). This event may be correlated with the observation of BURBANK & JOHNSON (1983) in Kashmir as the enhanced tectonic activity along Main Boundary Thrust Complex that was precursor the major upliftment in Pir Panjal Range and to subsequent cessation of widespread intermontane sedimentation at about 1.7 Ma. In Siwaliks, following PILGRIM (1944) and SATSANGI & DUTTA (1971), the boundary may correlate with a stage of commencement of Boulder Conglomerate deposition which according to RANGA RAO (1988) took place at about 1.7 Ma. All these dates are very close to the revised Neogene/Quaternary boundary (1.6 Ma) which according to HAQ et al. (1977) is coeval with the earliest climatic deterioration in the Pleistocene.

7. Acknowledgements

Field work was done under Kashmir project of Govt. of India. Prof. A. SAHNI, Chandigarh provided useful literature. Magnetostratigraphy was carried out with

Drs. D. P. AGRAWAL and S. KUSUMGAR of P.R.L. Ahmedabad, India. Prof. W. VON KOENIGSWALD, Paläontologisches Institut, Bonn, provided work facilities, went through manuscript very critically and suggested some modifications in text. The Alexander von Humboldt Stiftung, Bonn, West Germany provided the financial assistance in form of an excellent research fellowship.

8. References

- AGRAWAL, D. P., KOTLIA, B. S., KUSUMGAR, S. & GUPTA, S. K. (1987): Quaternary palaeoenvironmental changes in northwest India. — In: SAHNI, A. & GAUR, R. (Ed.): Perspectives in Human Evolution, Renaissance: 223—260; New Delhi.
- AZZAROLI, A. (1954): Critical observations upon Siwalik deer. — Proc. Linn. Soc. London, **165**: 75—83; London.
- (1979): On a Late Pliocene Ass from Tuscany, with notes on history of Asses. — Paleontogr. Italica, **71**: 27—47; Pisa.
- & NAPOLEONE, G. (1982): Magnetostratigraphic investigation of the Upper Siwaliks near Pinjor, India. — Riv. Ital. Paleont. Stratigr., **87** (4): 739—762; Milano.
- BADAM, G. L. (1968): Note on the occurrence of fossil vertebrates in the Karewas of Kashmir. — Res. Bull. Panjab Univ., **19** (3—4): 453—455; Chandigarh.
- (1972): Additional mammalian fossils in the Karewas of Kashmir. — Curr. Sci., **41** (4): 529—530; Bangalore.
- (1979): Pleistocene Fauna of India. — Pune (Deccan College, India).
- BARRY, J. C., LINDSAY, E. H. & JACOBS, L. L. (1982): A biostratigraphic zonation of the Middle and Upper Siwaliks of Potwar Plateau of northern Pakistan. — Palaeogeogr. Palaeoclimatol. **37**: 95—130; Amsterdam.
- BERGGREN, W. A. & VAN COUVERING, J. A. (1974): The Late Neogene biostratigraphy, geochronology and palaeoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. — Palaeogeogr. Palaeoclimatol. **16** (1—2): 1—216; Amsterdam.
- BHATT, D. K. (1975): On the Quaternary geology of Kashmir with special reference to stratigraphy and sedimentation. — Misc. Publ. Geol. Surv. India, **24** (1): 188—203; Calcutta.
- (1983): Karewa lake in Kashmir: Its extent genesis and modification. — Cont. Geo. Res. Him., **2**: 99—104; Dehradun.
- BOUT, P. (1970): Absolute ages of some volcanic formations in the Auvergne and Velay areas and chronology of the European Pleistocene. — Paleogeogr. Palaeoclimatol. **8**: 95; Amsterdam.
- BROWN, B. (1926): A new deer from the Siwaliks. — Amer. Mus. Novitat., **242**: 1—11; New York.

- BURBANK, D. W. & JOHNSON, G. D. (1982): Intermontane basin development in the past 4 Myr. in the northwest Himalaya. — *Nature*, **298**: 432—436; London.
- & — (1983): The Late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir intermontane basin, north-western Himalayas. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **43**: 205—235; Amsterdam.
- COLBERT, E. H. (1935): Siwalik mammals in the American Museum of Natural History. — *Trans. Amer. Phil. Soc.*, **26**: 1—385; Philadelphia.
- (1936): Tertiary deer discovered by the American Museum Asiatic Expedition. — *Amer. Mus. Novitat.*, **485**: 1—21; New York.
- (1943): Pleistocene vertebrates collected in Burma by the American Southwest Asiatic Expedition. — *Trans. Amer. Phil. Soc.*, **32** (3): 395—429; Philadelphia.
- DE TERRA, H. & PATERSON, T. T. (1939): Studies on Ice Age in India and Associated Human Cultures. — Carnegie Institution, Washington, **493**: 1—453; Washington D.C.
- DUBOIS, E. (1908): Das Geologische Alter der Kendeng oder Trinil fauna. — *Tijdschr. Neder. Aandr. Genoots. Ser.*, **2** (25): 1235—1270; Amsterdam.
- EVERNDEN, J. F., SAVAGE, D. F., CURTIS, G. H. & JAMES, G. T. (1964): Potassium-argon dates and the Cenozoic mammalian and chronology of North America. — *Amer. Jour. Sci.*, **262**: 145—198; New Haven.
- FALCONER, H. & CAUTLEY, P. T. (1945—1949): Fauna Antiqua Sivalensis — Being the fossil Zoology of Siwalik Hills in the North India. — Part I, 1946; Part II, 1947; Part III—VIII, 1949. London (Smith Elder & Co.).
- FLYNN, L. J. & JACOBS, L. L. (1982): Effects of changing environments on Siwalik rodent faunas of northern Pakistan. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **38**: 129—138; Amsterdam.
- GAUR, R. (1981): Palaeontology and palaeoecology of Plio-Pleistocene Upper Siwalik sediments in the NE Chandigarh. — Thesis, Anthr. Deptt. Panjab Univ.: 1—322; Chandigarh. — [Unpubl.].
- HAQ, B. U., BERGGREN, W. A. & VAN COUVERING, J. A. (1977): Corrected age of the Pliocene-Pleistocene boundary. — *Nature*, **269**: 483—488; London.
- HOOIJER, D. A. (1952): Fossil mammals and Plio-Pleistocene boundary in Java. — *Proc. Konin. Neder. Akad. Wetensch.* **55** (4): 436—443; Amsterdam.
- (1955): *Archidiskodon planifrons* (Falconer & Cautley) from the Tatrot Zone of the Upper Siwaliks. — *Leidse Geol. Meded.*, **20**: 110—119; Leiden.
- KELLER, H. M., TAHIRKHELI, R. A. K., MIRZA, M. A., JOHNSON, G. D., JOHNSON, M. N. & OPDYKE, N. D. (1977): Magnetic polarity stratigraphy of the Upper Siwalik deposits, Pabbi Hills, Pakistan. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 187—201; Amsterdam.
- KHAN, E. (1972): Narmada alluvium and its equivalents. — *Proc. Ind. Natn. Sci. Acad.*, **38** (3—4): 89—96; New Delhi.
- KOENIGSWALD, G. H. R. VON (1935): Die fossilen Säugetierfaunen Javas. — *Proc. Konin. Neder. Akad. Wetensch.*, **38**: 188—198; Amsterdam.
- (1956): Remarks on the correlation of mammalian faunas of Java and India and the Plio-Pleistocene boundary. — *Proc. Konin. Neder. Akad. Wetensch.*, **59** (3): 204—210; Amsterdam.
- KOTLIA, B. S. (1985a): Quaternary rodent fauna of the Kashmir Valley, NW India; Systematics, biochronology and palaeoecology. — *Jour. Paleontol. Soc. India*, **30**: 81—91; Lucknow.
- (1985b): Vertebrate fossils and palaeoenvironments of the Karewa intermontane basin, Kashmir, NW India. — *Current Sci.*, **54**: 1275—1277; Bangalore.
- (1987a): Discovery of fossil arviculids in Indian subcontinent from Kashmir basin: Systematics and biochronology. — *Publ. Geol. Surv. Czechoslovakia, Praha*. — [In press].
- (1987b): A new species of *canis* from the Kashmir intermontane basin, India. — *Jour. Paleontol. Soc. India*, **32**: Lucknow. — [In press].
- (1989): Plio-Pleistocene fossil fish remains from Kashmir Valley, NW India: Biochronology, systematics and palaeoecology. — *Jour. Paleontol. Soc. India*, **34**: Lucknow. — [In press].
- , SAHNI, A., AGRARWAL, D. P. & PANT, R. K. (1982): New vertebrate evidence for the age of Karewa sediments, Kashmir. — *Man & Environment*, **6**: 13—15; Pune.
- KRISHNAMURTHY, R. V., BHATTACHARYA, S. K. & KUSUMGAR, S. (1986): Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and C/N ratios of Karewa lake sediments, India. — *Nature*, **323**: 150—152; London.
- KUSUMGAR, S. (1980): Geochronology and palaeoclimatic events on the Late Cenozoic periods in the Kashmir Valley. — Thesis, Bombay Univ.: 1—191; Bombay. — [Unpubl.].
- , AGRAWAL, D. P. & KOTLIA, B. S. (1985): Magnetic stratigraphy of the Karewas of the Kashmir Valley. — In: *Current Trends in Geology*, **6**: 13—17; New Delhi.
- , KOTLIA, B. S., AGRAWAL, D. P. & SAHNI, A. (1986): Biochronologie des fossiles de vertebres des formations des Karewas du Cachemire, Inde. — *L'Anthropologie*, **90** (2): 151—164; Paris.
- LEWIS, E. G. (1937): A new Siwalik correlation. — *Amer. Jour. Sci.*, **5** (33): 191—204; New Haven.
- LYDEKKER, R. (1876): Notes on the fossil mammalian faunas of India & Burma. — *Rec. Geol. Surv. India*, **9**: 86—106; Calcutta.
- MAGLIO, V. J. (1973): Origin and evolution of Elephantidae. — *Trans. Amer. Phil. Soc.*, **63** (3): 1—149; Philadelphia.

- MATTHEW, W. D. (1929): Critical observations upon Siwalik mammals. — *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, 56 (7): 437—560; New York.
- MIDDLEMISS, C. S. (1924): Lignite coal beds in the Karewa Formation of Kashmir Valley. — *Rec. Geol. Surv. India*, 55 (3): 241—250; Calcutta.
- NANDA, A. C. (1976): Some proboscidean fossils from the Upper Siwalik sub-group of Ambala. — *Him. Geol.*, 6: 1—26; Dehradun.
- OPDYKE, N. D., JOHNSON, G. D., JOHNSON, M. N., TAHIRKHELI, R. A. K. & MIRZA, M. A. (1979): Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate palaeontology of the Upper Siwalik sub-group of northern Pakistan. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 27: 1—34; Amsterdam.
- OSBORN, H. F. (1929): New Eurasiatic and American proboscideans. — *Amer. Mus. Novitat.*, 393: 1—22; New York.
- PILGRIM, G. E. (1913): Correlations of the Siwaliks with mammal horizons of Europe. — *Rec. Geol. Surv. India*, 43 (4): 264—326; Calcutta.
- (1932): The fossil carnivora of India. — *Paleont. Indica*, 18: 1—232; Calcutta.
- (1944): The lower limit of the Pleistocene in Europe and Asia. — *Geol. Mag.*, 81: 28—38; London.
- POCOCK, R. I. (1933): The homologies between the branches of the antlers of the Cervidae based on the theory of dichotomous growth. — *Proc. Zool. Soc. London*: 377—406; London.
- RANGA RAO, A. (1988): Neogene-Quaternary in Siwaliks of the northwest Himalayan foothills. — *Proc. Stratigr. Boundary Probl. India*, April, 7—9, 1988: 58—72; Jammu.
- , AGRAWAL, R. P., SHARMA, U. N., BHALLA, M. S. & NANDA, A. C. (1988): Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate palaeontology of the Upper Siwalik sub-group of Jammu Hills, India. — *Jour. Geol. Soc. India*, 31: 361—385; Bangalore.
- REPPENING, C. A. (1983): Quaternary rodent biochronology and its correlation with climatic and magnetic stratigraphies. — In: MAHANEY, W. C. [ed.]: *Correlation of Quaternary Chronologies*, Geo Books: 105—118; Toronto.
- ROY, D. K. (1975): Stratigraphy and palaeontology of the Karewa Group of Kashmir. — *Misc. Publ. Geol. Surv. India*, 24: 204—221; Calcutta.
- SAHNI, A. & KOTLIA, B. S. (1985): Karewa microvertebrates: Biostratigraphical and palaeoecological implications. — In: *Current Trends in Geology*, 6: 29—43; New Delhi.
- SAHNI, M. R. & KHAN, A. (1964): Stratigraphy, structure and correlation of the Upper Siwaliks, east of Chandigarh. — *Jour. Paleontol. Soc. India*, 14: 61—74; Lucknow.
- SATSANGI, P. P. & DUTTA, E. (1971): Advances in the stratigraphy of the Siwalik rocks. — *Rec. Geol. Surv. India*, 101: 193—208; Calcutta.
- SHACKLETON, N. J., BACKMAN, J., ZIMMERMAN, H., KENT, D. V., HALL, M. A., ROBERTS, D. G., SCHNITKER, D., BALDAUF, J. C., DESPRAIRIES, A., HOMRIGHAUSEN, R., HUDDLESTON, P., KENNE, J. B., KATTENBACK, A. J., KRUMSIEK, K. A. O., MORTON, A. C., MURRAY, J. W. & WESTBURG-SMITH, J. (1984): Oxygen isotope calibration on the onset of ice rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. — *Nature*, 307: 620—623; London.
- SINGH, I. B. (1982): Sedimentation pattern in the Karewa basin, Kashmir Valley, India, and its geological significance. — *Jour. Paleontol. Soc. India*, 27: 71—110; Lucknow.
- TANDON, S. K., KUMAR, R., KOYAMA, M. & NITSUMA, N. (1984): Magnetic polarity stratigraphy of the Upper Siwalik subgroup, east of Chandigarh, Panjab Himalayas, India. — *Jour. Geol. Soc. India*, 25 (1): 45—55; Bangalore.
- TEWARI, B. S. & KACHROO, P. K. (1977): On the occurrence of *Equus sivalensis* from Karewas of Shupiyan, Kashmir Valley. — *Recent Res. Geol.*, 3: 468—477; New Delhi.
- VISHNU-MITRE (1964): On the Plio-Pleistocene boundary in northwest India. — *Palaeobot.*, 12 (3): 270—276; Lucknow.
- WADIA, D. N. (1951): Plio-Pleistocene boundary in NW India. — *Int. Geol. Congr. London (1948)*, 18: 43—48; London.

Manuscript accepted on 29. 08. 1989

Zum landschaftsökologischen Zusammenhang von rhenanischer Flußgeschichte und jungpleistozänem Lößaufbau in SW-Deutschland

BERNHARD EITEL & WOLF DIETER BLÜMEL *)

Pleistocene, stratigraphy, loess, soil profile, paleosol, Eemian, size distribution,
carbonate contents, provenance, paleorelief, landform evolution

Baden-Württemberg, Southwestern German Hills, Kraichgau, TK 6817

Kurzfassung: Die Deckschichten des Kraichgaus und angrenzender Gäulandschaften im rhenanisch geprägten Südwestdeutschland werden im wesentlichen durch zwei mächtige Lössе gebildet, die durch die Relikte des Eem-Bodens getrennt sind. Es wird die These formuliert, daß dieser charakteristische Aufbau eine Folge des Abflaufaufkommens des jungpleistozänen Rheins ist. Im Verlauf des Pleistozäns wurden phasenweise immer größere Bereiche des Rheingletschers rheintributär und erst im vorletzten Glazial (Riß) bestand die Möglichkeit, zusammen mit den Abflüssen des Aaregletschers derart große Schluffmassen in den Oberrheingraben zu transportieren, daß durch ihre Verwehung in den Beckenlandschaften Nord-Baden-Württembergs mächtige, flächendeckende Lössе aufgebaut werden konnten. Die These wird gestützt durch die Stratigraphie der oberrheinischen Grabenfüllung. Sie erklärt nicht nur das verbreitete mächtige Auftreten von lediglich zwei (jungpleistozänen) Lössen, sondern auch die Tatsache, daß die fluvialen Talsedimente im Kraichgau prärißzeitlich als Folge des früher geringeren Lößaufbaus durch Kiese gekennzeichnet sind.

Die „Lößlandschaften“ mit ihrer eigenständigen Geoökodynamik sind daher recht junge Gebilde und bieten die Möglichkeit, das Quartär in N-Baden-Württemberg landschaftsökologisch neu zu gliedern: in einen prälößzeitlichen altquären und in einen durch die Deckenschichten geprägten, jungquartären Zeitraum.

[On the Geocological Connection of the Rhine River
History with the Formation of the Loess Covers
in SW-Germany during the Younger Pleistocene]

Abstract: The covering strata of the Kraichgau landscape and similar „Gäulandschaften“ in the rhenish influenced SW-Germany essentially are formed by two thick loesses separated by the relics of the last interglacial soil (Eem). This

characteristical sequence is supposed to be a consequence of the flowing off of the Rhine during the younger pleistocene. Increasing areals of the Rhine glacier became rhenish tributary during the pleistocene. So, since the Riß-Glacial it was possible — together with the rivers coming from the Aare-Glacier — to transport so much silt in the Oberrheingraben that in the basins of N-Baden-Württemberg thick loess covers (by blowing off) were built up all over the previous relief. The stratigraphy of the graben sediments can confirm this thesis. It explains not only the thick loesses of the last two glacials but the fact that gravelly alluvions in Kraichgau valleys sign the basic layers of the aeolian sediments. This seems to be a consequence of the smaller loess covers.

So the „Lößlandschaften“ (loess dominated landscapes) with their own geocodynamic are a young formation and can offer a new possibility to divide the quaternary in N-Baden-Württemberg: in an older period („preloess“) and a younger quaternary phase which geocological is determined by loess.

[A la connexion géoécologique de l'histoire de Rhin avec
la genèse des dépôts de loess dans le sud-ouest
de l'Allemagne Fédérale pendant le pléistocène jeune]

Résumé: Les dépôts de loess dans le Kraichgau et dans des paysages ressemblants en substance sont formés par deux horizons imposants de loess séparés par les restes d'un sol interglaciaire (Eem). On peut formuler la thèse que cette structure est la conséquence de l'écoulement du Rhin pléistocène. Pendant le pléistocène des aréals plus en plus étendus devenaient tributaire au Rhin. Par suite, depuis l'époque rissienne il était possible de transporter d'énormes masses de loess dans le Oberrheingraben — ensemble avec les écoulements du glacier de l'Aare. Emportées par le vent des couvertures épaisses de loess pouvaient être formées dans les bassins du nord de Baden-Württemberg. La thèse est confirmée par les résultats de l'analyse et de la stratigraphie des sédiments dans le Oberrheingraben. De plus, elle peut expliquer l'apparition de seulement deux strates loessiques

*) Anschriften der Verfasser: Dr. B. EITEL, Geographisches Institut, Silberstraße 9, D — 7000 Stuttgart 1, Prof. Dr. W. D. BLÜMEL, Geographisches Institut, Silberstraße 9, D — 7000 Stuttgart 1.

dominantes dans la région et le fait que les alluvions dans les vallées du Kraichgau sont marquées par du gravier. Cela semble être une conséquence d'une sédimentation aeolienne retenue avant l'époque rissienne.

Par conséquent, les "Lößlandschaften" avec leur géoécodynamique propre sont des formations très jeunes et offrent la possibilité de diviser de nouveau le quartère en Baden-Württemberg: dans une époque ancienne (avant les deux phases importantes de la formation de loess) et dans une époque plus jeune (dominée par les sédiments aeoliennes jusqu'aujourd'hui).

1. Einleitung

In vielen Landschaften Mitteleuropas führte die Überdeckung der tertiär-altquartären Landoberfläche durch mächtige jungpleistozäne Decksedimente — überwiegend verwehte fluvioglaziale Schluffe (Löß) und phasenweise in ihnen entwickelte Bodenrelikte — zu einem neuen Landschaftstyp, der sich geomorphologisch und bodenkundlich deutlich von seinen Nachbarräumen unterscheidet. In Südwestdeutschland zeichnen sich hierdurch in besonderem Maße die großen Beckenlandschaften im Norden Baden-Württembergs aus. Ihr reiches Naturpotential — hervorgerufen v. a. durch mildes Klima, geringe Reliefenergie, bis über 20 m mächtige lockere Deckschichten sowie vergleichsweise junge und unverbrauchte Böden — macht sie zu agrarökologischen Gunsträumen (Abb. 1).

Die Lössе, die beispielsweise im Kraichgau, einer solchen Typlandschaft, zu einem eigenständigen Formenschatz führten, stammen in erster Linie aus den weiten, kaltzeitlich periodisch trocken gefallenen Schotterfluren des Oberrheins. Um dies zu belegen, wurden in 3 Probenreihen von W nach E über 40 Lößproben an Hohlwegen, Terrassenanschnitten und auf Kuppen, wo gekappte Profile auftreten und der primäre Löß leichter als anderswo zugänglich war, gezogen. Die Auswahl der Probenahmestellen diente dazu, eventuelle Umlagerungen der Decksedimente oder Veränderungen des Korngrößenpektrums durch fortgeschrittene Verwitterung bereits im Vorfeld der Untersuchungen weitgehend auszuschließen. Danach erfolgte eine Selektion des Probenmaterials nach dem Kalkgehalt der Lössе. Eine dem Auge zunächst nicht sichtbare Verwitterung, die die Zusammensetzung der Korngrößen zugunsten kleiner Durchmesser verändern würde, ist mit einer Entkalkung verbunden. Deshalb wurde ein Carbonatgehalt von deutlich über 20 % als zweites Auswahlkriterium der Sedimentproben herangezogen. Letztlich kamen auf diese Weise über 30 Lößproben zur Untersuchung, die wahrscheinlich seit ihrer Sedimentation nicht mehr nennenswert verändert wurden. Die signifi-

fikante Korngrößenabnahme der Lössе nach E (s. Abb. 2) und das Vorherrschen „rhenanisch-alpiner“ Minerale wie Granat, Epidot, und Hornblende in den Feinmaterialdecken im Kraichgau lassen daran keinen Zweifel (EITEL 1989). Auswehrichtung und Schwermineralzusammensetzung scheinen zu belegen, daß — unter Vermischung mit regionalen Komponenten — das Feinmaterial in größeren Mengen auch ins Bauland — möglicherweise sogar ins Mainfränkische Becken (vgl. RÖSNER 1988) — sowie in die Heilbronner Mulde (mündl. Mitt. BIBUS, 8. Tagung AK Paläoböden, Heilbronn 1989) weitergeweht wurde. Eine genetische Zusammengehörigkeit dieser Deckschichten mit dem Oberrhein scheint daher wahrscheinlich.

Die Untersuchung der pleistozänen Deckschichten im Kraichgau (EITEL 1989) aber auch der Vergleich mit Lößprofilen aus dem mittleren Neckarraum (BIBUS 1989) und Mainfranken (RÖSNER 1988) ergab, daß — rein quantitativ betrachtet — die Decksedimente im wesentlichen durch zwei reliefgestaltende Lößbildungsphasen während des Jungquartärs aufgebaut wurden. Sie können mit der Riß- bzw. Würmkaltzeit parallelisiert werden. An dieser Stelle soll der Frage nachgegangen werden, ob das starke Zurücktretten älterer Lössе oder die Dominanz jüngerer Lössе in den Gäulandschaften Nordbadens und Nordwürttembergs mit der Flußgeschicht des Rheins, also mit Veränderungen im Antransport verwehbarer Schluffe in den Oberrheingraben, in Verbindung gebracht werden kann.

2. Aufbau der Deckschichten im Kraichgau

Im Kraichgau treten verbreitet zwei Lößgenerationen auf, die besonders in den unteren Partien weitgehend unverwittert und kalkreich sind. Sie werden von einer unterschiedlich mächtigen fossilen Verlehmungszone, dem Relikt des Eem-Bodens, getrennt. Der letztinterglaziale Boden wurde deshalb sogar schon zur flächenhaften Abschätzung des Erosionsgrades in der Lößlandschaft herangezogen (BLEICH 1978). Diese im Kraichgau nicht selten über 10 m mächtige Löß-Eem-Boden-Abfolge baut nahezu ausschließlich die mächtigen Decksedimente auf. Mittel- oder altpleistozäne Löß- und Bodenrelikte sind sehr viel seltener und spielen mengenmäßig nur eine untergeordnete Rolle.

Einen Hinweis auf die geomorphologische Situation im Kraichgau vor den beiden reliefgestaltenden Lößbildungsphasen gibt das Pleistozänprofil aus der ehemaligen Ziegeleigrube bei Helmsheim (ausführliche Profilbeschreibung s. EITEL 1989). Die Basis der schwer zugänglichen Aufschlußwand liegt nur wenige Meter über der heutigen Talsohle. Unter der typischen, von kaltzeitlichen Bodenbildungsphasen ab-

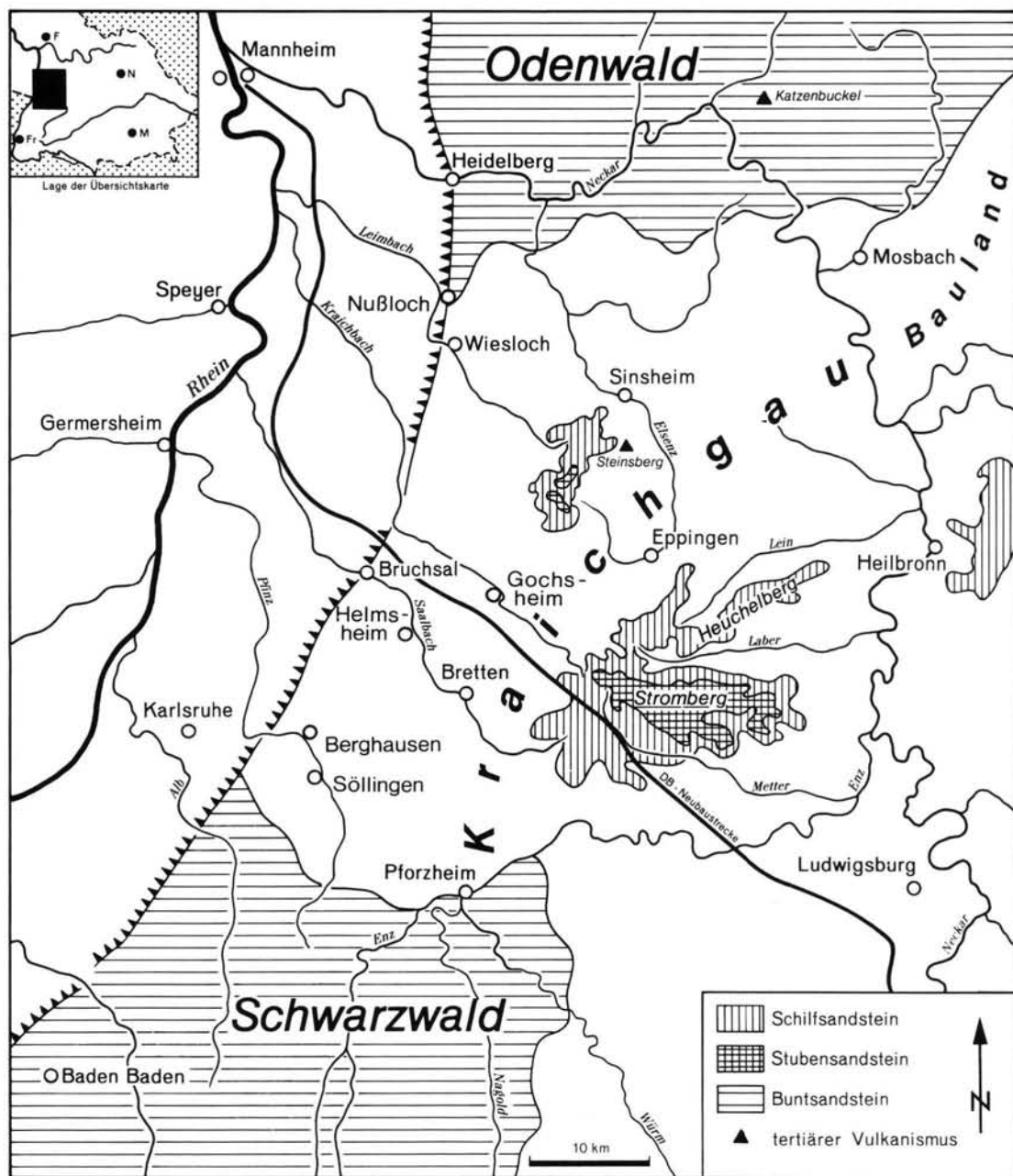


Abb. 1: Übersicht über die Lage des Kraichgaus und angrenzender Gäulandschaften in NW-Baden-Württemberg. Die östliche Rheingrabenhauptverwerfung (Dreieckssignatur) trennt die tief liegenden Gäue vom Grabenfeld.

gesehen dreigliedrigen, äolisch gestalteten Deckschichtenabfolge (s. Abb. 3; Tab. 1) sind durchweg fluviale Sedimente aufgeschlossen: im Liegenden des Rißlösses folgt eine ca. 90 cm mächtige sandig-kiesige Ablagerung rostbrauner Farbe, dann ein über 2,5 m mächtiger toniger, pseudovergleyter Lehm. Einzelne kantengerundete Keupersandsteingerölle und seifen-

artig angereichertes Bohrerz belegen die fluviale Entstehung des Sediments. Von besonderem Interesse sind die groben Sande und Kiese unter dem älteren Löß, lassen sie doch darauf schließen, daß prä- oder frührißzeitliche Abtragungsprozesse nicht in schluffigen Decksedimenten, sondern im von der Verwitterung aufbereiteten Anstehenden (Muschelkalk und

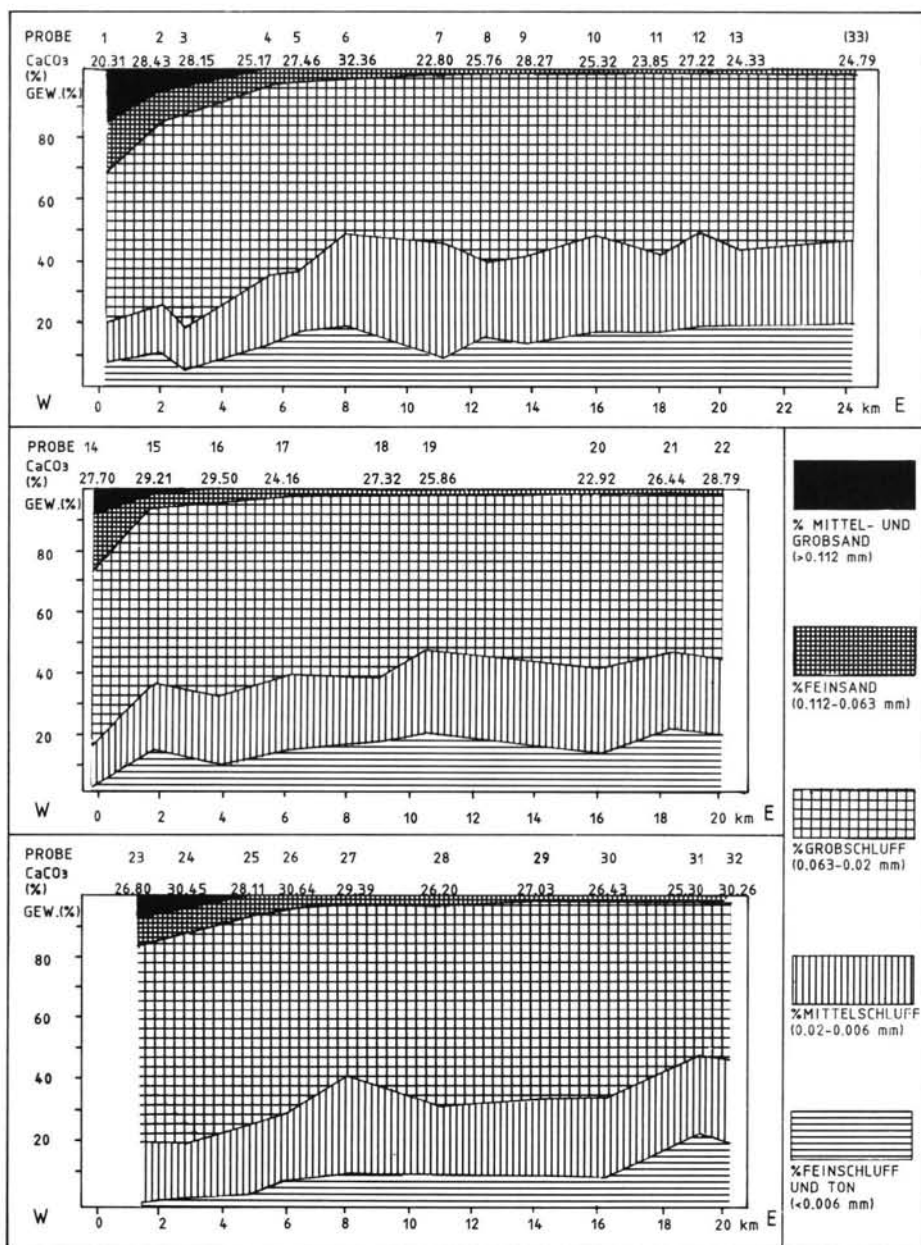


Abb. 2: Korngrößenzusammensetzung ungestörter, typischer Lössen in Abhängigkeit von der Distanz zur Grabenschulter (0 km) in 3 Probereihen. Die obere (nördlichste) verläuft wenig nördlich der Linie Bruchsal — Eppingen, die mittlere südlich Helmsheim, die untere nördlich Berghausen jeweils von W nach E. Deutlich die Abnahme des Sandanteils gegen E zu. Ortsangaben s. Abb. 1. (Exakte Angabe der Probenahmestellen s. EITEL (1989)).

Keuper) vor sich gingen. Heute bewegt der Saalbach wie die anderen Kraichgaubäche fast ausschließlich Feinmaterial — woher sollte grobes Abtragungsmaterial auch zur Verfügung gestellt werden, bilden doch fast durchgängig ca. 10 m mächtige Hochflut- und Auelehme die Talsohle und schluffige oder tonige Deckschichten die Talhänge nahezu im gesamten Einzugsgebiet!

Das Helmsheimer Profil stellt nicht den einzigen Hinweis auf grobe Abtragungsprodukte des Mittel- beziehungsweise Altpleistozäns dar. SCHMIDT (1941) beschrieb ausführlich die heutige stillgelegte Ziegelei Bott bei Gochsheim (vgl. EITEL 1989). Auch hier am Kraichbach liegen Sande und Kiese unter den äolischen Deckschichten der Rißkaltzeit. Diese Grobsedimente sind noch aufgeschlossen und ähneln stark

PROFILBESCHREIBUNG

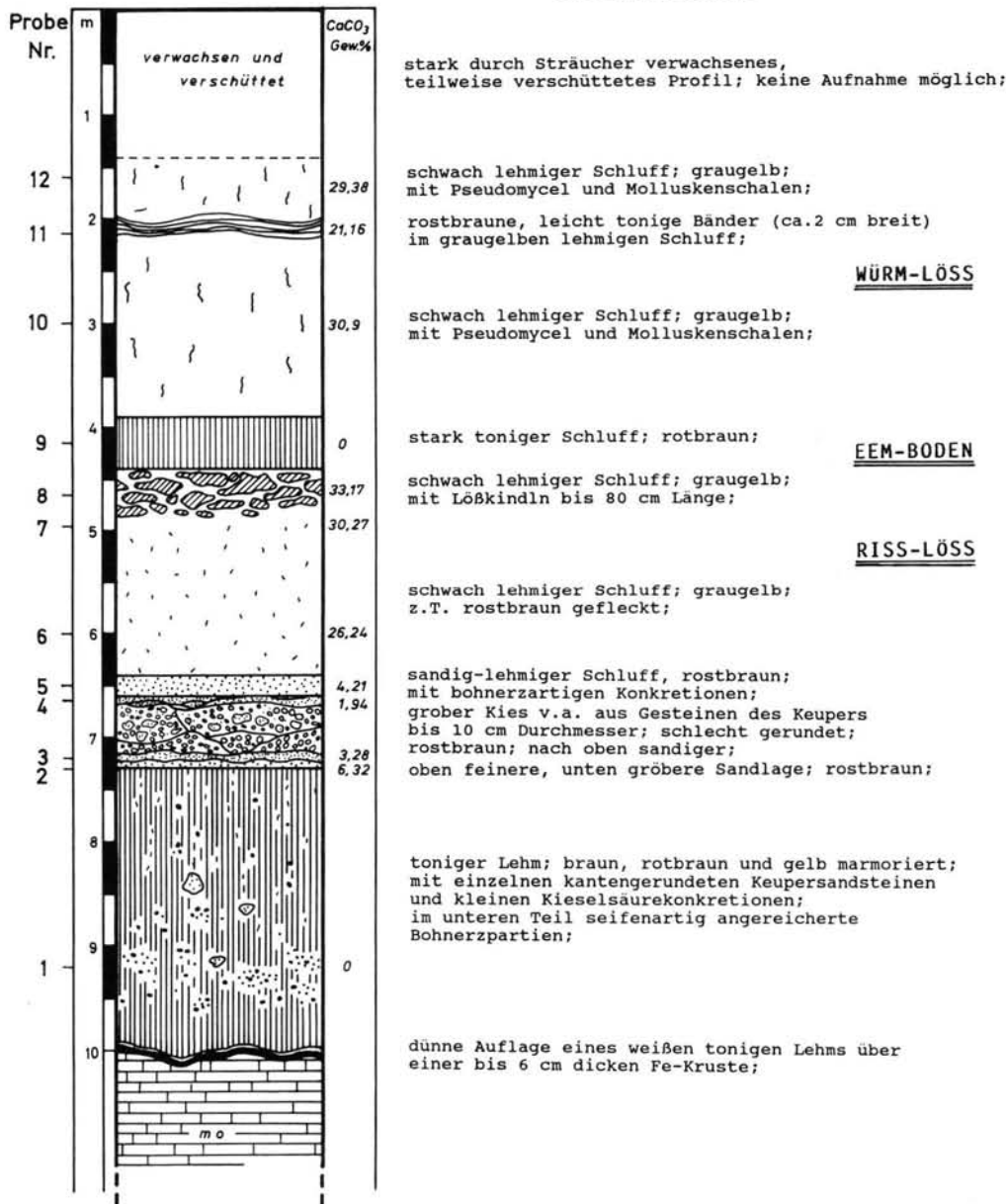


Abb. 3: Profil der ehemaligen Ziegeleigrube bei Helmsheim.

Typisch für den pleistozänen Decksichtenaufbau ist die Abfolge von Löß-Eem-Boden-Löß. In den Talzügen überlagern die äolischen Sediment Hochflutlehme und Kiese (typisch bei Helmsheim).

denen von Helmsheim. Darüber hinaus finden sich kiesige Sedimente meist nur wenig über der Talsohle und stratigraphisch möglicherweise mit denen der Ziegeleipprofile identisch im Pfinztal bei Dietenhausen ebenso wie am Kraichbach rund um Gochsheim oder im Katzenbachtal bei Odenheim. Die um die Jahrhundertwende im Kraichgau arbeitenden Geologen kartieren sie unter der Bezeichnung „einheimische Kiese und Sande“.

Offensichtlich ging die präißzeitliche Abtragung im Kraichgau in einer Landschaft vor sich, deren Ausgangsgesteine nicht von einer zusammenhängenden Feinmaterialdecke auf pleistozänen Schluffen und ihren Derivaten gebildet wurde. Die Umgestaltung des Kraichgaus und damit wohl auch angrenzender Becken zu Lößlandschaften mit flächenhafter Überprägung der altquartären Reliefgeneration wurde damit wahrscheinlich erst mit den Trockenphasen der Rißkaltzeit begonnen. Sicherlich muß bei älteren Sedimenten in jedem Fall mit weniger erhalten gebliebenen Standorten als bei jüngeren Bildungen gerechnet werden, da die Wahrscheinlichkeit gründlicherer Abtragung mit dem Alter der Ablagerungen wächst. Gleichwohl ist es eigenartig, daß der Rißlöß, im Kraichgau nicht selten noch mehrere Meter mächtig, in der Regel durch beträchtliche würmzeitliche Feinmaterialsichten konserviert wurde und wird. Derselbe Schutz hätte auch altpleistozänen Feinsedimenten durch den Rißlöß zugute kommen können. Da das Holstein-Interglazial — bei allem Vorbehalt wegen immer noch vorhandener Datierungsunsicherheiten — doch etwa vergleichbar lang wie das Eem-

Interglazial dauerte (LIEDTKE 1986: Tab. 1), ist zunächst nicht einsehbar, wieso in der recht trockenen und daher nicht allzu intensiven Abtragungsprozessen ausgesetzten Kraichgaumulde kaum Feinsedimente des jüngeren Altpleistozäns erhalten blieben. Es liegen keine zwingenden Erkenntnisse vor, die auf wesentliche Unterschiede im klimatischen Ablauf beider Interglaziale verweisen. Deshalb kann das Fehlen der älteren im Gegensatz zur Präsenz der jüngeren Ablagerungen mit einer verstärkten Abtragung in der zwischengeschalteten Warmzeit nicht ohne weiteres erklärt werden. Möglicherweise sind besondere klimatische Einflüsse für das weiträumige Fehlen mindereitlicher, äolisch transportierter Sedimente mitverantwortlich. Um keine Mißverständnisse aufkommen zu lassen: Es kann und soll nicht ausgeschlossen werden, daß in einigen Gunstsituationen Löss aus alt- und ältestpleistozäner Zeit erhalten geblieben sind. Als Beispiel hierfür sei das Besigheimer Lößprofil genannt (BIBUS 1989). Im Gegensatz zu den älteren, durch Bodenbildungen intensiv veränderten Schluffen, sind die beiden letzten Löss jedoch großflächig und landschaftsgestaltend anzutreffen — und dafür scheint es eine flußgeschichtliche Begründung zu geben.

3. Zur Flußgeschichte des Rheins

Schon zu Beginn wurde auf die genetische Zusammengehörigkeit der pleistozänen Rheingraben-sedimente mit den Lössen der rheintributären Landschaft Nord-Baden-Württembergs aufmerksam gemacht.

Tab. 1: Korngrößenzusammensetzung der durch das Profil Helmsheim aufgeschlossenen Schichten

Probe Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Korngröße (mm)												
< 0,002	27,073	2,576	8,66	14,826	12,941	10,64	9,562	11,737	25,895	11,674	12,157	9,845
0,002—0,006	9,554	1,568	3,247	4,633	7,908	3,916	9,562	3,912	7,672	5,837	7,481	4,922
0,006—0,02	10,723	2,576	6,224	8,339	17,973	24,478	24,862	24,451	11,509	20,43	23,378	20,674
0,02—0,063	26,64	4,481	8,931	18,533	33,071	58,875	51,673	57,705	50,83	59,344	50,497	63,008
0,063—0,112	11,879	3,791	9,307	4,265	3,484	1,002	3,028	1,577	1,915	2,128	4,277	1,426
0,112—0,2	6,59	21,616	27,757	12,045	9,86	0,505	1,017	0,617	0,998	0,491	1,644	0,098
0,2—0,355	2,701	19,718	26,043	15,106	8,944	0,222	0,332	—	0,718	0,095	0,318	0,027
0,355—0,63	1,507	19,879	8,977	15,92	4,871	0,247	—	—	0,379	—	0,231	—
0,63—1	1,192	10,702	0,575	2,858	0,477	0,114	—	—	0,03	—	0,017	—
1—2	2,139	13,043	0,279	3,471	0,464	—	—	—	0,054	—	—	—

Das meiste Feinmaterial stammt sicherlich von der glazialen und fluvioglazialen Korrasion im Alpenraum sowie dem gegenseitigen Abrieb der Grobsedimente während des fluvialen Weitertransports. Die Gletscherabflüsse der Alpennordseite transportierten den Abrieb nach N beziehungsweise über die Donau nach E. Je größer das Einzugsgebiet des pleistozänen Rheins im Alpenvorland war, desto größer ist demzufolge das Feinmaterialpotential, das periodisch dem Transport in die rheinnahen Beckenlandschaften verfügbar gemacht werden konnte. Eine Verschlechterung der Auswehbedingungen beziehungsweise ein Schwanken in der Anlieferung äolisch transportierbaren Materials muß dann direkte Auswirkungen auf die Menge des in den Kraichgau gewehten Schluffs haben.

Die Flußgeschichte des Rheins beginnt mit dem endgültigen Rückzug des Tertiärmeeres aus dem Oberreingraben und dem miozänen Grabenvulkanismus, in deren Folge die sogenannte „Kaiserstuhlwasserscheide“ entstand. Der Nordseerhein, oft auch als Urhein bezeichnet, entwässerte das nördliche Grabengebiet nach N, das Aare-Donau-System das südliche Oberreingebiet nach SE. Im mittleren Pliozän greift das Rhône-System rückschreitend nach NE und erreicht vor etwa 3–4 Mio Jahren die Aare (WAGNER 1962). Die Donau verlor damit ungefähr 80 % ihres damaligen Einzugsgebiets (WAGNER 1963), das Gewässernetz stellte sich auf eine westliche Richtung um und die Wasserscheide wurde zunehmend nach E verlagert. In der Burgundischen Pforte entstanden die mächtigen oberpliozänen Sundgau-Schotter.

Nach dem Überwinden der Kaiserstuhlwasserscheide, wahrscheinlich zusammenhängend mit neuerlicher Tektonik und folgender Umlenkung der Aare nach N, entwickelte sich im obersten Pliozän (BOENIGK 1982) der Nordseerhein mit der Aare als alpinem Oberlauf. Deutlich ist diese Entwicklung in dem petrographischen Wechsel der Rheinsedimente dokumentiert (Radiolarienhornsteine als Leitgeschiebe, erkannt seit SANDBERGER 1868; Schwermineralzusammensetzung, z. B. SINDOWSKI 1937; PLEWE 1983; MAUS 1976; BOENIGK 1982).

Aare und Alpenrhein bilden die größten Zuflüsse des Hochrheins. Sie waren die entscheidenden Abflüsse aus den nord- und ostschweizer Alpen und mit ihren Schmelzwässern die bedeutendsten Sedimentlieferanten. Zunächst waren bei Basel aber nur die Aare und der Rhein zusammengekommen. Da die Sundgauschotter der Aare keine Leitgerölle aus der Ostschweiz enthalten (LINIGER 1966), bleibt die Frage nach dem Zeitpunkt der Anzapfung des Alpenrheins. Möglicherweise weil die Deckenschotter oberhalb von Säckingen vom Eis der Rißkaltzeit überfahren und wieder aufgearbeitet wurden (ZINK 1940: 5), ist eine

solche Differenzierung oft unterlassen worden, obgleich sie von größter Bedeutung für die Beurteilung des Wasserhaushalts des Oberrheins ist.

Mittels der ältesten nach W geschütteten Schotter (nach SCHREINER 1968, 1983 günzzeitlich) des Alpenrheins im Hegau und der donauzeitlichen, bei Ehingen gefundenen alpinreichen Schotter im Mündungsgebiet von Alpenrhein und Donau (VILLINGER 1986) läßt sich der fragliche Zeitraum eingrenzen. Der Alpenrhein dürfte somit am ehesten gegen Ende der Donau-Kaltzeit im Bereich des Bodenseebeckens nach W zum Aare-Nordseerhein abgelenkt worden sein.

BARTZ (1982) unterscheidet in schwache „altquartäre“ und mächtige „jungquartäre“ Kieslagen des Oberrheingrabens. Das Altquartär bei Karlsruhe etwa 20 m mächtig — zeichnet sich durch insgesamt geringere Korngrößen aus und beginnt mit schwachen Kiesen — u. a. mit typisch alpinen Geröllen. Sie gehen in sandige Bildungen über, die meist mit einer Schluffbank abschließen. Es läßt sich wiederum in ein „Unteres“ (AQ 1) und ein „Oberes Altquartär“ (AQ 2) gliedern. Das Jungquartär — bei Karlsruhe ca. 40 m mächtig — zeigt drei kräftige Kiesschüttungen, die durch sandige und schluffige Sedimente getrennt werden. Die schluffigen Einschaltungen und Torfe zwischen den Kieslagen enthalten Pollen, die auf Warmzeiten des mittleren und jüngeren Quartärs hinweisen (V. D. BRELIE 1976, 1982).

Die Ergebnisse BARTZ's (1982) lassen sich mit den vorangestellten Überlegungen verbinden. Es bietet sich geradezu an, die im wesentlichen in zwei Schritten ablaufende Erweiterung des rheintributären Gebiets mit den Oberrheingrabensedimenten zu verbinden: das Altquartär BARTZ's (1982) mit der Zeit des Aare-rheins, das Jungquartär mit dem später angeschlossenen Alpenrhein (s. Tab. 2).

Dies bedeutet, daß erst im Jungquartär größere Schmelzwasserströme in den Oberrheingraben flossen. Trotz aller Vorbehalte wurde eine stratigraphische Zuordnung versucht (MONNINGER 1985: 25). Sie paßt zu den Ergebnissen VILLINGERS (1986). Danach hat möglicherweise erstmals in der Günz-Kaltzeit der westlichste Lobus des Rheingletschers über die flache Wasserscheide westlich des heutigen Bodensees hinweg Schmelzwasser zum Aarerhein geschickt (s. Tab. 2).

Die hier wirksame hohe Reliefenergie hatte zur Folge, daß allmählich und stark abhängig von der Eisbilanz immer größere Bereiche des Rheingletschers ins rhenanische Entwässerungssystem einbezogen wurden. Eine allmähliche Umlenkung des Eisstroms nach W war die Konsequenz.

Tab. 2: Gliederung der plio-pleistozänen Rheingrabensedimente, ihre Mächtigkeiten bei Offenburg (OG), Rastatt (RA) und Heppenheim (HP) mit Bezug zur Flußgeschichte des Rheins unter Verwendung der Ergebnisse von BARTZ (1982), MONINGER (1985), VILLINGER (1986) und LIEDTKE (1986)

Zeitabschnitt	Mio J v. h.	Hydrogeologische Gliederung der Sedimente im rechtsrheinischen zentralen Grabenabschnitt	Mächtigkeit (m) in der Grabenachse bei			Rheinentwicklung
			OG	RA	HP	
Holozän	0,01	Kiese und Auelehme	15	20	10	
Würm	0,07	Oberes Kieslager	30	14	100	Zunehmende Orientierung des Rheingletschers nach Westen, da auch in Inter-glazialen Ausbau der westlichen Abflußrichtung durch das Entwässerungsnetz;
Riß/Würm-IG (Eem)	0,13	Obere Zwischenschicht	4	11	35	
Riß	0,27	Mittleres Kieslager	50	16	17	
Mindel/Riß-IG (Holstein)	0,33	Untere Zwischenschicht	4	7	5	Hochrhein hat sicher ständigen Anschluß zum Alpenrhein; zunehmender Schlufftransport in den Obertheingraben;
Mindel	0,44				40	
Cromerkomplex	0,75	Unteres Kieslager	20	10	8	Dauerhafte (?) Verbindung des Aare-Rheins mit dem Alpenrhein nach Abschmelzen des Rheingletschers;
Günz	0,95				48	
Waal	1,3	Altquartär 2				Vermutlich erste nennenswerte Entwässerung vom Alpenrhein zum Aarerhein durch den westlichen Lobus des Rheingletschers;
Donau	1,7		40	16	105	
Tegelen	2,1	Altquartär 1				Alpenrhein entwässert zur Donau;
Biber	2,47					
Oberpliozän	3,5	Pliozän III				Aare und Nordseerhein schließen sich zusammen;
		Pliozän II	135	60	180	
Mittelpliozän		Pliozän I				Nordseerhein entspringt nördlich des Kaiserstuhls; Ablenkung der Aare zur Saône-Rhône;

4. Auswirkungen auf den Deckschichtenaufbau in den Gäuen

Die heute nachweisbaren Mächtigkeiten der Sedimente in einzelnen Abschnitten des Oberrheingrabens (MONNINGER 1985) können nicht als sicheres Indiz für die Intensität einer Kaltzeit und der resultierenden Schmelzwasserströme herangezogen werden können, weil die Sedimentationsraten direkt von den Absinkgeschwindigkeiten des Grabenfelds beeinflußt und erodierte Schichten kaum geschätzt werden können. Daher ist es nahezu unmöglich, die angegebenen Sedimentmächtigkeiten im Graben mit der ehemals tatsächlichen zur Verfügung gestandenen Menge äolisch verlagerbaren Feinmaterials in Beziehung zu setzen. Dennoch erlaubt die Zweigliederung der pleistozänen Grabensedimente und die Überlegung, daß die Ablenkung des westlichen Teils des Rheingletschers zum Hochrhein sich sicher von Gletschervorstoß zu Gletschervorstoß nur allmählich verstärkte, die These, daß die Menge äolisch transportierbarer Feinsedimente im Oberrheingraben erst in den letzten beiden Kaltzeiten so groß wurde, daß im Kraichgau und angrenzenden Becken mächtige Löss entstehen konnten, die die syngenetische Abtragung und Umlagerung wie auch die folgende inter- und frühglaziale Denudation überdauern konnten. Dies könnte zu einer Erklärung für das starke Zurücktreten älterer Löss beziehungsweise Lösslehme führen: Es scheint, als habe die gegenüber der Riß- und Würm-Kaltzeit mangelnde Menge an verwehbarem Material im Oberrheingraben einen früheren, flächendeckend mächtigen Lössaufbau in den Sedimentationsräumen verhindert. Inwieweit sich die These auf die Rheinhessischen Lössgebiete und die Wetterau anwenden läßt, bleibt zu untersuchen. Möglicherweise sind dort neben dem Rhein noch weitere Herkunftsgebiete der äolischen Sedimente zu berücksichtigen.

5. Konsequenzen

Eine ausreichende Lössbildung mit großflächigem und mächtigem Deckschichtenaufbau in Verbindung mit einer resultierenden Umgestaltung des präexistierenden Reliefs zu einer Lösslandschaft mit eigenständigem Formenschatz (vgl. EITEL 1989) wird daher erst zur Riß-Kaltzeit in den Becken Nord-Baden-Württembergs möglich. Dies dokumentiert sich konsequenterweise auch in typischen Substratwechseln pleistozäner Sedimentkörper in den heute z. T. verfüllten Tal-

zügen des Kraichgaus, wo Kiese das Liegende der jungpleistozänen Löss bilden. Während postrißzeitlich nur schluffige Aue- und Hochflutlehme in den Tiefenlinien sedimentiert werden, ist die Genese der Grobsedimente nur durch Abtragungsprozesse auf einer mehr oder weniger lößfreien Landoberfläche denkbar, die sich im geoökologischen Prozeßgefüge deutlich vom heutigen unterscheidet.

Die Entstehung der jungen Deckschichten in den Gäulandschaften Nord-Baden-Württembergs muß damit nicht mehr ausschließlich auf klimatische Bedingungen während der beiden letzten Kaltzeiten zurückgeführt werden, die eine Lössbildung besonders förderten. Die Betrachtung der pleistozänen Veränderungen des süddeutschen Gewässernetzes bietet hingegen bislang kaum beachtete Möglichkeiten, den Deckschichtenaufbau in den rhenanisch orientierten Beckenlandschaften zu erklären.

„Lösslandschaften“ sind in großen Teilen Südwestdeutschlands kein undifferenziert „pleistozäner“, sondern ein sehr junger, jungpleistozän-holozäner Landschaftstyp. Dies ist bei geomorphologischen Untersuchungen sowie der Beurteilung des Naturpotentials des Kraichgaus als einer exemplarischen, lößbedeckten Beckenlandschaft Süddeutschlands zu berücksichtigen. Das Quartär in den im oben ausgeführten Sinn rhenanisch beeinflussen Räumen könnte — entsprechend der (hydro-)geologischen Zweiteilung der Rheinsedimente nach BARTZ (1982) — neu gegliedert werden: in einen prälösszeitlichen altquartären und einen jungquartären, lößgestalteten Zeitraum. Beide Abschnitte unterscheiden sich in den Gäulandschaften nicht nur petrographisch und geomorphologisch, sondern viel umfassender landschaftsökologisch-prozessual.

6. Schriftenverzeichnis

- ABELE, G. (1977): Morphologie und Entwicklung des Rheinsystems aus der Sicht des Mainzer Raums. — Mainzer Geogr. Studien, 11: 245—259; Mainz.
- BARTZ, J. (1976): Quartär und Jungquartär im Raum Rastatt. (Mit Beiträgen von G. VON DER BRELIE und H. MAUS). — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 18: 121—178; Freiburg/Brsg.
- (1982): Quartär und Jungtertiär II im Oberrheingraben im Raum Karlsruhe. — Geol. Jb., A 63: 3—237; Hannover.
- BIBUS, E. (1989): 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 25. 5.—27. 5. 1989 in Heilbronn. Programm und Exkursionsführer: 27 S.; Tübingen.
- BLEICH, K. E. (1978): Erosion von Böden infolge Bodennutzung. — Daten, Dokumente, Umweltschutz, 22: 109—112; Stuttgart-Hohenheim.

- BOENIGK, W. (1982): Der Einfluß des Rheingraben-Systems auf die Flußgeschichte des Rheins. — Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd. 42: 167—175; Berlin/Stuttgart.
- BRELIE, G. VON DER (1976): Die Pollenuntersuchungen. — in: BARTZ, J. (1976): Quartär und Jungquartär im Raum Rastatt. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 18: 154—166; Freiburg/Brsg.
- (1982): Pollenuntersuchungen. — in: BARTZ, J. (1982): Quartär und Jungquartär II im Oberrheingraben im Raum Karlsruhe. — Geol. Jb., A 63: 199—227; Hannover.
- EITEL, B. (1989): Morphogenese im südlichen Kraichgau unter besonderer Berücksichtigung tertiärer und pleistozäner Decksedimente. Ein Beitrag zur Landschaftsgeschichte Südwestdeutschlands. — Stuttgarter Geographische Studien, 111, 205 S.; Stuttgart.
- GEISSERT, F. & MENILLET, F. (1976): Carte Géologique de la France à 1 : 50 000, f. XXXIX — 13—14 Seltz-Wissembourg, mit Erläuterungen: Pliocène d'Alsace. — 59 S.; Orléans.
- LIEDTKE, H. (1986): Stand und Aufgabe der Eiszeitforschung. — Geogr. Rdsch., 38, 7/8: 412—419; Braunschweig.
- LINIGER, H. (1966): Das Pliozän-Altpleistozäne Flußnetz der Nordschweiz. — Regio basiliensis, 7: 158—177; Basel.
- MAUS, H. (1976): Die Schwerminerale. in: BARTZ, J. (1976): Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 18: 141—145; Freiburg/Brsg.
- MONNINGER, R. (1985): Neotektonische Bewegungsmechanismen im mittleren Oberrheingraben. — Diss. Geol. Inst. Karlsruhe: 219 S.; Karlsruhe.
- PLEWE, E. (1938): Geomorphologische Studien am Pfälzer Rheingrabenrand. — Bad. Geogr. Abh., 19: 1—70; Karlsruhe.
- RÖSNER, U. (1988): Die mainfränkische Lößprovinz. Sedimentologische, pedologische und morphodynamische Prozesse der Lößbildung während des Pleistozäns in Mainfranken. — Diss., Inst. f. Geogr., Univ. Erlangen-Nürnberg: 498 S.; Erlangen.
- SANDBERGER, F. (1868): Bemerkungen über die Diluvialgerölle des Rheintals bei Karlsruhe. — Verh. naturwiss. Ver. Karlsruhe, 3: 51—58; Karlsruhe.
- SCHLICKUM, W. R. & GEISSERT, F. (1980): Die pliozäne Land- und Süßwassermolluskenfauna von Sessenheim/Krs. Haguenau (Unterelsaß). — Arch. f. Molluskenkunde, 110: 225—259; Frankfurt/M.
- SCHMIDT, K. G. (1941): Über bohnerzführendes Tertiär und Diluvium im Kraichgau. — Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N. F. 30: 48—91; Karlsruhe.
- SCHREINER, A. (1968): Eiszeitliche Rinnen und Becken und deren Füllung im Hegau und westlichen Bodenseegebiet. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 10: 79—104; Freiburg/Brsg.
- (1979): Zur Entstehung des Bodenseebeckens. — Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 71—76; Stuttgart.
- (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 von Baden-Württemberg, Blatt 8218 Gottmadingen: 124 S.; Stuttgart (Geol. L.-Amt Baden-Württemberg).
- SINDOWSKI, K. H. (1937): Zur Sedimentpetrographie des Oberpliozäns und Altdiluviums der mittleren Oberrheinebene. — Z. dt. geol. Ges., 89: 409—418; Hannover.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flußgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karstes in Südwestdeutschland. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 28: 297—362; Freiburg/Brsg.
- WAGNER, G. (1962): Zur Geschichte des Bodensees. — Jb. Ver. z. Schutze d. Alpenpflanzen u. -tiere, 27: 98—113; München/Bamberg.
- (1963): Danubische und rheinische Abtragung im Neckar- und im Tauberland. — Ber. dt. Landeskd., 31: 1—11; Trier.
- WITTMANN, O. (1962): Hochrhein und Oberrhein bis Karlsruhe. in: QUITZOW, H. W. et al. (1962): Die Entstehung des Rheintals vom Austritt des Flusses aus dem Bodensee bis zur Mündung. — Beitr. z. Rheinkde., 14: 10—21; Koblenz.
- ZINK, F. (1940): Zur diluvialen Geschichte des Hochrheins und zur Alterstellung der paläolithischen Station Murg. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Freiburg/Brsg., 1: 51 S.; Freiburg/Brsg.

Manuskript eingegangen am 18. 10. 1989,
Nachträge Januar 1990.

Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlöss im Raum Regensburg

MANFRED W. BUCH & LUDWIG ZÖLLER *)

Upper Pleistocene, chronostratigraphy, Wurm, loess, soil profiles,
¹⁴C, thermoluminescence, absolute age

Bavaria, Alpenvorland, TK 6938, 6939, 6940, 7037, 7038, 7039, 7040, 7041, 7139

Kurzfassung: Die seit dem Jahre 1984 gesammelten Befunde zur Würm-Löss-Gliederung im Raum Regensburg werden mit dem vorliegenden Beitrag anhand ausgewählter Profile zusammenfassend dargestellt und mit den Gliederungen von BRUNNACKER (1982) und SCHELLMANN (1988) verglichen. Auf der Grundlage von 11 Thermolumineszenz-Datierungen und drei ¹⁴C-Datierungen wird eine Korrelation mit der Pedostratigraphie des Würms in Mittel- und Osteuropa diskutiert.

Der Bildungszeitraum der „Mosbacher Humuszonen“ während des Altwürms ist im Untersuchungsgebiet mit einem TL-Alter von $74 \pm 7,4$ ka vor heute im Bereich des humosen Abschnittes der „Basisfließerde“ im Sinne von BRUNNACKER (1982) erfasst. Der Übergang von solifluidaler Umlagerung zu verstärkter Lösssedimentation findet im Raum Regensburg im Verlauf des frühen Mittelwürms um 58 ± 5 ka vor heute statt. Als „Mittelwürm-Boden“ (MW-Boden) wird aus dem Untersuchungsraum ein kräftiger f Bv-Horizont beschrieben, der einer Bodenbildung während des Denekamp-Interstadials zwischen 28 und 30 ka vor heute entspricht, die möglicherweise aber auch noch ältere mittelwürmzeitlich-interstadiale Phasen der Pedogenese einschließt. Der Jungwürmlöss ist im Raum Regensburg durch drei initiale Verbraunungshorizonte (f Cv-Horizonte) und einen Naßboden („N“) gegliedert (Abb. 14). Die älteste TL-datierte jungwürmzeitliche Lössakkumulation erfolgte um $25,4 \pm 2,4$ ka. Ein bereits nach biostratigraphischen Befunden als spätglazial eingestuftes sogenannter „Sumpflöß“ wurde mit einem TL-Alter von $16,2 \pm 1,5$ ka datiert.

[Classification and Thermoluminescence-Chronology of the Würmian Loesses around Regensburg]

Abstract: The present contribution offers a comprehensive report of data about the classification of Würmian loesses

around Regensburg gathered since 1984 as well as a selection of profiles. Eleven thermoluminescence-dates and three ¹⁴C-dates were recently carried out in order to obtain an absolute calibration of the elaborated pedostratigraphy. Summarizing the observations, the following findings are presented.

1. BRUNNACKER's latest classification of Würmian loesses in Bavaria from 1982 was in general confirmed for the period of Early and Middle Würm around Regensburg by our own observations. Around Regensburg autochthonous soil formations during Early Würm and early Middle Würm, as described in other loess regions of Middle and Eastern Europe, could not be identified beyond doubt by our own studies — as opposed to SCHELLMANN's results (1988). Consequently, the present contribution adheres to the term „Basisfließerde“ in BRUNNACKER's sense. In the working area the period of the formation of the „Mosbacher Humuszonen“ has been recorded within the humous section of the „Basisfließerde“ with a TL-age of $74 \pm 7,4$ ka. Around Regensburg transition from solifluction to increased sedimentation of loess took place during early Middle Würm about 58 ± 5 ka before present.

2. The „Middle Würm“-soil (MW-soil), described as pronounced f Bv-horizon in the working area, corresponds to BRUNNACKER's „Brauner Verwitterungshorizont“. As confirmed by TL-dates, it represents, also around Regensburg, a soil formation during the Denekamp-Interstadial 28 and 30 ka ago, which can obviously be correlated with the Lohne soil, the Stillfried B and equivalent soil formations. It possibly also includes older midwürmian interstadials.

3. Around Regensburg the classification of the Young Würm consists of three initial cambic horizons and one tundra-gley, and is thus better differentiated than suggested by BRUNNACKER's latest description (Abb. 14). The oldest dated loess accumulation of the Young Würm took place c. $25,4 \pm 2,4$ ka before present. As far as soil typology and, hence, palaeoclimatic conditions are concerned, the initial cambic horizons of the Young Würm loess in the „dry“ region of Regensburg occupy an interesting transitional position between tundra-gley on the one hand, described for the

*) Anschriften der Verfasser: Dr. M. W. BUCH, Institut für Geographie der Universität Regensburg, Universitätsstr. 31, D — 8400 Regensburg. Dr. L. ZÖLLER, Max-Planck-Institut für Kernphysik, Saupfercheckweg, D — 6900 Heidelberg.

other Middle and West European Young Würm series, and humic horizons in the Eastern European Young Würm loesses on the other hand.

4. In respect of pedostratigraphy a correlation of wet soil "N" around Regensburg with wet soil E3 in the Rhine-Main region is emerging, as suggested by TL-dates performed here and TL-dates of 21–22 ka of the Eltville tephra carried out by ZÖLLER, STREME & WAGNER (1988) (Abb. 14). Consequently, the 1st f Cv-horizon of the dry central region of the working area, respectively a wet soil in the profile of a brick yard at Hagelstadt, to present a humid variant, with a TL-age between c. 24 and 25 ka correspond to the strong, humous wet soil E2. The 2nd f Cv-horizon would then correlate with wet soil E4. The period of formation of the 3rd f Cv-horizon around Regensburg was delimited by TL-dating to between 20 and 16 ka ago. The formation of the humous horizon H1 of the Hungarian loesses took place in the same period according to TL — as well as ^{14}C -dates.

5. While in other loess regions of Middle and Western Europe sedimentation of loess assumedly continued until the beginning of the Bölling, findings around Regensburg suggest an end of loess sedimentation already in early Late Glacial in a broad sense c. 16.2 + / – 1.5 ka ago ("swamp-loess" near Rosenhof), which was replaced by the redeposition of eolian sands only in late Late Glacial in a broad sense. This points once more to an early beginning of soil formation during Late Glacial. Redeposition of eolian sands is continuing during Holocene.

1. Einleitung

Der heutige Kenntnisstand zur Lößstratigraphie in Bayern ist eng mit dem Namen von Prof. Dr. KARL BRUNNACKER verbunden. Seine Gliederung der Würmeiszeit ist bis heute in ihren Grundzügen aktuell (s. u. a. BRUNNACKER 1953, 1955, 1956, 1957, 1958, 1982). Der Raum Regensburg wurde bisher in der internationalen Lößforschung vor allem durch die (inzwischen zerstörte) vielgliedrige Quartärabfolge der Zgl.-Grube Strobel im Unteren Regental bekannt (BRUNNACKER 1964a, 1964b, BRUNNACKER et al. 1976).

Wenn dennoch das Problem der Würmlöß-Gliederung im Raum Regensburg erneut aufgegriffen werden soll, so ist dies in den günstigen Aufschlußverhältnissen und der Einsatzmöglichkeit der Thermolumineszenz (TL)-Altersdatierung begründet (s. u. a. JUVIGNÉ & WINTLE 1988, RÖGNER et al. 1988, STREME 1987, ZÖLLER et al. 1988). Mit dem vorliegenden Beitrag werden die seit dem Jahre 1984 gesammelten Befunde zur Würmlöß-Gliederung im Raum Regensburg zusammenfassend dargestellt. Die erarbeitete Pedostratigraphie konnte jüngst durch 11 Thermolumineszenz-Datierungen gestützt werden, die L. ZÖLLER anlässlich der Tagung des Arbeitskreises

„Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Regensburg im Juni 1988 an ausgewählten Profilen vorstellte.

2. Lage und Klima des Arbeitsgebietes

Der Raum Regensburg gehört dem vergleichsweise „trockenen“ sogenannten „Nördlichen Faziesbezirk“ der südbayerischen Löss im Sinne der regionalen Lößgliederung von BRUNNACKER (1957, Taf. 1) an, der sich entlang des Donautales zwischen Neuburg und Regensburg erstreckt (Abb. 1). Der Bereich des Stadtgebietes von Regensburg, d. h. in der Nordwestecke der Talweitung des Dungaues (bzw. des „Straubinger Beckens“), hat eine Mittlere Jahressumme des Niederschlages von lediglich 646 mm; vergleichbare Jahresniederschläge von unter 650 mm sind auch für die Engtalstrecke der Donau zwischen Neustadt und Regensburg kennzeichnend. Sowohl mit der trichterförmigen Öffnung der Talweitung des Dungaues nach SE in Richtung Straubing als auch nach S zum „Donau-Isar-Hügelland“ hin nimmt jedoch die mittlere Jahressumme des Niederschlages rasch auf über 650 mm bis 700 mm zu. Bezeichnend für den relativ „kontinentalen“ Klimacharakter des Regensburger Raumes fallen die höchsten Monatsniederschläge im Juli mit 93 mm vor allem als konvektive Niederschläge (vgl. EIMERN 1975: 14–15). Der kontinentale Klimacharakter wird durch die große Jahresschwankung der Lufttemperatur von 20,4°C (Mitteltemperatur im Januar –2,5°C; Mitteltemperatur im Juli 17,9°C) bei einer Jahresmitteltemperatur von 8,0°C unterstrichen.

3. Untersuchungsmethoden

Die Grundlage der hier vorgestellten neuen Befunde zur Würmlöß-Gliederung im Raum Regensburg sind umfangreiche Aufschluß- und Bohrprofilaufnahmen, die seit dem Jahre 1984 durchgeführt wurden. Das Profil „Napoleonstein“ (NA 1100) wurde zusammen mit Herrn Dr. W. WEISSMÜLLER, Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Erlangen-Nürnberg, bearbeitet.

Die Bohrungen wurden mit einem Kammer-Drehbohrgeräten der Firma Eijkelkamp, Giesebeek/Niederlande, durchgeführt. Die Profilansprache erfolgte nach feldbodenkundlichen Methoden gemäß der Kartieranleitung der ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1982). Die Profildarstellung lehnt sich zwar an das von der „Subkommission für Lößstratigraphie“ der Internationalen Quartärvereinigung (INQUA) ausgearbeitete Schema (vgl. u. a. FINK et al. 1976) an, ist jedoch aus Gründen einer möglichst

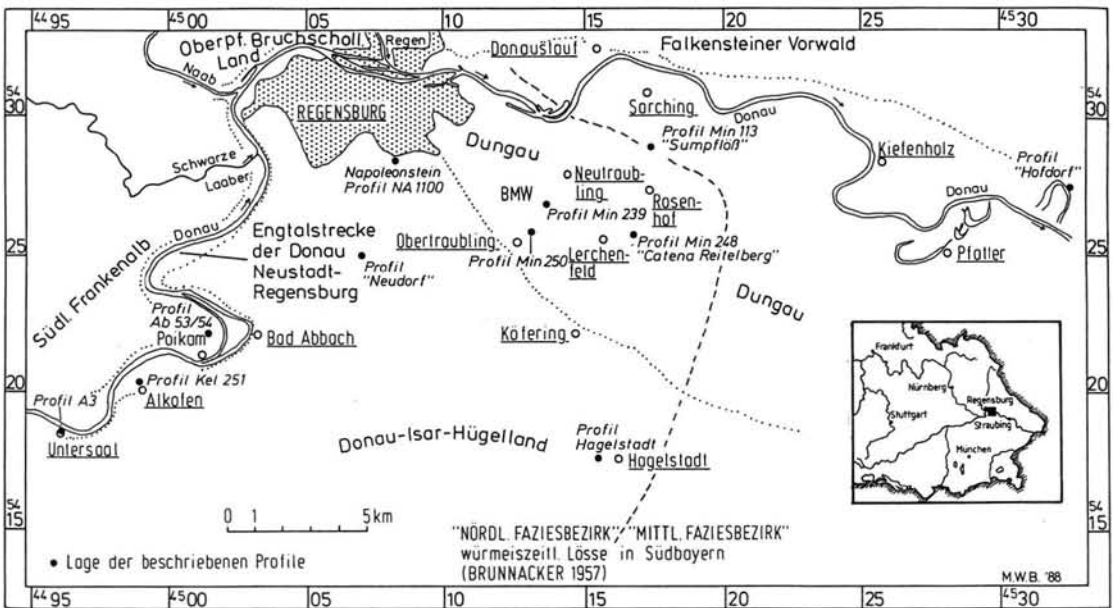


Abb. 1: Lage der beschriebenen Aufschlüsse und Bohrungen im Raum Regensburg.

genauen Dokumentation und unter Beachtung der örtlichen Gegebenheiten erweitert worden.

Die angewendeten sedimentologischen und bodenchemischen Labormethoden sind bei BUCH (1988: 20—22) beschrieben. Die Farbansprache erfolgte mit Hilfe der MUNSELL-Farbtabelle bei feuchtem Zustand des Probenmaterials. Die ^{14}C -Datierung führte freundlicherweise Herr Prof. Dr. M. A. GEYH, Hannover, die mikromorphologischen Untersuchungen Herr Dr. S. STEPHAN, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn und die Molluskenbestimmungen Herr Dr. J. KOVANDA, Geologisches Zentralinstitut der Tschechoslowakei, Prag, durch.

Meßtechnische Grundlagen und Durchführung der TL-Datierungen sind ausführlich bei ZÖLLER et al. (1988: 8—12) beschrieben. In Tab. 1 sind die Ergebnisse der hier durchgeführten TL-Datierungen zusammengestellt. Die Proben für die Datierungen wurden an frisch abgestochenen Aufschlußwänden in lichtundurchlässigen Zylindern entnommen; lediglich die Proben Le-1 und Le-2 wurden mit dem Eijkelkamp-Bohrgerät unter Lichtabschluß gewonnen.

4. Stratigraphische und fazielle Befunde zur Würmlöß-Gliederung im Raum Regensburg

4.1. Der Boden des Riß-Würm-Interglazials

Bezugspunkt für die weiteren Ausführungen zur Würmlöß-Gliederung ist die Bodenbildung des

letzten Interglazials, der Riß/Würm (R/W)-Warmzeit (Abb. 2—Abb. 4). Als R/W-Boden wird in den jung-quartären Profilabfolgen des Untersuchungsgebietes der 1. fossile, kräftig entwickelte Boden vom Typ einer Parabraunerde im Liegenden der holozänen Parabraunerde bezeichnet. In allen hier untersuchten Profilen liegt die R/W-Bodenbildung lediglich als mehr oder weniger verkürzter Bt-Horizont vor.

Der R/W-Bt-Horizont aus Löss ist in einer Mächtigkeit von 1 m bis maximal 2 m erhalten und vor allem im Bereich edaphisch trockener Kuppenlagen durch eine kräftig braune bis rötlichbraune 7,5 YR Munsell-Farbe ausgezeichnet (7,5 YR 5/6—5/8 und 7,5 YR 4/4—4/6). Trotz Tongehalten um 40 % treten Staunässemerkmale lediglich in Form diffus verteilter, stecknadelkopfgroßer Eisen-/Mangan-Konkretionen auf; deutlichere Staunässeüberprägung im Top des Bt-Horizontes und damit Übergänge zu SdBt-Horizontmerkmalen sind jedoch die Ausnahme. Das Bodengefüge ist polyedrisch bis prismatisch ausgebildet; auf den Aggregatoberflächen sind dunkelbraune Toncutane auch makroskopisch deutlich erkennbar. Der Humusgehalt liegt bei minimal 0,5 %.

Im Profil der Zgl.-Grube Hagelstadt (Abb. 2) ist die Basis des R/W-Bodens im Bereich eines durch die hangende Bodenbildung bereits völlig entkalkten Lößlehms mit einem Thermolumineszenz-Alter von 138 ± 14 ka (Probe Hg-4) bzw. 141 ± 16 ka (Probe Hg-4B) datiert. Diese TL-Daten, die die Sedimentation des jüngeren Lösses der vorletzten Kaltzeit

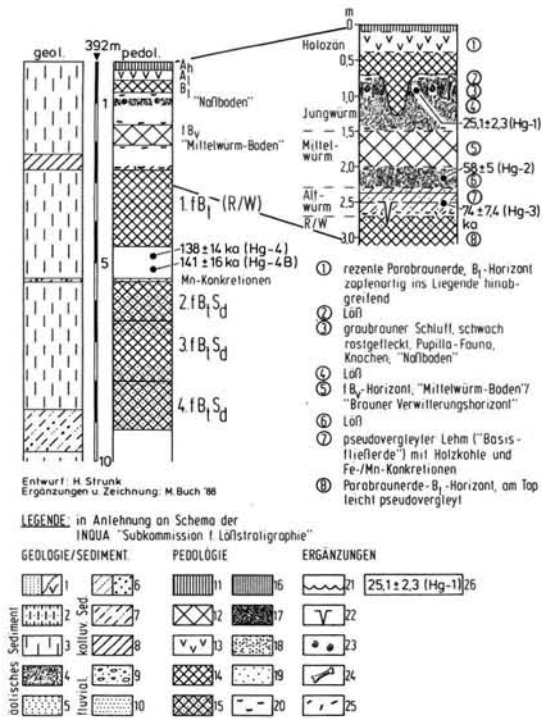


Abb. 2: Die Hangendfolge des Quartärprofils in der Ziegeleigrube Hagelstadt,

Nordwand (H 54.17750, R 45.15450; GOK 392 m ü. NN). Signaturlegende der geologisch/sedimentologischen und pedologischen Profile in Abb. 2, Abb. 13 u. Abb. 14 (in Anlehnung an das Schema der INQUA „Subkommission f. Lößstratigraphie“): äolische Sedimente: 1 = Flugsand/Mikrosanddünen im Löß; 2 = sandig-schluffig; 3 = schluffig; 4 = Löß; 5 = Sandlöß; kolluviale Sedimente: 6 = sandig/kiesig; 7 = schluffig-sandig; 8 = schluffig, schluffig tonig, lehmig; fluviale Sedimente: 9 = Kiese/Sande (Schotter); 10 = Sande; Pedologie: 11 = humoser Oberboden (Ah-Ap-Horizont); 12 = Bv-Horizont; 13 = Al-Horizont; 14 = Bt-Horizont; 15 = BtSd-Horizont; 16 = initiale Verbraunung (f Cv-Horizont); 17 = Naßboden in typ. Löß; 18 = Naßboden in Sandlöß; 19 = Pseudovergleyung; 20 = Lößkindl; Ergänzungen: 21 = Kryoturbationen; 22 = Frostspalte; 23 = Mollusken; 24 = Knochen; 25 = Holzkohle; 26 = TL-Datierung mit Proben Nr.

angeben, stimmen gut mit den Befunden aus anderen Lößprofilen Mitteleuropas mit einem TL-Alter zwischen 130 und 150ka überein (ZÖLLER, STREMMER & WAGNER 1988: 159). Für die Eem-Bodenbildung gibt STREMMER (1987: 2) einen Zeitraum zwischen 128 und 110ka vor heute an.

Prä-R/W-zeitliche Bt-Horizonte aus Löß sind sowohl nach Aufschlußbeobachtungen als auch nach Bohrungen auf Grund von Pseudogleymerkmalen deutlich

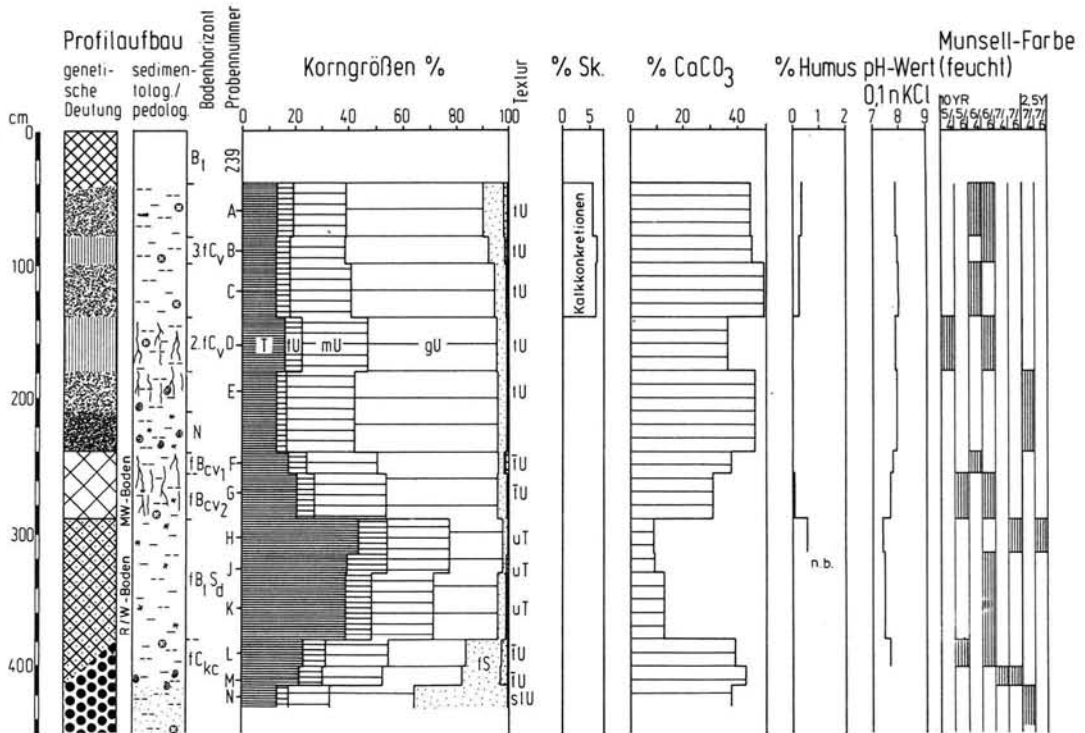
vom R/W-Bt-Horizont zu unterscheiden. Wie im Profil der Zgl.-Grube Hagelstadt dokumentiert (Abb. 2), ist bereits der ursprüngliche Bt-Horizont unmittelbar im Liegenden des R/W-Bodens durch intensive Pseudovergleyung überprägt (2. f BtSd-Horizont eines dreigliedrigen Bodenkomplexes). An der Oberkante des BtSd-Horizontes treten zudem erbsengroße, z. T. umgelagerte Eisen-/Mangan-Konkretionen auf.

R/W-zeitliche Bodenbildungen vom Typ eines Parabraunerde-Pseudogleys sind bisher lediglich bei BUCH (1988: 66–67) aus dem Raum Obertraubling-Harting (Abb. 3) sowie aus dem Raum südlich von Straubing von BRUNNACKER (1957: 15; Abb. 2) beschrieben worden. Es handelt sich dabei jeweils um Sonderfälle der Bodenbildung, die durch eine sandige und feinsandig-schluffige fluviale Fazies der rifeiszeitlichen Hochterrasse vorgeprägt sind. Aus karbonathaltigen Schottern der Hochterrasse entspricht dieser Bodenbildung als besser gedränte Variante eine kräftig braune bis rötlichbraune (7,5 YR 5/4–4/4), bereichsweise mangangefleckte Parabraunerde (Schotter-Bt-Horizont) mit lokal stark wechselndem Tongehalt bei Maximaltongehalten von bis zu 50 % (Abb. 4). Die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Schotter-Bt-Horizonte beträgt 1,6 m mit Verwitterungszapfen, die bis in eine Tiefe von 5 m reichen (vgl. auch HILGART 1987: 38–48).

4.2. Das Altwurm

Das Altwurm ist nach den bisher vorliegenden eigenen Befunden aus dem Untersuchungsgebiet stratigraphisch kaum gegliedert. In allen Profilen ist dieser Zeitabschnitt des Wurms durch intensive Umlagerungsvorgänge (Solifluktion und Spüloktion) gekennzeichnet (Abb. 2, Abb. 3 u. Abb. 5).

Die korrelierten Sedimente der Umlagerungsvorgänge kommen, in Abhängigkeit von der Lithologie des liegenden Profilschnittes, in zwei Faziesausprägungen vor. Kiesig-sandige und sandige Spülsedimente sind typisch für Positionen im Bereich der rifeiszeitlichen Hochterrasse mit einer Parabraunerde, die tief in den Schotterkörper eingreift. Die Verhältnisse können mit Ausschnitten aus großräumigen Aufschlußaufnahmen in der Kiesgrube der Firma Rott nördlich von Poikam verdeutlicht werden (Abb. 5): eine Erosionsdiskordanz, die oft durch eine Feinkiebnur nachgezeichnet wird, kappt einen noch über weite Teile der Aufschlußwand vorhandenen, aufgehellten, autochthonen bis par-autochthonen Schotter-Al-Horizont, der seinerseits in den liegenden rötlichbraunen Schotter-Bt-Horizont überleitet. Über der Kiebnur folgt zunächst ein 20 bis 40 cm mächtiger, gelblicher, karbonatreier, kiesiger Mittel- bis Grobsand, von dem sich



ERWEITERTE LEGENDE zu den dargestellten Lößprofilen

GEOLOGIE/SEDIMENTOLOGIE	PEDOLOGIE	Ergänzungen
1: Grob-, Mittel-, Feinkies	15: humoser Oberboden (Ah-/Ap-Horizont)	26: 25.1 ± 2.3 (Hg-1)
2: Grob-, Mittel-, Feinsand	16: Bv-Horizont	27: $10\ 700 \pm 200$ (Hv 14 782)
3: Lehm	17: Btv-Horizont	28: Mollusken
4: Schluff	18: Al-Horizont	29: Artefakt/Knochen
5: Ton	19: Bt-Horizont	30: Holzkohle
6: Flugsande	20: BtSd-Horizont	31: TL-Datierung mit Proben-Nr.
7: Sandlöß/Mikrosanddünen im Löß	21: initiale Verbraunung (f Cv-Horizont)	32: ^{14}C -Datierung mit Labor-Nr.
8: Löß/„Sumpflöß“	22: Naßboden („N“) in typ. Löß	
9: Niederterrassen-Sedimente unterschiedl. Fazies/spätglaziale — frühholozäne Hochflutsedimente der Donau	23: Naßboden („N“) in Sandlöß	
10: Hochterrassen-Sedimente unterschiedl. Fazies; kolluviale Sedimente: 11 = Kolluvium, lehmig bis tonig; 12 = Kolluvium, schluffig; 13 = Kolluvium, sandig; 14 = Kolluvium, schwach pseudovergletzt	24: Rostfleckung, Fe-/Mn-Konkretionen	
	25: Kalkkonkretionen; länglich/rund kompakt/rund, innen hohl/tuffartige Kalkausfällung in Wurzelröhren; 26 = Frostspalte/Trockenspalte;	
	27 = Kryoturbationen; 28 = Mollusken; 29 = Artefakt/Knochen; 30 = Holzkohle;	
	31 = TL-Datierung mit Proben-Nr.; 32 = ^{14}C -Datierung mit Labor-Nr.	

Abb. 3: Profil Min 239, Baugrube im Industriegebiet südl. von Neutraubling (Bl. 7039 Mintraching, H 54.26890; R 45.13420; GOK 338 m ü. NN), Hochterrasse: Über einem als BtSd-Horizont ausgebildeten Riß/Würm-Interglazialboden aus einer sandigen Fazies der Hochterrasse setzt die Würmabfolge mit einer zweigiedrigen Basisfließerde (deutlicher Anteil von schwach rostgeflecktem Bt-Horizont-Material an der Basis und zunehmender Lößbeimischung zum Hangenden), ein, die von einem Mittelwürm-Boden (MW-Boden mit fBcv1-/fBcv2-Horizontierung) mit Kalkkonkretionen an der Solumuntergrenze überprägt wird. Zur weiteren Profilabfolge s. Erläuterungen im Text.

Erweiterte Signaturlegende der geologisch/sedimentologischen und pedologischen Profile (Abb. 3 bis Abb. 12):

Körnung: 1 = Grob-, Mittel-, Feinkies; 2 = Grob-, Mittel-, Feinsand; 3 = Lehm; 4 = Schluff; 5 = Ton; äolische Sedimente: 6 = Flugsande; 7 = Sandlöß/Mikrosanddünen im Löß; 8 = Löß/„Sumpflöß“; fluviale Sedimente: 9 = Niederterrassen-Sedimente unterschiedl. Fazies/spätglaziale — frühholozäne Hochflutsedimente der Donau; 10 = Hochterrassen-Sedimente unterschiedl. Fazies; kolluviale Sedimente: 11 = Kolluvium, lehmig bis tonig; 12 = Kolluvium, schluffig; 13 = Kolluvium, sandig; 14 = Kolluvium, schwach pseudovergletzt; Pedologie: 15 = humoser Oberboden (Ah-/Ap-Horizont); 16 = Bv-Horizont; 17 = Btv-Horizont; 18 = Al-Horizont; 19 = Bt-Horizont; 20 = BtSd-Horizont; 21 = initiale Verbraunung (f Cv-Horizont); 22 = Naßboden („N“) in typ. Löß; 23 = Naßboden („N“) in Sandlöß; 24 = Rostfleckung, Fe-/Mn-Konkretionen; 25 = Kalkkonkretionen; länglich/rund kompakt/rund, innen hohl/tuffartige Kalkausfällung in Wurzelröhren; 26 = Frostspalte/Trockenspalte; 27 = Kryoturbationen; 28 = Mollusken; 29 = Artefakt/Knochen; 30 = Holzkohle; 31 = TL-Datierung mit Proben-Nr.; 32 = ^{14}C -Datierung mit Labor-Nr.

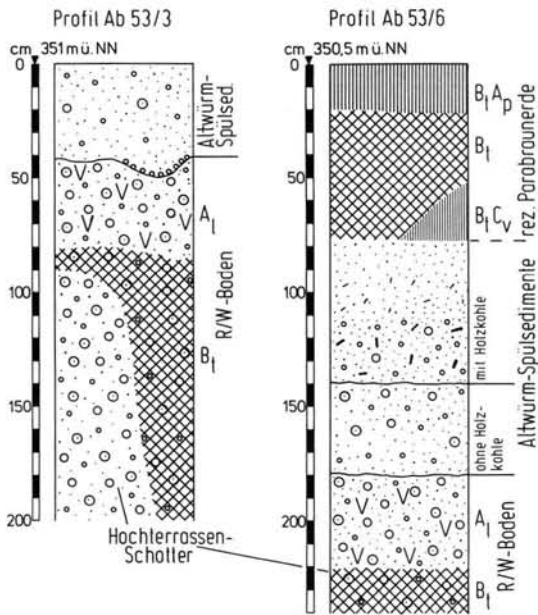


Abb. 5: Profile Ab 53/3 (Bl. 7038 Bad Abbach, H 54.22050, R 45.01400; GOK 351 m ü. NN) und Ab 53/6 (Bl. 7038 Bad Abbach, H 54.22050, R 45.01600; GOK 350,5 m ü. NN), Kiesgrube Rott nördlich von Poikam/Donau. Profilerläuterungen im Text; Legende s. Abb. 3.

4.3. Das Mittelwürm

Für das Mittelwürm im Untersuchungsgebiet ist kennzeichnend, daß die noch im Altwurm bedeutende Solifluktion und Spülerosion deutlich zugunsten einer äolischen Sedimentation von Sandlöß und Löß zurücktritt. Die Grenzen zwischen Altwurm und frühem Mittelwürm ist freilich in vielen Profilen dennoch nicht klar zu fassen. Dies ist darin begründet, daß — wie bereits beschrieben — die an der Basis humose „Basisfließerde“ zum Hangenden hin nur sukzessive stärker mit primär karbonatreichem Löß angereichert ist und nachträglich nochmals leicht umgelagert wurde.

Im Profil der Zgl.-Grube Hagelstadt wurde der Löß unmittelbar unterhalb der kräftigen Verbraunung, die das Mittelwürm abschließt und gleichzeitig als wichtiger Leithorizont in allen Lößprofilen des Untersuchungsraumes fungiert (s. u.), mit einem TL-Alter von 58 ± 5 ka datiert (Abb. 2). Dies entspricht einem frühen Mittelwürm-Alter.

Die von SCHELLMANN (1988: 146—148, 161, Abb. 19 u. 164—165) vom Gelände des BMW-Werkes bei Harting als Rhythmus II und III beschriebenen phasenhaften Folgen von vorherrschender Erosion,

Lößakkumulation und abschließender interstadialer Bodenbildung während des frühen und mittleren Mittelwürms können in keiner der selbst aufgenommenen Profilabfolgen bestätigt werden. Beide Rhythmen fehlen auch bei dem von SCHELLMANN (1988: 158—160) im Bereich der „Hochterrasse 2“ (HT 2) beschriebenen Profil südlich von Hofdorf. Der Rhythmus II setzt nach schwach ausgeprägter Umlagerungsphase mit einem grünlichgrauen bis grünlichbraunen Sandlöß ein, der von zahlreichen mm-großen Eisen-/Mangankonkretionen durchsetzt ist, und geht im Hangenden in einen Löß über. Der abschließende Boden wird als kryoklastisch stark verlehmt, ehemals kalkhaltiger und intensiv frostblättriger Naßboden beschrieben. Zu Beginn des Rhythmus III tritt schwache solifluidale Umlagerung auf. In geringmächtigen Basisschichten aus Fließerde und darüber folgendem Löß hat sich ein 1,2 m mächtiger erkalkter, stark verlehmt, frostblättriger, braungelber Lößlehm mit zahlreichen Rostbelägen auf den Frostblättern entwickelt (GB-Horizont), der von einem 60 cm mächtigen, kräftigen Naßboden (G-Horizont) überprägt wird. Daraus ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit der Entkalkung und Verbraunung von bis zu rund 2 m (s. Abb. 13).

Der so von SCHELLMANN (1988) beschriebene mittelwürmzeitliche „braune Verwitterungshorizont“ mit abschließender „Naßbodenüberprägung“ (G-GB-Horizontierung) ähnelt stark der mit Profil Min 87 auf dem Baugelände des BMW-Werkes bei Harting aufgenommenen BtSd-Bt-Horizontfolge (vgl. BUCH 1988: 63—67 u. Abb. 19). Dieser wurde hier jedoch, nicht zuletzt auf Grund der großen Entkalkungstiefe und einem maximalen Tongehalt von 40 %, als R/W-zeitlicher Parabraunerde-Pseudogley angesprochen.

Bei den Lössen des Mittelwürms im Untersuchungsraum lassen sich faziell stark sandstreifige und typische Löss unterscheiden. Typische Löss des Mittelwürms sind vor allem in der Talweitung des Dungaues verbreitet (Abb. 6). Gegenüber den typischen Jungwürm-Lössen sind sie durch eine tendenziell bräunlichere 10 YR-Munsell-Farbe ausgezeichnet. Die Korngrößenzusammensetzung zeigt ein deutliches Maximum in der Grobschlufffraktion (45—53 %) bei Tongehalten zwischen 13 % und 20 %; der Sandgehalt ist bei einer Dominanz der Feinsandfraktion mit kaum 3 % äußerst gering. Mit 35—40 % werden Karbonatgehalte erreicht, die jenen der Jungwürmlössen vergleichbar sind. Sandstreifige Löss wurden bisher vor allem in Lößprofilen innerhalb der Engtalstrecke der Donau zwischen Neustadt und Regensburg beobachtet, wie sie in der Deckschichtenfolge der Hochterrasse nördlich von Poikam im Bereich der Kiesgrube der Firma Rott (Profil Ab 54; Abb. 4) zwischen dem liegenden R/W-zeitlichen Schotter-Bt-Horizont und

dem hangenden Mittelwürm-Bv-Horizont (s. u.) aufgeschlossen waren (vgl. auch HILGART 1987: 46–47). Charakteristisch ist eine gelblichbraune bis dunkel gelblichbraune (10 YR 5–4/4) Farbe, der körnungsbedingt (rund 44 % Fein- und Mittelsand; 43 % Schluff und 13 % Ton) vergleichsweise geringe Karbonatgehalt (16 % CaCO_3) und eingeschaltete Feinsand-Mikrodünen.

In Profil Ab 54 (Abb. 4) ist der abschließende, etwa 60 cm mächtige, deutlich verbraunte Profilabschnitt bodentypologisch als Bv-Horizont einer weit entwickelten Braunerde anzusprechen. Für eine kräftige Bodenbildung sprechen der im Vergleich zum liegenden sandstreifigen Löß höhere Tongehalt (31 % Ton), die deutliche Entkalkung trotz sekundärer Aufkalkung und die Karbonatausfällungen in Form erbsengroßer Kalkkonkretionen an der Basis. Tongehalte um 30 % im Bereich des Bv-Horizontes und Kalkkonkretionen an der Basis sowie eine blaßbraune, gelegentlich auch kräftig braune Farbe sind typische Merkmale dieser Bodenbildung. Ausgeprägte Frostplattigkeit konnte bisher nicht beobachtet werden. Unmittelbar vor Einsetzen der Braunerde-Bodenbildung müssen flächenhafte Abspülvorgänge an den Hängen wirksam gewesen sein. Darauf deuten insbesondere die Beobachtungen im Bereich einer paläolithischen Fundstelle am Napoleonstein im Stadtgebiet von Regensburg (Abb. 6) hin: im Profil NA 1100 ist der obere Abschnitt des Mittelwürm-Lösses zwischen 180 und 280 cm unter GOK durch einen vergleichsweise hohen Skelettgehalt ausgezeichnet; Fein- und Mittelkiese, die aus den am Oberhang anstehenden mio-/pliozänen „Feldspatsanden“ ausgespült wurden, treten vor allem an der Basis des f Bv- und f BvCv-Horizontes auf. Bei einer derartigen Vermischung von primär karbonatreichem Löß und primär karbonatarmen bis karbonatfreien Spülsedimenten kommen im Bv-Horizont ausnahmsweise auch Tongehalte von über 30 % vor.

Die beschriebenen pedogenetischen Merkmale und die stratigraphische Position lassen die kräftige Braunerde als Ergebnis einer mittelwürminterstadialen Pedogenese interpretieren, die der trockenen Fazies des „Lohner Bodens“ bzw. des „Hainerberger Bodens“, äquivalent sein dürfte. Diese zeitliche Stellung wird durch eine TL-Datierung 60 cm über der Oberkante des Bv-Horizontes im Bereich eines molluskenführenden Naßbodens im Profil der Zgl.-Grube Hagelstadt gestützt, die ein Alter von $25,1 \pm 2,3$ ka lieferte (Abb. 2). Die Bildungszeit des „Lohner Bodens“ wird nach den bisher vorliegenden Daten von ZÖLLER, STREMMER & WAGNER (1988: 60) zwischen 28 und 30 ka vor heute datiert.

Die recht einheitliche Merkmalsausprägung, insbesondere auch seine auffallend blaßbraune bis kräftig-

braune Farbe lassen diese mittelwürminterstadiale Braunerde zu einem wichtigen Leithorizont für die Gliederung der Würmlößprofile im Regensburger Raum werden. Bemerkenswert ist, daß der Bv-Horizont, trotz nachfolgender solifluidaler Überprägung (s. u.) und offensichtlich unabhängig von der Hangposition eine relativ konstante Mächtigkeit von 40–60 cm aufweist.

4.4. Das Jungwürm

Das Jungwürm setzt mit einer Phase offensichtlich kräftiger solifluidaler Prozesse ein, die in vielen Profilen durch eine fahnenartig verzogene Oberkante des mittelwürmzeitlichen Bv-Horizontes angezeigt wird (Abb. 7). Im Profil NA 1100 (Abb. 6) überlagert ein Umlagerungshorizont den Mittelwürmboden. Er setzt sich aus Material der Mittelwürmbodenbildung vermischt mit Löß zusammen. Im oberen Abschnitt dieses Solifluktionshorizontes liegt die paläolithische Fundschicht (s. WEISSMÜLLER 1987). Zwei ^{14}C -Datierungen an Holzkohlestückchen aus dieser Fundschicht lieferten Alter von 28780 ± 1735 a. B.P. (Hv 15650) bzw. 29450 ± 1900 a. B.P. (Hv 15651). Der Solifluktionshorizont wird von einem Netz vertikaler Spalten durchzogen, deren Anlage offensichtlich auf eine Austrocknung des ehemals wassergesättigten Bodensedimentes zurückzuführen ist (WEISSMÜLLER 1987: 434 u. 433; Abb. 3).

Für die älteste jungwürmzeitliche Lößakkumulation, die auf die Mittelwürmbodenbildung folgte und von dieser durch eine Erosionsdiskordanz getrennt ist, liegen aus dem Untersuchungsraum TL-Datierungen von $25,4 \pm 2,4$ ka (Probe Le-2; Abb. 8) bzw. $25,1 \pm 2,3$ ka (Probe Hg-1; Abb. 2) vor. Wie für den Mittelwürm-Löß dargestellt, so lassen sich auch für den Jungwürm-Löß typische Löss- und Sandlöss unterscheiden (Abb. 10). Sandlöss finden sich im Bereich der Engtalstrecke der Donau zwischen Neustadt und Regensburg. Mit einem Medianwert der Körnungssummenkurven zwischen 3,5 und 4 Φ setzten sich diese jedoch auf Grund eines vergleichsweise hohen Feinsandgehaltes zwischen 37 % und 52 % deutlich von den Sandlössen des Deckniveaus der Niederterrasse (IA) östlich von Regensburg (BUCH 1988) mit Medianwerten der Körnungssummenkurven zwischen 4,25 und 5,6 Φ ab. Den typischerweise olivfarbenen fahlgelben (2,5 Y 7/4) bis olivfarbenen hell gelblichbraunen (2,5 Y 6/4) Sandlössen beider Räume ist ein Karbonatgehalt zwischen 30 % und 40 % gemeinsam. Die Sandlöss des Deckniveaus der Niederterrasse lehnen sich im Medianwert/Sortierungsdiagramm eng an das Cluster der typischen Löss des Jungwürms an mit einem tendenziell kleineren Medianwert der Korngrößensummenkurve

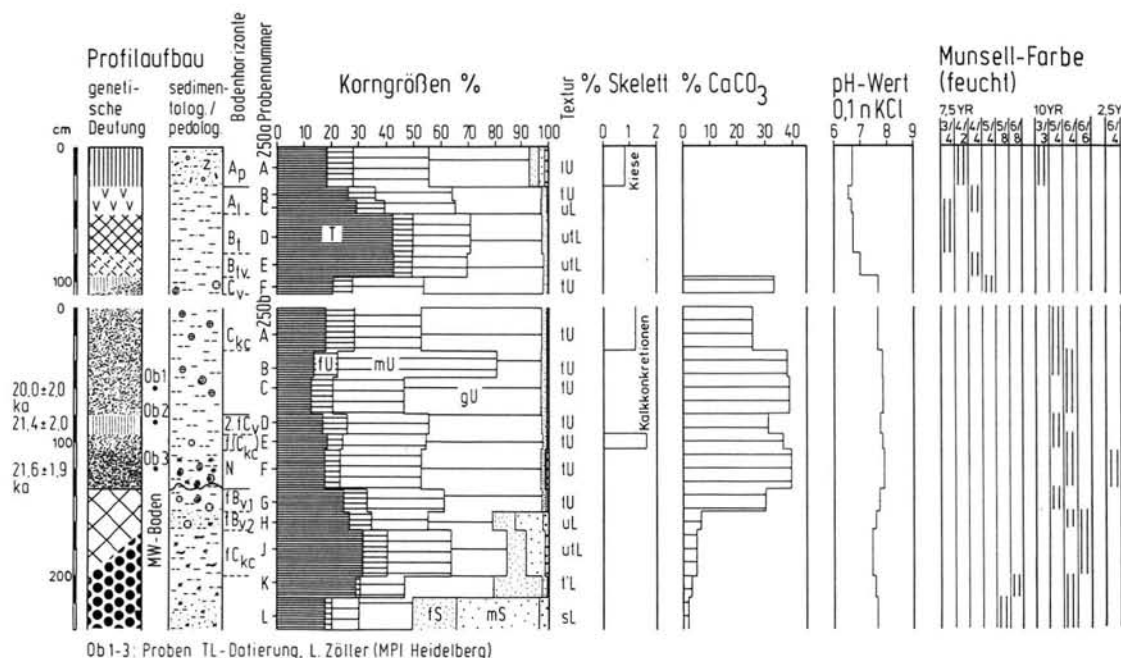


Abb. 7: Profil Min 250a und b (Bl. 7039 Mintraching, H. 54.26000. R 45.13020; GOK 340 m ü. NN), Bauaufschluß Sportzentrum Obertraubling (Hochterrasse): der Mittelwürm-Boden greift direkt in eine sandige Fazies der Hochterrasse ein; sowohl der R/W-Boden, als auch die gesamte Alt- und Mittelwürm-Serie ist durch kräftige Dellenaktivität vollständig ausgeräumt. Legende s. Abb. 3.

(bis 6 Φ) bei vergleichbarem Sortierungskoeffizienten ($QD \Phi 0,7-1,65$); die Löss- und Sandlöss- im Bereich der wallartig ausgebildeten Lößgrenze zwischen dem Deckniveau der Niederterrasse IA und dem vorgelegerten lößfreien Hauptniveau der Niederterrasse IB (Abb. 9; vgl. auch BUCH 1988: Karte 7a u. 8a) weisen dabei die beste Sortierung auf (Abb. 10). Die typischen Löss- der Talweitung des Dungaues sind von hell gelblichbrauner bis gelblichbrauner Farbe (10 YR 6-5/4), oft mit einem Stich zu entsprechenden 2,5 Y Munsell-Farben. Der Karbonatgehalt liegt zwischen 30 % und 40 % bei Maximalwerten auch über 40 %.

Der bis zu 2,5 m mächtige Jungwürm-Löß wird durch mindestens vier — nach SCHELLMANN (1988: 150—151; 161, Abb. 19; 165) bis zu fünf — schwache Bodenbildungen gegliedert. Es handelt sich dabei um drei 20 bis 40 cm mächtige initiale Verbraunungshorizonte (Cv-Horizonte 1—3 von älter nach jünger) und einen 20 bis 40 cm mächtigen Naßboden.

Die drei f Cv-Horizonte heben sich gegenüber dem olivstichig fahlgelblichen (2,5 Y 7/4) bis hell gelblichbraunen (2,5 Y 6/4) Sandlöß bzw. dem hell gelblichbraunen (10 YR 6/4) bis gelblichbraunen (10 YR 5/4) Löß durch eine leicht rötliche Tönung ab (Abb. 3, Abb. 7 und Abb. 8). Der Tongehalt in den f Cv-

Horizonten ist lediglich um bis 5 % höher als im unverwitterten Primärlöß. Diese geringe Zunahme des Tongehaltes bewirkt jedoch immerhin eine so große Verdichtung des Lösses, daß es innerhalb der Zone initialer Verbraunung zu einer deutlichen Karbonatausfällung in Form von Pseudomycelien aus dem hangenden Löß kommt. Dr. S. STEPHAN (Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, schriftl. Mitt.) beschreibt einen Bodendünnschliff aus der unteren Verbraunungszone des Profils Min 239 (Abb. 3) folgendermaßen: Der locker-kohärente, feinkörnige Löß wird von einigen gebogenen Röhren und etwas Schwammgefüge durchsetzt. Der Löß ist reich an teils frischem, oft jedoch zerfallenen Kalkschluff, enthält etwas frische grüne Hornblende, mehr oder weniger frischen Muskovit, meist stark verbrauchte Biotitblättchen sowie wenige kleine, runde, weiche und gelbliche Toneinschlüsse. Entlang der Leitbahnen kommt Kalkkonzentration vor.

Auch die mikromorphologischen Befunde weisen demnach auf insgesamt schwache Verwitterungsprozesse hin, die sich auf kryoklastische Prozesse und eine initiale Glimmerverwitterung beschränken. Die gelblichen Toneinschlüsse resultieren dabei offensichtlich aus einer lokalen Entkalkung und Konzentration des Lösungsrückstandes. Darauf deuten auch

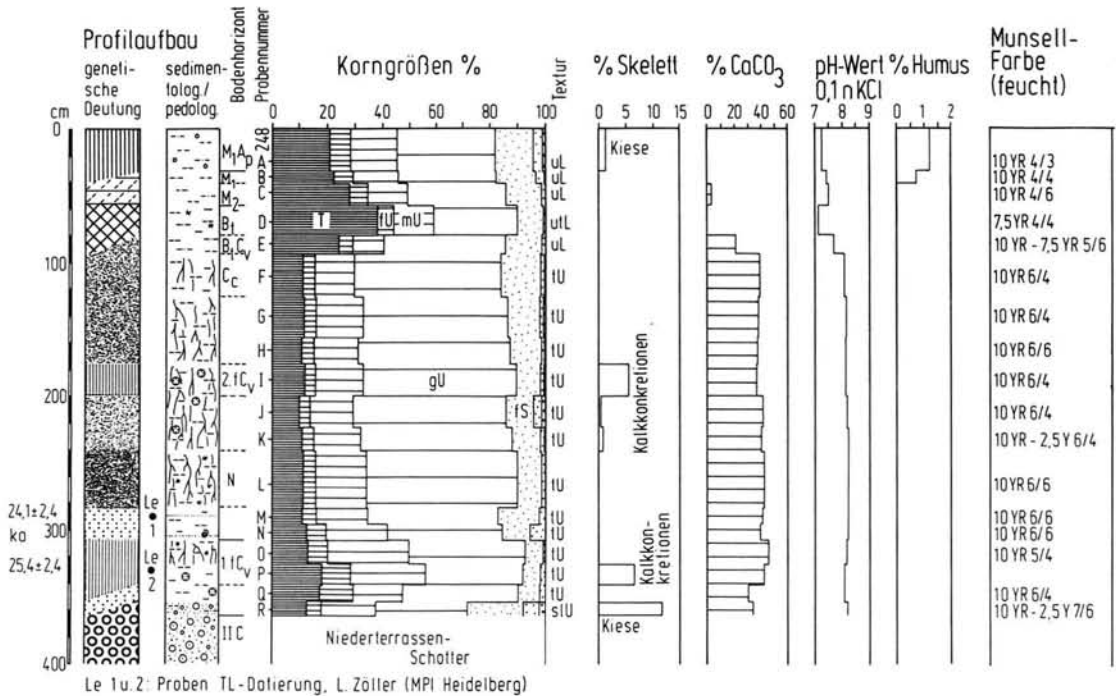


Abb. 8: Profil Min 248 (Bl. 7039 Mintraching, H 54.25580, R. 45.16570; GOK 335 m ü. NN), Bohrung Catena Reitelberg (Deckniveau der Niederterrasse IA). Profilerläuterung im Text; Legende s. Abb. 3; zur Lage des Profils s. Abb. 9.

vergleichende Korngrößenanalysen von Originalprobenmaterial und zuvor entkalktem Probenmaterial hin. Sie zeigen, daß entkalkte Proben einen 3 % bis 6 % höheren Tongehalt gegenüber der entsprechenden karbonathaltigen Probe aufweisen, wobei die Tongehaltszunahme umso höher ist, je höher der ursprüngliche Karbonatgehalt ist (Korrelationskoeffizient $r = 0.89$; Probenanzahl: $n = 16$).

Der als Naßboden ausgebildete initiale Bodenhorizont — in den Profilen mit „N“ bezeichnet — tritt in einer stratigraphischen Position zwischen dem ältesten, 1. f Cv-Horizont und dem 2. f Cv-Horizont auf (Abb. 8 u. Abb. 9). Er ist durch eine olivstichig, hell gelblich braune Farbe (10 YR — 2,5 Y 6—7/4, 6/6) und schwache Rostfleckung ausgezeichnet. Da der Sandlöß, insbesondere der des Deckniveaus der Niederterrasse IA (BUCH 1988; s. u.), meist einen vergleichbaren Grundfarbton aufweist, ist hier die Identifizierung des Naßbodens allein auf Grund der Farbe meist schwieriger. Besonders markant ist das Auftreten einer individuenreichen, aber artenarmen Pupilla-Molluskenfauna mit *Succinea oblonga elongata*, *Pupilla muscorum*, *Trichia hispida* und *Trichia hispida terrena* (CLESS.) (Abb. 3). Es handelt sich dabei um eine Molluskengesellschaft, die an ein kaltes hochglaziales Klima adaptiert ist. Mit den beschriebenen

Merkmale kommt dem Naßboden eine stratigraphische Leitfunktion innerhalb der Jungwürm-Löss im Kernraum des Untersuchungsraumes zu.

Von den stratigraphisch gut gegliederten Jungwürm-Lößabfolgen des Untersuchungsraumes liegen derzeit fünf TL-Datierungen vor (Abb. 7 u. Abb. 8). Im Profil Min 248 der Sandlöß/Lößabfolge des Deckniveaus der Niederterrasse (IA) bei Lerchenfeld (Abb. 8 und Abb. 9) ist der nahe der Basis zwischen 305 und 340 cm unter GOK entwickelte f Cv-Horizont mit einem TL-Alter von $25,4 \pm 2,4$ ka vor heute datiert (Probe Le-2; durch R- β -Methode bestätigt). 20 cm über der Oberkante des f Cv-Horizontes wurde ein Sedimentationsalter des Sandlösses von $24,1 \pm 2,4$ ka ermittelt (Probe Le-1). Im hangenden Löß tritt zwischen 240 und 280 cm unter GOK ein Naßboden auf und darüber zwischen 175 und 200 cm unter GOK ein weiterer f Cv-Horizont. Im Profil Min 250a und b (Abb. 7) wurde der Löß, in dem der Naßboden ausgebildet ist, mit einem TL-Alter von $21,6 \pm 1,9$ ka vor heute datiert (Probe Ob-3). Eine Datierung im Bereich des hangenden f Cv-Horizontes zwischen 80 und 100 cm unter GOK ergab ein TL-Alter von $21,4 \pm 2,0$ ka (Probe Ob-2). 20 cm über der Oberkante dieser schwachen Verbraunungszone wurde der Löß mittels der R- β -Methode mit

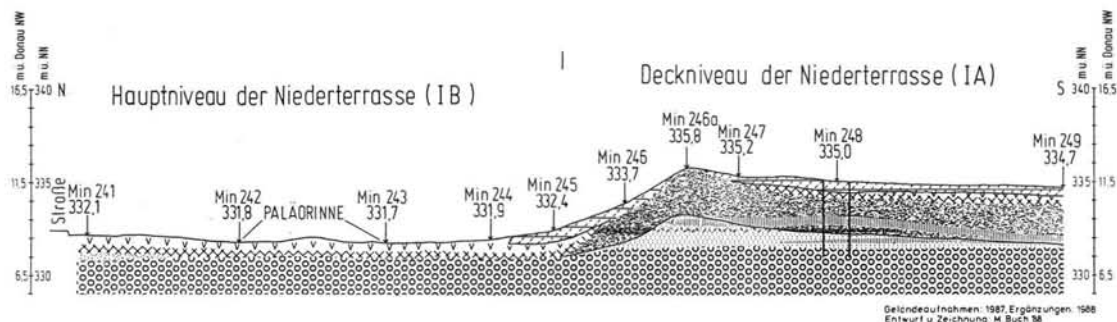


Abb. 9: Stratigraphische Gliederung der Löß- und Sandlöß-Deckschichten des Deckniveaus der Niederterrasse (IA) und Übergang zum lößfreien Hauptniveau der Niederterrasse (IB) der Donau östlich von Regensburg; „Catena Reitelberg“ bei Lerchenfeld. Legende s. Abb. 3.

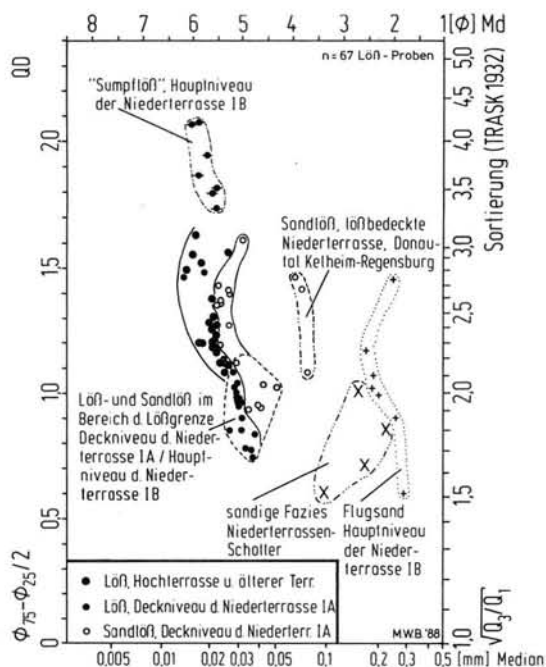


Abb. 10: Medianwert/Sortierungs-Diagramm (in mm- und phi-Skala) der Löss im Raum Regensburg. Zum Vergleich sind Proben des „Sumpflösses“ von Rosenhof, von Flugsanden des Hauptniveaus der Niederterrasse IB sowie einer sandigen fluvialen Fazies des Niederterrassen-Schotter aufgetragen.

einem TL-Alter von $20,0 \pm 2,0$ ka vor heute datiert (Probe Ob-1).

In dem am Nordrand des Bayerischen Tertiärhügellandes gelegenen Profil der Zgl.-Grube Hagelstadt zeichnet sich nach den vorliegenden TL-Datierungen ein interessanter Fazieswechsel der initialen Bodenhorizonte innerhalb der Jungwürmerreihe des Untersuchungsraumes ab (Abb. 2). Während im Profil

Min 248 bei Lerchenfeld im Bereich des mit $25,4 \pm 2,4$ ka (Le-2) datierten Lösses ein initialer Verbraunungshorizont (1. f Cv-Horizont) ausgebildet ist (s. o.), tritt im Profil Hagelstadt bei einem auch in den Fehlergrenzen vergleichbaren Sedimentationsalter des Lösses ($25,1 \pm 2,3$ ka; Hg-1) ein Naßboden auf. Die fazielle Ausprägung des Jungwürms im Profil Hagelstadt steht damit dem feuchten „Mittleren Faziesbezirk der würmeiszeitlichen Löss in Südbayern“ i. S. BRUNNACKER (1957) näher als dem trockenen „Nördlichen Faziesbezirk“ (s. Abb. 1).

Mit dem Profil Min 239 südlich von Neutraubling (Abb. 3) kann die stratigraphische Gliederung des Jungwürm-Lösses des Untersuchungsraumes zusammenfassend nahezu vollständig dargestellt werden: über einer Erosionsdiskordanz, die den Mittelwürmboden (f Bv 1/f Bv 2) kappt, fehlt lediglich der ältere schwache Verbraunungshorizont. Dadurch liegt der Naßboden (N) mit einer individuenreichen Pupilla-Molluskenfauna direkt dem Mittelwürmboden auf. Im Hangenden folgen zwei schwache Verbraunungshorizonte, wobei der jüngere f Cv-Horizont geringmächtiger ist und selbst im Anschluß weniger deutlich in Erscheinung tritt.

4.5. Die jüngsten Würmlösses

Der jüngste Löß, der bisher aus dem Untersuchungsraum bekannt geworden ist, ist ein isoliertes „Sumpflöß“-Vorkommen im Bereich des ansonsten lößfreien Hauptniveaus der Niederterrasse (IB) nahe der Autobahnausfahrt der A3 Rosenhof östlich von Regensburg (Abb. 11). Unter „Sumpflöß“ wird dabei in Anlehnung an LOŽEK (1982) ein Löß verstanden, der in flache wassergefüllte Geländedepressionen — im vorliegenden Fall in eine Paläorinne eines verzweigten Gerinnebettmusters — eingeweht wurde und durch eine charakteristische Molluskenfauna ausgezeichnet

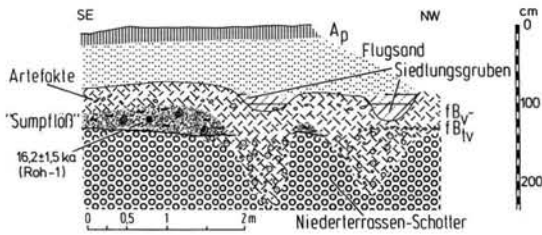


Abb. 11: Ausschnitt aus Profil Min 103
(Bl. 7039 Mintraching, H 54.28790, R 45.17180;
GOK 330 m ü. NN): aufgeschlossener „Sumpflöß“ nördlich
von Rosenhof (Hauptniveau der Niederterrasse IB).
Profilränderungen im Text; Legende s. Abb. 3.

ist. Im Profil Min 103 ist der Sumpflöß als gelblich-brauner (10 YR 5/6), karbonatreicher, dichter und kohärenter, i. a. sehr schwach kiesiger, schluffiger Lehm ausgebildet, der von zahlreichen Mollusken durchsetzt ist. Eine kräftige Bodenbildung (f Bv-f Brv-Horizont), die zapfenartig auch noch in den liegenden Niederterrassen-Schotter reicht, überprägt den Sumpflöß in den oberen Dezimetern. Der Sumpflöß wird von mindestens 1 m mächtigen, karbonatfreien Flugsanden überdeckt.

Der Bildungszeitraum dieses Sumpflösses wurde bei BUCH (1988: 75–88) bereits ohne Absolutdatierungen diskutiert. Entsprechend der Bestimmung der Molluskenfauna durch Herrn Dr. KOVANDA, Geological Survey of Czechoslovakia/Prag, mit den terrestrischen Arten *Succinea oblonga* (DRAP.), *Succinea oblonga elongata* (SANDB.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla loessica* (LZK.), *Pupilla cf. sterri* (VOITH) und *Pupilla* sp. juv. et frgm. sowie den aquatischen Arten *Lymnaea trunculata* (MÜLL.), *Anisus leucostomus* (MILLET) und *Pisidium* sp. kommt zunächst ein Zeitraum zwischen 17000 und 10000 Jahre vor heute (Spätglazial i. w. S.) in Frage, da es sich um die übliche Molluskengesellschaft von Sumpflössen des „ausklingenden Vollglazials“ (im Sinne von LOŽEK 1982) handelt; auf eine Bildung während des frühen Spätglazials i. w. S. könnte dabei bereits das Auftreten der vollkaltzeitlichen Leitart *Pupilla loessica* (vgl. LOŽEK 1982: 19) hinweisen. Für dieses Alter sprechen auch die Befunde zum Beginn der Flugsandüberdeckung im Donautal östlich von Regensburg. Nach vor- und frühgeschichtlichen Funden aus dem Späten Magdalénien an der Basis der Flugsande durch REISCH (1974) wurde der Beginn der Flugsandüberdeckung bei BUCH (1988: 78–79) in die Ältere Dryaszeit datiert. Zur Absicherung dieser Datierung wurden die transparenten Schwerminerale aus drei Proben der Flugsande untersucht. Nur im Ap-Horizont wurden einzelne Körner typischer Minerale des Laacher-See-Bimstufes (vulkanische Hornblende, Augit, Titanit) bei insge-

samt dominierendem Granatanteil bestimmt; dieses „Laacher-See-Spektrum“ fehlt im liegenden Flugsand. Damit deutet sich für den Regensburger Raum erstmals an, mit Hilfe schwermineralogischer Untersuchungen eine Unterscheidung zwischen prä- und postallerödzeitlichen Flugsanden vornehmen zu können. Eine Umlagerung von Flugsanden setzte sich auch während des Holozäns fort (BUCH 1988: 78).

Die jetzt durchgeführte TL-Datierung des Sumpflöß-Vorkommens von Rosenhof ergab ein TL-Alter von $16,2 \pm 1,5$ ka vor heute (Probe Roh-1), womit der zuvor postulierte Bildungszeitraum — „im frühen Spätglazial i. w. S.“ — bestätigt wird. Beide angewandte Methoden — die Regenerierungsmethode und die R- β -Methode — lieferten übereinstimmende TL-Alter.

4.6. Spätglaziale Bodenbildung

Die Frage einer im Spätglazial der Würmeiszeit bedeutenden Bodenbildung wird bis heute kontrovers diskutiert (vgl. u. a. BRUNNACKER 1957, 1982; DIEZ 1968; JERZ 1982; KRAUS 1922; ROHDENBURG 1978; aus dem Untersuchungsraum: SCHELLMANN 1988; BUCH 1987, 1988).

Eine inzwischen ^{14}C -datierte spätglaziale Bodenbildung aus der Engtalstrecke der Donau zwischen Neustadt und Regensburg beschreibt HILGART (1987: 71–73 u. Abb. 4) vom Übergang der Niederterrasse zur Talaue bei Untersaal (Abb. 12). Es handelt sich dabei um eine etwa 15 cm mächtige, braune bis dunkelbraune („zimtfarbene“) (10 YR 4-3/3), fein-

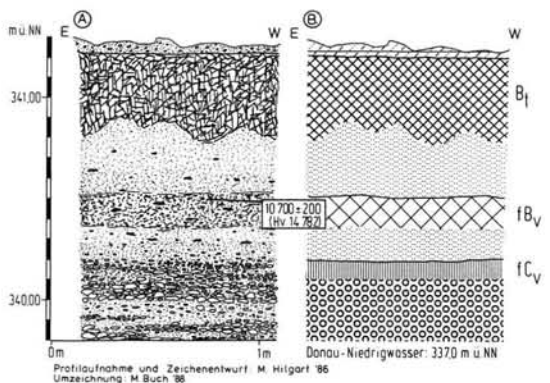


Abb. 12: Aufschluß A3 Untersaal, 5 km östlich von Kelheim (Bl. 7037 Kelheim, H 54.18770, R 44.95650; GOK 341,30 m ü. NN): spätglaziale Bodenbildung aus extrem karbonatreichen Hochflutsedimenten der Donau und im Niederterrassen-Schotter (nach HILGART 1987: 121, Abb. 4). A = naturnahe Darstellung; B = genetische Deutung. Legende s. Abb. 3.

(vgl. SCHÖNWEISS & WERNER 1974, S. 17–26, Abb. 12, S. 18), wo neben einer Grabungsstelle ein Lehmblock (Sitz- oder Werkbank) künstlich errichtet wurde, belegt, daß der Verbraunungshorizont im Liegenden der Dünenande bereits zur Zeit der Besiedlung während des älteren (entwickelten) Mesolithikums ausgebildet war. Dies schließt einen späteren Durchgriff der Bodenbildung im Verlauf des weiteren Holozäns (s. SCHELLMANN 1988: 194) nicht aus.

5. Diskussion der Untersuchungsergebnisse aus dem Raum Regensburg im überregionalen Vergleich

Nach den hier vorgelegten Befunden und TL-Datierungen zeichnet sich das in Abb. 13 zusammengestellte Schema der Würmlöß-Gliederung im Raum Regensburg ab. Für den Untersuchungsraum bietet sich ein Vergleich mit der von BRUNNACKER (1957; zuletzt 1982: 21, Abb. 5) und SCHELLMANN (1988: 161, Abb. 19) vorgelegten Würmlöß-Gliederung an.

Markanter Bezugshorizont für die weitere Würmlöß-Gliederung ist in allen drei Schemata der als rötlich-brauner Bt-Horizont einer Parabraunerde ausgebildete Riß/Würm-Interglazialboden. Aus einer reliefbedingt unterschiedlich starken Pseudogleyüberprägung des Bt-Horizontes resultiert eine typische Bodencatena mit Parabraunerden (Oberhang), pseudovergleyten Parabraunerden (untere Mittel- und Unterhänge) und sekundären Pseudogleyen (Unterhänge und Flachpositionen), die bereits BRUNNACKER (1957: 50, Abb. 8) beschrieben hat. Letztgenannter Pseudogley (bzw. Parabraunerde-Pseudogley) wurde hier mit Profil Min 239 (Abb. 3) beschrieben. Auch unter Berücksichtigung nachfolgender Profilverkürzungen scheint der R/W-Bt-Horizont im Regensburger Raum verglichen mit anderen Lößgebieten (s. Zusammenstellung bei RICKEN 1983: 129, Abb. 11) insgesamt schwächer pseudovergleyt zu sein.

Über einer z.T. flächenhaften Erosionsdiskordanz, die den R/W-Boden mehr oder weniger kappt, setzt die Würmabfolge im Untersuchungsraum nach BRUNNACKER mit einer an der Basis humosen und zum Hangenden hin braunen Basisfließerde ein. Dies entspricht den hier vorgelegten Beobachtungen und muß als typisch für den Untersuchungsraum gelten. Im Unterschied zu SCHELLMANN (1988; s. o.) konnte eine ausgeprägte, schwarzerdeartige Humuszone, die in das Frühglazial (FWa) BRUNNACKER's zu stellen ist, bei den bisher bearbeiteten Profilen nicht zweifelsfrei als autochthone Bodenbildung identifiziert werden. Die gleiche Feststellung gilt für die von SCHELLMANN (1988: 146) aus dem Altwurm beschriebenen zwei Bv-Horizonte.

Das Frühglazial BRUNNACKER's wird im Regensburger Raum von einem „Braunen Verwitterungshorizont“ (FWc) abgeschlossen, der hier an die Stelle einer Naßbodenbildung aus den feuchteren Lössfaziesbezirken Südbayerns tritt. Nach SCHELLMANN (1988) handelt es sich dagegen auch im Regensburger Raum um eine kräftige Naßbodenbildung, die er auf Grund der Korrelation mit dem „Kirchberger Boden“ von ROHDENBURG & MEYER (1979) aus dem südniedersächsischen und nordhessischen Raum ins Mittelwürm stellt. Auf die stratigraphisch unsichere Position dieser nach SCHELLMANN (1988) 2 m mächtigen Naßbodenbildung (G-Horizont über GB-Horizont) wurde bereits hingewiesen.

Faßt man die Befunde zusammen, so kann das Altwurm bis frühe Mittelwürm im Regensburger Raum als ein Zeitabschnitt aufgefaßt werden, der durch polygenetische Bildungen mit einem mehrfachen Wechsel von phasenhafter Bodenbildung, geringmächtiger äolischer Akkumulation sowie Denudation gekennzeichnet ist. Wenn damit aber keine stratigraphisch zweifelsfrei verwertbaren Leit-horizonte im Sinne autochthoner Bodenbildungen vorliegen, dann darf am Begriff der „Basisfließerde“ im Sinne von BRUNNACKER festgehalten werden. In Zukunft wird es daher vor allem mikromorphologischen Untersuchungen vorbehalten bleiben müssen, vermeintlich autochthone Bodenbildungen eindeutiger identifizieren zu können. Die „Basisfließerde“ umfaßt den Rhythmus I, II und III bei SCHELLMANN (1988).

Das jüngere Mittelwürm ist nach BRUNNACKER durch die Anwehung des „Unteren Lösses“ (WI) gekennzeichnet, wobei die Lößmächtigkeit im Regensburger Raum mit 1–1,5 m eine mittlere Stellung zwischen dem feuchteren Südbayern (0,5 m) und dem trockenen Mainfranken (2,0 m) einnehmen soll. Dies entspricht auch den hier vorgelegten Befunden, wenngleich in vielen Profilen die Mittelwürm-Lößmächtigkeit so weit reduziert ist, daß der abschließende Mittelwürmboden der „Basisfließerde“ direkt aufliegt (Profil Min 239, Abb. 3) oder sogar in eine fluviale sandige Fazies der Hochterrasse eingreift (Profil Min 250a/b, Abb. 7). Die damit angezeigte Aktivierung der solifluidalen Abtragung bzw. Spülerosion unmittelbar vor der abschließenden Bodenbildung des Mittelwürms — auch SCHELLMANN (1988: 149) berichtet von kräftiger dellenartiger Ausräumung — findet ihre Entsprechung in anderen Lößgebieten Mitteleuropas (RICKEN 1983: 119; SEMMEL 1968: 56). Im Profil der Zgl.-Grube Hagelstadt wurde die erstmals verstärkte Lößsedimentation während des Mittelwürms mit einem TL-Alter von $58\text{ ka} \pm 5\text{ ka}$ datiert; dies entspricht noch einem frühen Mittelwürm. Selbst in der Fazies des Sandlösses ist der Karbonatgehalt des

Mittelwürmlösses des Untersuchungsraumes deutlich höher als in anderen mitteleuropäischen Lößprovinzen (vgl. u. a. RICKEN 1983: 119).

Die hier als „Mittelwürmboden“ beschriebene Bodenbildung entspricht dem „Braunen Verwitterungshorizont“ (W1/WII) BRUNNACKER's. Gemäß seiner stratigraphischen Position und gestützt durch die vorgelegten TL-Datierungen ist davon auszugehen, daß es sich um einen Bodenhorizont handelt, der zeitlich korreliert mit dem Stillfried B — Horizont Niederösterreichs, dem Hainerberger Boden im Rhein-Main-Gebiet, dem Lohner Boden Nordhessens/Südniedersachsens, dem Hattorfer Boden des südwestlichen Harzvorlandes und der Köseiner Verlehungszone des südöstlichen Harzvorlandes.

Die Bildungszeit des „Lohner Bodens“ und äquivalenter Bodenbildungen wird nach den bisher vorliegenden TL-Daten von ZÖLLER, STREMMER & WAGNER (1988: 19) zwischen 28 und 30 ka datiert. JUVIGNÉ & WINTLE (1988: 101) fassen die Absolutdatierungen von der Typlokalität des „Stillfried B-Horizontes“ in Niederösterreich nach ^{14}C -Datierungen an Holzkohlefunden aus dem Oberboden mit 28200 ± 1290 a B.P. (GrN-2523), 28340 ± 1220 a B.P. (GrN-2533) und 28900 ± 1400 a B.P. (GrN-11188) zusammen, die durch eine TL-Datierung mit $29,8 \pm 2,5$ ka vor heute (QTL83C) ergänzt wird.

In vielen Profilen wird diese ausgeprägte mittelwürmzeitlich-interstadiale Bodenbildung als mindestens zweigeteilter Bodenkomplex beschrieben (vgl. u. a. ROHDENBURG 1971: 300; dreigeteilter Bodenkomplex bei SCHELLMANN 1988: 165). Im „Oberen Mende-Bodenkomplex“ in Ungarn ist der untere kräftig entwickelte Waldsteppen-Boden (MF2) nach Holzkohlefunden auf ein ^{14}C -Alter von rund 32000 Jahre B.P. datiert (PECSI 1985: 36). Das ^{14}C -Alter des hangenden, schwach entwickelten tschernosem-ähnlichen Bodens liegt zwischen 27000 und 29000 Jahre B.P. WINTLE & PACKMAN (1988) datieren den MF2-Boden in Paks, Mende und Tapiosüly (Ungarn) allerdings auf über 70 ka, was mit Daten von SINGHVI et al. (1989) übereinstimmt.

Für das Jungwürm läßt sich nach den hier vorgelegten Befunden im Raum Regensburg eine differenziertere stratigraphische Gliederung vornehmen als dies bei BRUNNACKER (1957, 1982) beschrieben ist (vgl. Abb. 13 und Abb. 14). Die älteste jungwürmzeitliche Lößakkumulation ist im Untersuchungsraum mit einem TL-Alter von etwa 25 ka vor heute datiert.

Aus der Datierung der Basis der Sandlöß/Lößserie in Profil Min 248 (Deckniveau der Niederterrasse nach BUCH 1988) mit einem TL-Alter von $25,4 \pm 2,4$ ka vor heute folgt insbesondere, daß die fluviatile Formung

der vertikal aufgeschotterten Niederterrasse im Raum östlich von Regensburg zwar möglicherweise noch über das Mittelwürm-Interstadial hinaus andauerte, jedoch spätestens früh im Jungwürm abgeschlossen wurde. Damit ist die allein auf pedo-stratigraphischen Befunden, ohne Absolutdatierungen, basierende Interpretation von BUCH (1988: 69–70) bestätigt.

Für die mindestens drei f Cv-Horizonte und den Naßboden „N“ im Jungwürm-Löß des Regensburger Raumes stellt sich zunächst die Frage, ob diese überhaupt überregional korreliert werden können (vgl. Abb. 13 und Abb. 14). Grundsätzlich könnten die schwachen Verbraunungen, die in der Bodendynamik und Soliumsmächtigkeit noch am ehesten mit den „Arktischen Braunerden“ rezenter Periglazialgebiete vergleichbar sein dürften, zu allen Zeiten während des hoch- und spätglazialen Jungwürms gebildet worden sein, soweit die Bodenbildung mit der Lößsedimentation zumindest zeitweise Schritt halten konnte. Die Lößsedimentation hängt aber vor allem von den lokalen Auswehungs- und Anwehungsverhältnissen im Donautal ab (BUCH 1988: 69). Auf der Grundlage der vorliegenden Absolutdatierungen soll nachfolgend eine Korrelation der Jungwürm-Böden diskutiert werden.

Der erste im Regensburger Raum im Jungwürm-Löß auftretende initiale Verbraunungshorizont (1. f Cv) läßt sich nach der Datierung der Sedimentationsalter der Löss auf einen Bildungszeitraum von jünger als $25,4 \pm 2,4$ ka (Datierung im Bereich der Verbraunungszone) und älter als $24,1 \pm 2,4$ ka (Datierung im hangenden Löß) Jahre vor heute eingrenzen. Diesem 1. f Cv-Horizont im vergleichsweise trockenen Kernraum des Untersuchungsgebietes entspricht im Profil der Zgl.-Grube Hagelstadt in der Übergangszone zum Mittleren Faziesbezirk der Würmlösses in Südbayern ein Naßboden als einer feuchteren Variante. Stratigraphisch bietet sich zunächst eine Parallelisierung mit dem E1- oder E2-Naßboden im Rhein-Main-Gebiet an, soweit man der Datierung des Eltviller Tuffs bei ZÖLLER, STREMMER & WAGNER (1988) (s. u.) folgt. Da aus dem Untersuchungsgebiet, im Unterschied zu anderen mittel- und westeuropäischen Lößgebieten, keine Tuffe in den Jungwürm-Lößserien bekannt sind, ist die sichere Identifizierung des 1. f Cv-Horizontes nur auf Grund seiner stratigraphischen Position zwischen dem liegenden, kräftigen f Bv-Horizont des Mittelwürms und dem hangenden Naßboden („N“) möglich. Auf Grund der solifluidalen Überprägung des Mittelwürm-Bodens ist diese erste initiale Verbraunung im Jungwürmlöß freilich oft nicht mehr erhalten.

Die bisher vorliegenden TL-Daten zum Sedimentationsalter des Lösses im Bereich des Naßbodens „N“,

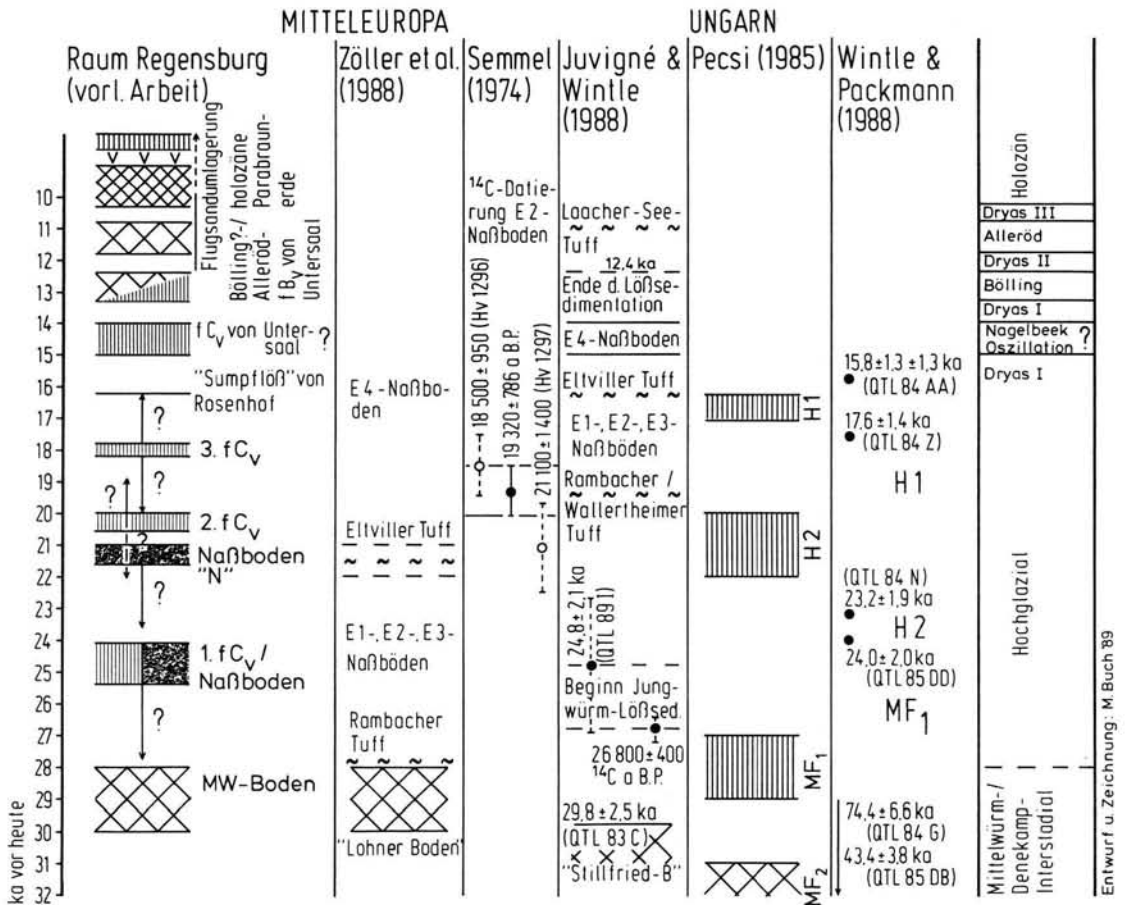


Abb. 14: Pedo-Chronostratigraphie des Jungwürms nach Absolutdatierungen aus Mitteleuropa (ZÖLLER, STREMMER & WAGNER 1988; SEMMEL 1974; JUVIGNÉ & WINTLE 1988) und Osteuropa (PÉCSI 1985; WINTLE & PACKMAN 1988), sowie im Vergleich zum Raum Regensburg. Die Pfeile bei den TL-Daten aus dem Regensburger Raum geben die Tendenz einer möglichen zeitlichen Verschiebung innerhalb der 1- σ -Fehlergrenzen und in Bezug auf die Datierung des Eltviller Tuffs bei ZÖLLER, STREMMER & WAGNER (1988) an. Legende s. Abb. 2.

dem unmittelbar darüber folgenden 2. f Cv-Horizont sowie dem hangenden Löss in Profil Min 250a/b (Abb. 7) sind zeitlich sehr gedrängt und umfassen unter Berücksichtigung der 1- σ -Fehlergrenzen einen Zeitraum von maximal 23,5 bis 18 ka vor heute. In den ungarischen Lössprofilen ist aus diesem Zeitintervall ein Humushorizont (H2) bekannt, der auf ein ^{14}C -Alter zwischen 20000 und 22000 a. B. P. datiert ist (PÉCSI 1985: 35). Für eine Korrelation mit initialen Bodenbildungen aus west- und mitteleuropäischen Lössgebieten (BIBUS & SEMMEL 1977) ist die zeitliche Stellung des Eltviller Tuffs (SEMMEL 1967) von Bedeutung, der in den hessischen Lössprofilen zwischen die Naßböden E3 und E4 eingeschaltet ist (Abb. 14). Legt man das von ZÖLLER, STREMMER & WAGNER (1988: 60) mitgeteilte Alter des Eltviller Tuffs von 21–22 ka vor heute zugrunde, das durch TL-Datierungen am

Profil Gräselberg mit $20,6 \pm 1,7$ ka unmittelbar über dem Eltviller Tuff bzw. $24,8 \pm 2,2$ ka im Löss zwischen dem E2- und E3-Naßboden bestätigt wird (vgl. ZÖLLER 1989), so bietet sich eine Korrelation des Naßbodens „N“ im Regensburger Raum mit dem E3-Naßboden des Rhein-Main-Gebietes an. Der 1. f Cv-Horizont kann dann dem kräftigeren und humusreicheren Naßboden E2 bzw. N4 in den Profilen Nussloch und Rothenberg (BENTE & LÖSCHER 1987), der 2. f Cv-Horizont dem Naßboden E4 bzw. N6 entsprechen.

Diese Korrelationen können unter Berücksichtigung der Fehlergrenzen der vorliegenden TL-Datierung freilich nur vorläufig sein. Immerhin zeichnet sich zwischen dem Naßboden „N“ und den darüber folgenden initialen Verbraunungszonen im Regens-

burger Raum ein interessanter Wandel zu vergleichsweise trockeneren Standortverhältnissen ab. Bemerkenswert ist darüber hinaus, daß im Raum Regensburg im Jungwürmlöß f Cv-Horizonte anstelle von Naßböden in Hessen und im Kraichgau (BENTE & LÖSCHER 1987) auftreten.

JUVIGNÉ & WINTLE (1988: 101) geben für den Eltviller Tuff ein mittleres Alter von 16,2 ka und für den Rambacher/Wallertheimer Tuff ein mittleres Alter von 19,4 ka an (vgl. Abb. 14). Demgegenüber datierte ZÖLLER (1989) einen verschwemmten Löß 20 cm über dem Rambacher Tuff im Profil Wiesbaden-Rambach mit $28,0 \pm 2,5$ ka. Die von ZÖLLER, STREMMER & WAGNER (1988), ZÖLLER (1989) sowie in dieser Arbeit vorgelegten Daten berücksichtigen neueste Erkenntnisse über partielle thermische Stabilität der Thermolumineszenz sowie eine mögliche Überschätzung der Dosisleistung von Uran und Thorium durch Alphazählung (ZÖLLER & PERNICKA 1989).

Für den 3. f Cv-Horizont im Untersuchungsraum (Profil Min 239, Abb. 3) liegen derzeit noch keine direkten Absolutdatierungen vor. Nach den bisherigen TL-Datierungen (s. Abb. 14) muß er jedoch jünger als 20 ka vor heute sein. Aus den ungarischen Jungwürm-Lössen ist ein weiterer Humushorizont (H1) bekannt, der auf 16730 ± 400 a B.P. ^{14}C -datiert ist (s. a. WINTLE & PACKMAN 1988). Da einerseits die jüngste bekannte Lösssedimentation im Untersuchungsraum („Sumpflöß“ von Rosenheim) mit $16,2 \pm 1,5$ ka datiert ist, andererseits über dem 3. f Cv-Horizont im Profil Min 239 noch mindestens 80 cm Löß folgen, dürfte der 3. f Cv-Horizont jünger als 20 ka und älter als 16 ka vor heute sein. Allgemein geht man heute allerdings davon aus, daß die Lösssedimentation in Mitteleuropa noch bis kurz vor das Bölling-Interstadial andauerte (ROHDENBURG & MEYER 1968: 135), wobei der Beginn des Böllings nach JUVIGNÉ & WINTLE (1988: 102) mit 12,4 ka angesetzt werden sollte.

Das Problem einer im weitesten Sinne spätglazialen Bodenbildung im Zeitraum zwischen 17000 und 10000 a B.P. im Raum Regensburg wurde bereits bei BRUNNACKER (1957: 56–68), BUCH (1987; 1988: 74–80) diskutiert. Anhand der Profile von Rosenhof (Abb. 11) und Untersaal (Abb. 12) zeigt sich, daß es eine spätglaziale Bodenbildung unter besonders günstigen Umständen auch außerhalb der inzwischen „klassischen“ Lokalitäten, wie z. B. im Laacher-See-Gebiet (s. u. a. ROHDENBURG & MEYER 1968), gibt. Berücksichtigt man einerseits den extrem hohen Karbonatgehalt des Ausgangssubstrates der Kalkbraunerde und andererseits den Befund, daß das Solum offensichtlich nicht mehr in seiner ursprünglichen Mächtigkeit vorliegt, so muß die Bodenbildung bereits als vergleichsweise kräftiger als die Verbraunungs-

horizonte im Jungwürm-Löß (s. o.) angesehen werden. Wenn damit von einer spätglazialen Bodenbildung im Raum Regensburg ausgegangen werden kann, dann ist die Intensität der Pedogenese letztlich vor allem substratgesteuert (Körnung, Dichte, Karbonatgehalt; vgl. BUCH 1988: 77). Aus den edaphisch trockenen, lockeren Niederterrassen-Schottern im Donautal mit vergleichsweise niedrigen Karbonatgehalten des Feinsedimentes < 2 mm (CaCO_3 -Gehalt unter 10 %) ist aus dieser Sicht im Spätglazial bereits eine deutliche Entkalkung und kräftige Verbraunung zu erwarten; selbst eine Lessivierung kann dann bei günstigen kolloidchemischen Voraussetzungen in einem relativ kurzen Zeitraum abgelaufen sein (STEPHAN 1980). Unter diesem Gesichtspunkt ist auch die Ausbildung eines f Bv-/f Btv-Horizontes im Profil Min 103 bei Rosenhof (Abb. 11) zu interpretieren (vgl. dazu weitere Geländebefunde aus dem Regensburger Raum bei BUCH 1988: 74–77). Die hier vertretene Auffassung sollte nicht im Gegensatz zu den bisherigen Befunden zur spätglazialen Bodenbildung aus anderen Gebieten und insbesondere aus Löß gesehen werden, sondern vor allem als substratbedingte Abwandlung (vgl. dazu auch MÜLLER et al. 1983: 85).

6. Zusammenfassung

Faßt man die Beobachtungen zusammen, so lassen sich folgende Befunde herausstellen:

1. Die von BRUNNACKER zuletzt 1982 vorgelegte Würmlöß-Gliederung Bayerns stimmt für das Alt- und Mittelwürm im Raum Regensburg weitgehend mit den eigenen Beobachtungen überein. Autochthone Bodenbildungen während des Altwürms und frühen Mittelwürms, wie sie aus anderen Lößgebieten Mittel- und Osteuropas beschrieben sind, lassen sich nach den eigenen Studien im Raum Regensburg — im Unterschied zu SCHELLMANN (1988) — nicht zweifelsfrei identifizieren, so daß auch im vorliegenden Beitrag am Begriff der „Basisfließerde“ im Sinne von BRUNNACKER festgehalten wird. Der Bildungszeitraum der „Mosbacher Humuszonen“ ist im Untersuchungsraum mit einem TL-Alter von $74 \pm 7,4$ ka vor heute im Bereich des humosen Abschnittes der Basisfließerde erfaßt. Der Übergang von solifluidaler Umlagerung zu verstärkter Lösssedimentation findet im Raum Regensburg im Verlauf des frühen Mittelwürms um 58 ± 5 ka vor heute statt.

2. Der aus dem Untersuchungsraum als kräftiger f Bv-Horizont beschriebene „Mittelwürm-Boden“ (MW-Boden) entspricht dem „Braunen Verwitterungshorizont“ BRUNNACKER's. Wie die TL-Datierungen bestätigen, handelt es sich dabei auch im Regensburger Raum um eine Bodenbildung während des

Tab. 1: Thermolumineszenz-Datierungen, analytische Ergebnisse und Alter

Tab. 1: Thermoluminescence datings, analytical results and ages

Probe	ED (Gy) ¹	a-Wert	α-Zählrate ² (min ⁻¹)	K (%)	Δ ³	DL ⁴ (Gy·ka ⁻¹)	Plateau (°C)	TL-Alter (ka) ⁵	Bemerkungen	
Sample	ED	a-value	α-count-rate	K (%)	Δ	DL	Plateau	TL-age	remarks	
LE-1	77.9 ± 5.6	0.095	0.522	1.18	1.14	3.275	280—380	24.1 ± 2.4	S: < 1.1	F: ?
LE-2	82.5 ± 3.7	0.087	0.546	1.21	1.17	3.208	300—360	25.4 ± 2.4	S: ≤ 1.1	—
OB-1 (R-β)	65.6 ± 3.6	0.092	0.571	1.15	1.18	3.283	300—340	20.0 ± 2.0	—	—
OB-2	80.8 ± 5.1	0.097	0.626	1.53	1.15	3.821	280—360	21.4 ± 2.0	—	—
OB-3	74.2 ± 4.1	0.098	0.561	1.31	1.18	3.418	280—360	21.6 ± 1.9	—	F: < 10 %
ROH-1	59.9 ± 3.6	0.085	0.637	1.69	1.08	3.688	300—400	16.2 ± 1.5	S: 1.12	—
HG-1	92.1 ± 4.9	0.090	0.630	1.35	1.18	3.667	280—420	25.1 ± 2.3	—	—
HG-2	230 ± 8	0.085	0.700	1.40	1.16	4.069	280—400	58 ± 5.0	—	—
HG-3	330 ⁺²⁸ ₋₂₇	0.100	0.747	1.43	1.14	4.533	280—400	75 ± 7.4	—	F: < 5 %
HG-4	494 ⁺³⁶ ₋₃₅	0.085	0.720	1.32	1.19	3.841	260—400	138 ± 14	—	—
HG-4 B	587 ⁺⁵⁰ ₋₄₈	0.096	0.771	1.18	1.18	4.089	280—380	141 ± 16	—	F: < 5 %

¹Äquivalenzdosis ²für eine Fläche von 13.85 cm²; zur Umrechnung auf ks⁻¹cm⁻² mit 1.203 zu multiplizieren. ³ Δ = Feuchtgewicht (geländefeucht)/Trockengewicht ⁴Dosisleistung ionisierender Strahlen (effektiv) ⁵durchschnittliches Plateaualter ⁶S = Steigung additiv/Steigung regeneriert, F = anomales Ausheilen nach 1 Woche bei 75°C.

¹equivalent dose ²for an area of 13.85 cm²; to normalize for ks⁻¹cm⁻² multiply by 1.203 ³ = moist weight/dry weight ⁴dose-rate of ionizing radiation (effective) ⁵mean plateau age ⁶S = additive slope/regenerated slope, F = anomalous fading after storage of 1 week at 75°C.

Denekamp-Interstadials zwischen 28 und 30 ka vor heute, die offensichtlich mit dem Lohner Boden, dem Stillfried B und äquivalenten Bodenbildungen korreliert werden kann. Sie schließt möglicherweise auch ältere Mittelwürm-Interstadiale ein.

3. Die Gliederung des Jungwürms stellt sich im Raum Regensburg mit drei initialen Verbraunungshorizonten und einem Naßboden differenzierter dar, als zuletzt von BRUNNACKER beschrieben (Abb. 14). Die älteste datierte jungwürmzeitliche Lössakkumulation erfolgte um $25,4 \pm 1 - 2,4$ ka vor heute. Die initialen Verbraunungshorizonte im Jungwürmlöß des „trockenen“ Regensburger Raumes nehmen bodentypologisch und, daraus folgend, paläoklimatisch eine interessante Übergangsstellung zwischen den aus den übrigen mittel- und westeuropäischen Jungwürmserien beschriebenen Naßböden einerseits und den Humushorizonten in osteuropäischen Jungwürm-Lössen andererseits ein.

4. Pedostratigraphisch, auf Grund der hier durchgeführten TL-Datierungen und unter Berücksichtigung der TL-Datierung des Eltviller Tuffs mit 21–22 ka bei ZÖLLER, STREMMER & WAGNER (1988) zeichnet sich eine Korrelation des Naßbodens „N“ im Regensburger Raum mit dem E3-Naßboden des Rhein-Main-Gebietes ab (Abb. 14). Dem 1. f Cv-Horizont des trockenen Kernraumes des Untersuchungsgebietes bzw. einem Naßboden als feuchter Variante im Profil der Zgl.-Grube Hagelstadt mit einem TL-Alter zwischen rund 24 und 25 ka vor heute entspricht demnach der kräftigere und humusreichere Naßboden E2. Der 2. f Cv-Horizont wäre dann mit dem Naßboden E4 zu korrelieren. Die Bildungszeit des 3. f Cv-Horizontes im Raum Regensburg läßt sich nach den bisherigen TL-Datierungen zwischen 20 und 16 ka vor heute eingrenzen. In diesen Zeitraum fällt in den ungarischen Lössen sowohl nach TL- wie nach ^{14}C -Datierungen die Bildung des Humushorizontes H1.

5. Während eine Lösssedimentation in anderen Lössgebieten Mittel- und Westeuropas bis zum Beginn des Böllings angenommen wird, weisen die Befunde aus dem Raum Regensburg auf ein Ende der Lösssedimentation bereits im frühen Spätglazial i. w. S. um $16,2 \pm 1 - 1,5$ ka („Sumpflöß“ von Rosenhof) hin, die erst im späteren Spätglazial i. w. S. von Flugsandumlagerungen abgelöst wird. Daraus ergeben sich andererseits aber weitere Hinweise auf eine im Regensburger Raum bereits früh im Spätglazial einsetzende Bodenbildung. Eine Umlagerung von Flugsanden setzte sich auch während des Holozäns fort.

7. Dank

Die Autoren danken Herrn Prof. Dr. K. HEINE, Herrn Dr. H. STRUNK, Herrn Dr. P. HAVLÍČEK, Prag, Herrn

Dipl.-Geogr. M. HILGART und den Teilnehmern der Exkursionstagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft im Juni 1988 für hilfreiche Anregungen und kritische Diskussionsbeiträge. Herr Dr. H. STRUNK und Herr Dipl.-Geogr. M. HILGART waren bei der Geländearbeit behilflich und stellten darüber hinaus eigene Profilaufnahmen zur Verfügung. Unser Dank gilt Herrn Prof. Dr. M. A. GEYH, Hannover, für ^{14}C -Datierungen, Herrn Dr. S. STEPHAN, Bonn, für mikromorphologische Untersuchungen, Herrn Dr. J. KOVANDA, Prag, für Molluskenbestimmungen sowie Frau Dipl.-Ing. (FH) A. BÉRIÉ für umfangreiche Laboranalysen. Herr Prof. Dr. H. E. STREMMER und die Max-Planck-Gesellschaft ermöglichten die TL-Datierungen. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gebührt unser Dank für die Förderung der Untersuchungen im Rahmen zweier Forschungsprojekte. Nicht zuletzt sei der Studentischen Arbeitsgruppe im Rahmen des DFG-Projektes in Regensburg mit den Herren H. BEUGLER, CHR. TRIPPNER und B. SENFT für ihre tatkräftige Unterstützung bei den Bohrungen und Aufschlußaufnahmen sowie Herrn R. BISCHOF, Heidelberg, für Laborarbeiten zur TL-Datierung gedankt.

8. Schriftenverzeichnis

- ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1982 3)): Bodenkundliche Kartieranleitung. — 331 S.; Hannover.
- BENTE, B. & LÖSCHER, M. (1987): Sedimentologische, pedologische und stratigraphische Untersuchungen an Lössen südlich Heidelberg. — Göttinger Geograph. Abh., 84: 9–17; Göttingen.
- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelgebirgsgebietes. — Geol. Jahrb. Hessen, 105: 141–147; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. (1953): Der würmezeitliche Löß in Südbayern. — Geologica Bavarica, 19: 258–265; München.
- (1955): Würmezeitlicher Löß und fossile Böden in Mainfranken. — Geologica Bavarica, 25: 27–43; München.
- (1956): Regionale Bodendifferenzierung während der Würmezeit. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 7: 43–48; Öhringen.
- (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geologica Bavarica, 34: 95 S.; München.
- (1958): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — Geol. Jb., 76: 129–150; Hannover.
- (1964a): Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. — Geologica Bavarica, 53: 148–160; München.
- (1964b): Über Ablauf und Altersstellung altquartärer Verschüttungen im Maintal und nächst dem Donaual bei Regensburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15: 72–80; Öhringen.

- BRUNNACKER, K. (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns. — *Geol. Jb.*, **F 14**: 15—25; Hannover.
- , BOENIGK, W., KOCI, A. & TILLMANN, W. (1976): Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **151**: 358—378; Stuttgart.
- BUCH, M. W. (1987): Zur Datierung und Entwicklungsgeschichte der Bodenbildung des Hauptniveaus der Niederterrasse an der Donau — Diskussion von Befunden aus dem Raum Regensburg. — *Mitteilg. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.*, **55/II**: 723—728; Göttingen.
- (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. — *Regensburger Geograph. Schr.*, **21/I**: 197 S. u. Kartenband **21/II**; Regensburg.
- DIEZ, TH. (1968): Die würm- und postglazialen Terrassen des Lechs und ihre Bodenbildungen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 102—128; Öhringen.
- EIMERN, J. VAN (1975): Klima. — In: WITTMANN, O.: Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1: 25 000, Bl. Nr. 6938 Regensburg, S. 12—17; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- FINK, J., FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOŽEK, V., PIFFL, L. & RABEDER, G. (1976): Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. = Heft 1 d. Mitt. d. Komm. f. Quartärforsch. der ÖAW, 31 S.; Wien.
- HILGART, M. (1987): Die Entwicklung des Donautalraumes zwischen Kelheim und Sinzing seit dem Mittelpleistozän — Eine quartärmorphologische Studie. — *Dipl.-Arbeit Univ. Regensburg*: 116 S. u. Anhang; Regensburg. — [Unveröff.].
- JERZ, H. (1982): Paläoböden in Südbayern. — *Geol. Jb.*, **F 14**: 27—43; Hannover.
- JUVIGNÉ, E. H. & WINTLE, A. G. (1988): A New Chronostratigraphy of the Late Weichselian Loess Units in Middle Europe based on Thermoluminescence Dating. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **38**: 94—105; Hannover.
- KRAUS, E. C. (1922): Der Blutehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. — *Geogn. Jh.*, **34**: 169—222; München.
- LOŽEK, V. (1982): Faunengeschichtliche Grundlinien zur spät- und nacheiszeitlichen Entwicklung der Molluskenbestände Mitteleuropas. — *Rozprawy Československé Akademie Věd, Rada Matematických a Přírodních Věd* **92 (4)**: 106 S.; Praha.
- MÜLLER, M. J., SCHRÖDER, D., URBAN, B. & ZÖLLER, L. (1983): Zur weichselzeitlichen Entwicklungsgeschichte der unteren Saar (Rheinisches Schiefergebirge). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **33**: 79—94; Hannover.
- PÉCSI, M. (1985): Chronostratigraphy of Hungarian Loesses and the underlying Subaerial Formation. — In: PÉCSI, M. (Ed.): *Loess and the Quaternary*: 33—49; Budapest.
- REISCH, L. (1974): Eine spätjungpaläolithische Freilandstation im Donautal bei Barbing, Ldkr. Regensburg. — *Quartär*, **25**: 53—71; Bonn.
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und Jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. *Stratigraphie, Paläopedologie, fazielle Differenzierung und Konnektierung in Flußterrassen*. — *Catena Suppl.*, **9**: 95—138; Cremlingen.
- RÖGNER, K., LÖSCHER, M. & ZÖLLER, L. (1988): *Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenzdatierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte (Nördliches Alpenvorland, Deutschland)*. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **70**: 51—73; Berlin, Stuttgart.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie. — 350 S.; Gießen (Lenz).
- (1978): Zur Problematik der spätglazialen und holozänen Bodenbildung in Mitteleuropa. — In: NAGL, H. (Hrsg.): *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung (Fink-Festschrift)*, 467—471; Wien.
- & MEYER, B. (1968): Zur Deutung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? — *Göttinger bodenkdl. Ber.*, **6**: 127—212; Göttingen.
- & — (1979): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Nachdruck von 1966 in: *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, **3**: 1—89; Braunschweig.
- SEMMELE, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 104—108; Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — *Frankfurter Geogr. Hefte*, **45**: 133 S.; Frankfurt.
- (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. — *Rhein-Main. Forsch.*, **78**: 9—56; Frankfurt a. M.
- SCHELLMANN, G. (1988): Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg. — *Inaugural-Diss. Math.-Naturw. Fak. Univ. Düsseldorf*: 332 S. u. Beil.; Düsseldorf.
- SCHÖNWEISS, W. & WERNER, H. J. (1974): Mesolithische Wohnanlagen von Sarching, Ldkr. Regensburg. — *Bayerische Vorgeschichtsblätter*, **39**: 1—29; München.
- SINGHVI, A. K., BRONGER, A., SAUER, W. & PANT, R. K. (1989): Thermoluminescence dating of loess-paleosol sequences in the Carpathian Basin (East-Central Europe) — A suggestion for a revised chronology. — *Chemical Geology, Isot. Geosc. Section*, **73**: 307—317.
- STEPHAN, S. (1980): Zur Mikromorphologie der Tonverlagerung im Alluvium des Niederrheins. — *Sonderveröff. Geograph. Inst. Univ. Köln*, **41**: 243—247; Köln.

- STREMMER, H. E. (1987): TL Dating for the Pedostratigraphy of Central Europe. — Vortragsmanuskript, INQUA-Tagung, Ottawa 1987: 15 S. — [Unveröff.]
- STRUNK, H. (1990): Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland. — Eiszeitalter u. Gegenwart: 40: 85—96; Hannover.
- WEISSMÜLLER, W. (1987): Vorbericht über die Ausgrabung an der neuentdeckten paläolithischen Fundstelle von Regensburg, Florian-Seidl-Straße. — Archäologisches Korrespondenzblatt, 17: 429—436; Mainz.
- WINTLE, A. G. & PACKMAN, S. C. (1988): Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. — Quaternary Science Reviews, 7: 315—320; Oxford.
- ZÖLLER, L. (1989): Geologische und geomorphologische Interpretation von Thermolumineszenz-Datierungen. — Bayreuther Geowissenschaftliche Arbeiten, 14: 103—112; Bayreuth.
- & PERNICKA, E. (1989): A note on overcounting in alphacounters and its elimination. — Ancient TL 7/1: 11—14.
- , STREMMER, H. E. & WAGNER, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löss-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberthein. — Chemical Geology, Isot. Geosc. Section, 73: 39—62; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 20. 3. 1989,
Nachträge Oktober 1989.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	40	85—96 7 Abb.	<i>Hannover 1990</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

Das Quartärprofil von Hagelstadt im Bayerischen Tertiärhügelland

HORST STRUNK *)

Sections, Upper Pleistocene, lithostratigraphy, Wurm, Riss / Wurm Interglacial,
paleosols, luvisols, grey forest soils, pseudogleys

Bavaria, Alpenvorland, TK 7139

Kurzfassung: Am Nordrand des Bayerischen Tertiärhügellandes liegt in der Nähe von Regensburg das mächtige Quartärprofil der Ziegeleigrube von Hagelstadt, mit seinen acht Böden interglazialen Typs das vielgliedrigste Lößprofil Südbayerns. Die fossilen Böden sind Parabraunerden bzw. Pseudogley-Parabraunerden, die aus Lössen und Staublehmen hervorgingen, welche in den pleistozänen Kaltzeiten am Rand eines Plateaus über dem Donautal abgelagert wurden. Geologischer und pedologischer Aufbau des Profils werden eingehend beschrieben und dessen Einordnung in die Pedostratigraphie Mitteleuropas versucht.

[The Quaternary Profile of Hagelstadt
in The Bavarian Tertiary Molasse-Hills]

Abstract: On the northern margin of the Bavarian Tertiary Molasse-Hills one can find the brickyard of Hagelstadt in the vicinity of Regensburg, with its thick Quaternary profile. Consisting of eight soils of interglacial character it represents the best differentiated loess-profile of southern Bavaria. Its fossilized soils — orthic, chromic, and gleyic luvisols — developed from wind-deposited loesses or dustloams on the margin of a plateau above the Danube valley. The profile's geological and pedological structure is described in detail; and there is a tentative chronological classification within the pedostratigraphy of Central Europe.

1. Einleitung

Etwa 18 km südöstlich des Donauknies bei Regensburg liegt am Nordrand des Bayerischen Tertiärhügellandes die Ziegeleigrube von Hagelstadt. Seit mehreren Jahren ist dort ein siebzehn Meter mächtiges, vielgliedriges Quartärprofil aufgeschlossen, welches die vollständigste Löß-Paläoböden-Abfolge Südbayerns sein dürfte. In seiner Gesamtlänge von einhundert-zwanzig Metern wurde dieses Profil in den Jahren

1984 und 1985 von einer Arbeitsgruppe des Geographischen Instituts der Universität Regensburg aufgenommen und beprobt. Weitere sechs Profilmeter wurden 1986 unter der Grubensohle in Fortsetzung von Profil Nr. 392 bis in die liegenden Quarzkiese erbohrt und beprobt. Durch den fortschreitenden Abbau ergaben sich seitdem nur noch geringe Modifizierungen im Profilaufbau, die uns die stratigraphische Gliederung laufend zu verfeinern halfen. Diese wurde durch Bohrprofile in nördlicher und westlicher Richtung ergänzt, wodurch erst die räumliche Vorstellung von der Verbreitung und dem Erhaltungszustand der zahlreichen Paläoböden ermöglicht wurde.

Mit seinen acht Böden interglazialen Typs übertrifft das Profil Hagelstadt die schon früher aus den benachbarten, mittlerweile aufgelassenen Ziegeleigruben in Hagelstadt von BRUNNACKER (1964) und Köfering (BRUNNACKER 1957) beschriebenen Profile erheblich. Die Lage dieser mittlerweile verstürzten Profile geht aus Abb. 1 hervor. Auffallende pedologische Ähnlichkeit weist das Profil Hagelstadt mit dem leider ebenfalls verstürzten Quartärprofil in der ehemaligen Ziegeleigrube Strobel im Regental unmittelbar nördlich von Regensburg auf, das sieben Böden interglazialen Typs und damit nur einen weniger als das Profil Hagelstadt aufweist (BRUNNACKER 1964; BRUNNACKER et al. 1976). Hinsichtlich der geologisch-tektonischen und auch der topographischen Situation bestehen zwischen diesen beiden Profilen jedoch erhebliche Differenzen, die einen genetischen Vergleich erschweren.

2. Geologischer Überblick

Im Regensburger Raum grenzen drei geologische Einheiten aneinander, im NE der Falkensteiner Vorwald als Südwestteil des altkristallinen Moldanubischen Grundgebirges, im N und W die aus jurassischen und kretazischen Gesteinen aufgebaute Fränkische Alb

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. STRUNK, Geographisches Institut der Universität Regensburg, Universitätsstr. 31, D — 8400 Regensburg.

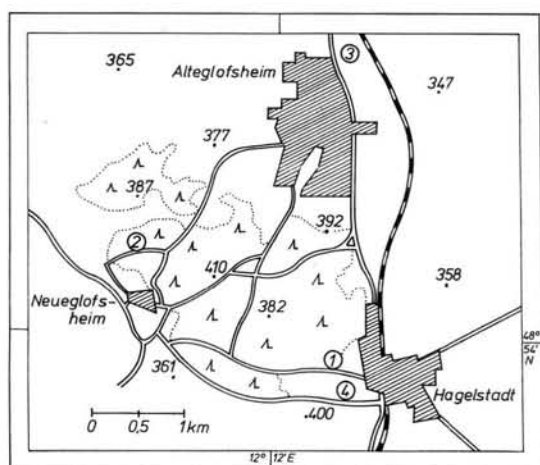
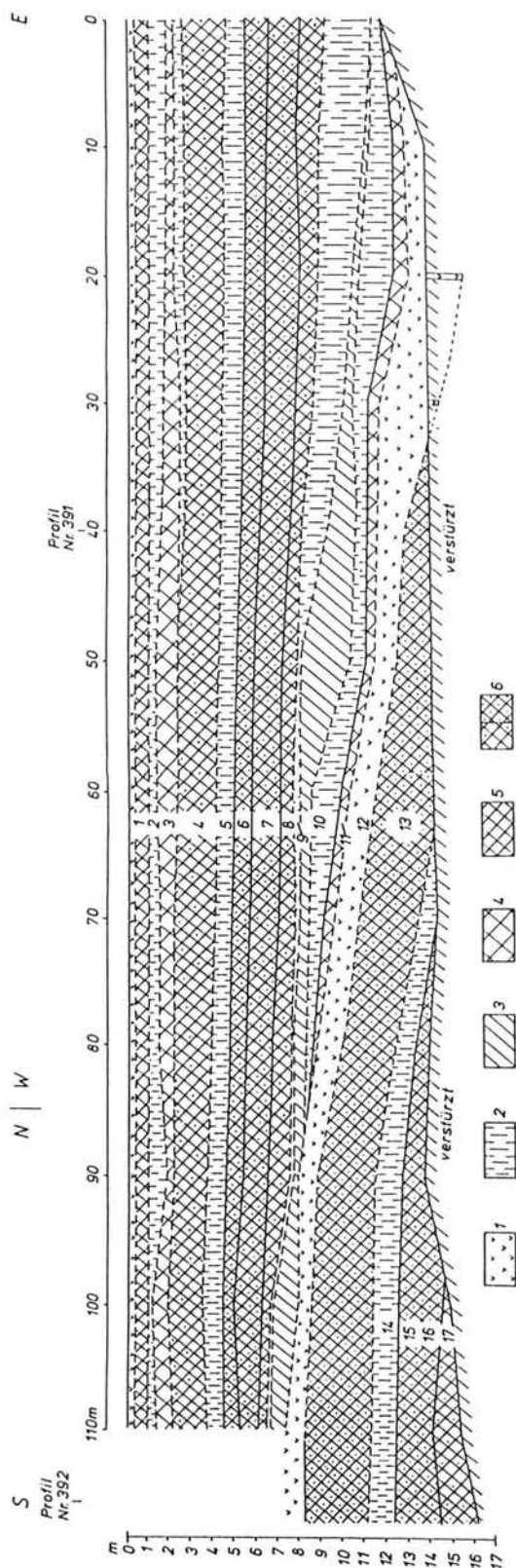


Abb. 1: Die Lage der Bodenprofile im Raum Hagelstadt:
 1 = heutiges Profil in der Ziegeleigrube Hagelstadt;
 2 = Profil Sandgrube Neueglofsheim (STRUNK 1989);
 3 = Profil Ziegeleigrube Köfering (BRUNNACKER 1957);
 4 = Profil Ziegeleigrube Hagelstadt (BRUNNACKER 1964).
 Höhenpunkte in m ü. NN.

und im S das flachwellige Niederbayerische Tertiärhügelland am Nordrand des tertiären Molassebeckens im Alpenvorland. Hauptvorfluter ist die Donau, die das Gebiet annähernd von W nach E quert. Die Ziegeleigrube von Hagelstadt liegt mit ihrer Oberkante auf 391 m NN rund 25 m höher als die lößbedeckte, vom Langererlacher Bach zerschnittene Terrassenfläche des Älteren Deckenschotter der Donau (LEGER 1965; WEINIG 1980). Allein die pleistozänen Löss und Lößlehme können in N- bis E-exponierten Lee-lagen am Rand der breiten Höhenrücken 20–25 m mächtig werden (WEINIG 1980; HOMILIUS et al. 1983); größere und tiefere Aufschlüsse sind leider sehr selten. Diese überwiegend schluffigen Sedimente des Quartärs überlagern mächtige tertiäre Tone und schluffige Feinsande der Oberen Süßwassermolasse, an deren Top ein 10–15 m mächtiger Quarzschotter eingeschaltet ist, der sogenannte „Höhenhofer Schotter“.

Abb. 2: Das Quartärprofil in der Ziegeleigrube Hagelstadt (Abbaustand Herbst 1985) mit der Lage der beprobten Schlizprofile Nr. 391 und Nr. 392. Die Horizontnummern entsprechen denen in Abb. 3 und Abb. 4: 1 = Al-Horizont; 2 = Schluff; 3 = Lehm; 4 = Verbraunung (By-Horizont); 5 = Parabraunerde (Bt-Horizont); 6 = Pseudogley-Parabraunerde, schwach/stark vergleht.



3. Das Profil Hagelstadt

Die Ziegeleigrube von Hagelstadt liegt am Westrand dieses etwa 18 km südöstlich von Regensburg gelegenen Dorfes (vgl. Abb. 1), am Ostrand eines zungenförmig nach E vorspringenden, nahezu ebenen Plateaus mit Höhen zwischen 390 m und 395 m NN. Nach Ergebnissen refraktionsseismischer Messungen des Verf. sind die quartären Lößlehme dort rund 26 m mächtig und werden, unterbrochen von einem geringmächtigen Horizont sandigen Schotters, von kompakten, graublauen Tonen der Oberen Süßwassermolasse unterlagert. Aufgeschlossen sind im Profil nur die oberen 17 m dieser Abfolge. Die Gesamtsituation ist in Abb. 2 dargestellt (Abbaustand 1985). Da die Grube den Westhang einer nach N bis NE ziehenden ehemaligen Tiefenlinie anschneidet, deren damalige Oberfläche von den Horizonten 12 und 13 (5. fBtSd) nachgezeichnet wird, tauchen nach S immer ältere Horizonte über dem Grubenplanum auf, während am Ostrand der Grube die jüngeren Horizonte ihre größte Mächtigkeit und Differenzierung erreichen.

3.1. Horizontverzeichnis

Die vollständige Horizontabfolge wurde in zwei Schlitzprofilen beprobt, und zwar Profil Nr. 391 in

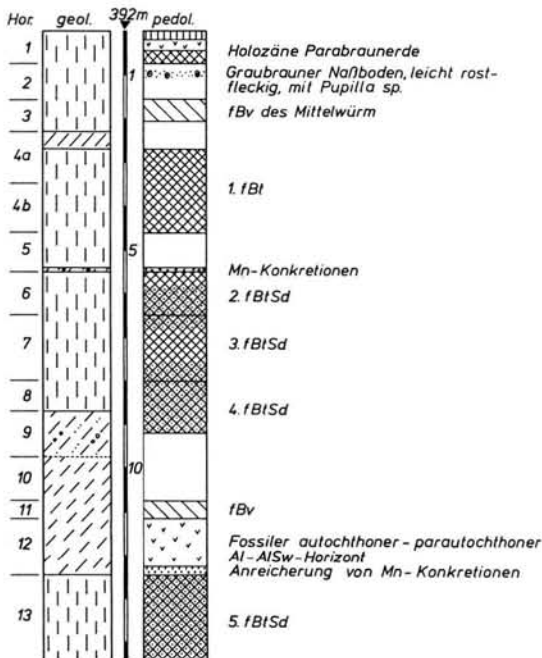


Abb. 3: Ziegeleigrube Hagelstadt, Nordwand, Profil Nr. 391. Die Horizontnummern entsprechen denen in Abb. 2. Signaturlegende wie in Abb. 7.

der Mitte der Gruben-Nordwand (vgl. Abb. 3), die tieferen Horizonte zusätzlich in Profil Nr. 392 aus der Westwand (vgl. Abb. 4), an deren Fuß die nicht aufgeschlossenen Horizonte unter der Grubensohle bis in den liegenden Schotter erbohrt wurden. Diese Profile wurden zusammen mit Herrn Dr. BUCH aufgenommen. Granulometrie, pH-Werte, Kalkgehalte und Munsell-Farben sind in Abb. 5 dargestellt, die Signaturlegenden weiter hinten in Abb. 7.

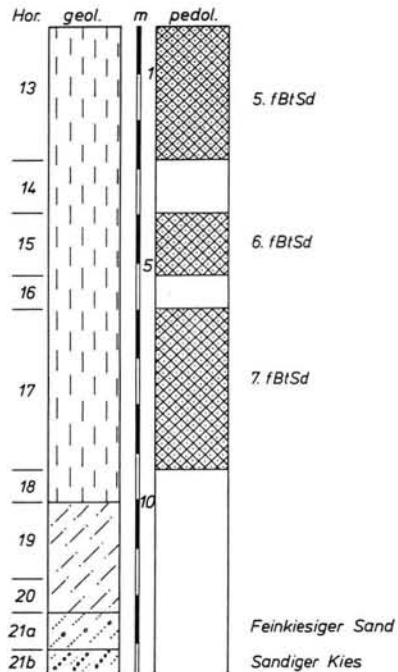


Abb. 4: Ziegeleigrube Hagelstadt, Westwand, Profil Nr. 392. Die Horizontnummern entsprechen denen in Abb. 2. Signaturlegende wie in Abb. 7.

Profil Nr. 391, Gruben - Nordwand
(H 5417820, R 4515320; 391 m ü. NN)

Horizont	Mächtigkeit	
	0,1 m	Schluff, humos, gelblich braun (10 YR 5/4)
	0,3 m	Schluff, gelblich braun (10 YR 5/6), leicht humos, unteres Drittel leicht graufleckig mit winzigen Fe-/Mn-Konkretionen
1	0,3 m	schluffig-toniger Lehm, kräftig braun (7,5 YR 3/4), mit scharfer Untergrenze übergehend in
	0,8 m	Löß, gelbbraun (10 YR 6/5), carbonatreich, mit Pseudomycelien, an der Basis mit Kalkkonkretionen — 1 cm Ø, zahlreiche Mollusken im oberen Drittel
2		

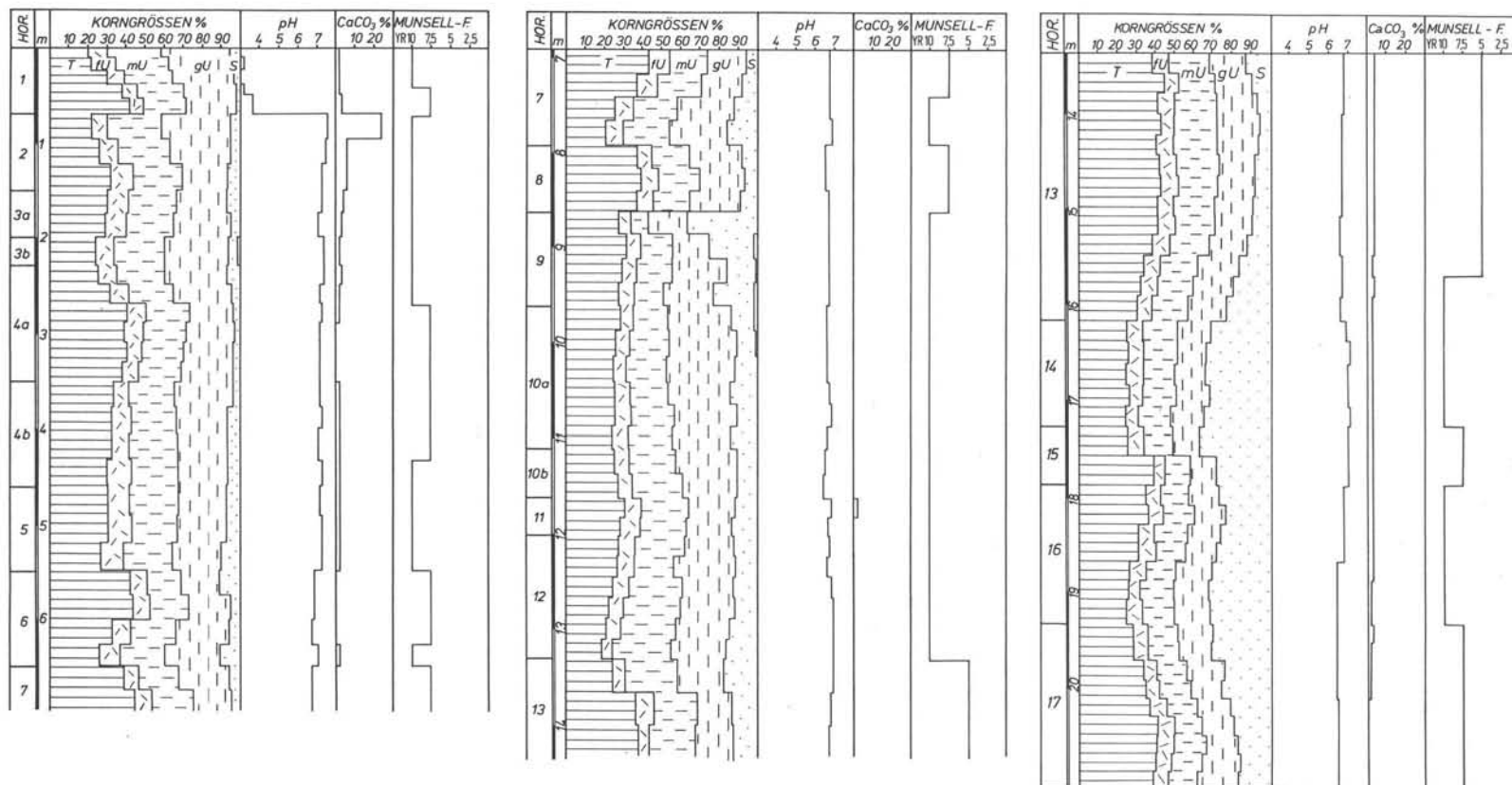


Abb. 5: Granulometrie, pH-Werte, Kalkgehalte und Munsell-Farben der beprobten Horizonte des Profils Hagelstadt.

Horizont	Mächtigkeit		Horizont	Mächtigkeit	
3a	0,5 m	Lößlehm, hell gelblich braun (10 YR 6/4), mit Kalkkonkretionen bis 5 cm Kantenlänge (Verbraunung)	10a	1,5 m	schluffiger Lehm, stark pseudovergleyt, bräunlich gelb (10 YR 6/6), grau marmoriert, durchgehend Fe-/Mn-fleckig
3b	0,3 m	Löß, gelbbraun (10 YR 6/5), carbonathaltig	10b	0,5 m	schluffiger Lehm, gelbbraun (10 YR 5/6), schwach Fe-/Mn-fleckig
	0,4 m	schluffiger Lehm, bräunlich gelb (10 YR 6/6), leicht pseudovergleyt, schwach Fe-/Mn-fleckig, Lößkindel, Fe-/Mn-Konkretionen und zahlreiche Holzkohlefitter an der Basis (Basisfließerde)	11	0,4 m	schluffig-toniger Lehm, gelbbraun (10 YR 5/6), Scherbengefüge
4a	0,8 m	schluffig-toniger Lehm bis schluffiger Ton, braun (7,5 YR 4/4), ohne Pseudovergleyung und Fe-/Mn-Fleckung; vereinzelt Lößkindel an der Basis	12	1,3 m	schluffiger Lehm, stark Fe-/Mn-fleckig; obere 30 cm bräunlich gelb (10 YR 6/6), dann gelb (10 YR 7/6), dann übergehend in gelbgrau, reduziert auf den Gefügeflächen; bis 0,2 m mächtige Konzentration von Fe-/Mn-Konkretionen bis 2 cm Ø an der Basis
	1,1 m	schluffiger Lehm, im oberen Teil braun (7,5 YR 4/4), nach unten gelbbraun (10 YR 6/4), obere 0,2 m schwach Fe-/Mn-fleckig		1,0 m	toniger Lehm, gelblich rot (5 YR 5/6), grau marmoriert, stark pseudovergleyt, starke Fe-/Mn-Ausfällungen auf den Gefügeflächen, Fe-/Mn-Konkretionen bis 2 cm Ø im gesamten Profil verteilt; im Liegenden übergehend in gelblich roten, tonigen Lehm
4b	0,9 m	schluffiger Lehm, hell gelbbraun (10 YR 6/4), carbonatfrei, nadelstichporig, in Poren Tonhäutchen, an der Basis 10 cm mächtiger Fe-/Mn-Konkretionshorizont (Konkretionen bis 1 cm Ø)	13		
5			Profil Nr. 392, Gruben-Westwand (H 54 17 800, R 45 15 210; 380 m ü. NN)		
	1,0 m	schluffig-toniger Lehm, obere 30 cm kräftig braun (7,5 YR 4/6), untere 70 cm stark pseudovergleyt, gelblich marmoriert; an der Basis 10 cm mächtiger Horizont von Fe-/Mn-Konkretionen bis 1 cm Ø	13	2,8 m	toniger Lehm, gelblich rot (5 YR 5/6), grau marmoriert, stark pseudovergleyt, starke Fe-/Mn-Ausfällungen auf den Gefügeflächen, übergehend in
6	1,5 m	toniger Lehm, obere 30 cm pseudovergleyt, gelbgrau marmoriert, davon obere 10 cm mit Fe-/Mn-Konkretionen, untere 70 cm braun (7,5 YR 4/4), auf Leitbahnen pseudovergleyt, Mn-Ausscheidungen auf den Gefügeflächen; untere 50 cm stark pseudovergleyt, Fe-/Mn-Konkretionshorizont mit Konkretionen bis 0,5 cm Ø an der Basis		1,1 m	sandiger Lehm, gelbbraun (10 YR 5/7), grau fleckig auf den Gefügeflächen, in der unteren Hälfte vereinzelt Fe-/Mn-Konkretionen bis 1 cm Ø, übergehend in
7			14		
	0,7 m	schluffig-toniger Lehm, braun (7,5 YR 4/4), auf Leitbahnen pseudovergleyt, obere 10 cm schwach Fe-/Mn-fleckig		0,6 m	toniger Lehm, kräftig braun (7,5 YR 5/8), leicht grau fleckig, auf den oberen 20 cm sehr stark, darunter stark mit Fe-/Mn-Konkretionen bis 1,5 cm Ø durchsetzt; Konkretionen nach unten zu abnehmend, übergehend in
8			15		
	1,0 m	schluffiger Lehm, sand- und kiestreifig, kräftig braun (7,5 YR 5/8), auf Leitbahnen pseudovergleyt, auf den unteren 50 cm gelblich braun (10 YR 5/8) mit Fe-/Mn-Ausfällungen im Bereich der Kiesschnüre (Umlagerungshorizont, kappt nach E das Profil bis zur Grubensohle)		1,5 m	toniger Lehm, bräunlich gelb (10 YR 6/6), stark grau fleckig, vereinzelt kleine Fe-/Mn-Konkretionen, übergehend in
9			16		
				1,7 m	leicht sandiger, toniger Lehm, kräftig braun (7,5 YR 4/6), grau fleckig, stark durchsetzt mit Nestern von kleinen Fe-/Mn-Konkretionen, diese ab 1,2 m nach unten wieder abnehmend (Grubensohle)
			17		

Bohrung am Profifuß von Nr. 392

17	1,7 m	wie Horizont 17
	0,7 m	schluffiger Lehm, gelbbraun (10 YR 5/7), graufleckig, mit kleinen Fe-/Mn-Konkretionen, übergehend in
18		
	1,6 m	schluffiger Lehm, leicht feinsandig, hell gelblich braun (2,5 Y 6/4), grau marmoriert, im unteren Drittel zunehmend sandstreifig, übergehend in
19		
	0,7 m	lehmgiger Schluff, sandig, glimmerhaltig, hell gelblich braun (2,5 Y 6/4), grau marmoriert, mit nadelkopfgroßen Fe-/Mn-Konkretionen
20		
	0,8 m	Fein- bis Mittelsand, leicht feinkiesig, gelbbraun (10 YR 5/7), mit zunehmendem Feinkies-Gehalt übergehend in
21a		
	0,5 m	Mittelkies (Quarkiese), leicht grob- und feinkiesig, stark sandig, leicht lehmig, dunkel gelbbraun (10 YR 4/6)
21b		

3.2. Profilbeschreibung

Die 21 Horizonte können in vier fazielle Großeinheiten gegliedert werden (vgl. Abb. 2), eine untere Folge von Schluffen und fossilen Böden (Horizonte 11—20) über einem unteren sandigen Schotter (Horizont 21), darüber einen mächtigen Schwemmlehm mit zahlreichen Sand- und vereinzelt Kiesschnüren, der am Ostrand des Profils schon über ein Drittel der Gesamthöhe erreicht (Horizonte 9 und 10) und eine obere Folge von durch sechs Böden stark überprägten Schluffen, die, nur unmerklich nach NNE einfallend, über das gesamte Profil durchhält (Horizonte 1—8).

3.2.1. Obere Folge

Die jüngste fazielle Großeinheit ist eine vielgliedrige Schluff-Bodensequenz, die sich über der bedeutendsten Diskordanz des gesamten Profils entwickelte, dem sandig-kiesigen Umlagerungshorizont 9. Die Böden, Parabraunerden bzw. Pseudogley-Parabraunerden sind mehr oder weniger stark verkürzt und weisen außer dem rezenten Boden nur noch den Bt- bzw. den BtSd-Horizont auf. Die Basis dieser Schluff-Bodensequenz bildet ein Pedokomplex von drei denudativ verkürzten Pseudogley-Parabraunerden (2.—4. fBtSd), die durch scharfe Diskordanzen voneinander getrennt sind. Der Tonanreicherungshorizont des unteren dieser Böden (4. fBtSd) reicht bis in

den liegenden Umlagerungshorizont 9 hinab. Lag die Mächtigkeit dieser Böden bei den Aufschlußverhältnissen während der Profilaufnahme (1984) bei 1,0—1,5 m, ist infolge des fortgeschrittenen Abbaues der allerdings immer noch gekappte 4. fBtSd nun in einer Mächtigkeit von rund 2 m aufgeschlossen, wobei er die liegenden Umlagerungshorizonte 9 und 10, unter die Diskordanz hinabgreifend, bis in eine Tiefe von 1,5 m pedogen überprägt. Analog dürften die Mindestmächtigkeiten der beiden jüngeren Böden dieses Pedokomplexes ebenfalls rund 2 m betragen haben, ist doch auch der ebenfalls gekappte 1. fBt in einer Mächtigkeit von rund 1,9 m erhalten, während die rezente Parabraunerde mit ihrer Gesamtmächtigkeit von 0,7 m, wovon nur 0,3—0,4 m auf den Bt-Horizont entfallen, auffallend geringmächtig ist. Da dies den Befunden in der näheren Umgebung entspricht, ist mit einer anthropogen bedingten flächenhaften Profilverkürzung zu rechnen, über die an anderer Stelle berichtet werden soll. Der maximale Tongehalt in den drei Bt-Horizonten des Pedokomplexes ist mit Werten zwischen 40 und 45 % annähernd gleich hoch und entspricht damit dem des 1. fBt und des Bt-Horizontes der rezenten Parabraunerde.

Über diesem Pedokomplex (2.—4. fBtSd) folgt ein schluffiger Lehm (Horizont 5), dessen obere zwei Drittel von einer Bodenbildung überprägt worden sind (1. fBt), die in einen hangenden fBt- und einen liegenden fBv-Horizont differenziert werden kann. Der fBt-Horizont führt an seiner Basis vereinzelt Lößkindel.

Die größte Differenzierung weist das Profil über der jüngsten fossilen Parabraunerde (1. fBt) auf. Diese wird von einem schluffigen Lehm (Horizont 4a) abgelagert, der zahlreiche Holzkohlefitter und -stückchen an seiner Basis führt, wobei dessen schwache Pseudovergleyung bis 0,2 m tief in den liegenden Bt-Horizont hinabgreift, der zudem in diesem Bereich eine von oben erfolgte Einschlammung von Schluff auf den Gefügeflächen aufweist. Im schluffigen Lehm treten vereinzelt Frostspalten bis 0,6 m Länge auf, die bis in den liegenden Bt-Horizont hinabreichen. Der Lehm ist solifluidal verlagert, nachgezeichnet durch die fahnenartig in Gefällsrichtung ausgezogenen Frostspalten. Davon sind auch noch die oberen 25 cm des liegenden Bt-Horizontes betroffen. Über dem Lehm folgt ein liegender, nadelstichporiger Löß (Horizont 3b), der im Profil nur im Ostteil erhalten ist, in der weiteren Umgebung aber durchgehend verbreitet auftritt (vgl. Abb. 6). Vom bis 0,8 m mächtigen hangenden Löß (Horizont 2), der mit 24 % den höchsten Kalkgehalt des Profils aufweist, wird dieser durch einen 0,5 m mächtigen Verbraunungshorizont getrennt, der Kalkkonkretionen führt. Im hangenden Löß ist ein 15—20 cm mächtiger, schwach verlehmt

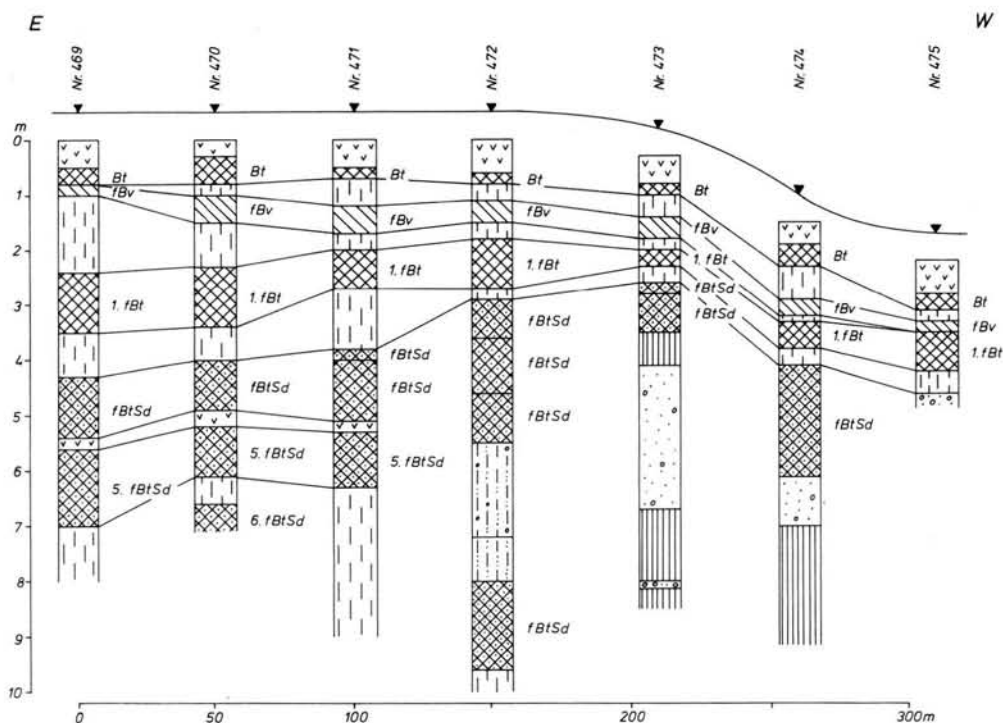


Abb. 6: Bohrprofilreihe vom Westrand der Grube Hagelstadt nach W.
Das Profil Nr. 392 liegt ca. 20 m östlich der Profilreihe. Signaturlegende wie in Abb. 7.

graubrauner Horizont mit winzigen Rostflecken eingeschaltet, der zahlreiche Lössschnecken der Gattung *Pupilla* führt. Zudem konnten in diesem Horizont viele Knochenbruchstücke eines Großsäugers gefunden werden, die Herr Prof. Dr. GROISS (Institut für Paläontologie der Universität Erlangen) als *Rhinoceros*-Art bestimmte. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes war jedoch keine nähere Bestimmung als *Rhinoceros metatarsus* oder *Rhinoceros metacarpus* möglich. Aufgrund der stratigraphischen Position der Funde in kaltzeitlichem, nur schwach verwitterten Löß kann aber wohl am ehesten an das Wollnashorn (*Coelodonta antiquitatis*) gedacht werden (HÜNERMANN 1987).

Das Profil wird von einer Parabraunerde (Horizont 1) abgeschlossen. Unter Fichtenhochwald ist sie in der gesamten Umgebung als podsolige Parabraunerde ausgebildet, wobei der Aeh-Horizont etwa 3 cm mächtig ist und Aeh- und Al-Horizont mit 0,4 m um 0,1 m mächtiger sind als der Bt-Horizont, der allerdings verbreitet bis 0,5 m taschen- und zapfenförmig in den liegenden Löß hinabgreift. Aufgrund der Tonarmut des Al-Horizontes und dessen Mächtigkeit von über 0,3 m könnte dieser auch als Ael-Horizont angesprochen werden und das Bodenprofil als Fahlerde (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK 1985: 39). Die

pH-Werte dieser Parabraunerde liegen alle unter 4, am niedrigsten im Aeh-Horizont mit 3,1 im Bt-Horizont bei 3,7 und kontrastieren damit stark zu den im gesamten Profil gemessenen Werten, die zwischen 6,3 und 7,5 liegen (vgl. Abb. 5).

3.2.2. Umlagerungsfolge

Die markanteste Diskordanz im Profil Hagelstadt markiert der Horizont 9, ein Umlagerungshorizont, der stratigraphisch tiefere Horizonte kappt und eine Dellenfüllung abschließt. Diese Delle wird von der fünften fossilen Parabraunerde (Horizont 12 und 13) nachgezeichnet (vgl. Abb. 2). Während Horizont 9 aus sand- und kiesstreifigem Schwemmlehm besteht, der durchgehend kleine Bruchstücke von Bodenaggregaten bis 2 mm Durchmesser führt und somit genetisch als Lehmbröckelsand (ROHDENBURG 1971: 310) angesprochen werden kann, weist der liegende Horizont 10 dieser Umlagerungsfolge zwar merklichen Sandgehalt, aber trotz erkennbarer Feinschichtung keine Sandstreifigkeit mehr auf. Genetisch bilden beide Horizonte eine Einheit, die aus Material aufgebaut wird, das am flachen Hang westlich der Delle und auf der angrenzenden Hochfläche erodiert wurde. Wird Horizont 10 aus umgelagerter Schluff

aufgebaut, ist bei Horizont 9 auch umgelagertes Material der liegenden fossilen Böden (Horizonte 12 und tiefer) und Kies und Sand noch unbekannter Herkunft beteiligt. Während beide Horizonte zusammen mit der Gruben-Westwand nur wenige Dezimeter mächtig sind, nehmen sie zum Dellentiefsten hin, das bei der Profilaufnahme 1984 noch nicht aufgeschlossen war, auf über 8 m Gesamtmächtigkeit zu. Ein kräftiger Verbraunungshorizont (Horizont 11), der im Gesamtprofil (vgl. Abb. 2) an der Basis der Umlagerungsfolge ausgebildet ist und dort unmittelbar dem Al-Horizont der liegenden fünften fossilen Parabraunerde aufsitzt, war im 1987 kurzfristig aufgeschlossenen östlichen Grubenteil innerhalb des Schwemmlehmes (Horizont 10b) ausgebildet und wurde dort noch von über 1 m dieses Lehm unterlagert.

3.2.3. Liegendfolge

Die liegende fazielle Großeinheit ist wie die obere Folge eine vielgliedrige Schluff-Bodensequenz mit drei fossilen Böden interglazialen Typs. Beim jüngsten dieser Böden (5. fBtSd), einer Pseudogley-Parabraunerde (Horizonte 12–13), die im Bereich des Profils sanft in eine Delle hinabzieht (vgl. Abb. 2), ist durchgehend noch der AlSw-Horizont (Horizont 12) mit einer mächtigen Konzentration von Fe-/Mn-Konkretionen bis zu 2 cm Durchmesser an seiner Basis erhalten. Allerdings tritt er in Plateau- und Hanglagen nur erosiv verkürzt auf, während im Dellentiefsten seine Mächtigkeit durch die Zufuhr umgelagerter Materials auf fast 2,5 m ansteigt. Da die Konkretionen dieses Horizontes mit Abstand die größten im gesamten Profil sind, kann bei Bohrungen in der Umgebung aufgrund dieses Al-Horizontes und ihres Vorkommens darin auch bei unvollständigen Bodensequenzen der liegende fBtSd-Horizont eindeutig als der 5. fBtSd identifiziert werden, wie dies in Abb. 6 dargestellt ist. Die Gesamtmächtigkeit des Bodens, der durch Verwitterung eines sandigen Lehm (Horizont 14) entstanden ist, beträgt rund 3,5 m und liegt damit weit über den Mächtigkeiten vergleichbarer Böden der oberen Folge. Von diesen unterscheidet er sich auch deutlich durch seine auffallend gelblich-rote Farbe, während die Böden der oberen Folge und auch die im Liegenden braun bis kräftig braun sind. Von den beiden liegenden Böden ist der obere, ebenfalls eine Pseudogley-Parabraunerde (6. fBtSd, Horizont 15), die aus einem sandigen Lehm (Horizont 16) hervorging, durch Abtragung stark verkürzt, so daß vom BtSd-Horizont nur noch die basalen 0,6 m erhalten blieben, während die untere, siebte Pseudogley-Parabraunerde (Horizont 17), von der auch nur noch der BtSd-Horizont vorhanden ist, mit 3,4 m etwa der Gesamtmächtigkeit des nahezu vollständig erhaltenen

fünften fBtSd entspricht. Aufgrund des hohen Anteils der Sandfraktion weist allerdings der BtSd-Horizont eine größere Vertikalerstreckung auf und kann wegen des Auftretens von vereinzelt Toninfiltrationsbändern als Übergangstyp zur Bänderparabraunerde angesprochen werden. Dieser mächtige Boden ging aus einer sandig-schluffigen Liegendfolge hervor (Horizonte 18–20), die stark hydromorph überprägt ist und aufgrund ihres auffallenden Gehaltes an hellen Glimmerflittern und der Sandstreifigkeit als Hochflutlehmsediment über dem liegenden sandigen Schotter anzusprechen ist.

3.2.4. Unterer sandiger Schotter

Dieser Schotter (Horizont 21) war nur durch eine Bohrung aufgeschlossen; er besteht aus Fein- und Mittelsand (Horizont 21a) mit einem zunehmenden Feinkiesgehalt und geht in liegenden Mittelkies (Horizont 21b) über. Neben Gangquarz kommen vereinzelt braune Hornsteine aus dem Weißen Jura, dunkelgraue und braune Lydite und quarzitisches Sandsteine aus dem Saxothuringikum und rotbraune Radiolarite aus dem alpinen Einzugsgebiet der Donau vor. Verwitterungsanfälligeres Gerölle aus Kalk, Granit und Gneis fehlen hingegen völlig.

4. Zeitstellung und Diskussion

Mit seinen acht Bt-Horizonten ist das Profil Hagelstadt zwar das zur Zeit vielgliedrigste Lößprofil Südbayerns, doch sind Profile mit der gleichen Anzahl oder sogar erheblich mehr Böden interglazialen Typs aus verschiedenen Regionen Mitteleuropas bekannt. So beschreiben SKOWRONEK & WILLMANN (1984) die acht Bt-Horizonte des Profils Kirchheim in Unterfranken, SEMMEL (1973) führt die neun Bt-Horizonte des Profils Bad Soden am Taunus und KUKLA (1975) die elf Bodenkomplexe des Lößprofils am Červený Kopec (Roter Berg) bei Brno in der Tschechoslowakei an. Das aus dreizehn interglazialen Bodenkomplexen bestehende Profil Dreihäusen in Nordhessen (SABELBERG et al. 1976) und die siebzehn Böden interglazialen Typs im Profil Kremser Schießstätte im österreichischen Donauraum (FINK & KUKLA 1977), an die sich vermutlich stratigraphisch die drei noch älteren fossilen Böden des Profils Stranzendorf (FINK et al. 1976: 102) anschließen lassen, die nach paläomagnetischen Untersuchungen von KOČI (1978) über die Matuyama-Epoche bis in die Gauss-Epoche und damit noch weiter ins Pliozän hinabreichen als die des Profils Krems, belegen für das Quartär eine Warmzeit-Kaltzeit-Gliederung, die weit über die klassische alpine (PENCK & BRÜCKNER 1909) und auch deren Erweite-

rung um Donau-Günz (EBERL 1930) und Biber-Donau (SCHAEFER 1965) hinausgeht. Aufgrund paläobotanischer Befunde postulieren auch FRENZEL (1973; 1987) und MENKE & BEHRE (1973) mindestens elf Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen während des Quartärs.

Wenn man davon ausgeht, daß in Mitteleuropa Böden mit Illuvialhorizonten als warmzeitliche, interglaziale Bodenbildungen anzusehen sind, was allerdings nicht unumstritten ist (SABELBERG et al. 1974), könnten die acht Parabraunerden bzw. Pseudogley-Parabraunerden des Profils Hagelstadt acht Glazial-Interglazial-Zyklen des Quartärs repräsentieren. Allerdings sind alle diese Sediment-Boden-Zyklen unvollständig ausgebildet oder erhalten, weisen mehr oder minder große Schichtlücken auf oder sind polygenetische Bildungen, die von mehreren Warmzeiten überprägt wurden. Darauf weist ein Bohrprofil auf dem Plateau unmittelbar westlich Profil Nr. 392 hin (vgl. Abb. 6), wo in ausgedehnten Arealen zwischen dem ersten fBt und dem fünften fBtSd ein bis zwei Böden völlig fehlen. Aus den dargelegten Gründen muß bis zum Vorliegen weiterer Untersuchungsergebnisse auf eine Einordnung von sechs fossilen Böden interglazialen Typs des Profils Hagelstadt in die mitteleuropäische Quartärstratigraphie verzichtet werden.

4.1. Unterer sandiger Schotter

Ob der liegende Schotter als Typus des „Höhenhofer Schotters“ (OSCHMANN 1958) angesprochen werden kann, was schon bei STRUNK (1989) diskutiert wurde, bleibt weiterhin offen. Dieser pleistozäne Schotter ist durch das Fehlen von instabilen Geröllen als Residualschotter mit sandig-lehmigem Zwischenmittel geröllpetrographisch kaum von den altpleistozänen Deckenschottern der Donau zu unterscheiden, die im Engtal zwischen Regensburg und Weltenburg in gleicher Höhenlage vorkommen (BAUBERGER, CRAMER & TILLMANN 1969: 172; TILLMANN 1977: 107). Zudem taucht der Höhenhofer Schotter am Nordrand des Tertiärhügellandes zum Straubinger Becken hin unter die quartären Deckschichten ab, so daß er im Untersuchungsgebiet durchaus in gleichhoher oder sogar tieferer Position als die altpleistozänen Deckenschotter liegen kann.

Das Schottervorkommen in Hagelstadt liegt jedenfalls unter acht Böden interglazialen Typs, womit ihm ein Mindestalter von über 800 ka zukäme. Die paläomagnetische Bearbeitung des mit Hagelstadt vergleichbaren Profils der Ziegeleigrube Strobel im benachbarten Regensburg durch BRUNNACKER et al. (1976) ergab für zwei Pseudogleye (Paläoböden 5 und 6) an der Basis des Profils über dem liegenden Schotter

(BRUNNACKER 1964) deren Zugehörigkeit zur Matuyama-Epoche. Im tiefsten Teil dieses Profils konnten BRUNNACKER et al. (1976) ein Alternieren von normaler und reverser Magnetisierung feststellen, die BRUNNACKER (1982) als Jaramillo-Event anspricht, wodurch die beiden Pseudogleye und der liegende Schotter des Profils ins Ältestpleistozän (0,9—1,2 Ma BP) hinabrücken.

4.2. Jungpleistozän

Im Vergleich zu den Profilen des Jungpleistozäns in Nordwestdeutschland (ROHDENBURG & MEYER 1979; WALTHER & BROSCHE 1982) oder Hessen (SEMME 1968) sind diejenigen des Regensburger Raumes ärmer an interstadialen Bodenbildungen. Klimatisch liegt dieses Profil noch im Trockengebiet der Regensburger Bucht mit Jahresmitteln des Niederschlags um 650 mm und damit nach BRUNNACKER (1957) im nördlichsten, trockensten Bezirk der würmzeitlichen Lössfazies Südbayerns. Verglichen mit der Lössfazies im benachbarten Österreich mit seinem bereits merklich kontinentaleren Klima ist der Regensburger Raum hingegen in die „Feuchte Lösslandschaft“ (FINK 1979) einzuordnen, die sich von der dortigen „Trockenen Lösslandschaft“ durch das Auftreten eines Naßbodens (Gleyfleckzone) im Jungwürm-Löss über dem Verbraunungshorizont des Stillfried B-Interstadials unterscheidet.

Der detaillierte pedologische Aufbau des Jungpleistozäns von Hagelstadt ist in Abb. 7 dargestellt. Das Liegende bildet der Bt-Horizont der Parabraunerde des Riß-/Würm-Interglazials. Zwei Thermolumineszenz-Datierungen im entkalkten Lösslehm an der Basis dieses Bodens ergaben inzwischen 138 ± 14 ka und 141 ± 16 ka BP (BUCH & ZÖLLER 1990). Darüber folgt ein vergleyter schluffiger Lehm, der an der Basis reichlich Holzkohleflitter führt. Diesen Lehm, BRUNNACKER (1957) spricht ihn als Basisfließerde des Würm-Frühglazials an, bezeichnet ROHDENBURG (1971: 297) als „Bilshäuser Bodenkomplex“, eine eigenständige Bodenbildung des Altwürm. Die stratigraphische Grenze zwischen Riß und Würm liegt deshalb nach ROHDENBURG & MEYER (1979: 17) an der Oberkante des interglazialen Bt-Horizontes, dessen obere Dezimeter durch die altwürmzeitliche Bodenbildung noch sekundär pseudovergleyt sein können, wie dies auch im Profil Hagelstadt der Fall ist. Der Altwürm-Boden ist schwach solifluidal verlagert. Diese Basisfließerde wurde mit einem TL-Alter von $74 \pm 7,4$ ka BP datiert (BUCH & ZÖLLER 1990). Die drei altwürmzeitlichen „Mosbacher Humuszonen“ (SEMME 1968: 13), die in den pollenanalytisch nachgewiesenen Interstadialen Amersfoort, Brörup (ZAGWIJN 1961; DÜCKER 1967) und Odderade (DÜCKER

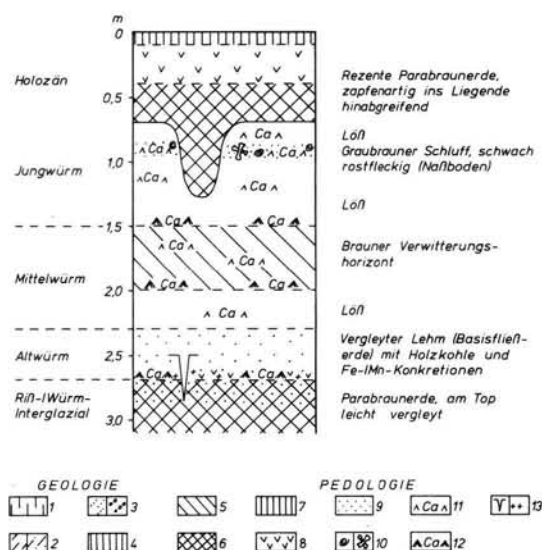


Abb. 7: Pedologische Gliederung des Jungpleistozäns im Profil Hagelstadt. Signaturlegenden der geologischen und pedologischen Profile: 1 = schluffig äolisch; 2 = schluffig/schluffig-sandig (kolluvial); 3 = sandig/kiesig (kolluvial/fluviol); 4 = tonig; 5 = Bv-Horizont; 6 = Br-Horizont; 7 = humos; 8 = Al-Horizont; 9 = vergleitet; 10 = Lössschnecken/Knochen; 11 = CaCO_3 -Illuviation; 12 = Lösskindel; 13 = Frostsaple/Holzkohle.

& HUMMEL 1967) entstanden und von BRUNNACKER (1970) und SEMMEL & STÄBLEIN (1971) aus dem ähnlich trockenen nordbayerischen Franken beschrieben wurden, fehlen hingegen in Hagelstadt wie im Regensburger Raum. Auch ein Verbraunungs- und Verlehmungshorizont, wie ihn ROHDENBURG & MEYER (1979: 17) aus Südniedersachsen und Nordhessen als „Niedervellmarer Bodenkomplex“ beschreiben, ist nicht vorhanden. Vielmehr wird die Basisfließerde des Altwürms von Löss überlagert, der von einer Verbraunung überprägt wird. Sie entspricht dem „Braunen Verwitterungshorizont“, den BRUNNACKER (1957) ins Mittelwürm stellt. Zweifellos handelt es sich um eine Bodenbildung interstadialen Typs, die mit der des Stillfried B-Interstadials im benachbarten österreichischen Donauraum (FINK 1956) oder mit der entsprechenden Bodenbildung in pleistozänen Lössen der Tschechoslowakei (KLIMA et al. 1962) parallelisiert werden kann und somit stratigraphisch dem „Lohner Boden“ Nordhessens (SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL 1964; ROHDENBURG & MEYER 1979) entspricht. Die weite Verbreitung dieses Bodens in Mitteleuropa stellte zuletzt RICKEN (1983: 129) zusammenfassend dar. Allerdings ist er im Regensburger Raum aus dem Hangendlöss sekundär aufgekalkt worden. ZAGWIJN & PAEPE (1968) halten diesen Boden

für eine Bildung des Denekamp-Interstadials, das sie auf 29–35 ka BP und BURACZYNSKI & BUTRYM (1987) auf 28–32 ka BP datieren.

Die Jungwürm-Abfolge ist in Hagelstadt vergleichsweise wenig differenziert. Dort tritt ein typischer Löss mit einem schwach entwickelten Naßboden im oberen Drittel auf, den ZÖLLER mit der TL-Methode auf $25,1 \pm 2,3$ ka BP datierte (BUCH & ZÖLLER 1990). Da der Regensburger Raum aber bereits außerhalb des Verbreitungsgebietes des Eltviller Tuffes liegt (MEIJS et al. 1983: Fig. 2), ist die stratigraphische Zuordnung des Naßbodens von Hagelstadt zu einem der fünf Jungwürm-Böden Hessens und des Rhein-Main-Gebietes (BIBUS & SEMMEL 1977) vorerst nicht möglich.

5. Dank

Der Autor dankt Prof. Dr. HEINE und Dr. BUCH, Regensburg, Prof. Dr. PETERSEN, Dr. JERZ und Dr. DREXLER, München und Dr. HAVLÍČEK, Prag, für kritische Diskussionen im Gelände, ebenso den Teilnehmern der Exkursionstagung 1988 des AK Paläoböden der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft. Dr. ZÖLLER, Heidelberg, sei für die TL-Datierungen gedankt. Die Knochenfunde im Jungwürm-Löss verdanke ich meinem Sohn Clemens. Herr Prof. Dr. GROISS, Erlangen, war so freundlich, deren Bestimmung vorzunehmen. Nicht zuletzt sei Frau BERIE, Fr. SANCHEZ, Dr. BUCH und den Herren HILGART und KUFELD für ihre Unterstützung bei den Profilaufnahmen und im Labor gedankt.

6. Schriftenverzeichnis

- ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT (Hrsg.) (1985): Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. — Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges., 44: 1–90; Hannover.
- BAUBERGER, W., CRAMER, P. & TILLMANN, H. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25 000, Blatt Nr. 6938 Regensburg, 414 S.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöss des Mittelhängegebietes. — Geol. Jb. Hessen, 105: 141–147; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geologica Bavarica, 34: 1–95; München.
- (1964): Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. — Geologica Bavarica, 53: 148–160; München.
- (1970): Zwei Lössprofile extremer Klimabereiche Bayerns. — Geologica Bavarica, 63: 195–206; München.

- BRUNNACKER, K. (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns. — *Geol. Jb.*, F 14: 15—25; Hannover.
- , BOENIGK, W., KOČI, A. & TILLMANN, W. (1976): Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. — *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, 151: 358—378; Stuttgart.
- BUCH, M. W. & ZÖLLER, L. (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlöss im Raum Regensburg. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 40: 63—84; Hannover.
- BURACZYNSKI, J. & BUTRYM, J. (1987): Thermoluminescence stratigraphy of the loess in the Southern Rhinegraben. — *Catena Suppl.*, 9: 81—94; Braunschweig.
- DÜCKER, A. (1967): Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichselkaltzeit in Schleswig-Holstein. — *Fundamenta*, B 2: 30—73; Köln.
- & HUMMEL, P. (1967): Die fossilen Böden von Odderade/Dithmarschen, ein Beitrag zur Stratigraphie der Weichselkaltzeit. — *Fundamenta*, B 2: 80—100; Köln.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahme im Bereich des Lech- und Illergletschers: 427 S.; Augsburg (Filser).
- FINK, J. (1956): Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 7: 49—77; Öhringen.
- (1979): Stand und Aufgaben der österreichischen Quartärforschung. — *Innsbrucker Geogr. Studien*, 5 (Leidl-mair-Festschrift): 79—104; Innsbruck.
- , FISCHER, H., KLAUS, W., KOČI, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOŽEK, V., PIFFL, L. & RABEDER, G. (1976): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes zwischen Krens und Wiener Pforte. — *Mitt. d. Kommission f. Quartärforsch. d. Österr. Akad. d. Wiss.*, 1: 1—113; Wien.
- & KUKLA, G. J. (1977): Pleistocene climates in central Europe: At least 17 interglacials after the Olduvai Event. — *Quaternary Research*, 7: 363—371; New York.
- FRENZEL, B. (1973): 3. On the Pleistocene vegetation history. — In: SCHÖNHALS, E. & HUCKRIEDE, R. (eds.): State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany: C. Area between the Scandinavian and the Alpine glaciation. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 23/24: 321—332; Öhringen.
- (1987): Grundprobleme der Vegetationsgeschichte Mitteleuropas während des Eiszeitalters. — *Mitt. d. Naturforsch. Ges. Luzern*, 29: 99—122; Luzern.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. — *Geol. Jb.*, E 25: 73 S.; Hannover.
- HÜNERMANN, K. (1987): Faunenentwicklung im Quartär. — *Mitt. d. Naturforsch. Ges. Luzern*, 29: 151—171; Luzern.
- KLIMA, B., KUKLA, J., LOŽEK, V. & DE VRIES, H. (1962): Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolní Věstonice (Unter-Wisternitz). — *Anthropozoikum*, 11: 93—145; Prag.
- KOČI, A. (1978): Paleomagnetic research of Quaternary sediments at Central European localities. — In: NAGL, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung (Fink-Festschrift), 261—267; Wien.
- KUKLA, G. J. (1975): Loess stratigraphy of Central Europe. — In: BUTZER, K. W. & ISAAC, G. L. (eds.): After the Australopithecines, 99—188; The Hague, Paris (Mouton).
- LEGER, M. (1965): Les terrasses du Danube de Regensburg à Pleinting. — *Bull. Ass. française pour l'Etude du Quaternaire*, 2: 153—164; Paris.
- MEIJS, E., MÜCHER, H., OUWEKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H. (1983): Evidence of presence of the Eltville tuff layer in Dutch and Belgian Limbourg and the consequences for the loess stratigraphy. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 33: 59—78; Hannover.
- MENKE, B. & BEHRE, K. E. (1973): 2. History of vegetation and biostratigraphy. — In: SCHÖNHALS, E. & HUCKRIEDE, R. (eds.): State of research of the Quaternary of the Federal Republic of Germany, A. Area of the Scandinavian Glaciation. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 23/24: 251—267; Öhringen.
- OSCHMANN, F. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 7038 Bad Abbach, 184 S.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde., 1199 S., 350 Taf., 19 Ktn.; Leipzig (Tauchnitz).
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. — *Catena, Suppl.*, 3: 95—138; Braunschweig.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie, 2. Aufl.: 30 S.; Gießen (Lenz).
- & MEYER, B. (1979): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, 3: 1—89; Braunschweig.
- SABELBERG, U., MAVROCORDAT, G., ROHDENBURG, H. & SCHÖNHALS, E. (1976): Quartärgliederung und Aufbau von Warmzeit-Kaltzeit-Zyklen in Bereichen mit Dominanz periglazialer Hangsedimente, dargestellt am Quartärprofil Dreihäusen/Hessen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 27: 93—120; Öhringen.
- , ROHDENBURG, H. & HAVELBERG, G. (1974): Bodenstratigraphische und geomorphologische Untersuchungen an den Lößprofilen Ostheim (Kreis Hanau) und Dreihäusen (Kreis Marburg) und ihre Bedeutung für die Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa. — *Rhein-Mainische Forschungen*, 78: 101—120; Frankfurt.

- SCHAEFER, I. (1965): The succession of fluvioglacial deposits in the Northern Alpine Foreland. *Proc. VII Congress INQUA*, 14: 9—14; Boulder-Denver, Col.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 15: 199—206; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — *Frankfurter Geogr. Hefte*, 45: 133 S., Frankfurt.
- (1973): 1. Periglacial sediments and their stratigraphy. — In: SCHÖNHALS, E. & HUCKRIEDE, R. (eds.): *State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany: C. Area between the Scandinavian and the Alpine Glaciation*. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 23/24: 293—305; Öhringen.
- & STÄBLEIN, G. (1971): Zur Entwicklung quartärer Hohlformen in Franken. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 22: 23—34; Öhringen.
- SKOWRONEK, A. & WILLMANN, N. (1984): Ein reich gegliedertes Quartärprofil nördlich Kirchheim in Unterfranken. — *Naturhist. Ges. Nürnberg, Jahresmitt.*, 1984: 105—107; Nürnberg.
- STRUNK, H. (1989): Aspects of the Quaternary in the Tertiary Hills of Bavaria. — *Catena, Suppl.* 15: 289—295; Cremlingen.
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. — *Sonderveröff. Geol. Inst. Universität Köln*, 30: 198 S.; Köln.
- WALTHER, M. & BROSCHE, K.-U. (1982): Zur Bedeutung der Lößstratigraphie für die Rekonstruktion des jungpleistozänen Klimas im nördlichen Mitteleuropa am Beispiel norddeutscher Lößprofile. — *Ber. d. naturhist. Ges. Hannover*, 125: 97—159; Hannover.
- WEINIG, H. (1980): Hydrogeologie des Donautales. — In: *BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main*, 9—26; München.
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, climate and radio carbon datings in the Late Pleistocene of The Netherlands. Part I: Eemian and early Weichselian. — *Medd. van de Geol. Stichting, N.S.*, 14: 15—45; s'Gravenhage.
- & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 19: 129—146; Öhringen.

Manuskript eingegangen am 16. 1. 1989,
Nachträge September 1989.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	40	97—106 3 Abb.	<i>Hannover 1990</i>
----------------------------------	----	------------------	----------------------

Der Sandlöß in der Umgebung von Bergen Krs. Celle — Verbreitung, Zusammensetzung und Entstehung —

HANS DIETRICH LANG *)

Sandy loess, spatial distribution, thickness, stratification, bioturbation, cryoturbation,
size distribution, paleorelief, winds, paleocurrents, provenance

Lower Saxony, Northwestern German Plain, TK 3125, 3126, 3225, 3226

Kurzfassung: Das Sandlößgebiet um Bergen Krs. Celle erstreckt sich über 15 km in WNW—ESE-Richtung und etwa 12 km in NNE—SSW-Richtung, von der Falken-Berg-Endmoräne im W bis an das Tal der Örtze im E. Der Sandlöß erreicht eine Mächtigkeit von ca. 3,1 m. Sie ist am größten im äußersten NW des Verbreitungsgebietes.

Ein Streifen mit über 2 m mächtigem Sandlöß begleitet den N-Rand des Verbreitungsgebietes. Nach S hin nimmt die Mächtigkeit ab.

Die obersten 0,7—0,9 m des Sandlösses sind ungeschichtet und weisen vielfach Wühlspuren auf. Ist er weniger mächtig als 0,7—0,9 m, enthält er einzelne Geschiebe bzw. Gerölle. Geht die Mächtigkeit darüber hinaus, ist der untere Teil sandstreifig, der obere Teil frei von Geröllen bzw. Geschieben. Je geringer die Mächtigkeit, um so geringer ist der Anteil an Feinmaterial und umso höher der Sandanteil.

Der Sandlöß war ursprünglich durchweg geschichtet. Bioturbation und Kryoturbation haben ihn bis zu etwa 0,7 bis 0,9 m Tiefe entschichtet und, wenn die Mächtigkeit nicht über dieses Maß hinausging, mit Material aus dem Liegenden vermischt.

Die Lage des Sandlößgebietes, seine Nachbarschaft zu Flug-sandfeldern im N, die Verzahnung von Sandlöß mit Flug-sand und die Mächtigkeitsverteilung sprechen für nordwestliche und nördliche bis nordöstliche Winde zur Zeit der Sandlöß-Entstehung.

valley in the east. The maximum thickness of the sandy loess amounts to about 3.1 m, being thickest in the farthest northwest of the distribution area.

A strip of sandy loess over 2 m thick runs along the northern boundary of the distribution area. The thickness decreases in a southern direction.

The uppermost 0.7—0.9 m of the sandy loess are unstratified, frequently showing signs of burrowing. When less than 0.7—0.9 m, the sandy loess includes a few small boulders or pebbles. When the thickness exceeds this value the lower part is sandy and stratified and the upper part is free of pebbles or boulders. The thinner the layer of sandy loess the smaller the proportion of fine material in it and the greater the proportion of sand.

Originally the sandy loess was stratified throughout. Bioturbation and cryoturbation have destroyed the stratification down to a depth of 0.7—0.9 m. Where the thickness of the sandy loess was greater than this, material from the underlying bed was mixed up with the sandy loess.

The position of the sandy loess area, its proximity to the eolian sand fields in the north, the interfingering of the sandy loess with eolian sand, and the thickness distribution suggest a prevailing northerly to northeasterly wind during time that the sandy loess was deposited.

1. Einführung

Das Sandlößgebiet um Bergen Krs. Celle erstreckt sich etwa über 15 km in nordwest-südöstlicher und etwa 12 km in nordost-südwestlicher Richtung. Seine heutige zerlappte Form ist das Ergebnis der jungen, großenteils holozänen Erosion. Die Grenzen auf Abb. 1 umfahren das Gebiet, in dem der Sandlöß heute eine Mindestmächtigkeit von 30 cm hat. Zerwühlung, Durchwurzelung und Bodenbearbeitung haben ihn bei geringerer Mächtigkeit so stark mit dem Substrat

[The Sandy Loess (Sandlöß) in the Bergen Area, Celle District — Distribution, Composition and Genesis —]

Abstract: The sandy loess area around Bergen in the District of Celle extends about 15 km in a WNW—ESE direction and approximately 12 km in a NNE—SSW direction, from the Falken-Berg endmoraine in the west down to the Örtze

*) Anschrift des Verfassers: Dr. H. D. LANG, Marienburger Weg 9, D — 3004 Isernhagen NB, b. Hannover.

vermischt, daß er nicht mehr einwandfrei identifizierbar ist.

Das Bergener Sandlößgebiet erstreckt sich über die Blätter 3125 Bergen, 3126 Hermannsburg, 3225 Offen und 3226 Sülze der Geologischen Karte 1:25000. Der Großteil liegt auf Blatt Bergen. Es wird, abgesehen von den Randbereichen des Verbreitungsgebietes mit geringmächtigem Sandlöß, intensiv als Ackerland genutzt. Lediglich die Teile, die innerhalb des Endmoränen-Hochgebietes um den Falken-Berg liegen und die zum militärischen Übungsgebiet gehören, sind von Wald bestanden.

Die erste Beschreibung des Sandlösses aus diesem Raum gab STOLLER (1915a, b) in den Erläuterungen zu den Blättern 3126 Hermannsburg und 3226 Sülze der Geologischen Karte 1:25000. Besonders mit Fragen der Stratigraphie und Genese, auch des Bergener Sandlösses, beschäftigte sich VIERHUFF (1967) in einer Untersuchung der Niedersächsischen Sandlößvorkommen. Den Sandlöß auf den Blättern Offen (LANG 1983) und Bergen (LANG 1989) untersuchte der Autor im Rahmen einer geologischen Kartierung.

Die Ergebnisse des Autors beruhen auf etwa 500–600 Bohrungen mit einem Peilstangen-Bohrgerät auf Bl. 3125 Bergen der geol. Karte 1:25000 und etwa 150 solcher Bohrungen auf Bl. 3225 Offen, auf Aufschlußaufnahmen, Aufgrabungen und Korngrößenanalysen von 6 durchgehenden Profilen mit insgesamt 84 Proben. Die Korngrößenanalysen führte Herr Dr. MATTIAT, Nieders. Landesamt f. Bodenforschung in Hannover aus, wofür ihm und seinen Mitarbeitern an dieser Stelle nochmals gedankt sei.

Zur Frage der Böden bzw. der Bodenbildung auf Sandlöß wird in der vorliegenden Arbeit nicht näher Stellung genommen. Im Rahmen der geologischen Kartierung fielen, auch bedingt durch die Arbeitsmethode, keine wesentlichen Beobachtungen zur Ausbildung der Böden auf Sandlöß an, die über das hinausgehen, was an anderer Stelle bzw. von anderen Autoren über Böden in Sandlößgebieten bisher berichtet wurde (DEWERS 1931/32; WORTMANN 1942; ROESCHMANN 1963, 1968; KLAUSING in LANG 1990). Auf dem Sandlöß im Raum Bergen hat sich eine Parabraunerde gebildet, die stellenweise leicht podsoliert ist. Die lebhaft braunrote Bänderung im Unterboden weist auf vertikale Tondurchschlammung und auf eine Tonverarmung des Oberbodens hin.

Die Arbeiten haben auch keine neuen Aspekte zum Alter des Sandlösses ergeben. Es ist davon auszugehen, daß er im ausgehenden Hochglazial oder beginnenden Spätglazial abgelagert wurde (s. LANG 1974).

2. Das Verbreitungsgebiet

Der Sandlöß überzieht in einer maximal etwas mehr als 3 m mächtigen Decke das leicht gewellte Gebiet um Bergen mit Höhen zwischen 60 und 90 m ü. NN bis an das Örtze-Tal im E heran, überdeckt den östlichen Abhang des Endmoränen-Hochgebietes um den Falken-Berg und tritt im Becklinger Holz in einer flachen Schüssel innerhalb des Endmoränen-Hochgebietes in Höhen bis 130 m ü. NN auf (Abb. 1).

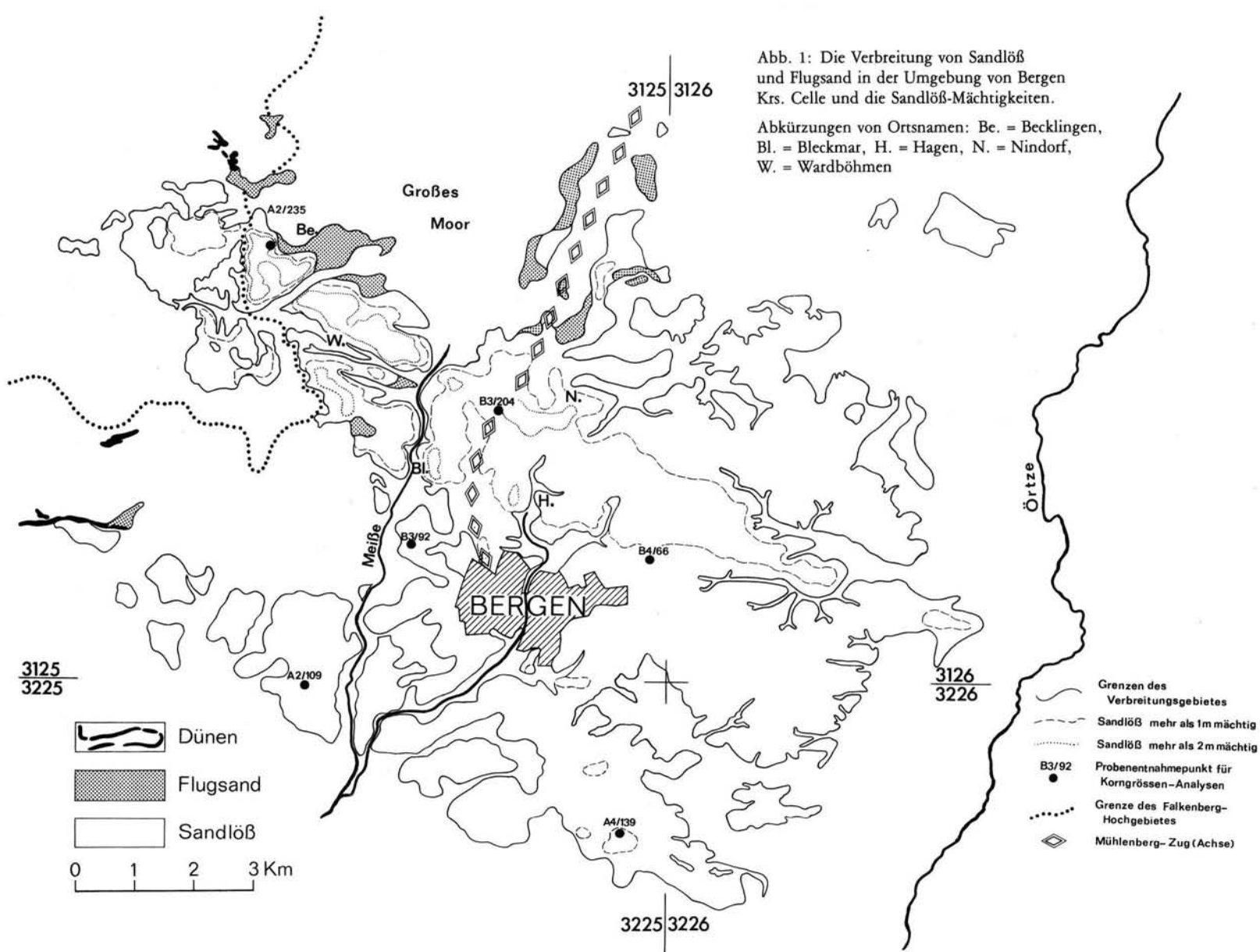
Innerhalb dieses Verbreitungsgebietes zeigt der Sandlöß nur wenig Anhängigkeit von den Oberflächenformen. Er überzieht in relativ gleichbleibender Mächtigkeit Senken und Rücken. So trägt der Mühlenberg-Zug, der aus der NE-Ecke des Blattes Bergen in südsüdwestlicher Richtung auf Bergen zu zieht, genau so eine Sandlößdecke wie seine um etwa 20 m niedrigere Umgebung, auch in sehr ähnlicher Mächtigkeit.

STOLLER (1915a, b) hat auf den Blättern Hermannsburg Nr. 3126 und Sülze Nr. 3226 der geologischen Karte 1:25000 „Flottsand“ (früher üblicher Ausdruck für Sandlöß, genau so wie „Flottlehm“) mit einer Mächtigkeit bis zu 1,8 m dargestellt. Die Grenzen des Verbreitungsgebietes schließen zwanglos an die Grenzen des Sandlösses auf den Blättern Bergen Nr. 3125 und Offen Nr. 3225 an.

Das Verbreitungsgebiet des Sandlösses zeigt keine auffallende Abhängigkeit vom Substrat. Er tritt über allen älter als weichselzeitlichen Ablagerungen auf. Nach STOLLER (1916b) greift auf Blatt Sülze „geschiefte, tafelförmige Flottsand“ auf „Tilstufenreste des alt-diluvialen Örtzetales“ über, auch als „älterer Talsand“ bezeichnet. Nach den eigenen Untersuchungen schließen sich Sandlöß und weichselzeitlicher fluviatiler Sand an, da die Sedimentation des letzteren wohl länger angedauert hat als die des Sandlösses. Da die „älteste Stufe des Talsandes“ nach STOLLER (1915b) deutlich gegenüber der jüngeren abgesetzt ist, dürfte ein höheres als weichselzeitliches bzw. sehr frühes weichselzeitliches Alter nicht auszuschließen bzw. wahrscheinlich sein.

3. Mächtigkeit

Nach VIERHUFF (1967) wird der Sandlöß im Raum Bergen maximal 3,2 m mächtig, nach Beobachtungen des Autors 3,08 m. VIERHUFF gibt die größte Mächtigkeit aus der Nähe von Beckedorf auf Blatt 3226 Sülze an, nicht weit von der Ostgrenze des Verbreitungsgebietes entfernt. Nach den eigenen Beobachtungen wird er im Gebiet etwa 500 m westlich Becklingen, also nahezu im NW-Zipfel, am mächtigsten (Abb. 1).



Größere zusammenhängende Flächen mit mehr als 2 m mächtigem Sandlöß treten zwischen dem Großen Moor und dem Endmoränen-Hochgebiet um den Falken-Berg auf, dazu in der Umgebung von Becklingen und Wardböhmen, mit Ausläufern nach Hoope bei Bleckmar. Relativ groß ist die Mächtigkeit ferner im Raum Bleckmar-Nindorf-Hagen, nahe dem S-Ende des Großen Moores. Auch hier haben wir wieder, wenn auch kleinere, Flächen mit mehr als 2 mächtigem Sandlöß. Diese Flächen liegen sämtlich im äußersten N bis NW des Verbreitungsgebietes, und die 2 m- und 1,5 m-Mächtigkeitslinien des Sandlösses lassen deutlich einen Streifen mächtigen Sandlösses erkennen, der nicht weit vom N-Rand des Verbreitungsgebietes von WNW nach ESE zieht (s. Abb. 1).

STOLLER (1915a) gibt von Blatt 3126 Hermannsburg 1—2 m mächtigen „gerölle- und geschiebefreien Flottsand“ an, vom südlich anschließenden Blatt 3226 Sülze lediglich „Geschiebeflottsand“ von selten mehr als 0,6—0,8 m Mächtigkeit. Im südlichen Randgebiet des Blattes 3125 Bergen und auf dem südlich anschließenden Blatt Offen (LANG 1983) beträgt die Mächtigkeit fast durchweg weniger als 1 m.

Die Abb. 1 zeigt ferner, daß Flugsandflächen den N-Rand des Verbreitungsgebietes begleiten.

Gar nicht in dieses Bild paßt die von VIERHUFF (1967) angegebene Mächtigkeit von 3,2 m aus der Umgebung von Beckedorf. Eigene Beobachtungen liegen aus diesem Raum jedoch nicht vor.

Der Trend in der Mächtigkeitsabnahme von N bis NW nach S bis SE wird von den Oberflächenformen innerhalb des Verbreitungsgebietes nur wenig beeinflusst. Die Abnahme der Mächtigkeit auf dem Mühlenberg-Zug nach S hin erfolgt genau so kontinuierlich wie seitlich davon (s. Abb. 1).

Auch in Hanglänge weicht die Mächtigkeit des Sandlösses wenig von der in der Ebene bzw. auf dem Mühlenberg-Zug ab. Am Hang des Mühlenberg-Zuges, bei einem Gefälle von etwa 2,5 %, ist die Mächtigkeit ähnlich wie auf dem Rücken bzw. seitlich davon (s. Abb. 1). Auch unmittelbar westlich Becklingen zeigen sich bei einem Gefälle von 2,2 % nur geringe Mächtigkeitsschwankungen. Eine Mächtigkeitszunahme am Fuß eines Hanges, die durch Abspülung zu deuten wäre, war lediglich beiderseits des Mühlenberg-Zuges zu beobachten. Sie kommt im Kartenbild (Abb. 1) nur schwach zum Ausdruck und dürfte für ein Sandlößgebiet vergleichsweise gering sein.

4. Petrographische Ausbildung*

Nach einem Vorschlag von FIEDLER & ALTERMANN (1964) werden äolische Ablagerungen dann als Sandlöß bezeichnet, wenn sie mindestens 15 % Sand und mindestens 15 % Schluff mit einem Maximum im Mittel- bis Grobschluffbereich enthalten. Äolische Ablagerungen mit weniger als 15 % Sand wären danach als Löß, mit weniger als 15 % Schluff als Flugsand zu bezeichnen. Nach HINZE (in HINZE et al. 1989) enthält der Sandlöß mindestens 20 % Sand, besteht überwiegend aus Grobschluff und enthält weniger als 20 % Ton bis Mittelschluff. Bezeichnend für den Sandlöß ist ferner eine zweigipfelige Kornverteilungskurve; ein Gipfel liegt meist im Grobschluffbereich, der andere, meist wesentlich schwächere, im Mittelsandbereich.

Der Sandlöß im Raum Bergen ist ausgesprochen schluffreich und sandarm. In einigen Proben steigt der Schluffgehalt auf über 80 % an, sodaß auch ein 2. Gipfel nicht mehr erkennbar ist (Abb. 3). Den Sandlöß im Profil B2/204 würde man, wenn man ihn isoliert ohne Kenntnis des Fundortes betrachtete, als reinen Löß ansprechen, zumal der Tonanteil teilweise auf fast 15 % ansteigt und der Sandgehalt bei der überwiegenden Zahl der Proben dieses Profils unter 15 % bleibt.

Der Sandlöß ist, auch in den mächtigsten Profilen, durchweg kalkfrei. Die Grenze zu seinem Liegenden, hier meist glazifluviale Sande des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit, ist in der Regel scharf und meist durch eine Steinsohle markiert.

STOLLER (1915a, 1915b) unterteilte den „Flottsand“ auf den Blättern 3126 Hermannsburg und 3226 Sülze der geol. Karte 1:25000 in einen maximal 1 m mächtigen „Geschiebeflottsand“ und einen etwa 1 m mächtigen „gerölle- und geschiebefreien Flottsand“. Eine Deutung dieses Befundes gab er nicht.

Auch nach den eigenen Beobachtungen ist der Sandlöß überall dort, wo er nicht mächtiger als 0,7—0,9 m wird, von einzelnen Geröllen, kleinen Geschieben und groben Sandkörnern durchsetzt, zeigt keinerlei Schichtung und vielfach Wühlspuren. Er sieht weitgehend homogen aus. Geht die Mächtigkeit über dieses Maß hinaus, ist der Sandlöß deutlich zweigeteilt in einen oberen, homogenen Teil, jedoch ohne Gerölle oder Geschiebe, und einen unteren, sandstreifigen Teil, mit einer Wechsellagerung von relativ reinen Schlufflagen mit Sand- bzw. sandreichen Lagen. Diese Streifigkeit wird noch durch unterschiedliche Farben verdeutlicht. Die sandigen bzw. Sandlagen sind meist brauner als die Schlufflagen, möglicherweise durch eingeschwemmten Ton. Die einzelnen Lagen messen meist weniger als 1 cm, ihr Abstand von einander etwa 1—3 cm.

*) In den Erläuterungen zu den Blättern 3225 Offen (LANG 1983: Tab. 3 u. 4) und 3322 Steimbke (LANG 1990: in Tab. 47) der Geol. Karte von Niedersachsen 1:25000 sind die Analysen der Sandlößproben in Tabellenform aufgeführt.

Die Gerölle- und Geschiebeführung des Sandlösses („Geschiebeflottsand“) ist damit zu erklären, daß bodenwühlende Tiere, die Wurzeln umstürzender Bäume (Bioturbation) und vielleicht auch die Kryoturbation den Sandlöß, wenn er nicht mächtiger als 0,7—0,9 m wurde, mit Material aus dem Liegenden vermischt haben (DEWERS 1931/32). War der Sandlöß mächtiger, so haben Bodenwühler, die Wurzeln umstürzender Bäume und die sommerliche Auftautiefe des sonst tiefgeforenen Bodens das Liegende nicht mehr erreicht. So blieb auch die Schichtung im unteren Teil der mächtigen Sandlöß-Profile erhalten. Daraus ist auch zu folgern (s. auch DEWERS 1931/32 und ROESCHMANN 1963, 1968), daß der Sandlöß ursprünglich durchweg geschichtet war. Diese Schichtung in Sand- bzw. sandreiche Lagen und relativ saubere Schlufflagen kann einmal das Ergebnis verschiedener Windgeschwindigkeiten und der davon abhängigen Transportarten sein. Der Sand wird vornehmlich als „Bodenfracht“ bewegt, der Schluff als „Suspensionsfracht“ (GLATTHAAR 1981). Jedoch kann die Sandstreifigkeit auch auf wechselnde Windrichtungen hinweisen (s. Kap. 5).

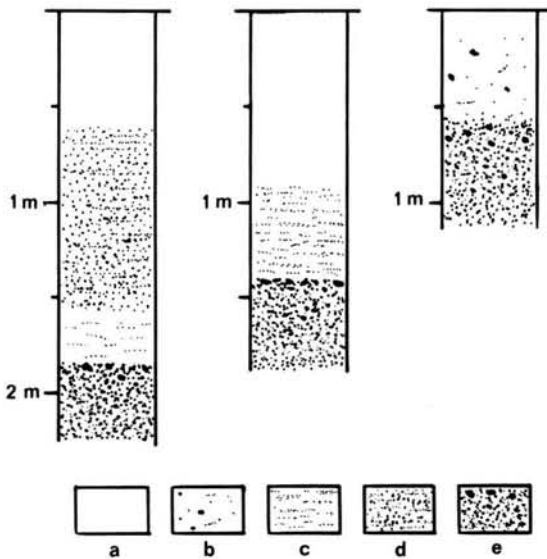


Abb. 2: Die petrographische Ausbildung von Sandlöß in seiner Abhängigkeit von der Mächtigkeit und der Lage innerhalb des Bergener Sandlößgebietes.

links: Sandlößprofil im nördlichen Randgebiet, nahe der Grenze zum Flugsand, darin Flugsandlage mit Schluffbändern

Mitte: Homogener, entschichteter Sandlöß über gebändertem Sandlöß mit Sandstreifen und Sandschlieren, aus dem Gebiet 2—3 km nördlich Bergen

rechts: Geringmächtiger, entschichteter Sandlöß mit kleinen Geschieben bzw. Geröllen und etwas Grobsand, aus dem Raum südöstlich von Bergen

Abb. 2 zeigt in Säulenprofilen Mächtigkeit und Untergliederung von Sandlößprofilen aus dem Untersuchungsgebiet. Das Profil A zeigt einen Sandlöß mit Sandlagen vom äußersten Nordrand des Untersuchungsgebietes, nahe der Grenze zum Flugsand, das Profil B mächtigen Sandlöß, untergliedert in oberen, homogenen und unteren streifigen Sandlöß, das Profil C geringmächtigen, mit Geröllen bzw. Geschieben durchsetzten Sandlöß.

An begünstigten Standorten, wo die Durchlüftung des Bodens besonders gut ist, wie z. B. auf dem Mühlenberg-Zug, scheinen bodenwühlende Tiere und auch Pflanzenwurzeln den ursprünglich geschichteten Sandlöß stellenweise auch über die übliche Tiefe hinaus entschichtet zu haben.

Sechs Sandlößprofile, etwa gleichmäßig über das Bergener Sandlößgebiet verteilt, wurden auf ihre Korngrößenzusammensetzung untersucht. Die Lage der untersuchten Profile ist auf Abb. 1 angegeben. Die Proben wurden in gleichmäßigen Abständen über die einzelnen Profile entnommen, und zwar mit einem Stechbohrgerät, einem seitlich geschlitzten, unten angeschärften Rohr von etwa 2 cm Durchmesser, das mit einem Motorhammer in den Boden getrieben wurde. Jede Probe ist etwa 5 cm lang; der Abstand vom unteren Ende einer Probe bis zum oberen Ende der nächstfolgenden Probe beträgt 5 cm.

Die Proben wurden 1/100 normaler Ammoniaklösung aufgeschlämmt, anschließend 2 mal 2 Minuten mit Ultraschall behandelt. Der Anteil $> 20 \mu$ wurde naß abgesiebt, die Fraktion $> 63 \mu$ trocken gesiebt. Das verbliebene Material $< 20 \mu$ wurde pipettiert. Insgesamt wurden aus 6 Profilen 84 Proben auf ihre Korngrößenteilung hin untersucht.

Es besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Korngrößenverteilung und der Mächtigkeit des Profils, aus dem diese Proben stammen, die wiederum, wie in Kap. 3 erläutert, eng an die Lage innerhalb des Bergener Sandlößgebietes gebunden ist. Die folgende Aufstellung zeigt diese Beziehung:

Profil	durchschnittl. Schluffgehalt über das Profil	Sandlößmächtigkeit in m
Bergen B3/204	77,48 %	1,7
Bergen A2/235	54,27 %	3,08
Bergen B3/92	49,02 %	0,9
Bergen B4/66	46,3 %	0,6
Offen A4/139	36,06 %	1,0
Offen A2/109	29,35 %	0,7

Das auf dem Mühlenberg-Zug gelegene Profil B3/204 mit einem extrem hohen Schluffgehalt und einem Tongehalt zwischen 6,3 % und 14,9 % besteht bis 0,7 m Tiefe aus homogenem, bis 1,7 m aus sandstreifigem bzw. sandschlierigem Sandlöß, die Profile Bergen A2/235 und B3/92 bis 0,95 bzw. 0,6 m aus homogenem, darunter aus sandstreifigem Sandlöß. Die Profile Bergen B4/66 und Offen A4/139 und A2/109 zeigen nur homogenen Sandlöß mit einzelnen Gerölln und Geschieben.

Die Abb. 3 zeigt das Korngrößenspektrum aller Proben dieser Profile. Alle Summenkurven der Proben des betreffenden Profils liegen in dem schraffierten Feld bzw. Band. Bis auf die Summenkurven der Proben aus dem Profil B3/204, das durch den sehr hohen Schluffgehalt auffällt und eher ein Löß ist, zeigen die Summenkurven aller Profile eine deutliche Zweigipfeligkeit. Ferner zeigt sich, mit leichten Abweichungen, daß die Summenkurven bzw. das sie darstellende schraffierte Band um so flacher verlaufen, je geringmächtiger das Profil ist. Der Feinheitsgrad des Sandlösses ist also, mit geringer Variationsbreite, abhängig von der Profilmächtigkeit. Je mächtiger der Sandlöß, um so feiner das Material.

Das Profil A2/235 (Abb. 3) besteht bis 90 cm Tiefe aus homogenem, darunter bis 3,08 m Tiefe aus streifigem Sandlöß. Die Sand- bzw. sandreichen Streifen werden meist nur bis etwa 1 cm mächtig, der Abstand zwischen den Streifen beträgt in der Regel 1–3 cm. Eine Probe über 5 cm erfaßt also sandarme und sandreiche Streifen. Das waagrecht schraffierte Band in der Abbildung zeigt den Bereich, innerhalb dessen die Summenkurven aller 26 Proben dieses Profils liegen. Das senkrecht schraffierte Feld in dieser Abbildung umfaßt die Summenkurven aller Proben aus dem oberen, homogenen Sandlöß dieses Profils, bis 0,95 m Tiefe. Diese Darstellung macht deutlich, daß sandarme und sandreiche Streifen im Sandlöß zusammengekommen eine sehr ähnliche Korngrößenverteilung zeigen wie ein im selben Profil darüberliegender homogener Sandlöß.

Das bestätigen auch die folgenden Zahlen: Die Proben aus dem oberen, homogenen Sandlöß dieses Profils haben einen durchschnittlichen Schluffgehalt von 56,2 %, die Proben aus dem unteren, streifigen Sandlöß einen durchschnittlichen Schluffgehalt von 53,57 %. Auch das Ausgangsmaterial für den oberen, homogenen Sandlöß dürfte also ein sandstreifiger Sandlöß gewesen sein.

Stärkere reine Sandlagen fanden sich nur in Sandlößprofilen unmittelbar am Nordrand des Verbreitungsgebietes, wo sie 20–30 cm mächtig werden. Diese Profile leiten zu Flugsandprofilen über, in denen entweder eingelagert oder an der Basis 30–40 cm starke

Schlufflagen auftreten. Diese sandige Randfazies des Sandlösses bzw. Übergangsfazies zum Flugsand ist lediglich auf einen schmalen Streifen beschränkt.

Daß die sandigen bzw. Sandlagen im unteren Teil des Sandlösses nicht das Ergebnis einer sekundären Umlagerung sind, zeigt der Aufbau der Profile auf und am Hang des Mühlenberg-Zuges. Die Profile auf dem Mühlenberg-Zug, die besonders um den Proben-Entnahmepunkt B3/204 (vergl. Abb. 1) relativ mächtig sind, zeigen in ihrem unteren Teil genau so eine Sandstreifigkeit wie die Profile am Hang, soweit sie eine entsprechende Mächtigkeit haben. Wäre eine postsedimentäre Umlagerung an der Sandstreifung schuld, sollte sie in den Profilen auf dem Rücken fehlen.

Der relativ hohe Sandgehalt in den geringmächtigen Profilen mit durchgehend homogenem Sandlöß läuft parallel mit einer immer wieder beobachteten Geschiebe- bzw. Geröllführung. Es ist davon auszugehen, daß sowohl Geschiebe bzw. Gerölle als auch Sand durch Bioturbation und Kryoturbation aus dem Liegenden nach Ablagerung des Sandlösses zugemischt wurden.

Auf bzw. am Mühlenberg-Zug und in seiner nächsten Umgebung fällt auf, wie wenig sich Mächtigkeit und Aufbau der Sandlöß-Profile auf dem Rücken von denen am Hang des Rückens unterscheiden (vergl. Abb. 2), zumal der Sandlöß als erionsgefährdet gilt.

Der Sandlöß im Profil B3/204 (auf dem Mühlenberg-Zug) hat einen hohen Anteil an feinen Bestandteilen (s. Abb. 3). Der Tongehalt steigt bis auf nahezu 15 % an, der Anteil an Sand bleibt meist unter 12 %. Es ist zu vermuten, daß der relativ hohe Tongehalt bei gleichzeitig geringem Sandgehalt dem Sandlöß eine unübliche hohe Stabilität verleiht und verhindert, daß er trotz erheblichen Gefälles (2,5–3 %) stärker erodiert wird.

5. Die Windrichtung zur Zeit der Sandlöß-Akkumulation

Die Tatsache, daß der Sandlöß in relativ gleichbleibender Mächtigkeit über Ebenen und Rücken hinwegzieht und auch flache Depressionen auskleidet, darf als weiterer Beweis für seine äolische Entstehung gewertet werden.

Das Bergener Sandlößgebiet liegt östlich des Endmoränen-Hochgebietes um den Falkenberg („Falkenberg-Endmoräne“), das das Verbreitungsgebiet des Sandlösses um maximal 80 m überragt. Nur im Gebiet westlich von Wardböhmern und Becklingen reicht der Sandlöß in das Hochgebiet hinein, scheint

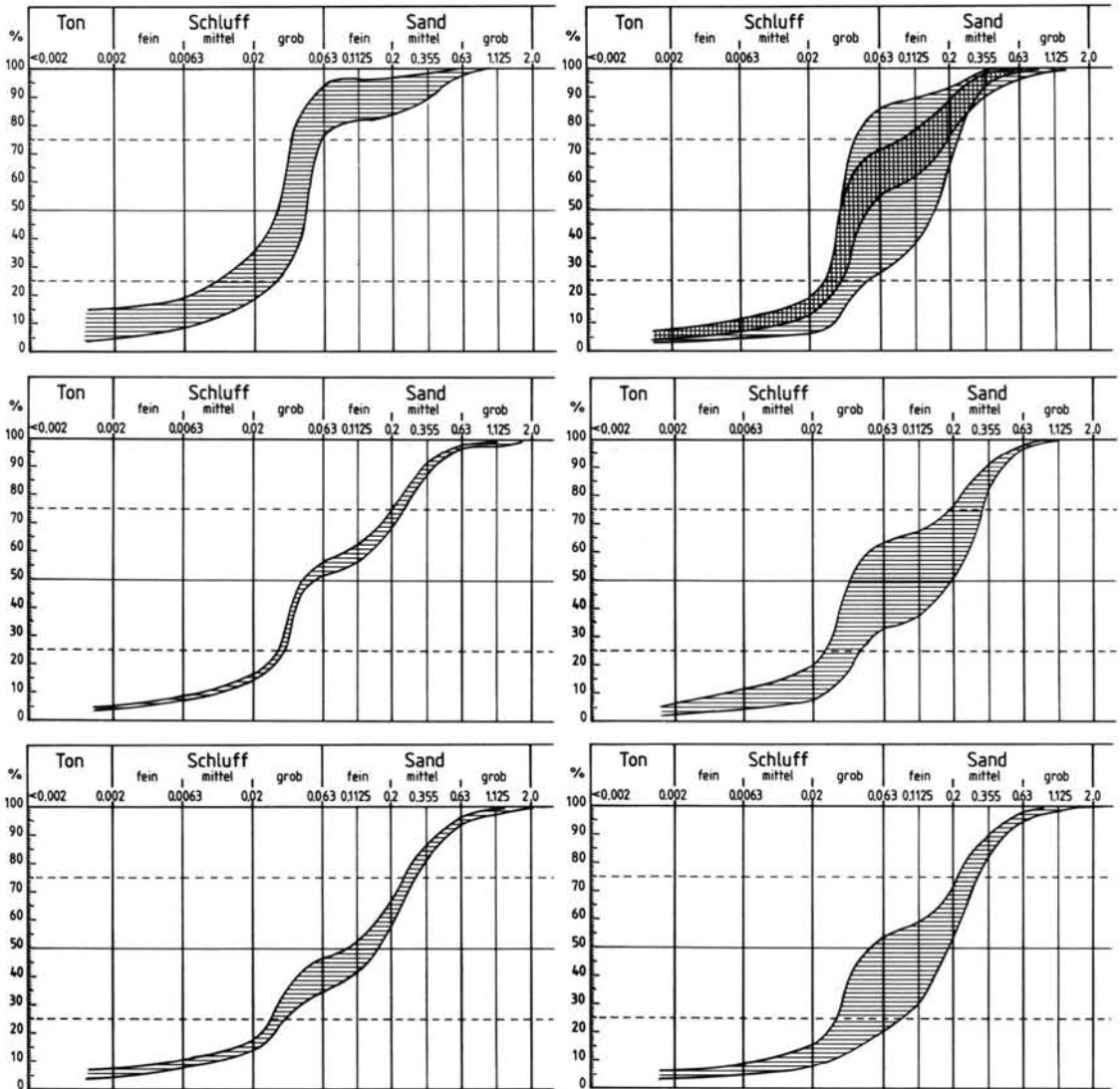


Abb. 3: Die Korngrößenverteilung im Sandlöß, dargestellt in Summenkurven.
 Alle Kurven aus dem jeweiligen Profil liegen innerhalb des schraffierten Feldes.
 Die Probenentnahmepunkte sind auf Abb. 1 angegeben.

- Oben links: Profil Bergen B3/204. 0—0,7 m homogener Sandlöß, bis 1,7 m Sandlöß mit Sandstreifen und Sandschlieren.
 rechts: Profil Bergen A2/235. Senkrecht schraffiert: Proben aus 0—0,95 m Tiefe, homogener Sandlöß. —
 Waagrecht schraffiert: Proben aus 1,0—3,08 m Tiefe, Sandlöß, geschichtet, mit Sandstreifen und Sandschlieren.
 Mitte links: Profil Bergen B2/92. 0—0,6 m homogener Sandlöß, 0,6—0,9 m Sandlöß mit Sandstreifen und Sandschlieren.
 rechts: Profil Bergen B4/66. Homogener, mit einzelnen Geschieben bzw. Geröllen und etwas Grobsand durchsetzter Sandlöß. Liegendes: Mittel- und Feinsand, schluffig.
 Unten links: Profil Offen A4/139. Sandlöß wie in Profil B4/66.
 Liegendes: Feinsand, mittelsandig.
 rechts: Profil Offen A2/109. Sandlöß wie in Profil B4/66.
 Liegendes: Fein- bis Mittelsand, leicht schluffig.

hier allerdings bevorzugt an eine weite, flache Schüssel mit einigen Appendices gebunden zu sein, die vom Hakenberg (+ 143,3 m ü. NN) und einigen Rücken südlich davon mit Höhen um 130 m ü. NN nach W begrenzt wird. Davon abgesehen sind das Hochgebiet und sein westliches Vorland frei von Sandlöß. Einige kleine Sandlößfelder liegen südlich des Hochgebietes.

Am südlichen Ortsrand von Becklingen setzt der Sandlöß mit einer deutlichen Geländestufe ein und steigt fast sprunghaft auf eine Mächtigkeit von mehr als 2 m an. Er ist mit wechselnd mächtigen Sandlagen durchsetzt.

Aus dem Raum unmittelbar westlich Becklingen zieht ein Streifen mächtigen Sandlösses über Wardböhlen in WNW—ESE-Richtung über den Mühlenberg-Zug hinweg bis nahe an die östliche Verbreitungsgrenze (s. Abb. 1). Er ist von feinen Sandbändern und stärkeren Sandlagen, die Schluffbänder enthalten können, durchsetzt.

Der Bereich der größten Sandlößmächtigkeiten liegt unmittelbar östlich des zentralen Teiles des Hochgebietes um den Falken-Berg und den Hakenberg mit Höhen über 140 m ü. NN., also etwa 40—60 m höher als der Sandlöß bei Warböhlen und Becklingen.

Diese Befunde sprechen genau so wie die Lage der Flugsandfelder am Nordrand des Sandlößgebietes, die Schlufflagen im Flugsand, die starken Sandlagen im Sandlöß unmittelbar am Nordrand des Verbreitungsgebietes und die Mächtigkeitsabnahme des Sandlösses in südlicher und südöstlicher Richtung für vorherrschende Winde aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung zur Zeit der Sandlößakkumulation.

Würde man dagegen versuchen, die Windrichtung unter Vernachlässigung der Mächtigkeiten aus dem Feinheitsgrad des Sandlösses abzuleiten (wie SIEBERZ 1988), käme man leicht zu einer entgegengesetzten Windrichtung. Weisen doch die am weitesten im Süden gelegen Profile mit einem durchschnittlichen Schluffgehalt von 36,03 % bzw. 29,35 % den niedrigsten Feinheitsgrad auf.

Als Herkunftsgebiet für das Feinmaterial des Bergener Sandlösses kommen die großen Grundmoränenflächen im Raum Walsrode-Verden — Visselhövede — Schneverdingen bis hin zur Wümme-Niederung bzw. den Raum um Rotenburg infrage, die nordwestlich des Sandlöß-Verbreitungsgebietes liegen. Die Verwitterung der drenthestadialen Grundmoräne dürfte genügend Ton und Schluff für den Sandlöß freigemacht haben.

Nördlich und nordöstlich des Bergener Sandlößgebietes liegen große zusammenhängende Sandgebiete. Sie erstrecken sich östlich der Linie Dorfmark — Soltau — Schneverdingen — Buchholz bis nahe Uelzen und Bodenteich hin. In ihnen vermuten wir das Haupt-Herkunftsgebiet des Flugsandes. Die Flugsandfelder am Nordrand des Sandlößgebietes, möglicherweise auch die Sandlagen im Sandlöß, scheinen an vorherrschend nördliche Winde gebunden zu sein.

Die in der Literatur angegebenen Windrichtungen zur Zeit der weichselzeitlichen Sandlöß-Akkumulation decken sich recht gut mit den hier abgeleiteten. VIERHUFF (1967) nimmt allgemein für Sandlöss in Niedersachsen westliche bis nordwestliche Winde an, mit starken lokalen Komponenten, ALTERMANN (1968) und MAUDREI (1968) rechnen für den Sandlöß im Fläming mit Winden aus vorherrschend nördlicher bzw. nördlicher und östlicher Richtung, LANG (1974) für den Sandlöß im Raum Wittingen vorherrschend aus Osten bis Ostnordosten. KOTTMEIER & MEYER (1988) und MEYER & KOTTMEIER (1989) haben nach Modellrechnungen für das unmittelbare Eisrandgebiet sowie Osteuropa antizyklonale Ost- und Nordostwinde als effektive Winde ermittelt, für Mittel- und Westeuropa Westwinde. SIEBERTZ (1988) führt die Decksedimente auf dem Niederrheinischen Höhenzug, so weit sie im Hochglazial entstanden sind, auf kontinentale Ostwinde mit einer starken Süd-Komponente zurück, und, so weit sie im ausgehenden Hochglazial und im Spätglazial entstanden sind, auf Südwestwinde mit einer untergeordneten Westwindkomponente. Der Widerspruch zu den zuvor angeführten effektiven Windrichtungen könnte durchaus lagebedingt sein.

6. Vergleiche mit anderen Sandlößgebieten östlich der Weser

Die in Niedersachsen östlich der Weser gelegenen Sandlößgebiete sind in nordwestlich-südöstlicher Richtung gestreckt (VIERHUFF 1967). Damit deutet sich eine gewisse Parallelität zum Außenrand des weichselzeitlichen Vereisungsgebietes an, worauf schon WORTMANN (1942) hinwies, auch eine gewisse Parallelität zum Außenrand des warthestadialen Vereisungsgebietes ist angedeutet (LANG 1974). Zu einem Vergleich mit dem Sandlößgebiet um Bergen bieten sich das von Steimbke und das von Wittingen-Hankensbüttel an, die dem Autor aus eigenen Kartierarbeiten vertraut sind.

Das Sandlößgebiet von Steimbke liegt auf einer nur von wenigen Tälern zerschnittenen Hochfläche unmittelbar südlich der Aller-Niederung. Es ist nach N und NW völlig offen und ungeschützt. Mit

einer Breite von etwa 6 km erstreckt es sich über 12,5 km in nordwest-südöstlicher Richtung. Der Sandlöß wird 1,4 m mächtig. Die größten Mächtigkeiten finden sich entlang des Nordrandes des Verbreitungsgebietes und im äußersten Nordwesten, wo sich der Sandlöß mit schluffreichem Flugsand verzahnt bzw. wo ihm Flugsandflächen nordwestlich vorgelegt sind. Sandlößmächtigkeiten von mehr als 1 m sind an einen etwa 2 km breiten Streifen am nördlichen Rand des Verbreitungsgebietes gebunden. Nach JORDAN (1980) erreicht der Sandlöß auf dem südlich anschließenden Blatt 3422 Neustadt am Rübenberge allgemein Mächtigkeiten von 0,5–0,7 m. Die Mächtigkeit nimmt also auch hier, allerdings wesentlich weniger deutlich als im Bergener Sandlößgebiet, von N bzw. NE nach S bzw. SSW hin ab.

Von 3 Profilen aus dem Bereich des Blattes 3322 Steimbke liegen Korngrößenanalysen vor; sie sind bei LANG (1990) aufgeführt. Auch hier weist das mächtige Profil den höchsten Schluffgehalt auf. Es liegt zugleich dem N-Rand des Verbreitungsgebietes am nächsten. Mit nach S abnehmender Profilmächtigkeit nimmt der Anteil an Feinmaterial ab bzw. der Sandgehalt zu.

Untersuchtes Profil	durchschnittl. Schluffgehalt über das ganze Profil	Sandlöß-Mächtigkeit
Steimbke B4/140a	60,95 %	1,2 m
Steimbke B2/59a	51,51 %	0,6 m
Steimbke B2/46a	44,45 %	0,6 m

Der Sandlöß in den Profilen B2/59a und B2/46a ist von einzelnen kleinen Geschieben bzw. Gerölln durchsetzt. Das Liegende beider Profile besteht aus Grundmoräne, deren oberste Schichten in einen geschiebeführenden, schluffigen Sand umgewandelt sind, bei Profil B4/140a aus schwach mittelsandigem Feinsand.

Ein Vergleich mit den von JORDAN (1980) in Form von einzelnen Summenkurven aufgeführten Analysen ist nur bedingt möglich, da hier Gesamtmächtigkeiten nicht aufgeführt sind. Aber auch hier ist es so, daß die Probe mit dem höchsten Schluffgehalt aus dem mächtigsten der beprobten Profile (aus 0,8 m Tiefe) stammt.

Eine Unterteilung in einen homogenen und einen sandstreifigen Sandlöß ist, der allgemein geringen Mächtigkeiten wegen, nur in wenigen Profilen vornehmlich am nordwestlichen Rand des Verbreitungsgebietes nahe der Grenze zu Flugsandfeldern erkennbar; sie ist auf mehr als 0,9 m mächtige Profile beschränkt.

Das Sandlößgebiet von Wittingen - Hankensbüttel (LANG 1969, 1974; DUPHORN 1969) ist mit seiner NW—SE-Erstreckung von etwa 25 km bei einer maximalen Breite von etwa 8 km wesentlich größer als das von Steimbke und auch von Bergen, jedoch bei maximalen Sandlößmächtigkeiten von nur 1,1 bis 1,2 m. Entsprechend weniger deutlich sind die Gesetzmäßigkeiten in der Mächtigkeitsentwicklung. Zusammenhängende Flächen mit einer Sandlößmächtigkeit von 0,8 m und mehr liegen im wesentlichen in einem Streifen zwischen Sprakensehl und Erpensen und dem Raum unmittelbar nördlich Wittingen, folgen also auch dem Nordrand des Verbreitungsgebietes, der auf der Höhe von Wittingen leicht nach S abbiegt. Die größten Mächtigkeiten finden wir im NW-Teil des Verbreitungsgebietes. Flugsand kommt in unmittelbarer Nähe nicht vor.

Korngrößenanalysen haben wir aus diesem Gebiet nicht. Die bisherige Tendenz einer Zunahme des Sandgehaltes mit abnehmender Profilmächtigkeit deutet sich hier bereits im Feldbefund an, ebenso die Unterteilung in oberen, ungeschichteten Sandlöß und unteren, sandstreifigen, geschichteten in den mächtigeren Profilen (LANG 1974).

Im Raum Wittingen — Hankensbüttel überdeckt der Sandlöß ein leicht hügeliges Gelände, das von etwa 115 m ü. NN im NW auf etwa 90 m im S und SE abfällt. Es ist nach allen Seiten offen und ungeschützt.

7. Schriftenverzeichnis

- ALTERMANN, M. (1968): Quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten im Gebiet Sachsen-Anhalt. — Dissertation Techn. Univ. Dresden.
- DEWERS, F. (1931/32): Flottsandgebiete in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zum Lößproblem. — Abh. Nat. Ver. Bremen, 28, Sonderh.: 131–204, 6 Abb., 2 Taf.; Bremen.
- DUPHORN, K. (1969): Kartierbericht Wittingen und Brome Nr. 3230 und 3331. — Ber. Arch. Nieders. Landesamt f. Bodenforschung: 11 S.; Hannover. — [Unveröff.]
- (1972): Geologie, in: Der Landkreis Gifhorn. Amtliche Kreisbeschreibungen, 26: 22–30, 1 Abb., 1 Ta.; Bremen-Horn (Dorn-Verlag).
- FIEDLER, H. J. & ALTERMANN, M. (1964): Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß („Flottsand“) im norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten. — Geologie, 13: 1199–1228, 27 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- GLATTHAAR, D. (1981): Sandlöß bei Damme — Boringhausen. Beiträge zur Glazialmorphologie und zum periglaziären Formenschatz. — Bochumer geograph. Arb., 40: 121, Abb. 17; Paderborn.

- HINZE, C. in: HINZE, C., JERZ, H., MENKE, B. & STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1:25000 (GK 25). — *Geol. Jb.*, A 112: S. 161; Hannover.
- JORDAN, H. (1980): *Geol. Karte Niedersachsen 1:25000*, Erl. Blatt 3422 Neustadt am Rübenberge, mit Beiträgen von E. COSAK, E. DAHMS, W. ECKELMANN, E. GROBA, W. IRRLITZ, F. KOCKEL, H. SCHNEEKLOTH & J. TÜXEN. — 88 S., 14 Abb., 4 Tab., 4 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- KLAUSING, C. (1990): Böden, in LANG, H. D.: *Erl. Geol. Kt. Niedersachsen 1:25000*, Bl. 3125 Bergen. — Hannover (Niederr. L.-Amt Bodenforsch.). — [Im Druck].
- KOTTMEIER, C. & MEYER, H.-H. (1988): Ein einfaches analytisches Modell zur Darstellung der atmosphärischen Zirkulation in Europa im Weichsel-Hochglazial. — *Erdkunde*, 42: 261—273, 7 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- LANG, H. D. (1974): Über Verbreitung, Zusammensetzung und Alter des Sandlößes im Raum Wittingen — Hankensbüttel. — *Z. dt. geol. Ges.*, 125: 269—276, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1983): *Geol. Kt. Niedersachsen 1:25000*, Erl. Bl. 3225 Offen. — 108 S., 8 Abb., 5 Tab., 8 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- (1990): *Geol. Kt. Niedersachsen 1:25000*, Erl. Blatt 3322 Steimbke. — 8 Abb., 9 Tab., 1 Taf., 7 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.). — [Im Druck].
- MAUDREI, F. (1968): Geomorphologische, stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen im Pleistozän des Niederen Fläming. — *Diss. Univ. Berlin*.
- MEYER, H.-H. & KOTTMEIER, C. (1989): Die atmosphärische Zirkulation in Europa im Hochglazial der Weichsel-Eiszeit — abgeleitet von Paläowind-Indikatoren und Modellsimulationen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 39: 10—18, 4 Abb.; Hannover.
- ROESCHMANN, G. (1963): Zur Entstehungsgeschichte von Parabraunerden und Pseudogleyen aus Sandlöß südlich von Bremen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 117 (Festband Lotze): 286—302, 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1968): Besonderheiten der Ton- und Eisenverlagerung in Parabraunerden aus Sandlöß südwestlich von Bremen. — *Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges.*, 8: 277—282, 1 Abb.; Göttingen.
- SIEBERTZ, H. (1988): Die Decksedimente auf den Nieder-rheinischen Höhenzug in ihrer Beziehung zu den Luftdruck- und Windverhältnissen während der Weichsel-Kaltzeit in Nordwestdeutschland. — *Natur am Niederrhein*, 3,1: 1—12, 8 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- STOLLER, J. (1915a): *Erl. Geol. Kt. 1:25000 von Preußen*, Bl. 3126 Hermannsburg: 61 S., 1 Kt., 10 Tab.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- (1915b): *Erl. Geol. Kt. von Preußen 1:25000*, Bl. 3226 Sülze. — 61 S., 1 Kt., 4 Abb., 9 Tab.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- VIERHUFF, H. (1967): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese der Sandlößvorkommen in Niedersachsen. — *Mitt. Geol. Inst. TH Hannover*, 5: 99 S., 35 Abb.; Hannover.
- WORTMANN, H. (1942): Bemerkungen zu einer Karte der Lößverbreitung in Niedersachsen. — *Arch. Landes- u. Volkskde. von Niedersachsen*, 12: 192—202; Oldenburg.

Manuskript eingegangen am 15. 12. 1989.

Ein mittelpaläolithischer Fundplatz in den Basiskiesen der Emscher-Niederterrasse bei Bottrop/Westfalen

RALF-W. SCHMITZ *)

Terraces, gravel, archaeological sites, fossil localities, artifacts, Paleolithic, Acheulian, *Mammuthus trigontherii*, teeth, Th/U, absolute age, Middle Pleistocene, Saalian

North Rhine-Westphalia, Rhine Westphalian Basin, TK 4507

Kurzfassung: Beim Umbau des Rhein-Herne-Kanales zwischen 1956 und 1975 wurde bei Bottrop in den „Knochenkiesen“ an der Basis der Emscher-Niederterrasse ein Siedlungsplatz des pleistozänen Menschen vom Bagger erfaßt. Bei dem Inventar des Platzes handelt es sich kulturell um ein Jungacheuléen, eine durch Faustkeile und blattförmige Schaber gekennzeichnete Formengruppe. Bis heute ist das Alter dieser Formengruppe (vorletzte oder frühe letzte Kaltzeit) im westlichen Mitteleuropa der Kernpunkt einer Kontroverse, entzündet am wichtigsten Jungacheuléen-Fundplatz Nordwestdeutschlands, Salzgitter-Lebenstedt (TODE 1982).

Das in Bottrop reichlich erhaltene Zahnmaterial von *Mammuthus trogontherii* eröffnete die Möglichkeit, mit naturwissenschaftlichen Datierungsmethoden dieser Frage nachzugehen.

Daran geknüpft ist der Versuch einer chronologischen Einstufung der Basiskiese der Emscher-Niederterrasse, deren Einordnung, meist in das frühe Weichselglazial, ebenfalls umstritten ist.

[A Middle Palaeolithic Site in the Base Gravels of the Emscher Lower Terrace near Bottrop/Westphalia]

Abstract: During the course of the Rhine-Herne Canal reconstruction project carried out between 1956 and 1975, a dredge unearthed a Pleistocene settlement situated in the base gravel "Knochenkiese" of the Emscher Lower Terrace near Bottrop. The objects found at the site have been culturally classified as Late Acheulian, a form group characterized by hand-axes and leaf-shaped scrapers. In the Western part of Central Europe, the age assignment of this form group (second or early last glacial period) has always been and still is a central point of controversy, inspired by the most important Late Acheulian site at Salzgitter-Lebenstedt (TODE 1982) in North-West Germany.

Thanks to the ample dental material from *Mammuthus trogontherii* preserved in Bottrop it has become possible to

investigate this question by way of scientific date establishing methods. Linked to this is an attempt at chronologically classifying the base gravels of the Emscher Lower Terrace whose age assignment — mostly to the early Weichselian glacial period — is also still disputed.

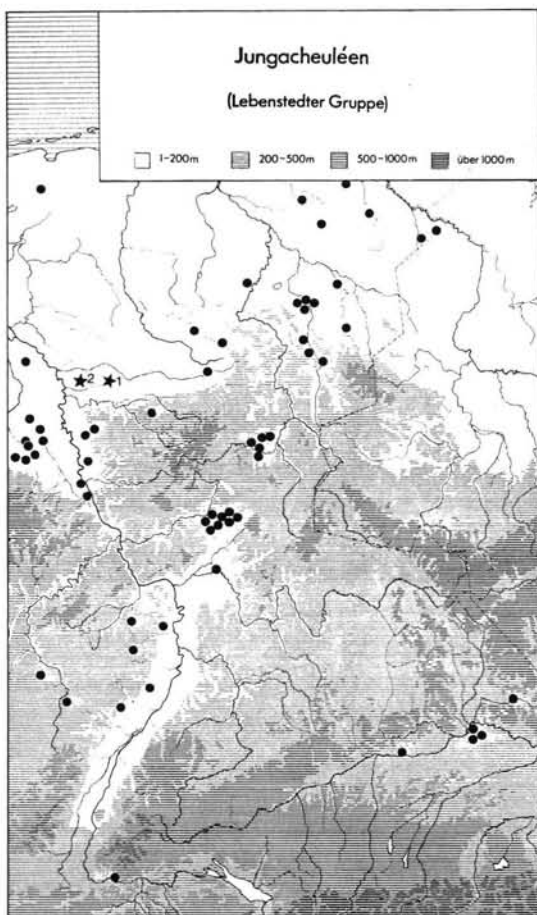


Abb. 1: Verbreitung des Jungacheuléen im westlichen Mitteleuropa (nach BOSINSKI 1967). — 1 Herne. — 2 Bottrop.

*) Anschrift des Verfassers: R.-M. SCHMITZ M. A., Institut für Ur- und Frühgeschichte, Weyertal 125, 5000 Köln 41.

1. Einleitung

Seit Beginn des Jahrhunderts wurde beim Bau des Rhein-Herne-Kanals und bei späteren Wasserbaumaßnahmen im Emschertal häufig eine grobsandige bis kiesige Schicht angeschnitten, die nordisches Material und pleistozäne Großsäugerreste enthält.

Mehrfach wurden darin mittelpaläolithische Siedlungsplätze erfaßt, so in Herne (KAHRS 1912), Bottrop (HEINRICH 1980) und Essen-Dellwig (BOSINSKI 1983: 80f., 90). Die Fundschicht wurde als „Knochenkiese“ bezeichnet — anfänglich deskriptiv nach ihrem Fundinhalt, später stratigraphisch, jedoch ohne Möglichkeit einer sicheren zeitlichen Einstufung.

Die Datierungsansätze schwanken zwischen Ende des Saaleglaziales (KAHRS 1912: 63), Übergang Saale/Eem (BÄRTLING 1912: 192), frühem Eem (MENZEL 1912: 200), spätem Eem bis frühem Weichselglazial (STEUSSLOFF 1934) und frühem Weichselglazial (ANDREE 1928: 280).

Die „Knochenkiese“ bilden nach BRUNNACKER (1982: 16, 26) die Älteste, nach JANSEN (1986: 102) einen Teil der Älteren Niederterrasse. Beide Autoren

nehmen ein frühweichselzeitliches Alter der Ablagerungen an.

BOSINSKI (1963: 137—139; 1967: 41; 1982: 48) betont dagegen die Ähnlichkeit des paläolithischen Fundmaterials mit saalezeitlichen Funden aus Frankreich und der DDR, so z. B. im Liegenden der Drenthegrundmoräne in Markleeberg bei Leipzig (BAUMANN & MANIA 1983: 88). Einen chronologischen Anhaltspunkt in der ansonsten nicht exakt festlegbaren Fauna stellt der Schädelrest einer Saiga-Antilope (*Saiga tatarica* ssp) dar; KAHLE (1975: 136) hält aufgrund der Morphologie eine Zuordnung des Bottroper Fundes zum Formenkreis der saalezeitlichen Saigas Europas für möglich.

2. Der Fundplatz Bottrop

Zwischen den Kanalkilometern 13,2 und 16,7 wurde der Rhein-Herne-Kanal in den Jahren 1956 bis 1975 (mit längeren Unterbrechungen) verbreitert und vertieft. Das anfallende Baggergut wurde mit Wasser vermischt und auf ein Spülfeld gepumpt, wo A. HEINRICH, der Leiter des Museums für Ur- und Ortsgeschichte Bottrop, und seine Helfer den Hauptteil des

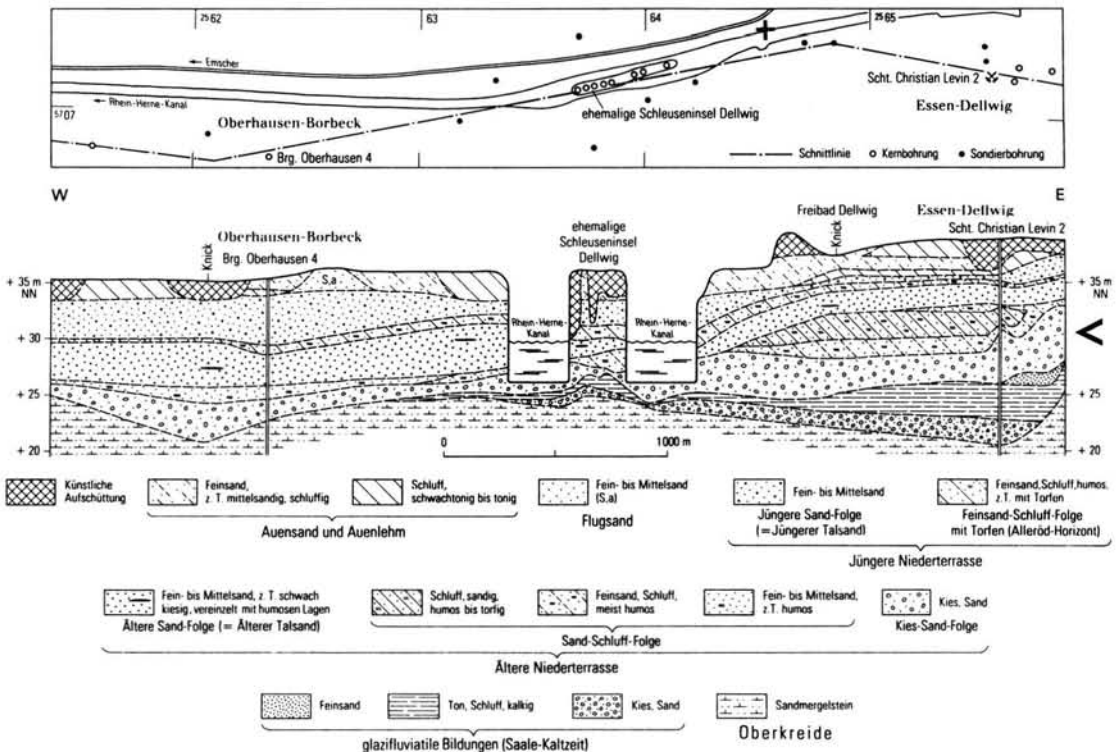


Abb. 2: Quartärablagerungen im Bereich Oberhausen-Borbeck/Essen-Dellwig/Bottrop. — + Fundplatz Bottrop, < Fundschicht. (Aus JANSEN & DROZDZEWSKI 1986; Fundort/Fundschicht vom Verf. gekennzeichnet.)

Fundmaterialen bergen konnten. Ein kleiner Teil der Funde wurde direkt auf dem Eimerkettenbagger sichergestellt. Steinartefakte und vom Menschen bearbeitetes faunistisches Material konnten nur dann beobachtet werden, wenn der Bagger bei Kanalkilometer 13,65 innerhalb eines 45 Meter langen Abschnittes im nördlichen Kanaldrittel lag (HEINRICH 1987: 80, 131).

Der Vergleich der Baggertiefe mit Bohrprofilen ermöglichte die Zuweisung der Funde zu den „Knochenkiesen“ (HEINRICH 1980: 113). Die Fundschicht entspricht der von JANSEN (1986: 104) beschriebenen Kies-Sand-Folge.

Es konnten 364 aus nordischem Feuerstein hergestellte Artefakte geborgen werden, die bis auf wenige Ausnahmen nicht verwittert oder abgerollt sind; daher

kann es als gesichert gelten, daß in Bottrop ein unverlagerter Siedlungsplatz entdeckt wurde.

Mit Faustkeilen, blattförmigen Schabern und präparierten Kernen (Abb. 3) sind die Kriterien für eine kulturelle Zuordnung zum Jungacheuléen gegeben.

Der sehr gute Erhaltungszustand der Steinartefakte erlaubte eine von G. LASS am Seminar für Ur- und Frühgeschichte der Universität Münster durchgeführte mikroskopische Gebrauchsspurenanalyse. Bei 200-facher Vergrößerung zeigten die Silices ein breites Verwendungsspektrum: neben dem Zerlegen von Tieren konnte die Bearbeitung von Holz, Knochen, Knochen/Geweihe und Haut/Leder nachgewiesen werden.

Knochen, Geweihe und Elfenbein ließen sich direkt durch bearbeitete Fundstücke als Werkstoffe belegen; so liegen u. a. Knochen- und Geweihestücke mit tief eingeschnittenen Kerben vor.

Das Tätigkeitsspektrum der Bottroper Freilandstation umfaßt somit alle Arbeiten, die man für den Bereich eines längerfristig besiedelten Platzes erwartet.

Nach den durch das Wasser- und Schiffsamt Duisburg erstellten Bohrprofilen floß ein von S in die Ur-Emscher mündender Bach unmittelbar am Siedlungsplatz vorbei (mündl. Mitt. U. STOTTROP, Ruhrlandmuseum Essen); daraus ergibt sich eine für mittelpaläolithische Freilandstationen häufig beobachtete Lage im Winkel zwischen einem Fluß und einem Bachlauf.

3. Datierung

Den Knochenkiesen des Siedlungsplatzumfeldes entstammt eine große Anzahl pleistozäner Großsäugerreste (HEINRICH 1987).

Aus dem *Mammuthus*-Zahnmaterial wurden drei sehr gut erhaltene Molare von *Mammuthus trogontherii* ausgewählt und von R. HAUSMANN am Geologischen Institut der Universität Köln mit der Thorium/Uran-Methode datiert. Dabei ergaben sich Mittelwerte von 189.300, 144.100 und 126.900 Jahren B. P.

Da alle Daten vor das Eem fallen, liegt ein erster konkreter Beleg für das Alter des nordwestdeutschen Jungacheuléen und für die warthezeitliche Einstufung der basalen Kiese der Emscher-Niederterrasse vor.

Die Gleichsetzung der „Knochenkiese“ des Emscher-tales mit ähnlichen Ablagerungen der Lippe erscheint nunmehr fraglich, da ^{14}C -Datierungen von Knochen aus der Älteren Niederterrasse der Lippe konventionelle Alter von 36.600 ± 1220 und 41.910 ± 960 Jahren B. P. erbrachten (SKUPIN 1983: 48).

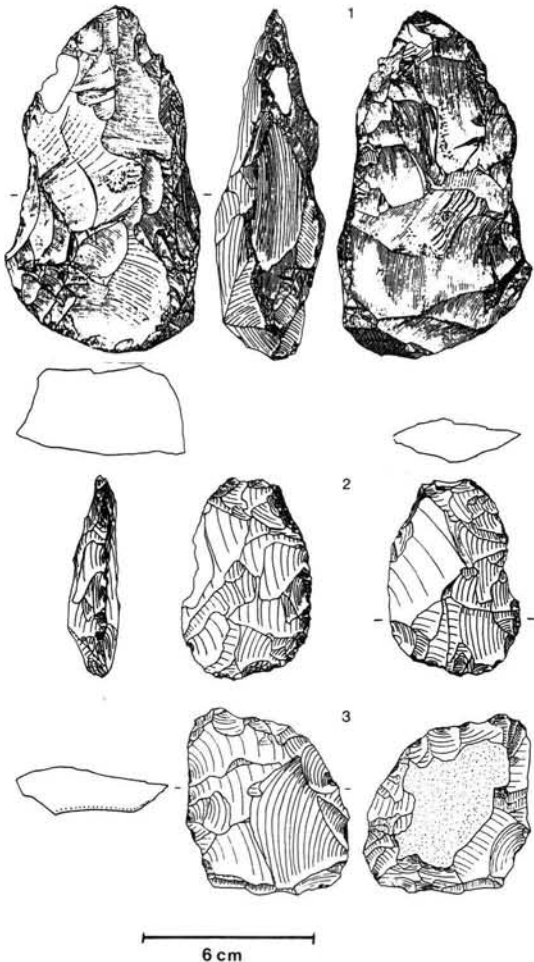


Abb. 3: 1 Faustkeil, 2 beidflächig retuschierter Schaber Typ Herne, 3 präparierter Kern vom Fundplatz Bottrop. —

Weitere Datierungen sind notwendig, auch im Hinblick auf die Frage, ob das Jungacheuléen eine reine Erscheinung des Saaleglaziales ist oder ob es ein Fortleben dieser Formengruppe in der frühen Weichselkaltzeit gibt.

4. Schriftenverzeichnis

- ANDREE, J. (1927): Altsteinzeitliche Funde aus Westfalen III.: Das Aurignacien von Datteln (Westf.) und die Altersstellung der paläolithischen Funde von Lippe und Emscher. — *Mannus*, 19: 92—103, 4 Abb., 5 Tab.; Leipzig.
- BAUMANN, W. & MANIA, D. (1983), mit Beitr. von TOEPFER, V. und EISSMANN, L.: Die paläolithischen Neufunde von Markkleeberg bei Leipzig. — Veröff. Landesmuseums für Vorgeschichte Dresden, 16: 280 S., 192 Abb., 33 Taf., 9 Tab.; Dresden.
- BÄRTLING, R. (1912): Über das geologische Alter der Funde von Menschenresten und Artefakten im niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. — *Z. Ethnologie*, 44: 187—195, 3 Abb.; Berlin.
- BOSINSKI, G. (1963): Eine mittelpaläolithische Formen-
gruppe und das Problem ihrer geochronologischen Einordnung. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 14: 124—140, 9 Abb., 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- (1967): Die mittelpaläolithischen Funde im westlichen Mitteleuropa. — *Fundamenta*, A 4: XI + 206 S., XV + 197 Taf., 7 Kt.; Köln, Graz.
- [Hrsg.] (1982): Das Eiszeitalter im Ruhrland. — Ruhrlandmuseum Essen: 75 S., 46 Abb., 1 Tab., 2 Kt.; Köln.
- (1983): Die jägerische Geschichte des Rheinlandes. — *Jb. RGZM*, 30: 81—112, 2 Tab.; Mainz.
- BRUNNACKER, K. (1982): Geologie. — In: BOSINSKI, G. [Hrsg.]: Das Eiszeitalter im Ruhrland. — Ruhrlandmuseum Essen: 75 S., 46 Abb., 1 Tab., 2 Kt.; Köln.
- HEINRICH, A. (1980): Eiszeitliche Funde aus dem Rhein-Herne-Kanal bei Bottrop. — *Westfälische Geographische Studien*, 36: 113—115; Münster.
- HEINRICH, A. (1987): Geologie und Vorgeschichte Bottrops. — *Geschichte Bottrops*, I: 256 S., 191 Abb.; Bottrop (Historische Gesellschaft e. V.).
- JANSEN, F. & DROZDZEWSKI, G. (1986), mit Beitr. von NÖTTING, J., PAAS, W., SUCHAN, K. H. & VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 4507 Mülheim a. d. R. — *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1: 25 000, Erl., 4507 Mülheim a. d. R.: 200 S., 18 Abb., 17 Tab., 4 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- KAHLKE, H. D. (1975): Der Saiga-Fund von Bottrop/Westfalen. — *Quartär*, 26: 135—146, 1 Abb., 1 Taf.; Bonn.
- KAHRS, E. (1912): Aus dem Museum der Stadt Essen: Prähistorische Funde im Industriegebiet. — In: Essens Entwicklung 1812—1912: 61—63, 1 Abb.; Essen (Fredebeul u. Koenen).
- MENZEL, H. (1912): Die Fauna der Fundschichten des quartären Menschen vom Rhein-Herne-Kanal und die Altersbestimmung der Artefakte. — *Z. Ethnologie*, 44: 195—200, 5 Abb.; Berlin.
- SCHMITZ, R. W. (1988): Die mittelpaläolithischen Fundplätze Herne und Bottrop im Emschertal. — *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 18: 311—321, 8 Abb., 3 Taf.; Mainz.
- SKUPIN, K. (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., MICHEL, G., REHAGEN, H. W. & VOGELER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4217 Delbrück. — *Geol. Kt. Nordrh.-Westf.* 1: 25 000, Erl., 4217 Delbrück: 120 S., 20 Abb., 6 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- STEUSLOFF, U. (1934): Das Periglazial des Jungdiluviums im Emscher- und Lippetal. — *Sitz.-Ber. naturhist. Ver. preuß. Rheinld. u. Westf.*, 1932/1933: 17—25, 1 Abb.; Bonn.
- TODE, A. (1982): Der altsteinzeitliche Fundplatz Salzgitter-Lebenstedt. — *Fundamenta*, A 11/1, 71 S., 6 Abb., 138 Taf.; Köln, Graz.

Manuskript eingegangen am 25. 9. 1989.

Spätglazial und Holozän auf der Stolzenauer Terrasse im Mittelwesertal

SUSANNE LIPPS & GERFRIED CASPERS *)

Holocene, fluvial features, braided streams, paleomeanders, floodplains, dunes,
lithostratigraphy, alluvial soils, loam, sand, size distribution, marker bed, Laacher See Tuff, paleorelief

Lower Saxony, Northwestern German Plain, Weser River, TK 3420

Kurzfassung: 1. Der Umschwung vom "braided river" zum mäandrierenden Fluß hat an der Mittelweser bei Stolzenau spätestens während des Alleröds, vielleicht schon während des Böllings stattgefunden. Im Alleröd kam es bereits zur Ablagerung eines Hochflut-/Auelehms durch einen mäandrierenden Fluß. Die großen, mäanderförmigen Paläorinnen auf der Stolzenauer Terrasse sind durchweg im Spätglazial entstanden. Das höhere Niveau der Stolzenauer Terrasse stellt ein Übergangsstadium zwischen der eigentlichen Niederterrasse (durch einen "braided river" aufgeschüttet) und der spätglazialen Stolzenauer Terrasse dar. Das höhere Niveau ist ebenfalls mindestens im Spätglazial entstanden.

2. Bis ins Präboreal hinein kam es in den Rinnen der Stolzenauer Terrasse zur Bildung von Mudden und Torfen. Der Anteil organischer Substanz in den Mudden ist verhältnismäßig hoch. Unterhalb einer Entkalkungstiefe von 2 m enthalten die Mudden um 5 % Kalk. Auf den Flächen kam es zu Hochflut-/Auelehmablagerung. Diese ist auf die nähere Umgebung der Paläorinnen begrenzt.

3. Boreal und älteres Atlantikum sind Zeiten relativer Ruhe. Aus diesen Zeiten sind nur wenige Sedimente überliefert, auch die Torfbildung war gering. Im ausgehenden Atlantikum kam es dann zu einer Erosionsphase, in deren Verlauf sich die Weser um etwa 3 m in die Stolzenauer Terrasse ein-tiefte; die heutige Weseraue entstand.

4. Auf der Stolzenauer Terrasse wurden in den Paläorinnen vom jüngeren Atlantikum bis in die vorrömische Eisenzeit hinein Torfe und Mudden mit hohem Anteil organischer Substanz abgesetzt. Mit der Bronzezeit setzte dann in der Weseraue die Auelehm-Sedimentation ein. Um die Zeit-wende herum trat wieder eine Ruhephase ein, und es kam zu einer weiteren, geringfügigen Erosion.

5. Mit dem Beginn des Mittelalters setzte eine starke Sedimentation sowohl in der Aue als auch auf der Stolzenauer Terrasse ein. Während des Mittelalters und teilweise noch in der Neuzeit wurden wesentlich mehr feinklastische Sedi-

mente abgesetzt als in den vorangegangenen Abschnitten des Spätglazials und Holozäns. Der organische Anteil in den Mudden ist gering. Torfbildung ist selten. In den Paläorinnen der Stolzenauer Terrasse kam es, wie auch schon im Subboreal, zu Erosionserscheinungen mit nachfolgender Muddesedimentation. Eine kontinuierliche Auelehmsedimentation fand nur in der Talaue statt. Auf der Stolzenauer Terrasse kam es nur im ausgehenden Mittelalter, bedingt durch außerordentliche Hochwässer, zu einer Auelehmsedimentation in der näheren Umgebung der Rinnen.

[Late Glacial and Holocene on the Stolzenau Terrace in the Middle Weser Valley]

Abstract: 1. At the middle Weser the change from a braided to a meandering river took place at the latest during the Alleröd, possibly already during the Bölling. During the Alleröd high-flood loam was deposited by a meandering river. The large paleomeanders on the Stolzenau Terrace developed during the Late Glacial. A higher level of the Stolzenau Terrace can be distinguished. It seems to be a transitional terrace between the "Niederterrasse" (accumulated by a braided river) and the Stolzenau Terrace. The higher level has been formed during the Late Glacial or even earlier.

2. Up to the Preboreal formation of gyttjas and peat took place in the channels of the Stolzenau Terrace. The gyttjas contain a relatively high amount of organic material. Below a decalcification depth of 2 m the content of calcium carbonate reaches about 5 %. On the flood plains sedimentation of high-flood loam takes place which is limited to the nearer surroundings of the fossil river channels.

3. Boreal and older Atlantic are times of rest. Only few sediments from those times can be found today. The peat formation is negligible. In the younger Atlantic an erosion phase occurs, during which the Weser incises about 3 m into the Stolzenau Terrace. The recent valley floor is formed.

4. In the channels of the Stolzenau Terrace peat and gyttjas with high contents of organic substance are formed from the younger Atlantic up to the preroman iron age. With the bronze age deposition of high-flood loam sets in

*) Anschrift der Verfasser: G. CASPERS, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51. Dr. S. LIPPS, Mozartstr. 7, D—4000 Düsseldorf 1.

on the recent valley floor. At the beginning of the Christian era this sedimentation ceases, and another, minor incision takes place.

5. With the beginning of the middle Ages a strong sedimentation in the recent valley floor as well as on the Stolzenau Terrace sets in. From then on up to modern times much more finegrained sediments are deposited than during the earlier parts of the Late Glacial and Holocene. The content of organic material in gyttjas is minimal, peat is scarcely formed. In the fossil river channels of the Stolzenau Terrace erosion with following gyttja formation takes place again. A continuous high-flood loam sedimentation exclusively occurs on the recent valley floor. On the Stolzenau Terrace high-flood loam deposition probably only takes place during the late middle Ages. Limited to the nearer surroundings of the channels it is due to extraordinary floods.

1. Einleitung

Das Arbeitsgebiet erstreckt sich im oberen Mittelwesertal am Westrand der Talaue zwischen Stolzenau und Liebenau (vgl. Abb. 1). Im Übergangsbereich zur Niederterrasse liegen hier zahlreiche verlassene Rinnen außerhalb des eigentlichen Überflutungsbereiches der Weser (Stolzenauer Terrasse). Im Bereich der heute noch regelmäßig überfluteten Talaue konnten bisher keine älteren als jungbronze- bis eisenzeitliche Auelehme sowie spätatlantische Rinnensedimente (Mudden, Torfe) gefunden werden (vgl. LIPPS 1987, 1988). Ein Auelehm, dessen Bildung LÜTTIG & MEYER (1980) im Atlantikum vermuteten, konnte jetzt zweifelsfrei zum qh (1) (ältester holozäner Auelehm) gestellt werden und ist somit eisenzeitlich.

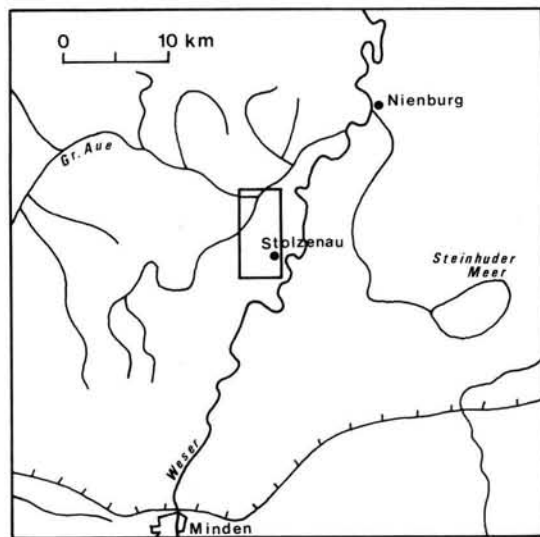


Abb. 1: Übersichtskarte.

Spätglaziale bis atlantische Sedimente wurden im Bereich der verlassenen Rinnen am Westrand der Aue bei Stolzenau vermutet. Diese Rinnen liegen 2–5 m über den Rinnen der heutigen Talaue und besitzen größtenteils die Form großer, gut ausgebildeter Mäander. Im Mittelwesertal treten solche Rinnen noch vereinzelt in anderen Gebieten auf. Jedoch zeichnet sich das Vorkommen westlich von Stolzenau durch seinen außerordentlich guten Erhaltungszustand aus, der wohl dem Umstand zu verdanken ist, daß die Weser hier im Verlauf des Holozäns ihren Lauf weit nach Osten verlagert hat.

Die Stolzenauer Paläomäander ähneln in ihren Merkmalen (Größe, Form, Höhenlage über den rezenten Mäandern) stark den von KOZARSKI (1983) aus dem polnischen Tiefland beschriebenen, ins Spätglazial datierten Mäandern der älteren Generation. Auch in anderen Flußgebieten Mitteleuropas treten vergleichbare Mäander auf, deren Ursprung im Spätglazial oder älteren Holozän zu suchen ist, so am Main (SCHIRMER 1980, 1983) und an der Ems (MÜLLER 1956, ROESCHMANN 1960).

Im Rahmen eines von der DFG geförderten Forschungsprojekts unter der Leitung von Dr. C. HINZE und Dr. H. JORDAN entstand am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLFb) die vorliegende Arbeit (ausführliche Darstellung in unveröff. Berichten LIPPS 1989 und CASPERS 1989).

Mit Hilfe von 117 Handbohrungen (Teufen bis zu 7 m) sowie Aufnahme von Aufschlüssen und der Auswertung von Bohrungen aus dem Vorlaufprogramm konnte die Verbreitung spätglazialer und früh- bis mittelholozäner Sedimente im oberen Mittelwesertal recht genau ermittelt werden. Pollenanalytische und ^{14}C -Datierungen ermöglichen es, das Sedimentationsgeschehen nachzuvollziehen. Die Datierung von 4 Holzproben mittels der ^{14}C -Analyse übernahm dankenswerterweise Herr Dr. M. A. GEYH (NLFb). Außerdem wurde an 42 Sedimentproben Korngrößenverteilung, Kalkgehalt und Glühverlust bestimmt (Sedimentlabor des NLFb (Dr. MATTIAT) sowie mikrobiologisches Labor der BGR (Dr. H. MÜLLER)). Allen, die an den Untersuchungen beteiligt waren, gilt unser Dank. Herr Dr. RIEZEBOS vom Physikalischen und Bodenkundlichen Labor der Universität Amsterdam übernahm dankenswerterweise die Untersuchung pyroklastischen Materials.

Hilfreiche wissenschaftliche Diskussionen zum Thema wurden mit zahlreichen Mitarbeitern des NLFb und anderer Stellen, die hier nicht alle namentlich aufgeführt werden können, geführt. Ihnen allen gilt unser Dank. Schließlich bedanken wir uns bei all jenen, die durch ihren unermüdlichen Einsatz im Gelände zum erfolgreichen Abschluß der Arbeiten beigetragen haben.

2. Morphologie der Stolzenauer Terrasse

Im Gegensatz zu der eigentlichen Talaue, deren Morphologie durch eine geschlossene Auelehmdecke weitgehend verdeckt wird, weist die Stolzenauer Terrasse eine lebhaftere Morphologie auf (vgl. Abb. 2). Die Abgrenzung der Talaue gegenüber der Stolzenauer Terrasse ist durch eine deutliche Kante gegeben. Die Kante wird durch eine Reihe von Mäanderaußenbögen gebildet, setzt sich also aus ehemaligen oder auch rezenten Prallhängen der Weser zusammen, wobei die vorspringenden Spitzen wohl durch Hochwässer geglättet wurden. Die Verbindung aller derartiger Mäanderaußenbögen wird von SCHIRMER (1983) als Nahrinne bezeichnet.

Die eigentliche Stolzenauer Terrasse ist ebenfalls durch eine, wenn auch nicht immer eindeutige Kante von einem höheren Niveau getrennt, dessen Morphologie bedeutende Abweichungen gegenüber den Oberflächenformen der Stolzenauer Terrasse aufweist. Auch hier wird die Kante durch Mäanderaußenbögen gebildet, sie ist aber durch Hochwasser nicht wesentlich geglättet worden, ein Indiz für das seltene Auftreten von flächenhaften Hochwässern auf der Stolzenauer Terrasse.

Bei dem höheren Niveau der Stolzenauer Terrasse scheint es sich um ein Übergangsstadium zwischen der Niederterrasse, die von einem "braided river" aufgeschüttet wurde, und der Stolzenauer Terrasse zu handeln, die eindeutig von einem mäandrierenden Fluß geprägt wurde. Auf dem höheren Niveau sind sowohl Reste eines verwilderten Flußsystems mit schmalen, oft muldenförmigen, mehr oder weniger gradlinig verlaufenden Rinnen zu erkennen als auch unvollkommen ausgebildete, kleine Paläomäander mit muldenförmigem oder auch schon ansatzweise kastenförmigem Querschnitt. Die kleinen Mäander finden sich gehäuft in der Nähe der Kante, die zur Stolzenauer Terrasse überleitet. Der Übergang zur eigentlichen Niederterrasse kann nicht genau festgelegt werden. Es gibt sowohl Bereiche, in denen die Niederterrasse von vielen Rinnen durchzogen ist, die zum Teil heute von kleineren Wasserläufen benutzt werden, als auch Bereiche, in denen keine Rinnen zu erkennen sind und die fast eben sind.

Verschiedene morphologische Elemente sind typisch für die Stolzenauer Terrasse. Die großen Mäanderbögen sind durch kastentalförmige Rinnen gekennzeichnet, die etwa 200 m Breite erreichen. Die Kante zum Prallhang hin ist dabei durchweg deutlich ausgeprägt und etwa 2 m hoch, wohingegen die Kante am Gleithang wesentlich flacher und weniger deutlich ausgebildet ist. Auch sie erreicht aber in der Regel noch einige dm Höhe, und der Kanteneindruck wird

oft noch durch die Bodennutzung verstärkt. Während in der Rinne Grünland zu finden ist, wird der Gleithang normalerweise ackerbaulich genutzt. In den Rinnen des höheren Niveaus ist größtenteils der Muldentaltypus vertreten, wenn sich auch vereinzelt bei den Übergangstypen die Kastentalförmigkeit andeutet. Aber auch auf der eigentlichen Stolzenauer Terrasse gibt es kleine Muldentälchen. Der Innenbogen eines Paläomäanders umschließt den höhergelegenen Mäanderkern, der sich zum Mäander hin als Gleithang relativ ungegliedert abdacht. Zur anderen Seite hin wird jeder Mäander durch ein jüngeres Stadium (also einen jüngeren Prallhang) abgeschnitten. Das dort herrschende, starke Gefälle vom Mäanderkern zur jüngeren Rinne hin trägt zur Entstehung von muldenartigen Erosionsformen bei, die ihren Ausgangspunkt im zentralen Teil des Mäanderkerns haben und in die jüngere Rinne münden.

Die großen Rinnen der Mäanderbögen sind in ihrem zentralen Teil mit Altarmsedimenten und Niedermoor torfen verfüllt. Anders sieht es jedoch in den Bereichen aus, die an jüngere Rinnen angrenzen, beziehungsweise von diesen seitlich angeschnitten wurden. Am (in Fließrichtung) Beginn der Mäanderschleife ist die Rinne stets durch einen Schwemmfächer verschüttet (vgl. Abb. 2), der aus sandigem Material aufgebaut wird. Der meist zungenförmige Schwemmfächer ist in der Regel eindeutig anhand der ackerbaulichen oder forstlichen Nutzung vom tieferliegenden, zentralen Rinnenbereich abzugrenzen. Die Genese eines solchen Schwemmfächers hat man sich wohl so vorzustellen, daß die ältere, vom Fluß schon verlassene Rinne bei Hochwasser erneut benutzt wird, wobei das Wasser aus den flussaufwärts gelegenen Bereichen von der benachbarten jüngeren Rinne her Zutritt. Dabei tritt schlagartig eine Verminderung der Fließgeschwindigkeit ein, die die Ablagerung von sandigem Material im oberen Bereich des Altarms zur Folge hat. Die ältere Rinne wird mehr und mehr zugeschüttet und dadurch immer seltener benutzt. Im zentralen Bereich kommt es zur Ablagerung von Stillwasser-sedimenten und später zur Torfbildung.

Ähnlich muß man sich die Entstehung der Sandbarren vorstellen, die die älteren Rinnen am flussabwärtigen Ende gegenüber den jeweils jüngeren verschließen. Auch sie fallen sofort durch ihre ackerbauliche Nutzung auf. Sie nehmen aber deutlich weniger Raum ein als die Schwemmfächer, und sie besitzen auch keine Fächerform. Ihre Form ist mit der eines Trapezes zu vergleichen. Auch sie dürften durch Verschüttung von den jüngeren Rinnen aus entstanden sein, wobei allerdings das Material (entgegen der eigentlichen Fließrichtung) nicht allzuweit transportiert werden konnte.

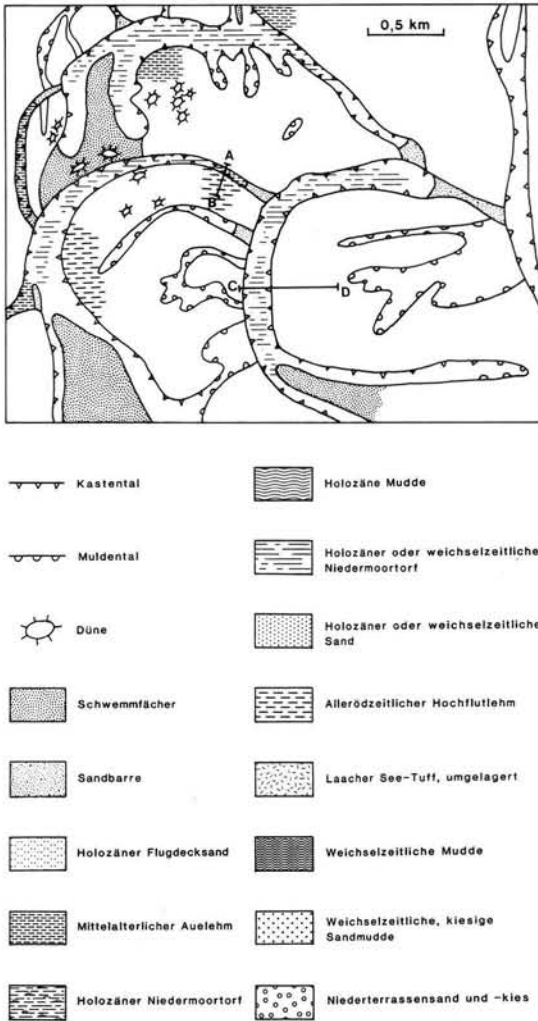


Abb. 2: Paläomäander auf der Stolzenauer Terrasse.

Eine geschlossene Hochflut-/Auelehmdecke fehlt der Stolzenauer Terrasse. Nur in unmittelbarer Umgebung der Rinnen, bevorzugt auf den tiefergelegenen Gleithängen, findet man eine mehrere dm bis 2 m mächtige Hochflut-/Auelehmdecke vor. Die Verbreitung der Lehmdecken ist lückenhaft. Sie greifen etwa 200 bis 500 m weit auf den Mäanderkern aus. Am Prallhang findet man sie nur vereinzelt. Hier können sie auch auf das höhere Niveau der Terrasse ausgreifen, während sie im allgemeinen auf die Stolzenauer Terrasse beschränkt sind. Anhand der Hochflut-/Auelehmverbreitung wird offensichtlich, daß die Stolzenauer Terrasse zur Zeit des mäandrierenden Flusses relativ selten überflutet wurde.

Die zentralen, hochgelegenen Bereiche der Mäanderkerne besitzen keine Lehmdecke. In der Regel tritt

hier Wesersand an die Oberfläche, der bereits in 1–2 m Tiefe in Kiese übergeht. Die Aufschlußsituation in diesen Kiesen und Sanden ist äußerst ungünstig. Wahrscheinlich handelt es sich jedoch im oberen Bereich um Ablagerungen eines mäandrierenden Flusses (mdl. Mitt. von KARSTEN MEINKE, NLFb), so daß anzunehmen ist, daß nicht nur die Rinnen, sondern auch die Mäanderkerne nicht der Niederterrasse (die von einem "braided river" aufgeschüttet wurde), sondern einer zeitlich eigenständigen, wahrscheinlich im Spätglazial anzusiedelnden Bildung, eben der Stolzenauer Terrasse, angehören.

Als bemerkenswerte Formen fallen auf der Stolzenauer Terrasse noch zahlreiche kleine Dünen auf. Sie sind sowohl auf der eigentlichen Terrasse als auch auf dem höheren Niveau zu finden. Sie treten oft in Schwärmen auf und sind gelegentlich mit dünnen Flugsanddecken vergesellschaftet. Sogar innerhalb der Rinnen sind sie auf Schwemmfächern zu finden. Vermutlich handelt es sich um ganz junge Bildungen, wahrscheinlich mittelalterlich (vgl. PYRITZ 1972).

3. Sedimente der Stolzenauer Terrasse

3.1. Kiesige Sande mit hohem organischen Anteil

Die größeren Paläomäander besitzen in der Regel eine Basis aus (kiesigen) Sanden, denen Holzstücke und andere Pflanzenteile in recht großer Zahl beigemischt sind (vgl. Abb. 3, 4). Häufig sind dünne Muddelagen eingeschaltet. Dieser Faziestyp wird insbesondere an den Prall- und Gleithängen recht mächtig. Unter den Gleithängen zieht er bis zu mehreren 100 m aus der Rinne heraus, bis er zwischen Hochflut-/Auelehmdecken und sterilen Sanden und Kiesen auskeilt. Im zentralen Teil der Rinnen, dort, wo die Rinnensedimente am mächtigsten sind, ist er häufig zerschnitten worden. Die neu entstandenen Rinnen wurden dann mit jüngeren Sedimenten verfüllt. Muddelagen und Holzteile ermöglichen eine pollenanalytische bzw. ^{14}C -Datierung dieser Sande. Da Mudden als Stillwassersedimente erst abgelagert werden, wenn die Rinne (zumindest vorübergehend) vom Fluß nicht mehr benutzt wird, ermöglicht die Pollenanalyse der tiefstgelegenen Mudden die Bestimmung eines Mindestzeitpunkts, vor dem die Rinne gebildet wurde. Für alle großen Paläomäander der Stolzenauer Terrasse läßt sich als Mindestalter das Spätglazial angeben (vgl. Tab. 1).

3.2. Feinklastige Sedimente

Die feinklastischen Sedimente bestehen aus Mudden und Hochflut-/Auelehmen. Die Geländeansprache

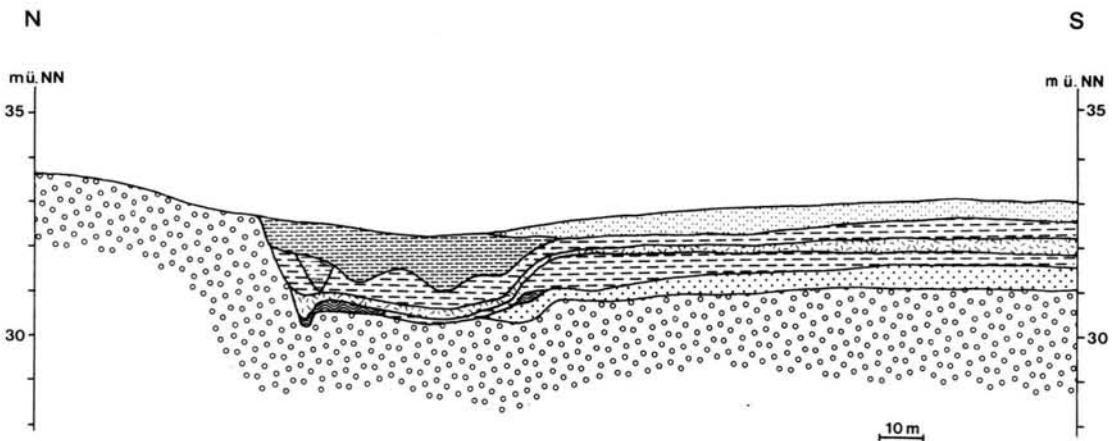


Abb. 3: Profil A—B.

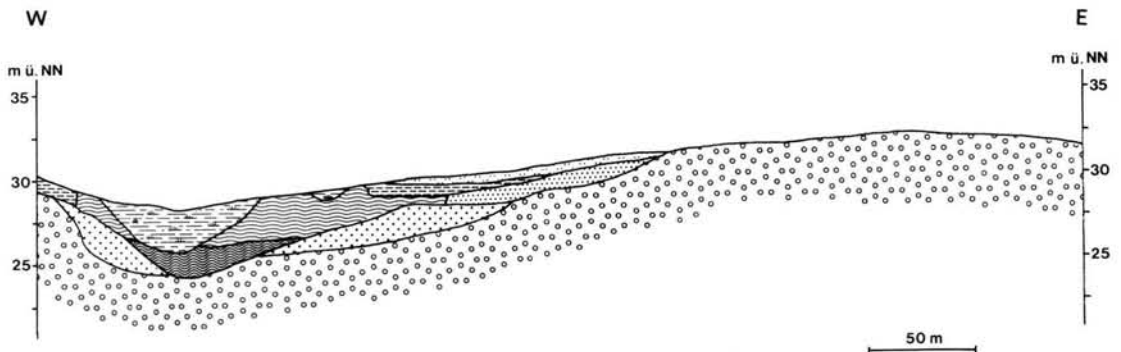


Abb. 4: Profil C—D.

Legende s. Abb. 2

kann anhand von Konsistenz und makroskopischem Eindruck (bei Mudden meist Pflanzenhäcksel deutlich erkennbar) in der Regel eindeutig durchgeführt werden, wobei Übergangstypen vorkommen. Bei den Laboruntersuchungen ergab sich ein derartig eindeutiges Bild nicht. Vielmehr zeigte die Glühverlustanalyse ganz klar, daß der Anteil organischer Substanz allein von der Korngröße des Sediments abhängig ist. Bei vergleichbarer Korngröße unterscheiden sich Mudden und Hochflut-/Auelehne nicht. Insgesamt lag der Gehalt an organischer Substanz in der Trockenmasse selten über 5 %. Die feinklastischen Sedimente konnten anhand der Korngrößenanalyse jeweils einem von 6 Korngrößenverteilungstypen (vgl. Kap. 3.2.3) zugeordnet werden, wobei sowohl Mudden als auch Hochflut-/Auelehne bei allen Typen vertreten sind. Die Mudden der Paläomäander sind somit als Sonderform der Hochflut-/Auelehne anzusehen. In den Mudden überwiegt der fluviatile, d. h.

mineralische Anteil zu etwa 95 %, während die Stillwassersedimentation mit etwa 5 % organischer Substanz an ihrer Entstehung beteiligt ist. Dennoch erscheint es schon aufgrund der eindeutig möglichen Geländeansprache gerechtfertigt, hier von Mudden zu sprechen, die dann entsprechend als Schluff- und Sandmudden zu klassifizieren sind. Der vergleichbar hohe Anteil organischer Substanz in den Hochflut-/Auelehnen dürfte auf Humus aus terrestrischen Bodenbildungsprozessen zurückzuführen sein.

3.2.1. Mudden

Mudden treten entweder in reiner Form oder (an der Basis) in Wechsellagerung mit kiesigen Sanden auf. Im zentralen Bereich der Rinne, wo die Rinnensedimente am mächtigsten sind, erreichen auch die Mudden ihre größten Mächtigkeiten. Der Bereich größter

Tab. 1: Fluviale Dynamik im Spätglazial und Holozän

Jahre AD	Stratigraphie n. OVERBECK 1975		Pollenzonen n. OVERBECK	Kulturperioden in NWD	Sedimentations- perioden M-Weser
1000	Holozän	Subatlantikum	XII	Neuzeit	Auelehm-Sedimentation (qh (2,3)) Mudden, selt. Torf
				Mittelalter	
0			XI	Völk. Wand. Zeit	
				Röm. Kaiserzeit	
- 1000			X	Vorröm. Eisenzeit	mit Bronzezeit einsetzende Auelehm-Sedimentation (qh (1))
- 2000		Subboreal	IX	Bronzezeit	
- 3000				Jüngere Steinzeit	
- 4000		Atlantikum	VIII	Mittlere Steinzeit	in Rinnen: Torfe und Mudden, viel organ. Substanz
- 5000					
- 6000					in Rinnen: Torfe und Mudden, rel. viel organ. Substanz, kalkhaltig
- 7000		Boreal	VII		
			VI		
- 8000		Präboreal	V		
- 9000	Pleistozän	Jüng. Parktundra	IV	Ältere Steinzeit	auf Flächen: Hochflutlehm (geringe Ausdehnung)
- 10000		Alleröd	III		
			b		
			a		
- 11000		Ält. Parktundra	II		
		Bölling	b		
			a		
- 12000		Baumlose Tundrenzeit	I		

NWD = Nordwestdeutschland

Mächtigkeit der Rinnensedimente liegt in Paläomäandern meist in relativer Nähe zum Prallhang, also dort, wo der Fluß sich am tiefsten eingeschnitten hat. Zum gleichen Ergebnis kam auch KOZARSKI (1983) an der Warthe. Die Mudden keilen zum Gleithang hin aus. Im Gegensatz zu den in Kap. 3.1 beschriebenen kiesigen Sanden verlassen sie aber den eigentlichen Rinnenbereich nicht.

In der Regel konnten die basalen Mudden in den großen Paläomäandern der Stolzenauer Terrasse mit Hilfe der Pollenanalyse in das Spätglazial datiert

werden. Jedoch wurde diese spätglaziale Fazies in einigen Fällen während des Holozäns zerschnitten und anschließend mit jüngeren Mudden verfüllt. Einen Anhaltspunkt für das Alter der Mudden in den Paläomäandern kann die Kalkgehaltsbestimmung liefern. In Tiefen bis etwa 2 m sind die feinklastischen Sedimente der Stolzenauer Terrasse fast vollständig entkalkt (Restkalkgehalte von bis zu 2 % treten auf). Unterhalb dieser Tiefe läßt sich dagegen in zahlreichen Fällen ein Anstieg des Kalkgehaltes auf 5 % und darüber feststellen. Es besteht ein (nicht immer eindeutiger) Zusammenhang zwischen Kalkgehalt und

Alter des Sediments. Spätglaziale Mudden sind in der Regel unterhalb von etwa 2 m kalkhaltig, holozäne Mudden dagegen auch in der Tiefe nahezu kalkfrei. Es liegt nahe, für die holozänen Mudden eine primäre Kalkarmut anzunehmen. Als Ursache für den Kalkgehalt der spätglazialen Mudden dürfte in erster Linie ein erhöhter Anteil kalkhaltigen Lösses im Ausgangsmaterial des mineralischen Bestandteils in Frage kommen. Die zunehmende Entkalkung des Lösses im Einzugsgebiet der Weser-Hochwässer könnte dann im Verlauf des Holozäns zu einem primär niedrigen Kalkgehalt im Sediment geführt haben.

3.2.2. Hochflut-/Auelehm

Die bisher übliche Unterscheidung zwischen wechsellagertem Hochflutlehm und holozänem Auelehm ist in dieser Form nach den vorliegenden Untersuchungen nicht mehr haltbar. Deshalb wird hier der Ausdruck „Hochflut-/Auelehm“ für einen Sedimenttypus verwendet, der bei Hochwässern von einem mäandrierenden Fluß außerhalb des Flußbettes (also in der Aue) abgelagert wird. Zur Sedimentation von Hochflut-/Auelehm ist es an der Mittelweser sowohl während des Spätglazials als auch während des Holozäns gekommen, wobei der holozäne Anteil überwiegt. Fast alle größeren und einige der kleineren Paläorinnen der Stolzenauer Terrasse weisen in ihrer unmittelbaren Umgebung (meist auf den tiefergelegenen Gleithang beschränkt) einen Hochflut-/Auelehmstreifen auf (vgl. Abb. 2). Manchmal greift der Hochflut-/Auelehm auch auf die eigentliche Rinne über. Zum höhergelegenen Mäanderkern hin keilt der Hochflut-/Auelehm aus. Es liegt also nicht, wie in der rezenten Aue, eine geschlossene Hochflut-/Auelehmdecke vor, sondern die Verbreitung ist nur lokal und an die tieferen Lagen gebunden. Verhältnismäßig weite Verbreitung haben die Lehme westlich von Schinna und Anemolter, wo sie früher sogar abgeziegelt wurden. Pollenanalytisch konnten fast alle Lehme der Stolzenauer Terrasse ins Mittelalter datiert werden, was wegen ihrer Lage von 2–3 m über der rezenten Auelehmdecke der Talaue erstaunen mag. Die Vermutung liegt nahe, daß es sich um ein zeitgleiches Äquivalent des spätmittelalterlichen qh(2)/S-Auelehms der Weseraue (vgl. LIPPS 1987, 1988) handelt. Dieses schluffig-feinsandige, also verhältnismäßig grobkörnige Sediment ist während der Klimaverschlechterung im 14. und 15. Jahrhundert abgelagert worden. Außerordentliche Starkregen ermöglichten Hochwässer, deren Ausmaß weit über das uns heute bekannte Maß hinausgegangen sein dürfte. Eine Überschwemmung der Paläorinnen der Stolzenauer Terrasse mit Auelehmablagerung im Spätmittelalter erscheint daher durchaus möglich. Schluff- und Tongehalt dieser Lehme sind deutlich höher als

im qh(2)/S-Auelehm, was sicherlich auf die Flußferne der Paläorinnen und die verlangsamte Fließgeschwindigkeit der Hochwässer in diesen Bereichen zurückzuführen ist.

Nur in einem Fall gelang eine verhältnismäßig sichere Datierung eines Hochflut-/Auelehms ins Spätglazial. Einer der großen Paläomäander der Stolzenauer Terrasse (bei Sögeberg) besitzt eine Lehmdecke, in der ein fluviatil umgelagerter Tuff weite Verbreitung besitzt. Der tuffhaltige Horizont erreicht Mächtigkeiten von bis zu mehreren dm und konnte in zahlreichen Bohrungen nachgewiesen werden (vgl. Abb. 3). Es ist der erste Fund dieser Art im Gebiet der Mittelweser. Aufgrund der Mächtigkeit des Horizontes kann es sich nur um Laacher See-Tuff (ca. 9000 v. Chr.) handeln. Der Hochflut-/Auelehm wäre also im Alleröd abgelagert worden. Ein geringmächtiges in situ-Vorkommen des Laacher See-Tuffs konnte noch im Seck-Bruch bei Hannover (DIETZ, GRAHLE & H. MÜLLER 1958) nachgewiesen werden. Bei dem Vorkommen auf der Stolzenauer Terrasse handelt es sich eindeutig um umgelagertes Material, dem ein hoher Anteil normalen Hochflutsediments beigemischt ist. Dennoch ist der Horizont im Gelände stets eindeutig zu erkennen. Er ist weißlich-grau oder blaßoliv gefärbt und äußerst krümelig. Oben und unten geht er in den Hochflut-/Auelehm über. Demnach enthält das Material vorwiegend Feldspate und Phyllosilikate, daneben Pyroxene. Auch vulkanische Gläser sind enthalten. Die Phyllosilikate dürften zum größten Teil nicht-vulkanischen Ursprungs sein. Aufgrund des hohen Tongehalts ist eine genauere Aussage nicht möglich (schr. Mitt. von RIEZEBOS, 14. 11. 88). Es muß sich um feinen vulkanischen Staub gehandelt haben, der im Einzugsgebiet der Weser abgelagert und schon kurze Zeit später durch Starkregen abgeschwemmt und im Wesersediment abgelagert worden ist.

3.2.3. Korngrößenverteilungstypen

Mudden und Hochflut-/Auelehme der Stolzenauer Terrasse können aufgrund der Zusammensetzung ihrer mineralischen Fraktion jeweils einem von 6 Korngrößenverteilungstypen zugeordnet werden. Typ A zeichnet sich durch einen hohen Mittelsandanteil (um 40 %) aus. Schluff ist mit rund 15 %, Ton mit rund 25 % vertreten. Dieser Typus tritt nur selten und am Rand der Stolzenauer Terrasse auf. Die Sedimente sind durchweg ins Spätglazial datiert. Der hohe Mittelsandanteil ist wahrscheinlich auf Zufuhr von Abschlammungen von der Niederterrasse zurückzuführen. Typ B ist häufig in den großen Paläomäandern vertreten. Grobschluff herrscht mit 25–45 % deutlich vor, der Tongehalt liegt bei 25 %. Die Sedimente

des Typs B sind ebenfalls recht alt (Spätglazial bis Präboreal).

Aus dem Holozän stammen die Sedimente der Typen C bis F. Der selten vertretene Typ C wurde am westerwärtigen Rand der Stolzenauer Terrasse seit dem ausgehenden Boreal sedimentiert. Auffällig ist der hohe Tongehalt (40–50 %). Daneben tritt Mittelsand mit 5–10 % deutlich hervor. Sehr häufig kommt der Typ D vor. Die Schlufffraktion ist mit 40–50 % vertreten, der Tongehalt liegt bei 20 %. Auch hier fällt ein hoher Mittelsandanteil (10–25 %) auf. Es handelt sich durchweg um Sedimente aus dem jüngeren Holozän (Subboreal und Subatlantikum), die meist ebenso wie Typ C an der wesernahen Seite der Stolzenauer Terrasse abgelagert wurden. Seit der römischen Kaiserzeit wurden Sedimente des Typs E am westerfernen Rand der Stolzenauer Terrasse abgelagert. Grobschluff und Feinsand herrschen mit je etwa 30 % vor. Sedimente des Typs E treten relativ selten auf. Häufiger kommt Typ F vor. Es handelt sich um sehr junges Material (jünger als 1400 n. Chr.), das wesernah auf der Stolzenauer Terrasse zur Ablagerung kam und sich vorwiegend aus Grobschluff und Ton (je etwa 35 %) zusammensetzt.

3.3. Torfe

In den Rinnen der Stolzenauer Terrasse sind sowohl Anmoorbildungen als auch recht mächtige Niedermoor- oder Torfe aus dem Spätglazial und Holozän vertreten. Auch in den muldenförmigen Rinnen des höheren Niveaus sind sie, meist im Gegensatz zu Mudden, hier und da vertreten. Für die Muddenbildung ist ein ganzjährig bestehendes limnisches Milieu erforderlich. Hierfür dürfte in den schmalen, hochgelegenen Rinnen des höheren Niveaus der Grundwasserstand in der Regel nicht ausgereicht haben. Dagegen konnten sich in den tiefergelegenen Bereichen dieser Rinnen, die oft kastenförmig erweitert sind, teilweise bis heute kleine Niedermoor halten. Demzufolge sind die Torfe auf dem höheren Niveau oft sehr jung, teilweise datieren sie aber auch bis ins Spätglazial zurück.

Weite Verbreitung besitzen Niedermoor- oder Torfe in den zentralen Bereichen der großen Paläorinnen. Auch hier konnten an den tiefsten und daher feuchtesten Stellen bis in die jüngste Zeit hinein Niedermoor aufwachsen. Zum Gleithang hin keilen die Torfe an der Oberfläche aus oder lösen sich in Torflinsen auf.

In der Regel sind die Niedermoor- oder Torfe jünger als die Mudden in der jeweiligen Paläorinne oder dem jeweiligen Rinnenabschnitt. Meist ist der Torf in einer Rinne aufgewachsen, die sich entweder nach vollständiger Verlandung des Altarms erneut eingeschnitten hat

oder die bei unvollständiger Verlandung noch nicht mit Mudde verfüllt war. Dies kann nur bei abgesunkenem Wasserstand geschehen sein, verursacht vielleicht teilweise durch die Eintiefung der Weser im Atlantikum (vgl. LIPPS 1987, 1988), die zur morphologischen Ausbildung der Stolzenauer Terrasse geführt hat. Phasen sinkenden und steigenden Grundwasserstandes muß es auf der Stolzenauer Terrasse aber auch zu anderen Zeiten gegeben haben, da es einerseits bereits im Spätglazial zu einer gewissen Torfbildung gekommen ist, andererseits aber die Muddebildung in den Paläorinnen im Mittelalter einen Höhepunkt erreichte. Als Ursachen kommen sowohl überregionale Einflüsse (Klimaschwankungen) als auch regionale Einflüsse (Entfernung vom Vorfluter Weser) in Frage.

3.4. Abschlämmassen

Die muldenförmigen Rinnen des höheren Niveaus der Stolzenauer Terrasse sind größtenteils mit Abschlämmassen verfüllt. Es handelt sich um sehr unterschiedliches Material, meist mit hohem Sandanteil, das überwiegend durch mittelalterliche und neuzeitliche Bodenerosionsprozesse in die Rinnen gespült wurde. Die pollenanalytische Datierung von geringmächtigen Muddeschichten im Liegenden der Abschlämmassen führte zu dem geringen Alter dieser Sedimente. In den meisten Fällen sind die Sedimente der Rinnen des höheren Niveaus der Stolzenauer Terrasse erstaunlich jung, so daß in einigen Fällen eine spätmittelalterliche Entstehung in Zusammenhang mit den Starkregen des 14. und 15. Jahrhunderts nicht auszuschließen ist. Dies kann jedoch nicht für alle Rinnen auf dem höheren Niveau gelten, da in einigen Fällen spätglaziale bis subboreale Rinnenfüllungen nachgewiesen werden konnten.

4. Schriftenverzeichnis

- DIETZ, C., GRAHLE, H.-O. & MÜLLER, H. (1958): Ein spätglaziales Kalkmudde-Vorkommen im Seck-Bruch bei Hannover. — *Geol. Jb.* 76: 67–102, 9 Abb.; Hannover.
- KOZARSKI, S. (1983): The Holocene Generation of Paleomeanders in the Warta River Valley, Great Polish Lowlands. — *Geol. Jb. A* 71: 109–118, 5 Abb.; Hannover.
- LIPPS, S. (1987): Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben „Fluviatile Dynamik nordwestdeutscher Flüsse im Jungquartär“. — DFG-Aktenzeichen Hi 355/1–2: 66 S., 5 Abb., 4 Tab., 37 Prof., 2 Kt., mit einem Anhang von H. MÜLLER: 15 S., 2 Tab.; (unveröff. Ber. NLFb); Hannover.

- LIPPS, S. (1988): Fluviale Dynamik im Mittelwesertal während des Spätglazials und Holozäns. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 38: 78—86, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- LÜTTIG, G. & MEYER, K.-D. (1980): Erläuterungen zur Geol. Karte von Niedersachsen, 1: 25 000, Blatt 3320 Liebenau. — 118 S., 9 Abb., 12 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MÜLLER, H. (1956): Ein Beitrag zur holozänen Emstalentwicklung zwischen Meppen und Dörpen auf Grund von pollenanalytischen Untersuchungen. — *Geol. Jb.*, 71: 491—504, 6 Abb.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. — 719 S.; Neumünster.
- PYRITZ, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebecken im Niedersächsischen Tiefland. — *Göttingen Geogr. Abh.*, 61, 153 S., 27 Abb., 3 Beil.; Göttingen.
- ROESCHMANN, G. (1960): Die Grundwasserböden des Emsales zwischen Rheine und Papenburg und ihre Beziehungen zur Geschichte des Emslaufes. — *Geol. Jb.*, 77: 741—820, 2 Taf., 11 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1980): Exkursionsführer zum Symposium Franken. Holozäne Talentwicklung — Methoden und Ergebnisse. — 210 S., Düsseldorf.
- (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. — *Geol. Jb. A* 71: 11—43, 9 Abb.; Hannover.
- Manuskript eingegangen am 22. 2. 1989,
Nachträge Februar 1990

Quartäre kalkige Äolianite von N-Menorca (Balearen, westliches Mittelmeer)

DIERK HENNINGSEN *)

Eolianite, biocalcarene, petrography, modal analysis, Pleistocene, foraminifers
Balearic Islands, Minorca

Kurzfassung: Vom Norden der Insel Menorca (Balearen, westliches Mittelmeer) werden drei Serien von kalkigen Äolianiten beschrieben. In ihrer petrographischen Zusammensetzung unterscheiden sich Proben aus der älteren von solchen aus den beiden jüngeren Serien aufgrund des fast völligen Fehlens von silikatischen Mineralen und Gesteinsresten sowie — innerhalb der Biogene — durch ein Vorherrschen von Schalen von Foraminiferen gegenüber Resten von Kalkalgen. Vermutlich entstanden die Jüngsten Äolianite während des letzten Glazials, während die Jüngeren in das frühe Pleistozän und die Älteren an den Übergang Pliozän/Pleistozän gestellt werden müssen. Damit wird deutlich, daß es offenbar auf den Balearen nicht regelmäßig in jedem Glazial zur Bildung von Äolianiten gekommen ist.

[Quaternary calcareous Eolianites from Northern Minorca
(Balearic Islands, Western Mediterranean)]

Abstract: Three different series of calcareous eolianites are described from Northern Minorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). The petrographic composition of samples from the three series is not uniform: in the oldest series, contrary to the younger ones, only very few siliceous minerals or rock fragments are present, among the bioclasts there are more tests of forams than fragments of calcareous algae. Presumably the youngest eolianites originated during the last glacial period, the older eolianites during the early Pleistocene and the oldest near the transition of the Pliocene to the Pleistocene. This indicates that most likely in the Balearic region the formation of eolianites did not take place regularly during every glacial period.

1. Einleitung

Die im Bereich des westlichen Mittelmeeres vor allem an den Inselküsten verbreiteten kalkigen Äolianite werden allgemein als Bildungen von aridem Klima

und Regressionsphasen, also Glazialzeiten, angesehen. Bei abgesenktem Meeresspiegel wurden aus den trockengefallenen Schelfgebieten die nicht viel vorher abgelagerten Fossilreste und andere sandige Komponenten auf das Land geweht. Wo die Äolianite sich in verschiedene Serien gliedern lassen — wie z. B. auf den Balearen — ist die Frage wichtig, ob und wie weit sich die verschiedenen Serien mit bestimmten pleistozänen Kaltzeiten (Glazialen) parallelisieren lassen. Hierbei gibt es trotz einiger Bearbeitungen durchaus noch erhebliche Probleme, wie im folgenden an dem Beispiel eines Teilbereiches (Halbinsel Cavalleria bzw. Caballeria, Bucht von Tirant, s. Abb. 1) aus dem N der Insel Menorca gezeigt werden soll.

Die auf den Balearen oft als „marés“ bezeichneten kalkigen Äolianite sind überwiegend windabgelagert, zeigen aber vielfach auch Zeichen einer Sedimentation in (z. B. im früheren Strandbereich) oder Umlagerung durch fließendes Wasser (z. B. in Verbindung mit Abschwemmvorgängen). In Menorca überlagern die Äolianite diskordant Gesteine des Tertiärs, Mesozoikums oder Jungpaläozoikums. Im N-Teil der Insel wird seit längerem eine ältere von einer jüngeren Serie abgetrennt: Die ältere kommt vor allem auf der Halbinsel Cavalleria und östlich von Fornells vor; sie wurde von BOURROUILH & MAGNÉ (1963) und BOURROUILH (1973) aufgrund von Funden von Foraminiferen und Landschnecken an den Übergang Pliozän/Pleistozän gestellt, während sie von MERCADAL et al. (1970) hauptsächlich wegen ihrer Landschnecken-Fauna als vermutlich Mindel-zeitlich eingestuft wurde. CUERDA (1975) nennt in seiner zusammenfassenden Übersicht beide Auffassungen, ohne sich einer von beiden anzuschließen.

Die jüngeren Äolianite an der Bucht von Tirant (Cala Tirant) wurden von BOURROUILH (1973: Abb. 11 und Anl. 3) zwar nach ihrer Höhenlage (unterhalb bzw.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. D. HENNINGSEN, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, Callinstr. 30, D — 3000 Hannover 1.

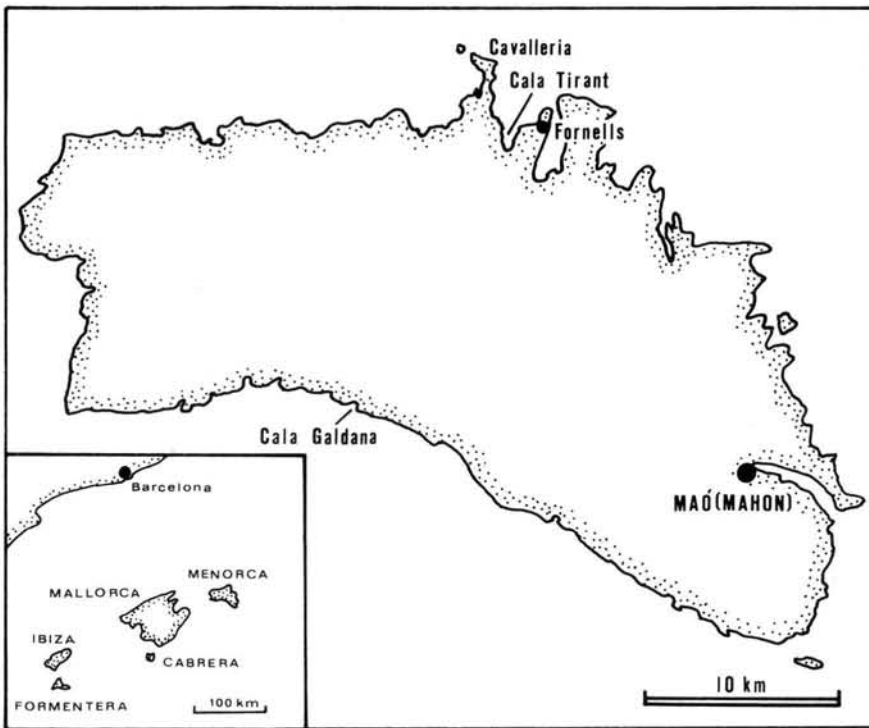


Abb. 1:
Übersichtskarte
der Insel
Menorca mit
Lage der im
Text erwähnten
Lokalitäten.

oberhalb von 40 m ü. NN) kartiert, aber sonst nicht weiter unterschieden. Auch MERCADAL et al. (1970) nennen von der Cala Tirant nur Äolianite der Würm-Zeit, die sie zwischen den Meereshochständen des Paläotyrrens und Eutyrrhens einordnen. Von anderen Lokalitäten Menorcas listen sie aber auch ältere Äolianite auf, die sie dem Riß-Glazial zuweisen. Diese Einstufung wird ebenfalls mit dem Auftreten bzw. Nichtvorhandensein von Gehäusen bestimmter Landschnecken begründet. Sie paßt sich einem Altersschema an, wie es von BUTZER & CUERDA (1962) und CUERDA (1975) für die Äolianite der Insel Mallorca entwickelt worden war, wobei auch unterschiedliche Höhenlagen von Strandterrassen einbezogen wurden, ohne daß auf den Einfluß von auf den Balearn sehr differenzierten jungen Vertikalbewegungen ausreichend eingegangen worden wäre.

Wenig ist bisher über die petrographische Zusammensetzung der Äolianite Menorcas und möglichen Unterschiede entsprechend ihrem Bildungsalter bekannt. BOURROUILH (1973) machte einige Angaben vor allem über die Älteren Äolianite. Eine Untersuchung von Proben aus verschiedenen alten Serien wie auf der Nachbarinsel Mallorca, wo CALVET et al. (1980) feststellten, daß mit zunehmendem Alter die weniger stabilen Komponenten Aragonit und Mg-reicher Kalzit abnehmen — wobei allerdings große Streuungen auftreten — liegt von Menorca nicht vor.

Ziel dieser Arbeit ist es, die im Gelände gewonnenen Hinweise für eine Untergliederung der Äolianite in N-Menorca mit Untersuchungen ihres Stoffbestandes zu verbinden und anschließend ihre jeweilige Altersstellung zu erörtern. In einigen Punkten wurden dabei Arbeitsergebnisse von H. SCHMIDT (1989) berücksichtigt; das hier vorgelegte Konzept hat aber allein der Verfasser zu vertreten.

Die Geländearbeiten für diese Untersuchung erfolgten in Absprache mit der Comisión de Geología in Madrid (Vorhaben 7/87). Sie wurden hauptsächlich im Sommer 1987 durchgeführt, wobei dankenswerterweise die Hannoversche Hochschulgemeinschaft einen Reisekosten-Zuschuß an H. SCHMIDT und den Verfasser gewährte.

2. Geländebeobachtungen

Die Ältesten Äolianite im N von Menorca haben meist eine weiße oder rötliche Farbe. Sie sind etwa 50 m mächtig. Das in der Regel fest zementierte kalkige Gestein ist häufig laminiert und weist Schrägschichtungslamellen auf, die mit meist geringen Winkeln (weniger als 30°) in wechselnde Richtungen einfallen. Auf der Halbinsel Cavalleria treten innerhalb der Schichtfolge Diskordanzen, teilweise mit Lagen von Kalkstein-Geröllen und Rotlehm-



Abb. 2: Ältere Äolianite, etwa 10 m mächtig, über dolomitisierten Kalksteinen der Jura-Zeit. Diskordanzen (D) innerhalb der Äolianite und an ihrer Basis, teilweise mit Rotlehm gefüllt. Pfeil in Bildmitte = Ziege als Größenmaßstab. Halbinsel Cavalleria.



Abb. 3: Heruntergebrochenes Paket von Jüngeren Äolianiten mit steilem Einfallen, teilweise (rechte Bildseite) überlagert von flach meerwärts geneigten, hier geringmächtigen Jüngsten Äolianiten. E-Seite Bucht von Tirant.

Bildungen, auf (Abb. 2). Lokal gibt es einzelne Schlottenfüllungen mit gelblichen Jüngeren oder Jüngsten Äolianiten. Die Unterseite der Ältesten Äolianite liegt etwa horizontal in einer Höhe von etwa 40 m ü. NN, biegt aber örtlich auf weniger als 20 m ü. NN herunter, vermutlich infolge junger tektonischer Verstellungen. Die Oberseite dieser Serie erreicht in der Nähe des Leuchtturms an der Nordseite der Halbinsel Cavalleria eine Höhenlage von etwa 90 m ü. NN.

Trotz des Auftretens von Wurzelröhren, Gehäusen von Landschnecken und dem Pilz-artigen Rest *Microcodium* sowie speziellen Schrägschichtungsformen, die von MERCADAL et al. (1970) als Hinweise auf eine festländisch-äolische Bildung angesehen wurden, macht das Gestein im Sinne von BOURROUILH & MAGNÉ (1963) und BOURROUILH (1973) eher den

Eindruck einer Bildung eines flachmarinen Bereichs, der allerdings häufig trockengefallen ist.

Der jüngere Marés an der E-Seite der Cala Tirant läßt sich in Erweiterung der bisherigen Angaben in der Literatur in zwei Serien unterteilen, die im folgenden als Jüngere und Jüngste Äolianite bezeichnet werden.

Die etwa 5–10 m mächtigen J ü n g e r e n Ä o l i a n i t e haben überwiegend eine graue Farbe. Sie sind meist gut zementiert und relativ gleichkörnig ausgebildet (überwiegend Mittelsand-Bereich). Schutt- und Geröll-Lagen kommen gelegentlich vor. Vorhandene Schrägschichtungslamellen fallen mehrfach steiler als 30°, meistens in westlicher Richtung, ein. Die Jüngeren Äolianite sind von der Küstenlinie bis auf Höhen von mehr als 60 m ü. NN zu verfolgen, wobei auffällt, daß ihre Unterseite nicht immer

mit dem heutigen Relief übereinstimmt: An der E-Seite der Cala Tirant steigt z. B. die Basis der Jüngeren Äolianite in NNE-Richtung hoch, obwohl hier ein Tal eingeschnitten ist, das offensichtlich während der Ablagerung der Serie in dieser Form noch nicht vorhanden war.

Eine Besonderheit zeigt ein am N-Rand der Ortschaft Tirant, ca. 1 km N des Südes der Bucht gelegener Aufschluß an der Küste: Eine Scholle der Jüngeren Äolianite ist infolge der Einwirkung einer früheren Brandung herabgebrochen und liegt heute mit steilem Einfallen unmittelbar auf der Strandplattform aus devonischen Sand- und Tonsteinen. Er wird teilweise bedeckt von flachlagernden Jüngsten Äolianiten (Abb. 3).

Die J ü n g s t e n Ä o l i a n i t e sind ebenfalls etwa bis zu 5—10 m mächtig; sie haben eine gelbe bis gelblich-bräunliche Farbe. Sie kommen vor allem an der E-Seite der Cala Tirant und deren Fortsetzung in Richtung Fornells vor. Das mittel- bis grobsandige Material ist teilweise fest kalkig zementiert, teilweise aber auch mürbe. Die Jüngsten Äolianite in dem untersuchten Bereich enthalten zahlreiche Schutt- und Geröll-Zwischenlagen (Material: devonische Sand-, Ton- und Mergelsteine von benachbarten Felsen und Bergrücken; Geröll/Fragment-Durchmesser bis mehr als 50 cm), die oft in meerwärtiger Richtung zunehmen. Sie weisen ebenso wie bis mehr als 1 m Durchmesser erreichende Rinnenfüllungen auf Transport und Umlagerung durch Wasser hin, daneben kommen aber auch Anzeichen für äolische Sedimentation vor, wie steil einfallende Schrägschichtung oder horizontal liegende planare Lamination. Aus allem ergibt sich ein vorwiegend äolischer Antransport mit festländisch-aquatischer Umlagerung.

Die Jüngsten Äolianite reichen sicherlich bis unter den heutigen Meeresspiegel herunter, auf dem Land ziehen sie sich in Anlehnung an das heutige Relief bis in Höhen von etwa 60 m ü. NN hinauf. Im Bereich

der E-Seite der Cala Tirant zeigen die Schrägschichtungslamellen eine Anwehung aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung an. Dieses hatte auch BOURROUILH (1973: 500) beobachtet, ebenso wie die vorher bei den Jüngeren Äolianiten beschriebene Herkunft aus westlicher Richtung. Da er die Äolianite aber als eine Einheit ansah, mußte er zum Ergebnis kommen, daß eine Ablagerung allein durch Wind bei derart verschiedenen Transportrichtungen unwahrscheinlich sei.

3. Zusammensetzung der Äolianite

In Gesteinsdünnschliffen von Äolianit-Proben aus den drei beschriebenen Serien wurde deren Zusammensetzung ermittelt. Im Prinzip treten dieselben Komponenten auf, wie sie ausführlich von gleichartigen Ablagerungen auf den Balearen-Inseln Ibiza und Formentera beschrieben wurden (HENNINGSEN, KELLETAT & HAGN 1981) und in ähnlicher Ausbildung u. a. auch von der Kanaren-Insel Fuerteventura bekannt sind (z. B. ROTHE 1986). Im folgenden wird auf eine Einzelbeschreibung der Komponenten verzichtet. Diese wurden nach der Auszählung zu folgenden Gruppen zusammengefaßt (Tab. 1):

1. Silikatische Minerale und Lithoklasten (Einzelkörner von Quarz, seltener Feldspäte, Glimmer und Schwerminerale; Fragmente/Gerölle von Sandsteinen, Quarziten, Silt- und Tonsteinen sowie Kieselgesteinen)
2. Karbonatische Lithoklasten und Abiogene (Fragmente von Kalksteinen, Intraklasten, Pelloide, Koprolithen u. a.)
3. Biogene (hauptsächlich Reste/Schalen von Rotalgen, Foraminiferen, außerdem von Bryozoen, Crustaceen, Echinodermen, Serpuliden u. a.)
4. Grundmasse/Zement (mikritischer oder sparitischer Zement, teilweise mit geringen Anreicherungen von Fe-Hydroxiden; Porenfüllungen).

Tab. 1: Zusammensetzung von Äolianit-Proben aus N-Menorca:

Arithmetische Mittelwerte in Vol. % mit Standard-Abweichung (s). Zählergebnisse nach H. SCHMIDT (1989), ergänzt.

	Ältere		Jüngere		Jüngste Äolianite	
		s		s		s
Silikatische Minerale / Lithoklasten	1	1	14	7	7	6
Karbonatische Lithoklasten	14	9	9	3	8	3
Biogene	38	9	25	12	40	6
Grundmasse/Zement	31	8	38	9	26	12
Porenraum	16	8	14	7	19	10

Bei der Ansprache bzw. Auszählung war es manchmal schwierig, zwischen wenig strukturierten Biogenen und karbonatischen Lithoklasten zu unterscheiden. Außerdem ist zu beachten, daß der Gesamt-Porenraum eher etwas höher als die in Tab. 1 angegebenen Werte ist, weil kleine Hohlräume in Biogenen (z. B. leere Kammern von Foraminiferen) nicht berücksichtigt wurden.

Ausgezählt wurden insgesamt 25 Proben (7 aus den Älteren und je 9 aus den Jüngeren und Jüngsten Äolianiten). Alle haben eine Korngrößen-Zusammensetzung im Mittelsand-Bereich, sind also insofern direkt miteinander vergleichbar. Gezählt wurden pro Probe zwischen 200 und 500, in der Mehrzahl der Fälle zwischen 300 und 400 Punkte.

Als Ergebnis der Auszählung ist festzuhalten, daß die Gehalte an einzelnen Komponenten, insbesondere die von Grundmasse/Zement und die der Porenräume, von Probe zu Probe stark schwanken. Proben aus der älteren Serie unterscheiden sich deutlich von denen der beiden jüngeren Serien, während die Proben aus diesen beiden im Mittel relativ gleichartig ausgebildet sind (Tab. 1). Im einzelnen gelten folgende typische Merkmale:

Ältere Serie: Keine oder fast keine silikatischen Komponenten/Lithoklasten, unter den Biogenen vorherrschend Foraminiferenschalen

Jüngere und jüngste Serie: Deutlicher Gehalt an silikatischen Komponenten, dieser meist bei den Jüngeren Äolianiten höher. Das ist angesichts eines vermutlichen Antransportes aus westlicher Richtung verständlich, weil im W der Bucht von Tirant paläozoische Sand- und Kieselgesteine eine größere Verbreitung haben als in N- und NE-Richtung (Herkunftsrichtung der jüngsten Serie).

Unter den Biogenen herrschen Rotalgen-Reste (Coralinaceen) weitaus vor, wobei insgesamt in Proben aus der jüngsten Serie der Gehalt an Biogenen höher ist, während in denen aus der jüngeren Serie reichlicher Grundmasse/Zement vorkommt. Beim Porenraum bestehen keine generellen Unterschiede zwischen den verschiedenalten Proben. Hierbei sind wie in Ibiza (HENNINGSEN, KELLETAT & HAGN 1981: 115) lokale Verhältnisse (z. B. Nähe zum Meer) offenbar wichtiger als eine mit höherem Alter zu erwartende Zunahme der sekundären Porenfüllungen.

4. Altersstellung der Äolianit-Serien

Die Äolianite der Jüngsten Serie auf N-Menorca sollten ebenso wie die jüngsten Äolianite auf den Nachbarinseln Mallorca und Ibiza dem Würm- bzw.

Weichsel-Glazial zugeordnet werden. In Jüngsten Äolianiten von der S-Küste Menorcas (Cala Galdana) tritt z. B. die Foraminiferen-Gattung *Amphisorus hemprichii* auf, die im Mittelmeer-Raum als Hinweis auf das Jungpleistozän angesehen wird (Früdl. Mitteilung von Prof. Dr. H. HAGN/München).

Die Jüngeren Äolianite von N-Menorca repräsentieren sicherlich eine Kaltzeit vor dem Würm-/Weichsel-Glazial. Ob diese aber im Sinne einer „Abzählstratigraphie“ dem Riß-/Saale-Glazial entspricht, ist zweifelhaft.

Bemerkenswert ist eine Übereinstimmung mit den Verhältnissen auf Mallorca insofern, als dort ebenfalls während der Ablagerung der jüngsten Serie die Winde hauptsächlich aus östlicher, während der Anwehung der nächst älteren Serie aber aus westlicher Richtung kamen (BUTZER & CUERDA 1962: 413). Ein Vergleich zwischen Menorca und Ibiza/Formentera zeigt Übereinstimmungen darin, daß dort zwischen den Äolianiten der jüngsten und denen der älteren Serie keine auffälligen Unterschiede festzustellen sind. Die älteren Äolianite von Ibiza müssen aber nach HAGN (in HENNINGSEN, KELLETAT & HAGN 1981: 121) aufgrund ihrer Foraminiferen-Fauna in das frühe Pleistozän (Emilianum) eingestuft werden. Ähnliche Äolianite von der S Mallorca gelegenen Insel Cabrera waren von MATEU, COLOM & CUERDA (1979) auch in das frühe Pleistozän gestellt worden. Die stratigraphische Zuordnung des Emilianums wird im Bereich des W Mittelmeeres nicht einheitlich vorgenommen. Wenn es, wie es zumeist geschieht, mit einer Kaltzeit parallelisiert wird, müßte es der Günz-/Menap-Zeit oder einem anderen Glazial im frühen Pleistozän entsprechen (z. B. CUERDA 1975: 18; KRÖMMELBEIN/STRAUCH 1986: Tab. 21). Im Gegensatz zu BUTZER & CUERDA ((1962) und CUERDA (1975) ist also festzuhalten, daß es von Mallorca keine eindeutigen Datierungen für Äolianite aus dem Riß- oder Mindel-Glazial, dafür aber von der vorlagernden Insel solche für ein noch älteres Glazial gibt.

Die Älteren Äolianite N-Menorcas unterscheiden sich, wie oben beschrieben, sowohl in ihrer Zusammensetzung als auch durch ihre meist stärkere Zementation deutlich von den Jüngeren und Jüngsten Äolianiten. Vergleichbare Gesteine wurden vom Verfasser auf Ibiza nicht beobachtet; ob sie auf Mallorca vorkommen, wie CUERDA (1975) vermuten läßt, bleibt offen. Sie müssen in jedem Fall älter als die Serien aus dem Emilianum sein; eine Alterseinstufung am Übergang Pliozän/Pleistozän im Sinne von BOURROUILH & MAGNÉ (1963) und BOURROUILH (1973) ist sehr wahrscheinlich.

In jedem Fall wird deutlich, daß es auf Menorca und den benachbarten Balearen-Inseln wahrscheinlich

nicht in jedem Glazial regelmäßig zur Ausbildung einer Äolianit-Serie gekommen ist, sondern diese nur unter speziellen Bedingungen in wenigen Kaltzeiten des Quartärs stattfand. Nach Auffassung des Verfassers sind derartige Sonderbedingungen bisher erst nachgewiesen vom Übergang Pliozän/Pleistozän, aus dem frühen Pleistozän und aus dem Würm-/Weichsel-Glazial.

5. Schriftenverzeichnis

- BOURROUILH, R. (1973): Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du NE de Majorque (Balears). — Thèse, Trav. Dép. Géol. Struct. Univ. Paris VI, 822 S.; Paris.
- & MAGNÉ, J. (1963): A propos de dépôts du Pliocène supérieur et du Quaternaire sur la côte nord de l'île de Minorque (Baléares). — Bull. Soc. Géol. France, 7. sér., V: 298—302; Paris.
- BUTZER, K. W. & CUERDA, J. (1962): Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean Sea. — J. Geology, 70: 398—416; Chicago/III.
- CALVET, F., PLANA, F. & TRAVERIA, A. (1980). La tendencia mineralógica de las coliniatas del Pleistoceno de Mallorca, mediante la aplicación del método de Chung. — Acta Geol. Hispanica, XV, 2: 39—44; Barcelona.
- CUERDA, J. (1975): Los tiempos Cuaternarios en Baleares. — 304 S., Palma de Mallorca (Diputación Provincial de Baleares).
- HENNINGSEN, D., KELLETAT, D. & HAGN, H. (1981): Die quartären Äolianite von Ibiza und Formentera (Balears, Mittelmeer) und ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Inseln. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 31: 109—133; Hannover.
- KRÖMMELBEIN, K. & STRAUCH, F. (1986): BRINKMANN'S Abriß der Geologie, 2. Bd.: Historische Geologie, 12./13. Aufl. — 404 S., Stuttgart (Enke).
- MATEU, G., COLOM, G. & CUERDA, J. (1979): Los foraminíferos plio/pleistocénicos de la Isla de Cabrera (Balears) y las condiciones paleoecológicas del antiguo Mar Balear. — Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares, 23: 51—86; Palma de Mallorca.
- MERCADAL, B., VILLALTA, B., OBRADOR, J. F. & ROSELL, J. (1970): Nueva aportación al conocimiento del Cuaternario menorquín. — Acta Geol. Hispanica, V, 89—93; Barcelona.
- ROTHER, P. (1986): Kanarische Inseln. — Slg. Geol. Führer, 81: 226 S.; Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- SCHMIDT, H. (1989): Marés von Menorca — quartäre äolische Karbonatsande und ihre Abgrenzung gegen flachmarine Bildungen. — Dipl.-Arbeit Univ. Hannover, 134 S.; Hannover. [Unveröff.]

Manuskript eingegangen am 25. 8. 1989.

Geschiebetransport im kanadischen und europäischen Inlandeis — ein Vergleich

KLAUS-DIETER MEYER *)

Quaternary, moraines, outwash, erratics,
pebbles, petrographic analysis, provenance, glacial transport, distance
Ontario, Manitoba, Saskatchewan

Kurzfassung: In Nordamerika und Fennoskandia gilt Lokaltransport des Glaziärmaterials über wenige km bis 10er km als die Norm; dies nutzt die Erzprospektion. In Norddeutschland und angrenzenden Gebieten dagegen wird Ferntransport bis über 1000 km als normal angesehen; das über große Strecken homogenisierte Moränenmaterial ermöglicht Geschiebezählungen für stratigraphische Zwecke. Diese grundverschiedenen Verhältnisse galt es zu untersuchen und zu erklären.

Es wurden in Kanada 3 Untersuchungsgebiete ausgewählt: Südliches Ontario; ein Profil im mittleren Ontario vom Huron-See bis südlich der Hudson-Bay und ein Profil vom W-Ende derselben durch Manitoba ins südliche Saskatchewan. In Ontario und im südlichen Umfeld der Hudson-Bay bestätigt sich der weitgehend lokale Transport, was vermutlich auf die Reliefverhältnisse zurückzuführen ist und daß über der Hudson-Bay im Gegensatz zur Ostsee zumindest zur letzten Kaltzeit kein zentraler „Eisdome“ existierte.

Im südlichen Saskatchewan und angrenzenden Manitoba dagegen sind die Geschiebe überwiegend Fernmaterial, mindestens 500 km weit vom Keewatin-Vereisungszentrum westlich der Hudson-Bay her transportiert, wahrscheinlich zunächst inglazial wie in Europa. In Gebieten mit überwiegend Ferntransport ist Prospektion wenig erfolgversprechend; die Kenntnis des Geschiebetransportes ist daher Voraussetzung für die Anwendung der Geschiebestatistik. Einige mögliche Leitgeschiebe-Typen werden vorgestellt.

[Distance of Transport of Erratics in Canada and Comparison with Northern Europe]

Abstract: Local transport of glacial material over a few kilometers to several tens of kilometers is found to be the norm in North America and Fennoscandia. This aspect is used in mineral prospecting in glaciated areas. On the other hand,

long distance transport of more than 1000 km is normal in North Germany; here the till tends to be homogenized during transport over large distances and this makes it possible to use counts of erratics for stratigraphic purposes. These basically different conditions are examined and explained. Three areas of investigation were selected in Canada:

Southern Ontario, a traverse in Ontario from Lake Huron to south of Hudson Bay, and a traverse from the area west of Hudson Bay via Manitoba to southwestern Saskatchewan.

In Ontario transport was found to have been predominantly local, which can probably be attributed to the general lack of relief and the absence of a central "ice dome" during the last glacial period, in contrast to the Baltic Sea area.

In south Saskatchewan and Manitoba, most of the material was transported over long distances, at least 500 km, from the Keewatin glacial center west of Hudson Bay, probably carried englacially (within the ice sheet) as in Europe.

Mineral prospecting is usually not very successful in areas characterized by long distance transport of glacial material. This knowledge is necessary before statistical analysis of erratics can be used for prospecting. A series of indicator stones is suggested which might possibly prove useful for this purpose.

0. Einführung

Wie in Norddeutschland, so ist in Kanada der präquartäre Untergrund großenteils von eiszeitlichen Lockersedimenten bedeckt. Letztere bestehen aus den von Gletschern bzw. deren Eisschmelzwässern aufgearbeiteten, transportierten und wieder sedimentierten Schuttmassen, hauptsächlich Grundmoränen. Diese verhüllen zwar den Untergrund, es spiegelt sich in der Geschiebefracht aber auch die Zusammensetzung des Festgesteins wider, was jedoch weitgehend von der Transportentfernung abhängt. Während in Mitteleuropa bis über 1000 km lange Transportstrecken und eine entsprechende Homogenisierung des Moränen-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. K.-D. MEYER, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D — 3000 Hannover 51.

materials als normal gelten, lassen sich in Fennoskandien (HALDORSEN 1983; SALONEN 1987) und auch in Nordamerika meist nur kurze „Geschiebestreufächer“ mit Transportweiten bis zu einigen 10er km feststellen. Über diesen Bereich hinaus ist ein bestimmtes Gestein kaum mehr nachweisbar, es dominiert jeweils das lokale Anstehende auch in den bedeckenden Lockersedimenten.

Diesen Umstand nützt seit langem die Erzprospektion zum Aufspüren von Lagerstätten, zusammen mit geochemischen Untersuchungen der Moränen (DILABIO & COKER 1987). Das zunächst einfache Prinzip der „Geschiebestreufächer“ kann durch mancherlei Komplikationen beeinflusst sein, wie Änderungen der Eisflußrichtung, faziell unterschiedliche Ausbildung der Moräne (Basalmoräne oder Oberflächenmoräne) usw.

Weitere Beeinträchtigungen können durch große Transportweiten auftreten, wofür es auch in Nordamerika Beispiele gibt. Dieser „long-distance transport“ kann über hunderte oder sogar 2000 km gehen (PREST & NIELSEN 1987); es scheint sich aber überwiegend um relativ geringe Anteile des Geschiebematerials zu handeln, wobei als Mechanismus eine öftere Umlagerung bzw. Verteilung durch mehrere Vereisungen gelten soll („multiple glaciations“).

Es galt daher, nach anderen Ursachen für diese unterschiedlichen Transportmechanismen zu suchen. Für die Geländeuntersuchungen wurden nach eingehenden Beratungen mit kanadischen Kollegen (zu Dank verpflichtet bin ich insbesondere A. DREIMANIS und L. DREDGE) drei Gebiete ausgewählt, und zwar das südliche Ontario, ferner ein Profil im mittleren Ontario vom Nordufer des Huron-Sees bis unweit der James

Bay sowie ein Profil von der Hudson-Bay im nördlichen Manitoba ins südwestliche Saskatchewan bis nahe an den Rand des Laurentischen Inlandeises. Die Untersuchungen erfolgten im Sommer 1987 teils während der Teilnahme an Exkursionen des INQUA-Kongresses (A11, SCHREINER 1988: C13, JÄKEL 1988), teils auf eigener Fahrt.

1. Südliches Ontario

Das südliche Ontario, d. h. das Gebiet zwischen dem Ontario-, Erie- und Huron-See (Abb. 1), ist wegen seiner klimatisch bevorzugten Lage (südlichster Punkt Kanadas bei 42 Grad nördlicher Breite, wie Rom) und der Bevölkerungsdichte eines der geologisch am besten untersuchten Gebiete Kanadas. Quartärgeologisch gehört es zu den „klassischen Gebieten“, nicht zuletzt durch die vorzüglichen und reichhaltigen Aufschlüsse entlang der steilen Kliffs der Großen Seen, die in mancher Hinsicht an diejenigen der Ostsee erinnern. Aber schon bei den ersten Profilen fällt ein Unterschied ins Auge: während an der Ostsee, wo immer Glaziärsedimente angeschnitten sind, der Strand mit einer Unzahl von Geschieben einschließlich mehrere Kubikmeter großer Findlinge bestreut ist, so ist dies in Kanada an den besuchten Stellen eher kärglich (Ontario-See: Nordufer östlich Toronto, Südufer westlich des Niagara; Erie-See: Nordufer südlich London; Huron-See: Ostufer nordwestlich London und Südufer der Georgian Bay). Auf längeren Strecken findet sich, auch wenn die Kliffs aus bis zehner-m mächtigen Moränen bestehen, nur eine schwache Steinstreue, vor allem aber nur selten ein Kristallin-Block über 1 Kubikmeter.

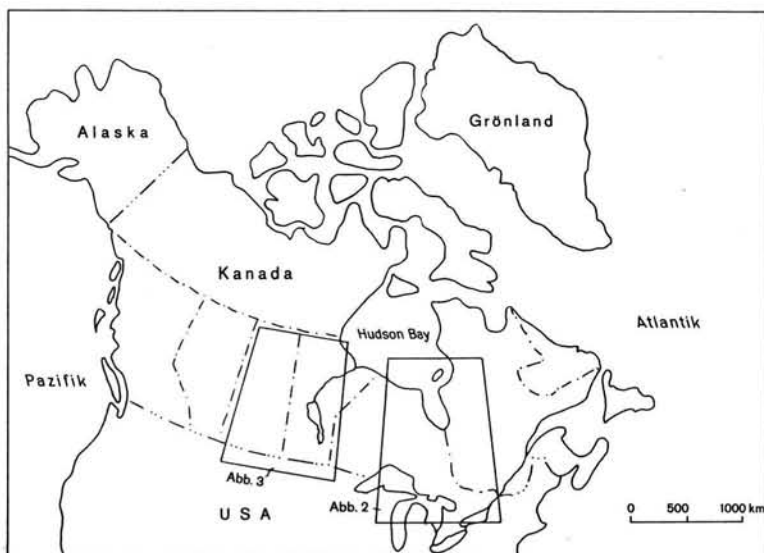


Abb. 1:
Lage der Arbeitsgebiete
(Abb. 2 und 3).

Fig. 1:
Studie area (Fig. 2 and 3).

Der präquartäre Untergrund (Abb. 2) dieses Gebietes besteht aus einer flach nach S bzw. SW einfallenden Schichtenfolge von Kalkstein, Dolomit und Ton-schiefer (untergeordnet Sandstein) des Ordoviz bis Devon, wovon die Karbonate hier mehr und größere Geschiebe geliefert haben sollten, jedenfalls im Vergleich zu den Verhältnissen an der Ostsee, zumal dort die paläozoischen Kalksteine erst einige 100 km entfernt anstehen.

Grundmoränen und Beckensedimente schützten bei späteren Eisvorstößen den Untergrund, aber dies allein kann die Armut an größeren Geschieben nicht erklären, schon gar nicht das starke Zurücktreten des Kristallins (im Gebiet von Tillsonburg SE London nach BARNETT 1982 meist um 5 %) und das bei einer Entfernung vom kanadischen Schild von nur wenigen 10er bis 100 km (vgl. auch DREIMANIS & REAVELY 1953). Bei gleichen Bedingungen dürften an den Ufern der südwestlichen Ostsee auch nur wenige und kaum große Kristallin-Findlinge zu finden sein, schon gar nicht in Niedersachsen.

Selbst in unmittelbarer Nähe vom Rand des kanadischen Schildes tritt dessen Material völlig zurück; so fanden sich in einer Kiesgrube bei Lakehurst (25 km N Peterborough), ca. 10 km vom Südrand des Schildes entfernt, nur wenige Nicht-Karbonate in der sehr kiesreichen Moräne. Es soll dort allerdings stellenweise auch eine andere („distale“) Fazies geben mit mehr präkambrischem Material (BARNETT & KELLY 1987). Über die genauere Herkunft der kristallinen Geschiebe des südlichen Ontario ist nicht viel bekannt; Leitgeschiebezählmethoden, wie sie in Europa seit langem angewandt werden, existieren nicht. Nur wenige Gesteinstypen werden als eine Art „Leitgesteine“ betrachtet. Dazu gehört der nicht seltene spätpräkambrische „Grenville-Marmor“ aus der Grenville-Provinz.

Nicht selten finden sich Gowganda-Tillit-Geschiebe (Taf. 1, Fig. 1), die mindestens 350 km nördlich aus der Gegend des Huron-Sees stammen, wo Tillite in großartigen Straßenaufschlüssen anstehen.

Nach DREIMANIS & GOLDTHWAIT (1973) sind Tillit-Geschiebe auch an vielen Stellen in Zentral-Indiana gefunden worden. Am Ostufer des Huron-Sees fanden sich als weitere seltene Leitgesteine des Präkambriums ein Jaspis-Konglomerat und ein Anorthosit; sie sind vom Huron-Lobus der Wisconsin-Vereisung herantransportiert. Jaspis-Konglomerat und Tillit haben nach ANDERSEN (1957) einen Indikator-Wert für den Saginaw-Lobus südwestlich des Huron Sees. Diese von der Menge her gegenüber dem Lokalmaterial völlig untergeordneten „Leitgeschiebe“ zeigen immerhin, daß doch ein gewisser Ferntransport statt-

fand. Nach ANDERSEN (1957) beträgt südlich der Großen Seen der präkambrische Anteil einige 10er %, unterschiedlich in den einzelnen Loben.

Es bleibt die Frage, warum die Moränen des südlichen Ontario auch in unmittelbarer Nähe des Schildes so wenig präkambrisches Material führen.

Wenn man das Gebiet des Kanadischen Schildes westlich von Ottawa durchfährt, so fällt auch hier die im Vergleich zu Fennoskandia relativ geringe Menge und der kleinere Durchmesser der Findlinge auf. Während man in den nordeuropäischen Kristallin-Gebieten oft Unmassen von manchmal bis Haus-großen Blöcken findet, in Wäldern dicht an dicht liegend, so treten beispielsweise im Algonquin-Naturpark oder anderen unberührten Arealen die Blöcke eher vereinzelt auf und haben meist nicht mehr als 1 m Durchmesser, selten werden 2 m überschritten. Vermutlich ist eine der Ursachen in dem geringeren Relief des kanadischen Schildes zu suchen, welches dem Eis weniger Möglichkeit zur Abrasion gab als bei dem vom skandinavischen Hochgebirge absteigenden Eis, welches durch tiefe Täler seinen Weg nahm, sie ausräumend und die Flanken anschneidend, dabei riesige Mengen auch groben Schuttes aufnehmen konnte.

Da die heutigen Moränen Skandinaviens hauptsächlich lokal geprägt sind, diejenigen der norddeutsch-polnischen Senke aber aus Fernmaterial bestehen, ist zu fragen, wieso überhaupt so große Mengen skandinavischen Materials dorthin gelangen konnten und nicht schon vorher abgelagert wurden. Vermutlich wurde ein Großteil des Materials zunächst inglazial transportiert, d. h. im Nährgebiet Fennoskandias gelangte, reliefbedingt, ein Großteil des Materials in höhere Bereiche des Eises und wurde so über die basalen, lokal geprägten Moränen in die Außenbereiche transportiert.

In den Randgebieten gelangte durch die Mächtigkeitsabnahme des Inlandeises und beim Abtauen das inglazial transportierte Material wieder in tiefere Bereiche und wurde zur Untermoräne des Gletschers. Dieser Prozeß begann bereits in Schonen und Dänemark, wo plötzlich wieder reichlich Geschiebe aus Nord- und Mittelschweden auftreten, und zwar in Grundmoränen, die wie die norddeutschen ausweislich ihrer Struktur einwandfreie Basalmoränen („lodgement till“) sind.

Der scheinbare Widerspruch: Lokalmoränen in Nord-europa-Fernmoränen in Mitteleuropa wäre also hauptsächlich durch die reliefbedingt unterschiedliche Transportart im Gletscher zu klären: basal in Kanada und Skandinavien, zumindest teilweise inglazial in den Randbereichen des skandinavischen Eisschildes.

2. Mittleres Ontario

Nach den Beobachtungen im südlichen Ontario war nunmehr zu prüfen, ob sich weiter abseits der Großen Seen Fernmoränen nachweisen ließen. Ausgewählt wurde, auch wegen der Zugänglichkeit, eine ca. 500 km lange Trasse vom Nord-Ufer des Huron-Sees über Sudbury bis Fraserdale, wo südlich der James-Bay, dem südlichen Ausläufer der Hudson-Bay, die Straße endet (Abb. 2). Am Nord-Ende des Huron-Sees bzw. dem Nordwest-Ende der Georgian-Bay wird das Präkambrium wieder von altpaläozoischen Sedimentgesteinen bedeckt; es sollte geprüft werden, wie weit hier präkambrisches Material nach S verfolgt werden kann. Der SW-Teil der Hudson-Bay samt der James-Bay wird ebenfalls von altpaläozoischen Gesteinen (Kalkstein, Dolomit, Sandstein und Schiefer des Ordoviz bis Devon) gesäumt, ähnlich wie in großen Gebieten der mittleren und östlichen Ostsee.

So wie die Gletscher aus der Ostsee riesige Mengen Karbonatgestein ausräumten und bis zur Vereisungsgrenze transportierten (in niedersächsischen Moränen

je nach fazieller Ausbildung in der Grobkiesfraktion zwischen 15 und 75 %, MEYER 1983) so sollte man erwarten, daß die Moränen südlich der Hudson-Bay ähnlich aufgebaut sind, denn von den Vereisungszentren Labradors und Keewatins durchströmten die Gletscher die Bay in südlicher Richtung. Dieses durch Geschiebeuntersuchungen gestützte Modell (SHILTS, CUNNINGHAM & KASZYCKI 1979; SHILTS 1980) hat die älteren Vorstellungen eines einzigen in der Hudson-Bay selbst gelegenen Vereisungszentrum ersetzt. (FULTON & PREST 1987). Eine Alternative mit 5 lokalen Eis-„Domen“ legten DYKE, DREDGE & VINCENT 1982 vor.

Entlang der Trasse wurden 10 Geschiebe-Proben zu je 100 Stück der Fraktion 3—6 cm entnommen und ausgezählt. Das erscheint wenig, aber es wurden an vielen Stellen ergänzende Beobachtungen gemacht, die sicherstellten, daß die Proben repräsentativ waren. In den Zähltabellen (Tab. 1 u. 2) wurden Quarzite und Metasedimente zu den Sedimentgesteinen gerechnet, trotz des unterschiedlichen Metamorphosegrades. Um ein breites Spektrum zu erzielen, wurden unterschiedliche Quartärsedimente beprobt, obgleich strenggenommen nur gleichartige Gesichtspunkte blieben unberücksichtigt; auch das ist hier nicht bedeutend, da wie im östlich anschließenden Gebiet (VEILLETTE 1986) alle Moränen dem letzten Eisvorstoß angehören dürften, jedenfalls alle "late Wisconsin" sind.

Der Nordrand des Huron-Sees bzw. der Georgian Bay fällt etwa mit dem Südrand des kanadischen Schildes zusammen, der hier unter Altpaläozoikum abtaucht; Manitoulin-Insel, durch den North Channel vom Huron-See getrennt, wird von ordovizisch-silurischen Kalksteinen und Dolomiten aufgebaut. Die flache paläozoische Schichtstufenlandschaft erweist sich schon in unmittelbarer Nähe der Grenze zum Schild als praktisch freigelegt von Glaziärmaterial. Wie auf Öland stehen die Kalkplatten z. T. direkt an, nur einzelne Blöcke liegen obenauf, meist unter 1 m Durchmesser und aus Kalkstein bestehend. Am Strand findet sich praktisch nur Kalksteingrus.

Wie im südlichen Ontario ist hier also präkambrisches Material in nennenswerter Menge nicht über die Südgrenze des Schildes transportiert.

Die Ergebnisse der Geschiebebezahlungen sollen anschließend aufgeführt werden.

In einer Kiesgrube 2 km nördlich Whitefish Falls war unter einer kalkfreien sandig-kiesigen Moräne ein geschrammter Tillit aufgeschlossen (Taf. 1, Fig. 2) — hier liegen 2 Moränen übereinander — mit einer Schichtlücke von ca. 2,5 Mrd. Jahren.

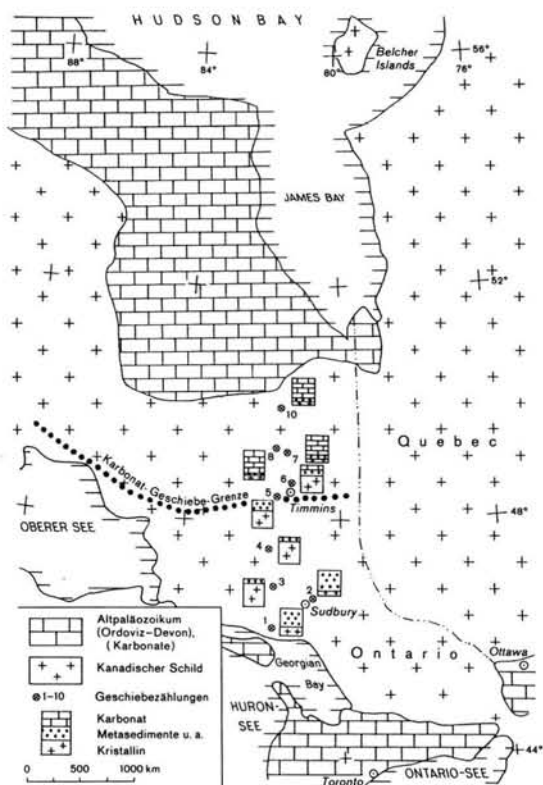


Abb. 2: Geschiebebezahlungen zwischen Hudson-Bay und Huron-See.

Fig. 2: Stone counts between Hudson-Bay and Lake Huron.

Tab. 1: Geschiebezählungen im mittleren Ontario zwischen Huron See und Fraserdale (S Hudson Bay).
Lage der Entnahmepunkte s. Abb. 2 je 100 Stück, Fraktion 3—6 cm

Tab. 1: Stone counts between Lake Huron and Fraserdale (S Hudson Bay). Numbers refer to Fig. 2.

Probe Nr.		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Kristallin,	Summe	37	17	90	94	70	74	6	14	75	10
	Granit	7	1	80	50	31	50	4	8	35	7
	Gneis	1	1	6	5	10	11	1	3	15	1
	Basit	28	10	4	35	24	10	1	3	20	2
	Übriges	1	5		4	5	3			5	
Sediment,	Summe	63	83	10	6	30	26	94	86	24	90
	Metasediment	8	16	4	2	19	14	3	3	9	5
	Quarzit	50	57	6	2	6	2	2	2	5	1
	Kalkstein						5	74	70	6	70
	Dolomit						1	7	10	4	10
	Übriges	5	10		2	5	4	8	1	1	4

Entnahmepunkte der Proben 1—10 — Tab. 1

1.) Moräne, sandig, über geschrammten Tillit (Taf. 1, Fig. 3), ca. 5 m unter Gelände. Kiesgrube 2 km N Whitefish Falls, Highway 6 nach Espanola, 70 km SW Sudbury.

2.) Delta Kies, grob, 4 m u. Gel.

Kiesgrube bei Carr's Landing, S des Wanapitei-Sees, ca. 20 km NE Sudbury.

3.) Endmoränen-Kies, 1 m u. Gel.

Kiesgrube 13 km N Cartier, E Highway 144, ca. 60 km NW Sudbury.

4.) Os-Kies, 4 m u. Gel.

Straßenanschnitt E Highway 144, 20 km SSW Gogama, ca. 110 km NNW Sudbury.

5.) Os-Kies, 1 m u. Gel.

Kleine Kiesgrube N Highway 101, ca. 10 km W Timmins, Probe kalkfrei, aber liegend ca. 2 m kalkiger Feinstsand.

6.) Os-Kies, 5 m u. Gel.

Große Kiesgrube E Highway 655, ca. 10 km N Timmins, in Probe 1 Omarolluk-Grauwacke.

7.) Geschiebemergel, stark tonig, 1—2 m u. Gel.

Grube E Highway 655, kurz vor Einmündung in Highway 11, ca. 25 km W Smooth Rock Falls.

8.) Geschiebemergel, stark tonig, 1—3 m u. Gel.

Straßenanschnitt 3 km N Smooth Rock Falls, E Highway 634 nach Fraserdale.

9.) Kies, Haufwerkprobe (ortsfremd?)

alte Kiesgrube 17 km N Smooth Rock Falls, E Highway 634.

10.) Moränenkies, 2 m u. Gel. Straßenanschnitt 3 km E Fraserdale.

Aus der hangenden kalkfreien Moräne wurde Geschiebe-Probe 1 entnommen (Tab. 1). Sie bestand zu 50 % aus Quarzit, der die nördlichen Rücken hauptsächlich aufgebaut hat, es liegt also eine sehr lokale Geschiebeführung vor.

Ähnlich lokal geprägt (mit nur je 1 Granit- und Gneisgeschiebe) ist Probe 2 vom Süden des Wana-pitei-Sees, ca. 2 km NE Sudbury. Dieser ca. 12×12 km große See ist ein Meteoritenkrater (DENCE & POPE-LAR 1972). Im Glaziärmaterial südlich des Sees finden sich viele Suevit-Geschiebe, nach DRESSLER (1982) bis 10 %. Auch in Probe 2 fanden sich 2 Suevite; sie gleichen denen vom Ries oder vom Mien-See in Schweden.

Generell spiegelt sich hier in der Zusammensetzung des Geschiebebestandes die des Untergrundes wider (BOISSONEAU 1968). Probe 3 und 4 stammen aus Kiesen aus einem Gebiet mit Granit-Untergrund; entsprechend hoch sind die Kristallin-Anteile. Beide Proben sind kalkfrei, bei einer Entfernung von 300 bzw. 380 km vom Südrand der Karbonatgesteine der Hudson-Bay (Abb. 2). Auch die Probe 5 westlich Timmins, nur noch 200 km vom Kalkstein-Areal entfernt, ist kalkfrei! Das ist etwa so, als wenn die Jungmoränen Schleswig-Holsteins primär keine paläozoischen Kalksteine aus dem Ostseegbiet mehr enthalten würden!

Erst ab Timmins werden die Quartärsedimente kalkhaltig. Im Liegenden der kalkfreien Kiese von Pr. 5 stehen kalkhaltige Feinsande an, und in den großen Kiesgruben 10 km nördlich Timmins fanden sich in Pr. 6 5 Kalksteine und 1 Dolomit, weitere fanden sich beim Absuchen der Wände. Auf gleicher Höhe treten 4 km südöstlich Matheson in Kiesgruben am Highway 11, ca. 70 km östlich Timmins, ebenfalls noch Kalke auf. Weiter südöstlich steht zwischen Englehart und New Liskeard lokal Kalkstein an (VEILLETTE 1986), von hier erwähnt BOISSONEAU (1968) kalkhaltige Grundmoräne. Die westliche Fortsetzung der „Karbonat-Geschiebe-Grenze“ folgt der von KARROW & GEDDES (1987), ZOLTAI (1956) und SHILTS (1980) angegebenen Mindestverbreitung. Die Rolle kalkhaltiger Pleistozän-Sedimente auf den Ph-Wert der Seen und auf den „Sauren Regen“ im Gebiet N des Lake Superior diskutieren COKER & SHILTS (1979).

In Pr. 5 fanden sich 2 Stücke von „Omarolluk-Grauwacke“, kenntlich an kugelförmigen Karbonat-Höfen von cm-Durchmesser. Diese „Omars“ (PREST & NIELSEN 1987) stammen von Belcher Island, ca. 900 km entfernt im E der Hudson-Bay. Trotz des weit überwiegend lokalen Materials kommen hier also einige Ferngeschiebe vor. Taf. 1, Fig. 3 zeigt einen solchen „Omar“, gefunden in einer Kiesgrube westlich Cochrane.

Im Gebiet um Smooth Rock Falls (SKINNER 1973), in einer Entfernung von ca. 100 km vom Paläozoikum der südlichen Hudson-Bay, (Abb. 2) sind die Grundmoränen nach BOISSONEAU (1966) bereits stark kalkhaltig und stark (60 %) tonig. Die Proben 7, 8 und 10, letztere von Fraserdale, enthalten ca. 80 % Karbonatgesteine (70 % Kalkstein, 10 % Dolomit).

Für kanadische Verhältnisse sind 80 % Karbonat-Geschiebe in Proben aus über 100 km Entfernung vom Anstehenden geradezu Ferntransport. Schwierig ist die Frage, warum der Kalk nicht weiter als ca. 200 km nach S transportiert wurde, wie es in Mitteleuropa mit 1000–1500 km bis an den äußersten Rand der Vereisung der Fall ist. Ostsee und Hudson-Bay, letztere ca. $3 \times$ so groß, dienten den Gletschern als „Durchflußbecken“. Das Eis der letzten Vereisung selbst stieß in Kanada noch gut 1000 km über die „Karbonat-grenze“ weiter nach S vor.

Die Gründe, die im südlichen Ontario für die kurze Verfrachtung von präkambrischem Material angeführt wurden, nämlich das vergleichsweise ausgeglichene Relief samt dem Fehlen eines Hochgebirges, gelten möglicherweise auch für das Gebiet der Hudson-Bay. Hier tauchen die paläozoischen Gesteine relativ flach ab, wobei weniger Material inglazial verfrachtet werden konnte, während in der Ostsee von den Kliffs — auch den untermeerischen — große Mengen von Karbonatgesteinen abgerissen und inkorporiert wurden. Ein anderer Grund könnte darin gelegen haben, daß die Eisdicke über der Hudson-Bay nicht die Mächtigkeit des Ostseegletschers erreichte und damit auch nicht dessen „Schubkraft“. Wie vorhergehend erwähnt, nahm man früher das Zentrum der Vereisung im Bereich der Hudson-Bay an, während jetzt dieses nur als „Durchlauf-Gebiet“ gilt (SHILTS 1979, 1985). Ob das Eis überhaupt jemals einen „Dom“ über der Hudson-Bay hatte oder immer einzelne Vereisungszentren rings um die Bay existierten, ist von großer Bedeutung auch für Fragen des Eisabbaus und der eustatischen Meeresspiegel-Änderungen (ANDREWS et al. 1983; ANDREWS & FULTON 1987).

Die Tatsache, daß das Eis nicht in der Lage war, Karbonatgeschiebe mehr als 200 km weit über das Anstehende hinaus zu transportieren, spricht dagegen, daß es während des Wisconsin-Maximums eine große zentrale Eismasse von ca. 4 km Dicke gegeben hat (BUDD & SMITH 1987).

3. Nördliches Manitoba (Hudson-Bay) — Südwestliches Saskatchewan

Der Westteil der Hudson-Bay wurde vom Keewatin-Eis durchströmt (SHILTS et al. 1979; SHILTS 1980), im SW mit südwestlicher Fließrichtung. Die Grenze

zwischen Keewatin-Eis und Hudson-Eis lag im Wisconsin-Maximum etwa bei Churchill (DREDGE et al. 1986). Es sollte untersucht werden, ob dieser Teil des Laurentischen Inlandeises sich ähnlich verhalten hat wie das Labrador-Eis, d. h. ob hier auch nur ein relativ kurzer Geschiebe-Transport stattfand. Dafür bot sich ein Profil von Churchill über den unteren Nelson-River und weiter nach SW etwa dem Saskatchewan-River entlang bis zum Rande der Wisconsin-Vereisung an (Abb. 3). Während der INQUA-Exkursion C13 wurden geeignete Aufschlüsse beprobt (Tab. 2).

Die nördlichsten Proben stammen von Churchill am Westrand der Hudson-Bay, wegen Ermangelung von Aufschlüssen aus rezentem (Pr. 11) und isostatisch gehobenen (Pr. 12) Strandkies entnommen. Beide Proben sind stark lokal geprägt.

Hervorragend sind die Aufschlußverhältnisse der Kliffs am unteren Nelson River bei Gillam. Hier sind bis zu 4 verschiedene Grundmoränen bekannt: „Sundance-, Amery-, Long spruce — und Sky pilot-till“,

von denen die beiden oberen sicher letztglazial, die beiden unteren prä-Wisconsin, (Illinoian), der unterste (Sundance) vielleicht noch älter ist (DREDGE, NIXON & RICHARDSON 1986, NIELSON et al. 1986, SCHREINER et al. 1987). Alle 4 Geschiebemergel wurden beprobt (Pr. 13—16).

Der Untergrund besteht aus manchmal nur geringmächtigen Kalksteinen und Dolomiten des Ordoviz bis Devon über nur wenig zersetztem Kristallin, wie in der Baugrube eines in Bau befindlichen neuen Staudammes der Manitoba Hydro zu sehen war.

Der „Sundance-till“ (Pr. 13) enthält als der älteste am meisten präkambrisches Material, aber auch hier überwiegt das lokale Karbonat-Gestein, wobei die Anteile an Kalkstein und Dolomit stark schwanken. Nur wenige % Kristallin, aber 92 % Karbonat enthält der jüngste, tonige und rot gefärbte „Sky pilot till“ (Probe 16), obgleich schon 20 km außerhalb des Kalkstein-Gebietes gelegen, für kanadische Verhältnisse also ein relativ weiter Transportweg.

Neben dem weit überwiegenden Lokalmaterial treten auch hier untergeordnet Ferngeschiebe auf. So fanden sich nicht selten am Fluß „Omar“-Geschiebe von den hier 900 km entfernten Belcher-Islands, die einen E—W-Transport anzeigen, sofern es nicht doch im Norden gleichartige Gesteine gibt (PREST & NIELSEN 1987).

Etwa gleichweit, aber von NW her durch das Keewatin-Eis transportiert, sind verschiedenartige Porphyre der Christopher-Island-Formation der Dubawnt-Group, die so charakteristisch aussehen, daß sie Leitgeschiebe sein dürften wie die Vielzahl der skandinavischen Porphyre auch. Manche ähneln denselben stark, vor allem ein dichter und einsprenglingsarmer rötlicher Porphyrt (leg. bei Heday-Section) gleicht makroskopisch dem Bredvads-Porphyr aus Dalarna. Auch Blauquarz-führende Granite wie in Småland gibt es.

Die Ähnlichkeit betrifft auch Sedimentgesteine: hellroter quarzitischer Sandstein ist nicht von Dalarna-Sandstein zu unterscheiden, gut dagegen von den devonischen Sandsteinen der Hudson-Bay. Natürlich bedeutet makroskopische Ähnlichkeit allein wenig, falls aber auch der mineralogische Charakter identisch sein sollte, könnte doch an eine verwandte petrographische Provinz gedacht werden — schließlich lagen Nordamerika und Nordeuropa damals viel näher beisammen. Auch haben beide Porphyrgelände gleiches Alter: die Dala-Porphyre sind nach WELIN & LUNDQUIST (1070) 1669 ± 38 Mio Jahre alt, für die Porphyre der Christopher Island Formation gibt DONALDSEN (1965) 3 absolute Alter mit 1515, 1720 und 1770 Mio Jahren an. Und so wie die Dala-Porphyre von den jötnischen Dala-Sandsteinen (ca. 1200—1300

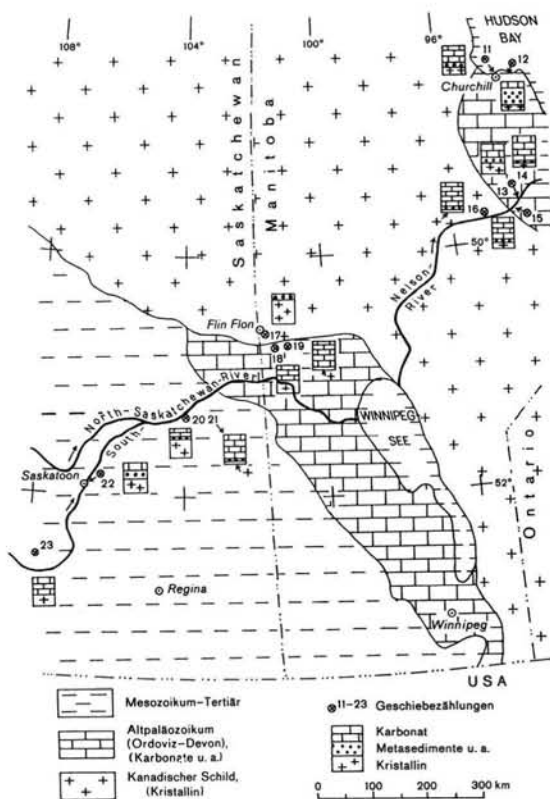


Abb. 3: Geschiebezahlungen zwischen Hudson-Bay und Saskatchewan.

Fig. 3: Stone counts between Hudson-Bay and Saskatchewan.

Tab. 2: Geschiebezählungen im nördlichen Manitoba und südwestlichen Saskatchewan.
Lage der Entnahmepunkte s. Abb. 3, je 100 Stück, Fraktion 3—6 cm.

Tab. 2: Stone counts between N Manitoba und SW Saskatchewan.
Number refer to Fig. 3.

Probe	Nr.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Kristallin, Summe		26	15	38	10	16	3	85	48	3	64	5	50	41
Granit		21	12	30	8	5	2	32	36	1	31	4	38	23
Gneis		2		1		3	1	27	2		4		4	7
Basit		3	1	7	2	7		25	10	2	27	1	8	11
Übriges			2			1		1			2			
Sediment, Summe		74	85	62	90	84	97	15	52	97	36	95	50	59
Meta-sediment		6	58	6	3	4	3	15				3	4	
Quarzit		3		18	2	3			2	1	7	2	8	2
Kalkstein		12	1	23	37	32	78				2	5	6	5
Dolomit		51	22	15	47	45	14		48	96	27	81	14	51
Übriges		2			1		2		2			4	18	1

Entnahmepunkte der Proben 11—23 — Tab. 2

- 11.) Strandkies, rezent, Cap Merry bei Churchill/Hudson Bay, Untergrund Metagrauwacke.
- 12.) Strandkies, isostatisch gehoben (um 22 m), ca. 10 km E Churchill, Untergrund Metagrauwacke.
- 13.) Geschiebemergel, sandig („Sundance till“), Kliff Nelson River ca. 100 km SW Hudson Bay. Alter: Illinoian oder älter.
- 14.) Geschiebemergel, tonig („Amery till“), Kliff Nelson River über Pr. 13, Alter: wahrscheinlich Illinoian.
- 15.) Geschiebemergel, tonig („Long spruce till“), Henday Section, Kliff Nelsen River, ca. 10 m u. Gelände.
- 16.) Geschiebemergel, tonig, rot („Sky pilot till“) ca. 22 km, NW Gillam/Nelson River, ca. 150 km SW Hudson Bay.
- 17.) Grundmoränen-Rest auf Grauwacke, SE-Ortsausgang Flin Flon.
- 18.) Geschiebemergel, tonig („Wanless till“), Straßenanschnitte am Highway 10, ca. 50 km SSE Flin Flon.
- 19.) Geschiebemergel, tonig („Arran till“ (Taf. 1, Fig. 4)), Straßenanschnitt ca. 20 km E Pr. 18.
- 20.) Geschiebemergel („Battleford Formation“, spät-Wisconsin), Kliff Saskatchewan River, S. Nipavin, ca. 100 km E Prince Albert.
- 21.) Geschiebemergel („Floral Formation“, früh-Wisconsin), wie vor, im Liegenden von Pr. 20, ca. 5 m über Fluß.
- 22.) Geschiebemergel, tonreich („Sutherland Group“, pre-Illinoian), Kliff am E-Ufer des South Saskatchewan River nahe der Universität Saskatoon.
- 27.) Geschiebemergel, Straßenanschnitt am Hang der Clearwater Moraine 60 km N Swift Current, ca. 160 km SW Saskatoon.

Mio J.) überlagert werden, so werden auch die Dubawnt-Porphyre vom rötlichen und braunen Sandsteinen (Pitz Formation) überlagert.

Die Geschiebemergel am SW-Rand der Hudson-Bay sind also auch weitgehend lokal geprägt, mit geringer Beteiligung von Ferngeschieben. Auch in Manitoba sind Kalkgeschiebe bisher nur ca. 250 km nach SW über das Anstehende hinaus festgestellt worden (SHILTS 1980); wegen der Unzulänglichkeit des Geländes konnte dies nicht überprüft werden.

Eine Probe (Nr. 17 auf Abb. 3) bei Flin Flon, ca. 500 km entfernt, war kalkfrei. Nordwestlich des Winnipeg-Sees, zwischen Flin Flon und The Pas, taucht der Kanadische Schild wieder unter altpaläozoische Karbonatgesteine ab, die sofort wieder dominieren. In Pr. 18 („Wanless till“) sind immerhin noch 48 % Kristallin-Geschiebe, dann aber geht in Probe 19 („Arran till“) derselbe auf 3 % zurück.

Diese letztglazialen Grundmoränen haben unweit des Schildes also auch hier eine lokale Dominanz, meist Dolomit, selten auch in großen Blöcken (Taf. 1, Fig. 4). Im angrenzenden Saskatchewan wird das Paläozoikum bald von kretazischen Sedimenten überlagert. Es war deshalb zu erwarten, daß ab jetzt das lokale Material weiterhin dominieren bzw. kaum Kristallin mehr auftreten würde. Am ca. 50 m hohen Kliff des Saskatchewan-River bei Nippawin enthielt der untere Geschiebemergel der Floral-Formation (früh-Wisconsin), wie erwartet, nur 3 % Kristallin (Pr. 21, Tab. 3; Abb. 3), aber der obere Geschiebemergel der Battleford-Formation (spät-Wisconsin) enthielt wieder 64 % Kristallin, und das bei immerhin ca. 200 km vom Schild!

In Saskatoon sind am Kliff des South Saskatchewan-River (Referenz-Profil des Quartärs im südlichen Saskatchewan, CHRISTIANSEN 1968) ebenfalls diese beiden Grundmoränen aufgeschlossen, darunter liegt ein dritter, zur Sutherland-Gruppe gerechneter Geschiebemergel von prä-Wisconsin-Alter, vielleicht prä-Illinoian (SCHREINER et al. 1987). Auch dieser Geschiebemergel, durch Lokalmaterial tonreich, enthält noch 50 % Kristallin, nun bei ca. 400 km Entfernung vom Schild (Pr. 22, Tab. 2).

Die letzte Probe (Nr. 23, Tab. 2), aus Geschiebemergel am N-Hang der Clearwater-Moräne 160 km SSW Saskatoon entnommen, enthielt noch 41 % Kristallin, nunmehr ca. 560 km vom Schild. Aber auch die Karbonat-Gesteine sind nicht viel weniger weit transportiert! Dies ist, auch im Vergleich mit Europa, als Ferntransport zu bezeichnen.

Im südlichen Saskatchewan und angrenzendem Manitoba hat das Keewatin-Eis also aus dem Norden an der Hudson-Bay vorbei große Mengen Fernmaterial mehr

als 500 km weit transportiert. Es wäre sehr interessant gewesen zu ermitteln, ob dies auch noch bis zum Maximal-Rand des Wisconsin-Eises der Fall ist; leider mußte die Fahrt hier beendet werden.

Auch im angrenzenden Alberta, im südwestlichen Bereich des Eises, sollte man viel Keewatin Material erwarten, aber nach PAWLUK & BAYROCK (1969) ist die Hauptmasse der Moränen in Alberta lokaler Herkunft. Nach SCOTT (1976) stammt der Hauptteil der Prärie-Grundmoränen vom lokalen, wenig konsolidierten Untergrund; jedoch kämen die meisten Steine und Schwerminerale vom Schild.

PREST & NIELSEN (1987) sprechen von weitverbreitetem Kristallin in SW-Alberta, ohne dies jedoch zu quantifizieren. Nach STALKER (1976) und FENTON (1984) ist im südlichen Alberta bei Medicine Hat die „Dumore-Glaciation“ die älteste mit Geschieben laurentidischer Herkunft.

Es gibt in Kanada also ganz entscheidende Unterschiede im Geschiebetransport. In den Kristallin-Gebieten des Schildes sind wie in Skandinavien Lokalmoränen entwickelt, ebenso in der Umgebung der Hudson-Bay. Das Keewatin-Eis hat in Saskatchewan und Manitoba, vermutlich auch in Alberta, ausgesprochene Fernmoränen hinterlassen, vergleichbar mit den Verhältnissen in Norddeutschland. Es verstärkt sich dadurch der im vorigen Kapitel angesprochene Verdacht, daß die Gründe dafür in den Reliefverhältnissen, aber auch in der relativ geringen Mächtigkeit des Wisconsin-Eises in der Hudson-Bay zu suchen sind. Ob dies auch bei den prä-Wisconsin-Vereisungen der Fall war, müßte durch Untersuchungen in den betreffenden Landschaften geklärt werden.

Auf Ähnlichkeiten einerseits und Diskrepanzen andererseits beim Geschiebetransport im kanadischen und europäischen Inlandeis hinzuweisen, war Hauptanliegen dieses Aufsatzes. Es wäre vermessen, in wenigen Wochen in einem so riesigen Gebiet Probleme lösen zu wollen, allenfalls Ansätze und Möglichkeiten sollten diskutiert werden.

4. Schriftenverzeichnis

- ANDERSON, R. C. (1957): Pebble and sand lithology of the major Wisconsin glacial lobes of the central lowland. — *Geol. Soc. America Bull.*, **68**: 1415–1450, 2 Fig., 20 Tab.; New York.
- ANDREWS, J. T., SHILTS, W. W. & MILLER, G. H. (1983): Multiple deglaciation of the Missinaibi (last Interglacial?) Formation. — *Quaternary Research*, **19**: 18–37, 11 Fig.; New York.
- & FULTON, R. J. (1987): Inception, Growth and Decay of the Laurentide Ice Sheet. — *Episodes*, **10** (1): 13–15, 2 Fig.; Ottawa.

- BARNETT, P. J. (1982): Quaternary Geology of the Tillsonburg Area, Southern Ontario. — Ontario Geol. Survey Rep. 220: 1—87, 18 Fig., 12 Fotos, 8 Tab., 1 Kt.; Toronto.
- & KELLY, R. I. (1987): Quaternary history of Southern Ontario. — XIIth INQUA Congress Field Excursion A-11, : 77, 56 Fig., 6 Tab.; Ottawa.
- BOISSONNEAU, A. N. (1966): Glacial history of North-eastern Ontario. — I. The Cochrane-Hearst Area. — Can. J. Earth. Sci., 3: 559—578, 5 Fig.; Ottawa.
- (1968): Glacial history of Northeastern Ontario II. The Timiskaming-Algoma area. — Can. J. Earth Sci., 5: 97—109, 4 Fig.; Ottawa.
- BUDD, W. F. & SMITH, I. N. (1987): Conditions for growth and retreat of the Laurentide Ice Sheet. — Geogr. phys. Quatern., XII (2): 279—290, 8 Fig., 1 Tab.; Montreal.
- CHRISTIANSEN, E. A. (1968): Pleistocene stratigraphy of the Saskatoon area, Saskatchewan, Canada. — Can. J. Earth Sci., 5: 1167—1173, 6 Fig.; Ottawa.
- COKER, W. B. & SHILTS, W. W. (1979): Lacustrine geochemistry around the north shore of Lake Superior: implications for evaluation of the effects of acid precipitation. — In: Current research, C. Geol. Survey Canada, Paper 79-1C: 1—15, 7 Fig., 3 Tab.; Ottawa.
- DENCE, M. R. & POPELAR, J. (1972): Evidence for an impact origin for Lake Wanapitei, Ontario. — Geol. Ass. Canada, Spec. pap. 10: 117—124, 8 Fig.; Toronto.
- DILABIO, R. N. W. & SHILTS, W. W. (1979): Composition and dispersal of debris by modern glaciers, Bylot Island, Canada. — In: SCHLÜCHTER, C. (ed), Moraines and varves: 145—155, 8 Fig.; Rotterdam (Balkema).
- & COKER, W. B. (1987): Mineral Exploration in Glaciated Terrain using Till Geochemistry. — Episodes, 10 (1): 32—34, 3 Fig.; Ottawa.
- DONALDSON, J. A. (1965): The Dubawnt Group, Districts of Keewatin and Mackenzie. — Geol. Surv. Can. Paper, 64-20: 11 S., 3 Fig., 1 Kt.; Ottawa.
- DREDGE, L. A., NIXON, F. M. & RICHARDSON, R. J. (1986): Quaternary Geology and Geomorphology of North-western Manitoba. — Geol. Surv. Canada, Mem. 418: 1—38, 37 Fig., 4 Tab., 2 Kt., Ottawa.
- & THORLEIFSON, L. H. (1987): The Middle Wisconsinan history of the Laurentide Ice Sheet. — Geogr. phys. Quatern., 41 (2): 215—232, 4 Fig.; Montreal.
- DREIMANIS, A. (1976): Till: Their origin and properties. — Glacial till, sp. publ., 12, Royal Soc. of Canada; 11—49, 14 Abb., 3 Tab.; Ottawa.
- & REAVELY, G. H. (1953): Differentiation of the lower and upper tills along the north shore of Lake Erie. — J. Sed. Petrol., 23: 238—259, 11 Fig., 2 Tab., 2 Taf.; Urbana.
- DREIMANIS, A. & GOLDTHWAIT, R. P. (1973): Wisconsin Glaciation in the Huron, Erie, and Ontario Lobes. — Geol. Soc. Amer., Mem. 136: 71—105, 8 Fig.
- DRESSLER, B. O. (1982): Geology of the Wanapitei Lake Area, District of Sudbury. — Ontario Geol. Survey, Rep., 213: 131 S., 27 Fig., 17 Fotos, 20 Tab., 2 Kt.; Toronto.
- DYKE, A. S., DREDGE, L. A. & VINCENT, J.-S. (1982): Configuration of the Laurentide Ice Sheet during the late Wisconsin maximum. — Geogr. phys. Quatern., 36: 5—14; Montreal.
- & PREST, V. K. (1987): Late Wisconsin and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet. — Geogr. phys. Quatern., 41 (2): 237—263, 3 Fig., 4 Kt.; Montreal.
- FENTON, M. M. (1984): Quaternary stratigraphy of Canadian Prairies. In: Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian contribution to the IGCP-Project 24. — Geol. Surv. Can. Paper, 84-10: 58—64, 4 Fig.; Ottawa.
- FULTON, R. J. & PREST, V. K. (1987): The Laurentide Ice Sheet and its significance. — Geogr. phys. Quatern., 41 (2): 181—186, 3 Fig., Montreal.
- HALDORSEN, S. (1983): The characteristics and genesis of Norwegian tills. — in: J. EHLERS (ed): Glacial deposits in North-West Europe: 11—17, 7 Fig., 3 Taf.; Rotterdam (Balkema).
- IVES, J. D., ANDREWS, J. T. & BARRY, R. G. (1975): Growth and decay of the Laurentide Ice Sheet and Comparisons with Fennoscandia. — Naturwiss., 62 (3): 118—125, 5 Fig.; Berlin.
- JÄKEL, D. (1988): Exkursion C13 vom 10. bis 23. 8. 1987. Das Quartär zwischen Hudson-Bay und den Rocky Mountains. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 38: 134—135; Hannover.
- KARROW, P. F. (1976): The Texture, Mineralogy and Petrography of North American Tills. — in: Glacial Till. An Inter-disciplinary Study; Royal soc. Can. spec. publ., 12: 83—98, 6 Fig., Ottawa.
- & GEDDES, R. S. (1987): Drift carbonate on the Canadian Shield. — Can. J. Earth Sciences, 24 (2): 365—369, 2 Fig.; Ottawa.
- KLASSEN, R. W. & VREEKEN, W. J. (1985): Quaternary geology of Southwestern Saskatchewan. — Geol. Surv. Canada, paper 85—1A, 2 Fig.; 187—192, 2 Fig.; Ottawa.
- MEYER, K.-D. (1983): Indicator pebbles and stone count methods. — in: J. EHLERS (ed): Glacial deposits in North-West Europe: 275—287, 11 Fig., 1 Tab., 18 pl.; Rotterdam (Balkema).
- NIELSEN, E., MORGAN, A. V., MORGAN, A., MOTT, R. J., RUTTER, N. W. & CAUSSE, D. (1986): Stratigraphy, paleoecology, and glacial history of the Gillam area, Manitoba. — Can. J. Earth Sci., 23: 1641—1661, 18 Fig., 7 Tab.

- PAWLUK, S. & BAYROCK, V. A. (1969): Some characteristics and physical properties of Alberta tills. — Res. Council Alberta Bull., 26: 72 S., 26 Fig., Tab., 4 Taf., Beil.; Edmonton.
- PREST, V. K. & NIELSEN, E. (1987): The Laurentide ice sheet and long-distance transport. — Geol. Surv. Finland, Spec. Pap., 3: 91—101, 6 Fig.; Espoo.
- SALONEN, V.-P. (1987): Observation om boulder Transport in Finland. — Geol. Surv. Finland, Spec. Pap., 3: 103—110, 6 Fig., Espoo.
- SCHREINER, A. (1988): Exkursion A 11 vom 22. 7. bis 30. 7. 1987. Quartärgeologie von Süd-Ontario. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 38: 133—134; Hannover.
- SCHREINER, B. T., DREDGE, L. A., NIELSEN, E., KLASSEN, R. W., FENTON, M. M. & VICKERS, J. R. (1987): The Quaternary between Hudson Bay and the Rocky Mountains. — INQUA Congr. Field Exc. C13, 45 S., 25 Fig., 2 Tab.; Ottawa.
- SCOTT, J. S. (1976): Geology of Canadian tills. — Roy. Soc. Can., Spec. Publ. 12: 50—66, 5 Fig.; Ottawa.
- SHILTS, W. W. (1980): Flow patterns in the central North American ice sheet. — Nature, 286 (5770): 213—218, 3 Fig.; London.
- (1985): Geological models for the configuration, history and style of disintegration of the Laurentide Ice sheet. — In: WOLDENBERG, M. J. (ed): Models in Geomorphology; 73—91, 7 Fig.; Boston (ALLEN & UNWIN).
- SHILTS, W. W., CUNNINGHAM, C. M. & KASZYCKI, C. A. (1979): Keewatin Ice Sheet — Re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet. — Geology, 7: 537—541, 2 Fig.; Boulder.
- SKINNER, R. (1973): Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario. Geol. Survey Canada, Bull. 225: 1—77, 29 Fig., 2 Tab.; Ottawa.
- STALKER, A., MAC, S. (1976): Quaternary stratigraphy of the southern Canadian Prairies. — in: Quaternary stratigraphy of North America, ed. W. C. Mahaney: 381—407, 4 Fig., 3 Tab.; Stroudsburg/Penn.
- VEILLETTE, I. J. (1986): Former southwesterly iceflows in the Abitibi-Timiskaming region: implications for the configurations of the late Wisconsinian ice sheet. — Can. J. Earth Sci., 23 (11): 1724—1741, 17 Fig.; Ottawa.
- VINCENT, J.-S. & PREST, V. K. (1979): The early Wisconsinian history of the Laurentide Ice Sheet. — Geogr. phys. Quatern., 41 (2): 199—213, 4 Fig., 1 Tab.; Montreal.
- WELIN, E. & LUNDQUIST, TH. (1970): New Rb-Sr-age data for the sub-Jotnian volcanics (Dala porphyries) in the Los-Hamra region, Central Sweden. — Geol. Förf. Förf., 92: 35—39, 2 Fig.; Stockholm.
- ZOLTAI, S. C. (1956): Glacial features of the Ouetico-Nipigon Area, Ontario. — Can. J. Earth Sci., 2: 247—269, 5 Fig., 5 Tab.; Ottawa.

Manuskript eingegangen am 9. 11. 1989.

Tafel 1:

- Fig. 1: Gowganda-Tillit-Geschiebe, gekritzelt;
Kiesgrube im Woodstock-Dommlin, östlich London/Ontario
(BARNETT & KELLY 1987).
- Fig. 2: Gowganda-Tillit, geschrammt vom Wisconsin-Eis und von dessen Grundmoräne
überlagert (daraus stammt Pr. 1, Tab. 1).
Kiesgrube östlich Highway 6, ca. 2 km nördlich Whitefish Falls.
- Fig. 3: Omarolluk-Grauwacke („Omar“), Ferngeschiebe von Belcher-Insel in der
östlichen Hudson-Bay, gefunden ca. 850 km südlich in der Kiesgrube westlich
Cochrane, nördliches Ontario.
Die hellen Flecke sind kalkhaltige kugelförmige Partien.
- Fig. 4: Großes Lokal-Geschiebe (Dolomit, ca. $5 \times 3 \times 3$ m), auf „Arran-till“
(daraus Pr. 18, Tab. 2) Kiesgrube westlich The Pas, Saskatchewan.

Plate 1:

- Fig. 1: Gowganda-Tillit-Boulder, with glacial striae.
Gravel Pit in the Woodstock-Drumlin, E London.
- Fig. 2: Gowganda-Tillit, striated and overlain by till. Gravel Pit 2 km N Whitefish Falls.
- Fig. 3: Omarolluk-Greywacke („Omar“), Long-distant-clast from Belcher Island,
Hudson-Bay, Gravel Pit W Cochrane.
- Fig. 4: Large Dolomite-boulder from Arran till, Gravel Pit W The Pas, Saskatchewan.

Fig.
1



Fig.
3

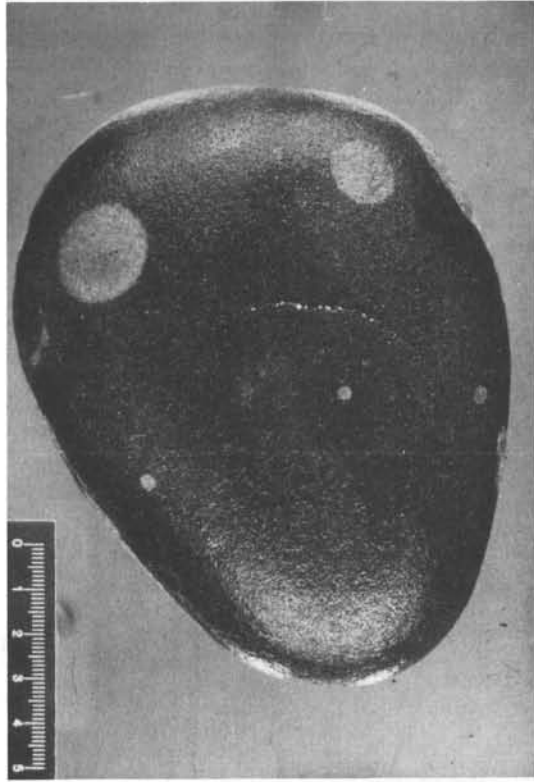


Fig.
2



Fig.
4



<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	40	139—147 6 Abb.	<i>Hannover 1990</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Die Kombination geomorphologischer und prähistorischer Arbeitsmethoden bei der Lösung paläogeographischer Fragen in der Eastern Desert Ägyptens

ANDREAS DITTMANN *)

Landform evolution, ephemeral streams, pediment, terraces, travertine, charcoal, ¹⁴C, absolute age, archaeological sites, artifacts, Middle Paleolithic, Neolithic

Egypt, Eastern Desert, Wadi Deir

Kurzfassung: Die nördliche Eastern Desert Ägyptens ist gekennzeichnet durch eine Vielzahl flächenhaft verbreiteter, teilweise ineinandergreifender Systeme von Fußflächen und Wadisedimenten. Bei der Suche nach Möglichkeiten einer relativen Datierung von Entstehung und Entwicklung dieser Geländeformen kommt dem Zusammenwirken prähistorischer und geomorphologischer Arbeitsmethoden eine besondere Bedeutung zu.

Beispielhaft für die geomorpho-dynamischen Prozesse dieses Raumes während der letzten 30.000 Jahre werden hier Ergebnisse aus dem Bereich des Wadi Deir an der Südost-Abdachung des Gebel-Galala-el-Qibliya vorgestellt. Innerhalb dieses Untersuchungsgebietes konnten prähistorische Besiedlungsspuren aus mittelpaläolithischer, neolithischer und protohistorischer Zeit nachgewiesen werden. Dabei handelt es sich meist um Oberflächenfunde von Werkzeugen oder Werkplätzen sowie um Felsgravierungen. Darüberhinaus weisen Sinterdatierungen auf die Existenz einer klimatischen Gunstperiode um etwa 26.000 B.P. hin und ¹⁴C-Datierungen verschiedener Holzkohlehorizonte aus einem in jüngeren Wadisedimenten ausgebildeten Abri belegen hier menschliche Besiedlung zwischen 3.600 und 1.900 B.C..

[The Cooperation of Geomorphologic and Prehistoric Studies Concerning Paleogeographic Investigations in the Eastern Desert of Egypt]

Abstract: The northern parts of the Egyptian Eastern Desert are characterized by a multitude of widespread, partly interlocked systems of pediments and wadi-sediments. In search of possibilities for relative dating of the origin and development of these geomorphologic forms, the cooperation of prehistoric and geomorphologic studies is of particular importance.

To exemplify the geomorpho-dynamic processes of this area during the last 30.000 years, it should be given a brief account of results obtained in the Wadi Deir at the south-eastern slope of the Gebel-Galala-el-Qibliya. Within the area of investigation traces of former human occupation have been documented for middle paleolithic, neolithic and proto-historic times. They mostly include surface-finds of tools and stroke-places as well as rock-engravings. Moreover, sinter datings hint at the existence of a climatically favourable period at about 26.000 B.P., and ¹⁴C-datings of different charcoal layers prove human occupation for an abri, hollowed out within the younger wadi-sediments, for the time from 3.600 to 1.900 B.C..

Einleitung

Die Möglichkeiten und Grenzen eines Zusammenwirkens geomorphologischer und prähistorischer Arbeitsmethoden sind in den letzten Jahren verstärkt in den Vordergrund paläogeographischer Forschungsinteressen gerückt. Auf die Vorteile einer Zusammenarbeit zwischen Prähistorie und Physischer Geographie haben mehrfach ANDRES & WUNDERLICH (1986), BEHRMANN (1950), BUTZER (1975), COPPENS (1969), DIMPLEBY (1975) sowie ROGNON (1976) hingewiesen. Die Vielseitigkeit interdisziplinärer Forschungsfelder — insbesondere in ariden und semiariden Gebieten — hat GABRIEL (1979) umfassend dargestellt.

Die Vorteile, aber auch die methodischen Beschränkungen einer paläogeographischen Interpretation prähistorischer Befunde sollen im folgenden kurz am Beispiel eines Untersuchungsgebietes im Norden der ägyptischen Eastern Desert vorgestellt werden. Die Forschungsergebnisse wurden im Rahmen eines von der DFG geförderten und von Prof. ANDRES, Marburg, geleiteten Projektes zur Untersuchung der jung-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. A. DITTMANN, Geographische Institute der Universität Bonn, Meckenheimer Allee 166, D — 5300 Bonn 1.

quartären Klima- und Reliefentwicklung dieses Raumes erarbeitet. Als die geomorphologischen Befunde bereits mehr oder weniger feststanden, kam es vor allem darauf an, Datierungshilfen — möglichst auch prähistorischer Art — zu finden (ANDRES 1987):

Die Gebirgsgegenden des nördlichen Teils der ägyptischen Eastern Desert sind gekennzeichnet durch eine Vielzahl flächenhaft verbreiteter, teilweise incin-

andergreifender Systeme von Fußflächen und Wadi-sedimenten. Insbesondere die paläogeographische Rekonstruktion eines mehrfachen Wechsels von Erosions- und Akkumulationsphasen kann hier wertvolle Hinweise auf frühere Klima- und Umweltbedingungen liefern.

Beispielhaft für das geomorphologische Geschehen dieses Raumes während der letzten 30.000 Jahre

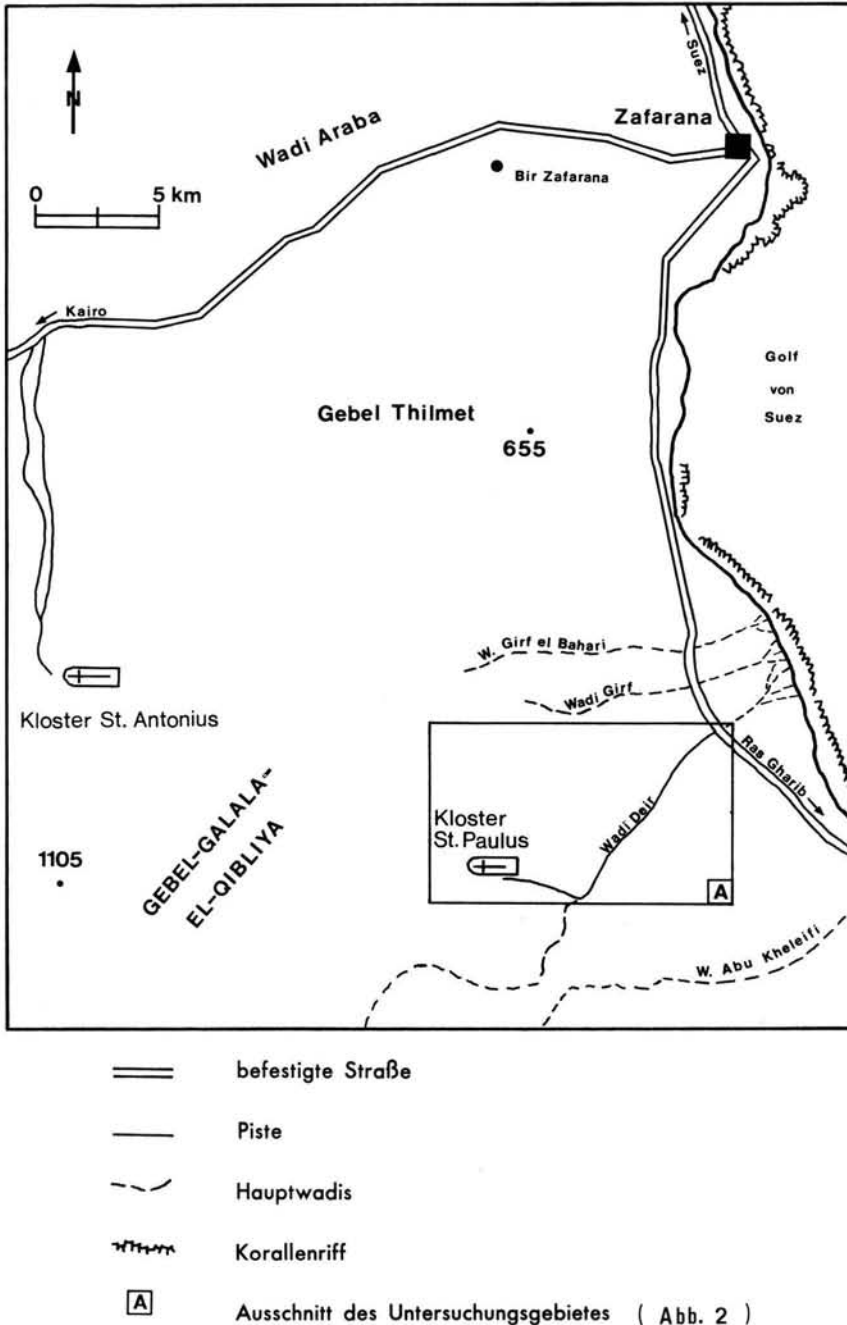


Abb. 1: Lage des Wadi Deir an der Südost-Abdachung des Gebel-Galala-el-Qibliya.

Fig. 1: Location of Wadi Deir at the southeastern slope of Gebel-Galala-el-Qibliya.

wurden die Ergebnisse aus einem Untersuchungsgebiet an der SE-Abdachung des Gebel-Galala-el-Qibliya herausgegriffen. Es handelt sich dabei im wesentlichen um das Gebiet des Wadi Deir Bolos und dessen Einzugsbereich. Dieses Wadi ist auch auf unbeschrifteten Karten oder Satellitenbildern relativ leicht auszumachen, da es nicht, wie die meisten seiner Nachbarwadis in W-E-Richtung direkt dem Golf von Suez zustrebt, sondern sich — möglicherweise einer Verwerfungslinie folgend — von SW nach SE erstreckt. In die Untersuchungen einbezogen wurde auch ein von NW ins mittlere Wadi Deir einmündender größerer Seitenarm, der zur einfacheren Orientierung die Bezeichnung „Nordwadi“ erhielt.

Im Bereich der Ostabdachung des Gebel-Galala-el-Qibliya sind in eoziänen und kreidezeitlichen Kalken der Dachla-Serie zwei Steilstufen ausgebildet, die das Untersuchungsgebiet nach NW abgrenzen. Daran schließt sich nach E und SE zunächst der Bereich des Nubischen Sandsteins an. Er tritt im Nordwadi sowie im mittleren und oberen Wadi Deir zu Tage. Miozäne und pliozäne Sedimente bilden den Übergang zum überwiegend mit quartären Schottern bedeckten küstennahen Gebiet und werden im mittleren und unteren Wadi Deir sichtbar.

Das Einzugsgebiet des Wadi Deir wird geprägt durch ausgedehnte Fußflächen älterer Schotter, die besonders in den mittleren und oberen Abschnitten der Wadis stark zertalt sind (Abb. 2). Insgesamt sind drei unterschiedliche Fußflächenniveaus erkennbar. Die beiden oberen Niveaus, die G1- und G2-Schotter, sind nicht mehr in allen Bereichen durchgehend vertreten. Dagegen bilden die darunter liegenden G3-Schotter das Ausgangsglaci der jüngeren Zertaltung. Die rezenten Abflurinnen der Wadis sind in das Ausgangsglaci der Zertaltung (G3) stark eingeschnitten. Sie folgen teilweise dem Verlauf älterer, im anstehenden Nubischen Sandstein angelegter Entwässerungssysteme. Diese Einschnedungen in Fußflächen und Nubischem Sandstein sind insbesondere in ihren oberen Bereichen durch die Sedimente einer jüngeren Talverfüllung gekennzeichnet, die im folgenden nach ANDRES (1987) als Hauptwadisediment (HWS) bezeichnet werden soll.

Auch diese Ablagerungen sind bereits weitgehend zertalt. Im Nordwadi sind sie noch weit verbreitet, im oberen Wadi Deir dagegen nur noch reliktsch erhalten. Aufbau und Struktur dieser Sedimente deuten darauf hin, daß das HWS durch reguläre fluviale Prozesse aufgebaut wurde (ANDRES 1987). Diese waren

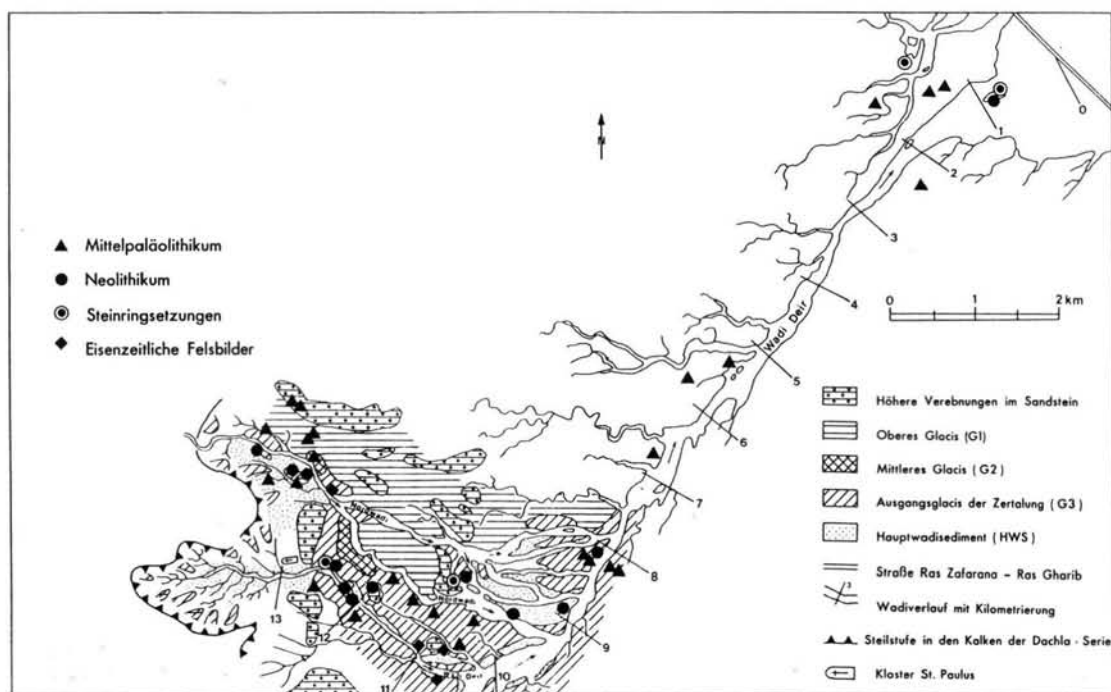


Abb. 2: Prähistorische Besiedlungsspuren und ihre Verteilung auf Fußflächen und Wadiseditimenten im Gebiet des Wadi Deir.

Fig. 2: Traces of prehistoric occupation with regard to the distribution of pediments and wadi-sediments in the Wadi Deir region.

gekennzeichnet durch eine extreme Überlastung sowie mit einem heftigen Abfluß beginnende und dann rasch abflauende Abkommen.

Das Abflußgeschehen unter den gegenwärtigen Klimabedingungen ist im Untersuchungsgebiet geprägt durch seltene episodische Einzelereignisse heftiger Abflüsse, deren Materialverlagerungen sich meist auf das aktuelle Wadibett beschränken. Eine nennenswerte Vegetation existiert kaum. Im Oberlauf des Wadi Deir wird eine kleine, gering schüttende Quelle von den Bauten des St. Paulus-Klosters umschlossen. Die besondere Lage, welche die Existenz dieser Quelle für das Wadi bedeutete, darf bei paläogeographischen Rekonstruktionsversuchen früherer Klima- und Umweltbedingungen anhand prähistorischer Besiedlungsspuren nicht außer Acht gelassen werden.

Spuren prähistorischer Besiedlung wurden im Gebiet des Wadi Deir vor allem aus dem Mittelpaläolithikum, dem Neolithikum und der zweiten Hälfte des ersten vorchristlichen Jahrtausends nachgewiesen. Dabei handelt es sich in erster Linie um Oberflächenfunde von Fertigwerkzeugen sowie Werk- und Schlagplätze.

Die mittelpaläolithischen Funde

Die mittelpaläolithischen Funde konzentrieren sich vor allem im Bereich der jüngeren Schotter des Ausgangsglaci der Zertalung (G3), kommen aber auch auf den älteren Niveaus der mittleren und oberen Fußflächen (G2 und G1) vor. Selten sind Funde im Bereich des anstehenden Nubischen Sandsteins. Auf dem HWS fehlt das Mittelpaläolithikum ganz. Für eine Rekonstruktion paläogeographischer Umweltbedingungen können die mittelpaläolithischen Funde nur bedingt herangezogen werden. Ihre Existenz belegt zunächst, daß zumindest der nördliche Teil der Eastern Desert während des Mittelpaläolithikums für Wildbeuterguppen durchgängig gewesen sein muß.

Die zahlreichen mittelpaläolithischen Fundstellen mit ungestörten Werk- und Schlagplätzen legen den Schluß nahe, daß es sich dabei nicht um verfrachtetes Material handeln kann. Insbesondere die Oberfläche der G3-Schotter scheint sich seit dem Mittelpaläolithikum kaum verändert zu haben. Abtragung ist hier allenfalls in Form einer Seitenerosion an den Randbereichen der tief eingeschnittenen Entwässerungssysteme vorstellbar. Auch dieser Befund erlaubt jedoch nur die Angabe eines Mindestalters für die drei bekannten Flußflächenniveaus. Erschwert wird dies durch das nur vage bestimmbare Ende des Mittelpaläolithikums in Nordostafrika (TAUTE 1978), so daß wir uns zunächst mit der groben zeitlichen Einstufung

„wahrscheinlich älter als 30.000 v. Chr.“ zufrieden geben müssen. Eine altersspezifische Differenzierung der Flußflächenniveaus G1, G2 und G3 untereinander ist anhand des prähistorischen Fundmaterials nicht möglich. Auch die zahlreich vorhandenen Levallois-Geräte (Abb. 3, Fig. 1 u. 2) können dieses Ergebnis nicht wesentlich präzisieren.

Erwähnenswert ist jedoch, daß sich die mittelpaläolithischen Funde im Bereich der G3-Schotter dort konzentrieren, wo dieses Niveau zur tiefer liegenden Oberfläche des Hauptwadisediments oder direkt zum aktuellen Wadiboden abfällt. Dies gilt besonders für die ausgedehnten Schlagplätze im mittleren Wadi Deir und unteren Nordwadi (Abb. 2). Eine solche Konzentration an den unmittelbaren Rändern der Taleinschnitte könnte ein Hinweis darauf sein, daß die Grundstruktur des heutigen Entwässerungssystems bereits zur Zeit des Mittelpaläolithikums angelegt war.

Das Hauptwadisediment (HWS)

Der geomorphologische Aussagewert der mittelpaläolithischen Funde drückt sich vor allem in der Bestimmung der Beziehungen zwischen den Niveaus des Hauptwadisediments (HWS) und des Ausgangsglaci der Zertalung (G3) aus: Die Tatsache, daß mittelpaläolithische Funde auf der Oberfläche des HWS nicht vorkommen, ist ein Hinweis darauf, daß diese Ablagerungen zur Zeit des Mittelpaläolithikums noch nicht ausgebildet waren. Sehr wahrscheinlich entstand das HWS erst in post-paläolithischer Zeit. Insbesondere die sedimentologischen Ergebnisse (ANDRES 1987) sprechen dafür, daß diese Ablagerung nach dem Ende einer länger andauernden feuchten Klimaphase erfolgte: Die das HWS aufbauenden Locker- und Feinmaterialien bestehen zu 95 % aus Kalken des oberen Einzugsbereichs der Wadis, während der im Ablagerungsgebiet anstehende Nubische Sandstein kaum vertreten ist. Dieses Material fand während einer Feuchtphase auch im Bereich der Hanglagen Halt unter einer schützenden Vegetationsbedeckung. Die später einsetzende Austrocknung des Raumes besaß den Charakter einer ökologischen Katastrophe. Die schützende Pflanzendecke verschwand, die Lockermaterialien waren der Erosion preisgegeben und gerieten in Bewegung. Ihre Ablagerung erfolgte in den oberen und mittleren Bereichen der tief in die G3-Schotter eingeschnittenen Entwässerungssysteme. Die teilweise bis zu 15 m mächtigen Talsedimente erreichten jedoch nirgendwo das Niveau der älteren G3-Schotter.

Hinweise auf eine vor der Ablagerung des HWS existierende Feuchtphase liefert neben den Relikten

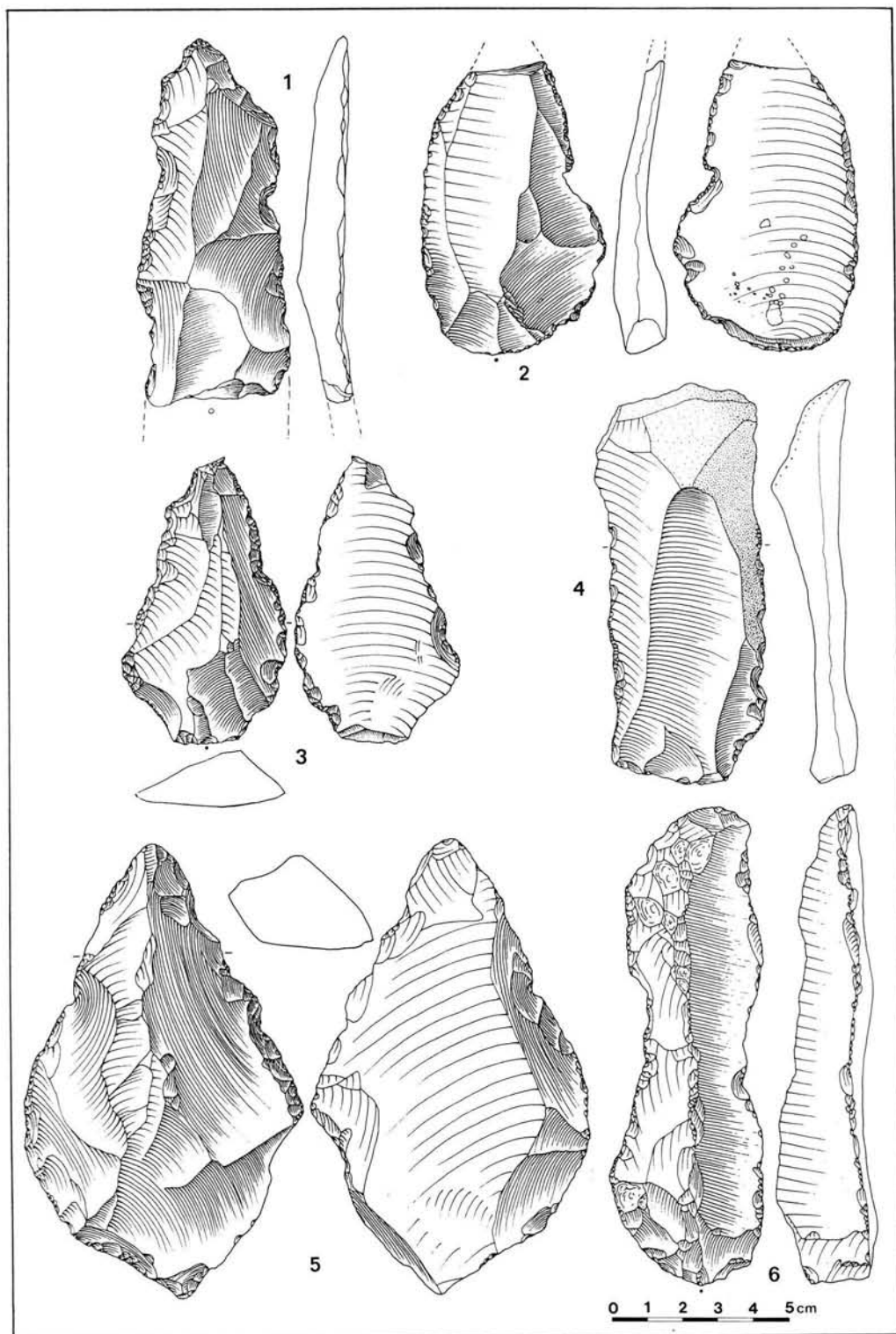


Abb. 3: Mittelpaläolithische Artefakte aus dem Wadi Deir.

Fig. 3: Middle paleolithic artifacts from Wadi Deir.

einer früheren Bodenbildung auf den G3-Schottern auch die Bildung von Kalksinter. Die Sinter entstanden zu einer Zeit, als die Quelle im Bereich des heutigen Klosters so stark schüttete, daß offene Wasserflächen und Sinterterrassen entstanden. Sinterproben wurden im oberen Wadi Deir unterhalb des St. Paulus-Klosters entnommen. Die ermittelten ^{14}C -Werte liegen bei 26.350 und 26.900 B.P. (HD 7495-8189 und -8192). Außerdem wurden im Nordwadi stark übersinterte ältere Schotter gefunden und mit 26.000 B.P. (HD 7946-8220) datiert.*) Die Fundlage zeigt, daß die Übersinterung stattfand, als das Ausgangsglacier der Zertalung (G3) bereits stark zerschnitten war. Zu diesem Zeitpunkt traten an der Basis der G3-Schotter reichlich kalkhaltige Wasser aus. Biogenes CO_2 war in überwiegender Maße an der Kalkausscheidung beteiligt, so daß von der Existenz einer relativ dichten Vegetationsbedeckung im oberen Wadibereich ausgegangen werden kann.

Die Sinterdatierungen liefern lediglich Hinweise auf die Existenz einer klimatischen Gunstperiode um 26.000 B.P.. Wann diese Feuchtphase begann bzw. wie lange sie vor dem faßbaren Zeitraum von 26.000 B.P. bereits andauerte und wann sie endete, geht aus diesen Befunden nicht hervor. Es kann daher auch nicht mit Sicherheit entschieden werden, ob die mittelpaläolithischen Funde zur gleichen oder zu einer anderen, früheren Feuchtphase gehören. Es muß betont werden, daß die unmittelbar nach der Ablagerung des HWS einsetzende Wiedereinschneidung erfolgte, ohne daß eine weitere Klimaänderung stattgefunden hätte. Auch die Zerschneidung des HWS fand unter ariden Klimabedingungen statt. Nachdem die Hänge größtenteils bis zum Anstehenden freigelegt waren, führte die ausbleibende Zufuhr weiteren Erosionsmaterials zur übergangslos einsetzenden Zerschneidung des HWS im Zuge episodischer oder periodischer Wadiabkommen.

Neolithische Datierungshilfen

Über den Zeitraum nach der Ablagerung und Wiedereinschneidung des HWS geben die neolithischen Funde Aufschluß. Ihr Vorkommen auf der Oberfläche dieser Ablagerungen beweist, daß das HWS zur Zeit des Neolithikums bereits bestanden haben muß. Darüberhinaus belegen Funde in Einschnitten und Ausbuchtungen dieses Sedimentkörpers, daß auch seine Wiedereinschneidung im Neolithikum bereits weitgehend abgeschlossen war. Die neolithischen Funde

konzentrieren sich vor allem auf die Oberfläche des HWS, kommen jedoch auch auf den G3-Schottern noch häufiger vor. Im Bereich der höheren Niveaus und des anstehenden Nubischen Sandsteins treten sie insbesondere dort auf, wo günstige Geländepositionen einen weiteren Ausblick ermöglichten.

Von besonderer Bedeutung für eine relative Datierung von Ablagerung und Wiedereinschneidung des HWS ist eine spätnolithische Fundstelle im oberen Wadi Deir auf der rechten Talseite. Es handelt sich dabei um die Relikte eines verstürzten Abris, dessen heruntergebrochene Decke Teile von Siedlungsschichten konservierte. Dieses Abri war in den im oberen Wadi Deir bis zu 13 m mächtigen HWS-Ablagerungen ausgebildet. Die Fundstelle ist gekennzeichnet durch eine markante, säulenartig aufragende Sedimentformation. Diese weist die für das HWS charakteristischen horizontalen Schichten auf. Die Verbindung zwischen der Sedimentsäule und den Ablagerungen am Talrand bilden zwei Halden aus gelocker-

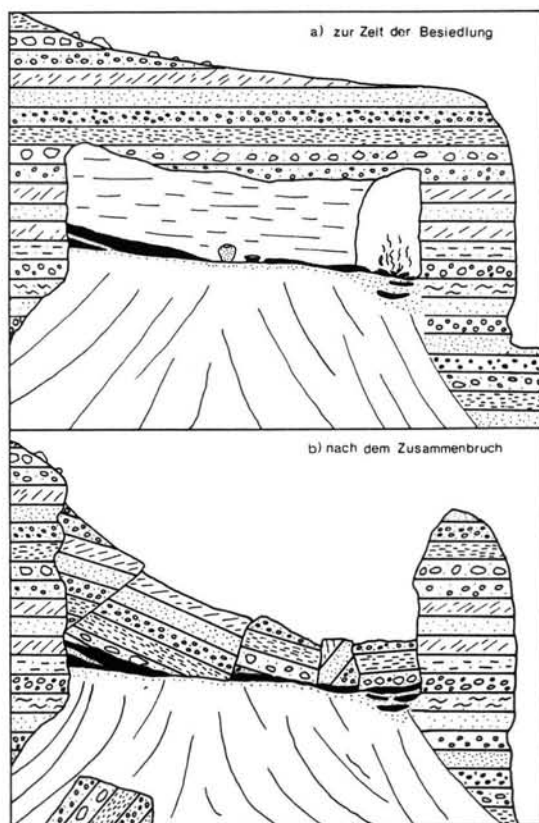


Abb. 4: Rekonstruktionsversuch des neolithischen Abris im oberen Wadi Deir.

Fig. 4: Reconstruction of the neolithic abri in upper Wadi Deir.

*) Die Datierungen wurden dankenswerterweise von Herrn Dr. W. KROMER vom Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg durchgeführt.

tem und verfrachtetem HWS-Material. Es handelt sich dabei um die Überreste der heruntergebrochenen ehemaligen Abri-Abdachung. Von den beiden, dachförmig einander zugeneigten Halden ist die eine nach NO, die andere nach SW ausgerichtet.

Aufgefallen war die Fundstelle durch frei erodierte und verfrachtete Holzkohleteile und Tierknochenfragmente. Leider stellte sich sehr bald heraus, daß das organische Material nicht — wie zunächst erhofft — bei der Ablagerung des HWS mit eingebaut worden war. Die einzelnen Fundschichten wurden erst sehr viel später in Einschnitten und Ausbuchtungen des bereits bestehenden HWS angelegt. Damit war klar, daß eine Datierung der Fundstelle keinen Aufschluß über den Zeitraum der Ablagerung des HWS erbringen konnte, sondern lediglich die Angabe eines Mindestalters für dessen Wiederzerschneidung.

Schon zur Zeit der Besiedlung des Abris muß die Fundstelle etwa dem heutigen Aussehen entsprochen haben: Die Fundschichten der Westseite werden von größeren, verfestigten Sedimentblöcken überlagert. Diese zeigen allerdings nicht die für das HWS kennzeichnende Horizontallagerung, sondern sie sind aus ihrer ursprünglichen Position abgerutscht. Es kann daher als wahrscheinlich gelten, daß hier eine im HWS ausgebildete Überdachung als Lagerplatz dien-

te. In unmittelbarer Nähe der Sedimentsäule deutet eine Vielzahl stratigraphischer Hinweise darauf hin, daß einst eine durchgehende Verbindung zwischen der Ost- und der Westseite bestand. Entweder war die markante Sedimentsäule bereits damals schon vom übrigen Sedimentkörper isoliert oder es bestand eine torbogenartige Verbindung zu den talrandwärts liegenden Ablagerungen (Abb. 4).

Für fünf Siedlungsschichten der Fundstelle liegen ^{14}C -Datierungen vor. Nach einer dendrochronologischen Umsetzung dieser Daten bilden sich deutlich folgende vier unterschiedlichen Besiedlungsphasen heraus (Abb. 5): *)

In die erste Phase zwischen etwa 3.630 und 3.365 B.C. gehört die insgesamt fundarme Schicht WR-4 auf der Westseite. Die zweite Phase zwischen 3.050 und 2.695 B.C. ist insbesondere durch zahlreiche Tierknochenfragmente (Nubischer Wildesel, Steinbock, Schaf, Ziege) gekennzeichnet. Kurz danach folgt zwischen 2.660 und 2.390 B.C. die dritte Besiedlungsphase mit Fundschichten auf der Ostseite,

*) Die Datierungen wurden dankenswerterweise von Herrn Prof. Dr. M. A. GEYH vom Niedersächs. Landesamt für Bodenforschung in Hannover durchgeführt.

Jahre v.Chr.	Besiedlungsphasen	Westseite	Ostseite
2.000	1.920 2.150 IV.	-----	WR-1 WR-2
2.500	2.390 2.660 III.	WR-2,5	WR-3 OL-1 OL-2
3.000	2.695 3.050 II.	WL-1 ↔ WM-1 WL-2 WM-2	OL-3
3.500	3.365 3.630 I.		WR-4
4.000			

Abb. 5: Die nachweisbaren Besiedlungsphasen des Abris und ihre Verteilung auf Ost- und Westseite.

Fig. 5: Documented periods of occupation and their position at the western and eastern part of the abri.

die stratigraphische Verbindungen mit der Westseite des Abris aufweisen. Die letzte nachweisbare Besiedlung des Abris fällt in den vierten Zeitabschnitt zwischen ca. 2.150 und 1.920 B.C..

Über einen Zeitraum von mehr als 1.600 Jahren hinweg wurde das Abri episodisch immer wieder aufge-

sucht und als Lagerplatz benutzt. Dies zeigt, daß die äußere Struktur des Hauptwadisediments während dieser Zeit zumindest im Bereich des oberen Wadi Deir weitgehend unverändert geblieben sein muß. Der endgültige Zusammenbruch des Abris erfolgte sehr wahrscheinlich unmittelbar nach dem Ende der vierten und letzten Besiedlungsphase.

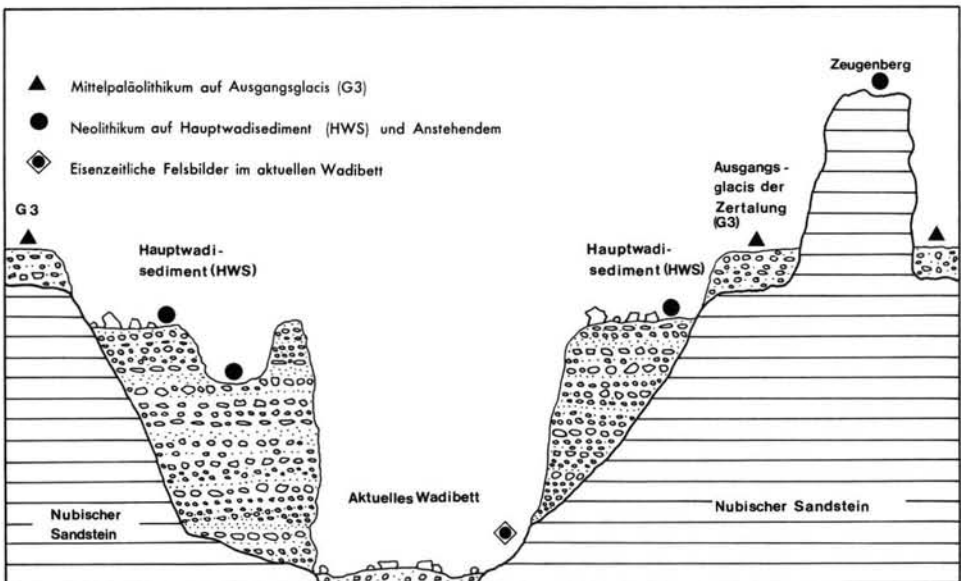
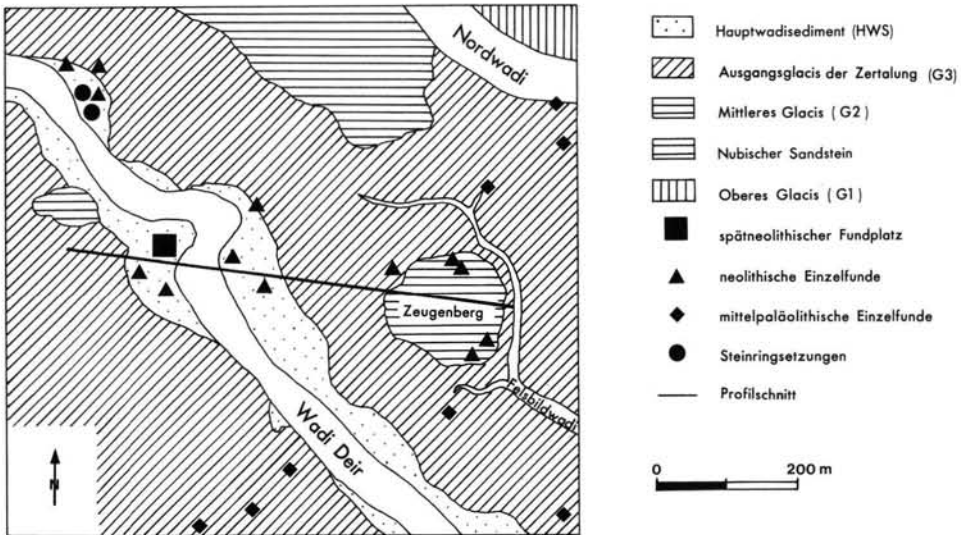


Abb. 6: Die prähistorischen Besiedlungsspuren des oberen Wadi Deir (oben: Lage des Profilschnittes, unten: stark überhöhte Profilzeichnung).

Fig. 6: Traces of prehistoric occupation from upper Wadi Deir (above: location of cross section, down: super-elevated cross section).

Die Lage der ältesten Fundschicht verdeutlicht, daß das HWS um etwa 3.700 B.C. mindestens bis zur Höhe dieser Schicht zerschnitten gewesen sein muß. Sie befindet sich heute 5,3-6,5 m über dem Niveau der rezenten Abflußrinne. Auf der weiter talaufwärts gelegenen Ostseite des Abris deutet die Position der Fundlagen darauf hin, daß die Ablagerungen möglicherweise noch weitaus tiefer zerschnitten gewesen sein könnten. Unter Berücksichtigung der Annahme, daß die spätneolithischen Lagerplätze nicht in gleicher Höhe mit der damaligen Abflußrinne angelegt wurden, kann gefolgert werden, daß das HWS während der ersten Besiedlungsphasen des Abris mindestens bis zu einer Höhe zerschnitten war, die etwa 1,5 bis 3,0 m über dem rezenten Niveau gelegen haben dürfte.

Schlußbemerkungen

Die stark überhöhte Profilzeichnung eines Querschnitts im oberen Wadi Deir veranschaulicht eine Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse (Abb. 6): Deutlich wird die Verteilung der mittelpaläolithischen Fundlagen und die Konzentration der neolithischen Besiedlungsspuren auf den Bereich des Hauptwadisediments sowie herausragende Landmarken. Ebenfalls eingetragen ist die Lage postneolithischer Felsgravierungen, deren Ausrichtung zeigt, daß seit der 2. Hälfte des 1. vorchristlichen Jahrtausends im Bereich des Wadi Deir keine wesentlichen Niveauveränderungen stattgefunden haben.

Die Darstellung der Untersuchungsergebnisse aus dem Gebiet des Wadi Deir zeigt, daß eine Vielzahl paläogeographisch-paläoklimatischer Fragen erst durch ein interdisziplinäres Zusammenwirken geomorphologischer und prähistorischer Arbeitsansätze einer befriedigenden Beantwortung zugeführt werden kann. Eine isolierte Betrachtung der jeweiligen Einzelergebnisse wäre allenfalls im Stande, ein überaus fragmentarisches Bild zu vermitteln. Andererseits liegen die Beschränkungen einer Zusammenarbeit dort, wo für eine relative zeitliche Einordnung insbesondere älterer Oberflächenformen die Differenzierungen des prähistorischen Materials nicht ausreichen, um Abstufungen herausarbeiten zu können. Es lassen sich

jedoch keineswegs alle vor- und frühgeschichtlichen Ergebnisse auf geomorphologische Sachverhalte übertragen. Im Überschneidungsbereich beider Wissenschaften ist es die Aufgabe der Paläogeographie, einen groben zeitlichen Rahmen früherer Klima- und Umweltbedingungen abzustecken, den mit Inhalt zu füllen der Prähistorie obliegt.

Schriftenverzeichnis

- ANDRES, W. (1987): Geomorphodynamik und Reliefentwicklung in der nördlichen Eastern Desert in den letzten 30.000 Jahren. — Verhandlungsbld. Dt. Geographentag in Berlin: 183—188; Berlin.
- & WUNDERLICH, J. (1986): Untersuchungen zur Paläogeographie des westlichen Nildeltas. — Marburger Geogr. Schr., 100: 117—131; Marburg.
- BEHRMANN, W. (1950): Die Bedeutung der Geographie für die Prähistorie. — Geogr. Rundschau, 2: 168—174; Braunschweig.
- BUTZER, K. W. (1975): The ecological approach to archeology: Are we really trying? — American Antiquity, 40 (1): 106—111; Washington D. C.
- COPPENS, Y. (1969): De l'Archéologie à la Paléogéographie. — Bull. Inst. Franc. Afrique Noire, A, 31 (1): 263—268; Dakar.
- DIMBLEBY, G. W. (1975): Archeological evidence of environmental change. — Nature, 256: 265—267; London.
- GABRIEL, B. (1979): Ur- und Frühgeschichte als Hilfswissenschaft der Geomorphologie im ariden Nordafrika. — Stuttgarter Geogr. Studien, 93: 135—148; Stuttgart.
- ROGNON, P. (1976): Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40.000 ans. — Rev. Géogr. phys. et Géol. dynamique, 18: 251—282; Paris.
- TAUTE, W. (1978): Das Ende der Altsteinzeit in Nordafrika. — Museen der Stadt Köln (Hg.): Sahara — 10.000 Jahre zwischen Weide und Wüste: 48—59; Köln.

Manuskript eingegangen am 13. 9. 1989,
Nachträge März 1990.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	40	148	<i>Hannover 1990</i>
----------------------------------	----	-----	----------------------

Personalia

Am 25. 9. 1989 starb nach kurzer Krankheit im Alter von 50 Jahren Dr. HEINZ SPÄTH. Er war zuletzt als Akademischer Rat am Geographischen Institut der Universität zu Köln tätig. Schon als Student war er mit seinem Lehrer BÜDEL zweimal in der Arktis. Vor seiner Promotion 1973 hat er einen

längeren Aufsatz über das Großglockner-Gebiet veröffentlicht. Seine eigenen Arbeiten betrafen neben dem glazialen und periglazialen Formenschatz vor allem die tropische Geomorphologie, insbesondere in Verbindung mit der Bodenkunde.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	40	149—151	<i>Hannover 1990</i>
----------------------------------	----	---------	----------------------

Buchbesprechungen

BREMER, HANNA: Allgemeine Geomorphologie — Methodik — Grundvorstellungen —
Ausblick auf den Landschaftshaushalt. (65 Abbildungen, 8 Tabellen).
Berlin-Stuttgart: Gebr. Bornträger 1989. 450 pp. (ISBN 3-443-01026-1), kart. 58,—.

Um dieses Buch schreiben zu können, benötigt man die Erfahrung eines der Morphologie gewidmeten ganzen Lebens. Das ist wahrscheinlich der Grund, weshalb ein für die deutsche Geomorphologie längst überfälliges Werk erst jetzt erscheint. Wenn man es dann auch noch als rundum gelungen bezeichnen kann, dann freut man sich als Leser und fühlt sich der Autorin mit Sympathie verbunden.

Mit überfällig ist gemeint, daß es bisher keine methodische Zusammenfassung der klimatischen und klimagenetischen Geomorphologie gab. Hier liegt nun ein Nachschlagewerk vor, das einen umfassenden Überblick der Methoden und Grundvorstellungen in fast allen Bereichen der Geomorphologie liefert.

Im ersten Abschnitt wird die historische Entwicklung der Geomorphologie im deutschen und englischsprachigen Raum geschildert. Das französische Schrifttum blieb unberücksichtigt, weil es dort bereits gute Zusammenfassungen gibt und ähnliche Entwicklungen wie in Deutschland erfolgt sind. In diesem Teil werden vor allem die Methoden der klimatischen und klimagenetischen Geomorphologie umfassend beschrieben und einer kritischen Betrachtung unterzogen. Dabei werden fehlerhafte Entwicklungen skizziert und allgemein gültige Prinzipien dargestellt.

Im zweiten Teil werden die Grundvorstellungen der Geomorphologie im Lichte der klimatischen Geomorphologie diskutiert. Er beginnt mit dem Kapitel „Geomorphologie und Struktur“ und geht vor allem auf die morphologische Lage eines Gesteins und die klimabedingte Abänderung der Gesteins Härte ein. Struktur, Geotektonik und Klima sind der für die Formung verantwortliche „Dreiklang“. Besonders interessant für Geologen ist das Kapitel „Zeit in der Geomorphologie“. Wie schnell entstehen Formen unter der Prägestkraft eines Klimas, wie lange bleiben sie erhalten und in welchen Zeiträumen werden sie umgeprägt? Die Wirksamkeit der formenden Prozesse und die Erhaltungsfähigkeit von Formen von den Periglazialgebieten bis zu den Tropen kommen zur Darstellung und die Forschungsmethoden werden diskutiert.

In den Kapiteln „Naturwissenschaftliche Prinzipien in der Geomorphologie“, „Das Konzept des Gleichgewichts in der Geomorphologie“, „Systeme, Modelle, Experimente und numerische Analysen in der Geomorphologie“, sowie in „Geomorphologische Prinzipien“ sind alle nur denkbaren Methoden und Modelle der geomorphologischen Forschung kurz dargestellt. Wenn nötig wird ihre historische Entwicklung geschildert.

Auch der letzte Abschnitt „Landschaftsentwicklung und Morphogenese“ dürfte außerhalb der Geographie für Geologen besonders interessant sein. Im ersten Teil werden die „Morphogenese und Tektonik“ behandelt. Zentrales Thema der tektonischen Geomorphologie ist die Auswirkung der Hebung auf Prozesse und Formen. Dabei wird deutlich, daß die Morphogenese imstande ist, den Ablauf tektonischer Bewegungen zu differenzieren. Der zweite Teil behandelt die „Klimatische Morphogenese und Pedogenese“. Hier werden vor allem Paläoböden, ihr Verwitterungsgrad und ihre Verwitterungsintensität, sowie rezente Böden in den Klimazonen und ihre Stratigraphie besprochen. Eine zusammenfassende Betrachtung über Hartkrusten (Laterite, Silcrete, Calcrete) beendet das Kapitel.

Die umfangreiche Zusammenfassung der wirklich wichtigen Literatur schließt ein Buch ab, das sowohl für Geographen als auch für Geologen eine große Hilfe ist. Da fast die gesamte Geomorphologie in ihren Methoden und Tendenzen beschrieben wird, war eine kurze und sicherlich für manchen Benutzer zu knappe Darstellung der Themen notwendig. Zahlreiche Zitate im Text erleichtern aber die Suche nach vertiefender Literatur und das ist für Leute, die es eilig haben, außerordentlich wichtig. Gerade in der Morphologie ist die Vielfalt der Ansichten und die Fülle der Literatur zu den einzelnen Themen oft erdrückend. Mit HANNA BREMERs Buch ist ein Wegweiser durch diesen Informationsdschungel vorhanden, dem man sich gestrost anvertrauen kann.

ROUTER, NAT, JULIE BRIGHAM-GRETTE & NORM R. CATTO (Hrsg.): *Applied Quaternary Geochronology*. Quatern. Intern. 1 (1989) 1-166; Oxford • New York • Beijing • Sao Paulo • Sydney • Tokyo • Toronto (Pergamon Press).

Das Interesse an der Quartärforschung ist im letzten Jahrzehnt im Zusammenhang mit Fragen nach Lösungen für brennende ökologische Probleme stetig gestiegen — und mit ihm an der Geochronologie. Zahlreiche Bücher und Konferenzberichte sind über die absoluten Datierungsmethoden in den letzten Jahren erschienen. Das hier vorzustellende Heft ist eine äußerst gelungene und willkommene Ergänzung. In kurzem, prägnantem Stil, allerdings in englisch, werden die methodischen Grundlagen, Möglichkeiten und Grenzen anhand repräsentativer Beispiele für alle etablierten Methoden umrissen. Die einzelnen Abhandlungen sind so fesselnd und lebendig geschrieben, daß selbst der Insider gerne in diesem Heft blättert.

Die noch immer bedeutende ^{14}C -Methode leitet den Reigen ein. Die meßtechnischen Fortschritte in den letzten beiden Jahrzehnten, die von der Einführung der Beschleunigermassenspektrometrie (AMS) bestimmt worden sind, stehen neben der jetzt vollendeten Optimierung der Kalibration der ^{14}C -Zeitskala (LINICK, DAMON, DONAHUE, JULL). Die für Datierungen bis zu 500 000 Jahre bewährte Uran/Thorium-Methode wird für geschlossene (SCHWARCZ) und offene Systeme (Uranium-Trend-Datierung) (MUHS, RSHOLT, BUSH) in zwei Artikeln getrennt vorgestellt. Der absoluten Altersbestimmung altquartärer Tephra mit Hilfe der Spaltspurenmethode (WALTER) ist ein Kapitel gewidmet, das alles Wissenswerte der methodischen Aspekte enthält. Sedimente

aus allen Abschnitten des Quartär (FORMAN) lassen sich mit der Thermolumineszenz-Methode datieren ebenso wie Böden (ZÖLLER, WAGNER). Der nach wie vor umstrittenen Elektron-Spin-Resonanz-Methode (GRÜN), für die die allgemein üblichen internationalen Vergleichs- und Qualitätstests noch ausstehen, wird im Vergleich zu den anderen Methoden ein zu breiter Raum gewidmet. Die chronostratigraphischen Methoden, die auf der Amino-Säure-Razemisierung karbonatischer Fossilien (MILLER, BRIGHAM-GRETTE), dem Paläomagnetismus (LOVLIE) und den Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenzusammensetzungen von vor allem Foraminiferen (JANSEN) aufbauen, werden verständlich und angemessen erläutert. Die letztgenannte Isotopenmethode nimmt z. Z. eine führende Rolle ein, nachdem es mit ihr gelungen ist, eine neue Vorstellung über die Entstehung der Kalt/Warmzeiten-Wechsel im Quartär zu entwickeln und eine sehr genaue geochronologische Zeitskala zu erarbeiten.

Die Aufmachung des Heftes ist ebenso gut wie die Qualität der Artikel. Hervorzuheben sind schließlich die große Zahl sehr instruktiver Abbildungen und umfassende Literaturverzeichnisse. Alles in allem ein Heft wie man es sich heute wünscht — informativ, kurz und klar. Ein Artikel über die zukunftssträchtigen Datierungsmethoden anderer kosmogener Radionuklide hätte das Bild abrunden können. Aber es gibt ja auch noch andere Bücher. Gesamturteil: Sehr empfehlenswert.

MEBUS A. GEYH

GÖTTLICH, KH. (Hrsg.) (1990): Moor- und Torfkunde. — 3. vollständig überarbeitete und erweiterte Auflage, 529 S., 232 Fig., 63 Tab. im Text und auf 2 Ausschlagentafeln, Lit. zu den einzelnen Kapiteln; E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandl. (Nägele u. Obermiller), Stuttgart. ISBN 3-510-65139-1.

Die erste Auflage dieses Buches — sie erschien im Jahre 1976 — wurde im Band 5 der TELMA besprochen. Die zweite Auflage, durch das wachsende Interesse der Öffentlichkeit an ökologischen und Naturschutzfragen bedingt von 269 auf 338 Seiten erweitert, wurde 1980 in TELMA 10 vorgestellt.

Nun erscheint die dritte, völlig überarbeitete und erneut stark erweiterte Auflage dieses gefragten Moor- und Torfkompendiums mit einem Umfang von 529 Seiten. Die Zunahme um 56 % resultiert aus dem Zuwachs an naturwissenschaftlichen Themen um 67 %, an solchen der Moor- und Torfnutzung um 28 %. Das Sach- und Ortsregister wurde von 11 auf 21 Seiten, die Zahl der Abbildungen von 155 auf 232, die der Tabellen von 30 auf 63 erhöht. Die jedem Kapitel angefügte weiterführende Literatur umfaßt jetzt insgesamt 40 Seiten.

Diese neue Auflage der „Moor- und Torfkunde“ ermöglicht mithin einen umfassenden Überblick über die verschiedensten Aspekte des offensichtlich immer stärker faszinierenden Phänomens „Moor und Torf“. 21 Autoren einschließlich Herausgeber haben an diesem Werk mitgearbeitet und informieren in anschaulicher Weise über Begriffsbestimmungen von Moor und Torf, Moortypen und Torfarten, über Entstehung, Verbreitung und Verteilung der Moore auf der Welt, über Flora und Fauna der Moore und die Moorarchäologie. Im Kapitel „Stoffliches“ werden die Ablagerungen der Moore, der Torfbildungsprozeß, die

Pflanzenreste in den Torfen, Chemie, Physik und Mikrobiologie von Moor, Torf und Moorböden behandelt. Besonders breiten Raum nehmen in der dritten Auflage hydrologische Fragen ein. Neue Erkenntnisse über Ökohydrologie, die Wasserbilanz und Wasserregulierung auch im Hinblick auf Moorschutz und Regeneration sowie das Mikroklima der Moore ließen den Umfang dieses Abschnittes von 13 auf 83 Seiten anschwellen. Die in der zweiten Auflage vom Rezensenten für wünschenswert gehaltene stärkere Berücksichtigung der Bedeutung des Torfes im Gartenbau wurde im Kapitel „Nutzung“ berücksichtigt. Nicht weniger bedeutsam sind hier die Abschnitte „Kultivierung der Moore“, „Torfgewinnung und -verwertung“ und „Das Moor in der Kurortmedizin“. Gänzlich neu wurde ein Beitrag über „Natürliche Bewaldungstendenzen und Mindestpflege von Moorbiotopen“ aufgenommen.

Mit der vorliegenden Neuauflage der „Moor- und Torfkunde“ sollen die Kenntnisse über Moor und Torf verbreitet und vertieft und so eine Basis für fruchtbare und sachliche Diskussionen geschaffen werden. Sie wendet sich an alle an der Materie Interessierten wie Bodenkundler, Botaniker, Gartenbauer, Geographen, Geologen, Hydrologen, Landschaftspfleger und Landwirte, an Studenten dieser Fachrichtungen, an Moor- und Torfsachverständige sowie an alle einschlägigen Institutionen, Behörden und Bibliotheken.

E. HACKER

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).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchnummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1 1/2zeilig, 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: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-b) ...“ Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ...“ Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 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 unterstrichen 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 Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt 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: 50 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Working Group on Long Terrestrial Records (INQUA Commission on Stratigraphy)

A Working Group on Long Terrestrial Records under the sponsorship 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:

- (1) 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.