

Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der
Deutschen
Quartär
vereinigung

Schriftleitung
HANS DIETRICH
LANG

33. Band

Mit 58 Abbildungen
im Text, 16 Tabellen
und 2 Tafeln

1983



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

ISSN 0424 - 7116

Deutsche Quartärvereinigung

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

3000 Hannover 51, Stilleweg 2, Postfach 510153

Postscheckkonto Hannover 453 03

oder Bankkonto: Deutsche Bank Hannover Kto.-Nr. 56/06561

Vorstand

(1982—1986)

Präsident:	Prof. Dr. H. MÜLLER-BECK, Tübingen
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. H. HEUBERGER, Salzburg Prof. Dr. L. BENDA, Hannover
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Prof. Dr. H. D. LANG, Hannover
Schatzmeister:	Dr. R. LOOK, Hannover
Archivar:	Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover

Dem Vorstand gehören weiterhin an:

Prof. Dr. G. FURRER, Zürich

Prof. Dr. W. SCHIRMER, Düsseldorf

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. 51 01 53, 3000 Hannover 51.

Eiszeitalter und Gegenwart

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung

33. Band

Mit 58 Abbildungen im Text, 16 Tabellen
und 2 Tafeln

Schriftleitung
HANS DIETRICH LANG

1983



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

ISSN 0424—7116 © Deutsche Quartärvereinigung, Hannover
Schriftleitung: H. D. Lang

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich
Satz, Druck und Einband: Druckerei Wolf GmbH, Öhringen

INHALT

A. Aufsätze		Seite
<i>JUVIGNÉ, E. & SHIPLEY, S.:</i>		
Distribution of the Heavy Minerals in the Downwind Tephra Lobe of the May 18, 1980 Eruption of the Mount St. Helens (Washington, USA)		1— 7
<i>HENNIG, G. J., GRÜN, R., BRUNNACKER, K. & PÉCSI, M.:</i>		
Th-230 / U-234- sowie ERS-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn		9— 19
<i>WAHBA, Y. & ZÖLLER, L.:</i>		
Terrassenverstellungen und tektonische Analyse von Satellitenbildern — ein moderner Versuch, dargestellt an Beispielen aus dem Mosel-Saar-Nahe-Raum		19— 30
<i>LANG, H. D.:</i>		
Aufbau, Alter und regionale Einordnung der Endmoränen im Gebiet des Falken-Berges bei Fallingb. (Niedersachsen)		31— 43
<i>DELORME, A., & LEUSCHNER, H.-H.:</i>		
Dendrochronologische Befunde zur jüngeren Flußgeschichte von Main, Fulda, Lahn und Oker		45— 57
<i>MEIJS, E., MÜCHER, H., OUWERKERK, G., ROMEIN, A. & STOLTENBERG, H.:</i>		
Evidence of Presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the Consequences for the Loess Stratigraphy		59— 78
<i>MÜLLER, M. J., SCHRÖDER, D., URBAN, B. & ZÖLLER, L.:</i>		
Zur weichselzeitlichen Entwicklungsgeschichte der unteren Saar (Rheinisches Schiefergebirge)		79— 94
<i>BROSCHE, K.-U.:</i>		
Die geomorphologisch-bodengeographische Deutung der pleistozänen Sedimente und der fossilen Böden an der Playa de Barañán (westl. La Coruña) und bei Cangas de Foz (Nord-Galizien)		95—117
<i>SIEBERTZ, H.:</i>		
Sedimentologische Zuordnung saalezeitlicher Gletscherablagerungen zu mehreren Vorstößen am unteren Niederrhein		119—132
<i>HENNINGSSEN, D.:</i>		
Der Schwermineralgehalt der Drenthe-zeitlichen Schmelzwassersande in Niedersachsen		133—140
B. Berichte		
<i>MEYER, K.-D.:</i>		
Aus der Arbeit der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie		141—143

FRÄNZEL, O.:

- Der XI. Kongreß der Internationalen Union für Quartärfor-
schung (INQUA) in Moskau 1982 145—149

MÜLLER-BECK, H.:

- XI. INQUA-Kongreß Moskau
Bericht über die Exkursion A-2 vom 25.—31. 7. 1982
Obere Wolga und „Goldener Ring“ 151—153

STREIF, H.:

- XI. INQUA-Kongreß Moskau
Bericht über die Exkursion A-8 vom 26.—31. 7. 1982
Kaukasische Schwarzmeerküste 155—158

URBAN, B.:

- XI. INQUA-Kongreß Moskau
Bericht über die Exkursion A-11 (C-11) der INQUA-Löß-
Kommission vom 23.—31. 7. 1982
Lößgebiete der usbekischen und tadjikischen Sowjetrepubliken 159—162

FRENZEL, B.:

- XI. INQUA-Kongreß Moskau
Bericht über die Exkursion A-14 vom 23.—30. 7. 1982
Jakutien 163—168

EHLERS, J. & MEYER, K.-D.:

- XI. INQUA-Kongreß Moskau
Bericht über die Exkursion C-1 vom 10.—14. 8. 1982
Moskau und Umgebung (Moscow Vicinity) 169—172

LINKE, G. & BÄSEMANN, H.:

- XI. INQUA-Kongreß Moskau
Bericht über die Exkursion C-4 vom 10.—20. 8. 1982
Südlicher Teil der Sowjetrepublik Karelien 173—175

STEPHAN, H.:

- XI. INQUA-Kongreß Moskau
Bericht über die Exkursion C-5 vom 11.—17. 8. 1982
Weißrussland 177—180

HABBE, K. A.:

- XI. INQUA-Kongreß Moskau
Bericht über die Exkursion C-6 vom 10.—17. 8. 1982
Ukraine 181—187

JERZ, H.:

- XI. INQUA-Kongreß Moskau
Bericht über die Exkursion C-15 vom 10.—16. 8. 1982
Leningrad und Umgebung 189—193

Distribution of the Heavy Minerals in the Downwind Tephra Lobe of the May 18, 1980 Eruption of the Mount St. Helens (Washington, USA)

ETIENNE JUVIGNÉ & SUSAN SHIPLEY *)

Correlation, marker bed, volcanic ash, heavy mineral, hornblende, hypersthene, quantitative special distribution, analyse, eruption, Upper Holocene.
Washington, Mount St. Helens

Abstract: Quantitative analysis of heavy minerals from tephra samples of the May 18 eruption of Mount St. Helens shows variations in the total content of heavy minerals as well as in the ratio hypersthene/hornblende. Both decrease along the lobe with increasing distance from the volcano and from the lobe margins to the axis. The basal dark-grey layer contains more hypersthene than the overlying light-grey layer. The observed sorting is a function of the specific gravity of the minerals, and grain shape. Variation across the lobe is attributed to the relative thicknesses of the dark- and light-colored layers.

[Schwermineralverteilung im Verbreitungsgebiet der Aschen vom Ausbruch des Mount Saint Helens (Washington-U.S.A.) am 18. 5. 1980]

Kurzfassung: Die stratigraphische Korrelation von vulkanischen Leithorizonten aufgrund ihrer Schwermineralzusammensetzung bringt Probleme mit sich, da die Frage, ob die Zusammensetzung im Verbreitungsgebiet konstant oder wechselnd ist, noch nicht eindeutig geklärt werden konnte. In Europa stellt sich dieses Problem im wesentlichen bei unterschiedlichen tuffitischen Lagen (Laachersee Tuff, Eltviller Tuff, Tuf de Rocourt). Dieser Beitrag betrifft die Aschen, die vom Mount Saint Helens-Vulkan am 18. 5. 1980 gefördert wurden. Davon wurden quantitative Analysen von Schwermineralien in der Absicht durchgeführt, tephrostratigraphische Probleme zu lösen. Es wurde nachgewiesen, daß der Gehalt an Schwermineralen mit der Entfernung vom Vulkan und zum Rand des Verbreitungsgebietes hin abnimmt. Die transparenten Schwerminerale bestehen im wesentlichen aus Hypersthen und basaltischer Hornblende. Das Verhältnis Hypersthen/Hornblende ändert sich schrittweise mit der Entfernung vom Vulkan und der Entfernung von der Hauptachse zum Rand des Verbreitungsgebietes. Die Ursachen liegen in der unterschiedlichen Dichte und Form der einzelnen Minerale. Änderungen innerhalb des Verbreitungsgebietes hängen ferner von der wechselnden Dicke der dunklen und hellen Schicht ab. Es ist auch nachgewiesen, daß die Prozentsätze der Schwermineralspektren innerhalb eines kleinen Gebietes, unter Berücksichtigung der Fehlergrenzen (95 % Niveau), übereinstimmen.

Introduction

In the last 30 years tephra layers, and especially their content of heavy minerals, have been used as a basis for correlation of Quaternary deposits. In some cases, differences in the mineralogical content add to difficulties of correlating ash layers such as "Laachersee Tuff" (JUVIGNÉ 1977, 1983), "Eltviller Tuff" (BIBUS 1973; JUVIGNÉ & SEMMEL 1981), "tuf de Rocourt" (JUVIGNÉ 1977b) and "retombé supérieure" (MARTINI 1971). Hence an important question is the variation in composition of a single ash-fall with distance from the source vent.

*) Addresses of the authors: Dr. E. J u v i g n é, Université de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Place du XX Août, 7 - 4000 Liège, Belgium. — S u s a n S h i p l e y, Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, WA 98195.

In this paper, the example of the May 18 eruption of Mount St. Helens is used to demonstrate the possibility of correlating ash layers whose heavy mineral contents are quantitatively different.

Transparent heavy mineral suites of the dark and the light layers

Preliminary analyses of the composition of the downwind basal dark-grey and overlying light-colored ash layer were reported by SARNA-WOJCICKI et al. (1981). Since this work, two layers have been distinguished within the light-colored layer: a light-grey unit overlain by a tan unit.

For this paper, samples from each layer were collected in July, 1982 at 6 localities along the axis of the lobe (Fig. 2). The tan layer was not discernible at the two westernmost localities, so analyses are limited here to bulk light-colored ash and elsewhere to the dark- and light-grey layers. Care was taken to remove any reworked or underlying material from the samples.

Method

All the samples were treated by the following method:

1. Wet sieve through screens of 500 μm and 63 μm ; avoid abrasion of samples during sieving.
2. Dry 63—500 μm fraction in oven.
3. Separate in purified bromoform (density: 2.89) using a centrifuge (JUVIGNÉ 1979).
4. Mount heavy minerals in Canada balsam.
5. Count 200 transparent heavy minerals from each slide using the ribbon method.

Results

The most common heavy minerals are orthopyroxenes and amphiboles. Investigations by KUNTZ et al. (1981) of deposits of the May 18 eruption have shown that all amphibole can be considered to be hornblende and all orthopyroxene to be hypersthene. Amphiboles can be essentially considered brown hornblende. Hypersthene plus amphiboles represent at least 95 % of the total transparent heavy minerals of our samples. The other 5 % consists of traces of clinopyroxenes and unknown minerals.

The percentages of amphiboles and orthopyroxenes from the 6 sites are shown in figure 2. At 5 of the 6 localities (1, 3, 4, 5, and 6) the dark-colored layer contains a higher amount of hypersthene and a lower amount of hornblende than the light-colored layer. After application of error at the 95.4 level of confidence only 1 of 6 values in each set does not overlap, both within the dark- and light-colored layers.

Variation of transparent mineral suites in the lobe

Bulk samples of tephra collected within 3 days after the May 18 eruption were analyzed. These samples were prepared using methods described earlier.

In figure 1, the values of the ratio hypersthene/hornblende have been plotted at the corresponding sampling sites. Isolines of this ratio have been added to suggest the main trend of variations. Isopach lines are also shown in figure 1 after SARNA-WOJCICKI et al. (1981, Fig. 336) to help position our results within the lobe. The ratio hypersthene/hornblende clearly decreases with distance from the volcano as well as from the margins of the lobe to its axis.

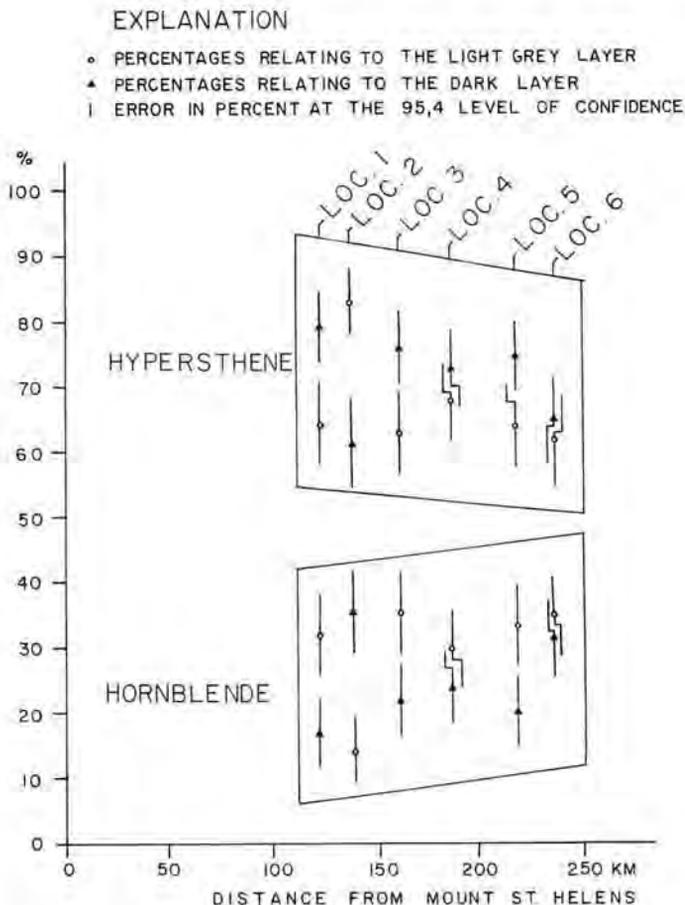


Fig. 1: Percentages of hypersthene and hornblende to all transparent heavy minerals from the dark and the light-grey layers from 6 localities along the axis of the lobe of the May 18 eruption of Mount St. Helens. Localities are shown in fig. 2.

Looking at the separate percentages, 9.5% to 17% hornblende and 81.5% to 89% hypersthene are present in the transect closest to source (about 130 km from the volcano) and 34% to 45% hornblende and 51% to 62.5% hypersthene occur in the far distal transect (about 600 km from the volcano). A similar trend can be recognized in figure 2 with respect to the percentages from the 12 samples of both the dark and light layers. Our observations indicate sorting of the transparent heavy minerals in the plume. Sorting along the lobe axis may be explained by a difference in specific gravity which is lower for hornblende (3 to 3.3) than for hypersthene (3.3 to 3.5). Differences in grain shape may also influence particle transport, the flatter, tabular hornblende travelling farther than the prismatic hypersthene.

We attribute the symmetrical variation of the hypersthene/hornblende ratios about the lobe axis to changes in the proportion of light-colored ash to dark throughout the lobe. The thickness of the lobe is controlled largely by variation in the thickness of the light-colored (light-grey plus tan) layer (SARNA-WOJCICKI et al. 1981, Fig. 339). The dark-

grey ash remains relatively uniform in thickness across the lobe (SARNA-WOJCICKI et al. 1981, Fig. 340; D. DZURISIN, written commun., 1980; S. SHIPLEY, unpub. data). Components of both dark- and light-colored layers were probably deposited as a mixed layer at the lobe margins. The higher percent of hornblende relative to hypersthene in the light-colored layer corresponds well with the isopach map.

A comparison of our results with those of KUNTZ et al. (1981) to look for a trend from our westernmost transect to the source vent is not possible because the technical methods were not the same (JUVIGNÉ 1983) and the turbulence within the plume in the vicinity of the volcano was quite different than that downwind.

EXPLANATION

- 5 — ISOPACH AFTER A.M. SARNA-WOJCICKI (1981, FIGURE 336), VALUES IN MILLIMETERS
- 2,4 VALUES OF RATIO HYPERSTHENE TO HORNBLENDE
- 8 — ISOLINES OF RATIO HYPERSTHENE TO HORNBLENDE
- LOCATION OF EACH PAIR OF SAMPLES: DARK AND LIGHT GREY LAYERS
- 2,7 RATIOS FROM EACH SET OF 16 SAMPLES FROM SHORT TRANSECTS

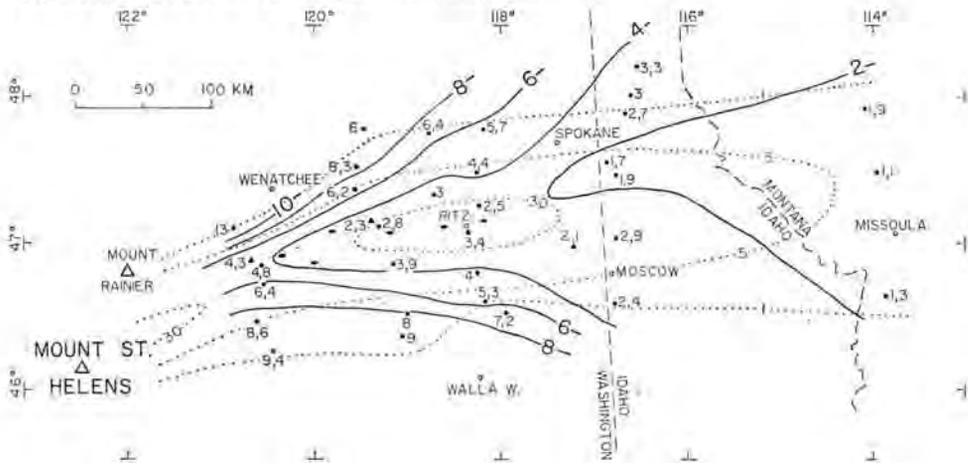


Fig. 2: Variation of ratio hypersthene/hornblende in the lobe of the May 18 eruption of Mount St. Helens.

Variation of the heavy mineral suites along short transects

This investigation is of particular importance to current European tephrostratigraphic research. Attempts to correlate thin, distal tephra layers within small areas (for example, JUVIGNÉ 1983) have been hindered by high variability among heavy mineral suites.

Three sets of 16 bulk samples were collected in September, 1982 to determine local variation within the heavy mineral suites. Each set was collected along transects about 1.5 km long; samples were taken about 100 m apart. Set 1 was collected approximately 60 km south of Wenatchee; set 2, about 75 km west of Ritzville; and set 3, about 100 km southwest of Spokane (Fig. 2). The preparation technique described earlier was applied to all samples.

The greatest deviations are 11% for hypersthene and 10% for hornblende, both in set 3 (Fig. 3). After application of standard error at the 95.4 level of confidence the 16 values overlap in each set both for hypersthene and hornblende.

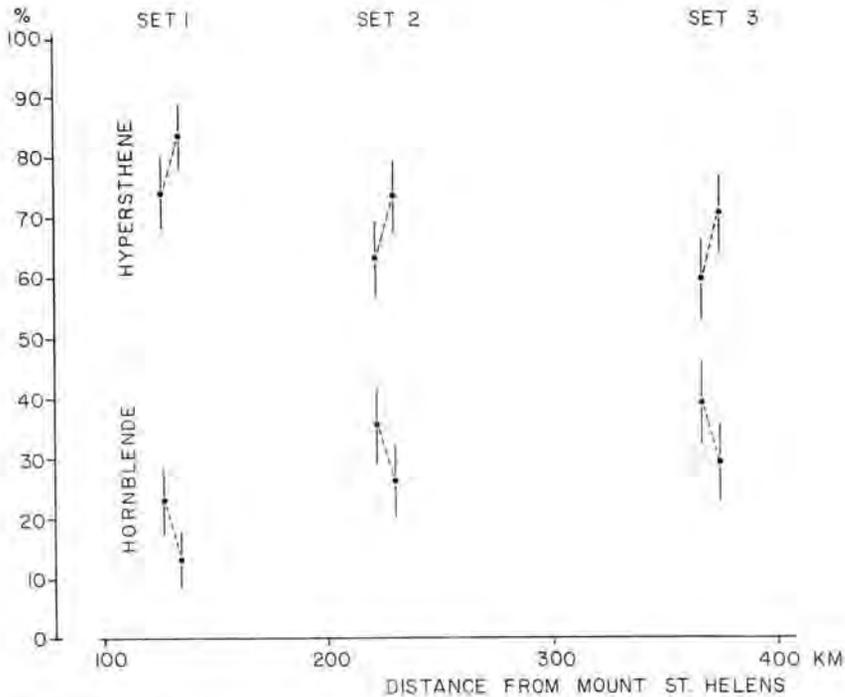


Fig. 3: Percentages of hypersthene and hornblende to all transparent heavy minerals for 3 sets of 16 bulk samples collected along short transects. Data points represent minimum and maximum values at each site; remaining values lie along the dashed lines. Vertical bars represent probable error at 95.4 confidence level.

In spite of the variations along each short transect, the mean values for each set of 16 samples are consistent with the general trend of variation of heavy mineral suites discussed earlier; mean values are plotted in figure 1.

Variation of the amount of heavy minerals in the lobe

The abundance of heavy minerals is highly variable throughout the lobe. Hence quantitative analyses were made to determine the exact amount of heavy minerals (transparent plus opaque) present.

Method

1. Dry bulk sample in oven.
2. Weigh 100 mg from each sample.
3. Shake sample in 100 ml purified bromoform using centrifuge tube. The density of bromoform was checked to be 2.89 when used.
4. Centrifuge 5 minutes at 4000 rpm.
5. Freeze the bottom of the centrifuge tube in nitrogen.
6. Shake the tube.
7. Repeat steps 4, 5, and 6.

8. Repeat steps 4 and 5.
9. Remove the floating light fraction and rinse tube with acetone.
10. Warm frozen bromoform, pour onto paper filter and rinse with acetone.
11. Weigh heavy minerals with a balance precise to 10^{-5} g.

Results

The results are plotted as percentages in figure 4a. In figure 4b the lowest, the mean, and the highest percentages of each transect are represented with respect to distance from the volcano in order to sketch the trend of the variations. There is a clear decrease in the amount of heavy minerals downwind in the lobe. The amount in the Missoula transect is more than 100 times lower than that in the westernmost transect.

Variation among the values along each transect is not as great; the ratios between the highest and lowest values vary from about 2 (transect 75 km west of Ritzville) to 6 (Missoula transect). Moreover, the highest amount of heavy minerals is never at the margin of the lobe but does not correspond with the lobe axis.

Conclusions

Sorting of heavy minerals within the plume of the May 18 eruption of Mount St. Helens has been shown to be based on their specific gravity and grain shape. The amount

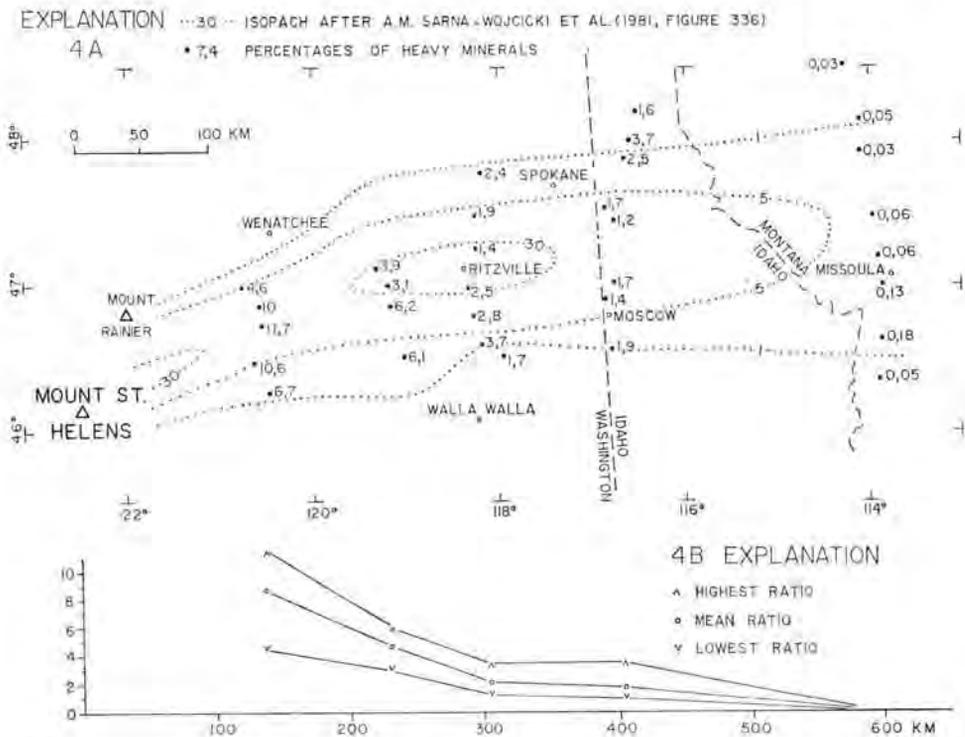


Fig. 4: Amount of heavy minerals (opaque and transparent) in bulk samples from the lobe of the May 18 eruption of Mount St. Helens: 4a. Percentages at different localities within the lobe 4b. Lowest, mean and highest percentages for each transect.

of the heaviest particles decreases downwind from the volcano. This sorting agrees with other variations within the lobe as described by SARNA-WOJCICKI et al. (1981) for grain size and by FRUCHTER et al. (1981) for chemical composition.

One of the most important consequences of the sorting is the quantitative variation of the mineral assemblages within the lobe. Moreover, great variations of the heavy mineral suites occur locally, but after application of standard error, all values overlap.

Our results may be used for correlation of other ash layers using mineral assemblages, but further work is needed to evaluate variation in other minerals.

Acknowledgments

This research was conducted at the Quaternary Research Center, University of Washington, and was supported by a grant to one of us (E. JUVIGNÉ) from the North Atlantic Treaty Organization. The U.S. Geological Survey provided many of the bulk samples.

References

- BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **101**: 346—361; Wiesbaden.
- FRUCHTER, J. S., ROBERTSON, D. E., EVANS, J. C., OLSEN, K. B., LEPEL, E. A., LAUL, J. C., ABEL, K. H., SANDERS, R. W., JACKSON, P. O., WOGMAN, N. S., PERKINS, R. W., VAN TUYL, H. H., BEAUCHAMP, R. H., SHADE, J. W., DANIEL, J. L., ERIKSON, R. L., SEHMEI, G. A., LEE, R. N., ROBINSON, A. V., MOSS, O. R., BRIANT, J. K. & CANNON, W. C. (1980): Mount St. Helens ash characterizations, May 18, 1980, eruptionchemical, physical, mineralogical and biological properties. — *Science*, **209**: 1116—1125; Washington.
- JUVIGNÉ, E. (1977a): La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laachersee (Eifel). — *Z. Geomorph. N. F.*, **21**: 323—342; Berlin-Stuttgart.
- (1977b): Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **100**: 13—22; Liège.
- (1979): Scheidetrichtermethode oder Zentrifugaltrennung zur quantitativen Gewinnung von Schwermineralen. — *Senckenbergiana marit.*, **11**: 171—174; Frankfurt a. Main.
- (1983): Two different volcanic ash-falls of Alleröd age in High Belgium. — *Geologie en Mijnbouw; s'Gravenhage*. — [In press.]
- & SEMMEL (1981): Un tuf volcanique semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **31**: 83—90; Hannover.
- KUNTZ, M. A., ROWLEY, P. D., MACLEOD, N. S., REYNOLDS, R. L., MCBROOME, L. A., KAPLAN, A. M. & LIDKE, D. F. (1981): Petrography and particle-size distribution of pyroclasticflow, ash-cloud, and surge deposits. In: P. W. LIPMAN & D. R. MULLINEAUX (Eds.): *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*. — U.S.G.S. Prof. Paper, **1250**: 525—539; Washington.
- MARTINI, J. (1971): Recherche de retombées volcaniques quaternaires dans le sud-est de la France et la Suisse occidentale. — *Arch. Sci. Gen.*, **23**: 641—674; Genève.
- SARNA-WOJCICKI, A. M., SHIPLEY, S., WAITT, R. B., JR., DZURISIN, D. & WOOD, S. H. (1981): Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. — In: P. W. LIPMAN & D. R. MULLINEAUX (Eds.): *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*. — U.S.G.S. Prof. Paper 1250: 577—600; Washington.

Manuscript accepted on 25. 1. 1983.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	33	9—19 5 Abb., 3 Tab.	<i>Hannover 1983</i>
----------------------------------	-----------	------------------------	----------------------

Th-230/U-234- sowie ESR-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn

GERD JOCHEN HENNIG, RAINER GRÜN, KARL BRUNNACKER & MARTON PÉCSI *)

Absolute age, Th-230/U-234-238, ESR-method, travertine, sampling, river terrace, pit section, interpretation, Riß Würm Interglaciation, Günz Mindel Interglaciation.
Central Transdanubia, Tata River, Vértesszöllös Area

Kurzfassung: Dreizehn Travertinproben von den Lokalitäten Tata, Vértesszöllös, Dunaalmás und Buda werden mit Hilfe zweier neuerer Absolutdatierungsverfahren untersucht, der Th-230/U-234- und der ESR-Methode. Für acht der untersuchten Proben ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen den Th/U- und den ESR-Altern, zwei Proben waren aufgrund extrem hoher Mangan-Gehalte nicht ESR-datierbar und in drei Fällen ergaben sich deutliche Diskrepanzen.

Travertine aus dem Riß/Würm Interglazial haben ein Alter von ca. 100.000 a, die des vorletzten Interglazial zeigen ein Alter von 200.000 a und etwas darüber die des drittlezten Interglazials weisen ein Alter von über 300.000 a auf.

[Th-230/U-234 and ESR Age Determinations of Spring Deposited Travertines in Hungary]

Abstract: 13 Hungarian travertine samples from Tata, Vértesszöllös, Dunaalmás, and Buda were determined by two modern absolute dating techniques: The U-series and the ESR method. Eight of the studied samples show a good agreement between the U-series and the ESR ages, two samples could not be studied by the ESR method, because of too high manganese contents, and in three cases significant discrepancies were observed.

Travertine formations of the Riß/Würm Interglaciation have an age of about 100,000 yr, those from the penultimate have an age of approximately 200,000 yr. Travertine sites correlated to the last but two interglaciation are older than 300,000 yr.

1. Einleitung

Nach der Datierung der pleistozänen Travertine von Bad Cannstatt (GRÜN et al. 1982) und in Thüringen (BRUNNACKER et al. 1983) auf der Grundlage des Th-230/U-234-Verhältnisses wurde eine Reihe von Proben aus den Travertin-Vorkommen in Ungarn untersucht. In diesem Falle wurde zusätzlich versuchsweise die Elektronen-Spin-Resonanz-Methode (ESR) einbezogen.

Im Transdanubischen Mittelgebirge von Ungarn bildet die Terrassenfolge der Donau und ihrer Zuflüsse die Basis der Quartärgliederung (PÉCSI 1973): Die Terrasse I ist das jüngste Glied in der heutigen Überschwemmungsebene der Donau. Es folgen die Terrassen IIa und IIb, III und IV des Jung- und Mittelpleistozäns (Abb. 1). Die Terrassen IIb bis VII sind in einigen Tälern durch Travertine und z. T. durch Deckschichten mit Löß und Paläoböden gekennzeichnet.

Proben folgender Lokalitäten wurden untersucht (Tab. 1):

1. Tata (VÉRTES 1964): Die Terrasse IIb bildet die Basis. Aus dem hangenden Travertin stammt die Probe 13 unterhalb und Nr. 01 oberhalb der Moustérien-Fundsicht.

Anschriften der Autoren: Prof. Dr. K. Brunnacker, Dr. G. J. Hennig und Dipl.-Geol. R. Grün, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Str. 49, D-5000 Köln 1.
— Prof. Dr. M. Pécsi, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Népköztársaság útja, Budapest, VI.

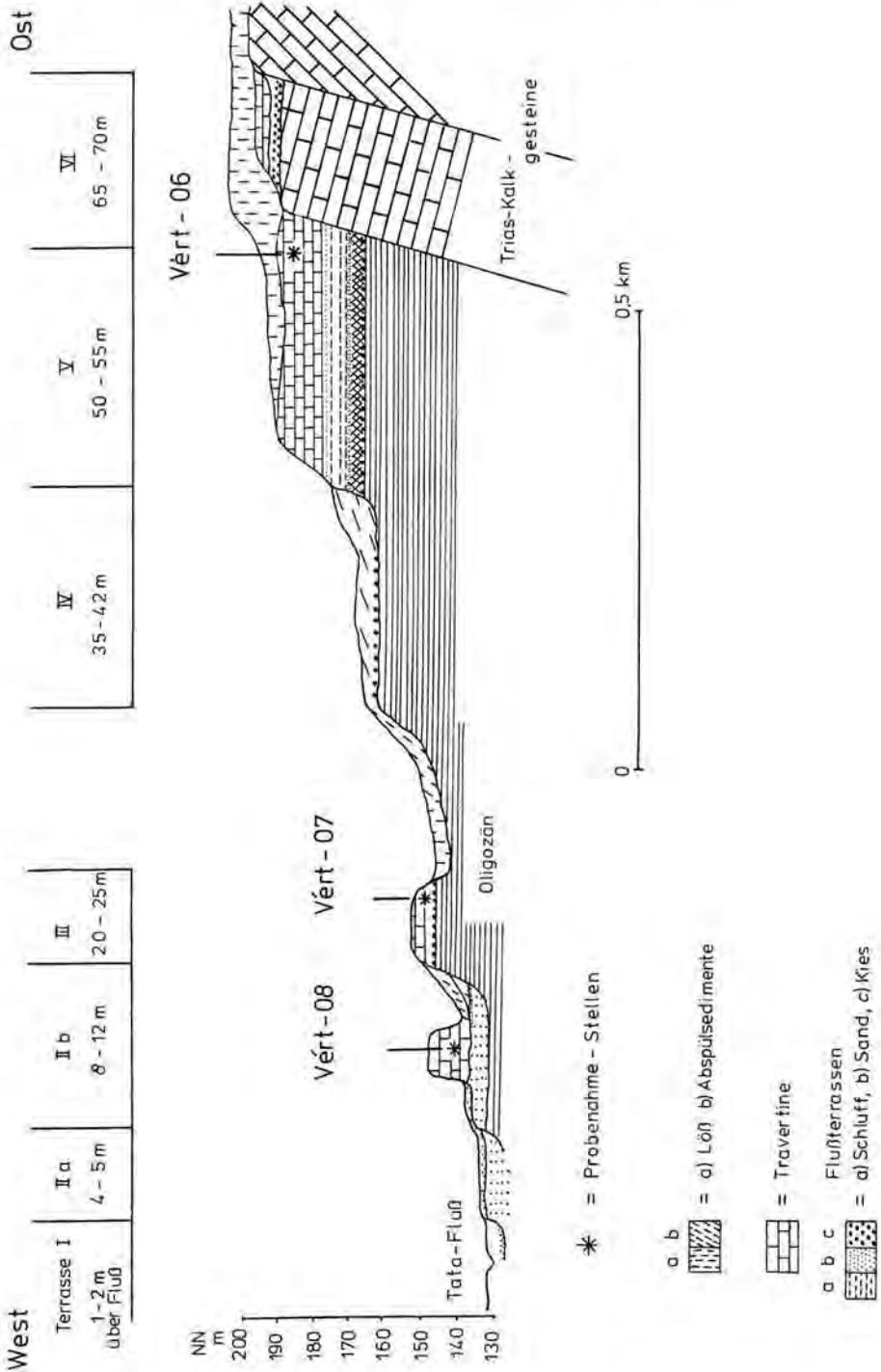


Abb. 1: Terrassenfolge des Tata-Flusses bei Vértesszöllös (Pécsi 1973, vereinfacht).

Tab. 1: Position der untersuchten Travertin-Proben

13	Tata (TATA)	Hangendes der Paläolith-Station
01	"	Liegendes der Paläolith-Station
02	Vértesszöllös (VERT)	Hangendes der Paläolith-Station
03	"	Liegendes der Paläolith-Station
04	"	Schicht unter der Schädel-Fundstelle
05	"	Horizont des Schädel-Fundes
06	"	Oberer Aufschluß, mittlerer Teil in 190 m NN
07	"	Unterer Teil des Travertins, der die Terrasse III überdeckt
08	"	Mittlerer Teil des Travertins, der die Terrasse IIb überlagert
09	Dunaalmás (DUN)	Untester Teil des Travertins auf der Terrasse IIb bzw. III
10	"	Untester Teil des Travertins über der Terrasse IV
11	Buda Burgberg (BUD)	Travertin unter dem Hotel Hilton in 170 m NN, eine Säugetier-Fauna führend (Mindel/Riß-Interglazial)
12	Buda Königlicher Palast (BUD)	Innerer Hof in 135 m NN

2. Vértesszöllös: Die Probe 08 kommt aus dem Travertin, welcher die Terrasse IIb überlagert. Die Probe 07 stammt aus dem Travertin über der Terrasse III (Abb. 1). Von der berühmten Paläolith-Station Vértesszöllös wurden mehrere Proben untersucht (Abb. 2): Nr. 05 liegt über der Terrasse V. Aus dem höheren Bereich des gleichen Lagers kommen die Proben 04, 03 und 02. Die Probe 06 (a und b) entspricht dem Niveau des Schädelfundes Nr. 05.
3. Buda: Die Probe 11 stammt aus dem Travertin im Hangenden der Terrasse IV. Einem angelagerten jüngeren Travertin am Burgberg von Buda wurde die Probe 12 entnommen.
4. Dunaalmás: Von hier kommen die Proben 09 und 10, wobei der Travertin der Probe 10 das Hangende der Donau-Terrasse IV bildet. Die Probe 09 stammt möglicherweise von einer abgerutschten Scholle im N der Terrasse III.

2. Meßmethoden

Die Th-230/U-234-Datierungsmethode basiert auf der Tatsache, daß Kalkabscheidungen, wie Travertine und Höhlensinter, bei ihrer Bildung äußerst kleine Th-230/U-234-Aktivitätsverhältnisse aufweisen, weil die Karstwässer zwar in meßbaren Mengen Uran, aber kein Thorium enthalten.

Da nun das natürliche Radioisotop U-234 mit einer Halbwertszeit von 244 000 Jahren langsam in das Isotop Th-230 (Halbwertszeit 75 200 Jahre) zerfällt, wächst das ursprünglich verschwindend geringe Th-230/U-234-Aktivitätsverhältnis in den sekundären Karbonaten im Laufe der Zeit allmählich an, bis es nach rund 400 000 Jahren den Gleichgewichtswert von 1 erreicht hat.

Dieser zeitliche Anstieg des Th-230/U-234-Verhältnisses ist in Abb. 3 (für 3 verschiedene U-234/U-234-Verhältnisse $r_0 = 1,0; 1,5$ und $2,0$) graphisch dargestellt (HENNIG 1979). Zeigen beispielweise die Travertine von Tata ein Th-230/U-234-Verhältnis von ungefähr 0,6, so entspricht dies einem Alter von ca. 100 000 Jahren.

Zwei systematische Fehlerquellen sind bisher für die Th-230/U-234-Datierung bekannt geworden: Zum einen können Tonminerale fremdes, sog. „detritisches“ Th-230 eingeschleppt haben und damit das Alter zu höheren Werten verschieben, zum anderen können aus porösen Kalksedimenten durch Sickerwässer geringe Mengen an Uran (bevorzugt U-234) mobilisiert werden, woraus eine Streuung der Th/U-Alter resultiert (CHERDYNTSEV et al. 1975; GRÜN et al. 1982). Diese Möglichkeit dürfte jedoch für relativ kompakte Travertine eher eine untergeordnete Rolle spielen.

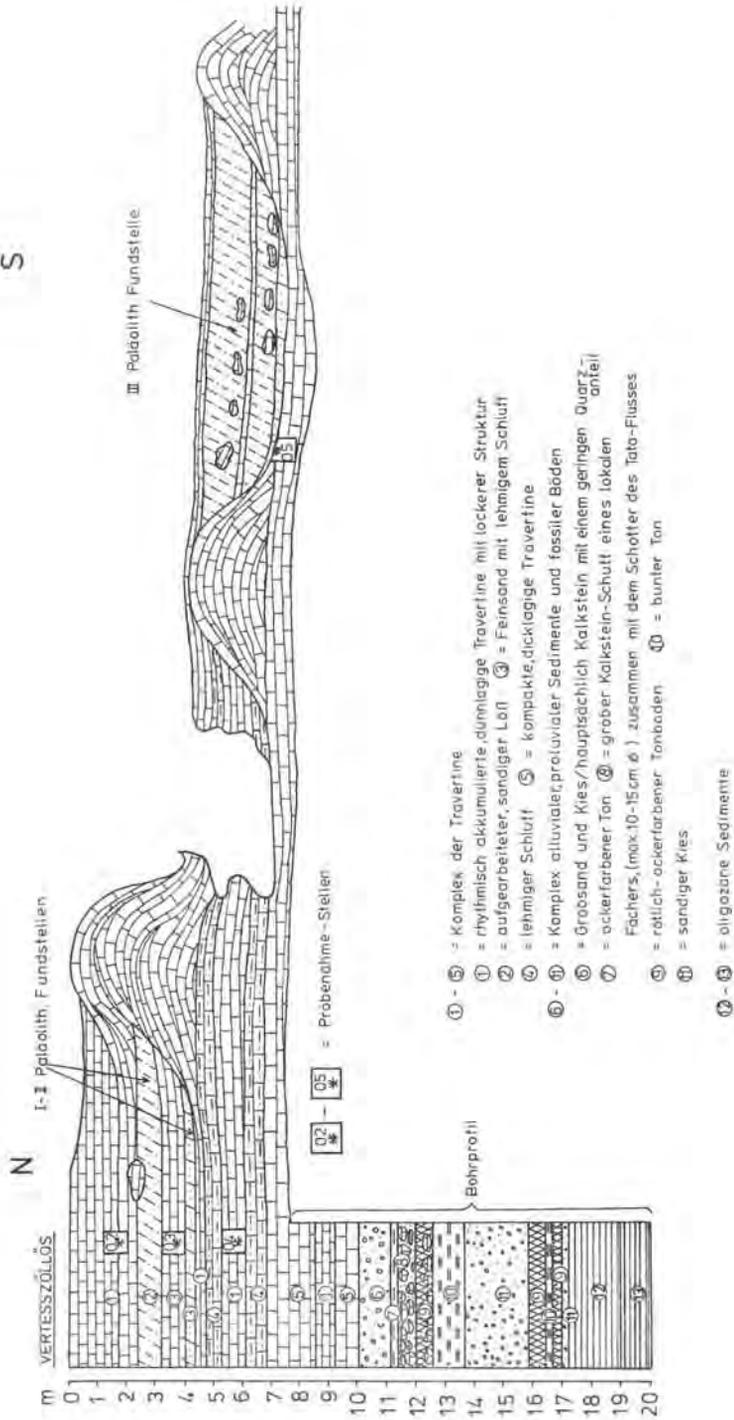


Abb. 2: Travertinprofil bei Vértesszöllös (nach PÉCSI, vereinfacht).

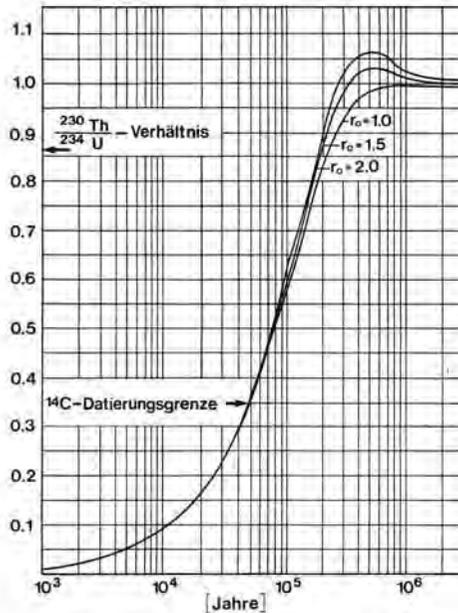


Abb. 3: Zeitliche Änderung des Th-230/U-234-Aktivitätsverhältnisses bei verschiedenen U-234/U-238-Anfangsverhältnissen (r_0).

Die Elektronen-Spin-Resonanz-Methode (ESR-Datierung) beruht ähnlich wie die Thermolumineszenz auf der Messung der ungepaarten, paramagnetischen Elektronen, welche im Lauf der Zeit durch die natürliche radioaktive Strahlung in sog. „Elektronen-fallen“ im Kristallgitter eines Minerals befördert wurden. Diese Fallen können sowohl Gitterfehlstellen als auch Fremdionen wie Mangan oder Seltenerden sein, welche die von den Kristall-Ionen losgeschlagenen Elektronen stabilisieren.

Das gemessene ESR-Signal ist der Menge dieser paramagnetischen Elektronen proportional. Da die Menge dieser Elektronen bei konstanter Radioaktivität der Umgebung von Jahr zu Jahr kontinuierlich zunimmt, wächst das ESR-Signal ebenfalls stetig mit der Zeit an. Das ESR-Signal liefert also bereits ein Maß für das Alter, und tatsächlich findet sich in ganz jungen Travertinen (z. B. aus einer römischen Wasserleitung oder aus Pamukale, Türkei) nur ein kaum meßbares ESR-Signal.

Um die Strahlungsmenge (Dosis) zu ermitteln, welche das Mineral oder Gestein bis heute erhalten hat („Archäologische Dosis“ = AD), bestrahlt man die Probe mit einer geeichten Beta- oder Gamma-Quelle in mehreren Schritten weiter und bestimmt die AD durch Interpolation gegen Null (siehe Abb. 4). Natürlich müssen noch gewisse „Sicherheits-Tests“ durchgeführt werden, z. B. die Überprüfung der thermischen Stabilität der gemessenen Elektronenfallen sowie Kontrolle möglicher Sättigungseffekte. Nach Bestimmung der „Archäologischen Dosis“ (Einheit: rad) resultiert das Alter aus der Division der AD durch die jährliche Strahlungsdosis (Einheit: rad/Jahr). Die Ermittlung dieser jährlichen Dosis stellt in aller Regel den weitaus aufwendigeren Teil der ESR-Datierung dar. Hierzu müssen nämlich nicht nur die Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte der Probe bestimmt werden, sondern auch die Gamma-Strahlung, die aus der unmittelbaren Umgebung der Probe auf diese eingewirkt hat. Zusätzlich ist prinzipiell noch die sogenannte Alpha-Effi-

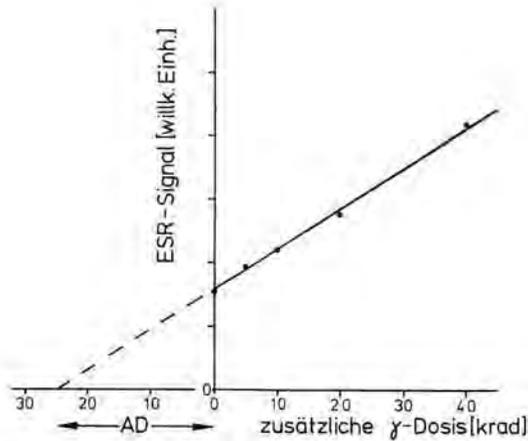


Abb. 4: Bestimmung der „Archäologischen Dosis“ (AD) durch zusätzliche künstliche Bestrahlung.

ciency zu ermitteln, welche die unterschiedliche Wirksamkeit (Efficiency) von Alpha- und Gamma-(Beta-)Strahlung zur Erzeugung paramagnetischer Elektronen widerspiegelt. Da diese Bestimmung äußerst zeit- und arbeitsaufwendig ist, wird man hier in der Regel eine Abschätzung mit bekannten Werten für ein bestimmtes Mineral vornehmen, z. B. 0,2 für Calcit (obgleich hier auch Extremwerte von 0,1 bis zu 0,5 gemessen wurden).

Damit erhebt sich die generelle Frage, wie hoch der Aufwand einer Datierung vergrößert werden muß, um die Fehlergrenzen zu verkleinern. In einigen Fällen, wie für den lange Zeit umstrittenen Schädelfund des Craniums von Petralona in Griechenland, war es sicher sinnvoll, alle nur meßbaren Parameter zur exakten Bestimmung der jährlichen Dosis (d. h. des Alters) zu ermitteln. Selbst hier konnte die Genauigkeit nicht unter $\pm 20\%$ gedrückt werden (weiterführende Literatur bei HENNIG et al. 1981).

Über systematische Fehlerquellen in der ESR-Datierung ist — zumindest in Anwendung auf sekundäre Kalke — bisher noch recht wenig bekannt. Es scheint, als ob in seltenen Fällen eine Rekristallisation des Kristallgitters abgelaufen ist, welche einen Teil der Defekte (Traps, Elektronenfallen) ausheilt. Dadurch könnte ein zu kleines ESR-Alter vorgetauscht werden. Ein solcher Fall liegt vermutlich bei der Probe „DUN-10“ (s. u.) vor, bei der das ESR-Alter um mehr als eine Größenordnung unter dem Th-230/U-234-Alter liegt. Natürlich können die paramagnetischen Elektronen auch durch Hitzeeinwirkung aus ihren Fallen (Traps) befreit werden, wozu im Falle von Calcit allerdings Temperaturen von mindestens 200°C erforderlich sind. In Probe 04 (Vértesszöllös) liegt das ESR-Alter mit ca. 170 000 Jahren etwa bei der Hälfte des Th-230/U-234-Alters (ca. 325 000 Jahre). Sofern keine anderen Fehlerquellen eine Rolle spielen, würde das Th/U-Alter den Zeitpunkt der Entstehung des Travertins widerspiegeln, das ESR-Alter hingegen den Zeitpunkt der letztmaligen Umkristallisation.

3. Meßergebnisse

Die Tabellen 2 und 3 geben eine Zusammenfassung der Ergebnisse der Th/U- und ESR-Daten, die im Anschluß aus geologischer Sicht besprochen werden.

Tab. 2: Chemische Daten und daraus resultierende Alter der Th/U-Datierung (uFM) = Fremdmineralgehalt)

Probe	Uran-Gehalt (ppm)	U-234/U-238 (r)	U-234/U-238 (r ₀)	Th-230/U-234	Alter (10 ³ a)	Th-232 (ppm)	uFM ‰
TATA-01	0,601±0,015	0,824±0,021	0,794±0,019	0,590±0,031	101 ± 10	0,47 ± 0,03	30,4
TATA-13	0,651±0,014	0,796±0,017	0,731±0,015	0,575±0,026	98 ± 8	0,04 ± 0,01	1,1
VERT-02	0,131±0,004	1,276±0,051	1,396±0,056	0,717±0,053	128 ⁺ ₁₇ ⁻ 20	0,04 ± 0,01	0,1
VERT-03	0,143±0,006	1,153±0,052	1,280±0,058	0,893±0,037	217 ⁺ ₂₈ ⁻ 40	0,34 ± 0,01	8,0
VERT-04	0,135±0,004	1,196±0,031	1,492±0,039	1,000±0,038	325 ⁺ ₆₀ ⁻ ∞	0,11 ± 0,01	1,2
VERT-05	0,128±0,004	1,169±0,044	—	1,134±0,077	>350	0,27 ± 0,02	5,9
VERT-06a	0,185±0,013	1,007±0,089	1,013±0,090	0,857±0,074	210 ⁺ ₅₁ ⁻ 151	0,19 ± 0,01	3,6
VERT-06b	0,169±0,008	1,250±0,057	1,481±0,068	0,921±0,050	227 ⁺ ₃₇ ⁻ 56	0,29 ± 0,01	4,0
VERT-07	0,130±0,009	1,012±0,089	1,025±0,090	0,901±0,092	248 ⁺ ₆₇ ⁻ ∞	0,22 ± 0,02	14,8
VERT-08	0,391±0,008	0,875±0,019	0,817±0,018	0,694±0,025	135 ⁺ ₁₁ ⁻ 12	0,07 ± 0,01	1,0
DUN-09	0,098±0,003	1,330±0,057	1,756±0,075	1,002±0,091	291 ⁺ ₃₂ ⁻ ∞	0,20 ± 0,02	4,2
DUN-10	0,094±0,003	1,448±0,062	2,224±0,095	1,062±0,067	354 ⁺ ₉₄ ⁻ ∞	0,02 ± 0,01	0,2
BUD-11	0,968±0,022	1,262±0,023	1,724±0,031	1,031±0,013	358 ⁺ ₆₀ ⁻ ∞	0,008±0,002	0,2
BUD-12	0,104±0,006	1,431±0,095	1,670±0,112	0,817±0,069	160 ⁺ ₂₇ ⁻ 38	0,08 ± 0,01	0,6

Tab. 3: $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ - und ESR-Altersdaten aus Ungarn (in ka = 1000 Jahre)

Probe	Th/U-Alter (ka)	+/- 1 sigma Fehler (ka)	ESR-Alter ¹⁾ (ka)	ESR-Alters- grenzen ¹⁾ (ka)	
TATA-01	101	± 10	127	± 6	
TATA-13	98	± 8	81	± 16	
VERT-02	128	+ 20 - 17	127	± 13	
VERT-03	217	+ 40 - 28	245	± 25	
VERT-04	325	+ ∞ - 60	172	± 17	
VERT-05	>350	—	333	± 17	
VERT-06a	210	+ 151 - 51	386	± 39	
VERT-06b	227	+ 56 - 37	386	± 39	Wiederholung
VERT-07	248	+ ∞ - 67	202	± 20	
VERT-08	135	+ 12 - 11	123	± 25	
DUN-09	291	+ ∞ - 82	364	± 36	
DUN-10	354	+ ∞ - 94	22 (?)	± 10	
BUD-11	358	+ ∞ - 60	Wegen zu hoher Mangan- Gehalte keine ESR-Mes- sung der Travertine von Buda möglich		
BUD-12	160	+ 38 - 27			

1) Die ESR-Altersangaben basieren auf geschätzten jährlichen Dosisraten von 40 mrad/a (extern) und einer α -Efficiency (K-Wert) von 0,2. Die Fehlerangaben, die nur den Fehler der Archäologischen Dosis beinhalten, sind daher in Bezug auf das ESR-Alter sicher zu klein.

4. Interpretation

In Abb. 5 sind die ermittelten Daten (Tab. 2 u. 3) in Beziehung zu der genannten Terrassenfolge zusammengestellt. Dazu kommen hinsichtlich der zeitlichen Position derselben die bei Bad Cannstatt ermittelten Werte für das letzte und vorletzte Interglazial sowie Altersabschätzungen aufgrund der Paläomagnetik am Mittelrhein (innerhalb der Brunhes-Epoche) als Hilfe für die ungefähre Position der älteren Interglaziale und Terrassen (linke Spalte).

Nördlich der Alpen kann davon ausgegangen werden, daß die Travertine sich im wesentlichen auf das zeitliche Umfeld der Interglaziale konzentrieren, weil bei zu trockenen Bedingungen und Permafrost die Abscheidung von Kalken im Freiland noch mehr als in Höhlen eingeschränkt ist. Für die in Abb. 5 gebrachte Zusammenstellung ungarischer Travertine gilt dies allerdings nicht im gleichen Maße. Einmal handelt es sich um einen be-

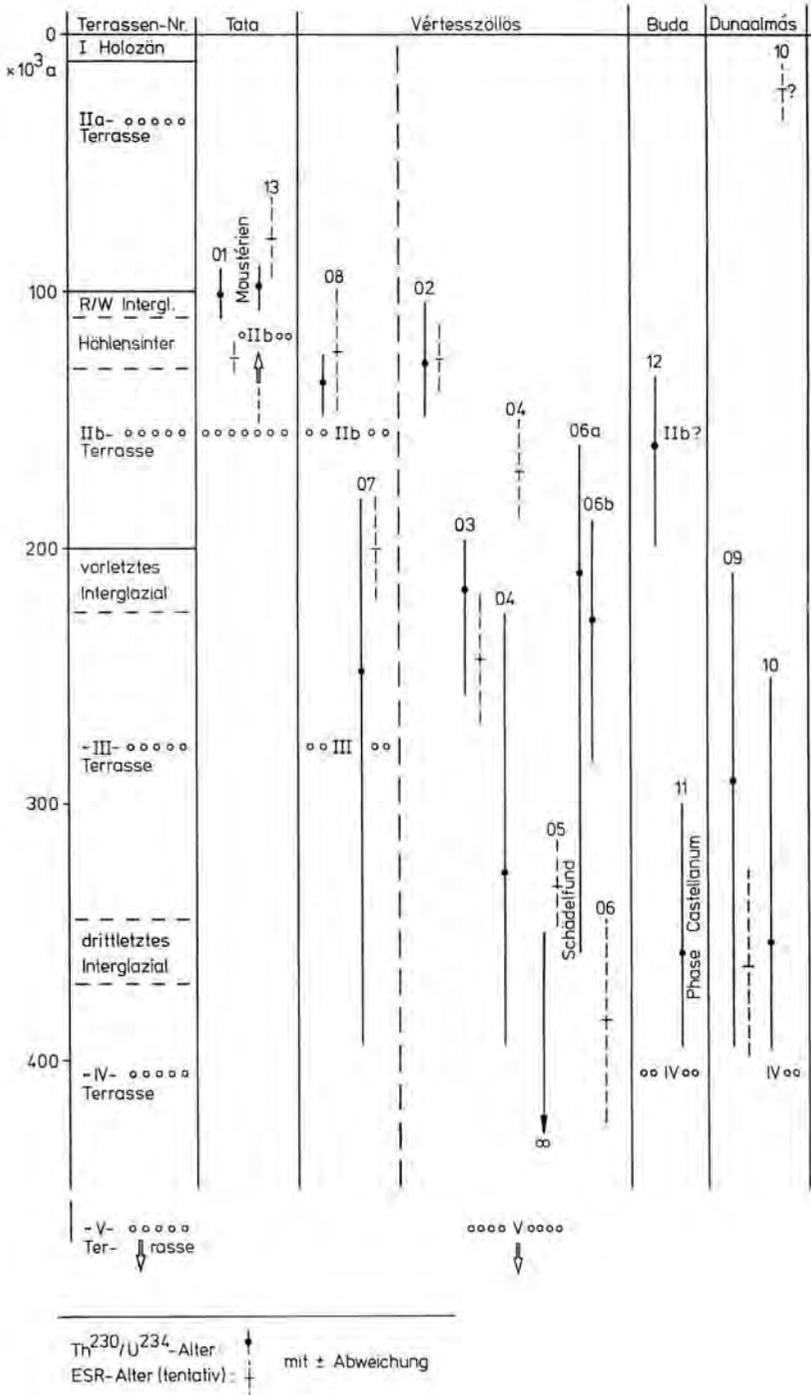


Abb. 5: Übersicht über Th/U- und ESR-Altersdaten in Verbindung mit der Terrassenabfolge.

reits deutlich kontinentaleren Klimaraum mit generell höheren Sommertemperaturen, die für die Kalkabscheidung im Freiland entscheidend sind. Zum anderen kommt hinzu, daß vor allem in Nordungarn die Wässer an Spalten artesisch aufsteigen und wenigstens z. T. hydrothermalen Charakter besaßen und besitzen. Insgesamt muß deshalb von vorneherein mit größeren zeitlichen Spannbreiten, also auch gegebenenfalls in Kaltzeit-Abschnitten in Ungarn mit Travertinbildung gerechnet werden. Dazu kommen die in Abschnitt 2 genannten möglichen Störeffekte als eventuell zusätzliche Behinderungen bei der Ausdeutung.

In Tata wird die liegende Terrasse IIb in das Riß/Würm-Interglazial eingestuft. Möglicherweise handelt es sich an dieser Lokalität um den jüngeren Bereich einer Terrasse, die ihre Hauptakkumulation in der Riß-Eiszeit erlebt hat. Dafür sprechen die Daten von 08 (Vértesszöllös). Die Travertindaten von Tata liegen am Ende des Riß/Würm-Interglazials im Sinne von Bad Cannstatt (und Thüringen) sowie im Übergang zur Würm-Eiszeit. Dies entspricht prinzipiell den Befunden von CHERDYNTSEY et al. (1965) mit einem Alter von 116 000 und OSMOND mit 70 000 Jahren (PÉCSI 1973) überein. SCHWARCZ (1980) gibt Alter von 120 000 und 105 000 Jahren an. In seiner neuesten Untersuchung (SCHWARCZ & SKOFLEK 1982) interpoliert er das Alter der Kulturschicht durch absolute Daten der über- und unterlagernden Travertine auf 99 400 Jahre. Dies stimmt hervorragend mit den hier ermittelten Werten überein. Demgegenüber liegen die Alterswerte der Travertine aus der Terrasse IIb in Vértesszöllös etwas weiter zurück, können aber immer noch mit dieser Warmzeit in Verbindung gebracht werden, zumal der letzte Meereshochstand bei etwa 125 000 Jahren (entsprechend dem 5e-Stadium der Tiefseegliederung) anzusetzen ist (GRÜN 1982).

Die zeitliche Spannbreite dieses letzten Interglazials ist also auf rund 130 000 bis 100 000 Jahre zu veranschlagen, wobei davon nur die letzten 10 000 Jahre unserem „Travertin“-Riß/Würm-Interglazial nördlich der Alpen entsprechen.

In Vértesszöllös liegt ein weiterer Travertin auf der Terrasse III. Der hangende Travertin (Probe 07) zeigt Alterswerte für das vorletzte Interglazial um 200 000 Jahre und etwas älter entsprechend Bad Cannstatt. Von OSMOND (PÉCSI 1973) liegt eine weitere Datierung mit einem Mittelwert von 190 000 Jahren für den Travertin über der Terrasse III bei Tata-Tóváros vor. Aus nomenklatorischen Gründen verwenden wir jetzt allerdings nicht mehr die alpine Bezeichnungsweise, sondern nur noch Benennungen wie „vorletztes“ Interglazial usw. Das stratigraphische Problem besteht nämlich im N der Alpen darin, daß einerseits die Auswirkungen der Paar-Eiszeit (i. S. von I. SCHAEFER) zwischen Mindel- und Riß-Eiszeit leider noch zu wenig bekannt sind. In küstennahen Gebieten ist andererseits die Diskussion um die zeitliche Stellung der Treene-Warmzeit noch nicht völlig abgeschlossen.

Aus dem Travertin-Lager von Vértesszöllös, dem u. a. der bekannte Schädel eines Hominiden entstammt, wurde eine Probeserie bearbeitet. Sie zeigt vom Liegenden zum Hangenden eine deutliche Altersabstufung (Abb. 5). Die Travertinbildung muß demnach mehrfach neu belebt worden sein. Darauf deuten auch eingeschaltete Löss (Abb. 2). Der Horizont mit dem Menschenschädel (Probe 05) hat ein ESR-Alter um 330 000 Jahre. Das Th/U-Mindestalter von 350 000 Jahren stimmt damit überein. Die Ergebnisse der Doppelprobe 06 (a & b) liegen in einem ähnlichen Zeitintervall, wobei hier die Th/U-Alter zu jüngeren Werten tendieren. Die Werte stimmen insgesamt mit denen von OSMOND, mit älter als 270 000 bzw. älter 350 000 Jahren angegeben (PÉCSI 1973), recht gut überein. Ein solches noch weiter zurückliegendes Alter ist durchaus möglich, denn die Basis dieses Travertin-Komplexes bildet die Terrasse V, für welche ein Alter aufgrund der erwähnten Paläomagnetik-Daten vom Mittelrhein geschätzt wird, das deutlich mehr als 400 000 Jahre zurückliegt.

Für eine solche Altersabschätzung der Terrasse V sprechen ferner Befunde von Buda und Dunaalmás, wo z. T. die Terrasse IV die Unterlage bildet. In diesen Fällen konzentrieren sich die Travertine um das drittletzte Interglazial mit grob 360 000 Jahren.

Unter Berücksichtigung aller erwähnten möglichen Störungen und Prämissen zeigt sich insgesamt doch ein realistisches Bild hinsichtlich der angeführten Travertin-Alter, denn die Th/U- und die ESR-Methode sind zwei voneinander völlig unabhängige Methoden, die bei diesen Untersuchungen in der Regel zumindest von der Größenordnung her vergleichbare Alterswerte geliefert haben.

Wir bedanken uns bei Herrn Dr. N. Wiehl für seine unentbehrliche Hilfe bei der Erstellung des Computer-Programms „Alpha X“ zur Th/U-Altersbestimmung, Herrn Dr. J. Eberth und dem Institut für Kernphysik der Universität zu Köln für die freundliche Überlassung von Zählern zur Alpha-Spektrometrie, der Fa. Bayer Leverkusen für die kostenlose Bereitstellung des Anionenaustauschers Lewatit 500, Herrn Prof. Dr. Alexander und Dr. E. Weber vom II. Physikalischen Institut der Universität zu Köln für die Erlaubnis, am ESR-Spektrometer arbeiten zu dürfen sowie Frau Prof. Dr. Schneider und Herrn Dipl.-Chem. F. Pilger vom Institut für Physikalische Chemie der Universität zu Köln für die freundliche Durchführung der notwendigen Gamma-Bestrahlungen an einer geeichten Co-60-Quelle. Nicht zuletzt sei an dieser Stelle Herrn Prof. Dr. W. Herr, Direktor des Instituts für Kernchemie, gedankt für seine stets wohlwollende Unterstützung und Förderung dieser geochronologischen Arbeiten. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft wird für die Gewährung von Sachbeihilfen, insbesondere auch für die Benutzung des ESR-Spektrometers gedankt.

Schriftenverzeichnis

- BRUNNACKER, K., JÄGER, K. D., HENNIG, G. J. & PREUSS, J. (1983): Radiometrische Untersuchungen zur Datierung mitteleuropäischer Travertinvorkommen. — *Ethnograph. Z.*, Berlin (in Druck).
- CHERDYN'TSEV, V. V., KAZACHEVSKIY, I. V. & KUZ'MINA, Y. A. (1965): Dating of Pleistocene carbonate formations by the thorium and uranium isotopes. — *Geochem. Int.*, **2**: 794-801, 3 Tab.; Washington.
- CHERDYN'TSEV, V., SENINA, N. & KUZMINA, E. A. (1975): Die Altersbestimmung der Travertine von Weimar-Ehringsdorf (Über das Alter des Riß-Würm-Interglazials). — *Abh. Zent. Geol. Inst.*, **23**: 7—14, 3 Tab.; Berlin.
- GRÜN, R. (1982): $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Altersbestimmungen an Travertinen aus Stuttgart — paläoklimatische Aussagen unter Verwendung veröffentlichter Altersbestimmungen an Travertinen, Höhlensintern und Strandterrassen. — *Dipl.-Arb. Univ. Köln*: 99 S., 14 Abb., 9 Tab., 3 Karten; Köln. — [Unveröff.]
- , BRUNNACKER, K. & HENNIG, G. J. (1982): $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Daten mittel- und jungpleistozäner Travertine im Raum Stuttgart. — *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N. F., **64**: 201—211, 3 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- HENNIG, G. J. (1979): Beiträge zur Th-230/U-234-Altersbestimmung von Höhlensintern sowie ein Vergleich der erzielten Ergebnisse mit den anderen Absolut-Datierungsmethoden. — *Diss. Univ. Köln*: 173 + XXVII S., 27 Abb., 8 Tab.; Köln.
- , HERR, W., WEBER, E. & XIROTIRIS, N. I. (1981): ESR-Dating of the fossil hominid cranium from Petralona Cave, Greece. — *Nature*, **292**: 1—3, 2 Abb., 2 Tab.; London.
- PÉCSI, M. (1973): Geomorphological position and absolute age of the lower paleolithic site at Vértesszöllös, Hungary. — *Földrajzi Közlemények*, **1973**, **2**: 109—119, 3 Abb.; Budapest.
- SCHWARCZ, H. P. (1980): Absolute age determination of archaeological sites by uranium series dating of travertines. — *Archaeometry*, **22**: 3—24, 4 Abb., 2 Tab.; London.
- & SKOFLEK, I. (1982): New dates for the Tata, Hungary archaeological site. — *Nature*, **295**: 590-591, 2 Abb., 1 Tab.; London.
- VÉRTES, L. (1964): Tata — Eine mittelpaläolithische Travertin-Siedlung in Ungarn. — *Archaeologia Hungarica S. N.*, **XLIII**: 284 S., 76 Abb., 28 Taf., 92 Tab., 4 Beil.; Budapest.

Manuskript eingegangen am 29. 11. 82

Terrassenverstellungen und tektonische Analyse von Satellitenbildern – ein methodischer Versuch, dargestellt an Beispielen aus dem Mosel-Saar-Nahe-Raum

YOUSRY WAHBA & LUDWIG ZÖLLER *)

Morphogenesis, fluvial terrace, alluvion, tectonic analysis, displacement, Cenozoic, systematic approach, landsat.

Rhenish Schiefergebirge, Nahe River, Monzingen Nußbaum Area, Simmerbach Idar-Oberstein Area, Saar Nahe Basin, Saar River, Können, Rhineland Palatinate.

TK25: Nr. 6205, 6209, 6210, 6211

Kurzfassung: Angesichts der Schwierigkeit, känozoisch aktive Störungen oder Flexuren in gehobenen Gebieten mit nur lückenhaft erhaltenen känozoischen Deckschichten (z. B. als Terrassen) nachzuweisen, wurde versucht, fotogeologische Methoden als Hilfsmittel einzusetzen.

Von LANDSAT-I- und II-Aufnahmen wurde das Bruchmuster der betreffenden Region auskartiert. Das Fotolineationenmuster wurde in zwei Arbeitsschritten eingesetzt:

1. Lineationen wurden in die Feldkarten übertragen, um die Geländearbeiten auf die unmittelbare Umgebung der Lineationen zu konzentrieren, wo Höhenunterschiede an der Oberfläche und an der Basis känozoischer Ablagerungen untersucht wurden.
2. Anhand der fotogeologisch erkannten Bruchstrukturen wurden Großschollen mit typischem Richtungsverteilungsmuster gegeneinander abgegrenzt. Sodann wurde untersucht, ob Terrassenlängsprofile an den Großschollengrenzen signifikante Gefällsbrüche aufweisen.

Im Zuge einer kritischen Beurteilung der Ergebnisse werden der Abbildungscharakter von Fotolineationen, die tektonische Untersuchung nicht verfestigter Sedimente und die Flußmorphologie diskutiert, sofern sie für diese Arbeit von Bedeutung sind.

An einigen Beispielen aus den Talregionen von Mosel, Saar, Prims und Nahe wird gezeigt, daß die Methode erfolgversprechend angewendet werden kann: in einigen Fällen bilden Lineationen in Terrassenkörpern mit hoher Wahrscheinlichkeit junge Störungen von zweitrangiger Bedeutung ab.

Zonen mit stärker gehobenen Terrassen oder Tertiärsedimenten zeichnen sich durch ein charakteristisches Muster von Lineationen ab und werden von langgestreckten Lineamenten begrenzt, die möglicherweise jungen Flexuren folgen.

[Displacement of Fluvial Terraces and Tectonic Analysis of Satellite Imagery — a Methodological Attempt, Illustrated by Examples from the Mosel-Saar-Nahe-Region]

Abstract: Facing the problem that caenozoic activities of block faults or flexures can hardly be proved in uplifted regions without a coherent cover of caenozoic sediments, where only relics of them have been preserved (for example as river terraces), we tried to use photo-geological methods as auxiliary means. LANDSAT I and II-scenery was analysed to find out the block fault patterns of the regions under consideration.

We operated in two steps: First, lineations were transcribed into the field map to concentrate field work to the localities close to the lineations in order to recognize height differences of the surface and the bottom of caenozoic sediments.

Secondly, the photo-geological block fault pattern was analyzed, and the considered regions were divided into superimposed block units with characteristic directions of lineations. The classification of units was compared with significant discontinuities of longitudinal sections of river terraces.

Problems concerning the character of lineations, tectonic investigation of non consolidated sediments, and fluvial morphology are discussed as far as they are of interest for our investigation.

*) Anschrift der Autoren: Dipl.-Geologe Dr. Y. Wahba, Brunnenstraße 42, 5501 Gusterath, W-Germany. — L. Zöllner, M. A., Kirchstraße 16, 5501 Thomm, W-Germany.

Some examples taken from the valleys of the rivers Moselle, Saar, Prims, and Nahe illustrate that our method can be applied successfully: in some cases it was plausible that lineations traversing river terraces describe block faults of secondary importance.

Zones of stronger uplifted river terraces or tertiary sediments can be identified by their characteristic mosaic of photolineations and are bordered by extended lineations, which may describe flexures.

1. Problem

Terrassenverstellungen und -verbiegungen sind im Rheinischen Schiefergebirge bzw. an seinen Rändern seit langem bekannt und vielfach untersucht worden. Während in Beckenregionen wie z. B. der Niederrheinischen Bucht mit weiträumiger Erhaltung pleistozäner fluviatiler Sedimente Störungen in den Terrassenkörpern unmittelbar nachweisbar sind (AHORNER 1962; BOENIGK 1978), ist man in zentralen Teilen des Gebirges meistens auf eine mehr oder weniger hypothetische Parallelisierung von Terrassenrelikten über Schollengrenzen hinweg angewiesen, um tektonische Verstellungen zu erkennen. Die junge Kerberosion hat in Hebungsgebieten bevorzugt den Störungen und Kluftzonen — auch den quartären — nachgetastet und folglich gerade an den Stellen, wo eine junge Störung zu vermuten ist, die Terrassen vielfach abgetragen. Eine weitere Schwierigkeit besteht darin, daß Störungen im Liegenden selbst mit Beträgen im Meter- oder Dekameterbereich oft wegen der Uniformität der mächtigen devonischen oder rotliegenden Gesteinsserien kartiertechnisch kaum zu erfassen sind. Schließlich erschwert die Möglichkeit, daß Terrassenverstellungen an einer Flexur oder an einer Vielzahl parallelverlaufender kleiner Brüche erfolgt sein können, ihren Nachweis im Gelände, da Höhenunterschiede von Terrassenunter- und -oberkanten bis zu einigen Metern auch nichttektonisch erklärt werden können.

Angesichts dieser Schwierigkeiten wurde versucht, die durch die moderne Fotogeologie bereitgestellten Methoden zur Erfassung des tektonischen Inventars eines Raumes (vgl. KRONBERG 1977) für die Untersuchung der quartären Tektonik nutzbar zu machen.

2. Methodik

Von dem zu untersuchenden Raum — dem Moselgebiet zwischen Trier und Koblenz, dem Saartal und dem Saar-Ruwer-Hunsrück, dem Primsgebiet und dem Nahegebiet einschließlich des Hunsrückssüdrandes von Bad Kreuznach an flußaufwärts — wurden LANDSAT-I- und II-Aufnahmen in Schwarz-Weiß auf ca. 1 : 200 000 vergrößert und Fotolineationen anhand von Grautonunterschieden nach der in KRONBERG (1977) beschriebenen Methode auskartiert. Die unmittelbare Übertragung der Lineationen auf die Topographische Karte 1 : 200 000 ermöglichte die Eliminierung von Eisenbahnlinien, größeren gradlinigen Straßenabschnitten etc. Da die Parzellengrößen im untersuchten Raum im allgemeinen klein und die Fluren stark zerstückelt sind, wirken sich Feldergrenzen bei diesem Abbildungsmaßstab allgemein nicht störend aus. Allenfalls größere geradlinige Waldgrenzen können als nicht-tektonische Lineationen kartiert werden, sie folgen aber meistens Gesteinsgrenzen (z. B. Quarzite/Schiefer im Hunsrück).

Die Fotolineationen-Karten fanden in zweifacher Hinsicht Anwendung:

1. die Lineationen wurden in die Feldkarten 1 : 25 000 übertragen. Dieser Maßstab entspricht zwar vielfach nicht mehr dem Auflösungsvermögen der LANDSAT-Aufnahmen (nach KRONBERG 1977 beträgt es 80—100 m); diesen Mangel konnte aber die Erfahrung, daß Fotolineationen häufig markanten Reliefeinheiten wie Kerbtälchen, Geländerissen und Schluchten, Steilhängen etc. folgen, weitgehend ausgleichen. Die Terrassen wurden an Stellen, wo sie von Lineationen durchzogen werden, besonders genau darauf untersucht, ob an der Oberfläche kleine Kanten bzw. Stufen aufzufinden sind, oder ob eine Verstellung der

Terrassenbasis erkennbar ist. Die im Gelände gewonnenen Daten wurden durch die Auswertung zahlreicher Trinkwasser- und Aufschlußbohrungen ergänzt.

2. Im größeren räumlichen Kontext wurde versucht, Schollen mit einem typischen tektonischen Muster (Bruchmuster), d. h. Schollen mit einer Vergitterung charakteristischer Richtungen von Lineationen, die durch langgestreckte Lineamente voneinander getrennt werden, abzugrenzen. Die so ausgewiesene Schollengliederung wurde zu den Terrassenlängsprofilen in Beziehung gesetzt, um zu überprüfen, ob Terrassenverstellungen mit fotogeologischen Schollengrenzen zusammenfallen. Lassen sich derartige Kongruenzen feststellen, kann die fotogeologische Schollengliederung als Hilfsmittel zur flächenhaften Abgrenzung von Hebungs- oder Absenkungsgebieten eingesetzt werden, während durch Terrassenlängsprofile alleine nur eine eindimensionale Erfassung der posthumer tektonischen Bewegungen gelingt.

3. Resultate

Nur bei einem Bruchteil der auskartierten Lineationen konnten känozoische tektonische Bewegungen im Gelände nachgewiesen oder wahrscheinlich gemacht werden. Lineationen, die Terrassenkörper durchsetzen, konnten in einigen Fällen als Störungen gedeutet werden, mit unterschiedlicher Häufigkeit in einzelnen Regionen. An einer Vielzahl derartiger Lineationen war aber keine Verstellung der Terrassenbasis zu erkennen, so daß vorläufig offen bleiben muß, ob sie überhaupt (durchgepauste) tektonische Trennflächen abbilden. Allerdings muß berücksichtigt werden, daß Horizontalverschiebungen in Terrassenkörpern im Gelände noch viel schlechter nachweisbar sind als Störungen mit Vertikalversatz, da selbst in Aufschlüssen wegen der lockeren Lagerung der Sedimente Horizontalbewegungen kaum erkennbar sind und die Terrassenbasis als Bezugshorizont ausscheidet.

Eine weitere Schwierigkeit muß bei der vergleichenden Interpretation der Terrassenlängsprofile und der Fotolineationen unbedingt beachtet werden: die Basisfläche fluviatiler Ablagerungen ist selten vollständig eben. Rinnen können wenige Meter tiefer ins Anstehende eingeschnitten sein als die durchschnittliche Höhenlage der Auflagerungsfläche, die zudem meistens zum (damaligen) Stromstrich geneigt ist, so daß Höhenunterschiede bis zur Größenordnung der Mächtigkeit der Terrassensedimente auch nicht-tektonisch erklärt werden können (an der Mosel 5—10 m, sonst selten über 5 m).

Trotzdem können wir einige Beispiele aufführen, in denen Fotolineationen in oder zwischen Terrassenkörpern mit hoher Wahrscheinlichkeit posthum aktive Störungen abbilden.

3.1. Moselgebiet (Y. WAHBA) (Abb. 1)

In der geologisch-tektonischen Karte zeichnen sich die einzelnen Störungssysteme ganz deutlich als Teilstück des jeweiligen Richtungstrends der regionalen Bruchtektonik des Gebietes ab.

Großscholle	Streichrichtung der Lineationen innerhalb der Großscholle	Lineationen zwischen Großschollen und Streichrichtung
A. Trier—Brauneberg	5— 20° NNE—SSW	Liesertal-Lineation 150° NW—SE
B. Brauneberg—Mont Royal	8° N—S	Alf-Lineation 150° NW—SE
C. Mont Royal—Cochern	30— 75° NE—SW	Endertbach-Lineation 140° NW—SE
D. Cochem—Moselkern	0— 5° N—S	Elzbach-Lineation 130° NW—SE
E. Moselkern—Koblenz	130—160° NW—SE	

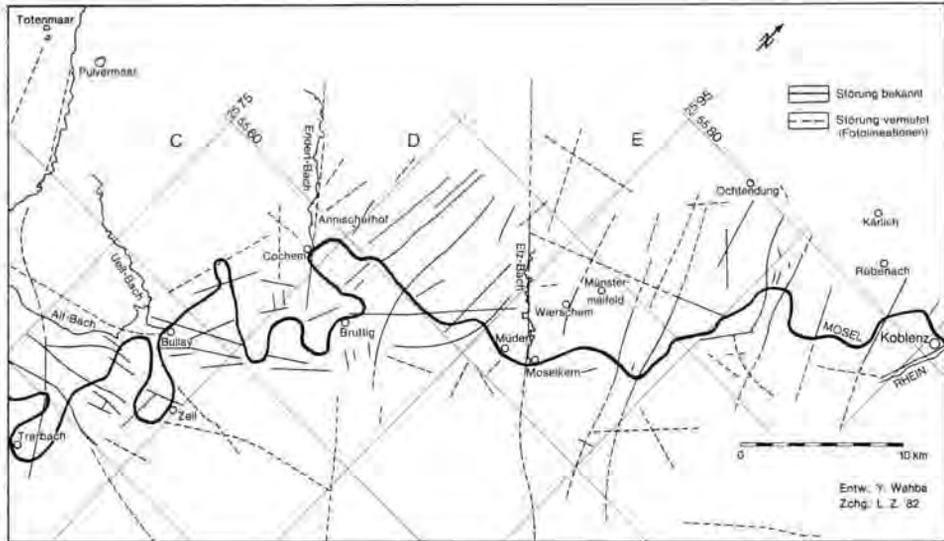


Abb. 1: Tektonische Übersicht des Untermoselgebietes.

Die Schollengliederung basiert auf der Lage und der Richtung der Bruchstrukturen. Die Auswertung von LANDSAT-II-Aufnahmen weist im untersuchten Gebiet fünf, durch langgestreckte Querstörungen (130° – 150°) begrenzte Großschollen aus, innerhalb derer Fotolineationen weitgehend einheitliche Streichrichtungen haben.

Diese Großschollen sind von SW nach NE (vgl. Abb. 1): Die Lineationen zwischen den Großschollen werden aufgrund ihres Charakters als Störungen älterer Anlage, die später z. T. reaktiviert worden sind, gedeutet.

Größere Nebenflüsse der Mosel (Lieser, Alf, Endertbach, Elzbach) sowie wichtige Vulkanlinien der Eifel (Dauner Maare, Mosenberg usw.) folgen teilweise den Großschollengrenzen.

Die folgenden Ausführungen konzentrieren sich auf die Großschollen D und E, da in ihrem Bereich die deutlichsten Indizien für posthume Verstellungen von Terrassen auftreten (vgl. das „Cochemer Gewölbe“, NEGENDANK 1978).

Großscholle D (Cochem - Moselkern): Hier erreicht die Höhenterrasse (HöT) ¹⁾ ihre höchste Lage (Annischerhof, 330–334 m), um dann an N–S streichenden Störungen

¹⁾ Die Korrelierung der Terrassen auf der „Untermoselscholle“ (E) und der „Mittelmoselscholle“ (A–D) ist noch umstritten. Wir verweisen hier auf die Diskussion einer in Vorbereitung stehenden Arbeit von NEGENDANK. Für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit ist es letztlich unbedeutend, ob der Verstellungsbetrag der pleistozänen Hauptterrassen 60–75 m oder weniger beträgt. LOEHNERTZ (1982) glaubt, die Hauptterrassentreppe des Mittelrheins nach BIBUS & SEMMEL (1977) an der Mittelmosele exakt wiederzufinden, allerdings in 40–45 m höherer Position. Auch die Frage, wann der Hauptbetrag der Verstellung der Tertiärbasis erfolgte, ist hier zweitrangig. Für die in Abb. 1 übernommene Terrassenparallelisierung spricht allerdings, daß im Profil Kärlich die paläomagnetische Matuyama/Brunhes-Grenze (0,7 ma) in Moselsedimenten zwischen 175 und 180 m NN liegt (BRUNNACKER et al. 1976; BRUNNACKER et al. 1969). Die uHT der Saar, die auf die uHT der Mittelmoselscholle ausläuft, ist normal magnetisiert und gehört der Brunhes-Epoche an (ZÖLLER, i. V.). Die Matuyama/Brunhes-Grenze dürfte auf der Mittelmoselscholle in der mHT oder höher zu erwarten sein.

allmählich nach E auf 310 m abzusinken²⁾). Denselben Bewegungssinn zeigt die Tertiärbasis („Vallendar-Stufe“), jedoch mit wesentlich größeren Höhendifferenzen (bis 40 m, insgesamt 172 m).

Die Tatsache, daß die alttertiären Vallendar-Schotter (= Ältere Quarzschotter, AQS) an den N—S-Störungen dieser Großscholle ihre höchsten Versatzbeträge erreichen, während die Hauptterrassen¹⁾ erst in der nordöstlich anschließenden Großscholle an NW—SE streichenden Störungen in großem Maße absinken, zeigt, daß an der Untermosel eine ältere (jungtertiäre) und eine jüngere (pleistozäne) Tektonik unterschiedliche Auswirkungen hinterlassen haben.

Großscholle E (Moselkern - Koblenz): Die Scholle wird von der Elzbach-Lineation und bei Koblenz vom Neuwieder Becken begrenzt.

In dieser Scholle treten acht — vorwiegend abschiebende — Querstörungen in 135—160° NW—SE-Richtung auf, wobei Richtungen von 150—160° überwiegen. Damit ist eine Rechtsdrehung um ca. 20° gegenüber den bisher kartierten Strukturen des Neuwieder Beckens (MEYER 1979) zu beobachten.

Die großen 150—160° Lineationen sind nur bis zum Süd- bzw. Westrand des Neuwieder Beckens zu verfolgen. Im Becken selbst werden kleinere Lineationen (ca. 135°, NNW—SSE) sichtbar (MEYER 1979). Somit herrschen im Becken andere Strukturen vor als im anschließenden Moselgebiet.

Die uHT sinkt um insgesamt 78 m¹⁾ (primäres Gefälle nicht substrahiert, es dürfte, der uNT-Basis nach zu urteilen, maximal 16 m gewesen sein), bezogen auf den Ostrand der nach W angrenzenden Scholle D (Cochem—Moselkern), ab.

Folgende Höhenwertzusammenstellung¹⁾ verdeutlicht, daß die Absenkung der Tertiärbasis im wesentlichen erst im Pleistozän erfolgte:

	I Müden (D)	II Wierschem (E)	III Rübenach (E)	I—II	II—III	I—III
Tertiärbasis	202 m	190 m	139 m	12 m	51 m	63 m
mHT-Basis	260 m	250 m	185 m	10 m	65 m	75 m
	Tertiär bis mHT			2 m	14 m	12 m

(Das stärkere Absinken der mHT gegenüber der Tertiärbasis kann unter Umständen auf ein primär stärkeres Gefälle der mHT zurückzuführen sein.)

Es fällt auch auf, daß auf der Scholle D Tertiär- und HöT-Relikte in einigen Fällen von Fotolineationen begrenzt werden, z. B. die Kieseloolith-Terrasse (KiOT) südöstlich Bruttig und westlich Briedern, HöT südöstlich Pommern.

3.2. Saar-Nahe-Gebiet (L. ZÖLLER)

Beispiel 1: Hauptterrasse der Nahe zwischen Monzingen und Nußbaum
(Blatt 6211 Sobernheim).

²⁾ Es ist denkbar, zwei pleistozäne Höhenterrassen anzunehmen, wodurch der Verstellungsbetrag um einen Betrag bis zur Höhe des — nicht genau bekannten — Vertikalabstandes der beiden Höhenterrassen reduziert würde. Das ändert aber nichts an der Tatsache, daß die HöT an keiner anderen Stelle im Moselgebiet die absolute Höhenlage erreicht wie am Annischerhof.

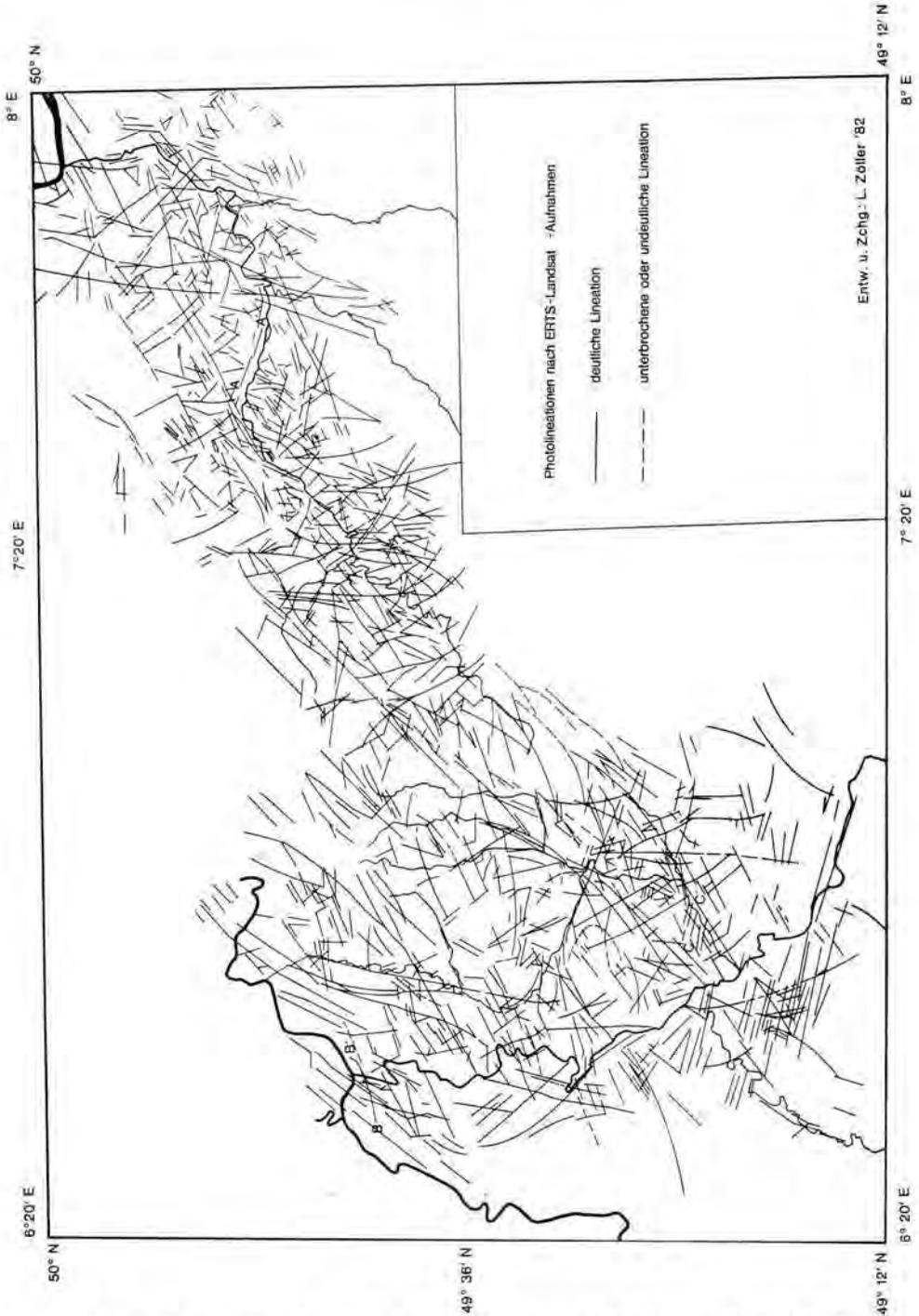


Abb. 2: Saar - Ruwer - Prims - Nahe. Photolineationen nach ERTS-Landsat-Aufnahmen (Kanäle 5, 6, 7, Schwarz-Weiß-Aufnahmen).

Die WNW—ESE verlaufende Lineation (A—A' in Abb. 2) — Teilabschnitt einer Schar von gleichgerichteten Lineationen parallel zum heutigen Nahelauf — verläuft entlang einer ca. 1 m hohen Stufe in der Terrassenoberfläche. Beiderseits der Lineation A—A' wurde die Terrassenbasis in bis zu 9 m differierender Höhenlage festgestellt, in einem Straßenabschnitt unmittelbar nördlich der Lineation mehrere kleine Abschiebungen von 1—2 dm, die die Terrassenbasis über sedimentärem Oberrotliegendem versetzen. Nach ESE zu verringert sich der maximale Verstellungsbetrag von 9 m auf 2—3 m (Sobernheim-Domberg) und schließlich auf 0 m. Im Raum Sobernheim wird eine kräftige post-oligozäne Hebung auf den Hunsrück zu auch durch die Höhenlage der Tertiärrelikte belegt. (Näheres in der in Druck befindlichen Arbeit von L. ZÖLLER, Geomorphologische und quartärgeologische Untersuchungen im Hunsrück-Saar-Nahe-Raum; vgl. BIRKENHAUER 1971.)

Beispiel 2: Niederterrasse (NT) der Saar bei Könen (Blatt 6205 Saarburg)

Durch umfangreiche Baumaßnahmen zur Saar-Kanalisation und durch refraktionsseismische Messungen stand eine Vielzahl von Daten über Aufbau und Höhenlage der weichselzeitlichen NT zur Verfügung. Daraus geht hervor, daß die NT südlich Könen posthum um ca. 5 m gehoben wurde. Auch die HT der Saar erreicht in diesem Gebiet ihre größte Höhenlage, sie hat bis zum südlichen Hunsrückrand bei Mettlach insgesamt rückläufiges Gefälle (ZÖLLER i. V.). Die Störung in der NT fällt mit einer WSW—ENE-streichenden Fotolineation (B—B' in Abb. 2) zusammen, die westlich Könen spitzwinklig von der SSW—NNE-streichenden Ostrandverwerfung der Trierer Bucht abzweigt und das Devon, die Trias und die Talau der Saar durchsetzt.

Beispiel 3: Terrassen der unteren Prims (Bl. 6606 Saarlouis)

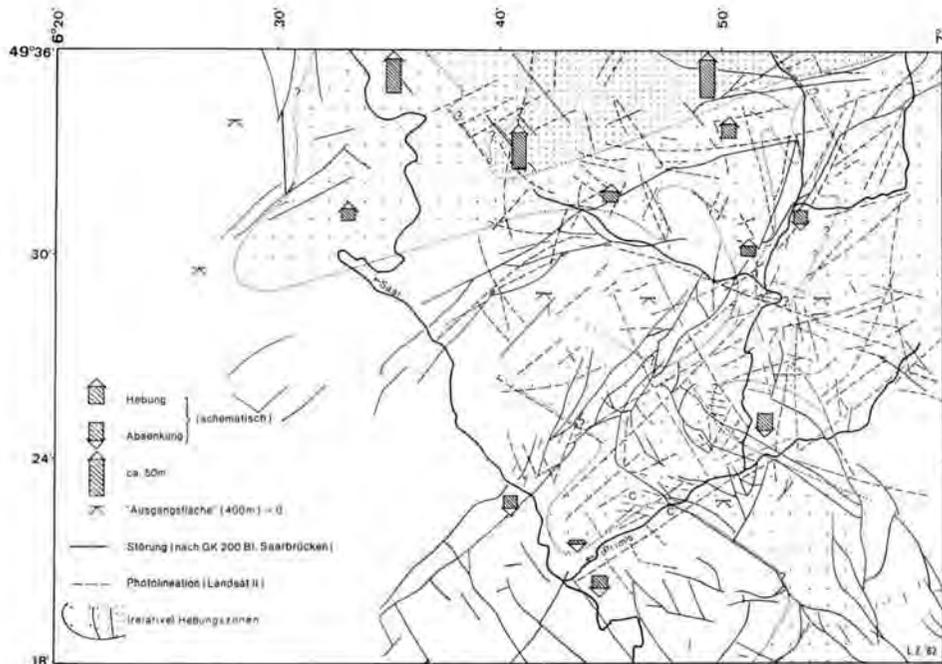


Abb. 3: Tektonische Karte des Prims-Gebietes und jungtertiär-quartäre Vertikalbewegungen.

Am Westrand des Permokarbon-Horstes von Falscheid (KONZAN, MÜLLER & KLINCKENHAMMER 1981) gegen den Mittleren Buntsandstein (sm) der Lothringer Senke sind die Terrassen der Prims bei Nalbach verstellt, die NT um ca. 5 m, die HT um ca. 15 m. An diesem Scharnier wurden kurze, auffällige, eng parallelverlaufende Lineationen in WNW—ESE-Richtung kartiert, die gegenüber der NW—SE-verlaufenden Randstörung des Horstes (wie sie in geologischen Karten eingetragen ist) leicht nach links herausdrehen (Lineation C—C' in Abb. 2 und 3). Inzwischen wurde eine bedeutende Störung im sm bei Nalbach in WNW—ESE-Richtung nachgewiesen (KONZAN et al. 1981).

Beispiel 4: Mittlere/obere Nahe

In den Terrassenlängsprofilen der Nahe zeigt sich ein junges Hebungsgebiet oberhalb der Simmerbachmündung bis Idar-Oberstein („Querzone“, ZÖLLER, i. V., s. o.). Es kompensiert nach SW zunehmend den postaquitanen Hebungsbetrag des Hunsrücks gegenüber dem Mainzer Becken und der Kreuznach-Sobernheimer Bucht.

In der gewichteten Fotolineationenkarte (Abb. 4) lassen sich deutlich drei Großschollen mit unterschiedlichem Muster unterscheiden:

1. der Hunsrück mit Vorherrschenden SW—NE gerichteter Lineationen, besonders an der Hunsrücksüdrand-Störungszone,
2. die östliche Nahemulde und Teile des Pfälzer Sattelgewölbes, wo die SW—NE gerichteten Strukturen der saalischen „germanotypen Bruchfaltung“ (FALKE 1964) von langgestreckten N—S- bis NNE—SSW-Lineationen durchsetzt werden,
3. die „Querzone“ mit charakteristischer Vergitterung SW—NE und NW—SE streichender Lineationen und Lineamente etwa von der Simmerbachmündung ab nach SW. Die stärksten mittel- und jungpleistozänen Terrassenverstellungen (bis 40 m) treten im Bereich der Vergitterung der Hunsrück-Südrandzone mit dem E-Rand der „Querzone“ auf. Letztere liegt im Bereich der fotogeologisch ermittelten „Zone Nord-Braunb.-Schwäbische Alb“ (GÜNTHER 1977). Unsere Ergebnisse stehen in guter Übereinstimmung mit der von SCHWAB (1982) belegten Kippung der Nahemulde nach E.

4. Schlußfolgerung

Die fotogeologische Schollengliederung erlaubt neben der Bestätigung bereits bekannter regionalgeologischer Einheiten die Ausgliederung weiterer Schollen, die z. T. eine nicht unbedeutende Funktion in der jungtertiär-quartären Tektonik innehatten.

Fotogeologische Methoden können — trotz aller noch offenen Fragen bezüglich dem Abbildungscharakter von Lineationen — ein geeignetes Hilfsmittel zur tektonischen Analyse von Terrassensystemen darstellen, und zwar in zweifacher Hinsicht:

1. Wo Lineationen Terrassenkörper durchsetzen, ermöglichen sie eine gezielte Suche nach posthumer Störungen und stellen somit eine bedeutende Arbeitserleichterung für die Feldarbeiten dar.
2. Durch den analytischen Vergleich der fotogeologischen Schollenmosaiken mit quartären und tertiären Bezugshorizonten (Terrassen, Tertiärbasis und -oberkante) können Zonen junger Hebung bzw. Absenkung und Flexuren oder flexurartige Störungszonen räumlich genauer eingegrenzt und flächenhaft dargestellt werden. Voraussetzung bleiben aber auch in diesem Falle eine gründliche Geländearbeit und die Erarbeitung tauglicher Bezugshorizonte.

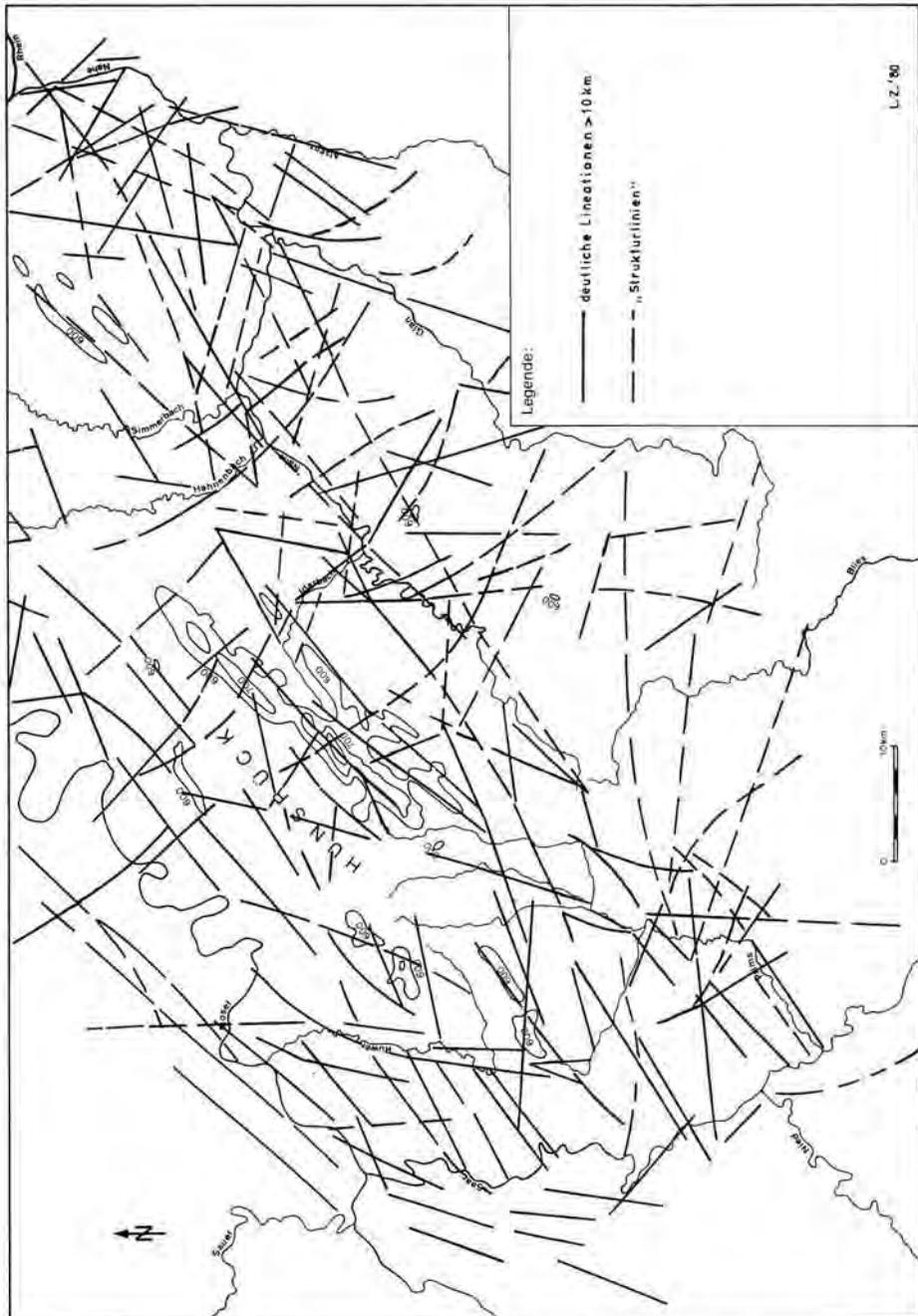


Abb. 4: Saar - Nahe - Hunsrück, Fotolineationen (Landsat II).

5. Danksagung

Die Untersuchungen wurden dankenswerterweise von der „Deutschen Forschungsgemeinschaft“ im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“ gefördert.

Den Geologischen Landesämtern von Rheinland-Pfalz und des Saarlandes sowie den Straßenbauämtern Trier und Saarbrücken sei für die Genehmigung zur Einsicht in die Bohrarchive herzlich gedankt.

6. Schriftenverzeichnis

- AHORNER, L. (1962): Untersuchungen zur quartären Bruchtektonik der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 24—105, 23 Abb., 7 Tab.; Ohringen.
- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Über die Auswirkungen quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen. — Carena, **4**: 385—408, 4 Abb., 1 Tab.; Gießen.
- BIRKENHAUER, J. (1971): Zur Talgeschichte des unteren und mittleren Nahegebietes. — Decheniana, **123**: 1—18, 2 Abb.; Bonn.
- BOENIGK, W. (1978): Die flußgeschichtliche Entwicklung der Niederrheinischen Bucht im Jungtertiär und Altquartär. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 1—9, 3 Abb.; Ohringen.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., KOČI, A. & TILLMANS, W. (1976): Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**: 358—378, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- , STREIT, R. & SCHIRMER, W. (1969): Der Aufbau des Quartärprofils von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). — Mz. Naturwiss. Arch., **8**: 102—133, 8 Abb., 3 Tab., Mainz.
- FALKE, H. (1964): Zur Tektonik des Rotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet. — Jber. u. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. **46**: 35—51, 5 Abb.; Stuttgart.
- GÜNTHER, R. (1977): Großfotolineationen des mitteleuropäischen Raumes und ihre geologisch-tektonische Bedeutung. — Geotekt. Forsch., **53**: 42—67, 9 Abb.; Stuttgart.
- KONZAN, H.-P., MÜLLER, E. & KLINKHAMMER, B. (1981): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes 1 : 25 000, Blatt Nr. 6606 Saarlouis. — 48 S., 5 Abb., 2 Tab., 6 Taf., 2 Anl.; Saarbrücken (Geol. Landesamt).
- KRONBERG, H. (1977): Die regionale und überregionale Bruchtektonik Mitteleuropas — Bestandsaufnahmen und Interpretation. — Geotekt. Forsch., **53**: 7—41, 21 Abb. im Text u. auf 2 Beil.; Stuttgart.
- LOEHNERTZ, W. (1982): Die altpleistozänen Terrassen der Mittelmosel. Überlegungen zur „Horizontalkonstanz“ der Terrassen der „Rheinischen Hochscholle“. — Catena, **9**: 63—75, 6 Abb., 2 Tab.; Braunschweig.
- MEYER, W. (1979): Influence of the Hercynian structures on Cainozoic movements in the Rhenish Massif. — Allg. Vermess.-Nachr., **86**: 375—377, 1 Abb.; Karlsruhe.
- MÜLLER, E., ZÖLLER, L. & KONZAN, H.-P. (1981): Jungtertiäre und quartäre Tektonik in der NE-Spitze der Merziger Grabenmulde (Saarland). — Eiszeitalter u. Gegenwart, **31**: 65—78, 5 Abb.; Hannover.
- NEGENDANK, J. F. W. (1978): Zur känozoischen Entwicklung von Eifel und Hunsrück. Sediment-petrographische Untersuchungen im Moselbereich. — 90 S., 22 Abb., 14 Tab., 6 Ktn., 26 Bilder (= Forsch. dt. Landeskunde **211**), Trier (Zentralausschuß für deutsche Landeskunde).
- SCHWAB, K. (1982): Die Hunsrück-südrandstörung zwischen Birkenfeld und Kirn. — in: Deutsche Forschungsgemeinschaft: Protokoll 6. Koll. Schwerpunkt „Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“, 3. u. 4. Dezember 1981, Neustadt/Weinstr.: 164—168; Bonn-Bad Godesberg. — [Unveröff.]

Satellitenaufnahmen

LANDSAT 1, 15. Mai 76, E - 1392 - 09115, Kanäle 5, 6, 7

LANDSAT 2, 9. März 77, E - 2777 - 09333, Kanäle 5, 6 7.

Manuskript eingegangen am 30. 7. 1982, Änderungen 2. 11. 1982.

Aufbau, Alter und regionale Einordnung der Endmoränen im Gebiet des Falken-Berges bei Fallingbostal (Niedersachsen)

HANS DIETRICH LANG *)

Structural geology, end moraines, meltwater, discharge, glacial sedimentation, section, Saale Glaciation, Drenthe Stadial.
Northwestern German Plain, Falken-Berg Area, Lower Saxony, TK 25: Nr. 3024, 3214, 3125, 3224

Kurzfassung: In dem Hügellgebiet um den Falken-Berg zwischen Fallingbostal und Bergen Kr. Celle zeichnen sich 3 Endmoränenbögen ab, der Örbker, der Becklinger und der wenig deutlich ausgeprägte Kl. Bockeler Endmoränenbogen. Örbker und Kl. Bockeler Endmoränenbogen verdanken ihre Entstehung Gletscherloben, die von NW heranrückten; der Becklinger Endmoränenbogen geht auf einen von NE heranrückenden Lobus zurück.

Keine dieser Endmoränen ist vom nordischen Inlandeis überfahren worden. Ein nahe den Endmoränenbögen wurzelnder Fächer aus Schmelzwasser-Ablagerungen läßt sich bis nahe an die Aller-Niederung heran verfolgen. Er überlagert die drenthestadiale Hauptmoräne, ist also jünger als diese.

Die Endmoränen zwischen Fallingbostal und Bergen sind in einer späten Phase des Drenthe-Stadiums der Saale-Eiszeit entstanden.

[The Structure, Age and Regional Distribution of the End Moraines in the Falken Berg Area near Fallingbostal (Lower Saxony)]

Abstract: In the hilly area around the Falken Berg, between Fallingbostal and Bergen, northwest of Celle, three end moraines are visible as arcuate ridges, the Örbke and Becklingen end moraines, and the poorly developed Klein Bockel end moraine. The Örbke and the Klein Bockel end moraine were shaped by glacier lobes which advanced from the NW; the Becklingen end moraine is attributed to a glacier lobe from the NE.

None of these end moraines was overrun by the Scandinavian ice sheet.

A fan of melt-water deposits originates near the end moraines and can be traced nearly down to the edge of the Aller lowland. The fan deposits overlie and therefore postdate the main Drenthe ground moraine.

The end moraines between Fallingbostal and Bergen were formed in a late phase of the Drenthe Stadial of the Saale glaciation.

Einführung

Aus der relativ flachen und wenig gegliederten Altmoränenlandschaft der südlichen Lüneburger Heide mit Geländehöhen um 60—80 m ü. NN hebt sich das Areal um den Falken-Berg nahezu blockartig heraus. Dieses Hochgebiet hat die Form eines nach N zugespitzten Keiles, dessen N—S-Ausdehnung etwa 11 km und dessen Breite (von W nach E) an seinem S-Ende etwa 7,5 km beträgt. Der plateauartige nördliche Teil zeigt Höhen um 100 m ü. NN und wenig darüber, die höchsten Höhen liegen im S mit 150 m ü. NN. Dieses Hochgebiet fällt für Flachlandverhältnisse steil nach allen Seiten hin ab.

*) Anschrift des Autors: Dr. H. D. Lang, Nieders. Landesamt f. Bodenforschung, Stilleweg 2, Postfach 51 01 53, 3000 Hannover 51.

Die erste geologische Darstellung dieses Gebietes findet sich bei STOLLER (1918) auf einer geologischen Übersichtskarte zu seinem Geologischen Führer durch die Lüneburger Heide, bereits mit dem Hinweis, daß es sich hier um eine Endmoräne der „vorletzten Vereisung“ handle. Der Name „Falkenberg-Endmoräne“ tritt erstmals bei WOLDSTEDT (1938) auf.

Die detaillierte geologische Erforschung dieses Gebietes hat lange hinter der anderer Gebiete hergehinkt, da es als militärisches Übungsgelände nur kurzfristig und in Ausnahmefällen betretbar ist.

Die hier vorgelegten Ergebnisse beruhen auf einer Kartierung der Blätter 3224 Westenholz und 3225 Offen der Geologischen Karte 1 : 25 000, auf einer Auswertung alter Übersichts-Kartierungen auf den Blättern 3025 Soltau (NIEDERMAYER 1949), 3124 Fallingbostal (NIEDERMAYER 1950a), 3125 Bergen (NIEDERMAYER 1950b) eigenen Untersuchungen und Aufschlußbefahrungen im Falkenberg-Gebiet auf den Blättern 3025 Soltau, 3124 Fallingbostal und 3125 Bergen und der Auswertung von Luftbildern und von Archivunterlagen des Nieders. Landesamtes für Bodenforschung in Hannover.

Die Kommandantur des NATO-Schießplatzes Bergen-Hohne unterstützte mich großzügig im Rahmen der ihr gegebenen Möglichkeiten. Ihr sei dafür nochmals gedankt.

Bisherige Untersuchungen

Die stratigraphische und regionale Einordnung der Endmoränen um den Falkenberg war bisher nie schlüssig bewiesen, da spezielle, auf die Endmoränen ausgerichtete Untersuchungen bisher nicht vorlagen.

STOLLER (1918), der Erstbearbeiter, beschrieb die Höhen um den Falkenberg als „... geschlossenes Massiv aus der Ebene aufsteigender Endmoränen...“ und ordnete sie seiner vorletzten Vereisung zu. WOLDSTEDT (1938) führte den Ausdruck „Falkenberg-Endmoräne“ ein und sah darin die Hauptfortsetzung des Rehburger Stadiums nördlich der Aller, aufgestaucht von einem aus dem Nordseegebiet kommenden, von NW nach SE vorrückenden Gletscher (S. 488). Ein Jahr später (WOLDSTEDT 1939) folgte eine ausführliche Beschreibung: Ein saalezeitlicher Nordseegletscher, der durch norwegisches Eis nach S abgedrängt wurde, habe die Moränen aufgestaucht; parallel und in ihrer Fortsetzung verlief im Hinterland in ca. 15 km Abstand (WOLDSTEDT 1939: 238) eine kleinere Endmoräne desselben Nordseegletschers, die von Visselhövede bis Neuenkirchen zu verfolgen sei (Neuenkirchener Endmoräne). In einer späteren Arbeit stellte WOLDSTEDT (1950) die Falkenberg-Endmoräne in seine „Soltauer Staffel“, eine jüngere Staffel des Drenthe-Stadiums und ordnete sie einem von mehreren NE-streichenden Ästen seines Rehburger Stadiums zu. In seiner Tabelle 3 (S. 103) erschien das „Soltauer Stadium“ (hier nicht als Staffel bezeichnet) mit der Falkenberg-Endmoräne als jüngste von 3 Phasen des Drenthe-Stadiums. NIEDERMAYER (1950a, 1950b) wies in seinen Berichten über die Kartierung der Blätter Fallingbostal und Bergen auf die auffallend frischen Formen der Endmoränen hin und sah sie als Bildungen eines drenthestadialen Rückzugsstadiums an. An keiner Stelle hatte er Grundmoräne oder deren Reste auf den Endmoränen feststellen können.

LÜTTIG (1964) sah in seiner „Falkenberg-Staffel“ eine ältere Staffel der „Northeimer Phase“, jünger als die zur gleichen Phase gehörende „Ostenholzer Staffel“. Er faßte sie also als eine fröhrendrenthestadiale Bildung auf. Dieser Vorstellung folgte in den Grundzügen auch DUPHORN (in WOLDSTEDT 1974) und beschrieb die Falkenberg-Endmoräne als eine früh-drenthestadiale, vom Eise überfahrene Endmoräne, sah aber keine Möglichkeit, sie mit der Rehburger Stauchendmoräne in Verbindung zu bringen.

Form und Aufbau der Endmoränen

Entgegen den Vorstellungen von WOLDSTEDT (1939) zeichnen sich drei nach verschiedenen Seiten geöffnete Endmoränenbögen ab, der Örbker, der Becklinger und der Kl. Bockeler Endmoränenbogen.

1. Der Örbker Endmoränenbogen umschließt die weitere Umgebung des heute zu Fallingbostal gehörenden Dorfes Örbke. Er führt vom Goldbocken-Berg im N

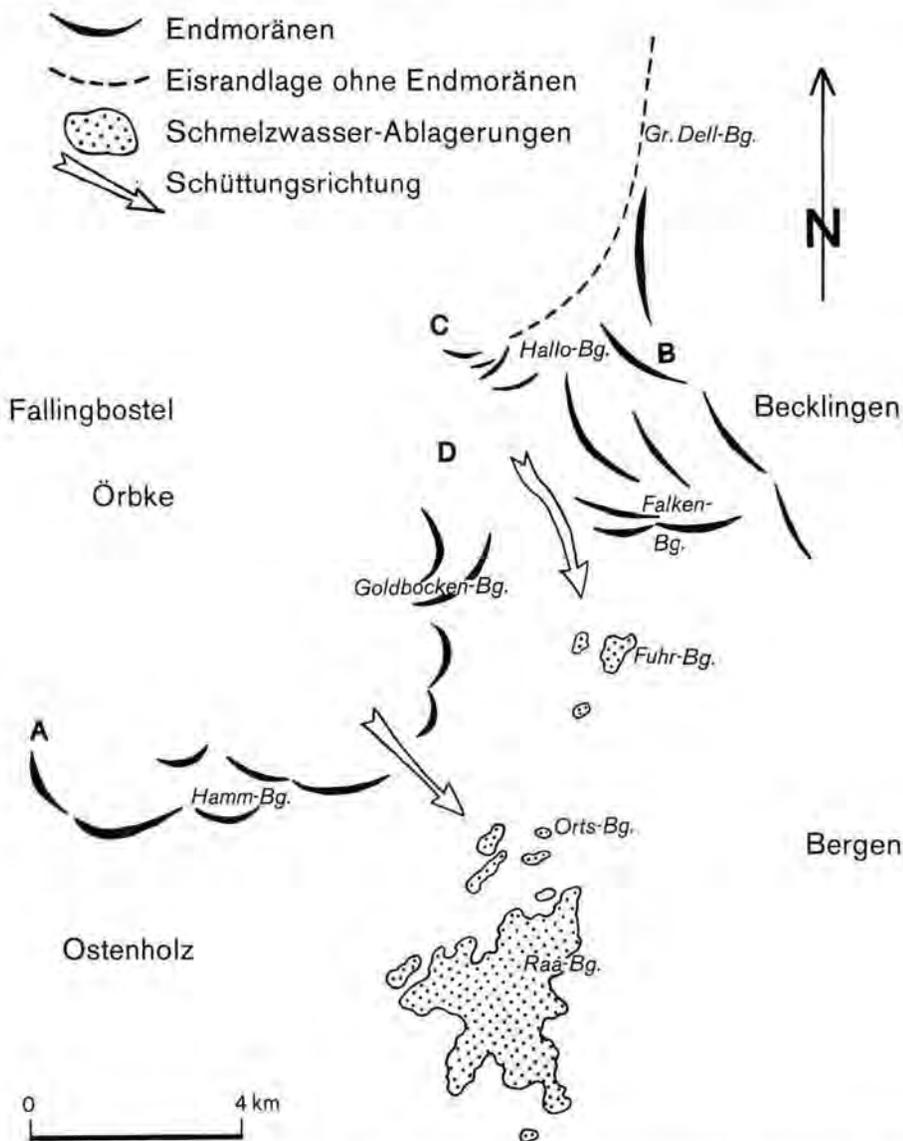


Abb. 1: Endmoränen, Eisrandlagen und Schmelzwasserablagerungen zwischen Bergen und Fallingbostal. — A Örbker Endmoränenbogen, B Becklinger Endmoränenbogen, C Kl. Bockeler Endmoränenbogen, D Achterberg-Senke.

(129,1 m ü. NN) nach S über den Tuten-Berg (115,8 m ü. NN) und den Ferschlan-Berg (88 m ü. NN), biegt dann nach W ab und führt über den Hamm-Berg (ca. 105 m ü. NN) bis nahe an die Autobahn Hannover—Hamburg (etwa 5 km S Fallingb. heran). Dort, wo dieser Endmoränenbogen nach W abknickt, besitzt er eine tiefe Kerbe, durch die heute der Hohebach fließt. Sein Tal ist in der Hauptstreichlinie des Endmoränenbogens auf etwa 60—62 m ü. NN eingetieft (s. Abb. 1).

Der Örbker Endmoränenbogen besteht aus maximal 2 hintereinander gestaffelten Rücken. Die einzelnen Rücken zeigen einen steilen Abfall nach Innen (von W über NW nach N) und einen wesentlich flacheren nach Außen hin. Sie sind ganz überwiegend aus sehr feinen bis mittelkörnigen Sanden aufgebaut. Auch auf den Höhen selbst tragen sie meist nur eine wechselnd dichte Bestreuung mit Geröllen. Kompakte Grobsand- und Kieslagen fehlen. Einzelne große Geschiebe treten lediglich in seinem nördlichen Teil, etwa vom Tuten-Berg nach N, auf.

Die Höhen des Örbker Endmoränenbogens erheben sich maximal etwa 45 m über das halbkreisförmig umschlossene Becken von Örbke.

In diesem gesamten Endmoränenbogen gibt es kaum Aufschlüsse. Auch die wenigen, meist flachen, die vorhanden sind, zeigen keinerlei Hinweise auf irgendwelche Stauchungen.

An seinem N-Ende stößt der Örbker Endmoränenbogen an die Achterberg-Senke (s. unten). Seine Fortsetzung nach W ist unklar. WOLDSTEDT (1939) gab keine an, LÜTTIG (1964) faßte ihn als zur Ostenholzer Staffel gehörig auf, die auf Bl. 3129 Walsrode nach NNW abbiegt und unter seine Walsröder Staffel abtaucht.

Die Achterberg-Senke, so benannt nach dem früher dort gelegenen Dorf Achterberg, trennt den Örbker Endmoränenbogen von den beiden nördlichen bzw. nordöstlichen Endmoränenbögen (s. Abb. 1). Sie streicht NW-SE und ist an ihrer höchsten Stelle bis auf etwa 90 m ü. NN eingetieft. Sie wird vom Fischenbach durchflossen, der im unteren Teil dieses Tales zu einer Reihe von Fischteichen aufgestaut ist.

2. Nordöstlich der Achterberg-Senke treten in der näheren Umgebung des Falken-Berges bis zu 3 oder 4 hintereinander gestaffelte und mehrfach unterbrochene Höhenrücken auf, die sich in einen von NNW auf nahezu E umschwenkenden und nach NE geöffneten Endmoränenbogen einordnen lassen (Abb. 1). Da der Großteil von ihnen im „Becklinger Holz“ liegt, wollen wir diesen Bogen als den Becklinger Endmoränenbogen bezeichnen. Die einzelnen Rücken im Becklinger Endmoränenbogen erreichen Höhen bis zu 150 m ü. NN (Falken-Berg 146,9 m ü. NN, Haken-Berg 143,3 m ü. NN, Buller-Berg 139,6 m ü. NN). Er ist in sich wesentlich stärker gegliedert als der Örbker Endmoränenbogen und wird bis zu 20 m höher als dieser.

Die Höhenrücken des Becklinger Endmoränenbogens, mehrfach hintereinander gestaffelt und in sich stark gegliedert, zeigen auch wieder den steilen Abfall gegen die anzunehmenden Bewegungsrichtung des Eises, also nach NE, und einen flacheren nach SW. Die Rücken selbst sind wieder vorwiegend aus sehr feinen bis mittelkörnigen Sanden aufgebaut. Obenauf tragen sie gelegentlich kiesige Schichten, die, wie es z. B. ein Wasserriß am N-Hang des Falken-Berges zeigt, nur eine geringe Mächtigkeit besitzen. Kompakte Gerölllagen und große Geschiebe fehlen. Stauchungen bzw. Hinweise darauf wurden nicht beobachtet. Jedoch gibt es nur sehr wenige und kaum flächenhafte Aufschlüsse.

Die Fortsetzung des Becklinger Endmoränenbogens nach N ist problematisch. Morphologisch gut erkennbare, als Endmoränen aufzufassende Rücken lassen sich nach N bestenfalls bis in die Gegend der Höhe 108,0, wenig südlich des Gr. Dellberges, verfolgen. Daran schließt sich nach N ein pulartiges, nach E abfallendes und von W und E her zertaltes

Hochgebiet an. WOLDSTEDT (1939) bezog dieses Gebiet mit in seine Falkenberg-Endmoräne ein und stellte in diesem Bereich in seiner Abb. 1 kurze, meist SW—NE-streichende, nach W bzw. NW geöffnete, leicht gebogene Endmoränen dar. Auf Blatt CC 3118 Hamburg-West der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000 verläuft vom Falkenberg aus nach N durch dieses Gebiet eine Endmoräne, die ihre Fortsetzung in N—S-streichenden Rücken im Gebiet östlich Soltau findet.

Besondere Beachtung fanden bei diesen Deutungen die N—S-streichenden Rücken bei Lührsbockel mit ihren Kiesgruben (an der von Bergen nach Soltau führenden Bundesstraße 3, etwa 6 km SSE Soltau, bereits nördlich des auf Abb. 1 dargestellten Ausschnittes). SCHUCHT (1935, 1937), der diese Gruben im Rahmen seiner Kartierung des Blattes Soltau aufgenommen hatte, faßte die dort anstehenden Sande, Kiese und Gerölle als im Zuge von Endmoränen abgelagert auf, hatte jedoch Bedenken, die nach S anschließende, bis zu 4 km breite und aus feinen Ablagerungen aufgebaute Hochfläche gleichfalls als Endmoräne aufzufassen. NIEDERMAYER (1949) gab aus den Kiesgruben von Lührsbockel vorwiegend Grobkiese, im Hochgebiet südlich davon wesentlich freineres Material an.

Diese Befunde begründen mit die Annahme, daß die grobkiesigen Ablagerungen in den Rücken bei Lührsbockel nach Alter und Genese nicht unbedingt als die nördliche Fortsetzung unseres Becklinger Endmoränenbogens aufzufassen sind. Dieses ganze Gebiet um den Aschberg, den Dellberg und nördlich davon macht nach Morphologie und seinen Sedimenten weit eher den Eindruck eines Hochsanders nach GRIPP (1975), der hier an Stelle von Endmoränenbögen den Verlauf der Eisrandlage nach N markiert und der jünger ist als die Rücken bei Lührsbockel mit ihren Kiesen.

WOLDSTEDT (1939) deutete alle Rücken im Falkenberg-Gebiet als Endmoränen, die zu einem aus NW kommenden Nordsee-Gletscher gehören. Als östlichen Gegenflügel faßte er den Mühlenberg-Zug, einen flachen Höhenrücken zwischen Wietzendorf und Bergen, auf (so benannt nach dem Mühlenberg bei Widdernhaus).

Nach Beobachtungen in einer heute weitgehend verfüllten Sandgrube auf dem Sitternberg bei Nindorf und in einer Sandgrube etwa 1 km SE Bleckmar an der Eisenbahnlinie Bergen—Soltau zeigen die kreuzgeschichteten Sande des Mühlenberg-Zuges vorwiegend ein Einfallen nach S, also in Richtung seiner Längserstreckung. Es dürfte sich also hier nicht um eine Endmoräne, sondern eher um ein Os handeln, wie auch schon bei LÜTTIG (1964) dargestellt.

Wir vermuten die Fortsetzung des Becklinger Endmoränenbogens nach SE bzw. nach E in den NW—SE-streichenden Höhen bei Bollersen auf Bl. 3225 Offen (Goldberg und Höhe 83,3), die sich im Schwarzen Berg bei Sülze und weiter östlich im Rübenberg und im Zitronenberg bei Rebberlah fortsetzen (vgl. auch WOLDSTEDT 1939; LÜTTIG 1964). Wenn auch zwischen den südöstlichen Ausläufern des Becklinger Endmoränenbogens bei Bleckmar und dem Goldberg bei Bollersen eine nicht belegte Spanne von etwas mehr als 4 km liegt, so scheint dieser Konnektionsversuch (Abb. 3) vom Gesamtkonzept her diskussionswürdig.

3. Im Gebiet des ehemaligen Dorfes Kl. Bockel, etwa 4 km SE Dorfmark, deuten einige flache und kurze Rücken einen weiteren Endmoränenbogen an, den Kl. Bockeler Endmoränenbogen. Mit maximalen Höhen von 100 bis 110 m üB. NN wirken sie im Vergleich zu den bisher beschriebenen ausgesprochen dürftig und weniger überzeugend. Ihre Längserstreckung beträgt nur etwa 1 km. Dieser Kl. Bockeler Endmoränenbogen besteht aus wenigen kurzen, hintereinander gestaffelten, meist SW—NE-streichenden Rücken, die eine leicht bogige Form zeigen und deren NW-Hang wesentlich steiler als der Abfall nach SE ist. In der petrographischen Ausbildung scheint er weitgehend den bisher beschriebenen Endmoränenbögen zu entsprechen. Allerdings ist dieser Teil des

Blattes Fallingbostel auf der Kartierung von NIEDERMAYER (1950a) ausgespart. Die einzelnen Rücken lassen sich von der Achterberg-Senke etwa 1 km weit nach NE verfolgen und laufen dann aus.

Der Kl. Bockeler Endmoränenbogen dürfte einen Eislobus andeuten, der von NW heranrückte (s. WOLDSTEDT 1939) und dessen Stirn von SW nach nahezu N bogig verlief. Der Außenrand dieses Lobus wird nördlich der kurzen Rücken durch den Steilanstieg des Falkenberg-Hochgebietes gegenüber der unmittelbar nordwestlich vorgelagerten und teilweise vermoorten Senke markiert. Zu keinem der beschriebenen Endmoränenbögen dürfte der NW—SE-streichende Rücken gehören, der mit dem Möhl-Berg nahe der ehemaligen Dorfstelle Achterberg beginnt und unsere Achterberg-Senke zeitweilig nach SW begrenzt (s. Abb. 1). Er wird von Grundmoräne überdeckt, muß also älter als die hier bisher beschriebenen Endmoränenbögen sein.

In keinem der z. T. sehr schön ausgebildeten Endmoränenbögen sind bisher Stauchungen beobachtet worden. Alle diese Rücken bestehen aus relativ feinkörnigem Material. Lediglich obenauf sind sie mehr oder weniger dicht mit Geröllen oder kleinen Geschieben bestreut. Kompakte Kieslagen auf den Kämmen, vielleicht 2—3 m mächtig, waren nur auf einzelnen Rücken des Becklinger Endmoränenbogens zu beobachten. Vermutlich liegen in diesem ganzen Bereich nur Satz-Endmoränen in relativ feinkörniger Abbildung vor (Feinkorn-Satz-Endmoränen, GRIPP 1975). Auch eine Deutung als „Hochsander“ (GRIPP 1975) dürfte für Teile von ihnen zutreffen.

Das Gebiet hinter den Endmoränenbögen

Der Örbker Endmoränenbogen umgrenzt ein Becken, in dem die Ortschaft Örbke liegt und das dadurch gekennzeichnet ist, daß an der Oberfläche bzw. in nur geringer Tiefe zwei Geschiebelehme bzw. Geschiebemergel auftreten, die durch mehrere Meter mächtige glazifluviale Sande getrennt sind und die beide vermutlich dem Drenthe-Stadium zugehören.

Nach der Kartierung von NIEDERMAYER (1950a) treten am südlichen und östlichen Rand des Beckens glazifluviale Sande in einem meist schmalen Streifen zu Tage. Beckenwärts legt sich darüber eine Grundmoräne, die nach dem Kartenbild bis zu 5 m mächtig zu werden scheint.

Nach Bohrungen besonders in der näheren Umgebung von Örbke folgt unter dieser obersten Grundmoräne und unter glazifluviatilen Sanden in wenigen Metern Tiefe oft eine weitere Grundmoräne (z. B. Bohrungen Hy 44 = Örbke 9 und Hy 49 = Örbke 10, Bl. Fallingbostel; Archiv Nieders. Landesamt f. Bodenforschung). Nach Ausbildung und Lagerungszusammenhang setzen wir die untere der beiden Grundmoränen der Grundmoräne gleich, die im weiteren Vorland der Endmoränenbögen auftritt und in der wir die Drenthe-Hauptmoräne sehen (s. Abb. 2). In größerer Tiefe (20 bis 30 m) folgt darunter oft eine weitere, vermutlich elsterzeitliche Grundmoräne (vgl. LANG 1980: Erläuterungen zu Bl. 3224 Westenholz).

In diesem Zusammenhang ist ein Befund aus der Sandgrube auf dem Marquardsfeld unmittelbar am Ortsrande von Örbke interessant, wie man ihn vor etwa 10 Jahren beobachten konnte.

Die Sandgrube ist in einem NW—SE-streichenden Rücken angelegt. In der damals 8—10 m tiefen Grube konnte man unter einer dünnen Grundmoränendecke gestauchelte Sande und Kiese beobachten, in die auch älterer Geschiebelehm mit eingeschaltet war. Der eingestauchte Geschiebelehm war graubraun, relativ hell und enthielt reichlich Feuerstein.

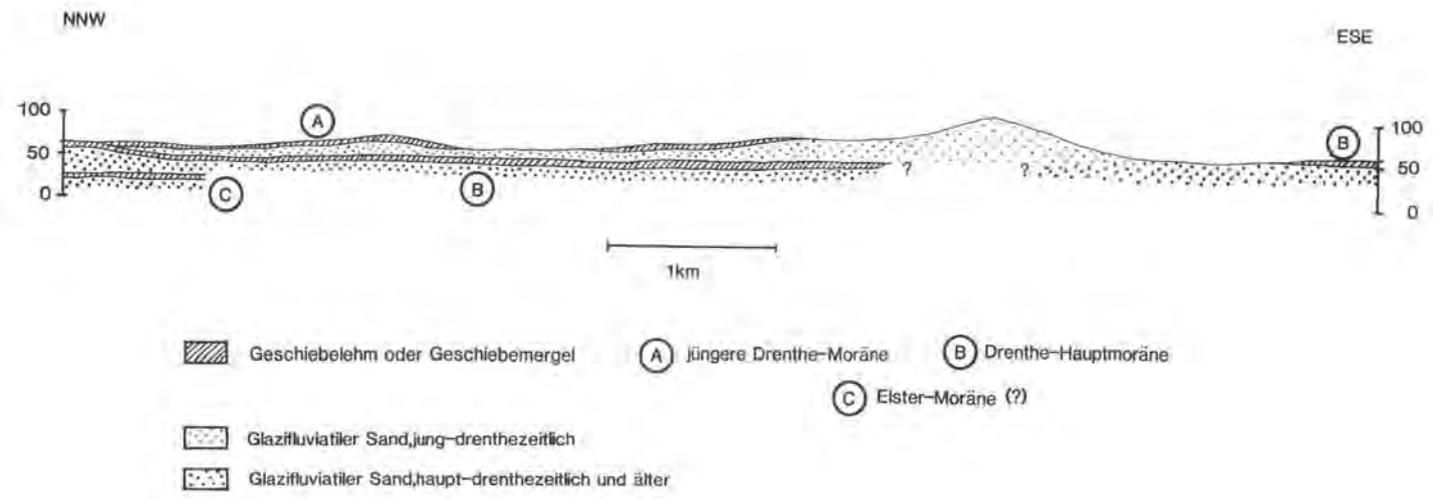


Abb. 2: Stark schematisiertes WNW—ESE-Profil durch den Örbker Endmoränenbogen und sein Hinterland.

Er entsprach in seinem Aussehen nicht dem vermutlich elsterzeitlichen Geschiebelehm bzw. Geschiebemergel der südlich anschließenden Blätter 3224 Westenholz (LANG 1980) und 3225 Offen (LANG 1983) der Geol. Karte von Niedersachsen 1 : 25 000, sondern weit mehr der drenthestadialen Hauptmoräne, die auf den südlich anschließenden Blättern, auch südlich der Aller-Niederung, weit verbreitet ist.

Ein völlig anderes Bild zeigt das nördliche und nordöstliche Rückland des Becklinger Endmoränenbogens, beiderseits der alten Straße von Bergen über Becklingen nach Soltau. Es liegt in Höhen zwischen 80 und etwas mehr als 100 m ü. NN und ist von W und E her leicht zertalt. Trotz dieser Zertalung erkennt man noch die pultartige, nach E bzw. NE leicht geneigte Hochfläche. Flache Aufschlüsse, Wegeböschungen und eine Reihe von Handbohrungen haben unter einer meist dünnen Geröll- oder Geschiebestreuung nur feinst- bis mittelkörnige, recht eintönige Sande gezeigt. Grundmoräne oder große Geschiebe fehlen.

Für das unmittelbare Rückland des Kl. Bockeler Endmoränenbogens liegen nur wenige geologische Daten vor. Es ist nahezu beckenartig eingesenkt, teilweise vermoort und enthält eine Reihe von Teichen. An der Oberfläche stehen weit verbreitet sandige weichselzeitliche Schichten an. Etwa westlich der Eisenbahnlinie Dorfmark—Soltau setzt dann wieder Grundmoräne in flächenhafter Verbreitung ein (NIEDERMAYER 1949, 1950a).

Das Gebiet vor den Endmoränen und seine Schmelzwasserbildungen

Im weiteren Vorland der Endmoränenbögen auf den südlich anschließenden Blättern 3224 Westenholz (LANG 1980) und 3225 Offen (LANG 1983) der Geol. Karte von Niedersachsen 1 : 25 000 tritt nur eine drenthe-stadiale Grundmoräne auf, die vielfach bis auf Reste erodiert ist. Eine weitere, insbesondere in der Aller-Niederung oder auf Blatt Offen unmittelbar über anstehendem Tertiär oder in Verbindung mit subglaziären Rinnen auftretende tiefere Grundmoräne ist nach ihrem gesamten Habitus und nach den Lagerungsverhältnissen der Elster-Kaltzeit zuzuordnen.

Von besonderem Interesse sind die Reste eines großen kiesig-grobsandigen Sedimentfächers, der sich vom Fuhr-Berg und Kuhlen-Berg, also unweit der Endmoränenbögen, über etwas mehr als 8 km nach S bis nahe heran an die Aller-Niederung verfolgen läßt. Wir sehen darin die Ablagerungen von Schmelzwässern aus den Gletscherloben unmittelbar hinter unseren Endmoränenbögen. Im NE-Teil des Blattes 3224 Westenholz der GK 25 (LANG 1980) und im westlichen Grenzgebiet des östlichen Nachbarblattes 3225 Offen (LANG 1983) treten sie auf einer Fläche von etwa 3 x 2 km auf. Diese Kiese und Grobsande erreichen hier eine Mächtigkeit bis etwa 5 m; ihre Unterkante steigt von ca. 50 m ü. NN am südlichen Ende bis auf etwa 65 m ü. NN am nördlichen Blattrand an, also etwa um 15 m auf 3 km. Die Kartierungen und eine Bohrung haben gezeigt, daß der als „Oberer Schmelzwassersand“ angesprochene Sedimentfächer (LANG 1980) von der einzigen dort auftretenden drenthestadialen Grundmoräne (Drenthe-Hauptmoräne) unterlagert wird. Auf dem Fächer selbst ließen sich keine Anzeichen für eine Grundmoräne oder auch Stauchung durch Überfahrung finden.

Weiter nach N zu ist dieser Fächer größtenteils erodiert. Hier sind nur noch einzelne Kuppen mit grobsandig-kiesigem Material vorhanden, in einer Mächtigkeit von mehreren Metern. Es wird in der Regel von einem sehr erosionsanfälligen feinsandigen und schluffigen Material unterlagert.

Über den Orts-Berg (Unterkante der kiesigen Schichten etwa bei 70—75 m ü. NN), Sechsstücker-Berg (Unterkante bei etwa 82—85 m ü. NN) und Kuhlen-Berg und Fuhr-

Berg (Unterkante bei etwa 92—95 m üb. NN) läßt sich dieser Schüttungsfächer bis nahe an die Endmoränenbögen heran verfolgen.

Die Entfernung vom Fuhr-Berg bis zum distalen Ende unseres Grobsand- und Kiesfächers beträgt etwas mehr als 8 km; seine Unterkante steigt über diese Distanz um ca. 42—45 m an, also um 5 m oder etwas mehr auf 1 km (vgl. S. 38).

Die starke Erosion dieser Schmelzwasserablagerungen dürfte durch die Natur der unterlagernden Schichten bedingt sein. Diese bestehen zu einem großen Teil aus vielfach schluffigen Feinsanden, die der Erosion nur einen geringen Widerstand entgegensetzen. Auch heute kann man immer wieder beobachten, welch tiefe Runsen in diesem Gebiet, sobald die Vegetation beschädigt ist, auch nach kurzen Starkregen entstehen und welche Schwemm-fächer dann hangabwärts bzw. in Senken hinein geschüttet werden. Die hangenden Schichten fallen dann der Abtragung mit anheim.

In einer 1981 erschienenen Arbeit hat SCHUNKE interessante Daten zur Erosionsleistung von Flüssen in Zentral-Island gegeben, wo heute klimatische Verhältnisse vergleichbar denen während des Warthe-Stadiums und der Weichsel-Kaltzeit in NW-Deutschland herrschen. Im Flußgebiet des Blanda, über das SCHUNKE (1981) berichtet, stehen über tertiären und quartären Eruptiva auf einem Plateau in 500—700 m üb. NN glaziale und glazifluviale Sedimente an, die stellenweise von einem lößartigen Material überdeckt werden. Sie tragen weitflächig keine Vegetationsdecke. Für dieses Gebiet wurde eine flächenhafte Erosion von etwa 700 mm in 1000 Jahren ermittelt.

In der näheren Umgebung des Fuhr-Berges reicht heute die Abtragung bis etwa 30 m unter die Unterkante der Schmelzwasserablagerungen herab. Nahmen wir auch hier eine Erosionsleistung von 700 mm in 1000 Jahren an, was angesichts der hier anstehenden, sehr erosionsempfindlichen Fein- und Feinstsande ein noch relativ niedriger Wert sein dürfte, so genügte eine Zeit von größenordnungsmäßig 45 000 Jahren, um 30 m dieses Sediments flächenhaft abzutragen. Diese Zeit stände während des Warthe-Stadiums und während der Weichsel-Kaltzeit durchaus zur Verfügung.

Zwei Schotteranalysen vom Fuhr-Berg (nördlicher Teil des Schmelzwassersediment-fächers) und vom Raa-Berg (südlicher Teil des Fächers) zeigen in ihrer Zusammensetzung eine sehr gute Übereinstimmung (s. Tab. 1).

Tab. 1: Schotterproben vom Raa-Berg und vom Fuhr-Berg. Fraktion 6,3 bis 12,5 mm

	Raa-Berg, 2 m Tiefe		Fuhr-Berg, 0,2 m Tiefe	
	R 35 56 780,	H 58 49 510	R 35 57 960,	H 58 55 150
Nordisch (Summe)	248	95,5 %	312	96,3 %
Kristallin	95	36,2 %	161	49,7 %
Sandstein u. Quarzit	72	27,5 %	55	17 %
Ton- u. Schluffstein	2	1 %	—	—
Feuerstein	79	30,5 %	96	29,6 %
Einheim.-mesozoisch	—	—	—	—
Einheim.-paläozoisch	—	—	—	—
Quarz	10	3,5 %	12	3,7 %
Unbest.	4	1 %	—	—
Gesamt	262	100 %	324	100 %

Beide Proben sind durch einen sehr hohen Anteil an nordischem Kristallin und an Feuerstein und das Fehlen einheimisch-südlichen Materials gekennzeichnet. Die Zusammensetzung stützt die Vorstellung eines von Schmelzwassern geschütteten Sedimentfächers und auch die Auffassung, daß hier ein einheitlicher, vielleicht von 2 Schmelzwasserflüssen genährte Schüttungskörper vorliegt.

Wie die Abb. 1 zeigt, bietet sich als Ausgangspunkt dieses Kiessandfächers die Achterberg-Senke an, der Zwickel zwischen dem Örbker und dem Becklinger Endmoränenbogen. Dort, wo die beiden Endmoränenbögen am nächsten zusammenkommen, beträgt die heutige Geländehöhe knapp 90 m ü. NN. Unter der Annahme, daß auch hier nachdrenthestadial kräftig erodiert worden ist, kommen wir leicht auf eine Ausgangshöhe in diesem Ursprungsgebiet unseres Schüttungsfächers von etwa 100 m, wie er nach dem beobachteten Gefälle und der Unterkante der Sande und Kiese auf dem Fuhr-Berg zu fordern ist.

NIEDERMAYER (1950a) sah im Einschnitt des heutigen Hohebach-Tales durch den hier nach W abknickenden Örbker Endmoränenbogen unmittelbar nördlich der „Sieben Steinhäuser“ ein altes Gletschertor. Das diesem Durchbruch nächstgelegene Vorkommen von Schmelzwasserablagerungen, etwa 2 km von hier in SW-Richtung entfernt, zeigt die Unterkante der Kiessande in etwa 68 m ü. NN, etwa 6—8 m höher als die heutige Talsohle des Hohebach-Tales im Durchbruch. Es fällt nicht schwer anzunehmen, daß der Hohebach sich in post-drenthestadialer Zeit so weit eingetieft hat (also etwa um 15—18 m), daß sich auch in der Höhe ein Zusammenhang ergibt, der die Annahmen von NIEDERMAYER (1950a) bestätigt. Auch dieser Betrag liegt in der Größenordnung, die man nach den Untersuchungen von SCHUNKE (1981) in Island für eine linienhafte Erosion erwarten kann. Demnach könnte dieser Fächer auch aus 2 Quellen gespeist worden sein (vgl. Abb. 1).

Von Interesse ist in diesem Zusammenhang ferner die Häufung großer Geschiebe in der Achterberg-Senke bzw. unweit ihres südlichen Ausganges und deren rasche Abnahme weiter nach S bzw. SW. Man könnte sie als einen Hinweis auf die unmittelbare Nähe des Eisrandes deuten.

Wie bereits eingangs dieses Abschnittes betont, haben wir hier also einen sich etwa 8 km weit nach S hinziehenden, von Schmelzwassern abgelagerten Fächer aus Kiesen und Sanden vor uns, der an die Endmoränenbögen ursächlich gebunden ist. Die Hauptschüttung dürfte aus der Achterberg-Senke heraus erfolgt sein, wo die Endmoränenbögen nahezu zusammenstoßen. Es ist auch daran zu denken, daß ein Teil der Schüttung aus einem Gletschertor im heutigen Tal des Hohebaches unmittelbar nördlich der „Sieben Steinhäuser“ kam.

Das Alter der Endmoränen

Alle bisherigen Bearbeiter dieses Gebietes haben die Frische der Oberflächenformen betont, wie sie im Grunde für das Altmoränengebiet untypisch sind. Sie sprechen mit gegen eine Überfahung durch das nordische Inlandeis, die wahrscheinlich zu einer teilweisen Einebnung geführt hätte.

Bei den von NIEDERMAYER (1950a, b) durchgeführten Übersichtskartierungen und bei gezielten eigenen Untersuchungen haben sich keinerlei Hinweise auf Grundmoräne bzw. deren Überreste auf den Endmoränenbögen finden lassen. Hingegen ist sehr wahrscheinlich, daß hinter dem Örbker Endmoränenbogen in der weiteren Umgebung von Örbke 2 drenthestadiale Grundmoränen auftreten (vgl. Abschnitt über das Rückland des Örbker Endmoränenbogens) und daß im Vorland im Gebiet der Blätter 3224 Westenholz (LANG 1980) und 3225 Offen (LANG 1983) der Geol. Karte 1 : 25 000 nur eine drenthestadiale Grundmoräne vorhanden ist (Abb. 2).

Wie bei DUPHORN (in WOLDSTEDT 1974: 224) nochmals zusammengestellt, zeigt das Drenthe-Stadium in der Lüneburger Heide folgende Gliederung:

Jüngerer Geschiebemergel,
Schmelzwassersand,
Älterer Geschiebemergel (Drenthe-Hauptmoräne).

Diese Gliederung trifft (mit Einschränkungen) auch für unseren Raum zu. Der ältere Geschiebemergel läßt sich weit nach S verfolgen. Der Schmelzwassersand wird durch den nach S geschütteten Sand- und Kiesfächer repräsentiert, der jüngere Geschiebemergel ist in dem vom Örbker Endmoränenbogen umschlossenen Gebiet vorhanden.

Wenngleich das Rückland des Becklinger Endmoränenbogens anders aussieht als z. B. das des Örbker Endmoränenbogens, so sprechen doch die Oberflächenformen, das Fehlen einer Grundmoräne auf all diesen Endmoränenrücken und die Haupt-Schmelzwasserschüttung aus der Achterberg-Senke, dem Zwickel zwischen den Endmoränenbögen, für eine gleichzeitige Entstehung der drei Endmoränenbögen.

Wir nähern uns damit wieder der von WOLDSTEDT (1938, 1939) und von NIEDER-MAYER (1950b) gegebenen zeitlichen Einstufung, die in der Falkenberg-Endmoräne eine spätdrenthezeitliche Bildung bzw. die eines drenthestadialen Rückzugsstadiums sahen.

Regionale Einordnung und Versuch einer Deutung

WOLDSTEDT (1938, 1939, 1950) sah in seiner Falkenberg-Endmoräne eine Hauptfortsetzung der Rehburger Stauchendmoräne nördlich der Aller bzw. einen von mehreren NE-streichenden Ästen des eben erwähnten Endmoränenzuges. Nach LÜTTIG (1964) zieht die Falkenberg-Staffel nach ENE und taucht unter die Warthe-Endmoräne. Die Fortsetzung nach NW ist unklar.

Da die Rehburger Stauchendmoräne vom nördlichen Inlandeis überfahren worden ist (MEYER 1980), scheidet allein schon daher eine Verbindung unserer Endmoränenbögen mit der Rehburger Stauchendmoräne aus. Auch aus der regionalen Anordnung wäre diese Verbindung nur schwer zu verstehen (s. Abb. 3). Gewisse Parallelen in der Form und im Aufbau zeigen sich mit dem Gebiet um den Brelinger Berg nahe Mellendorf (LANG 1964); eine unmittelbare Verbindung läßt sich jedoch auch hier (s. Abb. 3) kaum vertreten.

Bereits SCHUCHT (1936) hatte vermutet, „... daß sich in diesem diluvialen Hochgebiet präexistente Reliefformen widerspiegeln, ...“ (S. 2). Die Kiesrücken nahe Lührsbockel (vgl. S. 35) und mit Grundmoräne überzogene endmoränenartige Rücken nahe der ehemaligen Dorflage Achterberg (vgl. S. 36) könnten in diesem Sinne gedeutet werden. Was sich im Kern des Falkenberg-Hochgebietes selbst noch verbirgt, ist nirgends erschlossen.

Die folgende Möglichkeit einer Deutung der Endmoränenzüge im Untersuchungsgebiet zeichnet sich ab:

Eine Klimaverschlechterung gegen Ende des Drenthe-Stadiums reaktivierte das bereits abtauende Inlandeis und ließ es vorstoßen, in unserem Bereich in 3 Loben, in zweien aus NW und einem aus NE. Das heutige Falkenberg-Hochgebiet ragte damals bereits über seine Umgebung hinaus, vielleicht als Folge von Stauchungen während früherer Eisvorstöße. Der kräftige und den westlichen Loben wahrscheinlich voraneilende NE-Lobus besaß noch die Kraft, an bzw. auf diesem Widerlager seine Endmoränenrücken aufzubauen, die nach N zu wahrscheinlich in Hochsander anstelle von Endmoränen übergehen.

Der etwas zögernd aus NW vorrückende und schwächere Kl. Bockeler Eislobus stieß im Gebiet nördlich des Hallo-Berges unmittelbar an den schon vorher vorgerückten Becklinger Eislobus, etwa entlang der heutigen Westgrenze des Falkenberg-Hochgebietes. Nur an seinem südlichen Ende hatte er Raum, um einige kleine Endmoränenrücken zu formen (s. Abb. 1).

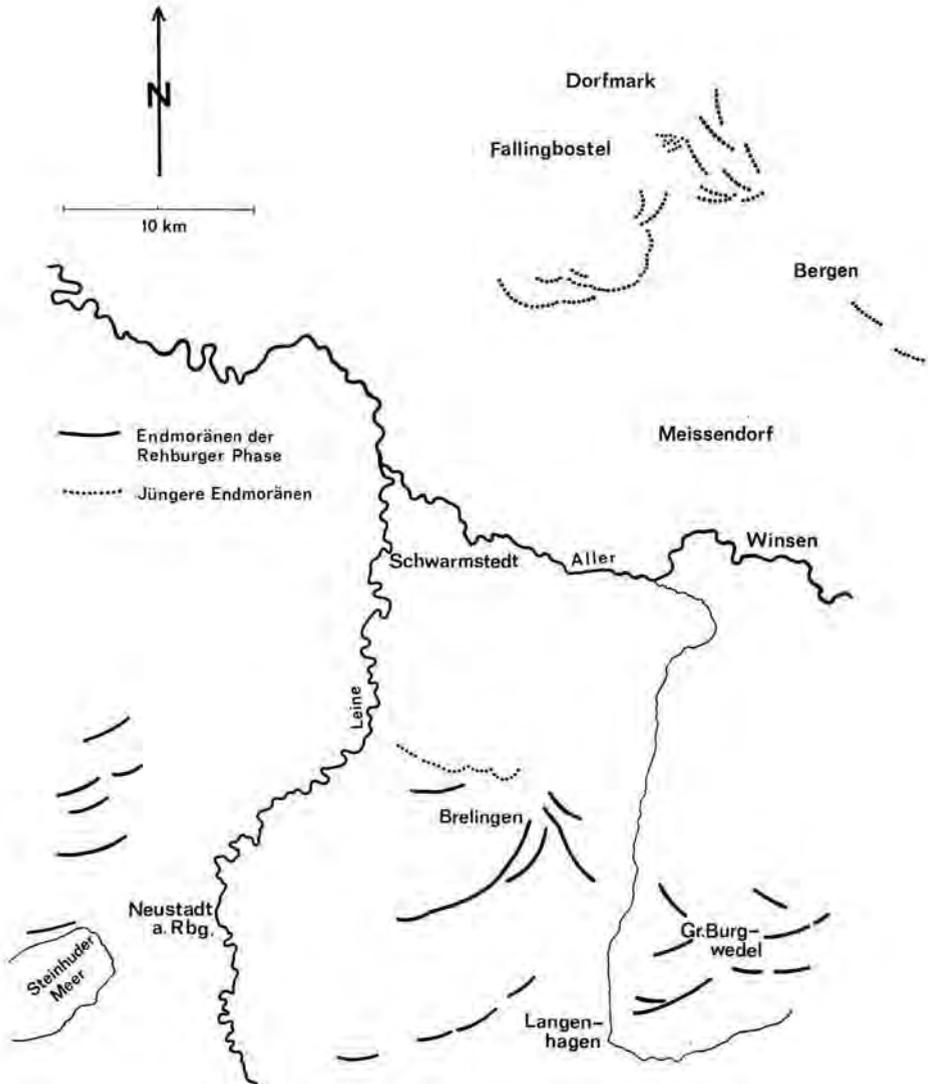


Abb. 3: Örbker, Becklinger und Kl. Bockeler Endmoränenbogen und deren Lage zu Endmoränen im Gebiet nördlich von Hannover.

Der etwas weiter südlich gelegene Örbker Eislobus konnte sich frei und ungehindert entfalten und einen noch heute sehr gut erhaltenen Endmoränenbogen aufbauen.

Durch die Achterberg-Senke und möglicherweise eine Senke im Gebiet des heutigen Hohebaches flossen die Schmelzwässer dieser Eisloben nach S bzw. SE ab und lagerten ihre Sand- und Kiesfracht in einem Fächer ab, der heute in Resten erhalten ist, bis nahe an die Aller-Niederung heranreicht und dessen Unterkante ein Gefälle von etwa 5 ‰ zeigt. Mit der Möglichkeit, daß die Schmelzwässer im Gebiet der heutigen Aller-Niederung nach NW hin abfließen, ist zu rechnen. Weiter nach S ist das Eis dann nicht mehr vorgestoßen.

Schriftenverzeichnis

- GRIPP, K. (1975): Hochsander - Satzendmoräne - Endmoränenvertreter. — Z. Geomorph. N. F., **19** (4): 490—496, 1 Photo, 3 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- LANG, H. D. (1964): Über glaziäre Stauchungen in den Mellendorfer und Brelinger Bergen nördlich von Hannover. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 207—220, 4 Abb., 1 Tab.; Öhringen/Württ.
- (1980): Geol. Karte Niedersachsen, Erl. Bl. 3224 Westenholz: 98 S., 12 Abb., 5 Tab., 5 Kt.; Hannover.
- (1983): Geol. Karte Niedersachsen, Erl. Bl. 3225 Offen. — [Im Druck.]
- LÜTTIG, G. (1966): Prinzipielles zur Quartärstratigraphie. — Geol. Jb., **82**: 177—202, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover. — [Sonderdrucke 1964.]
- MEYER, K.-D. (1980): Zur Geologie der Dammer und Fürstenaauer Stauchendmoränen (Rehburger Phase des Drenthe-Stadiums). — Festschr. GERHARD KELLER: 83—104, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Osnabrück (Wenner).
- NIEDERMAYER, J. (1949): Erläuterungen zu Blatt Soltau 1 : 25 000. — Man. Arch. Nieder. L.-Amt Bodenforsch.: 5 S.; Hannover. — [Unveröff.]
- (1950a): Erläuterungen für das Meßtischblatt Fallingb. 1 : 25 000: Arch. Nieder. L.-Amt Bodenforsch.: 8 S.; Hannover. — [Unveröff.]
- (1950b): Erläuterungen zu Blatt Bergen 1 : 25 000. — Man. Arch. Nieders. L.-Amt Bodenforsch.: 9 S.; Hannover. — [Unveröff.]
- STOLLER, J. (1918): Geologischer Führer durch die Lüneburger Heide. — 168 S., 38 Fig., 8 Taf.; Braunschweig (Vieweg).
- WOLDSTEDT, P. (1938): Über Vorstoß- und Rückzugsfronten des Inlandeises in Norddeutschland. — Geol. Rdsch., **29**, 6: 481—490, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1939): Über Endmoränen in der südlichen Lüneburger Heide. — Abh. Naturw. Ver. Bremen, **31**: 236—246, 3 Abb.; Bremen.
- (1950): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 464 S., 97 Abb., 12 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. 3. Aufl., neu bearb. u. herausgeb. von K. DUPHORN: 500 S., 91 Abb., 26 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- SCHUCHT, F. (1935): 2. Bericht über die geologisch-agronomische Aufnahme des Blattes Soltau (Hannover) - Sommer 1935. — Ber. Arch. Nieders. L.-Amt Bodenforsch.: 8 S.; Hannover. — [Unveröff.]
- (1937): Erläuterungen zu Blatt Soltau. — Man. Arch. Nieders. L.-Amt Bodenforsch.: 32 S., 9 Phot.; Hannover. — [Unveröff.]
- SCHUNKE, E. (1981): Abfluß und Sedimenttransport im periglazialen Milieu Zentral-Islands als Faktoren der Talformung. — Die Erde, **112**: 197—215, 10 Fig., 1 Tab., 2 Bilder; Berlin.

Manuskript eingegangen am 10. 2. 1983.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	33	45—57 2 Abb.	<i>Hannover 1983</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

Dendrochronologische Befunde zur jüngeren Flußgeschichte von Main, Fulda, Lahn und Oker

AXEL DELORME & HANNS-HUBERT LEUSCHNER *)

Dendrochronological data, subfossil oak trunks, statistical distribution, Subatlantic, development, lowland, deforestation, fluvial erosion, outcrop.
Upper Main Valley, Fulda Valley, Lahn Valley, Oker Valley

Kurzfassung: Mit Hilfe einer Häufigkeitsverteilung der Keim- und Absterbedaten von 166 subfossilen Eichenstämmen werden für das Obermaintal jeweils zwei Phasen der Auwaldbildung und -zerstörung im Subatlantikum nachgewiesen. Ein Zusammenhang der Auwaldzerstörung (von 25 BC bis 375 AD und von 600 AD bis 800 AD) mit Rodungsperioden in der römischen Kaiserzeit und im Frühmittelalter und einer dadurch verursachten Steigerung der Flußaktivität ist wahrscheinlich. Die Daten weiterer 74 Eichen aus Aufschlüssen an Fulda, Lahn und Oker zeigen für diese Flußgebiete neben Parallelen zur Entwicklung am Main auch deutliche Unterschiede auf.

[Dendrochronological Data on the Recent History of the Main, Fulda, Lahn, and Oker Rivers]

Abstract: Two phases of the development and erosion of lowlands during the Subatlantic are demonstrated for the upper Main valley using a frequency distribution of data on germination and death of 166 subfossil oak trunks. A relationship is probable between the erosion of lowlands (from 25 BC to 375 AD and from 600 to 800 AD) and periods of clearing the land (during the times of the Roman emperors and the early Middle Ages) and a resulting increase in river erosion activity. Data on 74 additional oaks from exposures along the Fulda, Lahn, and Oker Rivers indicate parallels to the development of the River Main, as well as clear distinctions.

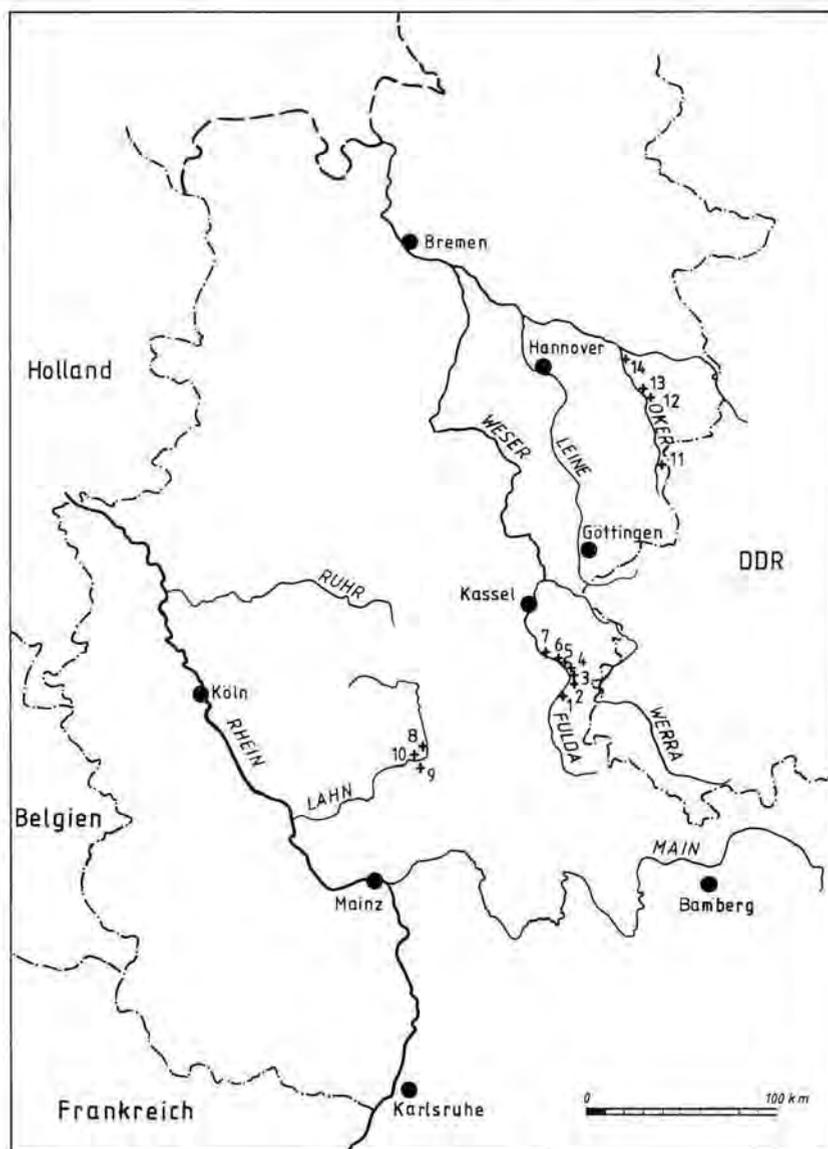
1. Einleitung

Seit 1972 werden im Jahrringlabor des Instituts für Forstbenutzung der Universität Göttingen subfossile Eichenhölzer aus Aufschlüssen in verschiedenen Flußtälern dendrochronologisch ausgewertet (DELORME 1978). Inzwischen liegen für große Teile der Neolith- und Eisenzeit Eichenjahrringchronologien vor, die entweder durch ^{14}C oder durch Synchronisation mit der Absolutchronologie für Eiche datiert sind.

BECKER & FRENZEL (1977), BECKER & SCHIRMER (1977) sowie FRENZEL (1979) haben Möglichkeiten aufgezeigt, über die dendrochronologische Auswertung subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen zu Rückschlüssen auf die Flußgeschichte zu kommen.

In der vorliegenden Arbeit werden Befunde dendrochronologischer Untersuchungen an subfossilen Auwaldeichen von Main, Fulda, Lahn und Oker mitgeteilt. Wir beschränken uns dabei auf die Zeitspanne von der Eisen-Römerzeit bis in das Frühmittelalter, weil uns synchronisiertes Fundmaterial aus vier Flußgebieten für vergleichende Aussagen bislang nur aus diesem Zeitraum zur Verfügung steht.

*) Anschrift der Autoren: Dr. A. Delorme, H.-H. Leuschner, Institut für Forstbenutzung der Universität Göttingen, Büsgenweg 4, D-3400 Göttingen.



- 1 Bad Hersfeld 2 Breitenbach 3 Bebra 4 Rotenburg/F. 5 Braach
 6 Baumbach 7 Morschen 8 Launsbach 9 Dutenhofen 10 Naunheim
 11 Schladen 12 Braunschweig 13 Ölper 14 Meinersen

Abb. 1: Fundorte der subfossilen Aulacodonta.

2. Herkunft des Materials

2.1. Eichen aus dem Maintal

In den Kiesgruben am Obermain zwischen Schweinfurt und Lichtenfels sind subfossile Eichenstämme, die dort „Rannen“ genannt werden, eine häufige Erscheinung. Nicht selten hat sich ihr Holz in so hervorragender Qualität erhalten, daß sie von der Holzindustrie zu hochwertigen Messerfurnieren verarbeitet werden können. Diese sog. „Mooreichenfurniere“ stellen eine Spezialität des Furnierhandels dar. Die Furnierwerke J a n s o n in Eberau haben uns seit 1972 dankenswerterweise mehrere Hundert Stammscheiben von Furnierblöcken für jahringchronologische Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Einige weitere Proben vom Main verdanken wir der Firma L a n d h a u s b a u D e h n h a r d t in Heinebach.

Da in den Mainkiesgruben selbst schon früher von BECKER (Hohenheim) Material für die dendrochronologische Auswertung geborgen worden war, haben wir uns in Vereinbarung mit ihm auf die Bearbeitung der von der Holzindustrie zur Verfügung gestellten Hölzer beschränkt und auf die Probensuche in den Aufschlüssen selbst verzichtet. Die in beiden Labors erarbeiteten Jahringchronologien wurden in der Folge ausgetauscht und haben die Arbeitsfortschritte in Göttingen und Hohenheim wesentlich beschleunigt.

Für das in der vorliegenden Arbeit berücksichtigte Mainmaterial können aus diesem Grund keine detaillierten Angaben zu den Fundstellen gemacht werden. Nähere Hinweise auf Kiesgruben mit Stammfunden im Obermaintal geben BECKER & SCHIRMER (1977).

Für den hier behandelten Zeitraum von 800 BC bis 800 AD standen die Daten von 166 synchronisierten Maineichen zur Verfügung.

2.2. Eichen aus dem Fuldataal

43 subfossile Eichenstämme aus dem Fuldataal kamen aus den folgenden Aufschlüssen:

Kiesgrube der Firma BODE bei Bad Hersfeld

Bl. 5124 Bad Hersfeld der TK 25: R 35 51 700
H 56 39 650

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
F 3	297 BC	122 BC
F 6	299 BC	80 BC

Kiesgrube der Firma BODE bei Breitenbach

Bl. 5024 Rotenburg a. d. Fulda der TK 25: R 35 55 220
H 56 47 550

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
F 1	211 BC	72 BC
F 212	224 BC	103 BC
F 228	172 BC	12 BC

Kiesgrube der Firma BODE bei Bebra

Bl. 5024 Rotenburg a. d. Fulda der TK 25: R 35 53 920
H 56 49 180

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
F 9	231 BC	64 BC
F 14	243 BC	64 BC
F 15	242 BC	64 BC
F 89	236 BC	77 BC
F 90	263 BC	125 BC
F 92	227 BC	104 BC
F 100	220 BC	61 BC
F 101	243 BC	77 BC
F 17	578 BC	310 BC
F 21	587 BC	326 BC
F 91	546 BC	316 BC
F 127	614 BC	398 BC
F 128	595 BC	371 BC
F 132	?	384 BC

Kiesgrube der Firma KOCH bei Rotenburg

Bl. 5024 Rotenburg a. d. Fulda der TK 25: R 35 49 900
H 56 52 560

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
F 94	105 BC	76 AD

Kiesgrube der Firma HOEFS bei Braach

Bl. 4924 Seifertshausen der TK 25: R 35 48 560
H 56 53 000

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
F 162	214 BC	48 BC
F 257	230 BC	44 BC
F 238	228 BC	41 BC
F 237	225 BC	51 AD
F 246	375 AD	638 AD

Kiesgrube der Firma RUPPEL bei Baumbach

Bl. 4924 Seifertshausen der TK 25: R 35 47 540
H 56 54 920

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
F 203	151 BC	2 AD

Kiesgrube der Firma ALBRECHT bei Baumbach

Bl. 4924 Seifertshausen der TK 25: R 35 47 000
H 56 55 100

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
F 269	140 BC	2 BC
F 233	169 BC	40 AD
F 263	?	80 AD
F 276	141 BC	91 AD
F 262	78 BC	110 AD
F 271	108 BC	111 AD
F 268	120 BC	113 AD
F 267	150 BC	119 AD
F 274	125 BC	127 AD
F 275	78 BC	136 AD
F 270	95 BC	245 AD
F 103	414 AD	578 AD
F 152	448 AD	668 AD
F 245	499 AD	731 AD

Kiesgrube der Firma STANGE bei Morschen

Bl. 4923 Altmorschen der TK 25: R 35 41 420
H 56 59 340

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
F 34	148 BC	2 BC
F 105	227 BC	93 BC
F 203	97 BC	78 AD

2.3. Eichen aus dem Lahntal

19 Eichenstämme wurden beim Kiesabbau in folgenden Aufschlüssen ausgebaggert:

Kiesgrube der Firma FABER und SCHNEPP bei Launsbach

Bl. 5318 Allendorf a. d. Lumda der TK 25: R 34 77 120
H 56 09 200

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
L 45	750 BC	510 BC
L 46	?	384 AD

Kiesgrube der Firma Lahn-Waschkies SCHNEIDER bei Dutenhofen

Bl. 5417 Wetzlar der TK 25: R 34 72 700
H 56 03 700

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
L 77	328 BC	160 BC
L 94	308 BC	105 BC

L 95	329 BC	117 BC
L 97	18 BC	315 AD
L 1	296 AD	485 AD
L 23	?	494 AD
L 85	377 AD	627 AD
L 92	276 AD	465 AD
L 96	285 AD	480 AD

Kiesgrube der Firma SCHMITT bei Naunheim

Bl. 5417 Wetzlar der TK 25: R 34 67 100
H 56 04 800

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
L 43	292 AD	485 AD
L 44	318 AD	445 AD
L 68	304 AD	526 AD
L 76	365 AD	621 AD
L 87	357 AD	619 AD
L 88	288 AD	482 AD
L 89	323 AD	454 AD
L 99	359 AD	627 AD

2.4. Eichen aus dem Okertal

12 Eichenstämme kamen aus folgenden Aufschlüssen:

Baugrube Bohlweg 39/40 im Stadtzentrum von Braunschweig

Bl. 3729 Braunschweig der TK 25: R 43 99 440
H 57 93 550

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
OK 1	303 AD	533 AD

Sandentnahmestelle bei Ölper am Stadtrand von Braunschweig

Bl. 3729 Braunschweig der TK 25: R 43 98 160
H 57 95 910

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
OK 13	?	135 AD

Kiesentnahmestelle im Zusammenhang mit dem Bau eines neuen Okerwehres bei Meinersen

Bl. 3528 Meinersen der TK 25: R 35 91 500
H 58 15 900

Stamm Nr.	Keimjahr um	Absterbejahr um
OK 15	182 BC	7 AD
OK 16	228 BC	33 AD
OK 19	173 BC	43 AD

OK 22	173 BC	16 AD
OK 14	186 AD	528 AD
OK 17	198 AD	531 AD
OK 18	185 AD	331 AD
OK 21	342 AD	548 AD
OK 23	489 AD	736 AD
OK 24	480 AD	657 AD

Wir verdanken die vorgenannten Eichen aus Meinersen Herrn Dr. J. CONRAD vom Landkreis Gifhorn.

3. Datierung des Materials

Wir waren bei unserer Arbeit darauf angewiesen, zunächst regionale Teilkurven für die verschiedenen Flußgebiete aufzubauen, deren ungefähre Zeitstellung durch Radiokarbonaten von GEYH (Hannover) bekannt war.

3.1. Aufbau einer Standardchronologie

Die regionalen Teilkurven ließen sich durch gegenseitige Überbrückung allmählich zur kalenderjahrgenaue Gesamtchronologie zusammenfügen. Ihr Geltungsbereich geht über die Herkunftsgebiete des einbezogenen Materials von Main, Lahn, Fulda und Oker hinaus. So konnten damit auch einzelne Eichen von der Werra und der Ruhr synchronisiert werden, vor allem aber eine Mittelkurve aus Eichenstämmen von drei Moorstandorten in Niedersachsen (DELORME, LEUSCHNER, HÖFLE & TÜXEN 1981).

Die bronzezeitliche bis frühmittelalterliche Auwaldeichenchronologie umfaßt nach diesem Stand die Jahre 1187 BC bis 795 AD.

3.2. Keim- und Absterbedaten von 240 subfossilen Auwaldeichen

Durch Synchronisierung mit der Standardchronologie kann zwar jedem Jahrring der datierten Holzprobe das Kalenderjahr seiner Bildung zugeordnet werden, das Absterbejahr des Baumes ebenso exakt zu bestimmen ist aber nur möglich, wenn das Splintholz einschließlich des letzten (= jüngsten) Zuwachsrings erhalten ist. Meist fehlt bei den subfossilen Eichen dieses wenig dauerhafte Holz. In der Regel muß deshalb die Zahl der fehlenden Ringe und damit das Absterbejahr des Baumes näherungsweise bestimmt werden. Die im Abschnitt 2 zusammengestellten Absterbedaten liegen aus diesem Grund i. a. innerhalb einer Fehlerstreuung von ± 15 Jahren.

Bei der Ableitung der für Rückschlüsse auf die Flußgeschichte ebenfalls wichtigen Keimdaten ist ein Fehlerrahmen von etwa ± 5 Jahren zu unterstellen. Wenn die datierte Ringfolge bis zur zentralen Markröhre erhalten ist und die Entnahmestelle der Probe nur wenig oberhalb des Stammfußes liegt, ist das Keimjahr sogar noch enger einzugrenzen. Bei den in Kiesgruben gesammelten Proben lagen diese günstigen Voraussetzungen überwiegend vor. Auch bei den von der Holzindustrie zur Verfügung gestellten Stammscheiben war i. d. R. das Mark erhalten, die Entnahmestelle am Baum allerdings nicht im einzelnen bekannt. Für die Furniererzeugung kommen jedoch nur Teile des unteren Stammbereiches in Frage. Die Anzahl der ersten, von den untersuchten Stammquerschnitten nicht erfaßten Zuwachspereoden dieser Bäume kann deshalb mit einem vergleichsweise kleinen Fehler von ± 5 Jahren veranschlagt werden.

In den Fällen, in denen der marknahe Holzbereich zerstört war und die Zahl der fehlenden Jahrringe damit zu unsicher, ist das Keimjahr offen geblieben.

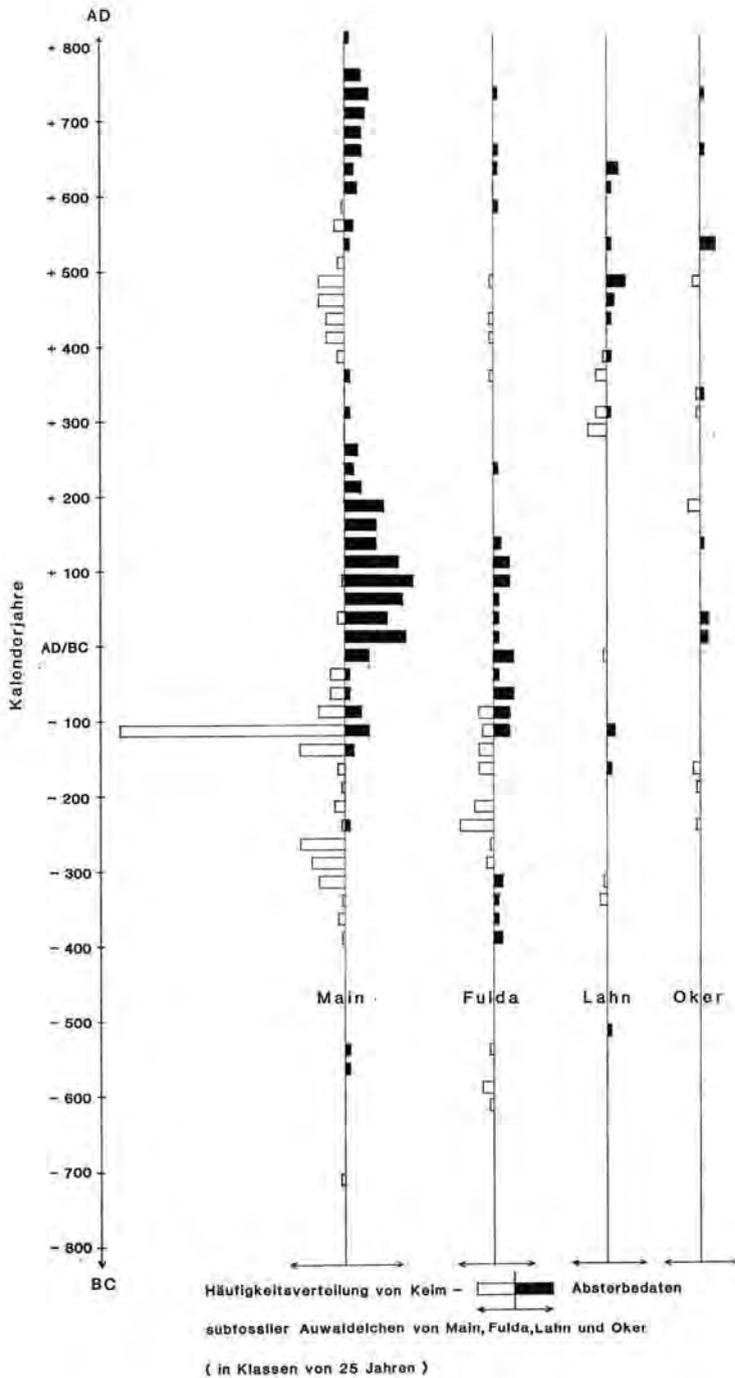


Abb. 2: Häufigkeitsverteilung von Keim- und Absterbedaten.

4. Waldbildungs- und -zerstörungsphasen im Auenbereich von Main, Fulda, Lahn und Oker *)

Die aus Flußablagerungen geborgenen Baumstämme wurden aus dem angrenzenden Auwald herausgespült. Ihr meist guter Erhaltungszustand weist auf eine baldige Überschotterung und ein ständiges Verbleiben unterhalb des Wasserspiegels hin (HENNINGSEN & MÄCKEL 1969).

BECKER (1972) hat gezeigt, daß die Auwaldzerstörung überwiegend nicht das Ergebnis weniger säkularer Hochwasser, sondern die Folge länger andauernder Phasen höherer Flußaktivität war.

Umgekehrt können die Zeitabschnitte, in denen es zur Auwaldneubildung kam, als Phasen geringer Flußstätigkeit gedeutet werden.

Im folgenden soll durch eine Häufigkeitsverteilung der Keim- und Absterbedaten über der Zeitachse die Aufeinanderfolge von Phasen unterschiedlicher Flußaktivität für die vier untersuchten Flußgebiete aufgezeigt und zeitlich eingegrenzt werden (Abb. 2).

4. 1. Entwicklung im Maintal

Der holozäne Main hat sich in seinem mittleren und oberen Bereich mehrere 10-er Meter tief in die weichselzeitliche Niederterrasse eingesenkt (BECKER & SCHIRMER 1977).

Unser Fundmaterial belegt, daß die Akkumulation von Eichenstämmen im Obermaintal im Boreal begonnen und sich bis zum ausgehenden Atlantikum in vergleichsweise geringem Umfang fortgesetzt hat. Seit Beginn des Subboreals kommt es zu Häufungen von Stämmen, immer wieder unterbrochen von Zeitabschnitten mit nur spärlichen oder ganz ausbleibenden Funden.

Die Entwicklung im Subatlantikum ist in Abb. 2 dargestellt. Die sinuskurvenähnliche Verteilung der Keim- und Absterbedaten macht den Wechsel zwischen Waldbildungs- und Waldzerstörungsphasen in der Mainaue deutlich. Im einzelnen sind innerhalb des hier näher zu betrachtenden Zeitraumes von 400 BC bis 800 AD folgende Abschnitte zu unterscheiden:

400 BC bis 150 BC: Die um 400 BC einsetzende Ansamung von Eichen erreicht zwischen 300 und 250 BC ihr erstes Maximum. Von den datierten Bäumen ist nur ein einziger schon vor 150 BC ausgespült und eingelagert worden. Es muß sich um eine Phase geringer Flußaktivität gehandelt haben, in der sich der Auwald ungestört entwickeln konnte.

150 BC bis 25 BC: Nachdem die Waldneubildung sich um 200 BC verlangsamt hat, nimmt sie danach rasch zu und erlebt zwischen 125 und 100 BC ihren absoluten Höhepunkt. Nahezu die Hälfte aller eisen- und römerzeitlichen Eichen hat in diesem kurzen Zeitabschnitt ihren Ursprung. Gleichzeitig beginnt andernorts der Prozeß der Unterspülung flußnaher Waldteile. Bis 50 BC sind im Obermaintal verbreitet noch neue Auwälder entstanden, gleichzeitig setzte mit zunehmender Aktivität des Flusses örtlich die Waldzerstörung ein.

25 BC bis 375 AD: Die Auwaldzerstörung schreitet bis 200 AD rasch fort, Anschließend fallen ihr bis zum Ende dieses Abschnitts auch die letzten Waldreste zum Opfer. Am Ende dieser durch eine starke Aktivität des Mains geprägten Phase sind die Auwälder in seinem Tal vollständig vernichtet.

1) Für Beiträge zu diesem Komplex danken wir den Herren Dr. HÖFLE und Dr. TÜXEN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.

375 AD bis 600 AD: Der Fluß ist in eine ruhige Phase getreten, es kommt zur Wiederbewaldung des Maintals. Gegen Ende des Abschnitts zeigen die ersten Baumfunde den Übergang zur folgenden Zerstörungsphase an.

600 AD bis 825 AD: Die zur Völkerwanderungszeit neu entstandenen Wälder werden jetzt zerstört, eine Neubildung findet nicht mehr statt. In dieser Zeit muß der Main erneut sehr aktiv gewesen sein.

Abgestorbene Eichen aus der Zeit nach 825 AD sind nicht bekannt geworden. Wahrscheinlich sind etwaige Waldreste durch den Menschen gerodet worden. Von BECKER & SCHIRMER (1977) sind Teile von Uferverbauungen seit dem beginnenden 13. Jahrhundert nachgewiesen worden, die belegen, daß zu dieser Zeit das Maintal besiedelt und gegen Angriffe des fließenden Wassers geschützt worden ist.

BECKER & FRENZEL (1977) haben an Main- und Donaueichen der Eisen- und Römerzeit einen auffallenden Trend des Lebensalters der Bäume nachgewiesen. Zu Beginn der Zerstörungsphase werden vergleichsweise junge Bäume vom Fluß erfaßt. Mit zunehmender Dauer der Erosionsphase steigt das Lebensalter der unterspülten Bäume an. Dieser Trend zeigt sich auch bei unserem Material und ist aus Abb. 2 leicht zu erklären. Bewaldung und Waldzerstörung waren — jedenfalls zwischen 400 BC und 400 AD — keine mit einer annähernd gleichbleibenden Zeitdifferenz gleichmäßig nacheinander ablaufenden Prozesse. Die Waldbildung konzentrierte sich entscheidend in der kurzen Zeitspanne zwischen 125 und 100 BC. Die Zerstörung dieser Wälder zog sich dann über einen wesentlich längeren Zeitraum hin, mit der Folge, daß die zuletzt abgestorbenen Bäume auch das höchste Lebensalter erreichen konnten.

Die markante Häufung der Keimdaten zwischen 125 und 100 BC kann damit erklärt werden, daß in dieser Phase wahrscheinlich eine entscheidende Verbesserung der Bedingungen für das Überleben junger Eichenpflanzen im Bereich der Flußaue eintrat. Die gegen Überschwemmung und Überlagerung mit Sedimenten naturgemäß besonders empfindliche Verjüngung blieb in diesen Jahren offenbar auf großer Fläche von solchen Einflüssen frei. Da die jungen Pflanzen vor allem im belaubten Zustand gefährdet sind, kann man insbesondere auf das Ausbleiben von Sommerhochwässern rückschließen. Auf die Bedeutung des Zeitpunktes der Überflutungen für das Auftreten oder Fehlen bestimmter Waldgesellschaften haben TRAUTMANN und LOHMEYER (1960) am Beispiel von Auwaldresten an der mittleren Ems hingewiesen.

4.2. Entwicklung im Fuldataal

Die wesentlich geringere Zahl an Baumfunden erlaubt für das Fuldataal — ebenso für Lahn und Oker — keine Feindifferenzierung der Flußgeschichte, wie sie für das Gebiet des Obermains gerade vorgenommen wurde. Es ist aber immerhin möglich, gewisse Übereinstimmungen, aber auch deutliche Abweichungen der Auwaldentwicklung in den untersuchten Flußstälen aufzuzeigen.

Zwischen 400 und 300 BC kommt es im Fuldataal bei Bebra zur Unterspülung und Akkumulation von Eichenstämmen, während für das Maintal aus dieser Zeit nur Keimdaten vorliegen. In den folgenden 225 Jahren bildet sich neuer Auwald an der Fulda, der zwischen 125 BC und 150 AD wieder zerstört wird. Aus der Zeit zwischen 150 und 500 AD liegt für die Fulda nur ein einziges Absterbedatum vor. Die Neubildung von Auwald ist für die Zeit von 350 bis 500 AD durch wenige Bäume belegt, die dann zwischen 575 und 750 AD unterspült werden.

Es bleibt festzuhalten, daß sich für die Fulda parallel zur aufgezeigten Entwicklung am Main zwei Phasen größerer Flußaktivität in der römischen Kaiserzeit und im Frühmittelalter abzeichnen, unterbrochen von einer Ruhephase während der Völkerwanderungszeit.

Jüngere Eichenholzfunde waren durchweg bearbeitet. Reste von Uferbefestigungen aus Breitenbach waren von 1186 ± 6 , entsprechende Hölzer aus Beiseförth aus der Zeit um 1605. Ein bei Breitenbach aus dem Kies gezogener Balken von 1536 ± 6 stammte von einem gleichalten Brückenbau 150 m flußauf.

4.3. Entwicklung im Lahntal

Nach MÄCKEL (1970) lassen sich die Sedimente der Lahntalaua in der Gießener Talweitung im Spätglazial und Holozän in sechs pedologisch, pollenanalytisch und archäologisch unterscheidbare Komplexe aufteilen. Dem entsprechen sechs Phasen starker fluvialer Erosion und Akkumulation, in denen seit dem Alleröd Schotter-, Sand- und Schlufffolgen in stark unterschiedlicher Mächtigkeit abgelagert wurden. Über diesen Folgen wurde meist ein Auelehm sedimentiert oder es kam zum Wachstum von Niederungsmooren. Die holozänen Schotter und Sande werden unterlagert von kiesigen Sanden und Schottern der weichseleiszeitlichen Niederterrasse. Überlagert werden sie von maximal 1,5 m mächtigem mittelalterlichem und neuzeitlichem Auelehm.

Mehrfach hat MÄCKEL das Vorkommen von Eichenstämmen in Ablagerungen der Lahn angesprochen. Nach unseren Befunden treten zwischen 5800 BP und 3500 BP nur vereinzelte Stämme auf, während es zwischen 3200 BP und 2900 BP zu einer ersten deutlichen Häufung von Absterbedaten kommt (konventionelles ^{14}C -Alter nach Daten von GEYH).

Wie Abb. 2 zeigt, ist die jüngere Eisenzeit an der Lahn nur durch wenige Stämme belegt, die keine differenziertere Aussage zulassen. Zwischen 100 BC und 300 AD treten überhaupt keine Funde mehr auf. Danach setzt eine Erosionsphase ein, zur gleichen Zeit, zu der die römische Erosionsphase am Main ausläuft. Eine vom Geschehen am Main abweichende Entwicklung zeigt sich an der Lahn am deutlichsten zwischen 450 und 500 AD. Hier deutet sich eine Kulmination der Waldzerstörung zu der Zeit an, als am Main die Waldbildung am weitesten voranschreitet.

4.4. Entwicklung im Okertal

Unsere Eichenfundstellen liegen im Bereich der mittleren und unteren Oker. Nach DRESCHHOFF (1974) lassen sich die holozänen Sedimente der Oker mit Hilfe der Auelehme gliedern. Er unterscheidet drei Phasen der Auelehmablagerung:

Dorstädter Komplex	(Alleröd - Boreal)
Heininger Komplex	(spätes Mittelalter, 10.—16. Jahrh.)
Neindorfer Komplex	(Neuzeit, ab 17. Jahrh.)

Die Eichen stammen aus Flußsand und Kiesen, die in Sand- und Baugruben unter Auelehmen des Heininger und Neindorfer Komplexes aufgeschlossen waren. Die Mächtigkeiten der Sande betragen nur wenige Meter. Die Unterlage der holozänen Sande bildeten kiesige Sande und Kiese der Oker-Niederterrasse. Die überlagernden Auelehme waren maximal 2 m mächtig.

Die ältesten uns vorliegenden Eichenstämmen aus dem Okertal sind um 2900 BP abgestorben. Die folgenden Jahrhunderte sind bislang durch Eichenholzfunde nicht belegt. Zwischen 250 und 150 BC lassen sich einige Keimdaten nachweisen. Obschon für die folgende Zeit nur zwölf Absterbedaten vorliegen, scheinen sich auch für das Okertal eine römische Erosionsphase mit einem Maximum bald nach der Zeitenwende und eine jüngere, nach 500 AD kulminierende abzuzeichnen.

In einer inzwischen aufgegebenen Kiesgrube bei Schladen (Bl. 3929 Schladen der TK 25, R 44 01 200, H 57 64 100) wurden vor einigen Jahren Eichenstämmen und -stüb-

ben mit Schlagspuren gefunden. Zwar gelang es, sie untereinander zu synchronisieren, ihre absolutzeitliche Einordnung anhand der Standardkurve steht aber noch aus (DELORME & BUSCH 1977). Nach einem ^{14}C -Datum von GEYH handelt es sich um Hölzer aus der Zeit um 1100 BP. Möglicherweise sind damals die letzten Reste des Auwaldes im Okertal vom Menschen genutzt worden. Jedenfalls sind jüngere Holzfunde bisher nicht bekannt geworden.

5. Diskussion

FRENZEL (1979) hat sich mit den Ursachen für das Auftreten von Phasen aktiver Fluß-tätigkeit mit häufiger Unterspülung und Akkumulation von Baumstämmen befaßt. Er schließt Klimaschwankungen als Ursache aus, weil sie im jüngeren Postglazial nicht so bedeutend gewesen sind, daß sie die Vernichtung ganzer Wälder bewirkt haben könnten. Stattdessen führt FRENZEL die Zeitabschnitte verstärkter Seitenerosion der Flüsse auf die Rodungstätigkeit des Menschen zurück. Ausgedehnte Rodungen in den Einzugsgebieten der Flüsse haben den Wasserabfluß beschleunigt, gleichzeitig den Abtrag feinen Bodenmaterials verstärkt, das sich als Auelehm in den Flußniederungen ablagerte. Wie FRENZEL am Beispiel der Donau zeigt, sind Auelehm- und Stammakkumulation nicht immer zeitgleich verlaufen. Es wird die Hypothese aufgestellt, daß zunächst eine großflächige Sedimentation von Auelehm zu einer Behinderung des Abflusses geführt haben könnte, die ihrerseits dann eine nachfolgende Phase der Seitenerosion, der Schotter- und Stammakkumulation auslöste. Diese Annahme wird durch Befunde von WILDHAGEN & MEYER (1972) im Leinetalgraben gestützt.

Wenn es, wie aus unserem Material mit gewissen Vorbehalten zu schließen ist, neben charakteristischen Parallelen der Auwaldentwicklung und -zerstörung in den Tälern von Main, Fulda, Lahn und Oker auch deutliche Abweichungen gegeben hat, so gibt es dafür nicht nur eine Erklärung. Die menschliche Siedlungstätigkeit mit ihren Eingriffen in den Naturhaushalt kann regional unterschiedlich verlaufen sein, was unterschiedliche Aktivität der jeweiligen Flüsse zur Folge hatte. Gleichzeitige Rodungstätigkeit in den verschiedenen Einzugsbereichen kann aber auch — abhängig von der jeweiligen Situation in den Flußtälern — zu unterschiedlich zeitverzögerter Seitenerosion und Stammakkumulation geführt haben. Auch ein Zusammenwirken beider Ursachen ist vorstellbar.

Die Verknüpfung dendrochronologischer Befunde mit der menschlichen Siedlungstätigkeit bleibt vorerst schwierig, weil letztere regional noch nicht ausreichend untersucht ist. Immerhin legt das gehäufte Absterben von Auwaldeichen während der römischen Kaiserzeit und des Frühmittelalters an Main und Fulda, weniger deutlich an Oker und Lahn, den Schluß nahe, daß ein Zusammenhang mit entsprechenden Rodungsperioden, unterbrochen durch die Völkerwanderungszeit, besteht. Für den Bereich des Göttinger Leinetalgrabens haben WILDHAGEN & MEYER (1972) durch Gliederung der dortigen Auenlehmdecken u. a. eine eisenzeitliche Besiedlungsphase mit Maximum um Christi Geburt und eine folgende, recht abrupt um 600 AD einsetzende Phase intensiver Besiedlung nachgewiesen. Leider stehen aus dem Leinetal subfossile Baumfunde insgesamt nur spärlich, für den hier angesprochenen Zeitabschnitt gar nicht zur Verfügung.

6. Zusammenfassung

Mit Hilfe der Dendrochronologie wurden die Keim- und Absterbedaten von 240 subfossilen, aus dem Subatlantikum stammenden Auwaldeichen aus Aufschlüssen an Main, Fulda, Lahn und Oker festgestellt.

Die Häufigkeitsverteilung dieser Daten führt für das Obermaingebiet (166 Eichenstämmen) zum Nachweis deutlich gegeneinander abgesetzter Phasen der Auwaldbildung

und -zerstörung. Zwischen 400 BC und 25 BC kam es während einer überwiegend ruhigen Phase des Mains zur Auwaldbildung, die zwischen 125 BC und 100 BC einen auffallenden Höhepunkt erreichte. Dieser Auwald wurde zwischen 25 BC und 375 AD restlos vernichtet. Nach 375 AD trat der Main wieder in eine ruhige Phase ein, die eine Wiederbewaldung der Aue zuließ. Ab 600 AD setzte die waldzerstörende Tätigkeit des Flusses erneut ein, bis gegen 825 AD die letzten Reste des Auwaldes vernichtet waren.

Die Abschnitte verstärkter Flußaktivität lassen sich wahrscheinlich auf Rodungsperioden in der römischen Kaiserzeit und im Frühmittelalter zurückführen. Die Rodung von Wäldern im Einzugsbereich des Mains und ein feuchteres Klima bewirkten einen beschleunigten Wasserabfluß aus den Seitentälern und eine verstärkte Hochwassertätigkeit des Mains.

Die Entwicklung in der Fuldaaue (43 Eichen) verlief im wesentlichen parallel zu der am Obermain.

Auch in den Tälern von Lahn (19 Eichen) und Oker (12 Eichen) zeichnen sich eine eisen-römerzeitliche und eine frühmittelalterliche Phase der Auwaldzerstörung ab. Der jüngere dieser Abschnitte setzte allerdings an der Lahn bereits wesentlich früher als an Main und Fulda ein und erreichte schon kurz vor 500 AD, während der völkerwanderungszeitlichen Ruhephase an Main und Fulda, seinen Höhepunkt.

Die Untersuchung wurde mit Forschungsmitteln aus der Konzessionsabgabe des Niedersächsischen Zahlenlotto gefördert.

7. Schriftenverzeichnis

- BECKER, B. (1972): Möglichkeiten für den Aufbau einer absoluten Jahrringchronologie des Postglazials anhand subfossiler Eichen aus Donauschottern. — *Ber. Dt. Bot. Ges.*, **85**, H. 1—4: 29—42, 8 Abb.; Stuttgart.
- & FRENZEL, B. (1977): Paläoökologische Befunde zur Geschichte postglazialer Flußauen im südlichen Mitteleuropa. In: FRENZEL, B. (ed.): *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. — *Erdwiss. Forsch.*, **13**: 43—61, 8 Abb.; Wiesbaden.
- & SCHIRMER, W. (1977): Paleocological study on the Holocene valley development of the River Main, Southern Germany. — *Boreas*, **6**: 303—321, 17 Abb., 2 Tab.; Oslo.
- DELOHME, A. (1978): Fortschritte beim Aufbau der Göttinger Eichenjahrringchronologie des Postglazials. — *Neue Ausgrab. u. Forsch. in Nieders.*, **12**: 243—246, 1 Abb., 1 Tab.; Hildesheim.
- & BUSCH, R. (1977): Ein bearbeiteter subfossiler Eichenstamm und Stubbenreste aus einer Okerkiesgrube bei Schladen, Kr. Wolfenbüttel. — *Nachr. Nieders. Urgesch.*, **46**: 375—383, 6 Abb.; Hildesheim.
- , LEUSCHNER, H.-H., HÖFLE, H.-Chr. & TÜXEN, J. (1981): Über die Anwendung der Dendrochronologie in der Moorforschung am Beispiel subfossiler Eichenstämme aus niedersächsischen Mooren. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **31**: 135—158, 8 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- DRESCHHOFF, G. E. (1974): Geologische Untersuchungen in den Holozänablagerungen des mittleren Okergebietes. — *Dissertation TU Braunschweig*: 170 S., 96 Beil.; Braunschweig.
- FRENZEL, B. (1979): *Dendrochronologie und Landschaftsökologie*. — *Allgem. Forst-Z.*, **49**: 1355—1359, 7 Abb.; Stuttgart.
- HENNINGSEN, D. & MÄCKEL, R. (1969): Fossile Holzreste und Baumstämme in Flußablagerungen. — *Mitt. Franzius-Inst. Grund- u. Wasserbau TU Hannover*, **32**: 294—303, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- MÄCKEL, R. (1970): Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. — *Gießener Geogr. Schr.*, **19**: 138—173, 19 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Gießen.
- TRAUTMANN, W. & LOHMEYER, W. (1960): Gehölzgesellschaften in der Fluß-Aue der mittleren Ems. — *Mitt. Flor.-soz. Arbeitsgem. N. F.*, **8**: 227—247, 4 Abb., 5 Tab.; Stolzenau/Weser.
- WILDHAGEN, H. & MEYER, B. (1972): Ergebnisse neuerer Auenforschungen im Leinegraben-Gebiet. *Holozäne Boden-Entwicklung, Sediment-Bildung und Geomorphogenese im Flußauen-Bereich des Göttinger Leinetal-Grabens. 2: Die Auenlehm-Decken des Subatlantikums*. — *Göttinger Bodenkdl. Ber.*, **21**: 77—158, 6 Abb., 5 Tab., 9 Kt.; Göttingen.

Evidence of the Presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the Consequences for the Loess Stratigraphy

ERIK MEIJS, HERMAN MÜCHER, GERARD OUWERKERK,
ARIE ROMEIN & HENK STOLTENBERG *)

Evidence presence, Eltville tuff layer, correlation, Kesselt paleosol, interstadial milieu, parent material, loess, grain size distribution, X-ray diffraction analysis, pit section, Weichselian, interpretation, heavy mineral.
Dutch, Belgian Limbourg

Abstract: At the beginning of 1979 a tephra layer was found for the first time in the loess deposits of Southern Limbourg, The Netherlands (MEIJS 1980a). On the basis of its stratigraphical position, its macroscopic appearance and its mineralogical composition, this tephra layer was correlated with the Eltville tuff.

In the present paper these arguments of correlation are treated more in detail and are supplemented by the results of micromorphological and x-ray diffraction analyses.

The discovery of the Eltville tuff in this region just beneath the Kesselt paleosol (= Horizon of Nagelbeek), means that this paleosol is stratigraphically equivalent to the E₁ tundragley. This is in conflict with the prevailing concept in Belgium and The Netherlands, according to which the Kesselt paleosol is correlated with the Stillfried-B paleosol, formed during the Denekamp interstadial and lying in a stratigraphical position beneath the Eltville tuff (see e. g. ZAGWIJN & PAEPE 1968). The Stillfried-B paleosol is about 10,000 years older than the E₁ tundragley (SEMMELE 1967, VOGEL & VAN DER HAMMEN 1967).

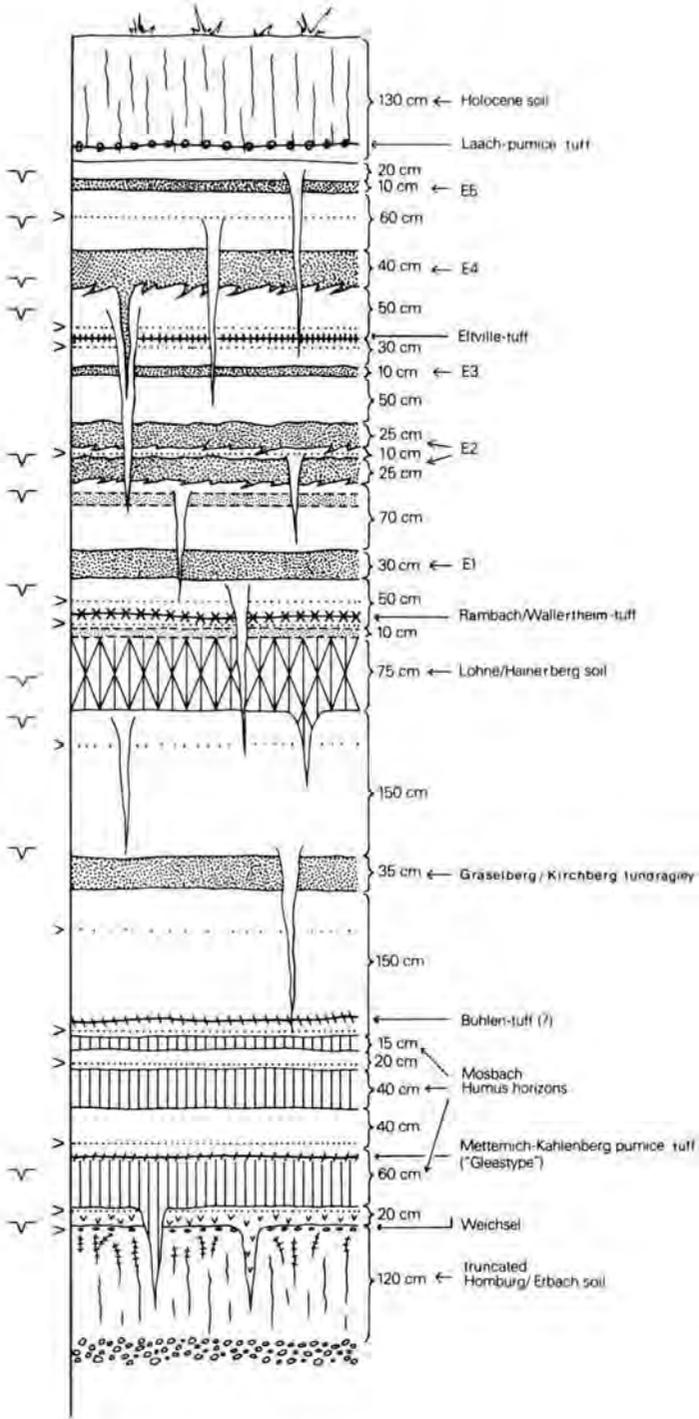
[Der Nachweis des Vorkommens des Eltviller Tuffs in Belgisch und Niederländisch Limburg und die Folgen für die Löß-Stratigraphie]

Kurzfassung: Anfang 1979 ist zum ersten Male in den Niederlanden ein vulkanischer Tuff in den Lößablagerungen von Süd-Limburg gefunden worden (MEIJS 1980a). Auf Grund der stratigraphischen Lage, des makroskopischen Aussehens und der mineralogischen Zusammensetzung wurde dieser Tuff mit dem Eltviller Tuff korreliert.

In dieser Veröffentlichung werden die Korrelierungsbeweisgründe eingehend behandelt und mit den Ergebnissen mikromorphologischer und röntgenologischer Untersuchungen ergänzt.

Die Entdeckung des Eltviller Tuffs in dieser Region gerade unter dem Kesselt-Paläoboden (= Nagelbeek Horizont) bedeutet, daß dieser Paläoboden ein stratigraphisches Äquivalent des E₁-Naßbodens ist. Dieses steht im Widerspruch mit der in Belgien und die Niederlande herrschenden Ansicht, laut deren der Kesselt-Paläoboden mit dem im Denekamp Interstadial geformten Stillfried-B Paläoboden korreliert wird (z. B. ZAGWIJN & PAEPE 1968). Der letztgenannte Paläoboden liegt aber stratigraphisch unter dem Eltviller Tuff und ist ungefähr 10.000 Jahr älter als der E₁-Naßboden (SEMMELE 1967, VOGEL & VAN DER HAMMEN 1967).

*) Addresses of the authors: E. P. M. Meijs, G. Ouwerkerk, A. Romein, Department of Physical Geography, University of Utrecht, Heidelberglaan 2, 3508 TC Utrecht, The Netherlands; H. J. M ü c h e r, H. S t o l t e n b e r g, Laboratory of Physical Geography and Soil Science, University of Amsterdam, Dapperstraat 115, 1093 BS Amsterdam, The Netherlands.



Legend:



Meijs, 1981

Figure 1: Idealized Weichselian loess profile, showing the stratigraphical position of the various tephra layers in Germany (according to BARTELS & HARD 1973; BIBUS 1973, 1980; BIBUS & SEMMEL 1977; BRUNNACKER & HAHN 1978; BRUNNACKER & TILLMANN 1978; LÖHR & BRUNNACKER 1974; ROHDENBURG 1966; ROHDENBURG & MEYER 1966; SCHÖNHALS et al. 1964; SEMMEL 1967, 1968 and WINDHEUSER & BRUNNACKER 1978).

1. Introduction

1.1. Tephrostratigraphical loess research

Hitherto the most important topics in the Quaternary lithostratigraphical research on Dutch loess deposits have been paleosols, periglacial features and sedimentological characteristics.

In Belgium and Germany much research has been done into the macroscopic and microscopical tephrostratigraphy.

During the last 30 years various German loess investigators have discovered tephra layers in loess profiles further and further away from the volcanic Eifel. In this connection many publications have appeared about tephra layers in German loess deposits (see e. g. BIBUS 1980, WINDHEUSER & BRUNNACKER 1978). So far five distinct tephra layers have been found in German Weichselian loess sections in a wide area around the volcanic Eifel (SEMMELE 1967, LÖHR & BRUNNACKER 1974; see figure 1).

In Belgium much microscopical research has been done into the volcanic heavy minerals present in loess deposits (see e. g. JUVIGNÉ 1977, 1980). In addition to the Eltville tuff discovered in Rocourt by ROHDENBURG & SEMMELE (1971), one more macroscopically visible tephra layer has been found (Laach lake tuff-5; HULSHOF et al. 1968, PISSART & JUVIGNÉ 1980).

1.2. The Eltville tuff in Germany

In recent years the Eltville tuff has been recognised macroscopically over a wide area. According to BIBUS & SEMMELE (1977) the tuff was emitted by the „Korrettsberg“ volcano (see figure 2).

The Eltville tuff often consists of 2 to 5 separate tephra layers. The maximum total thickness of the loess layers between the uppermost and lowest tephra layer is 15 cm. The colour of the Eltville tuff layers differs from area to area. The lower two layers have colours varying from olive-green to dark greyish black, the middle layer ranges from brown to dark greyish brown and the upper two layers from dark greyish black to black (BIBUS 1973, 1980; BIBUS & SEMMELE 1977; FRECHEN 1959; LÖHR & BRUNNACKER 1974; SCHÖNHALS 1959).

On the basis of differences in the colour and the mineralogical and morphometric composition of the Eltville tuff layers it would seem that the bottom layer is thicker in the Western part and that the top layer is thicker in the Eastern part of the distribution area of the Eltville tuff. The second and fourth layer seem to be restricted to rather a small area (about 80 and 40 km radius resp.) and the middle layer to rather a large area (about 160 km radius) around the „Korrettsberg“.

1.3. The tephra layer in the vicinity of Maastricht

In The Netherlands a thin blackish layer, present in the Upper-Pleniglacial loess, was correlated by MEIJS (1980a) with the Eltville tuff on the basis of its stratigraphical position.

In the same year an examination of the mineralogical composition of this layer revealed that it did indeed contain volcanic heavy minerals (OUWERKERK in MEIJS 1980b).

This paper reports on a study of the morphometric, mineralogical and micromorphological composition of the discovered tephra layer. The aim of the study was to test the correctness of the correlation of this layer with the Eltville tuff.

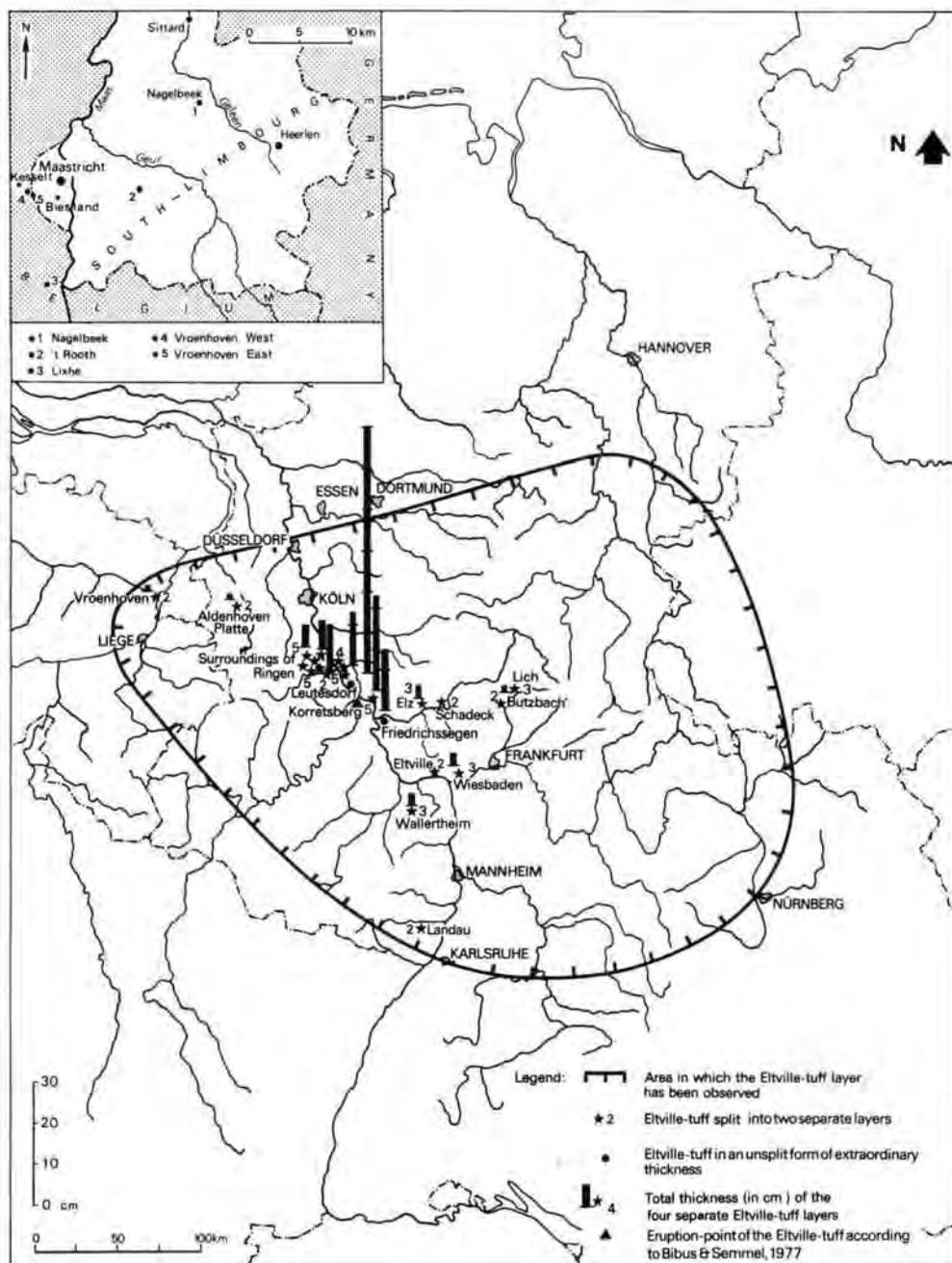


Figure 2: Distribution area of the Eltville tuff and the locations of the sampled loess sections, containing the Eltville tuff in Dutch and adjacent Belgian Limbourg. (German area according to BIBUS 1973, 1980; BIBUS & SEMMEL 1977; FRECHEN 1959; LÖHR & BRUNNACKER 1974; ROHDENBURG & MEYER 1966; ROHDENBURG & SEMMEL 1971; SABELBERG & LÖSCHER 1978; SCHÖNHALS 1959 and SEMMEL 1967).

2. Results

Figure 2 shows the locations where the samples for laboratory research were taken. The loess sections at these locations, and the position of the tephra layer and the samples are indicated in figures 3 to 8.

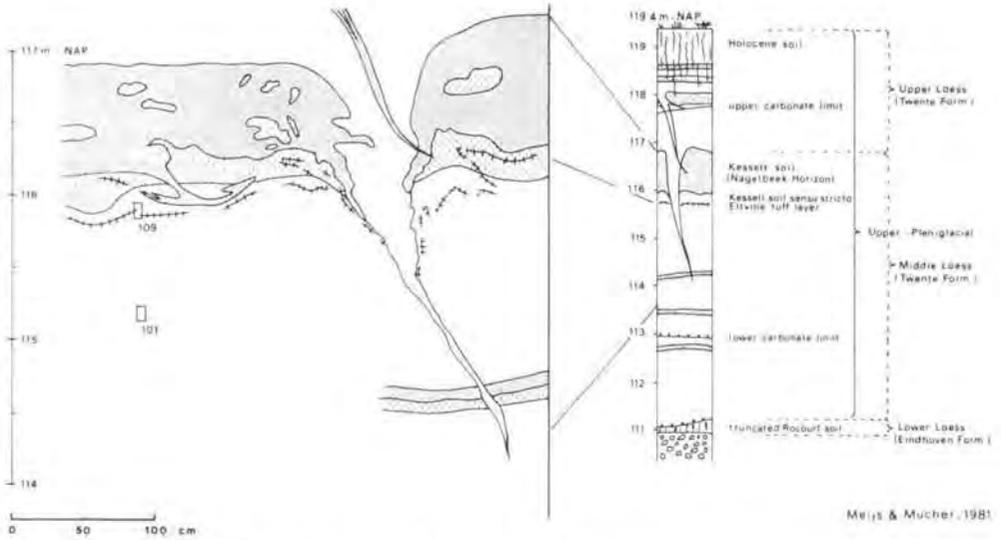


Figure 3: Position of the Eltville tuff layer near a fossil ice-wedge in the Nagelbeek pit (strongly cryoturbated).

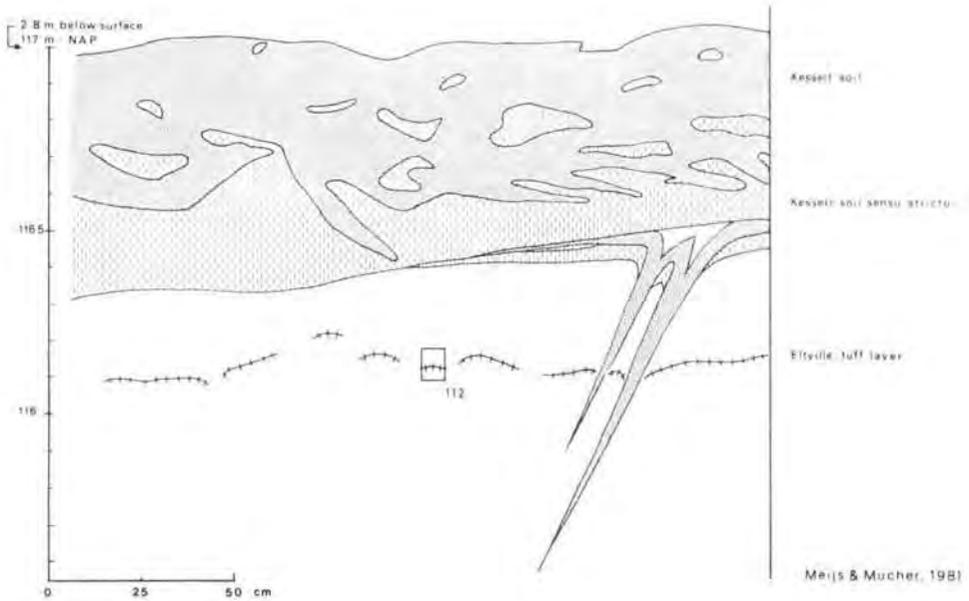


Figure 4: Position of the Eltville tuff layer in the Nagelbeek pit (weakly cryoturbated).

The tephra layer was sampled very carefully in order to prevent contamination with adjacent loess material.

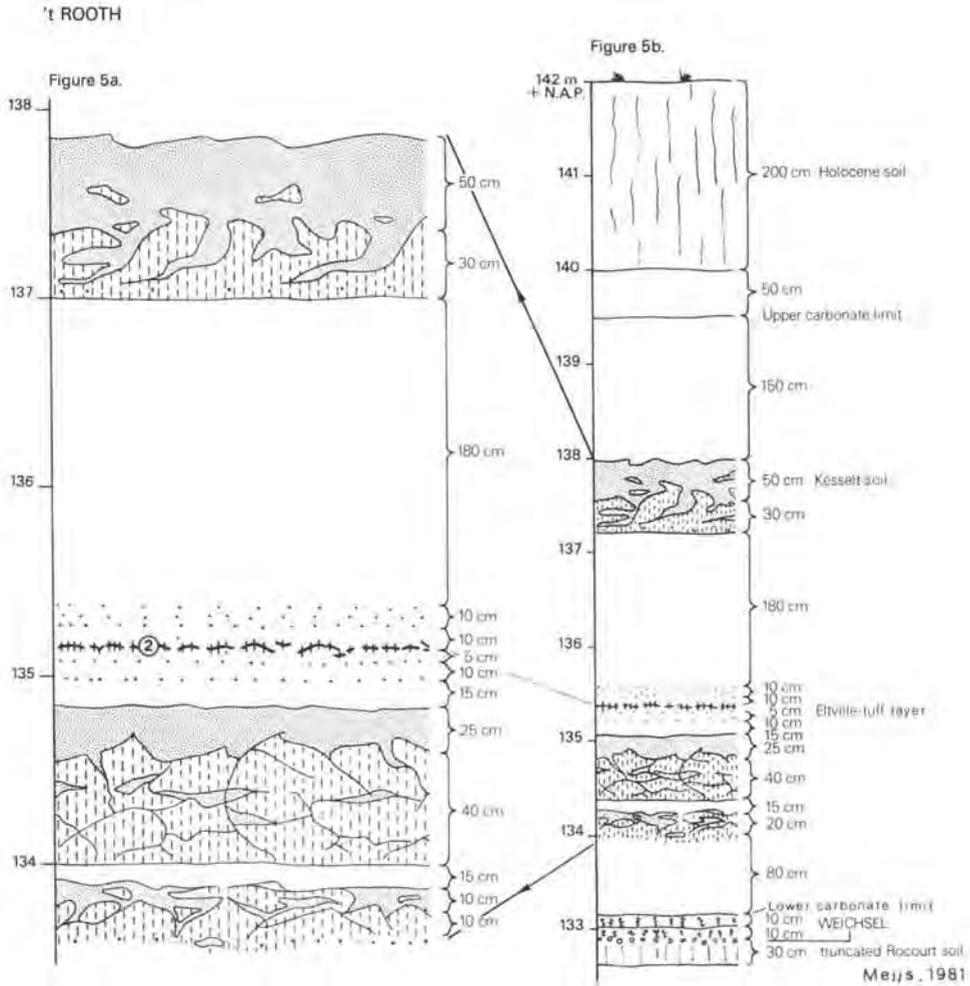


Figure 5: Position of the Eltville tuff layer in the Nekamie quarry near 't Rooth (weakly cryoturbated).

5A: Detailed profile containing the Eltville tuff layer.

5B: Complete loess section with the Eltville tuff.

VROENHOVEN WEST

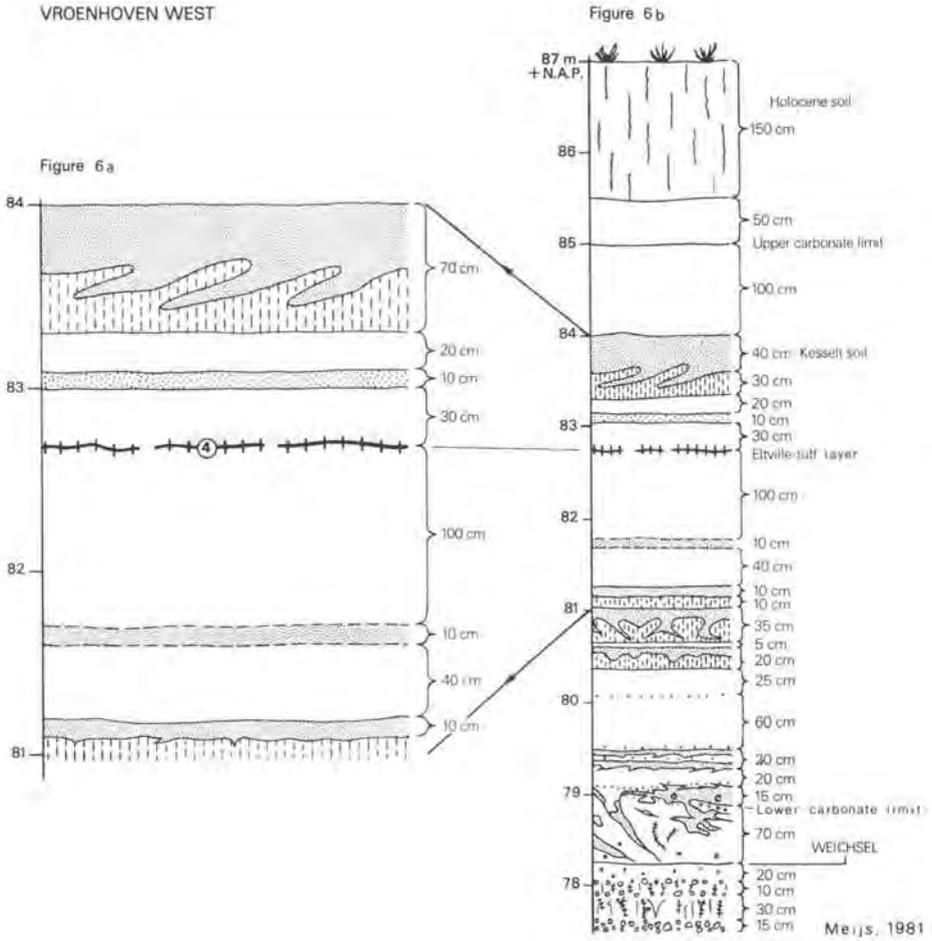
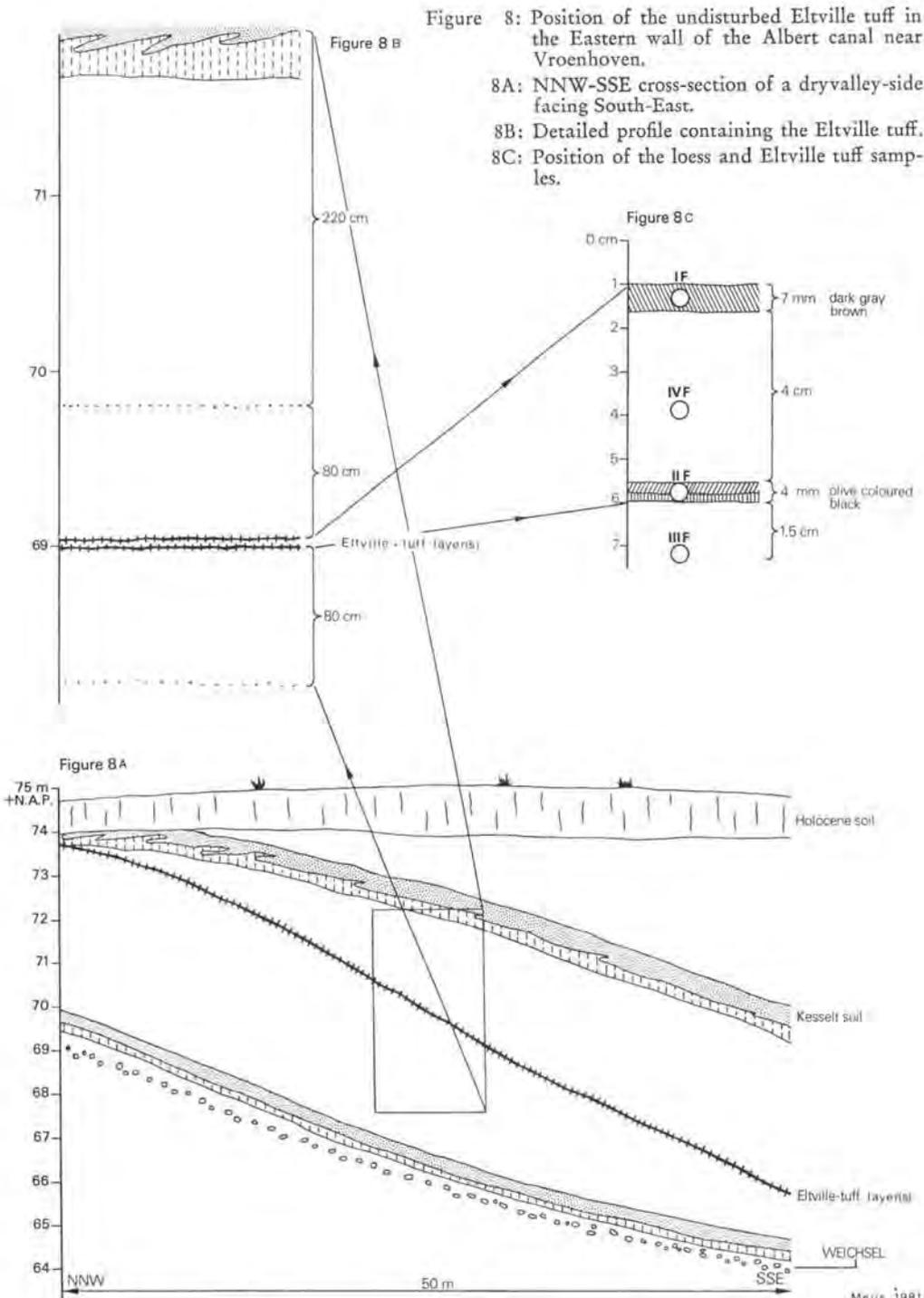


Figure 6: Position of the almost undisturbed Eltville tuff layer in the Western wall of the Albert canal near Vroenhoven.

6A: Detailed section containing the Eltville tuff layer.

6B: Complete loess profile with the Eltville tuff.



Meijs, 1981

2.1. Field observations

During the fieldwork attention was given to paleosols, periglacial features and sedimentological characteristics, as well as to the macroscopic appearance of the tephra layer. The presence of calcium carbonate and manganese compounds in the loess profile was demonstrated by the use of 5% HCL and 15% H₂O₂ resp.

In the vicinity of Maastricht the lower part of the thin tephra layer is generally dark grey to dark greyish black and the upper part olive-green to greyish green¹). On the average the tephra layer has a thickness of 2 mm.

In those cases where the tephra layer was influenced by cryoturbation and/or solifluction processes, it may consist of several layers (see figure 7c and 7d). The undisturbed and almost undisturbed appearance of the tephra layer occurs only in strongly to moderately stratified loess resp. (see figure 6A, 7B and 8B). In the vicinity of Maastricht, the loess section depicted in figure 8, is the only one containing the tephra layer with a split appearance which is not due to solifluction and/or cryoturbation.

2.2. Heavy mineral composition and grain-size distribution

The samples taken for heavy mineral analysis were pre-treated with Na-dithionite (heated to 90° C) in order to preserve all the heavy minerals. Bromoform was used to separate the different grain-size fractions into light and heavy mineral sections. To do this narrow Edelman separatory funnels were used. Only the fraction 32–50 µm was separated by using a laboratory overflow centrifuge (ILST 1973). From each sample 200 to 300 transparent grains were counted, using the line-counting method.

The grain-size distribution of material smaller than 2 mm was established by sedimentation (< 50 µm) and sieving (50–2000 µm), following H₂O₂ and HCL pre-treatment and dispersion with Na₄P₂O₇.

The volcanic character of the discovered thin blackish layer, represented in figures 3 to 8, is demonstrated by the presence of the transparent volcanic heavy minerals clinopyroxene, olivine, brown hornblende, titanite and apatite. Some clinopyroxenes (especially in the large grain-size fractions) show an outer zone of a kind of converted volcanic glass.

Of interest are the varying volcanic heavy mineral percentages in the different grain-size fractions (see figure 9b). This variation is probably due to the greater initial size of the olivine and brown hornblende grains in relation to those of clinopyroxene, apatite and titanite. These results are in accordance with the findings of FRECHEN & ROSAUER (1959), who also determined higher percentages of olivine and brown hornblende in the large grain-size fractions of the loess deposits near Kärlich (Germany).

In the loess fraction of the newly discovered tephra layer (32–50 µm), the percentage of transparent non-volcanic heavy minerals is rather high (see figure 9c). The non-volcanic heavy mineral composition of this fraction does not differ from the heavy mineral composition of the loess samples 101, III F and IV F (shown in figures 3 and 8c) and can be considered as the characteristic heavy mineral composition of Weichselian loess (MÜCHER 1973; JUVIGNÉ 1978). The contamination of the tephra layer by loess material may be due to the inaccuracy of the sampling, the grain-size distribution of the volcanic minerals emitted and/or to the kind of sedimentation of the tephra layer.

¹) Not all blackish and grey-greenish thin layers in the loess profile (especially in stratified loess) are tephra layers! Most of them consist of Mn- and Fe-oxides and hydroxides and/or opaque minerals (MÜCHER et al. 1981).

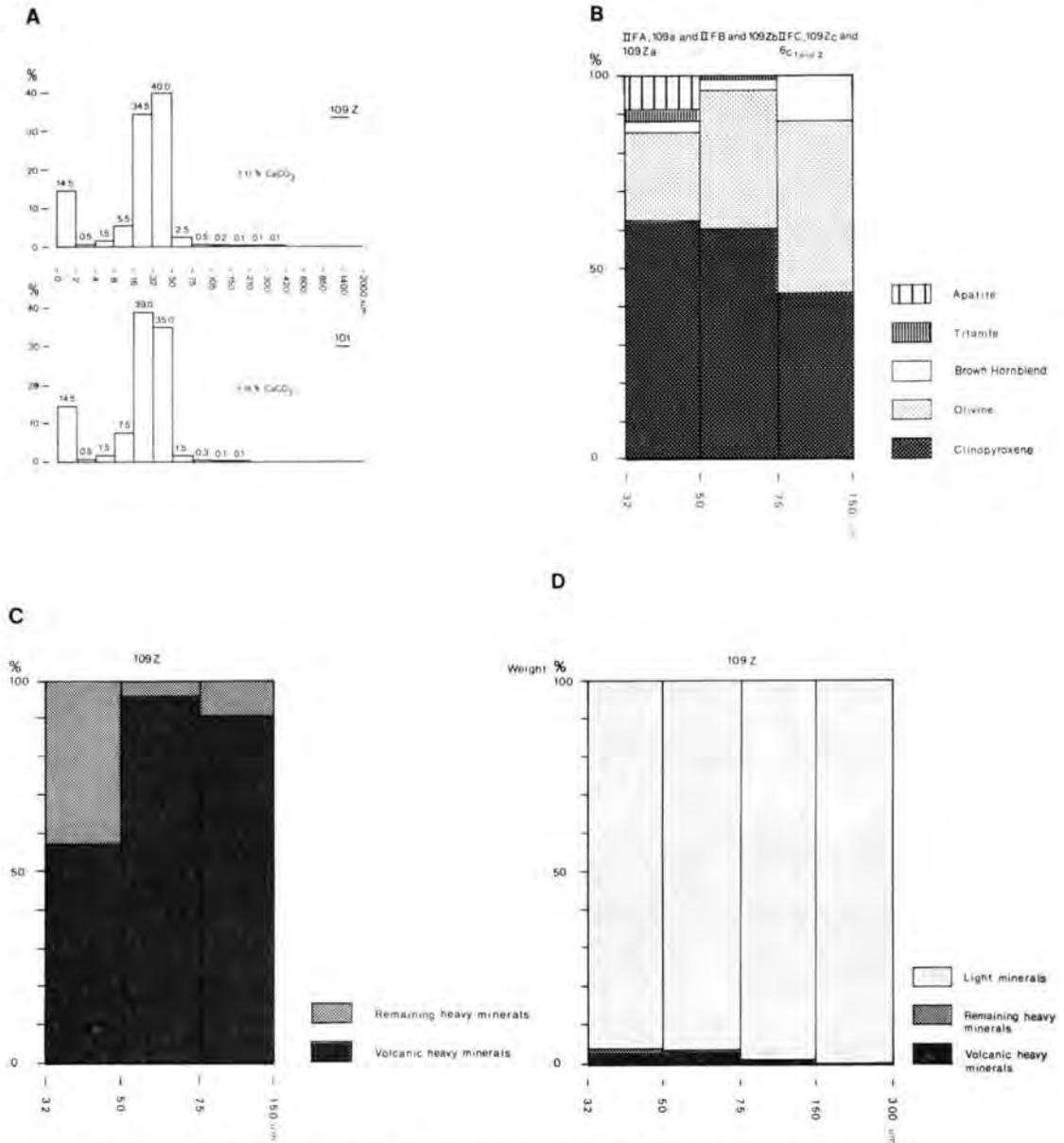
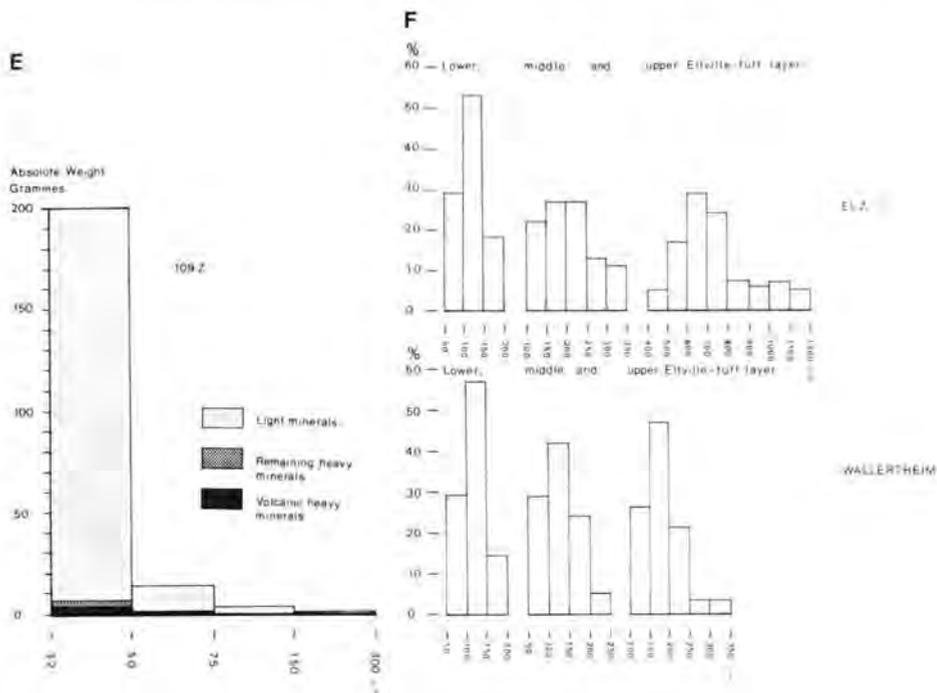


Figure 9A: Grain-size distribution of the pure Eltville tuff sample 109Z and the underlying calcareous loess sample 101, as indicated in figure 3.

9B: Average volcanic heavy mineral percentages in the grain-size fractions 32–50, 50–75 and 75–150 μm of the Eltville tuff, found in the vicinity of Maastricht.

9C: Percentages of the volcanic heavy minerals in relation to percentages of the non-volcanic heavy minerals in the fractions 32–50, 50–75 and 75–150 μm of sample 109Z.

9D: Percentages of the volcanic and non-volcanic heavy minerals in relation to percentages of the light minerals in the fractions 32–50, 50–75, 75–150 and 150–300 μm of sample 109Z.



9E: Absolute weights of the volcanic and non-volcanic heavy minerals in relation to the absolute weights of the light minerals in the fractions 32—50, 50—75, 75—150 and 150—300 μm of 500 grammes of dried and decalcified, pure Eltville tuff (sample 109Z).

9F: Grain-size distribution of the clinopyroxenes present in the separate Eltville tuff layers in Elz and Wallertheim (Germany), according to FRECHEN (1959; the locations are indicated in fig. 2).

It should be borne in mind the tephra layer consists mainly of light minerals (see figure 9b) and its grain-size distribution almost resembles that of loess (see figure 9a).

Figure 9E shows that the grain-size fraction 32—50 μm contains the most heavy minerals of volcanic origin.

2.3. X-ray diffraction

X-ray diffraction analyses of powder specimens were carried out with a Philips X-ray diffraction camera (debye-Scherrer powder camera, diameter 114.83 mm, $\text{K}\alpha_{\text{Co}}$ -radiation with Fe-filter), using a Philips 3 kW-generator, type PW 1120/00.

The light minerals were pre-treated at 20° C with 5% HCL for 3 minutes in order to dissolve the calcium carbonate.

In addition to the data obtained by heavy mineral analysis, x-ray diffraction has revealed the presence of traces of phlogopite, prehnite and haüyne in the heavy mineral section and biotite, α -tridimite, "high" sanidine, nepheline, "high" orthoclase and anorthoclase in the light mineral section of the tephra layer.

2.4. Micromorphological description

For micromorphological investigation undisturbed samples were collected in the field in tins measuring 8x6x4 cm. The thin sections 20 μm thick, were described using the terminology of BREWER (1976).

According to the data obtained by micromorphological investigation of the tephra layer, it seems that the tephra material was first deposited in situ in the shape of microlapilli or pisolite aggregates (50—500 μm), consisting of greyish brown fine material (<10 μm) and some scattered mineral grains (10—40 μm). This was followed by a slight precipitation of individual volcanic minerals (16—110 μm). During and after the sedimentation of tephra material, loess was deposited between the aggregates. Next, owing to disintegration, probably as a result of raindrop impact (splash), part of the aggregates was destroyed; as a result the tephra layer now consists of aggregates and an amorphous mass, which are slightly intermingled with calcareous loess material. Finally the tephra layer was buried by a secondary laminated loess deposit due to rainwash.

The in situ position of the tephra layer can be concluded from the fact that it is only slightly intermingled with loess.

3. Interpretation and discussion

In interpreting the data mentioned in section 2, and in comparing them with data for Germany, we shall give special attention to the mineralogical composition, the stratigraphical position and the macroscopic appearance of the discovered tephra layer near Maastricht and the Eltville tuff in Germany.

3.1. Mineralogical composition

With regard to the mineralogical content, the found tephra layer can be correlated only with the Eltville tuff (because of the presence of „high“ sanidine and anorthoclase).

It should be added, that the percentages of the heavy minerals clinopyroxene, olivine and brown hornblende of Eltville tuff samples, mentioned by JUVIGNÉ (in JUVIGNÉ & SEMMEL 1981), by FRECHEN (1959 and in BIBUS 1973) and in this publication, sometimes show rather large differences. This aspect will be dealt with extensively elsewhere (MEIJS, in prep.). One of the reasons for such differences is for instance the different heavy mineral content of the separate Eltville tuff layers. This was first noticed by FRECHEN (1959), after he had examined the individual Eltville tuff layers in Elz and Wallertheim (Germany; for the locations see figure 2). He found that the lower two grey-blackish and brownish tephra layers show a higher percentage of olivine than the upper blackish layer.

In this connection a study was done by the authors on the heavy mineral content of three Eltville tuff layers sampled in the former „Klüter“ brickyard at Am Bingert near Wiesbaden (Germany; see fig. 10). The lower dark grey-greenish tephra layer (thickness 2 mm) shows a close resemblance in colour and in heavy mineral composition to the tephra layer discovered near Maastricht (31,1 % olivine, 65,6 % clinopyroxene and 3,3 % brown hornblende in the fraction >75 μm). The upper two dark brown and black tephra layers, which were sampled together (thickness 28 mm; see fig. 10), show a considerably lower percentage of olivine (14,5 % olivine, 81,8 % clinopyroxene, 2,5 % brown hornblende and 1,2 % titanite in the fraction >75 μm). Probably the percentage of olivine in the black tephra layer (so not sampled together with the dark brown one) will be even lower!

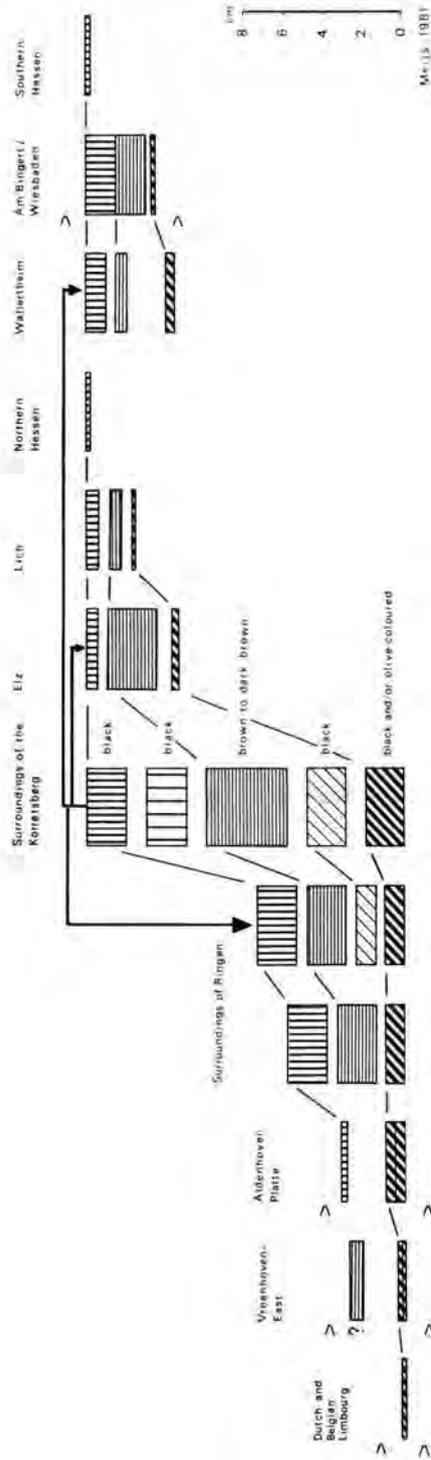


Figure 10: Thickness and macroscopic appearance of the Eitville tuff layers, going from the centre of Germany (Hessen) to the Southern part of The Netherlands (Southern Limbourg) and to the North-Eastern part of Belgium (Limbourg) (German area according to BIBUS 1973, 1980; BIBUS & SEMMEL 1977; FRECHEN 1959; LÖHR & BRUNNACKER 1974 and SCHÖNHALS 1959).

Comparison of these data with those for Dutch and Belgian Limbourg suggests that the heavy mineral content of the tephra layer near Maastricht corresponds only to that of the lowest Eltville tuff layer in Germany (see figure 10).

3.2. Macroscopic appearance and morphometric composition

So far the Eltville tuff has been observed in a split form by several German loess explorers (see figure 2 and 10).

Near Maastricht such a split form could only be found at one location (Vroenhoven East; see figure 8). At this location the 4 mm thick lower tephra layer, which is normally present in this region, has a slightly rusty and hardened, black lower part, and a looser, olive-coloured upper part. Four cm above this tephra layer a dark greyish brown, 7 mm thick layer is present, containing volcanic heavy minerals only in the grain-size fraction 75–150 μm (see fig. 8c).

With regard to the morphometric composition FRECHEN (1959) revealed that the clinopyroxenes in the upper Eltville tuff layers have a higher average grain-size than those in the lower layers (see fig. 9F). LÖHR & BRUNNACKER (1974) observed that at many locations in Germany, the lowest Eltville tuff layer is divided into a black lower part and an olive-coloured upper part.

Concluding it can be said that at the Vroenhoven East location near Maastricht, as well as in Germany, the lowest tephra layer is divided into a blackish and an olive-coloured part, while the upper layer is showing a higher average grain-size than the lower one.

3.3. Stratigraphical position

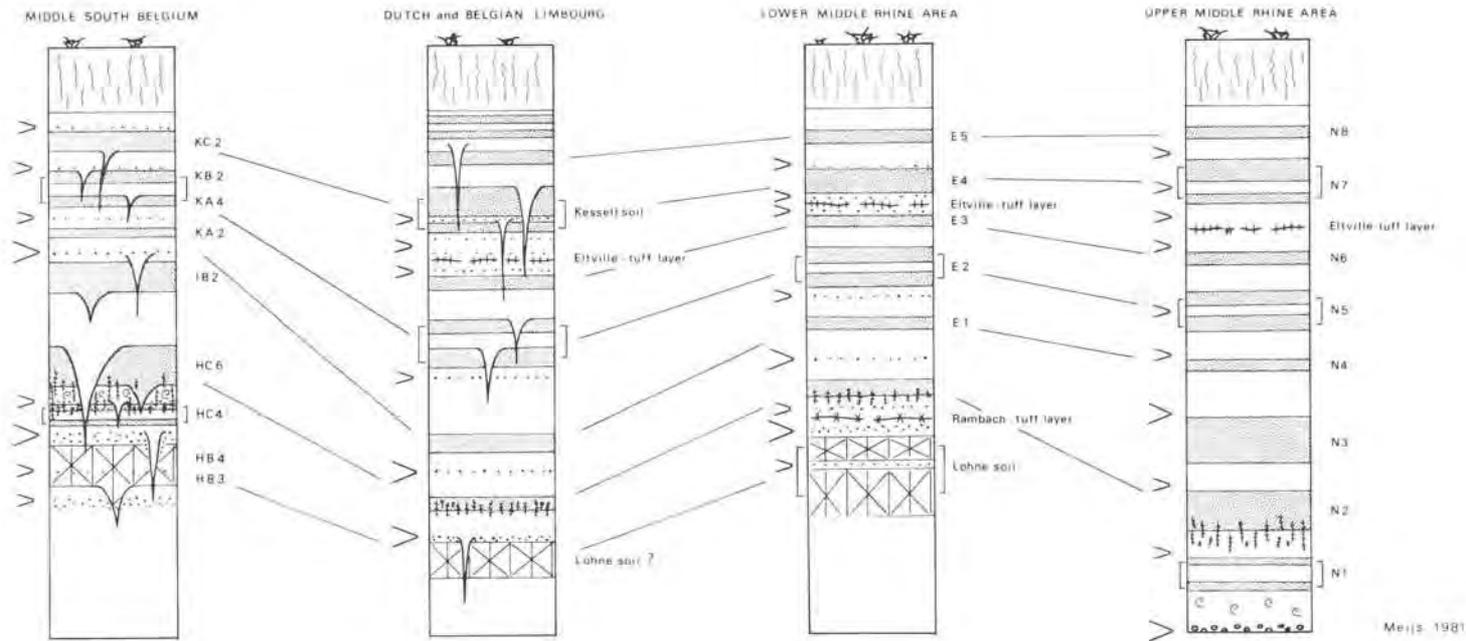
3.3.1. Paleosols

The tundragleys, present in the Upper-Pleniglacial loess deposits of Western Europe, are very weakly developed arctic or subarctic soils, tending towards Rankers. In addition to humification and clay formation, there were also particular podzolic and gley processes. This has caused the often visible rustiness in these paleosols and the rust coloured horizon beneath them (ROHDENBURG & MEYER 1966, SEMMEL 1968).

In the middle part of Germany the E₄ (= Erbenheim-4) tundragley (according to SCHÖNHALS et al. 1964) differs in a typological way from the other tundragleys, in that it shows practically no rustiness and displays more Para-Rendzina properties (SEMMEL 1968; fig. 1). There is a clear resemblance between the E₄ tundragley and the Kesselt paleosol (= Horizon of Nagelbeek, according to HAESAERTS et al. 1981) in the vicinity of Maastricht. Here too the Kesselt paleosol shows the differences mentioned above with respect to the under- and overlying tundragleys²⁾.

On top of the Middle-Pleniglacial loess in Germany one often finds a characteristic, subarctic Brown-Podzolic paleosol (the so-called Lohne or Hainerberg paleosol; see fig. 1). It represents the strongest soil-formation period during Weichselian time. This paleosol consists of dark grey-brownish to red-brownish, decalcified loess material, with a sub-angular to platy structure and thin clay skins and iron and manganese coatings on the pedis (SEMMEL 1968). In their publication BIBUS & SEMMEL (1977) report the discovery of

²⁾ According to soil-micromorphological research, the rusty yellowish coloured Kesselt "paleosol" *sensu stricto* (GULLENTOPS 1954), unlike the Kesselt paleosol (= Horizon of Nagelbeek), does not show any signs of soil-formation (MÜCHER in HAESAERTS et al. 1981; see fig. 3).



Meijis 1981

Figure 11: Correlation model of some idealized Upper-Pleniglacial loess sections in Belgium (slightly modified Harmignies section, as represented in HAESAERTS & VAN VLIET 1974, 1981), in The Netherlands and in Germany (lower and upper middle Rhine area according to BIBUS 1980 and SABELBERG & LÖSCHER 1978 resp.), in relation to the stratigraphical position of the Eltville tuff (for abbreviations see text).

a typological equivalent of the Lohne paleosol in the vicinity of Mons (Belgium). After examining some loess sections in the neighbourhood of Wiesbaden (Germany) and Mons (Belgium), we were able to locate the presence of the Lohne paleosol in Belgium in the Harmignies quarry, about 5 km to the South of Mons. In this pit, containing one of the most complete Weichselian loess sections of Western Europe, we were also able to establish the typological and stratigraphical equivalence of the KC₂ tundra-gley to the Kesselt paleosol (Horizon of Nagelbeek) in the vicinity of Maastricht and to the E₄ tundra-gley near Wiesbaden (see figure 11). The possibility exists however, the equivalent of the Lohne paleosol in Harmignies is representing the B₃ horizon of the truncated Eemian Grey Brown Podzolic paleosol. But on the basis of heavy mineral data of the fraction 30–63 μm of loess material present beneath this paleosol, showing a typical Weichselian heavy mineral composition (see JUVIGNÉ 1978), this possibility can be precluded.

In The Netherlands, the Nagelbeek pit is the only location where a typological equivalent of the Lohne paleosol could be recognised. Unfortunately its stratigraphical position does not offer enough support to a positive correlation with the Lohne paleosol.

So at this location the discovered tephra layer lies between the typological equivalent of the Lohne paleosol and the Horizon of Nagelbeek (Kesselt paleosol), which is in complete accordance with the stratigraphical position of the Eltville tuff in Germany.

3.3.2. Sedimentological characteristics

In the Western part of Germany the typical unstratified loess generally appears for the first time above the E₄ tundra-gley (LÖHR & BRUNNACKER 1974; ROHDENBURG & SEMMEL 1971, and SABELBERG & LÖSCHER 1978).

In the lower middle Rhine area the Eltville tuff is often situated within very clearly stratified loess. In general this loess contains some gravelly layers situated both below and above the tephra layer (BARTELS & HARD 1973). LÖHR & BRUNNACKER (1974) also found gravelly and/or sandy sediment layers below and above the Eltville tuff in many loess profiles (some of them only at a distance of 20 km from Southern Limbourg).

These data closely resemble those for the sediment strata under- and overlying the tephra layer under consideration near Maastricht (see figure 5, 6, 7A, 7B and 8B).

3.3.3. Periglacial features

In Hessen ROHDENBURG (1966) discovered in the Upper-Pleniglacial loess deposits 6 distinct fossil ice-wedge generations (see fig. 1). In the lower middle Rhine area a generation of big fossil ice-wedges lies directly below the E₄ tundra-gley. These wedges are filled with E₄ soil material. Directly above this paleosol there is an extensive system of big fossil ice-wedges, filled with typical unstratified loess (LÖHR & BRUNNACKER 1974; see figure 1).

In the vicinity of Maastricht there is a clear similarity between the fossil ice-wedge generations lying below and above the Kesselt paleosol (Horizon of Nagelbeek) and the upper three fossil ice-wedge generations in Germany (see figure 1, 3 and 4).

4. Conclusions

Up till now the Kesselt paleosol (Horizon of Nagelbeek) present in Belgium and The Netherlands has been correlated with the Stillfried-B paleosol (see e. g. ZAGWIJN & PAEPE 1968), which was formed during the Denekamp interstadial ($\pm 32,000$ – $29,000$ BP; VOGEL & VAN DER HAMMEN 1967). Because there is now clear evidence of the presence of

the Eltville tuff in this region right beneath the Kesselt paleosol (Horizon of Nagelbeek), this paleosol appears to be equivalent to the E₄ tundragley in Germany, which is about 10,000 years younger than the Stillfried-B paleosol (SEMMELE 1967).

As a result the division between the Upper- and Middle-Pleniglacial in Belgium and The Netherlands must come much lower in the loess profile, just on top of the equivalent of the Stillfried-B paleosol (in Germany the so-called Lohne paleosol).

A correlation model, containing some idealized Upper-Pleniglacial loess sections has been constructed in order to demonstrate the stratigraphical position of the various Upper-Pleniglacial paleosol horizons in relation to the position of the Eltville tuff in Germany, Belgium and The Netherlands (figure 11).

5. Acknowledgements

The authors wish to thank Prof. J. I. S. ZONNEVELD for critically reading the manuscript and for suggesting improvements.

Thanks is also due to Prof. A. SEMMEL and Prof. P. HAESAERTS for accompaniment and explanation in the "Klüter" brickyard and the Harmignies quarry respectively.

Appreciation is extended to O. BERGMEIJER-DE VRÉ, J. RUSSCHEN and M. W. H. VAN ELK for making some of the drawings, to G. HUIJGEN and T. LEKKERKERKER for the photographic work, to C. ZEEGERS for making the thin sections and to S. M. Mc NAB for improving the English.

6. References

- BARTELS, G. & HARD, G. (1973): Rodderbergtuff im Rheinischen Quartärprofil zur zeitlichen Stellung des Rodderberg-Vulkanismus — *Catena*, **1** (1/2): 31—56, 9 Abb., 4 Bild.; Giessen.
- BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau — *Notizb. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **101**: 346—361, 6 Abb.; Wiesbaden.
- (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein — *Frankfurter geow. Arb.*, **D** (1): 296 S., 50 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes — *Geol. Jb. Hessen*, **105**: 141—147, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BREWER, R. (1976): *Fabric and mineral analysis of soils*: 482 p.; New York.
- BRUNNACKER, K. & HAHN, J. (1978): Der Jungpleistozäne Löß samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung — *Beitr. Quartär- und Landschaftsforschung (Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink)*: 37—53, 2 Abb.; Wien.
- & TILLMANN, W. (1978): Die vulkanischen Tuffe im Löß-Profil von Wallertheim/Rhein-hessen — *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 255—259, 2 Abb.; Wiesbaden.
- FRECHEN, J. (1959): Die basaltischen Ausbläser von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **4**: 301—312, 3 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- & ROSAUER, E. A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würmlöß-Profiles von Kärlich im Neuwieder Becken — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **4**: 267—282, 8 Abb., 6 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- GULLENTOPF, F. (1954): Contribution à la chronologie du pléistocène et des formes du relief en Belgique — *Mémoires de l'Inst. Geol. de l'Université de Louvain*, **18**: 252 p.; Louvain.

- HAESAERTS, P. & VAN VLIET, B. (1974): *Compte rendu de l'excursion du 25 Mai 1974, consacrée à la stratigraphie des limons aux environs de Mons* — *Ann. Soc. Geol. Belg.*, **97** (II): 547—560; Liège.
- & VAN VLIET-LANÖE, B. (1981): *Phénomènes periglaciaires et sols fossiles observés à Maisières-Canal, à Harmignies et à Rocourt* — *Biuletyn Periglacialny*, **28**: 291—324; Łódź.
- , JUVIGNÉ, E., KUYL, O., MÜCHER, H. & ROEBROEKS, W. (1981): *Compte rendu de l'excursion du 13 Juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg Néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du Pleistocene Supérieur* — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **104**: 223—240; Liège.
- HULSHOF, A. K., JUNGERIUS, P. D. & RIEZEBOS, P. A. (1968): *A late-glacial volcanic ash deposit in Southeastern Belgium* — *Geol. & Mijnb.*, **47**: 106—111; Den Haag.
- JUVIGNÉ, E. (1977): *Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du Tuf de Rocourt* — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **100**: 13—22; Liège.
- (1978): *Les minéraux denses transparents des loess de Belgique* — *Z. Geomorph. N. F.*, **22** (1): 68—88; Berlin-Stuttgart.
- (1980): *Vulkanische Schwerminerale in rezenten Böden Mitteleuropas* — *Geol. Rdsch.*, **69** (3): 982—996; Stuttgart.
- & SEMMEL, A. (1981): *Un tuf volcanique semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais* — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **31**: 83—90, 6 fig., 1 tab.; Hannover.
- LÖHR, H. & BRUNNACKER, K. (1974): *Metternicher und Eltville Tuff-Horizont im Würm-Löß am Mittel- und Niederrhein* — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 168—190, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- MEIJS, E. P. M. (1980a): *Doktoraal verslag van het veldwerk Zuid-Limburg, uitgevoerd in de zomers van de jaren 1975—1980* — *Internal report University of Utrecht (dept. Phys. Geogr.)*: 49 p.; Utrecht.
- (1980b): *A short note on the presence of the Eltville Tuff layer in the surroundings of Maastricht* — *Geol. & Mijnb.*, **59** (4): 409—410; Den Haag.
- MÜCHER, H. J. (1973): *Enkele aspecten van de löss en zijn noordelijke begrenzing in het bijzonder in Belgisch en Nederlands Limburg en daaraan grenzende gebied in Duitsland* — *Geogr. Tijdschr. N. R.*, **7** (4): 259—276; Leiden.
- , DE PLOEY, J. & SAVAT, J. (1981): *Response of loess materials to simulated translocation by water: micromorphological observations* — *Earth Surface Processes and Landforms*, **6**: 331—336; Chichester, New York, Brisbane, Toronto.
- PISSART, A. & JUVIGNÉ, E. (1980): *Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes-Fanges, Belgique)* — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **103**: 73—87; Liège.
- ROHDENBURG, H. (1966): *Eiskeilhorizonte in südniedersächsischen und nordhessischen Löß-Profilen* — *Gött. bodenk. Ber.*, **2**: 137—170; Göttingen.
- & MEYER, B. (1966): *Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Löß-Profilen* — *Gött. bodenk. Ber.*, **2**: 135 S.; Göttingen.
- & SEMMEL, A. (1971): *Bemerkungen zur Stratigraphie des Würm-Lösses im westlichen Mitteleuropa* — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **99**: 246—252, 2 Abb.; Wiesbaden.
- SABELBERG, U. & LÖSCHER, M. (1978): *Neue Beobachtungen zur Würmlöß-Stratigraphie südlich Heidelberg* — *Beitr. Quartär- und Landschaftsforschung, Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink*: 473—489, 2 Abb., 1 Tab.; Wien.
- SEMMEL, A. (1967): *Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen* — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 104—108, 1 Abb.; Wiesbaden.
- (1968): *Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen* — *Frankf. Geogr. Hefte*, **45**: 133 S., 35 Abb.; Frankfurt a. M.
- SCHÖNHALS, E. (1959): *Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials* — *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **4**: 313—322, 2 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- , ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): *Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen* — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199—206, 1 Abb.; Öhringen.

- VOGEL, J. C. & VAN DER HAMMEN, T. (1967): The Denekamp- and Paudorf interstadials — *Geol. & Mijnb.*, **46**: 188—194; Den Haag.
- WINDHEUSER, H. & BRUNNACKER, K. (1978): Zeitstellung und Tephrostratigraphie des quartären Osteifel-Vulkanismus — *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 261—271, 5 Abb.; Wiesbaden.
- IJLST, L. (1973): A laboratory overflow-centrifuge for heavy liquid mineral separation — *The American Mineralogist*, **58**: 1088—1093; Menasha (Wisc.).
- ZAGWIJN, W. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 129—146, 6 Abb.; Öhringen.

Manuscript accepted am 20. 5. 1983.

Zur weichselzeitlichen Entwicklungsgeschichte der unteren Saar (Rheinisches Schiefergebirge) -

Eine geomorphologische, pedologische und palynologische Untersuchung *

MANFRED J. MÜLLER, DIETMAR SCHRÖDER, BRIGITTE URBAN & LUDWIG ZÖLLER **)

Morphogenesis, River Saar Low Terrace, meander, glacial deposit, Saar Canal, flood deposit, paleosol, alluvial soil, solifluction, Weichselian, Bölling Interstadial, pit section, pollen analysis, C 14 dating, size distribution, chemical composition.

Rhenish Schiefergebirge, Lower Saar River, Rhineland Palatinate. TK 25: Nr. 6305

Kurzfassung: Durch den Bau des Saarkanals im Zuge des Umlaufals Ayl-Wawern-Biebelhausen entstand ein fast 2 km langer Aufschluß, der über die Entwicklung der Saar von der letzten Kaltzeit bis heute neue Erkenntnisse brachte. An zwei günstigen Stellen sind mehr als 12 m mächtige Sande erhalten geblieben, die aufgrund des Fehlens der vulkanischen Eifelassoziaton im Schwermineralspektrum und wegen eindeutiger Verzahnung mit Solifluktionsschutt ins Weichselglazial gestellt werden müssen. Diese Sande liegen auf dem etwa 2 m mächtigen Basis-schotter, der ebenfalls als letztglaziale Ablagerung gedeutet werden muß. In einem Stillwasser-sediment (schluffiger Ton), das auf den Mäanderdurchbruch hinweist, wurde ein Stück Kiefernholz gefunden, das ein Alter von $15\ 800 \pm 300$ Jahre aufweist.

In den als Hochwasserablagerungen gedeuteten Sanden konnten 3 verschiedene, recht gut ausgebildete Paläoböden ausgemacht werden.

Mit Hilfe der Pollenanalyse und zweier ^{14}C -Daten konnten die Böden zeitlich bestimmt werden. Der älteste ist mit großer Wahrscheinlichkeit während des Amersfoort-Interstadials ausgebildet worden. Der mittlere Boden ist, im Gegensatz zu den beiden anderen, in einer trockeneren, warmen Phase des Weichselfrühglazials entstanden und wird deswegen ins Brorup-Interstadial gestellt. Sein wesentliches Merkmal ist das Vorkommen von Haselpollen. Der oberste Boden muß ins Spätglazial datiert werden. Da weder im Boden noch in der darüberliegenden Fließerde die Schwerminerale der Eifelassoziaton (Laacher Vulkan) gefunden wurden, ist dieser Boden älter als das Alleröd. Er wird als Bildung im Bölling-Interstadial aufgefaßt.

Aufgrund dieser Ergebnisse lassen sich über die Entwicklungsgeschichte der unteren Saar sehr viel detailliertere Aussagen machen als das bisher der Fall war.

[The Evolutional History of the River Saar during the Weichsel Glacial Period — a Geomorphological, Pedological and Pollenanalytical Investigation]

Abstract: Because of the construction of the Saar Canal an opening of nearly 2 km length resulted along the cut-off meander of Ayl-Wawern-Biebelhausen. This opening permitted new perceptions with regard to the evolutional history of the River Saar from the last glacial period until today. At two favourable locations sands of more than 12 m thickness have been preserved. Due to the absence of any volcanic heavy minerals from the Eifel and due to a very clear interlocking with solifluction debris these sands must be placed into the Weichselian glacial period. The sands lie on top of gravel of about 2 m thickness which should also be interpreted as belonging to the last glaciation. Within a stillwater sediment (silty clay), which points out a meander cut-off, a piece of pine wood was found that shows an age of $15\ 800 \pm 300$ years.

*) Die geomorphologischen Untersuchungen wurden mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt. Dafür sei ihr herzlich gedankt.

**) Anschriften der Verfasser: Dr. M. J. Müller, Prof. Dr. D. Schröder, L. Zöllner, M. A., Universität Trier, FB III, Geographie/Geowissenschaften, Postfach 3825, D-5500 Trier. — Dr. B. Urban-Küttel, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn, Nußallee 13, D-5300 Bonn.

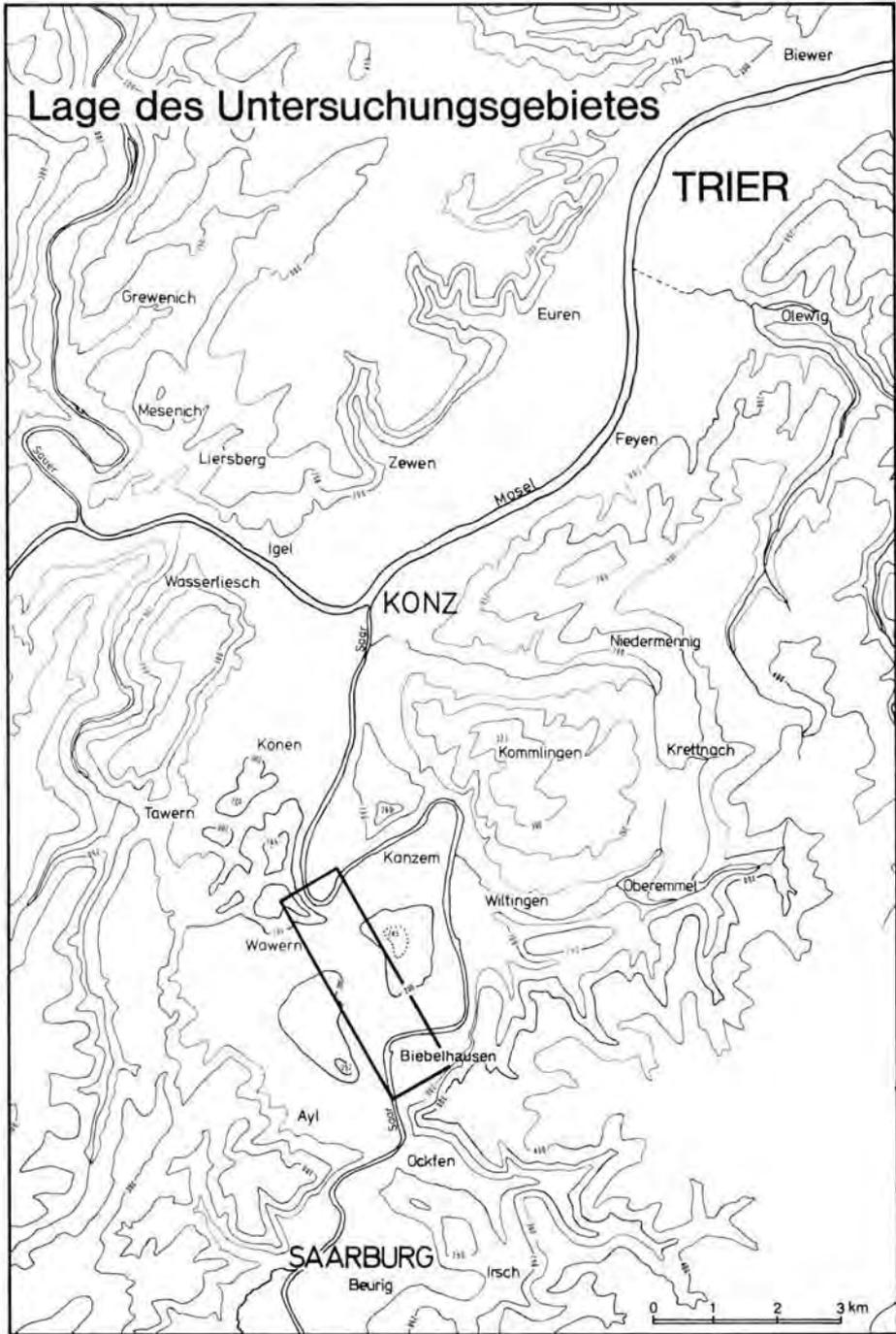


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

Within the sands, which are being interpreted as flood deposits, three different and well-developed paleosoils were detected.

Using the pollen analysis and two ^{14}C -dates the soils could be placed into the proper temporal perspective. In all likelihood the oldest soil developed during the Amersfoort interstadial epoch. The middle one, in contrast to the two others, was formed during a more arid and warmer phase of the early Weichsel glacial period. Therefore, it should be placed into the Brørup interstadial. Its significant feature is the presence of hazel pollen. The uppermost soil must be placed into the late glacial period. Since nowhere, neither in the soil itself nor in the solifluction debris on top of it, the heavy minerals of the Eifel association (Laach Volcano, 11 000 years BP.) could be found, this soil must be older than the Alleröd. It is interpreted as having been developed during the Bölling interstadial.

Because of the aforementioned results more detailed statements can now be made on the evolutionary history of the lower Saar than before.

1. Einleitung

Der Ausbau der Saar zu einem Schifffahrtsweg bot die einmalige Gelegenheit, neue Untersuchungen über die weichselzeitliche und holozäne Entwicklung der unteren Saar durchzuführen. Zwar sind die Laufverlegungen unterhalb von Saarburg mehrfach untersucht worden, so z. B. von GREBE (1886), MATHIAS (1936 u. 1952), und MÜLLER (1976), es konnten bisher aber nicht alle Probleme befriedigt gelöst werden.

Die zahlreichen Tiefbohrungen, die wegen der Baumaßnahmen immer bis auf das Anstehende abgeteuft worden sind, vor allem aber der Durchstich zwischen Hamm und Biebelhausen (Abb. 1), schufen sehr gute Voraussetzungen. Der fast 2 km lange Durchstich verläuft im Zuge des Ayl-Wawern-Biebelhausener Mäanders (Abb. 2), der während des Weichselglazials aufgrund des Durchbruchs zwischen Biebelhausen und Schoden abgeschnitten worden ist. Der Aufschluß konnte abschnittsweise, entsprechend dem Baufortschritt, aufgenommen werden, so daß detaillierte stratigraphische, pedologische und palynologische Untersuchungen möglich waren.

2. Beobachtungen und Ergebnisse

2.1. Aufbau und Altersstellung der Sedimente

Die Flußsedimente sind an keiner Stelle dieses Talabschnittes in ihrer gesamten Abfolge übereinander erhalten. Das erschwerte die Rekonstruktion der talgestaltenden Prozesse. Überraschenderweise liegen am Talrand in einer vor Abtragung offensichtlich geschützten Position mehr als 12 m mächtige schräggeschichtete Sande. Sie fallen zunächst steil mit 15° — 20° , dann sanft mit 5° — 10° zur Flußmitte hin ein (Abb. 3). Am Rand sind sie mit Solifluktionsschutt verzahnt und werden von einer Fließerde überlagert.

In diesen Sanden wurden 3 fossile Böden festgestellt (s. Profilbeschreibung). Eine besondere Rolle spielt der mittlere Boden in einer Tiefe von 8,40—9,90 m unter Geländeoberkante. Er fiel im Gelände durch seine dunkle Färbung und sein gut ausgebildetes Gefüge auf und wurde als Auenbraunerde aus Hochflutlehm angesprochen. Im oberen Teil ist das Gefüge plattig, im unteren Teil subpolyedrisch. Regenwurmgänge treten nur im unteren Teil auf. Im Dünnschliff ist ein gut ausgebildetes und sehr dunkles Plasma zu erkennen. Die Analysen ergaben gegenüber den beiden anderen fossilen Böden vor allem Unterschiede im C-Gehalt, der hier mit 0,50 % recht hoch liegt (Tab. 3).

Der relativ hohe Humusgehalt, die große Mächtigkeit dieses Horizontes (8,40 m und 9,25 m) und das plattige Gefüge in 8,40—8,80 m sprechen für eine solifluidale Überlagerung des ursprünglichen A-Horizontes.

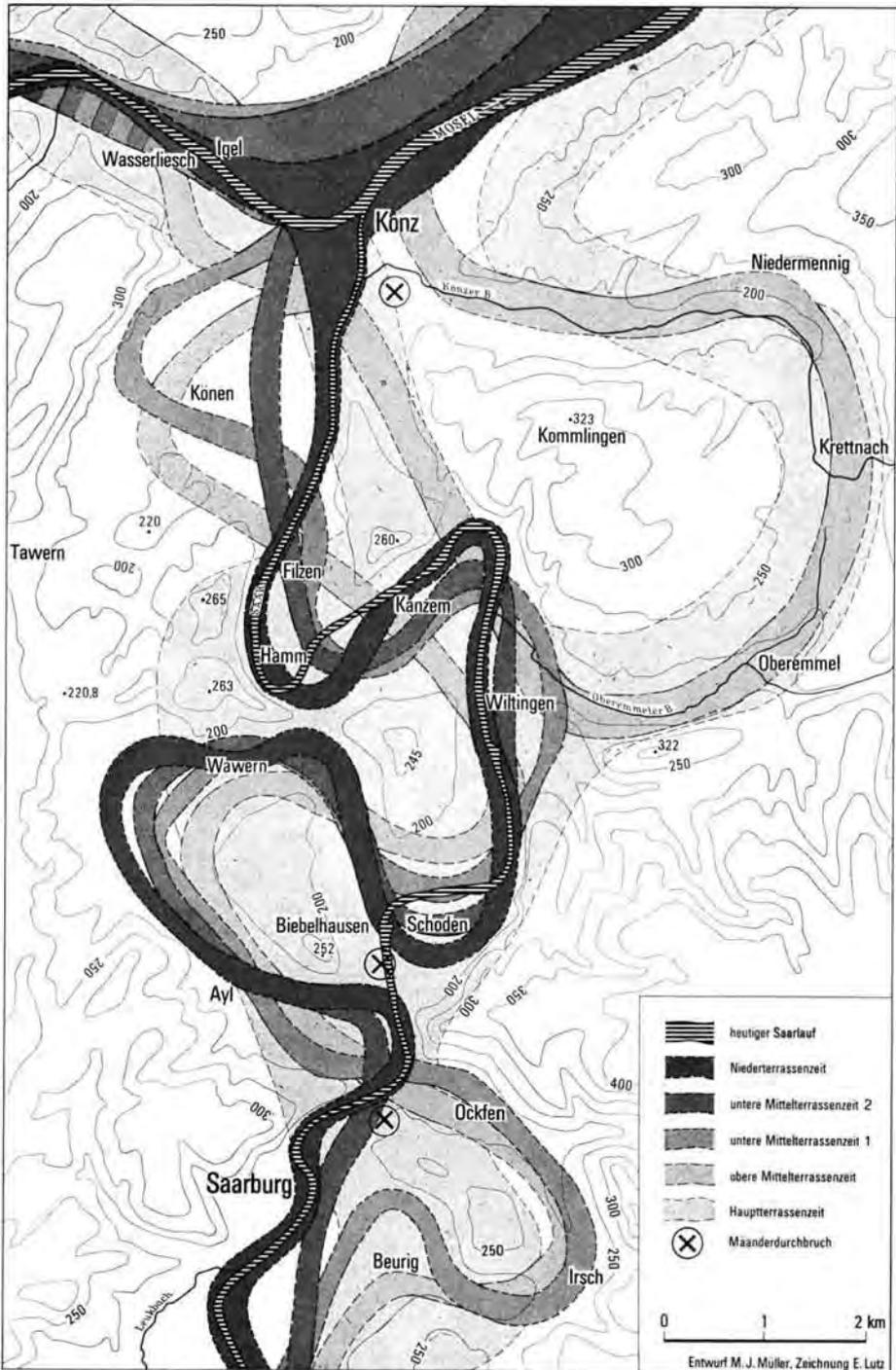


Abb. 2: Laufverlegungen an der unteren Saar.

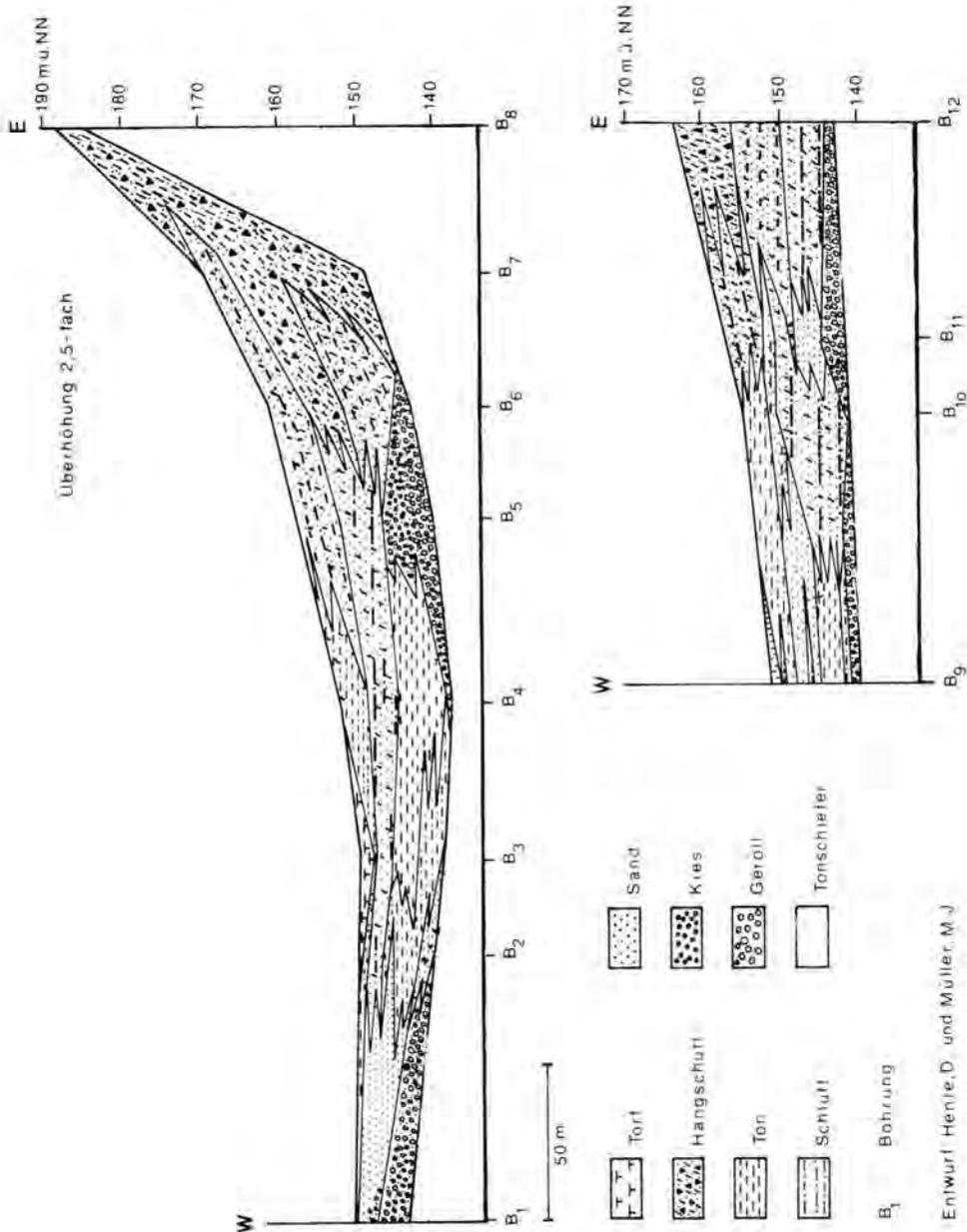


Abb. 3: Saarmäander Ayl-Wawern-Biebelhausen, Profil Weingut Greif.

Der obere fossile Boden (6,00—8,40 m unter Geländeoberkante) hat sich auf einem mächtigen Hochflutsand entwickelt. Er war im Gelände an seiner leicht humusgetönten Farbe, dem subpolyedrisch ausgebildeten Gefüge und zahlreichen Regenwurmängen zu erkennen. Im unteren Abschnitt treten 5—10 cm mächtige dunklere, honigsandartig (kol-

Tab. 1: Korngrößenverteilung in den Böden

Tiefe (cm)	Horizont	Korngröße in μm in % Feinboden		
		Ton < 2	Schluff 2—63	Sand 63—2000
rezenten Boden				
0— 20	A _h	16,60	32,00	51,40
20— 50	A ₁ B _v	19,85	38,40	41,75
50— 85	A ₁ S _w	18,10	40,60	41,30
85— 110	II B _{tl} S _d	16,75	28,10	55,15
110— 160	II B _{tl} S _d	19,10	27,65	53,25
oberer fossiler Boden				
600— 625	f A _h M ₁	16,80	26,85	56,35
625— 650	M ₂	15,70	24,00	60,30
780— 790		6,40	5,40	88,20
790— 800		19,05	6,00	74,95
mittlerer fossiler Boden				
840— 880	f A _h B _{v1}	16,90	17,25	65,80
880— 925	B _{v2}	17,90	16,20	65,90
925— 960		8,80	17,30	73,90
960— 990		8,30	13,50	78,20
unterer fossiler Boden				
990—1020	B _t	11,88	16,92	71,20
1020—1115		3,73	9,22	87,05
1115—1215		9,25	5,17	85,58

loidale Umhüllungen der Sandkörner) mit Feinton und Eisen angereicherte Bänder auf (Tab. 1; 7,90—8,00 m). Die bodenchemischen Daten, speziell die mit der Tiefe abnehmenden C- und P₂O₅-Gehalte, bestätigen die aufgrund des Geländebefundes vorgenommene Identifikation dieses Bodens als Allochthonen Braunen Auenboden mit schwacher Tondurchschlammung im unteren Profiltail und mit geringfügig verkürztem A_h-Horizont.

Der untere Boden (9,90—11,15 m unter Geländeoberkante) muß als Rest einer Auen-Parabraunerde angesprochen werden. A_h- und A₁-Horizont fehlen. Nur ein etwa 30 cm mächtiger B_t-Horizont mit polyedrischem Gefüge ist erhalten. Unterhalb des kompakten B_t-Horizontes befinden sich in sandigen Partien Eisen-Ton-Bändchen bzw. -Nester, die im oberen fossilen Boden Honigsandcharakter haben ¹⁾.

Ein Vergleich des bodengenethischen Zustandes der drei fossilen Böden zeigt, daß die Entwicklung im untersten Boden am weitesten fortgeschritten ist. Hier hat eine Lessivierung stattgefunden, die in den verwitterten Hochflutlehm bei gegebenen kolloidchemischen Voraussetzungen allerdings in relativ kurzen Zeiträumen ablaufen kann (SCHRÖDER 1979, STEPHAN 1980). Eine intensive chemische Verwitterung ist, wie die hier nicht mitgeteilten Gesamtgehalte verschiedener Elemente und der Anteil von pedogenem Eisen am Gesamtisen erkennen lassen, jedoch nicht erfolgt. Insgesamt deutet die Ausbildung dieses Bodens auf kühlfeuchte Entstehungsbedingungen (schwache Hydro-morphie).

¹⁾ Für die mikromorphologische Ansprache der Böden danken wir Herrn Dr. STEPHAN, Bonn.

Im mittleren Boden ist die Entwicklung nicht über ein Braunerdestadium hinausgegangen. Die dunkle Farbe und der relativ hohe C-Gehalt lassen auf ein trockenes, wärmeres Klima schließen. In einer anschließenden Kaltphase wurden die obersten 40 cm durch Solifluktion aufgelagert (Frostplattung, Zerstörung der Wurmgänge). Der obere Boden befindet sich im Übergang von einem Allochthonen Braunen Auenboden zu einer Parabraunerde. Hierauf deuten die Homogenität im oberen Profilteil und die beginnende Bildung von Eisen- und Ton-Bändern in 1—2 m Tiefe. Schwache Hydromorphie zeigt an, daß bei der Entstehung dieses Bodens ebenfalls feuchtere und kühlere Klimabedingungen geherrscht haben als bei der Entstehung des mittleren Bodens.

Die scheinbar ungestörte Abfolge der Böden legt zunächst den Schluß nahe, es handle sich um 3 Böden, die über einen kurzen Zeitraum hinweg im Spätglazial entstanden sind. Die sedimentpetrographischen, pedologischen und palynologischen Analysenergebnisse widerlegen diese Auffassung jedoch.

Folgende Überlegungen lassen auf ein höheres Alter der beiden untersten Böden schließen:

1. Der obere Boden ist vor dem Alleröd entstanden, denn es finden sich in ihm keine Schwermineralien der sogenannten Eifelassoziationen, die den letzten Ausbruch des LaacherVulkans repräsentiert und in der Umgebung von Trier überall in post-allerödzeitlichen Bildungen nachweisbar ist (ZÖLLER 1980). Auch in der darüberliegenden Fließerde findet sich die Eifelassoziation nicht. Sie muß also älter als das Alleröd sein und wird in die Ältere Dryas gestellt.

Dieser Boden, dessen Pollenführung für eine quantitative und qualitative Aussage zu gering war, müßte demnach mindestens Bölling-Alter haben. Bölling- und Allerödböden aus Löß sind unter vergleichbaren Klimabedingungen nur zu Pararendzinen oder Braunerde-Pararendzinen ausgebildet. Das belegen die Pararendzinen und schwach entwickelten Braunerden aus Löß unter dem allerödzeitlichen Bims des Neuwieder Beckens. Die in diesem (Bölling-) Boden abgelagerte Tonverlagerung widerspricht nicht den bisherigen Befunden böllingzeitlicher Lößböden, denn in kalkfreien und kalkarmen Hochflutlehmen kann Tonverlagerung viel schneller einsetzen als im kalkreichen Löß.

2. Der mittlere Boden muß wesentlich älter sein als der obere. Das plattige Gefüge im oberen Teil und die fehlenden Regenwurmgänge weisen auf kaltzeitliche Umlagerung hin. Er scheint andererseits im Unterschied zu den anderen Böden unter warm-trockenen Bedingungen entstanden zu sein. Darauf deutet der mächtige humose Horizont hin, vor allem aber das Pollenspektrum des fA_1 -Horizontes (Abb. 5). Es fällt der hohe Anteil wärmeliebender Taxa auf. Die Hasel erreicht annähernd Werte bis 40%. Auch Eichenmischwaldelemente kommen vor (Linde, Esche, zusammen 10%, Eichenpollen fehlt). Ein solches Spektrum würde für einen warmzeitlichen Vegetationstyp sprechen, der zudem typisch für ein relativ feuchtes Milieu ist, worauf die Erlenanteile von 28% hinweisen. Da aus geomorphologischer Sicht eine Zuordnung zum letzten Interglazial nicht in Frage kommt — der Boden ist auf den Ablagerungen der weichselzeitlichen Niederterrasse ausgebildet — wäre eine Zuordnung zu einem Frühweichselinterstadial zu diskutieren. Am klimatisch günstigsten scheint das Brørup-Interstadial gewesen zu sein. Eine genaue biostratigraphische Zuordnung ist jedoch aus pollenanalytischer Sicht nicht möglich, da auch in diesem mittleren Boden der Gesamtsporomorphengehalt sehr gering ist und sich die Aussagen nur auf eine Probe beziehen.

3. Die schwache Fe-Mn-Fleckung des unteren fossilen Bodens und die Ausbildung eines tonangereicherten Horizontes stehen zweifellos nicht in Einklang mit den trockenen und kühlen Klimaverhältnissen des Weichsel-Frühglazials. Fe-Mn-Fleckung als Folge von Staunässe kommt nicht in Betracht, weil der hohe Grobporenanteil und die gute Luftdurchlässigkeit (Tab. 2) Wasserstau ausschließen. Die Ursache der

Tab. 2: Bodenphysikalische Eigenschaften der Böden

Tiefe (cm)	Horizont	Porenvolumen (%)	Poren (%) > 50	Trockenraum- gewicht (g/cm ³)	Luftdurch- lässigkeit μ ²
rezenter Boden					
85— 100	II B ₁₁ Sd	32,93	4,63	1,77	2,18
rezenter Boden					
110— 160	II B ₁₂ SdII	35,20	7,98	1,77	7,10
oberer fossiler Boden					
625— 650	f M ₂	41,43	14,68	1,61	7,10
mittlerer fossiler Boden					
880— 925	B ₂	45,15	18,48	1,53	9,10
unterer fossiler Boden					
990—1020	B ₁	46,48	23,70	1,59	11,08

schwach ausgeprägten Hydromorphie muß deshalb ihren Grund in den besonderen hydrologischen Bedingungen der Talaue haben. Die Pollenführung ist äußerst schwach. Für eine stratigraphische Einordnung käme das Amersfoort-Interstadial in Frage. Die Abweichung der Auenbodenausbildung von der für diesen Zeitabschnitt bekannten terrestrischen Bodenbildung ist nicht ungewöhnlich (RICKEN & MEYER 1982). Man kann davon ausgehen, daß neben den zonalen Böden auch davon abweichende azonale entstanden sind.

Der Ablauf von Erosion und Akkumulation während des Weichselglazials im Gebiet der unteren Saar ist aufgrund der dargestellten Ergebnisse komplizierter als bisher vermutet.

Da an keiner Stelle des Aufschlusses die gesamte Abfolge der Sedimente erhalten war, ergab sich die Notwendigkeit, mit Hilfe verschiedener Einzelprofile den Gesamtaufbau der Sedimente zu rekonstruieren (Abb. 3 u. 4).

An der Basis liegt über dem devonischen Schiefer ein 1 m bis 2 m mächtiger Grobschotter. In der Talmitte schließt sich darüber ein etwa 2,5 m mächtiger Feinschotter an. Er konnte nirgends unter den randlichen Sanden beobachtet werden. Es wird daher angenommen, daß er jünger ist als die etwa 6 m mächtigen Sande, in denen der untere und der mittlere Boden liegen. Diese Sande überlagern deutlich den Grobschotter. In die Feinschotter sind an verschiedenen Stellen in Kolken geschichtete schluffige Tone eingelagert. Sie erreichen eine Mächtigkeit von fast 6 m. Die Farbe wechselt zwischen dunkelgrau und rotbraun. Im unteren Teil treten in den Tonen einzelne Schichten schluffigen Sandes, im oberen Teil dünne Lagen kleiner Schieferplättchen auf. 2 m oberhalb der Basis des

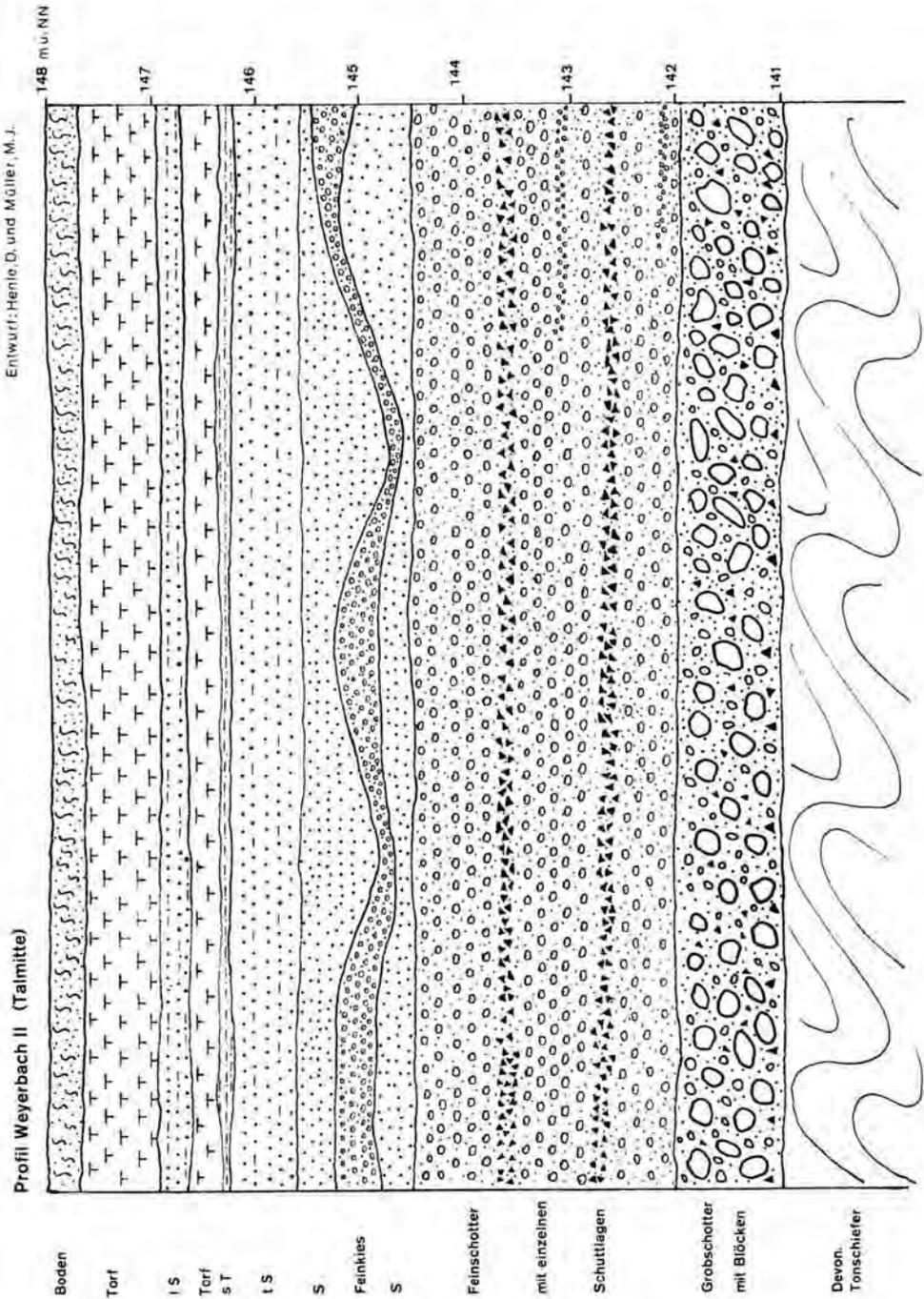


Abb. 4: Saarmäander Ayl-Wawern-Biebelhausen, Profil Weyerbach II (Talmitte).

Tab. 3: Bodenchemische Eigenschaften der Böden

Tiefe (m)	pH CaCl ₂	C %	Fe _o %	Fe _d %	P ₂ O ₅ %
rezenten Boden					
0 — 0,2	4,8	0,90	0,24	0,61	0,14
0,2 — 0,5	5,3	0,40	0,28	0,74	0,14
0,5 — 0,85	5,4	0,26	0,24	0,70	0,11
0,85 — 1,1	5,5	0,13	0,23	0,54	0,06
1,1 — 1,60	5,0	0,15	0,15	0,70	0,07
oberer fossiler Boden					
6,00 — 6,25	5,7	0,36	0,12	0,86	0,11
6,25 — 6,55	5,8	0,36	0,12	0,71	0,07
7,8 — 7,9	5,6	0,05	0,12	0,52	0,06
7,9 — 8,0	5,6	0,10	0,13	0,76	0,07
mittlerer fossiler Boden					
8,4 — 8,8	5,6	0,50	0,17	0,67	0,08
8,8 — 9,25	5,3	0,48	0,18	0,64	0,06
9,25 — 9,6	5,3	0,16	0,11	0,52	0,05
9,6 — 9,9	5,3	0,17	0,08	0,56	0,04
unterer fossiler Boden					
9,9 — 10,2	5,3	0,25	0,11	0,57	0,06
10,25 — 11,15	5,1	0,16	0,05	0,47	0,06
11,15 — 12,15	5,5	0,15	0,09	0,58	0,05

Tones, die teilweise von anstehenden devonischen Schiefen teilweise von Feinschotter gebildet wird, wurde ein Kiefernholz gefunden²⁾. Die Altersbestimmung dieses Holzstückes ergab ein ¹⁴C-Alter von 15 800 ± 300 Jahren³⁾.

Aus dem Ton wurden im Abstand von 20 cm 28 Proben genommen. 13 davon konnten pollenanalytisch ausgewertet werden (Abb. 5). Auffallend ist ein zum Teil hoher Anteil präquartärer Sporomorphen, der an der Basis des Profils besonders hoch ist.

Dieser Anteil an umgelagerten Sporomorphen ist wohl durch die Herkunft des Sedimentes bedingt.

Die Kurvenverläufe der einzelnen Taxa lassen im wesentlichen keine großen Schwankungen erkennen, so daß eine Gliederung des Profils anhand des Baumpollens nahezu ausgeschlossen ist. Nur an der Profilbasis fallen höhere Pinusanteile auf, bevor die Pinuskurve auf ungefähr 30 % absinkt. Im Gegensatz zu den präquartären Sporomorphen sind *Pinus* und der übrige Pollen gut erhalten. Unter dem Baumpollen kommt noch Fichte, Birke, Weide, Pappel und Erle vor, wobei die einzelnen Taxa nur geringe Werte aufweisen. Es herrschte eine typenreiche Kräuterflora vor, die partiell von *Artemisia* dominiert wird. Auch *Gramineae* spielen teilweise eine größere Rolle. Man könnte von einer kräuterreichen Artemisiensteppe sprechen, wobei sich der Kiefernanteil am ehesten mit Fernflug erklären ließe. Paläoklimatisch läßt sich dieses Profil wohl nur als unter hochglazialen Bedingungen entstanden interpretieren. Möglicherweise deutet

²⁾ Für die Holzbestimmungen danken wir Herrn Obermuseumsrat ERNST HOLLSTEIN, Trier.

³⁾ Für die Altersbestimmungen bedanken wir uns bei Prof. Dr. SCHARPENSEEL, Hamburg.

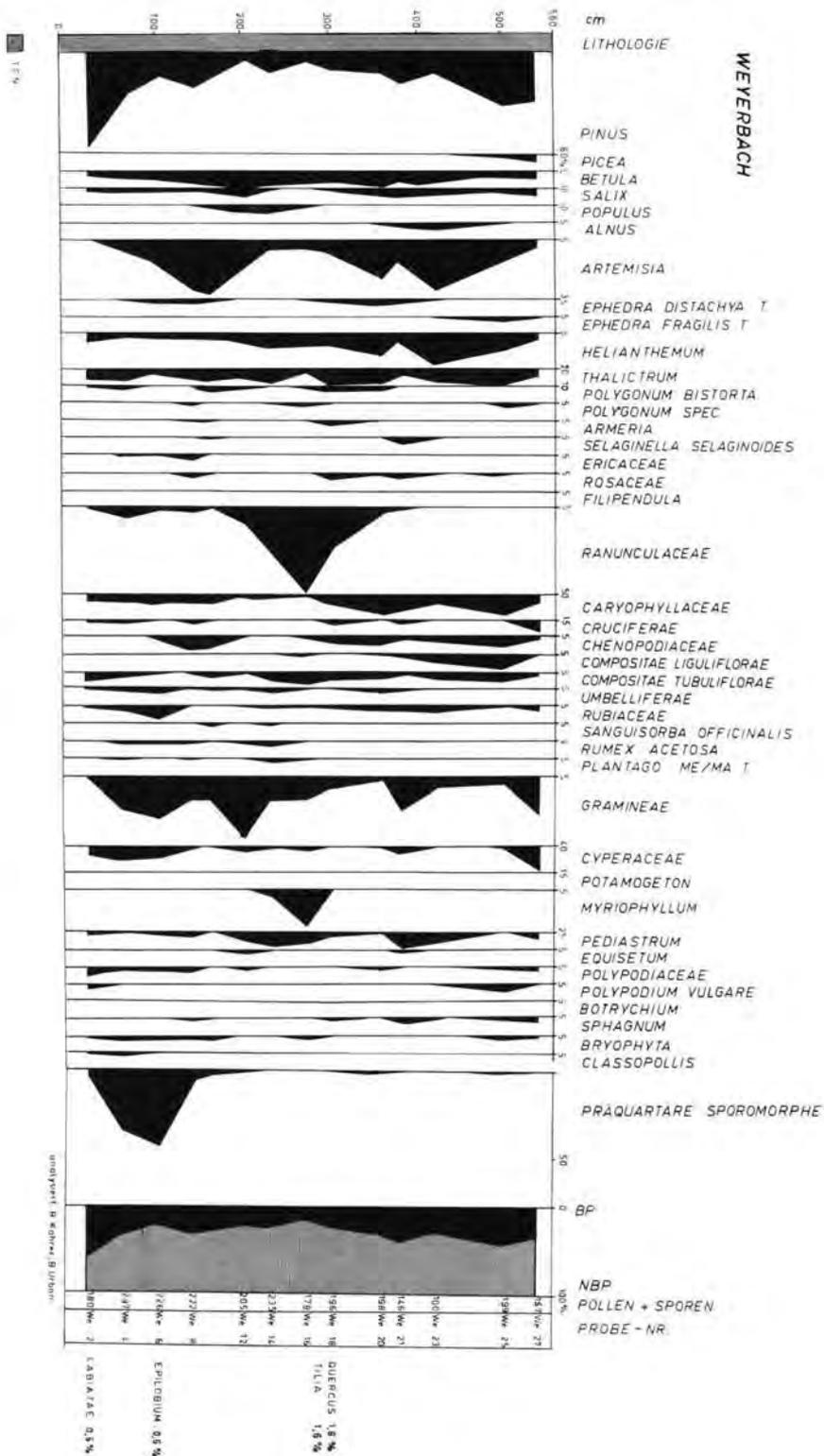


Abb. 5: Pollendiagramm Weyerbach I.

Tab. 4: Stratigraphische Zuordnung

Profilaufbau							
Talmitte	Talrand	Böden	Pollenanalyse	Morphodynamik	Chronostratigraphie (nach Koster, E. A. 1980)		¹⁴ C-Alter
Auenlehm und Torf im Wechsel grauer IS	?	rezenten Boden	jungholozäne siedlungsanzeigerreiche Flora	relativ stabil	Holozän		10 000
Sand	Fließerde, Soliflukr.-schutt	-----	?	Abtragung u. Umlagerung	(Laacher Bims) Spätglazial	jüngere Dryas	11 000
				?		Alleröd	11 800
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
?	Sand mit dünnen Soliflukrationslagen	oberer fossiler Boden Allochthon. Br. Auenb.	?	relativ stabil	Hochglazial	ältere Dryas	12 000
-----		-----	-----	-----		-----	-----
schluffige Tone	Sand mit dünnen Soliflukrationslagen	-----	Hochglazialflora (Artemisia-Steppe)	Abtragung u. Umlagerung	Hochglazial	Bölling	13 000
-----				-----		-----	-----
Sand	Sand mit dünnen Soliflukrationslagen	-----	-----	Akkumulation	Hochglazial	Älteste Dryas	
-----				-----		-----	-----
Feinschotter	Sand	mittlerer fossiler Boden, Auenbraunerde	wärmeliebende Taxa	Akkumulation	Frühglazial	Denekamp	29 000
						-----	-----
Sand ?	Sand	-----	-----	Akkumulation	Frühglazial	Stadial	32 000
						-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	-----	-----	Hengelo	37 000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	Stadial	39 000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	Moershoofd	43 000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	Stadial	50 000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	Odderade	58 000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	Stadial	65 000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	Brørup	68 000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	Stadial	68 000
-----	-----	-----	-----	-----	-----	Amersfoort	
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Grobschotter	-----	-----	-----	Erosion und Akkumulation	-----	Stadial	90 000

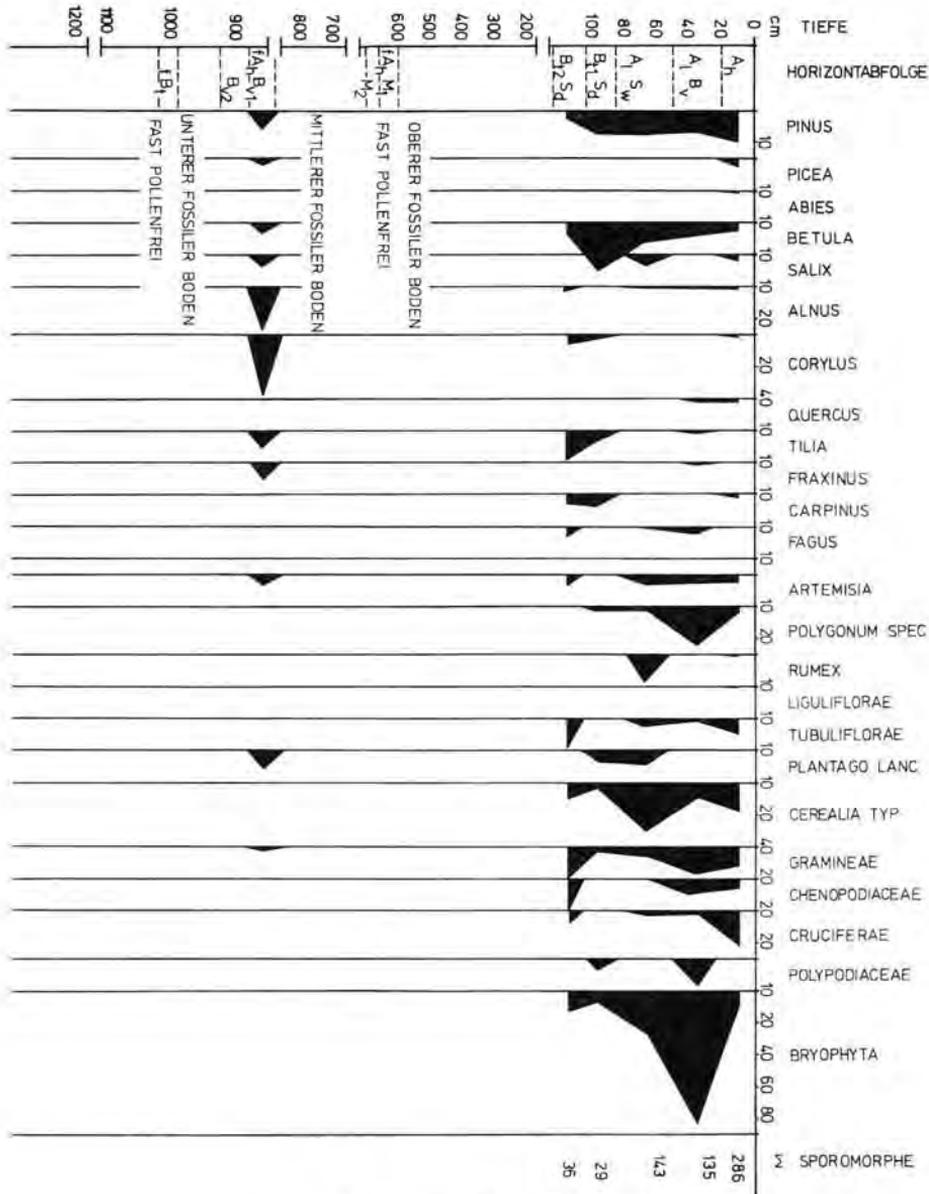


Abb. 6: Pollendiagramm Saarkanal.

sich an der Basis das Ende eines Interstadials an. Für Umlagerungen interstadialen oder interglazialen Materials gibt es keinerlei Hinweise. Die gleichförmigen Kurvenverläufe deuten ein ruhiges Ablagerungsmilieu an.

Die Ergebnisse der Pollenanalyse passen damit sehr gut zu der Altersbestimmung des Holzes. Es kann also angenommen werden, daß die Tone im Hochglazial sedimentiert wurden.

Über dem Ton, aber auch über dem Feinschotter liegen braune geschichtete Sande, die in der Talmitte 3 m Mächtigkeit erreichen. Sie werden zeitlich den bis zu 6 m mächtigen Sanden am Rand des Tales, in denen sich der obere fossile Boden befindet, gleichgestellt. Hangaufwärts verzahnen sie sich mit Fließerdezungen. Im oberen Abschnitt des Hanges werden sie von einem bis zu 10 m mächtigen Solifluktionsschutt unterlagert. Über den Sanden liegt die schon erwähnte Fließerde aus der *Alteren Dryas*.

In der Talmitte, in der nach dem Mäanderdurchbruch der Weyerbach sein schmales Bett geschaffen hat, werden die spätweichselzeitlichen Sande von einem sandigen Lehm und einer 1 m bis 3 m mächtigen Torfschicht bedeckt. Ein Erlenholz an der Basis des Torfes im Lehm hat ein ^{14}C -Alter von $2\,800 \pm 200$ Jahren. Die Pollenanalyse ergab, abgesehen von der Erle, einen geringen Baumpollenanteil (Abb. 6).

In Verbindung mit Wasserpflanzen und feuchtigkeitsliebenden Taxa kann als Ablagerungsmilieu ein schwach bewegtes Gewässer, bzw. ein Gewässerrand mit lokalem Erlenbruch angenommen werden. Die Kräuterflora ist sehr typenreich; es befindet sich darunter auch Pollen von Kräuterpflanzen und Siedlungsanzeigern wie etwa: Wegerich (*Plantago lanceolata*, *Plantago major/media*) oder auch Knöterich (*Polygonum bistorta*) und *Artemisia*. Getreidepollen tritt in Spuren auf. Unter dem Baumpollen haben, von der lokalen Dominanz der Erle abgesehen, Eiche und Kiefer, im jüngsten Abschnitt auch die Hainbuche, die höchsten Werte (um 10%). Vereinzelt tritt Buchen-, Fichten- und Tannepollen auf. Die Pollenspektren deuten insgesamt gesehen auf lichte Bewaldung der näheren Umgebung hin; für den Bildungszeitraum ist eine starke Nutzung des Untersuchungsgebietes durch den Menschen anzunehmen.

2.2. Überlegungen zur Morphodynamik

Aufgrund der Untersuchungsergebnisse, die u. a. zwei absolute Datierungen im Sediment erbrachten, kann man sich die Entwicklung des Saarmäanders von Ayl—Wawern—Biebelhausen folgendermaßen vorstellen:

Während des Weichselfrühglazials hat die Saar sich kräftig eingeschnitten und einen Grobschotter hinterlassen. Er ist nicht überall im Flußbett erhalten, erreicht aber in der Regel in der Flußmitte eine Mächtigkeit von 2 m. Ob dieser Schotterkörper einmal mächtiger gewesen ist, läßt sich nicht sagen.

Schon im Frühglazial hat die Saar im großen und ganzen das endgültige Erosionsniveau der Niederterrasse erreicht. Über dem Grobschotter ist entweder gegen Ende des ersten Stadials oder zu Beginn des Amersfoort-Interstadials ein mächtiges Sandpaket akkumuliert worden, auf dem sich eine Auen-Parabraunerde entwickelt hat. Diese Sande sind im folgenden Stadial wieder ausgeräumt worden und nur an wenigen günstigen Stellen erhalten geblieben. Daraufhin wurde ein Feinschotterkörper von etwa 2,5 m Mächtigkeit abgelagert. Gegen Ende dieses Stadials oder zu Beginn des Brörup-Interstadials schüttete die Saar wieder mächtige Sande auf, auf denen sich der mittlere Boden entwickelte. Gegen Ende des Frühglazials oder zu Beginn des Hochglazials hat der Mäanderdurchbruch stattgefunden, denn über dem Sand treten keine grobklastischen Sedimente mehr auf, sondern nur noch tonig-schluffige.

Auf jeden Fall aber war der Durchbruch schon vor dem Spätglazial vollzogen. Die an verschiedenen Stellen direkt auf dem Grobschotter oder sogar über dem Ton-schiefer liegenden Tone lassen sich nur erklären als Ablagerungen in einem Altarm. Der abgeschnittene Mäander hat bei größeren Hochwässern sozusagen als Entlastungsrinne gedient. In den Schottern haben sich Kolke gebildet, und diese sind dann als kleine

Tümpel langsam mit Feinsedimenten aufgefüllt worden. Das ^{14}C -Alter nahe der Basis der Tone ist $15\,800 \pm 300$ Jahre, und das Pollenspektrum weist von unten bis oben kaltzeitliche Verhältnisse auf. Mächtige Hochwässer müssen diesen Altarm aber auch noch gegen Ende des Hochglazials und zu Beginn des Spätglazials durchflossen haben, denn es liegen über dem Ton noch Saarsande, in denen sich der Böllingboden entwickelt hat. Sie sind bevorzugt in einer vom Hang herunterziehenden Delle, an einem Prallhang der frühglazialen Saar, sedimentiert worden, in der günstige Sedimentationsbedingungen herrschten. Eine gewisse Schwierigkeit bereitet die Erklärung der außerordentlich hohen Lage dieser Sande. Immerhin liegt ihre Oberkante etwa 20 m über der Flußsohle und noch rund 15 m über den frühglazialen Schottern. Das höchste Hochwasser der Saar erreichte 1947 etwa 6 m über normalem Wasserstand. Für das Spätglazial müssen wir erheblich höhere Hochwässer annehmen.

3. Profilbeschreibung der Böden

Rezenter Boden: Parabraunerde aus lößhaltiger Fließerde über Terrassensand

A _b	0—20 cm, schwarzbrauner (7,5 YR 4/4), etwas Schiefergrus enthaltender IS, mittelhumos, krümelig bis plattig, gut durchwurzelt, allmählicher Übergang
A ₁ B _v	20—50 cm, brauner (7,5 YR 4/6), viel Schiefergrus enthaltender sL, lößreich, subpolyedrisch, schwach durchwurzelt, einzelne Wurmgänge, unscharfer Übergang
A ₁ S _{vv}	50—80 cm, brauner (7,5 YR 4/6), von grauen (10 YR 6/4) Reduktionsflecken durchsetzter, lößreicher sL, subpolyedrisch-polyedrisch, schwach durchwurzelt, einzelne Wurmgänge, zahlreiche Konkretionen, allmählicher Übergang
II B ₁ S _b	85—110 cm, rotbrauner (5 YR 4/8), von grauen (10 YR 6/4) Reduktionsflecken und -spalten durchsetzter IS aus Lösssolifluktionsmaterial und eingemischtem Terrassensand, polyedrisch-prismatisch, einzelne Wurmgänge, welliger, deutlicher Übergang
II B ₁₂ S _b	110—160 cm, rotbrauner (5 YR 4/6) sL, kohärent 160 cm, rotbrauner (5 YR 4/8) Terrassensand
zwischen	160 und 600 cm brauner lehmiger Sand

Oberer fossiler Boden: Allochthoner brauner Auenboden aus Hochflutsand

f A _b M _t	600—625 cm, hellrotbrauner (5 YR 5/6) IS, porös, locker, kohärent bis subpolyedrisch
f M _t	625—655 cm, rotbrauner (5 YR 4/6) IS, mittelfest, subpolyedrisch, zahlreiche Wurmgänge, allmählicher Übergang in braunen Horizont mit Eisen und Ton angereicherten Bändern, diese dicht, fest, tonreicher, dunkelrotbraun (5 YR 3/6) Sand zwischen Bändern (5 YR 5/6), im gesamten Profil Schieferstückchen, im unteren Teil (unterhalb der Bänder) solifluidal eingeregeltete feine Schichten aus Schieferplättchen
	780—790 cm, heller tS
	790—800 cm, rotbraunes Band aus tS
	800—840 cm, heller Sand, schwach Fe-Mn-gefleckt

Mittlerer fossiler Boden: Auenbraunerde aus Hochflutlehm

fA _h B _{v1}	840—880 cm, hellrotbrauner (5 YR 4/6) \overline{IS} , plattig (Solifluktion), eingereg. Schieferplättchen, keine Wurmröhren, scharfer, gerader Übergang
fA _h B _{v2}	880—925 cm, rotbrauner (5 YR 4/8) \overline{IS} , festes Subpolyedergefüge, zahlreiche Regenwurmgänge, einige Schieferstückchen, allmählicher Übergang
fB _v C	925—960 cm, hellrotbrauner (5 YR 5/6) IS, kohärent, locker, keine Bänderung, lediglich allmählicher Übergang von rot in hellrotbraun
C	960—990 cm, mattrotbrauner (5 YR 5/4) IS

Unterer fossiler Boden: stark erodierte Auen-Parabraunerde

A-Horizonte fehlen

fB _t	990—1020 cm, dunkelrotbrauner (5 YR 3/6), \overline{IS} , einige Wurmröhren, sehr heterogen, einige helle Sandlinsen wechseln mit rotbraunen Partien (in Auflösung begriffener B _t), sehr starker kleinräumiger Wechsel von hellem Sand zu rotbraunem IS, polyedrisch, sehr schwach Fe-Mn-gefleckt
C	1020—1115 cm, mattrotbrauner (5 YR 5/4) Sand 1115—1215 cm, rotbrauner tS in fleckweisem Wechsel mit hellem Sand (Eisen- und Tonanreicherungen).

4. Schriftenverzeichnis

- FISCHER, F. (1957): Beiträge zur Morphologie des Flußsystems der Saar. — Universität des Saarlandes, Arbeiten aus dem Geographischen Institut, 2: 5—92; Saarbrücken.
- GREBE, H. (1890): Über Tertiär-Vorkommen zu beiden Seiten des Rheins zwischen Bingen und Lahnstein und Weiteres über Talbildung am Rhein, an der Saar und Mosel. — Jb. kgl. preuß. geolog. L.-Anst. für 1889: 99—123; Berlin.
- HENRICH, H. W. (1958): Der Schwermineralgehalt der Terrassen im Unterlauf der Saar. — Ann. Univ. Saraviensis, Naturwiss., VII: 118—145; Saarbrücken.
- KOSTER, E. A. (1980): De Indeling van het kwartair van Nederland. Toelichting bij de stratigrafische Tabellen van het Pleistoceen en het Holoceen. — Geografisch Tijdschrift, Nieuwe reeks XIV, afl. 4. (Beilage).
- MATHIAS, K. (1936): Morphologie des Saartals zwischen Saarbrücken und der Saarmündung. — Decheniana. Verhandl. naturhist. Ver. Rheinland u. Westfalen, 93: 1—112; Bonn.
- (1952): Die Entwicklung der Talmäander im Bereich der unteren Saar. — Ann. Universitatis Saraviensis, Naturwiss. 4: 355—369; Saarbrücken.
- MÜLLER, M. J. (1978): Die Entwicklung der Oberflächenformen im unteren Saartal, im Moseltal und in der „Wittlicher Senke“. — In: Trier und Umgebung. Sammlung Geographischer Führer 11: 10—18; Berlin, Stuttgart (Borntäger).
- (1979): Die Umlaufberge im unteren Saartal. — In: Beiträge zur trierischen Landeskunde: 353—361; Trier.
- (1983): Geomorphologische Kartierung der Karte 1 : 25 000, Blatt 6305 Saarb. mit Erläuterungsband. — Berlin. — [Im Druck].
- RICKEN, W. & MEYER, B. (1982): Lößbürtige Böden des Jung-Quartärs zwischen Harz und Leine. — Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges., 34: 249—268; Göttingen.
- SCHRÖDER, D. (1979): Bodenentwicklung in spätpleistozänen Hochflutlehmen des Niederrheins. — Habilitationsschrift, Bonn, 296 S.; Bonn.
- STEPHAN, S. (1981): Zur Mikromorphologie der Tonverlagerung im Alluvium des Niederrheins. — In: Sonderveröff. Geograph. Inst. Univ. Köln, 41: 243—247; Köln.
- ZANDSTRA, K. J. (1954): Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartals. — Erdkunde, VIII: 276—285; Bonn.
- ZÖLLER, L. (1980): Über Hangschuttbildung, Plateaulehne und junge Erosion im „Hochwald“, westlicher Hunsrück, Rheinisches Schiefergebirge. — Carina, 7: 153—167; Braunschweig.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	33	95—117 5 Abb., 4 Tab., 2 Taf.	<i>Hannover 1983</i>
----------------------------------	----	----------------------------------	----------------------

Die geomorphologisch-bodengeographische Deutung der pleistozänen Sedimente und der fossilen Böden an der Playa de Barañán (westl. La Coruña) und bei Cangas de Foz (Nord-Galizien)

KARL-ULRICH BRÖSCHE *)

Coastal pit section, coastal catena, coastal terrace, interpretation, paleosol, solifluction, eolian deposit, horizon differentiation, Würmian, C 14 dating.
North Galicia, Playa de Barañán

Kurzfassung: Aus dem nördlichen Galizien (NW-Spanien) werden von zwei Lokalitäten (Playa de Barañán, westl. La Coruña, und Cangas de Foz, westl. Ribadeo) jungpleistozäne Sediment-Boden-Folgen beschrieben, die auf einem 3—5 m ü. M. gelegenen Felssockel bzw. auf einer ca. 25 m ü. M. gelegenen Küstenterrasse auflagern. Mehrere ¹⁴C-Daten sowie Vergleiche mit früher aufgenommenen Sediment-Boden-Folgen in der näheren und weiteren Umgebung lassen den Schluß zu, daß in beiden Fällen eine nahezu vollständige würmzeitliche Schichtenfolge entwickelt ist, die von fossilen Braunerden bzw. kräftigen fossilen A_h-Horizonten gegliedert ist. Zwischen die fossilen Böden bzw. Bodensedimente sind möglicherweise äolisch entstandene Schluffe bzw. Sande und Solifluktionsschuttdecken eingeschaltet. Die wahrscheinlich altwürmzeitlichen Profiltile zeichnen sich durch viel Holzkohle aus und weisen auf eine holzreiche Vegetation hin.

[Geological and Pedological Interpretation of the Pleistocene Sediments and Fossil Soils at the Playa de Barañán (W of La Coruña) and near Cangas de Foz (N-Galicia)]

Abstract: Upper Pleistocene sediment-soil profiles were investigated from a rock basement at 3—5 metres a.s.l. and a coastal terrace at 25 metres a.s.l. at two sites in northern Galicia/north-west Spain (Playa de Barañán, west of La Coruña, and Cangas de Foz, west of Ribadeo). Several ¹⁴C-dates and comparisons with previously investigated sediment-soil profiles from the same area indicate that in both cases an almost complete Würmian stratification exists, ranging from fossil brown soils to thick fossil A_h-horizons. Possibly wind-blown silts or sands and solifluctional rock-fragments are embedded between the fossil soils and soil sediments. Sections of the profile, probably Lower Würmian in age, contain a considerable quantity of charcoal and indicate a wood-rich vegetation.

1. Einleitung: Arbeitsgebiet, Problemstellung und Literaturüberblick

Westlich der Provinzhauptstadt La Coruña liegt an der Playa de Barañán bei Campo Branqueza (westl. des Dorfes Arteijo) das erste im folgenden zu behandelnde Profil direkt am Meer. Auf einem niedrigen Felssockel treten steil zum Meer abfallende Sedimente auf, in die mehrere fossile Böden eingeschaltet sind. Dieses Profil wurde von FRANZ (1967: 35 ff.) ausführlich beschrieben und gedeutet, während NONN (1966, 1969) es nur sehr kurz im Rahmen seiner Gesamtübersicht erwähnt.

Das zweite Profil westlich von Foz im westlichen Asturien wurde auf einer ca. 25 m ü. M. gelegenen Meeresterrasse im Jahre 1977 von mir neu entdeckt. Es zeichnet sich durch eine mehrfach wiederkehrende Serie von fossilen Böden und Sedimenten aus. Auf-

*) Anschrift des Autors: Priv.-Doz. Dr. K.-U. Brösch e, Institut für Physische Geographie der Freien Universität Berlin, Grunewaldstraße 35, 1000 Berlin 41.

Dem Fachbereich Geowissenschaften der FU Berlin danke ich für die finanzielle Unterstützung bei einer Reise im Jahre 1977. Herrn Prof. Dr. Mook, Groningen, bin ich für die Datierung mehrerer Proben in seinem Labor zu Dank verpflichtet, Herrn Prof. Dr. K. Kaiser, Berlin, für die Vermittlung einer finanziellen Hilfe für die Probendatierungen.

grund seines Gehalts an organischem Material bietet es sich für eine Datierung und Analyse an.

Die dargestellten Befunde sind Ergänzungen zu jüngst veröffentlichten Untersuchungen zu Sediment- und Bodensequenzen von der westgalizischen Küste (BROSCHÉ 1982), die recht genau gedeutet und datiert werden konnten. Sie sind aber auch als Fortsetzung und Ergänzung früherer bodengeographisch-landschaftsökologischer Untersuchungen zu betrachten, die auf der Iberischen Halbinsel im Anschluß an RUTTE (1960) von ROHDENBURG & SABELBERG (1969a, b, 1973), FRANZ (1967), BRUNNACKER & LOŽEK (1969), BROSCHÉ & WALTHER (1977) sowie BROSCHÉ (1978) durchgeführt worden sind und eine detaillierte geomorphologisch-bodengeographische Analyse der Paläoböden und Paläosedimente zum Inhalt haben. Im Gegensatz zu den meisten früheren Untersuchungen kann bei dieser ebenso wie bei BROSCHÉ (1982) auf mehrere ^{14}C -Daten zurückgegriffen werden.

2. Das Küstenprofil an der Playa de Barañán bei Campo Branqueza (westlich La Coruña)

2.1. Das Profil und seine Beschreibung

Das Profil an der Playa de Barañán bei Campo Branqueza (Abb. 1) wird bereits kurz bei NONN (1966: 349) erwähnt und zusammen mit anderen Profilen als Beispiel für ein Ouljen-Niveau angeführt. FRANZ (1967: 35—38) behandelt dieses Profil dagegen ausführlich. Er betont, daß es sich hier zusammen mit dem Küstenprofil bei Mougas in Westgalizien (vgl. auch BROSCHÉ 1982) um das vollständigste Küstenprofil in Galizien handelt.

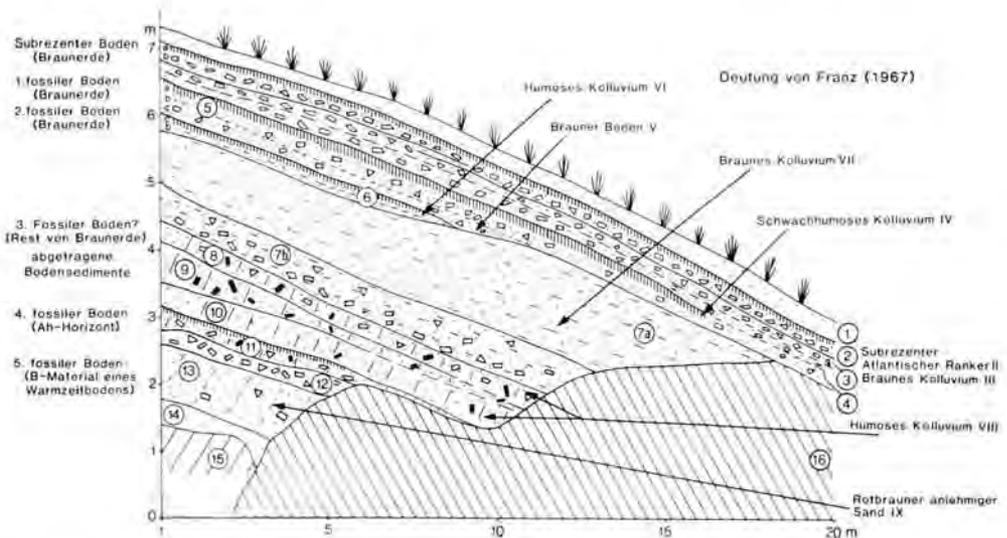


Abb. 1: Sediment-Boden-Abfolge in der Playa de Barañán bei Campo Branqueza (westl. La Coruña). Schräganschnitt, deshalb z. T. etwas generalisiert. Oben Häufung von drei subrezenten bzw. fossilen A_h -Horizonten, unten mehrfach Holzkohlehäufung.

Das Profil (Abb. 1) liegt im Ostteil der Playa de Barañán unterhalb eines in Betrieb befindlichen Steinbruchs am östlichen Ortsrand der Streusiedlung Campo Branqueza unterhalb der Landstraße Arteijo—Cayón. Es handelt sich hier ohne Zweifel um die gleiche Lokalität, die FRANZ (1967: 35—36) in seinem Profil I beschreibt und deutet. — Zu den folgenden Ausführungen sind die Abb. 1, deren rechte untere Ecke etwa 2—3 m ü. M. liegt, und die Figuren 1—3 (Tafel 1) heranzuziehen. ¹⁾

Auf der linken Seite der Abb. 1 sind die von mir erkannten fossilen Böden und Bodensedimente eingetragen. Auf der rechten Seite derselben Abbildung sind die von FRANZ (1967: 35—37) als fossile Böden oder Sedimente angesprochenen Schichten mit den bei FRANZ zur findenden römischen Zahlen eingezeichnet. Das Profil liegt an einem 15°—20° abfallenden Hang, der in der Abb. 1 schräg angeschnitten ist. Im östlichen Teil an der Basis ist ein unebener Felssockel aus Amphibolit sichtbar, der bis 3—5 m ü. M. hinaufreicht.

Tab. 1: Die Schichtenfolge nach meinen Geländeaufnahmen im Sommer 1977

Schicht	Mächtigkeit	Geologisch-pedologische Beschreibung	Schichtenfolge bei FRANZ (1967)
1	20—40 cm	rezenter bis subrezenter, weißgrauer Flugsand, schwach humos, vorwiegend Grobsand, vor allem mit Strandgras bewachsen	I
2a	20 cm	schwarzer subrezenter A _h -Horizont auf Feinsand mit Schuttbesatz, krümelnd, dicht, Farbe 10 YR 2/2	II
2b	10 cm	wie 2a, nur dunkelbraun und schwächer humos	
3	20—60 cm	brauner B _v -Horizont der subrezenten Braunerde; oben dunkelbraun (20 cm), unten heller braun (in trockenem Zustand gelb bis braungelb), wenige Steine in sandig-schluffiger Grundmasse	
4	30—40 cm	braunes, schwach humoses, sandig-schluffiges Material mit wenigen Schuttstücken	III
5a	20 cm	schwarzbraune humose Schicht, 1. fossiler A _h -Horizont, Grundmasse sandig-schluffig, mit Schutt durchsetzt, ¹⁴ C-Alter des Alkali-Extraktes: 19 160 ± 220 BP (GrN-9446); ¹⁴ C-Alter des humosen organischen Materials: 16 330 ± 100 BP (GrN-8325)	IV
5b	10—20 cm	mittelbraun, sonst wie 5a	V
5c	10—20 cm	hell-braun, sonst wie 5a	
6a	20 cm	humoser, mittelbrauner, schluffiger Sand mit vielen Steinen, 2. fossiler A _h -Horizont, eventuell etwas gekappt	VI

¹⁾ Alle Sedimente wurden nur makromorphologisch aufgenommen und nicht im Labor analysiert, was den Wert mancher bodengenetischer Aussagen einschränkt. Trotz dieses Mangels scheint mir die erstmalige Beschreibung, Deutung und Datierung (Cangas de Foz) bzw. die neuerliche Behandlung des Kliffprofils an der Playa de Barañán sinnvoll zu sein, da durch dessen Vergleich mit dem Profil von Tapia de Casariego und unter Heranziehung mehrerer neuer ¹⁴C-Daten eine Reihe von neuen Ergebnissen erzielt werden kann.

Schicht	Mächtigkeit	Geologisch-pedologische Beschreibung	Schichtenfolge bei FRANZ (1967)
6l	10—20 cm	brauner schluffiger Sand (schwach entwickelter B _v -Horizont?)	
7a	1,0—1,2 m	brauner (schwach rötlicher?), steinfreier, lehmig-sandiger Schluff (7,5 YR 4/4)	VII
7b	0,5 m	lehmiger, sandiger Schluff, z. T. locker, ohne Holzkohle mit wenigen Steinen, (Farbe 7,5 YR 4/4), an Basis Steinsohle aus grobem Schutt (Abtragungsdiskordanz)	
8	30—40 cm	brauner sandiger Lehm mit Holzkohle (Rest eines fossilen Bodens?), mittelbraun wie 6a, fest, wenige Steine enthaltend	VIII
9	50 cm	mit Holzkohle durchsetzter, sehr fester sandiger Lehm, schwarz-dunkelbraun, mit braunen Schmitzen (Bodenmaterial?) durchsetzt, offenbar verlagertes Sediment, unten mehr Holzkohle als oben, Profil abwärts auskeilend	
10	30 cm	dunkelbrauner, fester lehmiger Sand, etwas Holzkohle enthaltend	
11	40—50 cm	tief schwarzbrauner, mit Schutt und Holzkohle durchsetzter, lehmig-sandiger Schluff (als 3. fossiler A _h -Horizont gedeutet)	
12	20 cm	Schuttband mit wenig feinem Matrixmaterial	
13	1,2 m	schwach rotbrauner (Farbe: 7,5 YR 5/6), anlehmiger Sand mit wenigen Steinen (Interglazialboden?)	IX
14	20—40 cm	fossiler hellgelber Flugsand	X
15		Kristallines Gestein, Gneis oder Amphibolit	XI

FRANZ (1967: 35—37) charakterisiert die Schichtenfolge dagegen folgendermaßen:

Profil 1

Playa Barañán bei Campo Branqueza an der carretera local von Arceijo nach Cayón²⁾

- I. 0—20 cm Rezentler Flugsand, schwächst humoser, loser Sand, vorwiegend Grobsand, mit Strandgras und anderen Strandpflanzen bewachsen. Farbe 10 YR 4/2. Er ist an den Hängen bis mindestens 20 m über den Meeresspiegel emporgeweht und sitzt scharf auf
- II. 20—40 cm Subrezentler Atlantischer Ranker, stark humoser Feinsand mit schwachem Kiesbesatz, schwach krümelnd, ziemlich dicht lagernd, Farbe 10 YR 2/2 übergehend in
- III. 40—90 cm Braunes Kolluvium mit vielen eckigen Steinen bis zu 10—20 cm Durchmesser, ganz überwiegend kristallines Material (mehr oder weniger verwitterter Granit und Gneis), aber ganz vereinzelt auch gerundete Quarze, eingelagert in Feinerde: anlehmiger Sand, dicht lagernd, oben dunkel braun (7 1/2 YR 3/2), die unteren 40 cm heller (7 1/2 YR 4/4) rasch übergehend in

²⁾ Druckfehler wurden von mir verbessert. Bei FRANZ (1967) in Kursivdruck erscheinende Worte wurden hier gesperrt.

- IV. 90—105 cm Schwach humoses Kolluvium, viel heller grau als Horizont II und Horizont VI (Farbe nicht mit Farbtafel bestimmt, weil Horizont in der Aufschlußwand nicht zugänglich), starke Anreicherung eckiger, mindestens faustgroßer Steine, petrographisch wie anstehendes Kristallin. Dieser Horizont keilt nach Westen aus, wo die Horizonte am Rande des Sandstrandes zum Meeresspiegel absinken. Er geht nach unten über in
- V. 105—155 cm Brauner Boden, anlehmiger feiner Sand, verfestigt, in den höheren Partien reich an eckigen Steinen, in den tieferen stellenweise vollkommen steinfrei, an der Basis dunkler gefärbt. Farbe hier 7 1/2 YR 4/4, übergehend in
- VI. 155—180 cm Humoses Kolluvium mit sehr vielen faust- bis kopfgroßen Steinen, die petrographisch dem anstehenden Kristallin entsprechen, Feinmaterial humoser anlehmiger Sand, Farbe 7 1/2 YR 3/2, rasch übergehend in
- VII. 180—270 cm Braunes Kolluvium, schwach lehmiger Feinsand, dicht gelagert mit reichlichem Steinbesatz, dieser aber doch geringer als in Horizont VI und die Steine im Durchschnitt kleiner, Farbe 7 1/2 YR 4/4, stellenweise dunkler (5 YR 3/4—4/4) allmählich übergehend in
- VIII. 270—330 cm Humoses Kolluvium, wieder reicher an eckigen überwiegend faust- bis kopfgroßen Steinen, der Feinerdeanteil ist stark humos, sehr schwach lehmiger Sand, dieser etwas gröber als in Horizont VII, Farbe 5 YR 2/2, einzelne kleine braune Flecken sind vorhanden (Gleyflecken) ebenso einzelne Holzkohlenstückchen, überwiegend in
- IX. 330—430 (450) cm Rotbrauner anlehmiger Sand, dicht lagernd und leicht verfestigt, relativ wenige eckige Steine enthaltend, diese bis über faustgroß. Farbe oben 5 YR 3/4—4/4 unten heller. Übergehend in
- X. 400—450 (500) cm Grober heller Flugsand, etwas verfestigt, aber sehr leicht zerreiblich, steinfrei. In der Aufschlußwand befinden sich in diesem Horizont zahlreiche Nistlöcher von Erdbienen. Material vollendet gerundet, viel runder als der rezente Dünensand. Farbe feucht 7 1/2 YR 5/7, trocken etwa 10 YR 6/5. Wird vom anstehenden Fels unterlagert, reicht aber stellenweise bis zum Sandstrand herab und wird dort vom rezenten, viel helleren Sand, der in Form einer kleinen Düne angeweht ist, überdeckt.
- XI. 450 (500) cm u. tiefer: Anstehendes Kristallin (vorwiegend Amphibolit).

Die Schichtenbeschreibungen von FRANZ (1967) und mir lassen sich gut in Einklang bringen. Lediglich im Bereich des Horizontes VIII bei FRANZ (1967: 37) wurden von mir weitere Differenzierungen vorgenommen, was möglicherweise an den jetzt günstigeren Aufschlußverhältnissen liegt. Bezüglich der Deutung der Sedimente und Böden als humose und braune Kolluvialmassen, als braune Böden und als Atlantischer Ranker durch FRANZ (1967) sind jedoch Umdeutungen angebracht.

2.2. Deutung und Datierung des Profils

Meine Deutung dieser Sediment- und Bodenserie ist auf der linken Seite der Abb. 1 dargestellt (s. o.). Bei der jetzt folgenden Deutung kommt mir die Kenntnis des Profils von Tapia de Casariego (BROSCHÉ 1978: 161—168; BROSCHÉ & WALTHER 1977: 313—319) zu Hilfe, von dem zwei ¹⁴C-Daten vorliegen. Es stimmt in den Grundzügen mit dem Profil an der Playa de Barañán überein. Unter dem rezenten bis subrezentem Flugsand liegt eine erste subrezente Braunerde mit den Horizonten A_h und B_v (Schichten 2a und 2b

in Tab. 1). M. E. ist die Ausgliederung eines „subrezentem Atlantischen Rankers“ (FRANZ 1967: 36) ohne B_v -Horizont als Unterboden unrichtig. Das „Braune Kolluvium“ von FRANZ bildet nämlich den B_v -Horizont der subrezentem Braunerde.

Als fossile Bodenbildung (Schichten 5a, 5b, 5c in Tab. 1) tritt eine zweite Braunerde mit den Horizonten A_h und B_v auf. Der A_h -Horizont wurde mit $16\,330 \pm 100$ BP (GrN-8325) datiert.³⁾ In diesem Fall gliedert FRANZ (1967: 36) ein „schwach humoses Kolluvium“ (Horizont IV) und einen „Braunen Boden“ (Horizont V) gesondert aus. Als vorläufige zeitliche Einstufung dieser Bodenbildung kommt das Bölling-Interstadial in Frage. Aber auch das Stillfried-B-Interstadial kommt als Bildungszeit in Betracht, sofern man eine Kontamination durch Sickerwässer am Hang unterstellt, was zu einer „Verjüngung“ der ^{14}C -Alter führt. Diese zeitliche Einstufung erscheint mir jedoch wegen der unten dargestellten Parallelisierungsmöglichkeiten mit dem Profil von Tapia de Casariego eher unwahrscheinlich.

Die Schichten 6a und 6b (Tab. 1, Abb. 1) sind als zweite fossile Bodenbildung, und zwar als 2. fossile Braunerde (besser: als Braunerde-Ranker), anzusprechen. FRANZ (1967: 35 f.) spricht statt dessen von einem „Humosen Kolluvium“ (Horizont VI). Dieser recht schwach entwickelte fossile Boden hat am Hang möglicherweise eine schwache oberflächliche Kappung bzw. eine geringfügige Verlagerung in seinen oberen Partien erfahren.

FRANZ (1967) fand die 1,2 m mächtige, fast steinlose braune schluffige Schicht 7a und die Schicht 7b in Tab. 1 und Abb. 1 (Horizont VII bei FRANZ) offenbar nicht in der steinlosen Fazies wie ich vor. Er bezeichnet (S. 36) diesen mit Steinen durchsetzten Abschnitt des Profils als „Braunes Kolluvium“. Ich schließe nicht aus, daß in der Schicht 7a ein überwiegend äolisch entstandenes Sedimentpaket vorliegt, das, da sich keine Steine finden ließen, in einer Phase fehlender oder schwacher fluvialer und solifluidaler Aktivität am Hange entstanden ist. Ein ähnliches, farblich dem Löß vergleichbares Sediment trafen wir auch im Profil von Tapia de Casariego im oberen Profilabschnitt an (BROSCHÉ & WALTHER 1977: 317, Schicht 1). Dort wird es wie hier von einem stark steinhaltigen, schluffig-sandigen Feinsediment (dort: Schicht 1a) unterlagert, das der Schicht 7b (Profil Playa de Barañán) entsprechen könnte. Bei Tapia de Casariego folgt unter diesem zweigliedrigen Sedimentkomplex ein brauner Interstadialboden (BROSCHÉ 1978: 165; BROSCHÉ & WALTHER 1977: 315, 317). Holzkohledatierungen ergaben ein Alter von 23 700 Jahren vor heute oder älter. Unter dem zweigliedrigen Komplex tritt im Profil an der Playa de Barañán als Schicht 8 ebenso wie in Tapia de Casariego ein brauner fester, sandiger Lehm auf, der auch Holzkohle enthält. Es ist wahrscheinlich, daß die beschriebenen Schichtfolgen von Tapia de Casariego und von der Playa de Barañán miteinander korrelieren. Weitere Gemeinsamkeiten, die dies bestätigen, treten im unteren Teil des Profils auf (s. u.). Auf der linken Seite der Abb. 1 wurde der braune feste sandige Lehm, die Schicht 8, als möglicher fossiler B-Horizont eines Bodens eingestuft, dessen Oberboden heute fehlt.⁴⁾

Die Schichten 8—11 des Profils an der Playa de Barañán faßt FRANZ (1967: 37) als humoses Kolluvium (bei ihm Horizont VIII) zusammen. Innerhalb dieser Serie fallen die dunklen, z. T. tiefschwarzen oder braunschwarzen Farben, das gehäufte Vorkommen von Holzkohle, die braunschwarze Fleckung (von FRANZ 1967: 37, als Pseudovergleyung gedeutet) sowie die Steine auf. Die Steinanreicherung ist über der Schicht 13 (Horizont IX

³⁾ Der Alkali-Extrakt derselben Probe ergab ein ^{14}C -Alter von $19\,160 \pm 220$ BP (GrN-9446). Als zu datierendes Material diente eine ausreichende Menge stark humosen Materials.

⁴⁾ Es sei hier darauf hingewiesen, daß auch in Mitteleuropa in Lößprofilen an dieser Stelle in den Würmpprofilen eine kräftige Diskordanz bzw. eine Abtragungsphase nachweisbar ist, durch die der Lohner Boden entweder ganz beseitigt oder stark aufgearbeitet wurde (vgl. z. B. SEMMEL 1968; ROHDENBURG 1968; BROSCHÉ & WALTHER 1977, 1980).

bei FRANZ), einem rotbraunen anlehmigen Sand, den FRANZ (1967: 49, 50) als Interglazialboden des Eem oder älter deutet⁵⁾, so stark, daß sie auf eine kräftige Umlagerungszone hinweist.

Vor der stratigraphischen Einordnung der Schichten 9—12 (Abb. 1) erfolgt ihre Deutung. Die Schicht 9, die durch ihre schwarzen, dunkelbraun gefleckten sandigen Lehme und Holzkohlestückchen gekennzeichnet ist, deute ich als verlagertes und schwach pseudo-vergleytes Bodenmaterial, das möglicherweise aus einem fossilen Ranker mit kräftigem A_{li} -Horizont hervorging. Die kräftig entwickelte schwarze Schicht 11 deute ich als A_{li} -Horizont eines fossilen Rankers.

Bezüglich der Deutung der rötlich-braunen Schicht 13 als Interglazialboden gibt es m. E. keine Alternative. Die liegenden äolischen gelben Flugsande (Schicht 14) und der Felssockel aus Gneis bzw. Amphibolit stützen diese Deutung. Ich stufe diesen rötlich-braunen Interglazialboden (Schicht 13) als Eem-Boden ein, während FRANZ (1967: 49—51) eher an ein älteres Interglazial zu denken scheint. Die liegenden gelben Sande (Schicht 14) deute ich mit FRANZ (1967) als Flugsande bzw. als ältere Dünensande, die in Meeresnähe ausgeblasen wurden. Die einzelnen Körner sind nach FRANZ (1967: 37) sehr stark abgerollt und bestehen vorwiegend aus Quarz, daneben aus Erzen. Sehr dünne limonitische Überzüge bedingen die leichte Verfestigung des Sandes, wobei die Limonithäutchen amorph sind. Daß sich in dem Felssockel (Schicht 15) wahrscheinlich ein fossiler Abrasionssockel verbirgt, ergibt sich daraus, daß FRANZ 50 m weiter westlich in einem Profil (das dem hier behandelten nach FRANZ [S. 38] völlig entspricht) unter dem fossilen Flugsand völlig gerundete Quarzschotter als Strandgerölle fand.

Die Deutung der Ablagerungsbedingungen des gelben Flugsandes über dem Amphibolitsockel durch FRANZ (1967: 49) muß allerdings korrigiert werden. Das Zitat bei FRANZ (S. 49), der das Profil Cayón nennt und damit nur das Profil von der Playa de Barañán (zwischen Arteijo und Cayón) meinen kann, da es in seinem Aufsatz kein Profil Cayón gibt, lautet: „7) Der gelbe Flugsand, der die braunen Böden des Küstenprofils von Cayón unterlagert, bezeugt, daß vor der Bildung dieser Böden eine Periode intensiver Erosion mit gleichzeitig relativ hohem Meeressand nach bereits erfolgter Absenkung des Festlandes auf das heutige Niveau bestanden hat.“ Nach dem heutigen Kenntnisstand deute ich den gelben Flugsand über dem Felssockel knapp über dem heutigen Meeresspiegel nicht durch die Annahme „einer Periode intensiver Erosion . . .“, sondern als äolische Sedimente, die am Ende der Rißkaltzeit, als der Meeresspiegel noch unter dem heutigen lag und im Begriff war, auf das Oulijen-Niveau einige Meter über dem heutigen Meeresspiegel anzusteigen, aus den Sandflächen zwischen damaligem Meeresspiegel und heutigem Festland in Richtung auf das heutige Festland ausgeblasen worden sind. Eine Periode intensiver Erosion, die FRANZ vielleicht, ohne es zu sagen, aus den großen Strandgeröllen 50 m westlich des Profils ableitet, ist nicht zu erschließen. Vielmehr lassen sich die großen Gerölle zwischen gelbem Flugsand und Anstehendem auch hier an der Playa de Barañán als marin bewegte und deshalb so gut gerundete Strandgerölle deuten, die nach der Flugsandphase im Zuge des Meeresspiegelanstiegs im Eeminterglazial abgelagert worden sind.

In diesem Zusammenhang sei auch daran erinnert, daß NONN (1966: 349) Oulijen-Strände aus diesem Gebiet erwähnt, ohne aber die auflagernde Sediment- und Bodenfolge ausführlich zu beschreiben und ohne genaue Ortsangaben zu machen. Erwähnt sei ferner, daß FRANZ (1967: 38) im Südteil der gleichen Playa etliche Meter von der Küste entfernt in einem 6 m tiefen Brunnenschacht über dem anstehenden Kristallin wieder die gelben Flugsande (Schicht 14 in Abb. 1) antraf, so daß man mit einer weitflächigen Unterlagerung der würmzeitlichen Sedimente durch alte Flugsande rechnen muß (ich selbst fand diese Feinsedimente auch am westlichen Rand der Playa in einer kleinen Bucht). Der alte Oulijen-Strand liegt hier nach allen bisher vorliegenden Befunden nur ein bis einige (ca. 2—3) Meter über dem heutigen Meeresspiegel.

⁵⁾ Diese Einstufung ergibt sich für FRANZ aufgrund des Umstandes, daß er (1967: 49) den braunen Böden in den oberen Teilen der Profile ein letztinglaziales, allenfalls ein würminterstadiales Alter zuschreibt.

Wichtig scheint mir ferner der Hinweis zu sein, daß im Profil von Tapia de Casariego im Bereich zwischen dem Eem-Interglazialboden (der dort als farbintensiver, stark verlehmteter Pseudogley vorliegt) und dem dort ^{14}C -datierten Mittelwürm-Interstadialboden eine Sedimentfolge liegt, die sich ebenfalls durch schwarze und braunschwarze Farben, durch viel Holzkohlebeimengungen, durch Anzeichen von Pseudovergleyung und durch Schutteinlagerungen auszeichnet (BROSCHÉ & WALTHER 1977: 317). Im Profil von Tapia de Casariego konnte ein nahezu autochthoner kalkloser A_1 -Horizont mit einer Bleichzone darunter und außerdem Reste eines zweiten fossilen A_1 -Horizontes gefunden werden. Somit ergibt sich eine bemerkenswerte Übereinstimmung dieses Profils in Tapia de Casariego mit dem entsprechenden Profilschnitt an der Playa de Barañán.

Dieser Profilschnitt (Abb. 1: Schichten 9—12) wird deshalb wie in Tapia de Casariego, wo am ca. 26° geneigten Hang an einem Dellenrand noch zusätzlich zwei Bleichzonen unter den genannten A_1 -Horizonten auftreten, als Altwürm-Abschnitt gedeutet. In dieses Bild, das bereits früher bei der Deutung des Profils von Tapia de Casariego unter genauer Kenntnis der Würmlöß-Abfolgen in Mitteleuropa gezeichnet wurde, paßt überraschend gut der bereits erwähnte Befund, daß über dem Eem-Interstadialboden eine kräftige Umlagerungszone liegt (Schicht 12).

Es ist mir an einem zweiten Beispiel gelungen, wesentliche Grundzüge der Paläo-Bodenentwicklung, wie sie in Mitteleuropa am Beispiel der Würmlöß-Stratigraphie (SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL 1964; FINK 1956; BRUNNACKER 1957; ROHDENBURG & MEYER 1966; ROHDENBURG 1971; SEMMEL 1968, 1974; RUSKE & WÜNSCHE 1961; UNGER & RAU 1964; LIEBEROTH 1959—1962 u. a.) gewonnen wurden, zwanglos in nordspanischen Küstenprofilen mit Schluffbeteiligung wiederzufinden.

Noch eine weitere Übereinstimmung mit dem Profil von Tapia de Casariego sei angefügt: An der Playa de Barañán (Tafel 1; Fig. 3, rechter Teil der Abb. 1) wie dort (BROSCHÉ & WALTHER 1977, Fig. 1) laufen die jüngsten Schichten in Richtung nach N auf das Meer zu zusammen und lassen sich nicht mehr differenzieren.

Bezüglich der Deutung der Sedimente und Böden im Profil in der Playa de Barañán bei Campo Branqueza durch FRANZ (1967: 35—38) sei abschließend folgendes hervorgehoben:

1. Die von FRANZ (1967: 36, 37) herausgestellten Kolluvialmassen sind nicht als Kolluvialmassen, sondern, wie Fig. 2 und besonders Fig. 3 deutlich zeigen, als Solifluktionsschuttdecken mit einer klaren Einregelung der Längsachsen im Sinne von POSER & HÖVERMANN (1951) zu deuten. Ähnliche Schuttdecken wie die in Fig. 3 sichtbare ziehen in ganz Galizien bei ausreichender Hangneigung bis an das Meer hinab, wie NONN (1966), TRICART (1966) und BROSCHÉ (1978) gezeigt haben. Eine Schichtung dieser Schuttmassen, die auf fluviale (kolluviale) Prozesse schließen läßt, ist nicht sichtbar.
2. Durch diese Deutung der Hangschuttdecken als Solifluktionsschuttdecken ist entgegen der Annahme von FRANZ (1967: 50 und 51) der Nachweis von eiszeitlichen Bodenfrosterscheinungen für Nordwestspanien erbracht. Zu diesem Ergebnis kommen nicht nur spanische Autoren (u. a. LLOPÍS LLADÓ 1955, 1957; LLOPÍS LLADÓ & JORDA 1957; HERNÁNDEZ PACHÉCO, JORDA CERDA & MARTINEZ 1957) sondern auch TRICART (1966) und NONN (1966: 86, Planche II u. Fig. 18), der Kryoturbationserscheinungen bei Guittiriz (Nationalstraße Lugo—Lo Coruña) beschreibt und abbildet (vgl. auch BROSCHÉ 1978: 154—175).
3. Durch die eiszeitlichen Solifluktionsprozesse wurden die in Phasen eines günstigeren Klimas gebildeten Böden (Braunerden, Braunerderanker mit kräftigem A_1 -Horizont) z. T. aufgearbeitet und hangab verlagert.
4. Die humosen und braunen Kolluvialmassen i. S. von FRANZ (1967) sind nicht das Ergebnis von Pluvialphasen (FRANZ 1967: 51) auf der Iberischen Halbinsel, sondern von feucht-kalten Abschnitten innerhalb eines Glazials.

5. Die Ausgliederung eines besonderen Bodentyps durch FRANZ (1967: 49, 50), nämlich eines Atlantischen Rankers („AC-Boden“), der nur aus einem humosen Horizont A_{11} und einem C-Horizont bestehen soll, ist für die Lokalitäten, die FRANZ (1967) anführt, ungerechtfertigt. Hierbei handelt es sich vielmehr um kräftige A_{11} -Horizonte von Braunerden oder Braunerderankern.
6. Böden, die nur aus einem kräftigen A_{11} -Horizont bestehen, lassen sich in Galizien an sehr steilen Hängen über silikatischem Ausgangsgestein finden (vgl. BROSCHE 1982: 73). An steilen Hängen hat FRANZ keine Bodenprofile untersucht.
7. Die Ausgliederung von eigenständigen fossilen braunen Böden durch FRANZ (1967: 36 und 49—51) ist nicht haltbar; es handelt sich dabei vielmehr um B_v -Horizonte von Braunerden, die meistens zusammen mit ihrem humosen Oberboden (A_{11} -Horizont) autochthon vorkommen.

Die zeitliche Einstufung der Schichten des Profils als jung-, mittel-, altwürmzeitliche und eeminterglaziale Sedimente sowie Böden entspricht den Vorstellungen über das eiszeitliche Verhalten des Meeresspiegels; die würmglazialen Schuttdecken- und Bodenserien fallen hier — wie in Tapia de Casariego — steil ab und tauchten möglicherweise bis in nicht bekannte Tiefen unter den heutigen Meeresspiegel ab. Dieses Verhalten entspricht der bekannten Tatsache, daß der würmglaziale Meeresspiegel tiefer lag als der heutige. Die unter dem Eem-Boden liegenden alten gelben Flugsande sind dagegen wie die schluffig-sandigen Sedimente, auf denen der Eem-Boden entwickelt ist, aufgrund ihrer Höhe von 3—5 m ü. M. und ihrer flächenhaften Ausdehnung als interglaziale oder altrißzeitliche Sedimente anzusehen. Sie wurden wahrscheinlich überwiegend während eines Meerestiefstandes in Strandnähe abgelagert. Aber auch ein früheemzeitliches Alter ist möglich, wie sich nach dem aktualistischen Prinzip aus der rezenten/subrezentem Flugsandbildung (Schicht 1 in Abb. 1) ablesen läßt.

Die gesamte Sediment- und Bodenfolge an der Playa de Barañán läßt auf einen etwa fünffachen (vielleicht sechsfachen) Wechsel von starker morphologischer Aktivität, schwächerer morphologischer Aktivität und Stabilität schließen. Starke morphologische Aktivität heißt: Ablagerung von Solifluktionsschuttdecken, schwächere morphologische Aktivität heißt: Ablagerung der steinfreien und fast steinfreien lößfarbigen, sandig-schluffigen Sedimente = Schichten 7a, 7b, eventuell durch äolische und schwache fluviale Prozesse. Die morphologische Stabilität äußerte sich in der Bildung von Rankern mit kräftigen A_{11} -Horizonten und Braunerden in klimatisch günstigeren, wärmeren, vegetationsreicheren Phasen der Bodenbildung. Für einen kürzeren Abschnitt des Würmglazials (für Teile des Hochglazials und für das Spätglazial) wurde dies bereits von NONN (1966: 289) durch Interpretation des Pollenprofils bei Mougas abgeleitet.

3. Das Profil bei Cangas de Foz (Nordostgalizien)

3.1. Beschreibung von drei Einzelprofilen

Das Profil in der Nähe von Cangas de Foz liegt zwischen Vivero und Cangas de Foz am Kilometerstein 416 der Nationalstraße C 642 El Ferrol del Gaudillo—Ribadeo. Der Aufschluß ist ca. 7 km nordwestl. von Foz gelegen und befindet sich in einer großen, frisch ausgehobenen Baugrube auf einer ca. 25 m ü. M. gelegenen Küstenterrasse (Abb. 2). Ca. 200—300 m nördlich des großen Aufschlusses ist an der heutigen Küste ein fossiler Strand aufgeschlossen, der in schräg einfallenden Schiefen angelegt und von einer sandig-kiesigen Deckschicht überlagert wird. (vgl. oberes Foto auf Planche XXVI bei NONN 1966, neben S. 436).

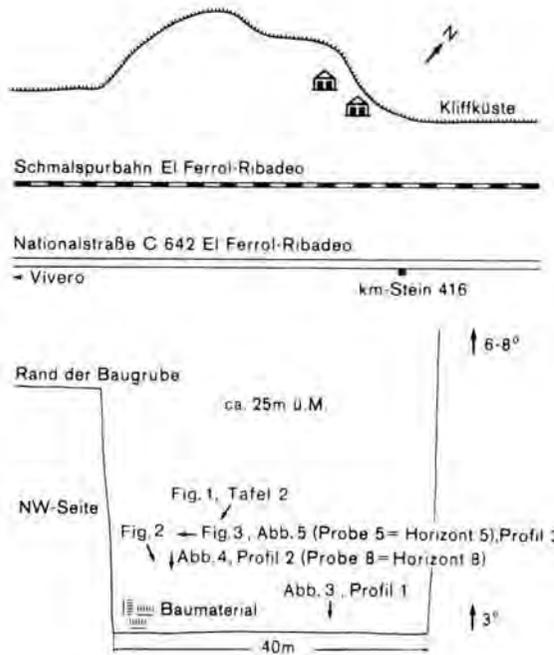


Abb. 2: Übersichtsskizze des Aufschlusses bei Cangas de Foz am Kilometerstein 416 der Nationalstraße C 642 von El Ferrol nach Ribadeo, ca. 7 km nordwestl. von Foz. Baugrubengrund für große Halle auf einer ca. 25 m ü. M. gelegenen Küstenterrasse. Lage aller Abbildungen u. Figuren sichtbar.

Abb. 2 gibt den Grundriß der Grube mit den Lokalitäten wieder, an denen die Abb. 3-5 und die Fig. 1—3 (Tafel 2) entstanden sind. Bei den aufgeschlossenen Sedimenten, die in über 6 m Mächtigkeit auf einer Küstenterrasse liegen, handelt es sich um eine mehrfache Abfolge von überwiegend sandigen (z. T. schwach schluffigen) lößfarbigen Feinsedimenten und von Sandsteinschuttdecken mit einer sandigen Matrix. In diese Sedimente sind neben einem kräftigen basalen humosen Horizont zwei durchgehende kräftige fossile A_h -Horizonte eingeschaltet, während lokal noch zwei weitere humose Schichten auftreten, deren Deutung problematisch ist.

Wie der rechte Teil von Fig. 1 (Tafel 2) zeigt, fallen die fossilen A_h -Horizonte von SE nach NW flach in Richtung auf die Küste ab. Sie folgen damit etwa der Oberfläche, die ebenfalls — zunächst mit 3°, weiter meerwärts mit 6°—8° — abfällt. Wie Fig. 1 (Tafel 2) weiter erkennen läßt (links hinter den Baumaterialien), kleiden die fossilen humosen Horizonte eine flache Delle aus, die an der heutigen Oberfläche nicht mehr erkennbar ist, in früherer Zeit aber aktiv gewesen sein muß. In der Tiefenlinie dieser Delle, die auch in Fig. 2 (Tafel 2) wieder gut sichtbar wird, kam es zum Teil zur Bildung recht mächtiger humoser Horizonte, z. T. aber auch zu geringfügigen Erosionserscheinungen und fluvialen Verschwemmungen von Material. Um das weite Spektrum der wechselnden Aufschlußverhältnisse möglichst zu erfassen, werden drei Profile (Abb. 3—5) exemplarisch behandelt. Sie seien im folgenden einzeln beschrieben und gedeutet, bevor einige allgemeine bodengeographische Schlußfolgerungen gezogen werden.

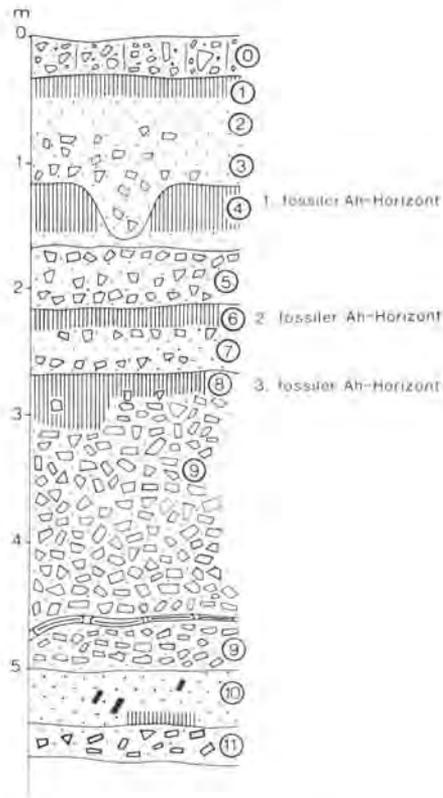


Abb. 3: SW-NE-Wand mit Profil 1. Zur Lage vergleiche Abb. 2. Numerierung entspricht der Numerierung der Schicht-Nummern im Text.

Tab. 2: Profil 1, SW-NE-Wand des Profils Cangas de Foz (vgl. Abb. 3)

Schicht	Mächtigkeit	Geologisch-bodengeographische Ansprache
0	35 cm	künstlich aufgeschütteter humoser Schutt
1	10—15 cm	rezenter/subrezenter A_{11} -Horizont einer Braunerde in sandigem Substrat
2	10—15 cm	Grauer Übergangshorizont, eisenverarmt?
3	30—40 cm	z. T. brauner B_V -Horizont der rezenten/subrezenten Braunerde, auf lößfarbenem, schwach schluffigem Sand oder Sandsteinschutt entwickelt, in 5 m breiten Dellen 80—90 cm mächtig
4	30 cm	1. fossile humose Schicht, in fast schutfreiem Sand ausgebildet: A_{11} -Horizont?
5	40—45 cm	braungelber Schutt, z. T. kantengerundete Steine, durchziehendes Schuttband im Top, B_V -Horizont

Schicht	Mächtigkeit	Geologisch-bödengeographische Ansprache
6	10—15 cm	2. fossile humose Schicht in schuttreichem, sandigem Substrat (A _h -Horizont), auskeilend, nur lokal entwickelt
7	30 cm	braungelber Sand mit wenigen Schuttstücken, stellenweise schwach geschichtet
8	10—30 cm	3. fossile humose Schicht (A _h -Horizont), wie der 1. fossile humose Horizont dieses Profiles in wechselnder Mächtigkeit durchziehend, mit wenigen Steinen in sandigem Substrat
9	130—150 cm	gelber, rostig-brauner Schutt, teils von auskeilenden Limonitkrusten durchzogen, im unteren Teil mehrere Rostbänder, unterer Teil durchgehend rostig gefärbt (Oxydationshorizont)
10	40 cm	grauweißer Sand mit wenigen Holzkohlestücken, in Rinne grauer, sandiger Ton (wie Schlickmaterial), z. T. Ton, mit kräftig schwarzem, humosem Band (Probe 10)
11	30 cm	grauer Sandsteinschutt

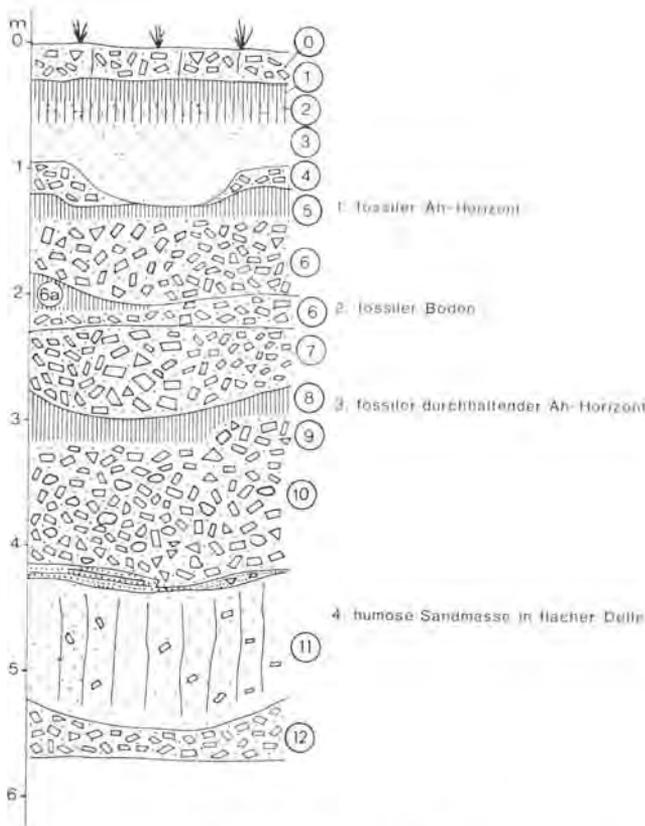


Abb. 4: SW-NE-Wand mit Profil 2; zur Lage vergleiche Abb. 2. Numerierung der Schichten entspricht der Numerierung im Text.

14-C-Alter von Schicht 8: 42 800 BP (vgl. Schichtenbeschreibung).

Tab. 3: Profil 2 (Abb. 4; Tafel 2; Fig. 2), SW-NE-Wand des Profils Cangas de Foz

Schicht	Mächtigkeit	Geologisch-bodengeographische Ansprache
0	20—30 cm	humoser, künstlich aufgetragener Schutt
1	15 cm	rezenten/subrezenten A _h -Horizont einer Braunerde, in sandiger Grundmasse
2	10 cm	Grauer, eisenverärmerter? Übergangshorizont in sandig-schluffiger Grundmasse
3	30—60 cm	rostbrauner Sand, schwach schluffig, B _v -Horizont in flache Rinne eingelagert, älterer Schutt hier abgetragen
4	20 cm	Sandstein-Schutt in sandiger Grundmasse
5	5—20 cm	1. fossile humose Schicht (1. fossiler A _h -Horizont), in flacher Rinne nur noch dünner Rest vorhanden
6	60—70 cm	gelbbrauner bis braungelber Schutt in sandiger Grundmasse, B _v -Horizont
6a	5—10 cm	Rest einer auskeilenden fossilen humosen Schicht (A _h -Horizont?), der 2. fossilen humosen Schicht der Abb. 3 entsprechend
7	30—60 cm	rostbrauner Schutt in sandiger Grundmasse (Oxydationshorizont), in flache Delle eingelagert
8	15 cm	3. fossile durchhaltende humose Schicht (A _h -Horizont) in flacher Delle, in sandiger Grundmasse, Probe 8: 42 800 + 1400 BP (GrN-8327); — 1200 > 40 800 BP, pieces of charcoal from same sample as GrN-9444; Alkali extract 45 300 + 3300 BP (GrN-9445) ⁶⁾ — 2300
9	20 cm	grauweißer Sandsteinschutt
10	70—90 cm	gelbbrauner bis rostbrauner Schutt in sandiger Grundmasse, in Delle eingelagert; an Basis geschichteter grauer Sand (auf Spülung hinweisend)
11	90 cm	4. stark humose sandige Schicht, durchziehend, in Delle eingelagert, wenige Schuttstücke enthaltend
12	von Schicht 11 bis Grubenboden	Sandstein-Schuttdecke in sandiger Grundmasse

Tab. 4: Profil 3 (Abb. 5), SE-NW-Wand des Profils von Cangas de Foz, der Fig. 3 (Tafel 2) entsprechend

Schicht	Mächtigkeit	Geologisch-bodengeographische Ansprache
0	25 cm	humoser, künstlich aufgeschütteter Schutt
1	20 cm	rezenten/subrezenten A _h -Horizont einer Braunerde in sandiger, schwach schluffiger Grundmasse
2	10—15 cm	schwach gebleichter Horizont, z. T. deutlich, in sandiger Grundmasse

⁶⁾ Kommentar von Prof. Dr. Mook, Groningen, zu GrN-9445 und GrN-9444: „These three results are comforting. The chances for a disturbing contamination are small.“ (Brief v. 13. 2. 1980)

Schicht	Mächtigkeit	Geologisch-bodengraphische Ansprache
3	50 cm	gelbbrauner, steinloser Sand (B _V -Horizont)
4	50 cm	gelbbrauner Schutt (Sandstein) in sandiger Grundmasse
5	15—30 cm	1. fossile humose sandige Schicht, A _h -Horizont, im oberen Teil grauschwarz, unten schwarz, mit sehr wenigen Steinen, z. T. auskeilend, z. T. stärker werdend, Probe 5: 15 100 ± 400 BP (GrN-9384); idem alcali extract 26 900 ± 200 BP (GrN-8326) ⁷⁾
6	50—60 cm	grauweißer, z. T. gelblich-weißer Schutt in sandiger Grundmasse
7	30—35 cm	2. fossile humose sandige Schicht (2. fossiler A _h -Horizont), im oberen Teil grau-schmutzig-humos, schwarz-grau im unteren Teil, wenige Schuttstücke enthaltend, mit wenigen Holzkohlestücken, dem Horizont 8 in Profil 2 entsprechend
8a	40 cm	grau-weißer Schutt in sandiger Grundmasse, fossiler eisenverarmter? Horizont
8b	45 cm	brauner Schutt in sandiger Grundmasse, B _V -Horizont?
8c	45—60 cm	rostig-brauner Schutt in sandiger Grundmasse, Farbe sehr stark leuchtend
9	30—50 cm	bis zum Grubenboden: schwarzes, feuchtes, humoses, steinloses sandiges Material, Probe 9

3.2. Deutung und Datierung der Profile

Zunächst läßt sich schließen, daß eine wenigstens viermalige Abfolge von sandigen Sedimenten und Schuttdecken abgelagert worden ist, wobei die Schuttdecken hangab in Richtung auf die Küste bewegt wurden. Das ist besonders deutlich in Tafel 2, Fig. 3 erkennbar. Es müssen sich also Zeiten kräftiger Schuttaufbereitung und -verlagerung mit Zeiten der Sandablagerung abgelöst haben. Dies läßt sich m. E. durch die Annahme eines Alternierens von Zeiten kräftiger eiszeitlicher Frostsprengung und Schuttverlagerung (wahrscheinlich in einer kalt-feuchten Phase) und von Sandbildung und Sandverlagerung (wahrscheinlich in einer trocken-kalten Phase) erklären. Dabei halte ich ein zeitweiliges Überwiegen von Sandverwehungen durchaus für möglich, denn in den homogenen lößfarbigen Sandmassen lassen sich weder Steine noch Anzeichen für fluviale Schichtung beobachten.

Zeitweilig muß allerdings Feinmaterial- und Schuttverlagerung synchron verlaufen sein — eine Beobachtung, für die sich auch im lößbedeckten Teil der mitteleuropäischen Mittelgebirge in Hangprofilen immer wieder Indizien finden lassen (vgl. z. B. POSER 1947, 1948; BÜDEL 1950, 1977; SEMMEL 1964, 1968). In solchen Profilen findet man bekanntlich in den wenig mächtigen Schuttdecken-Normalprofilen über dem anstehenden Gestein zunächst einen lößfreien Solifluktionsschutt, darüber einen Solifluktionsschutt mit Lößbeteiligung und darüber einen schutfreien Löß mit der holozänen Bodenbildung.

⁷⁾ Prof. Dr. Mook, Groningen, schreibt im Brief vom 14. 12. 1979 mit Bezug auf die Probe 5 von Cangas de Foz: „Some alcali extracts which are supposed to contain a possible contamination are still being treated. The higher the age of the extracts, the less chance of a disturbing contamination still remaining in the sample actually dated, the more reliable the final ages. It is surprising that the one extract shows a higher age than the residue.“ (Damit ist der Alkali-Extrakt von Probe 5 gemeint — Zusatz v. Verf.)

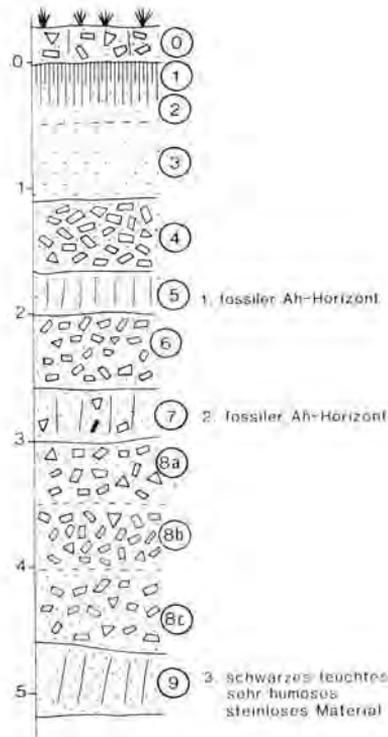


Abb. 5: SE-NW-Wand, Profil 3; zur Lage vgl. Abb. 2.
Numerierung wie im Text. 14-C-Alter für Schicht 5: 15 100 BP (vgl. Text.).

Die Schuttdecken bei Cangas de Foz auf den z. T. nur 3°, z. T. 6°–8° geneigten Hängen wurden wahrscheinlich durch eiszeitliches Bodenfließen und durch fluviatile Prozesse bewegt. Abspülung läßt sich durch zwei im Aufschluß rechtwinklig angeschnittene flache Dellen, deren Sedimentfüllung z. T. geschichtet ist, belegen. Die Schuttdecken haben bei nur 3° Neigung und bei der sandigen Matrix kaum günstige Bedingungen für ein Bodenfließen gefunden. Sie weisen nur teilweise eine Einregelung der Längsachsen der Gesteine in Richtung des Gefälles auf, wie sie für Solifluktionsschuttdecken typisch ist. Das heißt, es muß in erster Linie an ein fluviat-solifluidales Faktorengefüge gedacht werden, in dem kräftige Abflüsse in der Lage waren, an der Verlagerung des Schuttes mitzuwirken.

Zur Bodengeographie läßt sich herausstellen, daß hier Übergangsformen von Braunerden zu Podsol-Braunerden als rezente Oberflächenböden zur Ausbildung gelangen, wenn mit Sand durchsetzte Schuttmassen an die Oberfläche treten. Dieselbe Aussage läßt sich auch für weite Aufschlußbereiche in Bezug auf die fossilen Böden machen: auch hier folgen unter kräftigen A_h-Horizonten dünne, mehr oder weniger graue, wahrscheinlich eisenverarmte Horizonte und darunter kräftig gelbbraune, braune oder rostigbraune B-Horizonte.

Tritt dagegen unter dem weitflächig verbreiteten, durch menschliche Tätigkeit verlagerten Schutt im Top des Aufschlusses (Schicht 0 in Abb. 3–5) ein lößfarbener, schwach schluffhaltiger Sand an die Oberfläche, so ist auch auf diesem ein Boden entwickelt, der als Braunerde angesprochen werden muß.

Zwei kräftige fossile humose Schichten sind so horizontbeständig und kräftig, daß sie m. E. nur als fossile A_{11} -Horizonte fossiler Böden (Braunerden) bzw. Podsol-Braunerden angesehen werden können.

Der oberste fossile A_{11} -Horizont, von dem ca. 3 kg humoses Material für eine ^{14}C -Datierung entnommen wurde, ergab ein ^{14}C -Alter von $15\,100 \pm 400$ BP (GrN-9384) bzw. idem alcali extract $26\,900 \pm 200$ BP (GrN-8326).⁸⁾ Wegen der großen Differenz dieser beiden ^{14}C -Alter kann nur gesagt werden, daß die fossile Bodenbildung mit einiger Sicherheit bereits in die letzte Kaltzeit gehört und daß für ihre Bildung das Bölling-Interstadial oder ein älteres Interstadial in Frage kommt.

Das ^{14}C -Alter für die zweite kräftige durchziehende humose Schicht (Schicht 8 in Abb. 4), die von der ersten kräftigen fossilen humosen Schicht (Schicht 5 in Abb. 4) noch stellenweise durch eine dünnere, auskeilende humose Schicht (Schicht 6a in Abb. 4) getrennt wird, lautet: $42\,800 \begin{matrix} + 1\,400 \\ - 1\,200 \end{matrix}$ BP (GrN-8327) bzw. $> 40\,800$ BP; pieces of charcoal from same sample as GrN-8327; Alcali extract $45\,300 \begin{matrix} + 3\,300 \\ - 2\,300 \end{matrix}$ BP (GrN-9445). Prof. Mooks Kommentar vom 13. 2. 1980 lautet zu diesen drei Proben: „These three results are comforting. The chances for a disturbing contamination are small.“ Die untere durchziehende humose Schicht dürfte nach diesen ^{14}C -Daten am ehesten in das Moershoofd-Interstadial zu stellen sein, vielleicht auch ins Hengelo-Interstadial. Die in den humosen Sanden ebenfalls auftretende Holzkohle, die ein ^{14}C -Alter von $> 40\,800$ BP aufweist, zeigt, daß zu dieser Zeit eine holzige Vegetation in der Nähe gewachsen ist. Hiermit liegt eine Parallele zu Untersuchungsergebnissen an der westgalizischen Küste bei La Guardia und Mougas vor (BROSCHÉ 1982).

Die in diesem Aufschluß ermittelten ^{14}C -Daten lassen erkennen, daß die gesamte Sedimentserie bei Cangas de Foz einen großen Teil des Würmglazials abdeckt und daß in den Interstadialen offenbar so günstige Klimaverhältnisse geherrscht haben, daß eine Bodenbildung und z. T. auch stärkere pflanzliche Produktion stattfinden konnte.

Dagegen ist die Deutung des untersten, stark humosen Bandes im SW-Teil des Aufschlusses (Fig. 1—3, Tafel 2) direkt über dem Grubenboden noch problematisch. Es handelt sich hierbei um tiefschwarze, z. T. muddeartige humose, z. T. mineralische Sedimente, wie sie an sehr feuchten Standorten in Dellen und Depressionen des Reliefs vorzukommen pflegen, nicht dagegen um einen A_{11} -Horizont eines fossilen Bodens. Diese schwarzen humosen Sedimente sind in dem Profil von Cangas de Foz auch nur an die Tiefenlinie einer deutlich ausgebildeten flachen Hangmulde (Fig. 2 u. 3, Tafel 2) gebunden. Auch ein dazugehöriger Unterboden ließ sich zu den Sedimenten nicht auffinden.

Stellenweise sind zwischen die m. E. autochthonen kräftigen A_{11} -Horizonte der rezenten Braunerde und der fossilen Braunerden 1 und 2 weitere schwächere humose Bänder eingeschaltet, die sich jeweils über viele Meter an der Aufschlußwand verfolgen lassen (s. o.). Auf den Figuren sind diese Horizonte kaum sichtbar. Sie ließen sich zwischen dem holozänen Oberflächenboden und dem 1. fossilen Boden sowie zwischen diesem und dem 2. fossilen Boden finden. Diese werden in erster Linie als umgelagertes humoses Bodenmaterial gedeutet, das seinen Ursprung in den kräftig entwickelten autochthonen A_{11} -Horizonten hangauf haben kann. Auf eigenständige Bodenbildungsphasen läßt sich mit ihrer Hilfe deshalb nicht schließen, weil sich keine weitere Boden-Profilentwicklung erkennen läßt.

⁸⁾ Vgl. die Anmerkung 7 auf S. 108.

Bei der Detailbeschreibung der Abb. 5 (Profil 3, Fig. 3, Tafel 2) wurde bereits darauf hingewiesen, daß die zwei horizontbeständigen, kräftigen, m. E. autochthonen A_h -Horizonte an der von SE nach NW ziehenden Wand sehr dunkel (z. T. schwarzgrau oder schwarz) sind, während die sandigen Sedimente über ihnen eine schmutzig-graue, graue oder dunkelgraue Farbe aufweisen. Dieses Phänomen bedarf einer weiteren detaillierten Untersuchung. Als wahrscheinliche Erklärung kann gelten, daß nach Ausbildung der autochthonen A_h -Horizonte in der folgenden Aktivitätsphase sandiges, schwach humoses Material, das hangabwärts bzw. dellenabwärts verlagert wurde, auf den A_h -Horizont aufgespült wurde.

Ebenfalls problematisch bleiben die rostig-braunen Farben einiger Schuttpartien, die rostigen Oxydationsbänder und die Limonitkrusten. Es ist wenig wahrscheinlich, daß die Oxydationsvorgänge in einer Zeit wirkten, als der Meeresspiegel wesentlich höher lag als heute, da die ^{14}C -Daten für eine würmzeitliche Schichtenfolge sprechen. Wahrscheinlicher ist, daß ein zeitweilig (vielleicht nur jahreszeitlich) existierender Frostboden das Versickern des Infiltrationswassers verhinderte und es zu einem oberflächenparallelen Abfluß zwang. Um einen echten, über längere Zeiträume persistenten, tiefgreifenden Dauerfrostboden wird es sich dabei nicht gehandelt haben; denn bisher fehlen für die Ableitung seiner ehemaligen Existenz hier (und übrigens auf der gesamten Iberischen Halbinsel in den tieferen Lagen) die typischen Kennformen (fossile Eiskeilpseudomorphosen), wie zuletzt bei BROSCHE (1980) dargelegt wurde. Südlich dieser Lokalität fand aber NONN (1966: 86, 96, Planche II und Fig. 18) bei Guitirriz an der Nationalstraße La Coruña—Madrid (km-Stein 554,5) einen recht deutlich entwickelten doppelten Kryoturbationshorizont, der durchaus die Annahme der zeitweiligen Existenz eines dünnen Frostbodens, der mehrere Jahre nicht abtaute, zuläßt.

Schriftenverzeichnis

- BROSCHE, K.-U. (1978): Beiträge zum rezenten und vorzeitlichen periglazialen Formenschatz auf der Iberischen Halbinsel. — Abh. d. Geogr. Inst. d. FU Berlin, Sonderhefte, 1: 287 S.; Berlin.
- (1980): Zum Problem echter und unechter Periglazialerscheinungen im Ebrobecken und im Gebiet südlich von Madrid. — Beiträge zur Geomorphologie und Länderkunde, Hrsg. B. Hofmeister und A. Steinecke, Berliner Geogr. Studien, 7: 289—307; Berlin.
- (1982): Studien zu jungpleistozänen und holozänen Sedimenten und fossilen Böden im Küstengebiet von West-Galizien (NW-Spanien). — Eiszeitalter u. Gegenwart, 32: 63—80; Hannover.
- & WALTHER, M. (1977): Geomorphologische und bodengeographische Analyse holozäner, jung- und mittelpleistozäner Sedimente und Böden in Spanien und Südfrankreich. — Catena, 3: 311—342; Gießen.
- & — (1980): Lößprofile von Vaake (Bl. 4523 Münden) und Albungen (Bl. 4725 Bad Sooden-Allendorf) in Nordhessen. — Geol. Jb. Hessen, 108: 143—150; Wiesbaden.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. — Geologica Bavarica, 34: 1—95; München.
- & LOŽEK, V. (1969): Löß-Vorkommen in Südostspanien. — Z. f. Geomorph., N. F., 13: 297—316; Berlin.

- BÜDEL, (1950): Die Klimaphasen der Würmeiszeit. — Die Naturwissenschaften, **37**: 438—449; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- (1977): Klima-Geomorphologie. 304 S.; Berlin - Stuttgart.
- FINK, J. (1956): Zur Korrelation der Terrassen und Lössе in Österreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **7**: 49—77; Öhringen.
- FRANZ, H. (1967): Beiträge zur Kenntnis der Bodenentwicklung in NW-Spanien auf Grund fossiler Böden. — Annales de Edafologia y Agrobiologia, **26**: 33—51; Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHÉCO, F., LLOPIS LLADÓ, N., JORDA CERDA, F. & MARTINEZ, J. A. (1957): El Cuaternario de la Region Cantabrica. V. Vongrès International INQUA. Libro Guia de la Excursion N2; Madrid - Barcelona.
- LIEBEROTH, I. (1959): Beobachtungen im nordsächsischen Lößgebiet. — Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, **87** (132): 97—108; Weinheim.
- (1963): Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. — Geologie, **12**: 149—187; Berlin.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1955): Las depósitos de la costa cantabrica entre los Cabos Bustio y Vidio. — Speleón, **6**: 333—347; Oviedo.
- (1957): La plataforma costera de la costa asturiana entre Cabo Busto y el Eo y sus depósitos. — V. Congrès International INQUA. Resumés de Communications, p. 112; Madrid - Barcelona.
- & JORDA, F. (1957): Mapa del Cuaternario de Asturias. Oviedo.
- NONN, H. (1960): Les dépôts de la rasa cantabrique dans la partie occidentale (Galice; Espagne) — Rev. de Géomorphologie Dynamique, **7-8-9**: 97—105; Strasbourg - Paris.
- (1966): Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique. — Fondation Baulig, **III**: 591 S.; Strasbourg.
- (1969): Evolution Géomorphologique et Types de Relief en Galice Occidentale et Septentrionale. — Rev. de Géogr. Physique et de Géologie Dynamique (2), **XI**, 1: 31—50; Paris.
- POSER, H. (1947): Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. — Die Naturwissenschaften, **34**: 232—238 und 262—267; Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- (1948): Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würm-Eiszeit. — Erdkunde, **2**: 53—68; Bonn.
- & HÖVERMANN, J. (1951): Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. — Abh. d. Braunschweig. Wiss. Ges., **3**: 61—115; Braunschweig.
- RÖHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa — Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — Göttinger Bodenkundl. Ber., **6**: 3—107; Göttingen.
- (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. Gießen.
- & SABELBERG, U. (1969a): „Kalkkrusten“ und ihr klimatischer Aussagewert — Neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. — Göttinger Bodenkundl. Ber., **7**: 3—26; Göttingen.
- , — & — (1969b): Zur landschaftsökologisch-bodengeographischen und klimagenetisch-geomorphologischen Stellung des westlichen Mittelmeergebietes. — Göttinger Bodenkundl. Ber., **7**: 27—47; Göttingen.
- , — & — (1973): Quartäre Klimazyklen im westlichen Mittelmeergebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. — Catena, **1**; Gießen.
- RUSKE, R. & WÜNSCHE, M. (1961): Lössе und fossile Böden im mittleren Saale- und Unstruttal. — Geologie, **10**: 9—29; Berlin.
- RUTTE, E. (1960): Kalkkrusten in Spanien. — Neues Jahrbuch f. Geol. u. Pal., Abh., **106**: 52—138.
- SCHÖNHALS, E., RÖHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **15**: 199—206; Öhringen.

- SEMMEI, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. — *Noritzblatt d. Hess. Landesamtes f. Bodenforschg.*, **92**: 275—285; Wiesbaden.
- (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — *Frankfurter Geogr. Hefte*, **45**: 133 S.; Frankfurt.
- (1974): Der Stand der Eiszeit-Forschung im Rhein-Main-Gebiet. — *Rhein-Mainische Forschungen*, **78**: 9—56; Frankfurt a. M.
- THICART, J. (1966): Quelques aspects des phénomènes périglaciaires quaternaires dans la Péninsule Ibérique. — *Biuletyn Periglacialny*, **14**: 313—327; Łódz.
- UNGER, G. & RAU, D. (1964): Lößexkursion Thüringen. Subkommission für Lößstratigraphie der INQUA. Berlin 1964: 7—25; Berlin.

Manuskript eingegangen am 4. 3. 1983

T a f e l 1

Fig. 1: Oberer Teil des Küstenprofils von der Playa de Barañán bei Campo Branqueza (westl. La Coruña). Unter den rezenten bis subrezentem Flugsanden (Schicht Nr. 1 in Abb. 1) fallen besonders die humosen Sedimente der 1. und 2. fossilen Bodenbildung auf. Dezimetereinteilung auf 1 m langer Meßlatte.

Fig. 2: Küstensedimente an der Playa de Barañán. In oberer rechter Bildecke noch die rezenten/subrezentem Flugsande erkennbar. Die Abfolge von schuttreichen Solifluktionsschuttdecken und von schuttarmen und schuttlosen Schichten wird deutlich. Humose Lagen nicht erkennbar. Meßlatte 1 m lang.

Fig. 3: Lokalität wie in Fig. 1 und 2. Blick nach W. Natürliches Kliff in den hier in Meernähe konvergierenden und dadurch zusammengedrängten Sedimenten. Hauptmasse ist typische eiszeitliche Solifluktionsschuttdecke. Unten in fast steinfreien, schluffig-sandigen Schichten schwach eine dunklere humose Schicht erkennbar. Dieser Profilabschnitt schließt sich rechts an Sedimente der Fig. 1 an.



Tafel 2

Fig. 1: Übersichtsfoto des Aufschlusses bei Cangas de Foz am km-Stein 416 der Nationalstraße C 642. Abb. 3, 4, 5, Fig. 2 und 3 wurden links und rechts vom Baumaterial aufgenommen. Schwache Dellenbildung (vgl. Fig. 2) an linker Wand erkennbar. Abfolge von Sandsteinschuttdecken, sandig-schluffigem Feinmaterial und humosen Schichten.

Fig. 2: Lokalität wie in Fig. 1. Detailansicht der Sediment-Boden-Abfolge im Bereich einer flachen Delle. Numerierung der Schichten entspricht der in Abb. 4 (Profil 2). Mächtigkeit der humosen Schichten in Dellentiefenlinien am größten. Schicht 8 ergab ^{14}C -Alter von 42 800 BP (vgl. Schichtenbeschreibung). Abb. 4 ca. 3 m links von Meßlatte.

Fig. 3: Lokalität wie in Fig. 1. Abfolge von steinlosen und steinreichen Schichten hier sehr deutlich. Humose Schichten gut erkennbar. Schuttreiches Sediment am Top mit Vegetation künstlich aufgetragen. Meßlatte 1 m lang.



Sedimentologische Zuordnung saalezeitlicher Gletscherablagerungen zu mehreren Vorstößen am unteren Niederrhein

HELMUT SIEBERTZ *

Classification, glaciofluvial deposit, glaciation, morain, Saale Ice Age, alluvial fan, sand, grain size, nomogram, pit sand, borehole section.

Lower Rhine Westphalian Basin, Kalkar Area, North Rhine Westfalia. TK 25: Nr. 4203

Kurzfassung: Beim Vorstoß sowie Rückzug des Eises werden Sandersedimente abgelagert. Sie setzen sich aus größeren Vorschütt- und feineren Nachschüttsanden zusammen, die (meistens) durch eine Grundmoräne voneinander getrennt sind. Vorschüttsand, Grundmoräne und Nachschüttsand bilden einen glaziären Zyklus. Fehlt die Grundmoräne, so ist eine genetische Gliederung der Sedimente in eine Vorstoß- und Rückzugsphase erschwert.

Bei der Sedimentuntersuchung zeigte sich, daß einzelne Korngrößenfraktionen für eine Gliederung des Sanders kaum von Bedeutung sind. Die Zusammenfassung von Korngrößenfraktionen zu Korngrößengruppen (Tab. 1) ermöglichte eine exakte Gliederung der Sandersedimente und damit die genetische Ansprache der Gletscherablagerungen am unteren Niederrhein.

Aufgrund der Einlagerung von Grundmoränenmaterial in den Sandersedimenten konnten für das Drenthe-Stage im Raum Louisendorf-Moyland drei Eisvorstöße nachgewiesen werden.

[Sedimentological Classification of Saale-Ice-Age Glacier Deposits on the Lower Rhine into Several Periods of Ice Advance]

Abstract: Glacio-fluvial sands are deposited when ice advances or recedes, which consist of coarse sands from the melting of the advancing glacier (Vorschüttsand) and finer sands deposited during the ice recession (Nachschüttsand); these are usually separated by a ground moraine. Sand sediments from the ice advance, a ground moraine, and sand from the ice recession form a glacial cycle. If there is no ground moraine, a genetical classification of the sediments into the phases of advance and recession is more difficult.

When the sediments were examined, it was found that certain grain-size categories were hardly significant for a classification of the sands. By forming larger groups out of the individual grain-size categories (Fig. 1) a precise classification of the glacio-fluvial sediments was made possible, and thus also a genetical interpretation of the glacier deposits in the lower Rhine area.

On the basis of the deposits of ground moraine material between strata of glacio-fluvial sands, three periods of ice advance could be proved to have taken place in the Louisendorf-Moyland region during the Drenthe.

1. Einleitung: Forschungsstand und Problemstellung

Im Saale-Glazial (Drenthe-Stage) erreichte das Inlandeis das untere Niederrheingebiet und stauchte die untere Mittelterrasse zu Wällen auf. Eisvorstöße und Stauchwallbildungen sind von THOME (1958, 1959) ausführlich beschrieben worden. Beim Vorstoß sowie beim Rückzug des Eises lagerten die Schmelzwässer glazifluviale Kiese und Sande (Sander) ab. Stauchwälle und Sander bilden den Niederrheinischen Höhenzug. Dieser wurde beim Rückzug des Rheins in sein altes Bett größtenteils erodiert, so daß heute von den Stauchwällen und Sanderterrassen nur noch Fragmente vorzufinden sind. Die paläo-

*) Anschrift des Autors: Dipl.-Geogr. Dr. H. Siebertz, Seminar für Geographie, Pädagogische Fakultät, Universität Bonn, Römerstr. 164, 5300 Bonn.

geographische Entwicklung des unteren Niederrheingebietes ist unter Berücksichtigung der neuesten Erkenntnisse in der Quartärforschung von HEINE & SIEBERTZ (1980) beschrieben worden.

Der Niederrheinische Höhenzug erstreckt sich von Krefeld bis Kleve-Kranenburg auf deutscher Seite. Die Staudwälle um Kleve-Kranenburg und Kalkar (Moyland) mit der ausgeprägten Sanderterrassen im Raum Louisenburg-Uedem (Abb. 1) sind morphologisch gut erhalten. In der Vergangenheit ist dieser Raum unter den verschiedensten quartärgeologischen und -morphologischen Aspekten untersucht worden (vgl. BRAUN 1956, 1964, 1968, 1978a, b; HEINE 1983; HEINE & SIEBERTZ 1980; SIEBERTZ 1980, 1983).

Günstige Aufschlußverhältnisse gewährten in jüngster Zeit im Raum Louisendorf-Moyland (Abb. 4) einen guten Einblick in die quartärstratigraphischen Verhältnisse auf dem nördlichen Niederrheinischen Höhenzug. Die gewonnenen Erkenntnisse konnten im Rahmen der geomorphologischen Kartenaufnahme 1 : 25 000 Blatt Kalkar ¹⁾ sinnvoll

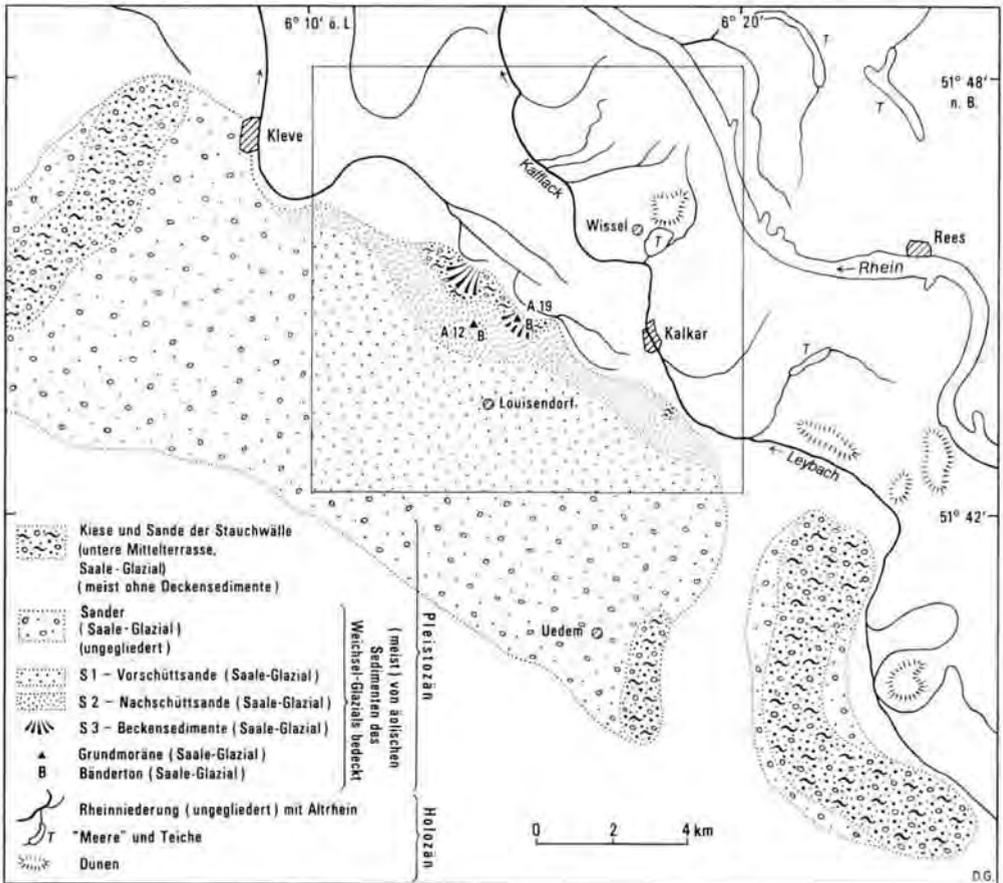


Abb. 1: Geologisch-geomorphologische Übersichtskarte des nördlichen Niederrheinischen Höhenzuges mit Kartenausschnitt Blatt Kalkar.

¹⁾ DFG-Forschungsprojekt Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland.

verwandt werden, so daß sich für das Kartenblatt eine detaillierte Sandergliederung durchführen ließ (vgl. SIEBERTZ 1980), welche die glazialmorphologischen Prozesse in ihrer Abhängigkeit von den Sedimentablagerungen widerspiegelt.

Die Sandersedimente lassen sich u. a. durch ihre stratigraphische Lage zur Grundmoräne gliedern (vgl. HECK 1961). Das geringe Vorkommen an Grundmoräne in den pleistozänen Sedimenten am unteren Niederrhein erschwert aber die Gliederung des Sanders. Mit Hilfe typischer Streubereiche in der Korngrößenzusammensetzung war es allerdings möglich, ein differenziertes Bild von der Sanderzusammensetzung zu gewinnen (Abb. 1).

Das Vorkommen lokaler Grundmoränenreste und deren Einbettung in die Sandersedimente im Aufschluß A 12 (Abb. 1, 5, 6; R 25.15350; H 57.34200) läßt die glazialmorphologische Entwicklung nicht nur vom stratigraphischen, sondern auch vom sedimentologischen Gesichtspunkt aus erläutern. Damit bietet sich für die Aussagefähigkeit quartärmorphologischer Prozesse nicht nur die Chronostratigraphie an, sondern mit Hilfe des Sediments läßt sich 1. die räumliche Verbreitung gliedern und 2. die morphogenetische Entwicklung dieses Raumes darstellen.

2. Methodische Überlegungen zur Gliederung des Sanders

Aufgrund von Untersuchungen im Aufschluß A 19 (R 25.16600; H 57.34300) bei Moyland (Abb. 1) hat BRAUN (1964) erkannt, daß die glazifluvialen Schmelzwasserbildungen differenziert zusammengesetzt sind. BRAUN (1964, 1978a) gliedert ältere und jüngere Schmelzwassersande und -kiese, wobei er die jüngeren Ablagerungen als Beckensedimente bezeichnet²⁾.

Die Profillinie von BRAUN (1964, 1978a) läßt erkennen, daß die Grenze zwischen älteren und jüngeren Sandersedimenten etwa mit der von SIEBERTZ (1980) kartierten Grenze übereinstimmt, welche die unterschiedlich zusammengesetzten Sanderablagerungen voneinander trennt (Abb. 1; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980).

Eine Gesetzmäßigkeit in den glaziären Ablagerungen sieht HECK (1961). Er faßt sie in einen glaziären Zyklus zusammen. Beim Vorrücken sowie beim Rückzug des Eises werden durch die Schmelzwässer Kiese und Sande abgelagert. Der Zyklus beginnt im Liegenden mit (gröberen) Vorschüttssanden, darüber folgt (als Ablagerung des Hochglazials) eine mehr oder weniger block- und schuttbeladene Grundmoräne, auf der beim Abtauen des Gletschers (feinere) Nachschüttssande abgelagert werden. Dieser Zyklus wird im Hangenden bei der Toteisbildung von Beckensedimenten (Sande, Schluffe und Tone, meist Bändertone) abgeschlossen (HECK 1961).

Diese Sedimentabfolge nennt HECK (1961) eine Phase in der idealen glaziären Sequenz. Sie hat (vornehmlich) stratigraphischen Charakter. Demnach lassen sich Vor- und Nachschüttssande nur durch eine eingelagerte Grundmoräne gliedern. HEMPEL (1981) vertritt die Meinung, daß entsprechend Sedimentgehalt, Art der Ablagerung und äußerer

²⁾ BRAUN (1964, 1978a) gliedert ältere (gestauchte) und jüngere (ungestauchte) Schmelzwasserablagerungen (vgl. Profil). Hierbei handelt es sich um die älteren gröberen Sedimente bei Louisendorf (Vorschüttssande nach BRAUN 1968) und die jüngeren feineren Sedimente (Nachschüttssande bzw. Beckensedimente nach BRAUN 1968) im Aufschluß bei Moyland (A 19). Diese jüngeren Schmelzwasserablagerungen in A 19 werden nach BRAUN (1968) von den unteren gestauchten sowie den oberen ungestauchten Schmelzwassersedimenten aufgebaut. Die Schwermineraluntersuchungen (BRAUN 1964, 1978a) beziehen sich nur auf gestauchte und ungestauchte Schmelzwasserablagerungen in A 19, und nicht auf den älteren nach BRAUN (1964, 1978a) gestauchten Sander (= Vorschüttssand) bei Louisendorf.

Form Vorschüttsande, Grundmoräne, Nachschüttsande, Endmoränen, Oser und Kamesformen unterschieden werden können, was bei Sanderablagerungen ohne die eingelagerte Grundmoräne aber nicht immer möglich ist.

Der glaziäre Zyklus (Vorschüttsand, Grundmoräne, Nachschüttsand) als normale Ablagerungsfolge hat sich in der Praxis geologischen und geomorphologischen Arbeitens bewährt (vgl. ARNOLD 1977; HEMPEL 1980, 1981; SIEBERTZ 1980; THIERMANN 1970a, b). Sedimentologische Untersuchungen liegen über diesen Zyklus allerdings nicht vor, so daß beim Fehlen des stratigraphischen Aufbaus nur von (ungegliederten) Sandersedimenten gesprochen wird.

Selbst beim Fehlen der Grundmoräne sollten die Begriffe Vorschütt- und Nachschütt-sand beibehalten werden, zumal sich mit Hilfe der unterschiedlichen Sedimentzusammensetzung die Vorstoß- und Rückzugsphasen des Eises (z. B. am unteren Niederrhein) klären lassen (vgl. Abb. 6).

Auf dem nördlichen Niederrheinischen Höhenzug hat SIEBERTZ (1980) drei Sandersedimente unterschieden, deren Verbreitung in der morphologisch-morphochronologischen Karte von Kalkar und Umgebung dargestellt ist (Abb. 1; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980). Unterschieden wurden 1. (gröbere) Vorschüttsande (S_1), 2. (feinere) Nachschüttsande (S_2) und 3. feinsandig-schluffige Beckensedimente (S_3). Den Beckensedimenten sind lokal Bändertone untergeordnet, die in A 12 geringmächtig sind (Abb. 6), in A 19 jedoch eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen (SIEBERTZ 1980). Charakteristische Kornsummenkurven sind mit den wechsellagernden Decksedimenten, die (meistens) den Sander bedecken, in Abb. 2 dargestellt (vgl. SIEBERTZ 1983).

Mit Hilfe von Sedimentanalysen hat SIEBERTZ (1980) versucht, für die einzelnen Sanderkomplexe charakteristische Korngrößenzusammensetzungen zu finden. So wurde für die Vorschüttsande (S_1) ein Maximum von etwa 80% in der Mittelsandfraktion

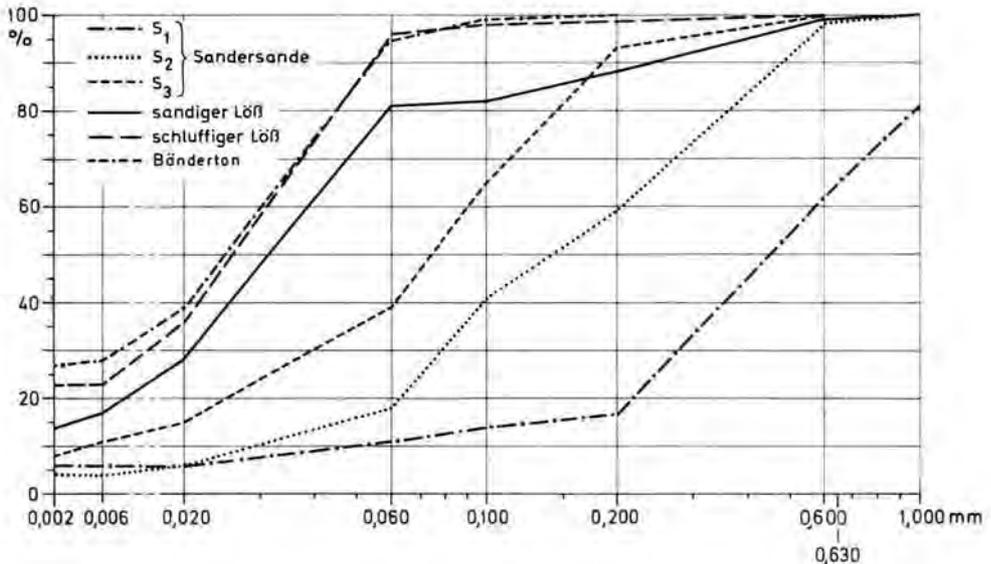


Abb 2: Kornsummenkurven der am Sanderaufbau beteiligten Sedimente und deren Deckschichten.

	Vor-schütt-sand			Nachschütt-sand			Beckensediment					Bänder-ton		
Grob-Mittelsand (2,0—0,2 mm)	X	X	X	X	X	—	X	X	—	X	X	—	X	—
	> 80 %	> 50 %	< 40 %	30—50 %	—	> 40 %	25—45 %	—	< 30 %	—	X	< 30 %	> 50 %	—
Feinsand (0,2—0,063 mm)	—	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	—
	—	< 40 %	> 50 %	30—50 %	> 80 %	> 80 %	25—45 %	> 50 %	< 30 %	< 40 %	X	< 30 %	> 40 %	—
Schluff/Ton (0,06—<0,002 mm)	—	—	—	—	—	—	X	X	X	X	X	X	X	X
	—	—	—	—	—	—	25—45 %	< 40 %	> 40 %	> 50 %	> 40 %	< 40 %	> 80 %	> 80 %

Tab. 1: Korngruppenkombinationen der am Sanderaufbau beteiligten Sedimente (Durchschnittswerte)

(0,63—0,2 mm), für die Nachschüttsande (S_2) etwa 60 % im Mittelsand (0,63—0,2 mm) und etwa 30 % im Feinsand (0,2—0,063 mm) ermittelt. Die Beckensedimente (S_A) werden von etwa 60 % Feinsand (0,2—0,063 mm) und etwa 30 % Silt (Grob Schluff 0,06—0,02 mm) aufgebaut (SIEBERTZ 1980).

Neuere sedimentologische Untersuchungen lassen es ratsam erscheinen, eine erweiterte Klassifikation vorzunehmen. Es hat sich gezeigt, daß bei der Gegenüberstellung der Proben einzelne charakteristische Korngrößenfraktionen kaum eine Rolle spielen, sondern bestimmte Korngrößenfraktionen in Kombination auftreten und günstige Werte liefern, die eine Sandergliederung ermöglichen (vgl. Tab. 1).

Die Sandergliederung ist am günstigsten durchzuführen mit Hilfe der Kornfraktionenkombination, wie sie aus Tab. 1 ersichtlich ist. Es sind 1. die Siebfraktionen von Grob- und Mittelsand (2,0—0,2 mm), 2. Feinsand (0,2—0,063 mm) sowie 3. die Schlämfraktionen (Schluff und Ton 0,06—<0,002 mm)³⁾.

Aus Tab. 1 ist zu ersehen, daß die Sandersedimente aus verschiedenen Korngruppen in unterschiedlichen Kombinationen zusammengesetzt sind. Dabei ergibt sich bei den Korngruppen ein höherer Prozentsatz (**X**) und (meistens) ein niedrigerer Prozentsatz (**x**), wobei (**x**) mit $\geq 19\%$ festgelegt ist. Daraus resultieren folgende Werte (Tab. 1):

1. glazifluviatile Vorschüttsande mit einer klaren Dominanz im Grob-Mittelsand, wobei das Maximum deutlich im Mittelsand (0,63—0,2 mm) liegt.
2. glazifluviatile Nachschüttsande treten als Kombination Grob-Mittelsand mit Feinsand oder nur mit einem Maximum im Feinsand auf. Die Grob-Mittelsand-Kombination (**X**) beinhaltet ihr Korngrößenmaximum im Mittelsand (0,63—0,2 mm), während der Feinsand (**X**) sein Maximum in der größeren Feinsandfraktion (0,2—0,1 mm) aufweist.
3. glazilimnische Beckensedimente beinhalten als neue Korngrößengruppe die Schluff-Tonfraktionen. Die Kombinationen sind aus Tab. 1 ersichtlich. Der Grob-Mittelsand (**X**) hat das Maximum im Mittelsand (0,63—0,2 mm); im Feinsand (**X**) ist entweder ein ausgeglichenes Maximum zwischen den beiden Feinsandfraktionen (0,2—0,1 mm; 0,1—0,063 mm) vorhanden oder ein deutliches Maximum beim feineren Feinsand (0,1—0,063 mm). Die Schluff-Ton-Kombination (**X**) hat ihr Maximum im Grob Schluff (0,06—0,02 mm).
4. glazilimnische Bänderone liegen mit einem deutlichen Korngrößenmaximum im Grob Schluff (0,06—0,02 mm).

Die unterschiedlichen Korngrößengruppen (1—4 in Tab. 1), welche den Sander des Kartenblattes Kalkar aufbauen (Abb. 1; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980), sind aus dem Konzentrationsdreieck (Abb. 3) zu ersehen.

Nachschüttsande und Beckensedimente gehen im Gelände übergangslos ineinander über. Dies ist aus glazialmorphologischen Gründen auch verständlich; beide Sedimentkörper sind genetisch an die Abschmelzzeit des Eises gebunden. Selbst in den zahlreichen Bohrungen im Stauwall bei Moyland (Abb. 4) verzahnen sich Nachschüttsande und Beckensedimente, so daß die flächenhafte Ausdehnung der Beckensedimente nicht zu lokalisieren war. Lediglich dort, wo eine kumulative Häufung von Beckensedimenten nach-

³⁾ Korngrößenfraktionen nach DIN 4188 (vgl. LESER 1977).

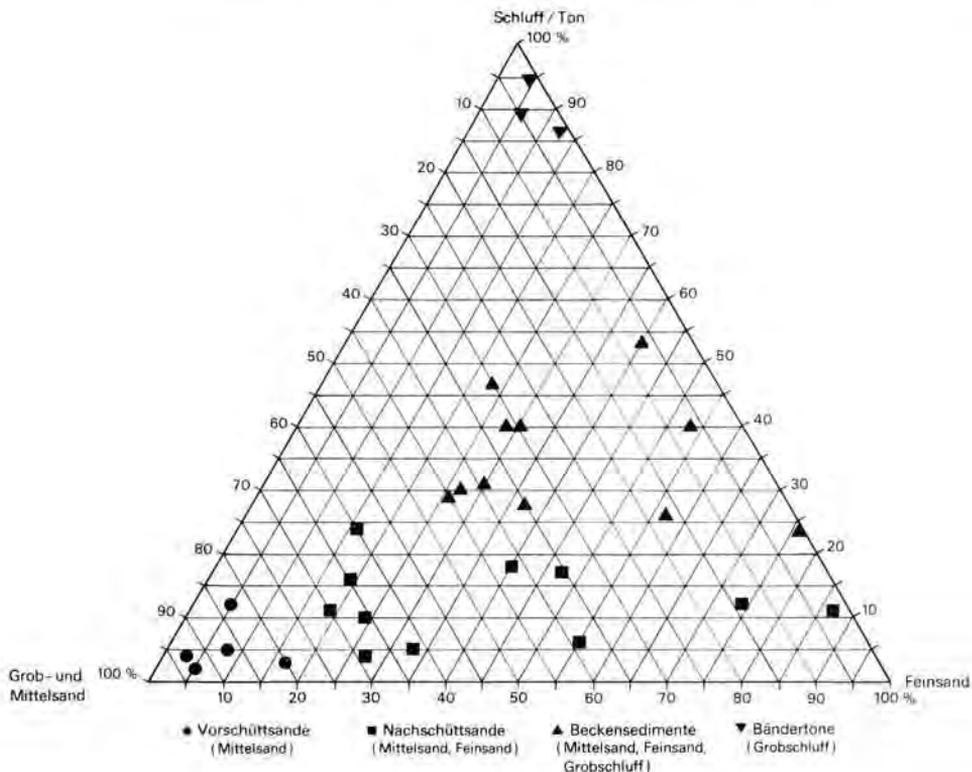


Abb. 3: Korngrößengruppen der am Sanderaufbau des Kartenblattes Kalkar beteiligten Sedimente.

zuweisen war, wurde eine Schwemmfächersedimentation abgebildet (Abb. 1; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980)⁴).

3. Die Bedeutung der Gliederung von Eisrandablagerungen für glazialmorphologische Prozesse

Der glaziäre Zyklus hat für die Eisrandablagerungen am unteren Niederrhein Konsequenzen. Diese sind bedingt 1. durch die maximale Eisausdehnung im Raum Louisendorf (Abb. 1; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980) und 2. durch die Sander- und Grundmoränenablagerungen. Da die Grundmoräne im allgemeinen wenig verbreitet ist (vgl. BRAUN 1959), wird die Gliederung des glaziären Zyklus erschwert.

⁴) Glazilimnische Sedimente (Beckensedimente oder Stauseeablagerungen) werden beim Eiszerfall abgelagert. Sie bestehen aus Sand, Schluff und Ton. Bei den Tonablagerungen handelt es sich meistens um gebänderte Sedimente (Bändertöne) oder um Warven, wenn sie einen deutlichen jahreszeitlichen Rhythmus aufweisen.

Vom unteren Niederrhein sind nur geringe Vorkommen von Bändertonablagerungen bekannt. Dagegen haben die sandig-schluffigen Ablagerungen eine größere räumliche Verbreitung und stehen vom Substrat her den Sandersedimenten wesentlich näher als die Bändertöne, die zu diesen von der Zusammensetzung her keine unmittelbare Beziehung aufweisen (vgl. Abb. 3).

Der Bänderton hat ferner geologisch-geomorphologisch eine größere Bedeutung im Rahmen der Geochronologie, so daß es ratsam ist, sein Vorkommen als eigenständiges Sediment neben den sandig-schluffigen Beckensedimenten aufzuführen.

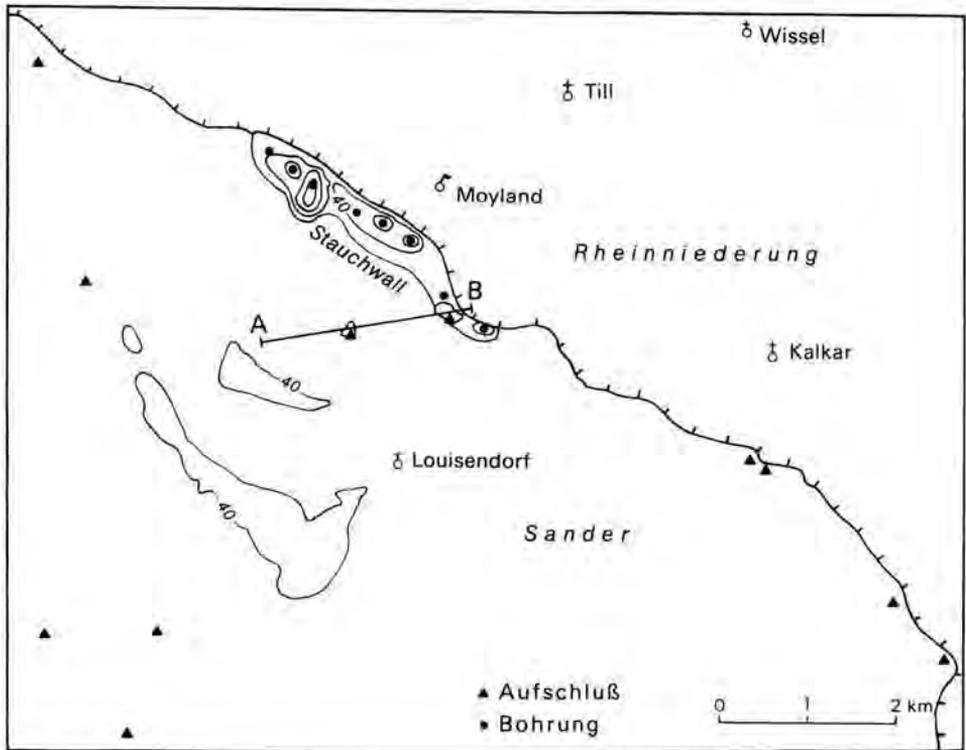


Abb. 4: Bohr- und Aufschlußkarte von Stauwall und Sander des Kartenblattes Kalkar.

Untersuchungen von BRAUN (1964) haben ergeben, daß in A 19 bei Moyland Grundmoräne als Ausfüllung von Mulden und Rinnen auftritt. Im Rahmen der Kartierung des Blattes Kalkar von SIEBERTZ (1980) konnte in A 19 gestauchte Grundmoräne über Beckensedimenten, durch Bohrungen im Stauwall sowie als geschlossenes größeres Vorkommen in A 12 nachgewiesen werden (Abb. 1, 5, 6; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980). Damit ließ sich erstmals Grundmoräne in größerem Umfange in den Stauwällen im Raum Louisendorf-Moyland nachweisen. Die Mächtigkeit in der Aufschlußwand A 19 betrug etwa 1,00—1,50 m (SIEBERTZ 1980), während in A 12 die Mächtigkeit nur wenige Dezimeter betrug (Abb. 6).

Die Einbettung der Grundmoräne in die unterschiedliche Sanderfazies macht die Deutung der genetischen Entwicklung im Raum Louisendorf kompliziert. Das Aufschlußprofil (A 12) in Abb. 6 zeigt die sedimentologische und stratigraphische Abfolge. Aufgrund dieser Erkenntnisse ergeben sich für die Genese folgende Befunde:

(1) Während des Drenthe-Eisvorstoßes (Amersfoorter-Stadium) erreichte das Inlandeis den unteren Niederrhein (vgl. THOME 1958, 1959). Seine maximale Ausdehnung erreichte der Gletscher im Raum Kalkar bei Louisendorf (Louisendorf-Staffel) mit der Vorschüttsand-Ablagerung (Abb. 1,5). Die Grenze der maximalen Eisausdehnung des ersten Eisvorstoßes fällt bei Louisendorf geomorphologisch mit der Vorschüttsanderbildung zusammen. Das abfließende Schmelzwasser hat in diesem Raum isolierte Höhenrücken im

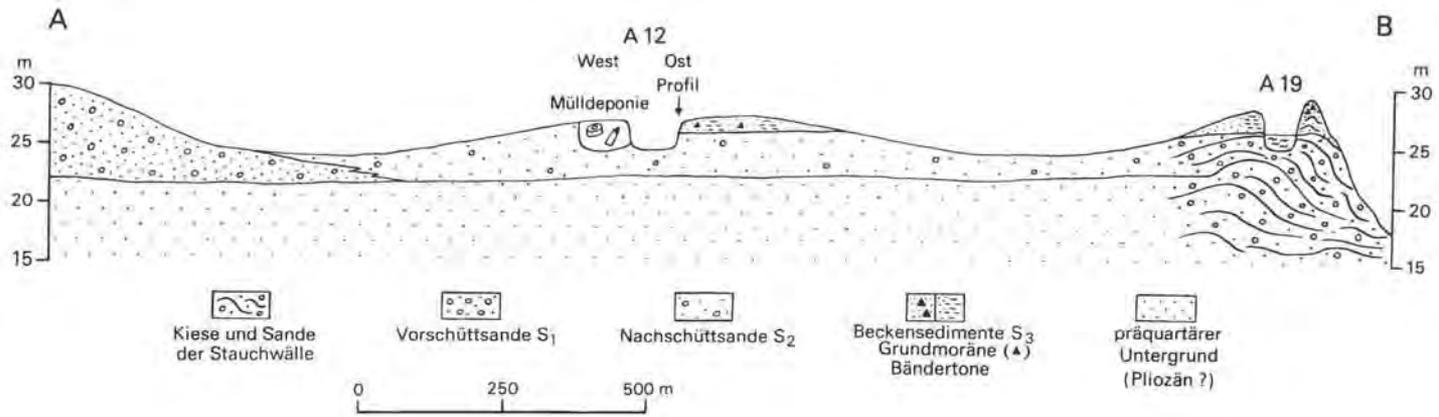


Abb. 5: Schematisches abgedecktes Querprofil durch die Sandersedimente des nördlichen Niederrheinischen Höhenzuges.

		Sedimentologische Gliederung	Stratigraphische Gliederung	Genetische Gliederung
40 cm		sandiger Schluff (sU)	Sandflöß	äolische Ablagerungen
		Gerölle	Steinsohle	selektive Abtragung
P9-45 cm		Sand mit starken Verbraunungen (g1)	Sander (Beckensediment)	Eiszerfall (Toteisbildung mit Stausee- ablagerungen) (als Fließerde überprägt?)
25 cm		tonig-sandig-kiesige Schicht mit vereinzelt nordischen Gesteinen	Grundmoräne II	3. Eisvorstoß (Moyland II-Staffel)
P7-35 cm		grau-grüner Sand	Sander (Nachschüttungsand)	Rückzug des Eises
15 cm		Sand mit Verbraunungen (g1) und vereinzelt nordischen Gesteinen	Grundmoräne I	2. Eisvorstoß (Moyland I-Staffel)
P5-12 cm		grau-brauner Ton	Bänderton	Eiszerfall (Toteisbildung) (Stauseeablagerungen)
P4-28 cm		grüner Sand	Sander (Beckensediment)	
30 cm		grüner Sand mit Verbraunungen (g1)		
1,5 cm		sandig-toniger Verbraunungsabschnitt (g1)		
P2-27 cm		Ton (pseudovergleyt g1, g2)	Bänderton	
P1- > 5 m		grau-blauer (glazifluviatil um- gelagerter tertiärer?) Sand mit kleinen Kiesbändern durchsetzt	Sander (Nachschüttungsand)	Rückzug des Eises
			Sander (Vorschüttungsand von Louisendorf)	1. Eisvorstoß (Louisendorf-Staffel)

Aufnahme April 1979

Abb. 6: Profil A 12 (R25.15350; H57.34200).

40 m Niveau herausmodelliert (Abb. 4; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980). BRAUN (1968) sah in ihnen glazialtektonische Stauchrücken (vgl. geologische Karte), wofür keine Anhaltspunkte vorliegen. Die Morphologie (Höhenrücken und Anlage der Schmelzwasserrinnen) zeigt deutlich, daß es sich hierbei um Erosionsrücken handelt (SIEBERTZ 1980).

Der Stauchwall bei Moyland hat seine heutige Form nicht beim ersten Eisvorstoß erhalten. Diese ist auf den Einfluß eines späteren Vorstoßes zurückzuführen. Die zahlreichen nordischen Gesteine, die aus der Tiefe in A 19 gefördert wurden (vgl. BRAUN 1964, 1978a), lassen den Schluß zu, daß ihre Ablagerung an die Louisendorf-Staffel gebunden war. Sie kann als Grundmoräne des ersten Eisvorstoßes gesehen werden, die vom Eis überfahren wurde, während der Gletscher vor Louisendorf zum Stehen kam und die Schmelzwässer die Sanderhochfläche aufbauten (Beilage 1 in SIEBERTZ 1980).

(2) Mit dem Abschmelzen des Eises wurde der Nachschüttungsand abgelagert (Abb. 1, 5). Er wurde in seiner Ausdehnung kartiert und reicht bis in den Stauchwall bei Moyland hinein (Abb. 1; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980). In A 12 konnte er an der Basis des Profils nachgewiesen werden (Abb. 6; P 1 mit 39 % Grob-/Mittelsand und 55 % Feinsand); in A 19 bildet er nach BRAUN (1968) den basalen (gestauchten) Schmelzwassersand.

Mit dem Eiszerfall bildeten sich Stauseeablagerungen, die als Beckensedimente (vornehmlich Feinsande, Schluffe und Tone) ausgebildet sind und auf den Nachschüttungsanden liegen (Abb. 6; P 2 mit 95 % Schluff/Ton; P 4 mit 76 % Feinsand und 24 % Schluff/Ton; P 5 mit 13 % Feinsand und 87 % Schluff/Ton). In A 19 sind die Beckensedimente, die nach BRAUN (1968) als jüngere (ungestauchte) Schmelzwassersande bezeichnet werden,

sehr mächtig und besitzen eine relativ große räumliche Ausdehnung (Schwemmfächerbildung in Abb. 1 und Beilage 1 in SIEBERTZ 1980). Die Bändertone erreichen in A 19 ihre größte Mächtigkeit von etwa 2 m.

Beckensedimente sind im allgemeinen immer in abflußlosen Becken, die vermutlich von Toteis eingeschlossen waren, abgelagert. Ähnliche Ablagerungen von Feinsand und Bänderton, sedimentiert unter gleichen Bedingungen, wurden von CROMMELIN & MAARLEVELD (1952) in der Veluwe beschrieben.

(3) Es erfolgte ein zweiter Eisvorstoß (Moyland I-Staffel), der nicht die Ausdehnung des ersten erreichte. Mit diesem Gletschervorstoß ist die Bildung des heutigen Stauchwalls bei Moyland verbunden (Abb. 1; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980). Die Beckensedimente in A 19 wurden dabei von einer recht mächtigen Grundmoräne bedeckt und lokal gestaucht⁶⁾. Das Eis erreichte A 12 (Abb. 1) und lagerte die Grundmoräne I ab (Abb. 5, 6). Die Höhe von Louisendorf wurde von dem zweiten Gletschervorstoß nicht mehr erreicht, denn die Vorschüttssande weisen eine ungestörte Lagerung auf.

Mit dem Abschmelzen des Eises wurde ein geringmächtiger Nachschüttssand (Abb. 6: P 7 mit 87 ‰ Feinsand) abgelagert, der von einem dritten (schwachen) Eisvorstoß (Moyland II-Staffel) überfahren wurde und die Grundmoräne II ablagerte (Abb. 6). Diese wurde im Hangenden bei der Toteisbildung von Beckensedimenten (Abb. 6: P 9 mit 44 ‰ Grob-/Mittelsand, 26 ‰ Feinsand, 30 ‰ Schluff/Ton) abgeschlossen, womit sich schließlich der endgültige Eiszerfall einstellte. Die Schichten P 2 bis P 7 (Abb. 6) sind leicht gestaucht.

4. Diskussion

BRAUN (1978a), HEINE (1983) und THOME (1959) sind der Annahme, daß zwei Eisvorstöße für das glazialmorphologische Bild am unteren Niederrhein verantwortlich sind, wovon dem ersten Eisvorstoß die größte Bedeutung zukommt. Unklar bleibt allerdings, wie weit die Einflüsse des ersten Eisvorstoßes für die glaziale Bildung der Stauchwälle und Sanderflächen im Raum Louisendorf-Moyland von Bedeutung sind.

Warthe- Stadial	Krefelder Mittelterrasse		Thome (1959)	Kaiser & Schüttrumpf (1960)	Siebertz (1983)
Gerdau- Interstadial	Erosion				
Drenthe- Stadial	untere Mittel- terrasse	Amersfoort- Stadium	Kamper- Staffel	Mintarder- Staffel	Moyland-II Moyland-I Staffel
			Neußer- Staffel	Krefelder- Staffel	Louisendorf- Staffel

Tab. 2: Eisvorstöße am unteren Niederrhein im Saale-Glazial

⁶⁾ Die Stauseeablagerungen in A 19 weisen lokal Stauchungen und Fältelungen auf (Abb. 5 in BRAUN 1964), obwohl sie von BRAUN (1968) als jüngere (ungestauchte) Sandersedimente bezeichnet wurden. Entnommene Proben zeigen, daß es sich um Beckensedimente handelt.

Der erste Eisvorstoß reichte mit seiner maximalen Eisausdehnung bis Louisendorf. Dieser Vorstoß ist mit der Neußer-Staffel von THOME (1959) und der Krefelder-Staffel von KAISER & SCHÜTRUMPF (1960) zu vergleichen (Tab. 2). HEINE (1983) nimmt an, daß mit dem ersten Eisvorstoß der Stauchwall bei Moyland gebildet wurde, und ein zweiter, allerdings schwacher Eisvorstoß zum Überfließen des Stauchwalls bei Moyland führte, vor der Höhe von Louisendorf zum Stehen kam und dessen Schmelzwässer den älteren Sander aufbauten.

Die Bildung des Stauchwalls durch den ersten Eisvorstoß ist jedoch zweifelhaft, weil der bei Louisendorf einsetzende ältere Sander (Vorschüttsande) mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von über 5 m (im Raum Louisendorf bis etwa 10 m, nach W leicht abnehmend und erreicht in den Schmelzwasserrinnen bei Pfalzdorf oberhalb der Niersniederung etwa 2—3 m) die gesamte Sanderhochfläche zwischen Kleve—Louisendorf—Uedem aufbaut; die Vorschüttsande haben von allen am Aufbau beteiligten Sedimenten den größten Anteil und die größte flächenhafte Ausdehnung. Der in Abb. 1 dargestellte ungliederte Sander besteht fast nur aus Vorschüttsanden; Nachschüttsande haben — selbst im Raum der Kleve-Kranenburger Stauchwälle — eine geringe lokale Verbreitung und spielen dort am Sanderaufbau eine untergeordnete Rolle. Die größte flächenhafte Verbreitung haben die Nachschüttsande im Kartenblatt Kalkar (Abb. 1; Beilage 1 in SIEBERTZ 1980).

Die Ablagerung dieser Vorschüttsande (Mächtigkeit, flächenhafte Ausdehnung) ist nicht durch Schmelzwässer des zweiten (schwachen) Eisvorstoßes erfolgt. Dies wird auch belegt durch die recht mächtige und räumlich ausgedehnte Nachschüttsand-Ablagerung des zurückweichenden Eises in Abb. 1. Ferner sprechen die morphologisch kräftig ausgebildeten Schmelzwasserrinnen, die westlich von Louisendorf in die Niersniederung hin entwässerten sowie die im Halbkreis um das 40 m Höhengniveau von Louisendorf angelegten, zur Rheinniederung hin verlaufenden Rinnen, für Entwässerungslinien, die auf einen kräftigen Eisvorstoß hindeuten (Beilage 1 in SIEBERTZ 1980). Auch konnten östlich von Louisendorf keine Vorschüttsande mehr nachgewiesen werden.

Im Raum Louisendorf fehlt zwar die Grundmoräne zum ersten Eisvorstoß. Dafür schließt der glaziäre Zyklus mit den Nachschüttsanden (P 1 in Abb. 6) und den darüber liegenden Stauseeablagerungen (P 2, P 4, P 5 in Abb. 6).

Der Annahme von BRAUN (1964, 1978a), daß der ältere Sander um Louisendorf gestaucht sei, wurde bereits von SIEBERTZ (1980) widersprochen. Die Höhenrücken wurden als Erosionsformen der abfließenden Schmelzwässer gedeutet (vgl. Beilage 1 in SIEBERTZ 1980); die in Abb. 7 (Seite 60 in BRAUN 1968) dargestellte Stauchung, welche die Veranlassung zu einem dem heutigen Stauchwall im Westen bei Moyland vorgelagerten Stauchrücken gab, ist nicht belegt. Der Vorschüttsand bei Louisendorf liegt ungestört, was von HEINE (1983) bestätigt wird.

Ein zweiter Eisvorstoß im Raum Moyland wird auch von HEINE (1983) angenommen. Er bemerkt allerdings, daß es sich hierbei um eine kleine Besonderheit am Eisrand der Neußer-Staffel von THOME (1959) handelt. Dieser Eisvorstoß wird nach HEINE (1983) durch die Grundmoräne dokumentiert; sie ist in A 12 (Abb. 5, 6) zwar geringmächtig, wird im glaziären Zyklus aber durch eigenständige Sandersedimente, wenn auch geringmächtige Nachschüttsande, belegt (Abb. 6).

Der zweite Eisvorstoß (Moyland I-Staffel) kann durchaus als eigenständiger, wenn auch schwächerer Vorstoß gewertet werden, der nicht die Ausdehnung des ersten erreichte. Er ist mit der Kamper-Staffel (THOME 1959) bzw. Mintarder-Staffel (KAISER-SCHÜTRUMPF 1960) zu vergleichen (Tab. 2), wenn ihm (vielleicht) auch nicht die morphologische Bedeutung der Kamper-Staffel von THOME (1959) zukommt.

Mit diesem zweiten Eisvorstoß ist die eigentliche Bildung des heutigen Stauchwalls bei Moyland verbunden. Dabei wurden die Nachschüttsande (unterer gestauchter jüngerer Schmelzwassersand nach BRAUN 1968 in A 10) sowie die Stauseeablagerungen (Beckensedimente), Ablagerungen der Louisendorf-Staffel in A 19 (Abb. 1), lokal gestauch und stellenweise von einer Grundmoräne überzogen, die in A 12 (Abb. 5, 6) noch als geringmächtige Grundmoräne I zu finden ist.

Der hohe Anteil nordischer Geschiebe (Grundmoräne der Louisendorf-Staffel) in A 19 (BRAUN 1964, 1968, 1978a), der während der Kiesbaggerei aus der Tiefe gefördert wurde, ist bereits beim ersten Eisvorstoß abgelagert, vom Eis überfahren und von Schmelzwasserablagerungen zugeschüttet worden, so daß diese Geschiebe derzeit in keiner Aufschlußwand anstehen.

Für die Niederlande (Veluwe und Geldersche Vallei) sind von EDELMAN & MAARLEVELD (1958) drei Eisvorstöße unterschieden worden, die dem Amersfoorter-Stadium angehören. Ein dritter (lokaler) Eisvorstoß (Moyland II-Staffel) kann durch die Grundmoräne II (Abb. 6) belegt werden. Bei diesem Vorstoß kann es sich wahrscheinlich nur um einen schwachen Eisvorstoß handeln, welcher für die Glazialtektonik vermutlich unbedeutend war.

GRIPP (1951) geht von Einzeluntersuchungen der letzten Jahre aus, die belegen, daß die Stauchwälle selten auf einmal, häufig in mehreren Anläufen gestauch wurden. Welchem Eisvorstoß die Stauchung der den Beckensedimenten auflagernden Grundmoräne in A 19 zuzuschreiben ist, bleibt zunächst ungeklärt. Die Annahme von BRAUN (1978a), daß nach der Bildung der Stauchwälle und nach Ablagerung der älteren Sedimente (Vorschüttsande bei Louisendorf) ein erneuter Eisvorstoß zur Stauchung dieser älteren Sedimente führte, läßt sich nicht belegen (vgl. HEINE 1983).

5. Schlußwort

Das Ergebnis zeigt, daß sedimentologische Untersuchungen eine horizontale sowie vertikale Gliederung von Eisrandablagerungen ermöglichen. Mit ihnen ist eine Deutung der morphogenetischen Prozesse möglich, die sonst nur durch die stratigraphischen Verhältnisse erkannt werden oder mit Hilfe der Glazialtektonik interpretierbar erscheinen.

Aufgrund granulometrischer Analysen konnten in den Eisrandablagerungen am unteren Niederrhein Vorschütts-, Nachschüttsande und Stauseeablagerungen (Sande, Schluffe und Bändertone) unterschieden werden, die aufgrund ihrer Lagerungsverhältnisse und der eingelagerten Grundmoräne im Raum Louisendorf-Moyland drei Eisvorstöße aufzeigen. Vorschüttsand, Grundmoräne und Nachschüttsand gehören einem glaziären Zyklus an; diese sind für den Eisvorstoß und den Eisrückzug charakteristisch. Drei Staffeln (Louisendorf, Moyland I und II) lassen sich aufgrund der morphologischen und sedimentologischen Gegebenheiten im Raum des Kartenblattes Kalkar nachweisen.

Schriftenverzeichnis

- ARNOLD, H. (1977): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh, 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- BRAUN, F. J. (1956): Die Terrassengliederung am linken Niederrhein zwischen Geldern und Kalkar. — *Geologie en Mijnbouw (N. S.)*, **18**: 374—378, 3 Abb.; s'Gravenhage.
- (1959): Endmoränen, Terrassen und holozäne Ablagerungen bei Xanten am Niederrhein. — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, **4**: 247—254, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1964): Endmoränen-Stauchwall und Eisrandbildungen bei Moyland/Ndrh. — *Der Niederrhein*, **2**: 58—63, 7 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- (1968): Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000, Erläuterungen zur geologischen Karte C 4302 Bocholt, 13—92, 12 Abb., 4 Tab., 4 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- (1978a): Geschiebekundliche und mineralogisch-petrologische Besonderheiten im Endmoränen-Stauchwall von Moyland bei Kalkar/Ndrh. — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, **28**: 325—333, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- (1978b): Zur Herkunft und Zusammensetzung des „Sandlösses“ auf der Uedemer Sander-Hochfläche (Niederrhein). — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, **28**: 335—343, 5 Abb., 3 Tab.; Krefeld.
- CROMMELIN, R. D. & MAARLEVELD, G. C. (1952): Fluvioglazialer Bänderton der nördlichen Veluwe (Niederlande). — *Abhandl. Naturw. Verein Bremen*, **33**: 133—142, 2 Fig.; Bremen.
- EDELMAN, C. H. & MAARLEVELD, G. C. (1958): Pleistozän-geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. — *Geol. Jb.*, **73**: 639—684, 26 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- GRIPP, K. (1951): Über den morphologischen Nachweis großer Schwankungen des Eisrandes. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **1**: 65—69, 2 Abb.; Öhringen.
- HECK, H. L. (1961): Glaziale und glaziäre Zyklen. — *Geologie*, **10**: 378—395, 2 Abb.; Berlin.
- HEINE, K. (1983): Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises am Niederrhein (Raum Kleve—Kalkar—Goch). — *Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande*, *Arb. z. Rhein. Landeskd.*, **51**: 39—49, 4 Abb.; Bonn.
- & SIEBERTZ, H. (1980): Abriss der paläogeographischen Entwicklung des unteren Niederrheingebietes. — *Niederrheinische Studien*, *Arb. z. Rhein. Landeskd.*, **46**: 1—13, 6 Abb., 1 Tab.; Bonn.
- HEMPFEL, L. (1980): Der „Osning-Halt“ des Drenthe-Stadials am Teutoburger Wald im Lichte neuerer Beobachtungen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**: 45—62, 4 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- (1981): Erläuterungen zur geomorphologischen Karte 1 : 25 000 der Bundesrepublik Deutschland, *GMK 25 Blatt 6*, 3814 Bad Iburg, 53 S., 8 Abb., 11 Tab., 1 Kt.; Berlin.
- KAISER, K. H. & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **11**: 166—185, 5 Abb., 2 Tab.; Öhringen.
- LESER, H. (1977): Feld- und Labormethoden der Geomorphologie. — 446 S., 91 Abb., 28 Tab.; Berlin (de Gruyter).
- SIEBERTZ, H. (1980): Ausgewählte quartärmorphologische Probleme am unteren Niederrhein. Ergebnisse einer geomorphologischen Kartierung, dargestellt am Beispiel einer geomorphologischen Übersichtskarte vom Raum Kalkar. — *Niederrheinische Studien*, *Arb. z. Rhein. Landeskd.*, **46**: 37—46, 3 Abb., 2 Kt.; Bonn.
- (1983): Neue sedimentologische Untersuchungsergebnisse von weichselzeitlichen äolischen Decksedimenten auf dem Niederrheinischen Höhenzug. — *Beiträge zum Quartär der nördlichen Rheinlande*, *Arb. z. Rhein. Landeskd.*, **51**: 51—97, 8 Abb., 6 Tab., 1 Kt.; Bonn.
- THIERMANN, A. (1970a): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 3712 Tecklenburg, 243 S., 22 Abb., 10 Tab., 7 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- (1970b): Geologische Karte Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 3711 Bevergern, 120 S., 9. Abb., 6 Tab., 5 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrhein-Westfalen).
- THOME, K. N. (1958): Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. — *Geol. Jb.*, **76**: 261—308, 11 Abb.; Hannover.
- (1959): Eisvorstoß und Flußregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. — *Fortschr. Geol. Rhld. u. Westf.*, **4**: 197—246, 19 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.

Eiszeitalter u. Gegenwart	33	133—140 3 Abb.	Hannover 1983
---------------------------	----	-------------------	---------------

Der Schwermineral-Gehalt der Drenthe-zeitlichen Schmelzwassersande in Niedersachsen

DIERK HENNINGSEN *

Heavy Mineral, garnet, hornblende, tourmaline, augite, epidote, quantitative analysis, provenance, meltwater sands, Drenthe Age.
Lower Saxony

Kurzfassung: Die Untersuchung der durchsichtigen Schwerminerale in fast 300 Proben Drenthe-zeitlicher Schmelzwassersande aus allen Bereichen des niedersächsischen Flachlandes zeigt insgesamt eine gute Durchmischung von Material aus nördlicher und südlicher Herkunft. Granat und Hornblende sind vor allem in NE und E angereichert; sie kommen überwiegend aus Skandinavien. Demgegenüber treten Zirkon, Turmalin und Augit vor allem im S mit höheren Werten auf, deshalb müssen sie aus dieser Richtung abgeleitet werden. Vom Harzrand bis W Braunschweig kommen reichlich Orthopyroxen und Augit vor, die aus Gesteinen des Harzburger Gabbros stammen. Topaz wurde in keiner Probe eindeutig festgestellt.

[The Content of Heavy Minerals in Glaciofluvial Sands of Niedersachsen (Lower Saxony, FR Germany)]

Abstract: The investigation of transparent heavy minerals in nearly 300 samples of glaciofluvial sands of the Drenthe stage from all regions of Lower Saxony generally shows a good blending of material from the north and the south. The contents of Garnet and Hornblende are increased to the northeast and the east; these minerals must be derived from Scandinavia. On the contrary, Zircon, Tourmaline and Augite are characterised by relatively high percentages in the south; they must have been transported from this direction. From the northern border of the Harz mountains to the west of Braunschweig, abundant Orthopyroxenes occur together with Augites; the source of both minerals are rocks of the Harzburg Gabbro. No Topaz has been identified in all samples.

1. Einleitung

Die im niedersächsischen Flachland weit verbreiteten Drenthe-zeitlichen Schmelzwassersande sind noch nicht zusammenfassend schwermineralanalytisch untersucht worden, so daß die Variationsbreite und die möglichen Herkunftsbereiche der in ihnen vorkommenden Schwerminerale erst in Ansätzen bekannt sind. Einzelne Schwermineralanalysen von Sanden der Drenthe-Zeit wurden in den Erläuterungen zu geologischen Karten veröffentlicht (LANG et al. 1967, 1973, 1980); Untersuchungen von größeren Probenreihen wurden von KREYSING (1962) im nordwestlichen und HENNINGSEN (1978) im südlichen Niedersachsen in Teilbereichen durchgeführt. Mit dieser Arbeit wird erstmalig eine Übersicht über die Schwermineral-Führung der Drenthe-Sande in Gesamt-Niedersachsen vorgelegt.

Grundlage der durchgeführten Untersuchung boten die von HÜSER (1982) im Rahmen seiner Bearbeitung des Feldspat-Gehaltes von Quartär-Sanden in Niedersachsen zusammengetragenen Proben, wobei allerdings viele wegen nicht ganz eindeutiger Alterseinstufung unberücksichtigt bleiben mußten. Aus dem Material HÜSER stammen 184 Proben von 112 Aufschlüssen (pro Aufschluß bis zu 4 Proben), ergänzt wurden sie durch 15 Proben von 10 zusätzlichen Aufschlüssen aus verschiedenen Bereichen des niedersächsischen Flachlandes. Außerdem wurden die eigenen Zählungen aus dem Gebiet NW Hannover (77 Proben aus 56 Aufschlüssen, vgl. HENNINGSEN 1978) sowie NE von Goslar (18 Proben aus 8 Aufschlüssen, vgl. BOMBIEN 1983 und CHRISTOFZIK 1983)

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. D. Henningsen, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, Callinstr. 30, D-3000 Hannover 1.

in die Auswertung mit einbezogen. Damit wurden insgesamt 294 Proben aus 184 Aufschlüssen berücksichtigt.

Untersucht wurde die Fraktion 0,25—0,036 mm. Die Abtrennung der Schwerminerale erfolgte in Scheidetrichtern mit „Bromoform für die Kohlenwäsche“. Pro Konzentrat wurden 300—400 durchsichtige Körner ausgezählt.

Die für die Untersuchungsarbeiten benötigten Schwermineral-Konzentrate und -Präparate wurden in bewährter Weise von Frau J. PANOLIAS (Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Hannover) hergestellt. Herrn Prof. Dr. E. EBERHARD (Institut für Kristallographie und Petrographie, Universität Hannover) verdanke ich die Durchführung und Auswertung einer Röntgenanalyse.

2. Prozentgehalte und Verteilung der Schwerminerale

Auf eine Einzelbeschreibung der in den untersuchten Proben beobachteten Schwerminerale wird verzichtet (vgl. hierzu z. B. HENNINGSSEN 1978: 25 f.). Die Prozent-Anteile der Minerale ergaben sich wie folgt (alle Werte auf ganze Zahlen abgerundet, s. Tab. 1):

Tab. 1: Schwermineral-Prozente in den untersuchten Proben.
(„+“ = vorhanden, aber weniger als 1 %).

	Schwankungs- breite	Arithmetischer Mittelwert (\bar{x})	Standard- Abweichung (s)	Streubereich um Mittelwert ($\bar{x} \pm s$)
Zirkon	+ — 45	10	6	4 — 16
Turmalin	+ — 32	7	5	2 — 12
Rutil	0 — 13	3	2	1 — 5
Apatit	0 — 16	1	2	0 — 3
Granat	1 — 53	15	9	6 — 24
„Gemeine“ Hornblende	1 — 87	23	15	8 — 38
Epidot (+ Zoisit/Klinozoisit)	0 — 61	29	12	17 — 41
Staurolith	0 — 9	3	2	1 — 5
Disthen	0 — 12	3	2	1 — 5
Sillimanit	0 — 6	2	1	1 — 3
Andalusit	0 — 4	1	1	0 — 2
Augit	0 — 36	3	5	0 — 8
Basalt. Hornblende (Oxyhornbl.)	0 — 11	1	2	0 — 3
Orthopyroxen	0 — 58	1	4	0 — 5

Folgende weitere Minerale wurden als Einzelkörner beobachtet: Titanit, Spinell (grün, blau und braun), Korund, Anatas, Brookit und Olivin. Topas konnte nicht eindeutig festgestellt werden (vgl. Kap. 4). Fünf der untersuchten Proben wiesen einen deutlichen Kalk-Gehalt auf. Irgendwelche Abweichungen der Schwermineral-Gehalte dieser Proben gegenüber den übrigen (Kalk-freien) waren nicht festzustellen.

Prozentual häufigstes Mineral in fast der Hälfte aller Proben ist Epidot, so meist immer im W-Teil des Untersuchungsgebietes. In gut einem Drittel der Proben dominiert Hornblende, in 12 % der Proben Granat. In Einzelfällen sind auch Turmalin, Zirkon, Augit oder Orthopyroxen jeweils häufigstes Mineral.

Fast ein Viertel aller Proben weist eine etwa durchschnittliche Mineral-Zusammensetzung auf, d. h. die Prozentwerte aller Minerale liegen bei ihnen innerhalb der jeweiligen Standardabweichungen. Diese Proben sind über das gesamte Untersuchungsgebiet verteilt, sie treten häufiger im E-Teil auf, während sie nur im äußersten SW (SW von Oldenburg) und am Harzrand (E Goslar) zu fehlen scheinen. Daraus ergibt sich insgesamt eine meist gute Durchmischung der Schmelzwassersande.

Um trotzdem über die flächenhafte Verteilung der einzelnen Minerale und damit über deren mögliche Herkunftsrichtungen aussagen zu können, wurde folgende einfache Darstellung gewählt: Für jede Mineralart wurden in Übersichtskarten die Proben eingetragen, deren Prozentwerte deutlich vom jeweiligen Mittelwert abweichen, also außerhalb des in Tab. 1 angegebenen Streubereiches um den arithmetischen Mittelwert liegen ($\bar{x} \pm s$).

Bei statistischer Verteilung der Einzelwerte müßte dieses für rund ein Drittel aller Proben zutreffen. Die Auswertung zeigt, daß einige Minerale eine höhere (z. B. Granat), andere dagegen eine niedrigere Streuung (z. B. Turmalin) der Prozentwerte aufweisen. Wenn bei zwei und mehr Proben aus einem Aufschluß auch nur eine außerhalb des Streubereiches lag, wurde diese eingetragen, nicht jedoch, wenn im selben Aufschluß sowohl Werte oberhalb als auch unterhalb des Streubereiches vorkamen.

Dieses Verfahren berücksichtigt nicht die Abhängigkeit bestimmter Schwerminerale von unterschiedlichen Korngrößen der Sande (hierzu z. B. HENNINGSEN 1981), es kann aber davon ausgegangen werden, daß die dadurch möglichen Verschiebungen der Prozentwerte sich für alle Proben insgesamt aufheben.

Auf Grund der gezeichneten Verteilungskarten lassen sich die Minerale zu Gruppen zusammenfassen:

Gruppe A: Anreicherungen überwiegend im NE und E: Granat und Hornblende (Abb. 1), wobei die Maxima und Minima dieser Minerale in den Proben sich meist in bekannter Weise ausschließen;

Gruppe B: Anreicherungen überwiegend im S und SW: Turmalin, Zirkon, Augit (vgl. Abb. 2), angedeutet auch bei basaltischer Hornblende und Apatit. Zwischen den Zirkon- und Turmalin-Werten aller Proben besteht eine sehr gute Korrelation ($r = 0.2806$ bei $n = 294$). Beim Augit müssen die Anreicherungen zwischen dem Harzrand bei Goslar und dem Gebiet W Braunschweig gesondert betrachtet werden. Die hier vergleichsweise meist stark verwitterten Minerale kommen zusammen mit teilweise reichlich Orthopyroxen vor; die Ableitung beider Minerale vom N-Harz liegt auf der Hand (s. Kap. 3). Bei Proben aus dem Bereich Harzrand/Braunschweig besteht keine Korrelation zwischen den Werten für Augit und basaltischer Hornblende, während diese im übrigen Untersuchungsgebiet sehr gut ist ($r = 0.6850$ bei $n = 228$).

Gruppe C: Mineralverteilung relativ gleichmäßig über das gesamte Untersuchungsgebiet, Anreicherungen vor allem in einem in EW-Richtung durch Niedersachsen verlaufenden Gürtel, oft geringere Werte im E und SE: Epidot (Abb. 3), Disthen, Rutil, Sillimanit und Staurolith. Vergleicht man die Prozentwerte aller Proben bei einzelnen dieser Minerale, besteht jeweils eine sehr gute Korrelation (n immer = 294; Rutil/Epidot $r = 0.5749$, Sillimanit/Epidot $r = 0.4337$, Disthen/Staurolith $r = 0.4075$).

Keiner Gruppe zuordnen läßt sich das Mineral Andalusit, bei dem die Schwankungsbreite der Prozentwerte zu gering ist, um irgendein räumliches Verteilungsmuster erkennen zu können.

3. Herkunft der Schwerminerale

Auf Grund der vorher beschriebenen Verteilungsmuster läßt sich die ungefähre Herkunft der in den Schmelzwassersanden vorhandenen Schwerminerale angeben, wobei sich die Ergebnisse überwiegend mit schon früher veröffentlichten Vorstellungen (HENNINGSEN 1978: 139) decken, teilweise aber auch diese verändern. Die in Gruppe A zusammengefaßten Minerale (Granat und Hornblende) stammt zumeist aus Skandinavien. Bei der Gruppe B sind Turmalin, Apatit und offenbar auch Zirkon hauptsächlich von aufgearbeiteten Gesteinen des Paläozoikums, Mesozoikums und Tertiärs abzuleiten und durch Vor-

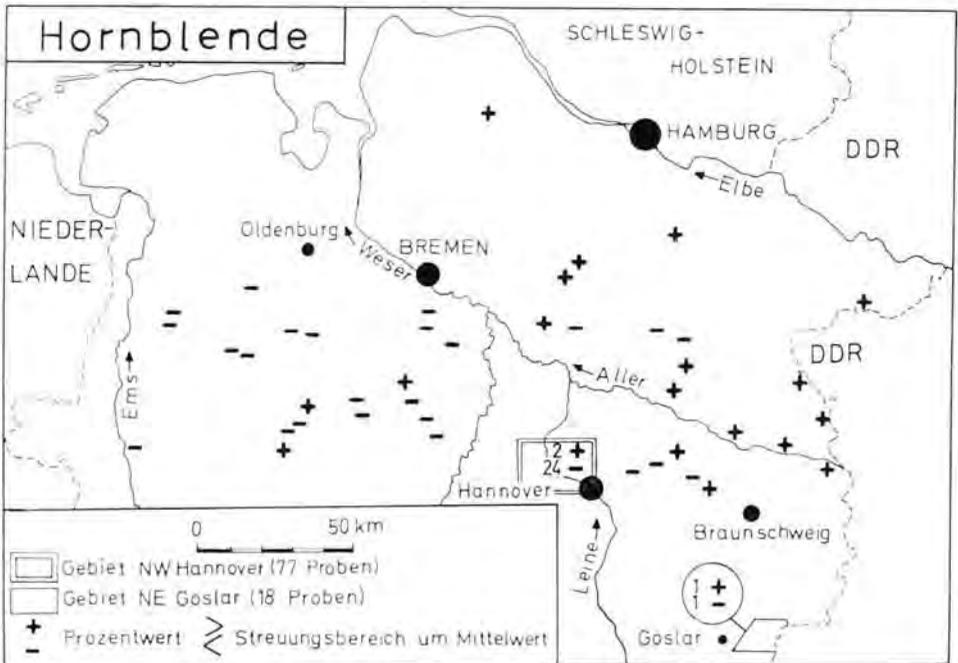
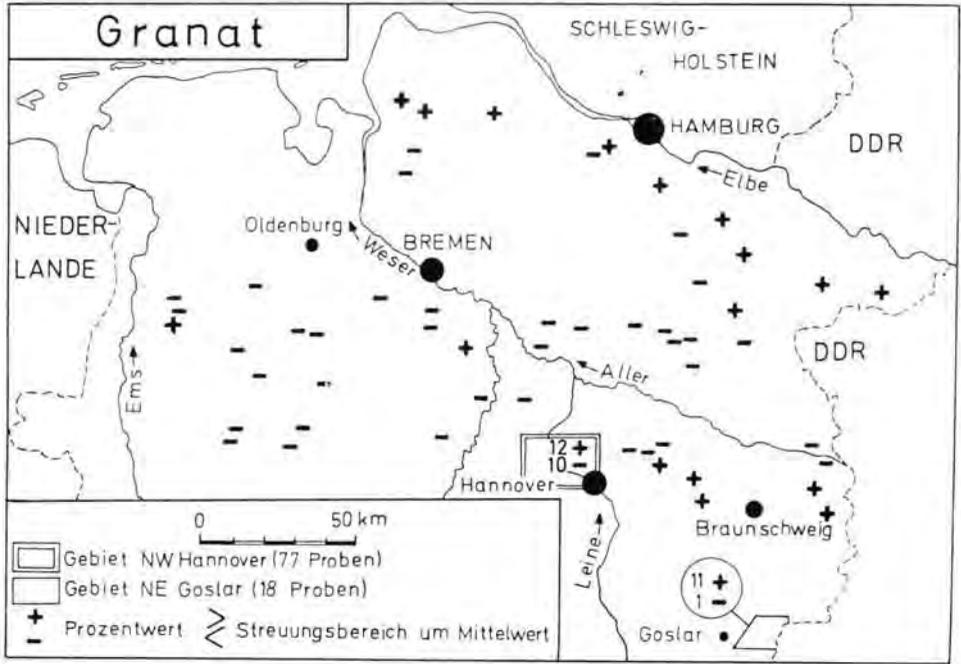


Abb. 1: Regionale Verteilung der Proben mit Prozentwerten über und unter dem Streubereich um den Mittelwert ($\bar{x} \pm s$): Granat (oben) und Hornblende (unten).

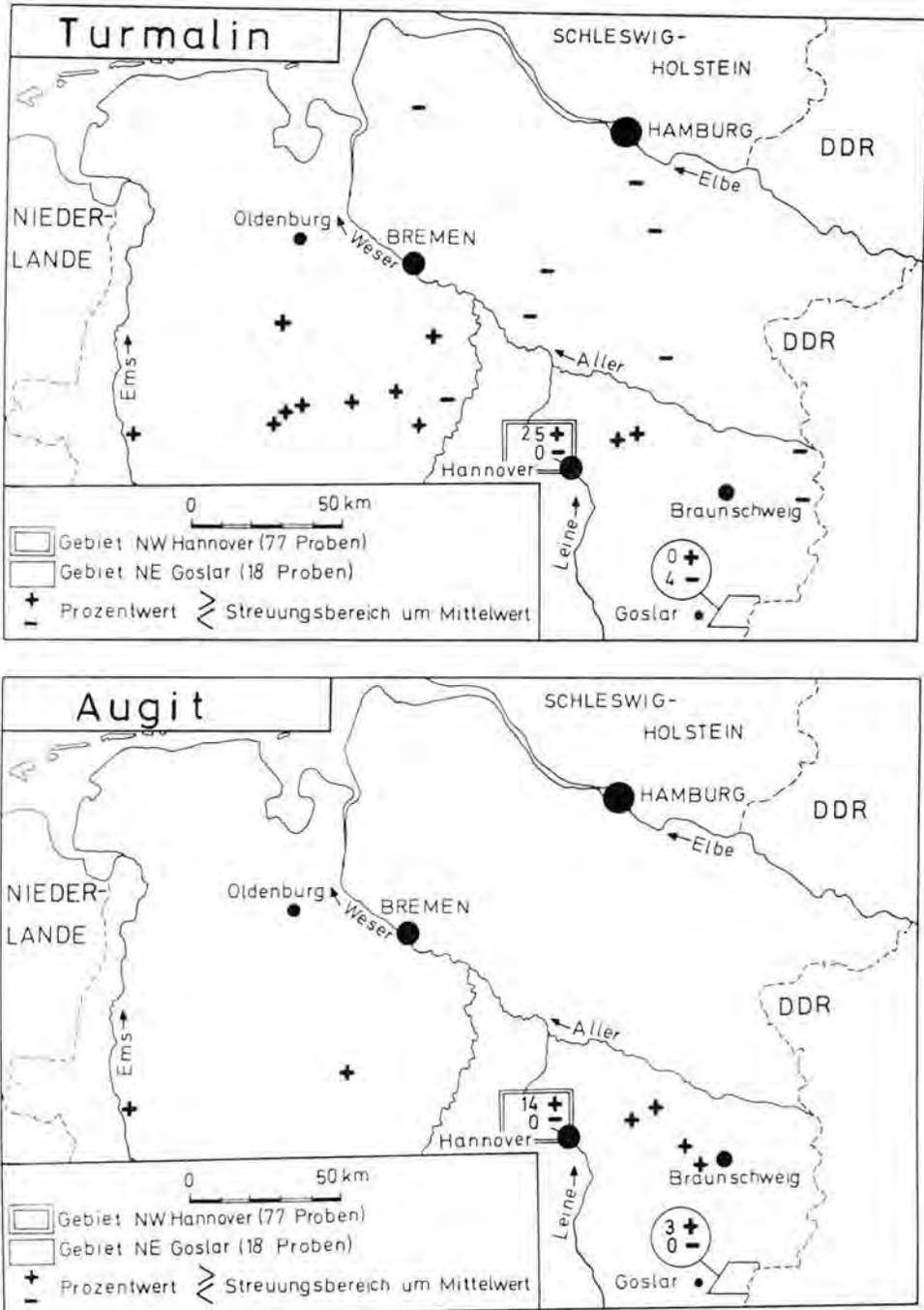


Abb. 2: Regionale Verteilung der Proben mit Prozentwerten über und unter dem Streubereich um den Mittelwert ($\bar{x} \pm s$): Turmalin (oben) und Augit (unten).

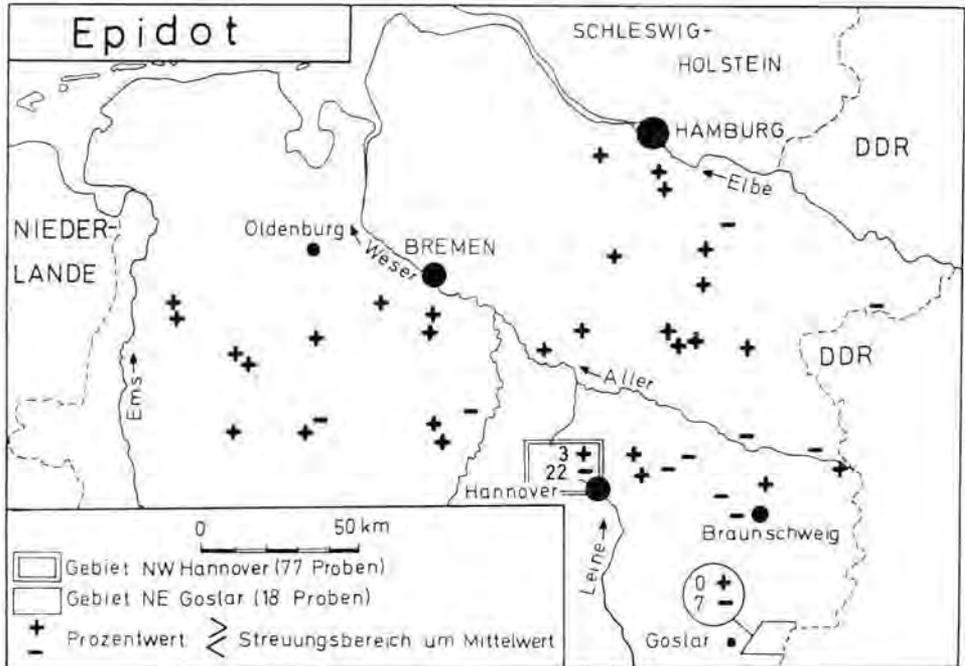


Abb. 3: Regionale Verteilung der Epidot-Proben mit Werten über und unter dem Streubereich um den Mittelwert ($\bar{x} \pm s$).

fahren der heutigen Flüsse aus S herantransportiert worden. Augit und basaltische Hornblende werden in ihrer Mehrheit auf quartäre Tuffe zurückgeführt (vgl. HENNINGSEN 1980); neu ist der Befund, daß regional auch aus dem Nordharz Augite ebenso wie Orthopyroxene angeliefert wurden, die zweifelsfrei von Gesteinen des sog. Harzburger Gabbros stammen.

Diese „Schüttung“, die über eine Entfernung von mehr als 60 km nachzuweisen ist, zeigt beispielhaft, wie groß der Anteil von aus S stammendem Material in den an sich von N abzuleitenden Schmelzwassersanden ist.

Keine Aussagen sind auf Grund der durchgeführten Zählungen über die Herkunft der Minerale der Gruppe C möglich. Die nach Untersuchungen im Gebiet W Hannover vermutete Herkunft von Disthen und Epidot aus überwiegend nördlicher Richtung (HENNINGSEN 1978) hat sich für Gesamt-Niedersachsen nicht bestätigt. Die relative Anreicherung der Minerale dieser Gruppe vor allem im mittleren Niedersachsen erklärt sich zum Teil einfach dadurch, daß hier die Minerale sowohl nördlicher als auch südlicher Herkunft meist zurücktreten.

4. Das Topas-Problem

Seit CROMMELIN & MAASKANT (1940) ist verschiedentlich von quartären Ablagerungen aus Niedersachsen das Mineral Topas beschrieben worden, insbesondere aus Flußablagerungen des Elbe-Gebietes, aber auch aus Schmelzwassersedimenten der Saale- und Weichsel-Zeit (z. B. GENIESER 1970: 56 f.; SINDOWSKI in LANG et al. 1967: 32; KREYSING 1962: 28 ff.). Während CROMMELIN & MAASKANT (1940: 16) ebenso wie GENIESER (1970)

Topas als typisches Elbe-Mineral mit einer Herkunft aus dem Erzgebirge bzw. über das Saale/Mulde-System angesehen haben, hat LÜTTIG (in LÜTTIG & MEYER 1974: 19) allgemein nur von „östlichem Material“ gesprochen.

Wichtig ist Topas vor allem deshalb, weil er im älteren Quartär der östlichen Niederlande vorkommt (z. B. ZANDSTRA 1971), aber von den meisten Autoren nicht in altpleistozänen Ablagerungen des Rheines gefunden worden ist (z. B. BOENIGK 1970; RAZI RAD 1976). Entsprechend wurden Fluß-Systeme angenommen, die vor allem im Altquartär aus östlicher bzw. südöstlicher Richtung Material in das Gebiet der heutigen Niederlande transportiert haben sollen.

Im Zusammenhang mit dem Topas und dem Konzept seiner Herkunft aus östlicher Richtung gibt es aber Tatsachen, die bisher nicht genügend beachtet worden sind. So kommt Topas nicht nur im Erzgebirge, sondern auch im Fichtelgebirge vor (z. B. im sog. Zinngranit). Dieses Mineral könnte also auch über den Main in das Flußsystem des Rheins gelangen.

SCHNITZER (1979: 114) hat z. B. darauf hingewiesen, daß der rezente Weiße Main Topas aus dem Gebiet des Ochsenkopfes (Fichtelgebirge) nach W abgeführt. Außerdem gibt es auch von oberhalb der Einnündung des Mains in den Rhein (bei Heidelberg) mindestens eine Angabe über das Vorkommen von Topas in pleistozänen Rheinsanden (RICHTER 1939).

Es ist deshalb zu fragen, ob im Altquartär ebenso wie in späteren Zeiten eine Anlieferung von Topas über das Flußsystem des Rheins bis in die Niederlande völlig ausgeschlossen werden kann. Außerdem müssen alle Angaben über Topas in pleistozänen Ablagerungen Niedersachsens kritisch überprüft werden. Obwohl in den Niederlanden die Haupt-Topas-Zeit vor der Elster-Vereisung liegt, ist nach GENIESER (1970) auch für Saale-zeitliche Sande und Kiese Niedersachsens eine „erzgebirgische Herkunft“ anzunehmen, wenn u. a. Topas vorhanden ist. Es müßte dieses Mineral vor allem in Drenthe-zeitlichen Schmelzwasserablagerungen in der Nähe des Laufes der Elbe (deren rezente Sedimente nach CROMMELIN & MAASKANT [1940] zwischen Dresden und Hamburg bis zu 14 % Topas enthalten sollen) nachweisbar sein.

Während der Auszählungen im Rahmen dieser Untersuchung wurde jedoch trotz zahlreicher Überprüfungen kein einziges Mineral festgestellt, das eindeutig alle mineralogischen Merkmale des Topases aufgewiesen hätte.

Da Topas mit zu den im Körnerpräparat sehr schwer zu bestimmenden Mineralen gehört (vgl. BOENIGK 1983: 129 f.), wurden zusätzlich drei verschiedene Verfahren zur Anreicherung bzw. Bestimmung dieses Minerals angewendet:

1. Das durch Abtrennen in Bromoform gewonnene Schwerekonzentrat von Proben aus dem Bereich Lüchow-Dannenberg (Elbnähe!) wurde noch einmal in Methylenjodid (Dichte ca. 3.3) getrennt, wobei Topas sich in der schweren Fraktion hätte anreichern müssen.
2. Das Bromoform-Konzentrat von Proben aus demselben Bereich wurde im Magnetscheider getrennt, wobei Topas in der nichtmagnetischen Fraktion konzentriert werden müßte.
3. Von mehreren Proben, in denen bei der Auszählung der Schwerminerale Einzelkörner von möglichem Topas beobachtet worden waren, wurde in sehr zeitraubender Arbeit unter dem Binokular mehrere hundert Körner ausgelesen, die farblos waren und keine Spaltbarkeit erkennen ließen.

An allen drei Fällen wurden die Konzentrate mit dem Röntgendiffraktometer untersucht. In keinem Fall konnten dabei die für Topas typischen Ausschläge/Maxima festgestellt werden. Bei den Topas-ähnlichen Körnern handelt es sich vor allem um solche von Quarz, daneben auch solchen von unverzwilligten Plagioklasen und Hellglimmern. Bei Einbettung der Körperpräparate in Aroclor können solche Minerale ähnlich wie Topas aussehen.

Angaben anderer Autoren über Topas in Quartär-Sedimenten Niedersachsens müssen deshalb offenbar mit Vorbehalten versehen werden. Auf keinen Fall sollte dieses Mineral weiterhin als Beleg für weitreichende paläogeographische Rekonstruktionen verwendet werden.

Schriftenverzeichnis

- BOENIGK, W. (1970): Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggen (westlicher Niederrhein). — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **17**: 138 S.; Köln.
- (1983): Schwermineralanalyse. — 152 S.; Stuttgart (Enke).
- BOMBIEN, H. (1983): Untersuchungen zur petrographischen Zusammensetzung und Verteilung glaziärer und fluviatiler Ablagerungen des Pleistozäns zwischen Langelsheim, Bad Harzburg und Vienenburg (nördliches Harzvorland). — 130 S.; Dipl.-Arb. u. Kartierung Geol./Paläont. Univ. Hannover. — [Unveröff.]
- CHRISTOFZIK, H. (1983): Untersuchungen zur petrographischen Zusammensetzung und Verteilung glaziärer, periglaziärer und fluviatiler Ablagerungen des Pleistozäns im Raum Vienenburg-Schladen (nördliches Harzvorland). — 81 S.; Dipl.-Arb. u. Kartierung Geol./Paläont. Univ. Hannover. — [Unveröff.]
- CROMMELIN, R. D. & MAASKANT, A. (1940): Sedimentpetrologische Untersuchungen im Stromgebiet der Weser und Elbe. — Meded. Landbouwhoogeschool, **44** (2): 3—18; Wageningen (Niederlande).
- GENESER, K. (1970): Über Quarze, Amethyste und verkieselte Fossilien. — Grondbor en hamer, **2**: 35—64; Enschede (Niederlande).
- HENNINGSSEN, D. (1978): Schwermineraluntersuchungen in Quartärzeitlichen Sanden nordwestlich von Hannover. — Mitt. geol. Inst. Techn. Univ. Hannover, **15**: 120—144; Hannover.
- (1980): Schwerminerale vulkanischer Herkunft in quartären Flußablagerungen der Weser und Leine. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 63—72; Hannover.
- (1981): Darf man Schwermineral-Gehalte von Kiesen und Sanden miteinander vergleichen? — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1981** (3): 157—164; Stuttgart.
- HÜSER, M. (1982): Die Feldspatgehalte quartärzeitlicher Sande Niedersachsens. — Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **22**: 81 S.; Hannover.
- KREYSING, K. (1962): Die Braunkohlenvorkommen von Bültz, Lichtenberg und Trabuhn als Beispiele glazigener Braunkohlenschollen. — 57 S.; Wiss. Arb. 2. Staatsexamen f. Geologen; Archiv NLFb Hannover. — [Unveröff.]
- LANG, H. D. et al. (1967): Erläuterungen zu Blatt 3424 Mellendorf. — Geol. Kte. Niedersachsen 1 : 25 000: 57 S.; Hannover.
- (1973): Erläuterungen zu Blatt 3324 Schwarmstedt. — Geol. Kte. Niedersachsen 1 : 25 000: 78 S.; Hannover.
- (1980): Erläuterungen zu Blatt 3224 Westenholz. — Geol. Kte. Niedersachsen 1 : 25 000: 98 S.; Hannover.
- LÜTTIG, G. & MEYER, K.-D. (1974): Geological history of the river Elbe, mainly of its lower course. — Centenaire de la Soc. Géol. de Belgique: L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale: 1—19; Liège (Belgien).
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **28**: 164 S.; Köln.
- RICHTER, W. (1939): Zur Methodik der Schwermineralanalyse von sandigen Sedimenten. — Zbl. f. Miner., Geol. u. Paläont., Abt. A, **1939** (3): 70—80; Stuttgart.
- SCHNITZER, W. A. (1979): Vergleichende sedimentologische Untersuchungen in der ostbayerischen Trias (Gamma-Bestrahlung von Quarzkörnern, Geröll- und Schwermineraluntersuchungen). — Geol. Bl. NO-Bayern, **29**: 112—130; Erlangen.
- ZANDSTRA, J. G. (1971): Geologisch onderzoek in de stuwval van de oostelijke Veluwe bij Hattem en Wapenveld. — Meded. Rijks Geol. Dienst, N. S., **22**: 215—258; Maastricht (Niederlande).

Manuskript eingegangen am 15. 8. 1983.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	33	141—143 1. Tab.	<i>Hannover 1983</i>
----------------------------------	----	--------------------	----------------------

Aus der Arbeit der Subkommission für Europäische Quartär-Stratigraphie (Berichte der SEQS 5)

KLAUS-DIETER MEYER *)

Sub-commission on European Quaternary Stratigraphy (SEQS), meeting (1.—8. 6. 1981 Roumania), Pliocene, Lower and Middle Pleistocene, Brasov Depression, Stratigraphical subdivision, INQUA-Congress Moscow.

1. Arbeitstreffen der SEQS in Brasov/Rumänien, 1.—8. 6. 1981

Das Arbeitstreffen in Rumänien war bereits die zweite Zusammenkunft der SEQS in diesem Land; es unterstreicht das dortige Interesse an internationaler Zusammenarbeit. Standen 1971 noch Fragen der Internationalen Quartärkarte im Vordergrund, so war es diesmal die quartäre Schichtenfolge speziell des Beckens von Brasov (Kronstadt), dessen Vertebraten-Fauna gute Möglichkeiten zur Korrelation ergibt (Tab. 1). Das Becken von Brasov war auch das Ziel einer 4-tägigen Exkursion, zu welcher ein umfangreicher Führer herausgegeben wurde (GHENEA et al. 1981). Anschließend wird die Schluß-Resolution wiedergegeben.

Final report of the SEQS INQUA meeting at Brasov 1981

1. The SEQS meeting in 1981 took place at Brasov on 1st — 8th June. It was organized by the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest, with a participation of research workers of the Institute of Speleology, Bucharest and of the Town Museum, Sfântu Gheroghe. Professor C. Ghenea was the president of the organizing committee.

2. The meeting was attended by 22 participants, among them 11 came from 7 European countries and by the hosts/see encl. 1/.

3. During two paper sessions five reports were presented, dealing with the most important problems of Quaternary and Pliocene geology of Roumania and the Hungarian Plain /encl. 2/.

4. During a field session of the meeting the Pliocene and Pleistocene geology of the Brasov Depression was the principal subject and especially, a sequence of faunistic assemblages, starting from Middle Pliocene up to Middle Pleistocene inclusive, as well as a sequence and a chronology of Quaternary volcanic eruptions in the Persani Mts. During the field session the following scheme of the stratigraphic subdivision was presented by the hosts /encl. 3/ = Tab. 1.

5. Participants of the meeting have the following most important remarks to the presented subjects:

5.1. All the intra-Pleistocene stratigraphic units are defined mainly with an application of very well analyzed faunistic assemblages, with only some absolute datings and results of palaeomagnetic measurements. But there are now principal difficulties in a correlation of Pleistocene stratigraphy of the non-glaciated Europe with the Scandinavian and Alpine regions.

5.2. During further investigations of the Quaternary in Brasov Depression a closer lithologic analysis of sediments is desired that could result in a more precise definition of their sedimentary environment and could be the basis for a detailed regional stratigraphic correlation of deposits.

*) Anschrift des Autors: Dr. K.-D. Meyer, Direktor u. Professor, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51.

Teb. 1: Correlation Table of the Pliocene and Pleistocene from Brasov Depression (after the Guidebook for the Field excursion 1—8 june 1981)

CHRONOLOGICAL SCALE BALAOMAGNETIC SCALE	GENERAL STRATIGRAPHICAL SCHEME	BRASOV DEPRESSION			DACIC BASIN				
		BARAOLT	PERSANI	MAMMALS DEPOSITS	STRATIGRAPHICAL SUBDIVISIONS	MAMMALS DEPOSITS			
		LITHOSTRATIGRAPHICAL SUBDIVISIONS			PLEISTOCENE	MIDDLE	Totoiu 2 - Irimești / Totoiu 1		
								LOWER	
0,4 1,0 2,0 3,0 4,0	BRUNHES JARA-MILLO OLDU-VAL REU-NION GAUSS KAENA MAM-MOTH GILBERT	PLEISTOCENE			PLEISTOCENE	LOWER	Frătești		
		MIDDLE						ROMANIAN	Slatina 1
		Volcano-sedimentary complex (andesitic)							
		Volcano-sedimentary complex (andesitic-bazalt)						MIDDLE	Tulucești - Cernătești
Volcano-sedimentary complex (andesitic-bazalt)			LOWER	Berești - Malușteni					
Iarăș sands formation			UPPER						
Marly complex			MIDDLE						
Iarăș 2 / Iarăș 1			LOWER						
Coal complex			UPPER						
Capeni - Virg-hiș - Baraolt			LOWER						

6. The works of SEQS should be activated soon i. e. the contacts of the Subcommission members, dealing with the most significant subjects of the European Quaternary stratigraphy. For that reason, there is going to be prepared and sent to all the SEQS members and to other interested scientists, a questionnaire with the principal items on a stratigraphic subdivision of the European Quaternary. The results are to be presented and discussed at the sessions of Subcommission during the XIth INQUA Congress at Moscow in 1982.

7. All the participants of the meeting wish to thank very much to Professor Ghenea and his Collaborators as well as to the Institute of Geology and Geophysics in Bucharest, for an organization of the meeting of SEQS INQUA, for invitations and its successful realization. The meeting participants express also their thanks for a cordial hospitality, they met with in Roumania.

2. Sitzung während des 11. INQUA-Kongresses in Moskau 1982

An der Sitzung der SEQS in Moskau nahmen 28 Personen teil; als ungünstig erwies sich wieder einmal, daß gleichzeitig andere Kommissionssitzungen stattfanden *).

*) Hier wäre u. a. die Sitzung der Subkommission 1a — Pliocene-Pleistocene Boundary zu nennen, auf welcher das Profil von Vrica/Kalabrien als Stratotyp der Neogen/Quartär-Grenze vorgeschlagen wurde.

Nach der Vorlage des Tätigkeits-Reports berichtete der Vorsitzende J. CHALINE (Dijon) über das Resultat einer Fragebogen-Aktion zur Litho-, Bio- und Chronostratigraphie, worüber im nächsten Zirkular eine Zusammenfassung gegeben wird. Mehrheitlich wurde befürwortet, eine Arbeitsgruppe zur stratigraphischen Unterteilung des Weichsel-Glazials in Nordeuropa einzusetzen; S. TH. ANDERSEN als zukünftiger Chairman wird dazu die National-Komitees der betr. Länder anschreiben. Eine weitere Arbeitsgruppe für Biostratigraphie — Chairman J. CHALINE — wird zunächst mit einer Fragebogenaktion aktiv werden. G. LINKE (Hamburg) berichtete über den Bearbeitungsstand der Holstein-Kernbohrung Hamburg-Dockenhuden. Zum Abschluß der Sitzung wurden J. CHALINE als Vorsitzender und J. E. MOJSKI als Stellvertreter wiedergewählt. Nach 2 Kongreßperioden kandidierte der Berichterstatter nicht mehr als Sekretär, es wurde H. JERZ gewählt. Nachfolger von H. BRUNNACKER als Sekretär der Hauptkommission wurde H. SCHNEIDER (Saarbrücken).

3. Zukünftige Arbeiten

Wie bereits angekündigt (MEYER 1981), wird das nächste Arbeitstreffen der SEQS vom 11.—19. 9. 1983 in München mit Exkursionen im Inn-, Salzach- und Traungebiet in Zusammenarbeit mit österreichischen Kollegen stattfinden. Als Ergänzungsprogramm ist eine zweitägige Exkursion zu prä-würmzeitlichen Ablagerungen des Salzach- und Alz-Gebietes geplant.

Als weitere Tagungs- und Exkursionsgebiete stehen zur Debatte: Elsaß-Lothringen mit Vogesen, das Gebiet des Warthe-Stadiums in Polen sowie Südsandinavien. Die Bearbeitung der erfolgreich abgeteuften Kernbohrung Hamburg-Dockenhuden zur Aufstellung eines Neo-Stratotyp-Profiles des Holstein-Interglazials ist voraussichtlich in 2—3 Jahren abgeschlossen, so daß danach auf einer Sitzung darüber beraten werden kann. Wünschenswert wäre weiterhin in naher Zukunft eine Arbeitssitzung über das Saale-Glazial.

4. Schriftenverzeichnis

- GHENEA, C., BANDRABUR, T., MIHAILA, N., RADULESCU, C., SAMSON, P. & RADAN, S. (1981): Pliocene and Pleistocene deposits in the Brasov Depression. — *Guidbook for the field excursion*, 1.—8. 6. 1981, Subcommission for European Quaternary Stratigraphy: 57 S., 24 Abb., 1 Tab.; Bukarest.
- LÜTTIG, G. (1966): Die Subkommission für europäische Quartärstratigraphie der INQUA und ihre aktuellen Aufgaben. — (Berichte der SEQS 1.). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **17**: 227—228; Öhringen/Württ.
- (1968): Ansichten, Bestrebungen und Beschlüsse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie der INQUA, (Berichte der SEQS 2.). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 283—285; Öhringen/Württ.
- (1969): Quartärstratigraphische Diskussionen in Frankreich und England. *Berichte der SEQS 3.*. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 249—251; Öhringen/Württ.
- MEYER, K.-D. (1981): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Stratotypen des Elster- und Weichsel-Glazials. (Berichte der SEQS 4.). — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **31**: 203—209; Hannover.

Der XI. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) in Moskau 1982

OTTO FRÄNZLE *)

Entsprechend der von der Sowjetunion auf dem X. INQUA-Kongreß in Birmingham ausgesprochenen Einladung fand der XI. Kongreß vom 1.—9. August 1982 in Moskau statt. Mit Rücksicht auf den Umstand, daß im Jahre 1982 die 50. Wiederkehr des ersten INQUA-Kongresses auf sowjetischem Boden — in Leningrad — festlich begangen werden sollte, war vom üblichen Vierjahresrhythmus abgewichen worden. Die Tatsache, daß auch der XII. Kongreß in Canada erst für 1987 geplant ist, mag eine Tendenzwende andeuten.

Dies gilt auch für die Teilnehmerzahl, die nach offiziellen Angaben bei rund 1 200 lag, wovon freilich allein 700 aus der Sowjetunion kamen, während die übrigen die von früheren Kongressen gewohnte Verteilung auf etwa 40 Länder aufwiesen. Die Bundesrepublik Deutschland war — dank der Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft — mit mehr als 30 Quartärforschern vergleichsweise stark vertreten.

1. Der Kongreß

1.1. Vorträge

Die feierliche Eröffnung des Kongresses, dessen Emblem der Kopf eines jungen („lächelnden“) Mammuts darstellt, fand am Nachmittag des 1. August im großen Festsaal der Lomonossov-Universität statt; an sie schlossen sich Plenarsitzungen an. Die differenzierte wissenschaftliche Arbeit und die Sitzungen der Kommissionen begannen am 3. August. Im einzelnen verteilten sich die 1 046 angenommenen Vorträge, deren Zusammenfassungen drei Bände füllen, auf 24 Sektionen:

- Quartärstratigraphie
- Korrelation quartärer Ablagerungen
- Sedimentation und Stratigraphie pliozän/quartärer Ablagerungen in Ozeanen und Schelfgebieten
- Vertebraten- und Invertebratenpaläontologie und ihre stratigraphische Bedeutung
- Floren- und Vegetationsgeschichte
- Holozän
- Glaziale und glazifluviale Ablagerungen; Glazialmorphologie
- Lithogenese im Glazial- und Periglazialbereich
- Alluviale Sedimente und Probleme der Flußtalgenese
- Quartärer Vulkanismus und Sedimentation
- Geochemie quartärer Ablagerungen
- Paläogeographie

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. O. Fränze, Geographisches Institut der Universität, Olshausenstraße 40, 2300 Kiel.

- Geomorphologie
- Neotektonik
- Küstenlinien
- Paläogläziologie des Quartärs
- Paläopedologie
- Paläolimnologie
- Quartäre Lagerstätten
- Fernerkundung
- Probleme der Ingenieurgeologie
- Umweltschutz
- Archäologie und steinzeitliche Umwelt
- Probleme der Anthropogenese und Paläoanthropologie

Auf den sechs im Rahmen des Kongresses veranstalteten Symposia wurden folgende Themen behandelt:

- Spätkänozoische Klimawechsel und ihre Vorhersage
- Umwelt und Jagd in der Steinzeit
- Vergleich der miozänen und plio-pleistozänen Abkühlung der Subantarktis und ihrer globalen Auswirkungen
- Lithologie und Stratigraphie von Lössen und Lößböden
- Die Untergrenze des Quartärs
- Paläohydrologische Veränderungen in der Gemäßigten Zone während der letzten 15 000 Jahre

Die Tatsache, daß der INQUA-Kongreß im Hauptgebäude der Lomonossov-Universität stattfand, bewirkte zwar im großen eine Konzentration, warf aber intern strukturbedingte Organisationsprobleme auf. Insbesondere führte die starke Vertikalgliederung des Baukörpers mit einer Vielzahl von mittleren und kleinen Hörsälen zu der oben genannten starken thematischen Differenzierung in 24 Sektionen. Dies förderte in nicht wenigen Fällen wohl die Intensität des Gedankenaustausches innerhalb dieser Teilbereiche, erschwerte aber naturgemäß den interdisziplinären, der recht eigentlich die ‚raison d'être‘ der Internationalen Quartärunion wie auch ihrer nationalen Zweigverbände darstellt.

Anläßlich des Kongresses wurden wiederum von mehreren Ländern Abhandlungen an die Teilnehmer verteilt. Die Deutsche Quartärvereinigung konnte 90 Exemplare ihres Jahrbuches zur Verfügung stellen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß ungeachtet der erwähnten Probleme der XI. INQUA-Kongreß eindrucksvoll die Fortschritte belegte, die international innerhalb der letzten fünf Jahre im Bereich der Quartärforschung erzielt worden sind. Es darf daher mit einer gewissen Genugtuung vermerkt werden, daß in Anerkennung der deutscherseits geleisteten Beiträge eine im Vergleich zu früheren Kongressen beträchtlich gewachsene Zahl von Deuqua-Mitgliedern in wichtige Kommissionen berufen wurde.

1.2. Kommissionsarbeit

Im Rahmen des Kongresses tagten die unten folgenden Kommissionen, Subkommissionen und Arbeitsgruppen, über deren Aufgabenstellung ausführlicher im Bericht des Verf. über den X. INQUA-Kongreß berichtet wurde (Eiszeitalter und Gegenwart 28, 1978), so daß hier aus Raumgründen eine bloße Aufzählung genügen mag. Dabei verweisen die mit einem Stern (*) versehenen Nennungen auf die im Zuge der Ausweitung der Aufgabenstellung notwendig gewordene Einrichtung neuer Untergliederungen bestehender Kommissionen.

- Kommission 1: Quartärstratigraphie (Präsident: SUGGATE, Neuseeland; Vizepräsident: ALEKSEEV, UdSSR; Sekretär: SCHREIBER, Bundesrepublik Deutschland)
- Subkommission Europa
 - Subkommission Nordamerika
 - *Subkommission Asien/Pazifischer Raum
 - Subkommission Pliozän/Pleistozän-Grenze
 - Subkommission Tiefsee-Sedimente
 - *Arbeitsgruppe Chronostratigraphische Gliederung der Weichselvereisung
 - *Arbeitsgruppe Biologische Evolution und Biostratigraphie Europas
 - *Arbeitsgruppe Definition des Unter-, Mittel- und Ober-Pleistozäns
- Kommission 2: Genese und Lithologie quartärer Ablagerungen (Präsident: DREIMANIS, Canada; Vizepräsident: RAUKAS, UdSSR; Sekretär: MICKELSON, USA)
- *Arbeitsgruppe Genetische Klassifikation von Moränen und Kriterien zu ihrer Differenzierung
 - *Arbeitsgruppe Standardisierung von Feld- und Labormethoden zur Untersuchung glazigener Ablagerungen
 - *Arbeitsgruppe Genetische Differenzierung fluvialer Ablagerungen
 - *Arbeitsgruppe Genetische Klassifikation von Seesedimenten
 - *Arbeitsgruppe Genetische Klassifikation glazimariner Ablagerungen
 - *Arbeitsgruppe Klassifikation glazigener Oberflächenformen
 - *Arbeitsgruppe Ingenieurgeologische Klassifikation von Moränen
 - *Arbeitsgruppe Standards für eine EDV-gestützte Verarbeitung von Quartär-Daten
 - *Arbeitsgruppe Glazigene Ablagerungen als Indikatoren der Eisbewegung und ihre Verwendung bei der Lagerstättenprospektion
 - *Arbeitsgruppe Glazialgeologisches und -morphologisches Wörterbuch
 - *Arbeitsgruppe Auswirkungen des Klimas und Vulkanismus' auf die Sedimentation glazigener und mariner Ablagerungen
 - *Arbeitsgruppe Glazialtektonik
- Kommission 3: Quartäre Küstenlinien (Präsident: GRANT, Canada; Vizepräsident: KAPLIN, UdSSR; Sekretär: PASKOFF, Frankreich)
- Subkommission Afrika
 - Subkommission Amerika
 - Subkommission Mediterranäis und Schwarzes Meer
 - Subkommission Nordwest-Europa
 - Subkommission Pazifik und Indik

- Kommission 4: Löß (Präsident: PÉCSI, Ungarn; Vizepräsident: BRUNNACKER, Bundesrepublik Deutschland; Sekretär: LAUTRIDOU, Frankreich)
 — Arbeitsgruppe Löss, Lößderivate und Flugsande Nordamerikas
 — Arbeitsgruppe Löss, Lößderivate und Flugsande in Australien und Ostasien
 — *Arbeitsgruppe Geotechnische Eigenschaften der Löss
 — *Arbeitsgruppe Geochemie und Umweltchemie von Lössen und Lößböden
- Kommission 6: Paläopedologie (Präsident: YAALON, Israel; Vizepräsident: DALRYMPLE, U.K.; Sekretär: VALENTINE, Canada)
 — *Arbeitsgruppe Paläoböden-Verzeichnis
 — *Arbeitsgruppe Handbuch der Paläoböden
- Kommission 7: Neotektonik (Präsident: MÖRNER, Schweden; Vizepräsident: OTA, Japan; Sekretär: ORTLIEB, Frankreich)
 — *Arbeitsgruppe Neotektonische Karten
 — *Arbeitsgruppe Neotektonische Bewegungsbeträge
 — *Arbeitsgruppe Geoid-Deformationen in der geologischen Vergangenheit (Paläo-Geodäsie)
 — *Arbeitsgruppe Probleme der Endlagerung radioaktiver Abfälle
 — *Arbeitsgruppe Seismotektonik
 — *Arbeitsgruppe Geophysikalische Grundlagen neotektonischer Bewegungen
 — *Arbeitsgruppe Paläo-Seismizität
- Kommission 8: Holozän (Präsident: KÖNIGSSON, Schweden; Vizepräsident: SALL, Senegal; SAYADYAN, UdSSR; Sekretär: HUAULT, Frankreich)
 — Subkommission Eurosibirien
 — Subkommission Mediterranäis
 — Subkommission Nordamerika und Grönland
 — *Subkommission Ostasien
 — *Subkommission Australien, Neuseeland und Südwest-Pazifik
 — *Arbeitsgruppe Weltkarten der holozänen Vegetationsentwicklung
 — *Arbeitsgruppe Methoden zur palynologischen Erfassung anthropogener Vegetationsbeeinflussungen
 — *Arbeitsgruppe Holozäne Schwankungen des Sedimentationsgeschehens
 — *Arbeitsgruppe Zyklische Änderungen der Sedimentation und Küstenentwicklung im Holozän
- Kommission 11: Paläogeographischer Atlas des Quartärs (Präsident: VELICHKO, UdSSR; Vizepräsident: FRENZEL, Bundesrepublik Deutschland; Sekretär: SPASSKAYA, UdSSR)
- Kommission 12: Paläoökologie des Frühmenschen (Präsident: MÜLLER-BECK, Bundesrepublik Deutschland; Sekretär: RANOV, UdSSR)
- *Kommission 13: Paläoklimatologie (Präsident: STREET-PERROTT, U.K.; Sekretär: BERGER, Belgien)

Interkongreß-Komitee zum Studium des afrikanischen Quartärs (Präsident: DIOP, Senegal; Vizepräsident: LUTUMBA, Zaire; Sekretär: DUROTOYE, Nigeria)

Abschließend seien wie in den Berichten über den IX. und X. INQUA-Kongreß (Eiszeitalter u. Gegenwart **25**, 1974: 226 und **28**, 1978: 223) die Quartärforscher aus der Bundesrepublik Deutschland genannt, welche in die Leitung von Kommissionen bzw. Subkommissionen und Arbeitsgruppen berufen worden sind:

BEHRE:	Präsident der Arbeitsgruppe Methoden zur palynologischen Erfassung anthropogener Vegetationsbeeinflussungen
BRUNNACKER:	Vizepräsident der Lößkommission
FRÄNZLE:	Präsident der Arbeitsgruppe Geochemie und Umweltchemie von Lössen und Lößböden
FRENZEL:	Präsident der Arbeitsgruppe Weltkarten der holozänen Vegetationsentwicklung
—, —	Vizepräsident der Kommission für den Paläogeographischen Atlas des Quartärs
JERZ:	Sekretär der Subkommission Quartärstratigraphie Europas
MÜLLER-BECK:	Präsident der Kommission Paläoökologie des Frühmenschen
SCHIRMER:	Vizepräsident der Subkommission für das Holozän Eurosibiriens
SCHNEIDER:	Sekretär der Kommission für Quartärstratigraphie
STREIFF:	Präsident der Subkommission Quartäre Küstenlinien Nordwest-Europas

2. Schriftenverzeichnis

- FRÄNZLE, O. (1978): Der X. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) in Birmingham (U. K.) 1977. Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 219—223; Öhringen (Rau).
- SCHÖNHALS, E. (1974): Der IX. Kongreß der Internationalen Union für Quartärforschung (INQUA) in Christchurch, Neuseeland, Dezember 1973. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**: 223—267; Öhringen (Rau).
- INQUA Commissions, Subcommissions, Working-Groups and Inter-Congress Committees 1982—1987. Zurich 1983.
- XI. INQUA Congress Moscow 1982: Abstracts (3 Vol.). Moscow 1983.

XI. INQUA-Kongreß Moskau

Bericht über die Exkursion A-2 vom 25. - 31. 7. 1982

Obere Wolga und „Goldener Ring“

HANSJÜRGEN MÜLLER-BECK *)

Diese Exkursion war vor allem dem Äußeren Endbereich der Waldai-Vereisung östlich und nördlich von Moskau gewidmet und zugleich den damit im Zusammenhang stehenden Vegetationsphasen im Liegenden (S. M. TSEYTLIN und S. M. SHICK 1982). Die paläolithische Station Sungir unweit von Wladimir ließ sich ebenfalls in diese Sequenz einfügen.

Am ersten Tag wurde zur Einführung noch in Moskau die Durchsicht einiger aufgelegter Bohrkerne aus dem Raum von Chekalin (Likhvin)¹⁾ möglich gemacht. Insgesamt ergab sich als Abfolge:

Rezenter Boden	Postglazial
Lößlehme	Waldai
Paläoboden	Bryansk
Steppenböden	
Parabraunerde	Mikulino (Eem?)
Kolluvium	Moskau
Waldboden	Odintsovo
Dniepr-Moräne	Dniepr
Kolluvium mit drei Böden	Oberes Likhvin
Diskordanz	
Kolluvium	Likhvin Optimum

Von zentraler Bedeutung bei der Interpretation war die Grundmoräne, während die übrigen Befunde zum Teil nach Pollenbeobachtungen und allgemeineren stratonomischen Überlegungen zugeordnet wurden.

In den ersten Aufschlüssen zeigte sich, daß die direkt sichtbaren Abfolgen relativ kurz sind, so daß eine Gesamtinterpretation schwierig erscheint. So liegt etwa bei Lipna ohne Zweifel eine gepreßte Gytjtja mit Resten einer Waldvegetation, die dem „Odintsovo“ zugeordnet wird, weil die von Eiskeilen durchgezogenen Sedimente im Hangenden aus geomorphologischen Gründen dem „Moskau“ gleichgesetzt werden.

Am zweiten Tag war der Vormittag zunächst der Besichtigung der kirchenreichen Stadt Suzdal gewidmet, sowie dem beeindruckenden Museum der Laienkunst. Am Nachmittag konnten die sehr interessanten und überzeugenden Kerne aus dem Raum Bibiryovo, gut ausgelegt, in aller Ruhe durchgesehen werden.

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. H. Müller-Beck, Institut f. Urgeschichte der Universität Tübingen, Schloß, D-7400 Tübingen.

¹⁾ Die Umschrift der Namen wurde nur zum Teil nach deutscher Norm vorgenommen, hält sich sonst aber an die englischen Normen im „Guidebook“.

Die Abfolge:

Sandschüttungen	Waldai	
Geschiebemergel	Moskau	
Ton	Intervall	
Geschiebemergel	Dniepr	
Ton	Intervall	
Geschiebemergel	„Prädniepr“	(Oka?)

Erst am dritten Tag wurde die Fundstelle Sungir besucht, die zwischen $22\,500 \pm 600$ (GIN-326b) und $25\,500 \pm 200$ (Gro N 5425) datiert wird, also noch vor dem Waldai-Maximum liegt. Die Korrelation mit einem „Inner-Waldai-Boden“ ist unzweifelhaft. In über $4\,000\text{ m}^2$ Grabungsfläche sind hier unter dem leider zu früh verstorbenen O. N. BADER 52 000 Steinobjekte gefunden worden, sowie eine ganze Reihe von Knochengerten, Gräbern, darunter ein Kinderdoppelgrab mit Waffenbeigaben und eine umfangreiche Jagdfauna, in der Ren überwiegt und Mammut, Pferd und Eisfuchs zahlreich sind, aber auch Saiga und Bison vereinzelt auftreten. Der technische Steingerätespekt von Sungir, das an einer breiten Flußaue liegt, besitzt durchaus eigenständige Züge und vertritt sicher eine im Becken des „Goldenen Rings“ autarke Entwicklung. In etwa 9 km Entfernung ist jetzt eine weitere Station angeschnitten worden, die in vielen Zügen seines Steininventars Sungir ohne Zweifel gleicht. Ein Besuch des Feldlabors der Sungir-Grabung zeigt, mit welch bescheidenen Mitteln die sowjetische Archäologie bedeutsame Forschungsbeiträge leistet, die von gesamteuropäischer Bedeutung sind.

Der vierte Tag war wieder Nachweisen der Moskaumoräne gewidmet, die sich durch Aufschlüsse und Geländelage doch als allmählich objektiv überzeugende stratigraphische Einheit erfassen ließ. Dank dafür gebührt vor allem der Moskauer Geologischen Expedition (Geologischer Dienst), der die Aufschlüsse mit zum Teil sehr erheblichem Aufwand — wie überall auf dieser Exkursion — besichtigungsbereit gemacht hatte. Parallel dazu wurde beim Besuch der Sammlungen in Alexandrov klar, von welcher Bedeutung das Waldgebiet an der Oberen Wolga vor allem zur Lebenszeit Iwan des Furchterregenden (Schrecklichen), aber auch schon davor und danach, für die russische Geschichte besaß.

Am fünften Tag mit dem Bus nach Uglich zu einer Fahrt auf der Wolga, wo vom Boot aus, mit Landung am Steilufer, drei aus verschiedenen Richtungen geschüttete Grundmoränen der Waldai-Serie eingehender untersucht werden konnten.

Der letzte Tag war zunächst den gut vorbereiteten Aufschlüssen im Cheremoshnik Gully gewidmet, dessen Sedimente auch paläobotanisch intensiv bearbeitet worden sind. Hier liegt ohne Zweifel das Mikulino-Interglazial über einer eindeutigen Moskau-Moräne. Nicht gelöst kann allerdings die Frage werden, ob im Hangenden tatsächlich eine weitere anstehende Grundmoräne vorhanden ist, oder die als solche interpretierten Bildungen nicht eher als Kolluvien anzusprechen sind, wofür vor allem das stark verlagerte Material in den Aufschlüssen zu sprechen scheint. Allerdings muß sicher offen bleiben, ob das Kollovium nicht aus zerstörten Geschiebemergeln besteht, deren tatsächliche stratigraphische Zuweisung aber problematisch bleibt. Einige Gerölle aus den interglazialen Bildungen sind nicht sicher als Naturprodukte ausscheidbar, reichen andererseits aber auch nicht als positive Belege für tatsächliche anthropogene Artefakte aus. Das Vorkommen in eher flachen Depressionen schließt aber nicht aus, daß in derartigen Situationen bei intensiverer Beobachtung auch paläolithische Funde gemacht werden können.

Zum Schluß wurde noch eine Pollenanalyse aus einer Bohrung in Rostov selbst demonstriert, die in Details überzeugend mit dem Eem zu parallelisieren ist, auch wenn der Anteil der Nichtbaumpollen relativ höher ist, und die Erle — wie auch heute in den Wäldern an der Oberen Wolga — erheblich stärker vertreten ist. Dagegen ist der frühe Eichen/Ulmen-Gipfel des Eem auch im Mikulino von Rostov in etwa gleicher Lage und Art zu beobachten. Dagegen fehlen dort die späteren Weißtannen und Hainbuchen des Eem und werden von Erle ersetzt.

Beim Abschluß der Exkursion ist die Realität der Abfolge Moskau-Mikulino allen Teilnehmern klar geworden und auch die topographische Differenzierung des Waldai-Komplexes und des Moskau-Komplexes. Ältere Eisvorstöße waren sicher ebenfalls in den Aufschlüssen zu sehen, formten sich aber in der Kürze der verfügbaren Zeit nicht zu einem geschlossenen System. Besonders eindrücklich war die Stellung von Sungir und seiner neuen Nachbarstation in der geschlossenen Landschaft, die auch historisch als landwirtschaftliches Gebiet eine ökonomisch bedeutsame Einheit bildete und dadurch zur Keimzelle der so vielfältigen Geschichte Rußlands wurde, die die Exkursion den beeindruckten und dankbaren Gästen in ihrer Vielfalt ebenfalls vermitteln konnte.

TSEYTLIN, S. M. & SCHICK, S. M.: Guidebook for Excursions A-2, C-2 Upper Volga and the "Golden Ring". INQUA XI Congress 1982, Moskau 1982, 51 S., 19 Fig.

XI. INQUA-Kongreß Moskau

Bericht über die Exkursion A-8 vom 26.–31. 7. 1982

Kaukasische Schwarzmeerküste

HANSJÖRG STREIF *)

Thema: Quartärgeologie, Geomorphologie mariner Terrassen und deren Verzahnung mit dem fluviatil terrestrischen Faziesbereich.

Leitung: P. V. FEDOROV (Academy of Sciences, Geological Institute). — FEDOROV, P. V. (1981): Guidebook for excursions A-8 & C-8 — Black Sea Caucasian Coast. — XI. INQUA Congress (1982), 30 S., 5 Abb.; Moskau.

Die Korrelation der Tyrrhennien- und Karangat-Terrassen war das wissenschaftliche Hauptziel, das sich die „INQUA Subcommittee on Mediterranean and Black Sea Shorelines“ für die Interkongreßperiode 1977—1982 gesetzt hatte. Im Zuge der Exkursion A-8 sollten zu diesem Themenkreis die Feldbefunde im Bereich der kaukasischen Schwarzmeerküste vorgestellt werden. Zusätzlich waren im ursprünglichen Programm folgende Vortragsveranstaltungen vorgesehen:

- Symposium of the INQUA Subcommittee on Mediterranean and Black Sea Shorelines
- Symposium of the INQUA Commission Shorelines
- Meeting of the members of IGCP project No. 61 — Sea Level Project.

Die beiden letztgenannten Symposien wurden erst im Verlauf der Exkursion vom Programm abgesetzt und später, am 6. 8. 1982 in Moskau abgehalten. Diese grundsätzlich begrüßenswerte Entscheidung, derartige Veranstaltungen einer möglichst breiten Gruppe von Interessenten zugänglich zu machen, hätte jedoch zu einem früheren Zeitpunkt gefällt werden müssen. Durch die späte Programmänderung waren für viele Exkursionsteilnehmer wesentliche Entscheidungskriterien, die zur Wahl dieser Exkursion geführt hatten, hinfällig geworden. Die im Zeitplan der Exkursion entstandene eineinhalb-tägige Lücke wurde nur notdürftig durch touristische „Ersatzprogramme“ (Fahrten zum Ritsa-See und zur Tropfsteinhöhle von Neo Afon) ausgefüllt.

1. Exkursionstag 26. Juli 1982

A) Mündungsgebiet des Gumista-Flusses westlich von Sukumi (vormittags)

Von einem Standort östlich des Gumista wurde ein morphologischer Überblick über die Terrassenabfolge gegeben. Diese Abfolge umfaßt 120—200 m hoch liegende isolierte Relikte eines Deltas, für das ein „Eopleistocene age“ angenommen wird. Eine deutliche und ausgedehnte marine Terrasse in 100—110 m Höhe wird anhand von

*) Anschrift des Autors: Dr. H. Streif, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51, Postfach 510153.

Molluskenfunden als „Chaudian“ eingestuft. Aufgrund von Korrelationen mit dem Mittelmeergebiet wird das Chaudian in die Zeitspanne zwischen „Calabrian“ und „Paleotirrenian (?)“ eingestuft. Eine 60 m hoch liegende, weniger deutliche Terrasse, in deren Liegenden tonige bis feinsandige Sedimente mit einer Brackwasserfauna mit *Dreissena* vorkommen, wird in das „Old-Euxinian“ eingestuft. Als jüngstes Element tritt eine 4—5 m über dem Meeresspiegel liegende fluviatile Terrasse auf, die als „New-Black Sea terrace“ dem Holozän zugeordnet wird.

Auf der Westseite des Gumista-Flusses wird ein 3—4 m hoher Aufschluß mit gelblichen feinklastischen Sedimenten mit Brackwassermollusken vorgeführt. Dieser liegt in dem Sedimentkörper unterhalb der 60 m-Terrasse und wird in das „Old-Euxinian“ eingestuft. Darüber sollen (— auf der Exkursion nicht vorgeführt —) marine Sedimente des „Palaeoensularian“ und fluviatile Kiese vorkommen. Die Abfolge von Brackwasser- über marine Sedimente und zu fluviatilen Ablagerungen wird als Transgressions-Regressionszyklus gedeutet und mit dem „Paleotirrenian (?)“ des Mittelmeerraumes korreliert.

B) Terrassen am Unterlauf des Kodori-Flusses östlich von Sukumi (nachmittags)

In diesem Bereich sind unterhalb der 200 bis 300 m hoch liegenden „Late Pliocene“-Oberfläche 6 fluviatile Terrassen ausgebildet. Die höchste Terrasse VI ist nur am westlichen Talrand des Kodori erhalten. Sie sinkt von 200 m Höhe am Gebirgsrand seewärts auf 150—180 m ab. Terrasse V ist auf beiden Talseiten gut entwickelt. Ihre Oberfläche liegt bei 200 m am Gebirgsrand und fällt seewärts auf 100—110 m ab. Die fluviatile Terrasse läuft damit auf das Niveau des marinen „Chaudian“ aus. Aufgrund paläontologischer Befunde werden beide Terrassen in einen warmen (interglazialen) Klimazyklus eingeordnet.

Ein tiefer liegendes Terrassendelta IV, das von 120—130 m am Gebirgsrand seewärts auf 45—50 m absinkt, wird mit der marinen „Euxino-Ensularian“-Terrasse korreliert. In der fluviatilen Abfolge treten z. T. sehr grobe Ablagerungen mit Blöcken bis 1,5 m ϕ auf, nach oben bildet ein geschichteter kiesiger Lehm den Abschluß. Die groben Terrassensedimente werden mit einem glazialen Komplex im Amtheli-Hevi-Gebiet in Zusammenhang gebracht (vgl. 2. Exkursionstag). Terrasse III, von 70—80 m am Gebirgsrand seewärts auf 25—30 m absinkend, wird mit einer „early Karangatian“ marinen Terrasse verknüpft. Die Terrasse II, die im Tal-Längsverlauf von 27—30 m Höhe auf 10—15 m absinkt, wird mit den „late Karangatian“ marinen Sedimenten verknüpft. Beide Terrassenelemente werden zeitlich mit dem „Neotirrenian“ des mediterranen Raumes korreliert. Terrasse I des Kodori verläuft zwischen 3 und 4 m Höhe über dem heutigen Fluß. Sie wird mit der postglazialen Transgression des Schwarzen Meeres in Beziehung gesetzt.

Zusammenfassung: Die Terrassengliederung und -korrelation beruht ganz überwiegend auf morphologischen Kriterien. Zusätzliche geröllpetrographische Untersuchungen, pedologische Studien der Deckschichten und gegebenenfalls palynologische Daten wären hier sehr hilfreiche und wünschenswerte methodische Ergänzungen gewesen.

2. Exkursionstag 27. Juli 1982

In drei morphologischen Überblicken und einem Straßenprofil von ca. 100 m Länge werden die „glazialen Bildungen“ am Ostufer des Amtheli-Flusses vorgestellt. Es handelt

sich um schlecht sortiertes, Blöcke-führendes, sandig-toniges Material, das in wallartiger Form in 400—410 m Höhe auftritt. Im Vorfeld dieser Bildungen liegen feingeschichtete Beckentone.

Die Genese der Sedimente ist umstritten. Sie werden z. T. als Bergrutschmassen gedeutet. FEDOROV betrachtet sie als Endmoränenbildungen eines 15—17 km langen Gletschers, der von den Skanach-Bergen herunter vorgestoßen ist, und konnektiert sie mit der fluviatilen 125 m-Terrasse IV b des Kodori-Flusses.

Zusammenfassung: Die von FEDOROV vorgelegte Deutung der Sedimente erscheint schlüssig, dagegen ist die Verknüpfung mit fluviatilen Terrassen wenig überzeugend. Die Probleme der Kaukasus-Vereisungen ließen sich für die Exkursionsteilnehmer anhand dieses einen Aufschlusses in glazigenen Sedimenten kaum erhellen.

3. Exkursionstag 28. Juli 1982

Marine Terrassen zwischen Sukumi und Adler

- A) Ca. 4 Stunden Fahrt auf der Straße von Sukumi nach Adler mit spärlichen Erläuterungen zur Geographie und Geologie.
- B) Adler, Besuch in einem nicht präparierten, ca. 6 m hohen Aufschluß mit gelblich-braunen, geschichteten kiesigen Sanden. Aufgrund einer sehr spärlichen und wenig signifikanten Molluskenfauna werden die Sedimente der marinen Karangat-Terrasse zugeordnet. Als zusätzliche Stütze dieser Argumentation wird eine Bodenbildung im Hangenteil des Aufschlusses herangezogen und mit einem bodentypologisch andersartigen, aber in vergleichbarer Höhe gelegenen Boden auf der Kertsch-Halbinsel verglichen.
- C) Bei Pitzunda, auf dem Delta des Bzyb-Flusses gelegen, wurden holozäne Strandablagerungen von Dr. BALABANOV vorgestellt. Anhand zahlreicher Bohrungen, detaillierter geologischer Schnitte und mehrerer Aufschlüsse in Entwässerungsgräben wurde der Bau des Deltas aufgezeigt und eine Kurve zum Meeresspiegel-Anstiegs-geschehen vorgestellt. Es handelt sich um eine Kurve mit stark unduliertem Verlauf. Von einem Spiegelstand bei -70 m um 12.000 BP. sinkt die Kurve auf -85 m um 11.000 BP. ab und steigt dann, oszillierend mit Ausschlägen von 20 m, auf ca. 0 m um 5.000 BP., und, nach einer schwachen Absenkung, auf $+3$ m um 4.000 BP. an. Von dort sinkt die Kurve erneut auf -13 m um 2.600 BP., steigt auf 0 m um 1.700 BP., fällt auf -3 m um 1.400 BP. und erreicht 0 m wieder um 680 BP.

Zusammenfassung: Die Programmpunkte A und B waren wenig ergiebig. Am Punkt C dagegen wurde solides Basisdatenmaterial vorgelegt und dessen Auswertung in Karten und Graphiken vorzüglich dargestellt. — Überraschend waren die z. T. sehr starken Oszillationen des Meeresspiegels nach 5.000 BP. Bei einer kritischen Bewertung der vorgestellten Daten ergibt sich, daß die Phasen ansteigenden Meeresspiegels und die Hochstände besser belegt sind als die Absenkungen und Tiefstände. Letztere waren überwiegend durch Fernkorrelationen archäologischer Befunde gestützt. Bei der Deutung der Meeresspiegeldaten sind küstendynamische Prozesse vermutlich etwas zu wenig in die Betrachtungen einbezogen worden. Trotz derartiger Einwände war dieser Exkursionsteil ein Höhepunkt der Exkursion A-8.

4. Exkursionstag 29. Juli 1982

Vormittags Touristik zur Tropfsteinhöhle von Neo Afon; nachmittags Vortragsveranstaltung mit zwei Themenkreisen.

A) Holozäne Küstenlinien

Diskutiert wurden ausschließlich die Exkursionspunkte, wobei die am Vortage vorgetragenen Argumente wiederholt wurden.

B) Tyrrhenien und Karangat

Der Vergleich von Tyrrhenien und Karangat war Forschungsschwerpunkt der Subcommission on Mediterranean Shorelines während der 1977—1982 Interkongressperiode. In Referaten wurden die regionalen Einzelergebnisse hierzu vorgestellt: Spanien (ZAZO & GOY), Frankreich (BONIFAY), Sardinien (OZER), Zentralitalien (BONNADONNA), Tunesien (PASKOFF), Schwarzmeerküste USSR (FEDOROV) und Schwarzes Meer, Kaspisches Meer (BYLINSKI). Zum Teil sind diese Ergebnisse auch während des Kongresses in Moskau noch einmal vorgetragen worden.

5. Exkursionstag 30. Juli 1982

Touristik zum Ritsa-See, Kaukasus; abends Farewell-Dinner.

6. Exkursionstag 31. Juli 1982

Rückflug nach Moskau.

Eiszeitalter u. Gegenwart	33	159—162 1 Abb.	Hannover 1983
---------------------------	----	-------------------	---------------

XI. INQUA-Kongreß Moskau

Bericht über die Exkursion A-11 (C-11) der INQUA-Löß-Kommission vom 23. - 31. 7. 1982

Lößgebiete der usbekischen und tadjikischen Sowjetrepubliken

BRIGITTE URBAN *)

Die Exkursion A-11 begann als Vorexkursion zum XI. INQUA-Kongreß am 23. 7. 1982 mit dem Flug von Moskau nach Taschkent, der bei gutem Flugwetter ein besonderes Erlebnis darstellte.

Taschkent, die usbekische Hauptstadt, ist mindestens 2 000 Jahre alt, in der Antike ein Kreuzungspunkt der Karawanenwege aus Ländern des Orients nach Indien und aus Asien nach Osteuropa. Heute ist Taschkent mit 1 700 000 Einwohnern die viertgrößte Stadt der UdSSR, an deren Wiederaufbau nach dem Erdbeben von 1966 alle Sowjetrepubliken beispielhaft mitgeholfen haben. Usbekistan ist führender Baumwollproduzent der UdSSR und stellt Maschinen für die gesamte Baumwollproduktion- und -verarbeitung her.

24. 7.: Von Taschkent aus führte uns der 1. Exkursionstag unter der Leitung von Dr. SHERMATOV und Dr. TOICHIEV (Institut für Seismologie der usbekischen Akademie der Wissenschaften) und Professor MAVLANOV und Dr. TETYUKHIN in die Hügellandschaft des Chirchik. Nachdem wir uns mit einer Sedimentfolge von Schottern und Lößlehmen auf der III. Chirchik-Terrasse (normale Magnetisierung), nahe der Stadt Gazalkent beschäftigt hatten, ging die Fahrt weiter in Richtung Khodjikent, wo eine gleichnamige Höhle mit bronzezeitlichen Felsgravierungen besichtigt wurde.

Um die Mittagszeit erreichten wir das Profil Orkutsai (zwischen 500 und 1 000 m ü. NN), das wir allerdings erst nach einer ausgezeichneten Plow-Mittagsmalzeit und sehr viel heißem grünem Tee aus der uns stets begleitenden usbekischen Feldküche, besichtigen durften.

Während im Unterland Sieroseme bestimmend sind, konnte ich schön ausgebildete Gebirgskastanoseme, als rezente Bodenbildungen in der Nähe von Orkutsai beobachten.

Das Profil selbst umfaßt dreizehn fossile Böden (SH-II bis SH-XIV; MAVLANOV & TETYUKHIN 1982), die aus Löß/Lößlehm hervorgegangen sind. Die paläomagnetischen Messungen lassen den Schluß zu, daß sich die Matuyama/Brunhes-Grenze in diesem Profil zwischen dem IX und X fossilen Boden befindet. Pedologische und pollenanalytische Befunde weisen auf zunehmende Aridität des Klimas vom Eopleistozän zum jüngeren Pleistozän hin (Abb. 1).

25. 7.: Der erste Exkursionspunkt des Tages war ein am rechten Ufer des Chirchik gelegenes Profil der III. Chirchik-Terrasse, Yangiyul, dessen Hangendes durch lößartige Ablagerungen und dessen Liegendes durch Schotter charakterisiert ist. Sedimentologisch

*) Anschrift der Autorin: Dr. Brigitte Urban-Küttel, Gartenstraße 1, 7303 Neuhausen a. d. F.

Böden vorgeführt, dessen weitere Deutung, zum Beispiel im Hinblick auf Klimageschichte, offenblieb, da paläoökologische Untersuchungen fehlen.

27.7.: Am Vormittag des 27. Juli fand eine leider viel zu kurze Stadtrundfahrt durch das vielgerühmte Samarkand statt. Die Stadt, die noch heute ein Museum darstellt, hat ein lebhaftes Schicksal erfahren. Nach der Eroberung durch Alexander den Großen wurde sie später von Dschingis-Khan zerstört und gelangte dann aber durch Timur-Lenk oder Tamerlan im ausgehenden 14. Jahrhundert zu großer Blüte. Er machte Samarkand zu einer der schönsten und reichsten Hauptstädte.

Am Nachmittag setzten wir unsere Reise über die Pamirausläufer mit dem Flugzeug nach Dushanbe fort.

28.7.: Die Exkursion in Südtadjikistan stand unter der Führung der folgenden Kolleginnen und Kollegen: Dr. ACHILOV (Geologisches Institut der tadjikischen Akademie der Wissenschaften), Dr. DODONOV (Geologisches Institut der sowjetischen Akademie der Wissenschaften), Dr. PENKOV (tadjikische Staatsuniversität) und Dr. RANOV (Institut für Geschichte der tadjischen Akademie der Wissenschaften).

Tadjikistan liegt im südöstlichen Teil von Zentralasien und deckt eine Fläche von 143 100 km², wovon 93 % auf Bergland und der Rest auf Flußtäler entfallen. Tadjikistan zählt rund drei Millionen Einwohner und seine Hauptstadt Dushanbe ist die jüngste der mittelasiatischen Hauptstädte, gegründet erst durch die Sowjets. Im Gegensatz zu Usbekistan ist das Klima Tadjikistans sehr stark modifiziert und variiert vom subtropischen der Flußtäler bis zum arktisch-alpinen der Bergregionen.

In Südtadjikistan stand am ersten Exkursionstag das ungefähr 100 km südlich Dushanbe gelegene Profil Ak-Jar nahe der Grenze zu Afghanistan auf dem Programm. Während der wegen besonders großer Hitze recht beschwerlichen Fahrt konnten wir einige eindrucksvolle Sand- beziehungsweise Staubstürme beobachten.

Nördlich des Dorfes Ak-Jar, am rechten Ufer des Vaksh, war ein über 5 km langes Profil aufgeschlossen. Das Ak-Jar Profil ist eines der mächtigsten und vergleichsweise vollständigsten Plio/Pleistozän Profile der Tadjik-Depression. Die aufgeschlossenen Profile sind paläomagnetisch vermessen und umfassen die paläomagnetischen Epochen, Gilbert-Gauss-Matuyama und den Übergang zur Brunhes-Epoche. Pollenanalytische Untersuchungen (BRONNIKOVA & YERSHOVA 1982) zeigen, daß in diesem Gebiet Mittelasiens das Ausmaß der Aridität vom Pliozän zum Pleistozän hin zunahm (Verschwinden subtropischer Arten — Zunahme der xerophilen Kräuterflora).

29.7.: Von Dushanbe aus ging die Fahrt nach E auf die Stadt Faizabad zu. Etwa 9 km nordwestlich von Faizabad, 1 500 m ü. NN, bei dem Dorf Karamaidan war das gleichnamige Profil, 130 m mächtig, aufgeschlossen. Im Liegenden des Profils ist die Brunhes/Matuyama Grenze erfaßt worden. Die fossilen Böden, 25—30 im eopleistozänen Teil des Profils (Abb. 1), sind rotbraune (Wald-) Böden mit dünnen Lößzwischenlagen, während im Pleistozän braune bis graue Paläoböden auftreten. Pollenanalysen zeigen, daß die Böden unter einem humideren Klima gebildet wurden. Mengenmäßig ist in den Böden der Gehölzpflanzenpollen stärker vertreten und die Spektren sind auch anders zusammengesetzt als in den Lössen. Diese weisen im Gegensatz derer der Böden auf steppenartige Vegetationstypen hin. Seitens der sowjetischen Pollenanalytiker werden die Böden daher mit „Pluvialen“ (= Glaziale in derer Terminologie) korreliert, die Löss zwangsläufig mit Interglazialen, die ähnlich dem heutigen, aride Klimabedingungen für diesen Bereich Mittelasiens mit sich gebracht haben sollen. Über einer Diskordanz im Profil, die sich im Hangenden der Bruhes/Matuyama Grenze befindet, folgten in Karamaidan zehn weitere Paläoböden.

30. 7.: Leider wurde uns an diesem Tag nicht, wie vorgesehen, die berühmte Paläolithfundstelle Karatau vorgeführt, da offenbar ein Erdbeben den Zugang unmöglich gemacht hat.

Anstelle von Karatau wurde das Wasserkraftwerk Nurek besucht.

Am Nachmittag fand im zoologischen Institut in Dushanbe eine Besichtigung der paläontologischen und prähistorischen Sammlungen statt. Bei dieser Gelegenheit konnten wir unter anderem mit den sowjetischen Kollegen eingehender spezielle Fragen diskutieren, zum Beispiel anhand aushängender Pollendiagramme, die von uns aufgesuchte Lokalitäten betrafen.

31. 7.: Der Abflugtag wurde am Vormittag zu einem Ausflug in das Tal des Varzob, in die Pamirausläufer, genutzt. Mit einem typisch tadjikischen Picknick verabschiedeten sich die Exkursionsleiter in herzlicher Atmosphäre von uns.

Diese sicherlich nicht nur für mich sehr eindrucksvolle und gewinnbringende Exkursion, die ausgezeichnet organisiert war, hat meine Kenntnis über Lößgebiete bereichert. In ganz knappen Stichworten, gewissermaßen als Facit, läßt sich das Folgende zusammenfassen:

in Mittelasien (Usbekistan und Tadjikistan):

- beginnt die starke Lößakkumulation ungefähr mit der Matuyama/Brunhes Grenze
- ist dabei die Lößgenese sehr umstritten (fluvial-äolisch)
- stellt die Matuyama/Brunhes Grenze zudem eine tektonische Grenze dar (Erosionsniveaus)
- ist die Bodenentwicklung im Eopleistozän stark ausgeprägt, lößähnliche Zwischenlagen sind gering mächtig; im Pleistozän herrscht Lößakkumulation vor, die Bodenentwicklung ist schwach
- kann zunehmende Aridiät vom Pliozän zum Holozän hin beobachtet werden
- Paläoböden werden mit „Pluvialen“ korreliert (feucht-kühle Klimabedingungen), Löss mit ariden Phasen („Interglaziale“) (trocken-warme Klimabedingungen).

Diese Reise konnte ich mit großzügiger Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchführen. Dafür sei an dieser Stelle besonders gedankt.

Schriftenverzeichnis

- MAVLANOV, G. A. & G. F. TETYUKHIN (1982): Guidebook for excursions A-11 & C-11 (editors) — 68 S.; Moskau.
- BRONNIKOVA, A. M. & L. N. YERHOVA (1982): Guidebook for excursions A-11 & C-11. — S. 44—46; Moskau.
- Četvertičnaja sistema. — Band 1, Stratigrafija SSSR. Verlg. Nedra; Moskau 1982.

XI. INQUA-Kongreß Moskau

Bericht über die Exkursion A-14 vom 23. - 30. 7. 1982

Jakutien

BURKHARD FRENZEL *)

Eine der Exkursionen, die den XI. INQUA-Kongreß begleiteten, war diejenige nach Jakutien (A-14). An ihr nahmen ungefähr 110 Wissenschaftler teil, etwa 60 aus der UdSSR, der Rest aus den verschiedensten Staaten in Ost und West. Für die meisten nicht-russischen Teilnehmer dürfte es die Erfüllung eines Traumes gewesen sein, bei einer sehr gut organisierten Reise dieses herrliche Land kennenlernen zu dürfen.

Die Teilnehmer hatten sich aus einem nicht einzusehenden Grunde bereits am 21. 7. 1982 in Moskau einfinden müssen, obwohl der gemeinsame Flug nach Jaktusk erst am Abend des 22. 7. erfolgte. Aber eine gute Stadtführung, der Besuch des Novodeviniçi-Klosters und der ehemaligen Sommerresidenz des Zaren, Kolomenkoje, boten willkommene Gelegenheiten, Bekanntschaft mit Moskau und seinen Höhepunkten russischer Architektur zu machen. Unvergesslich dann, nach Erledigung schier endloser Paßformalitäten, der lange Flug nach E: Die gewaltige Wasserfläche der Wolga bei Kuibyşev, im Mondschein gut sichtbar, gab einen Vorgeschmack von der Größe und Gewalt dieser riesigen russischen Ströme. Schwache Turbulenzen ließen den Ural erkennen; die Westsibirische Tiefebene hüllte sich aber in das Dunkel der Nacht, nur am Westrande des Mittelsibirischen Berglandes erhellt von gewaltigen Blitzen, die den Horizont orangerot durchzuckten. Zwischenlandung in Novosibirsk: Überall saßen und lagen Menschen, auf ihren Abflug wartend: Die Flugverbindungen sind offenbar ganz entscheidende Adern, die dieses Riesenreich mit Leben versorgen. Morgens gegen 3.00 Uhr Start zum Weiterflug nach E, der aufgehenden Sonne entgegen, ein phantastischer Flug: Es ging zunächst an den nördlichen Ausläufern des Sajans entlang, über den Bratsker Stausee hinweg, dann vor Erreichen des Baikalsees in nordöstlicher Richtung parallel zur Lena nach Jakutsk. Am frühen Morgen waren die Täler noch mit dichten Nebelbänken erfüllt, aus denen sich die Gebirge erhoben, mit ihren Gipfeln bereits in das erste fahle Rosa der aufgehenden Sonne getaucht. Beim Flug entlang der Lena raten sich begeistert schöne Blicke in dieses weite Mittelgebirgsland auf, in dem die geologischen Strukturen so klar am Verlauf der Flüsse abzulesen sind. Die Größe der Flüsse ließ den Verdacht aufkommen, wir flögen recht tief, doch das Eis an der Innenwand der Maschine machte deutlich, wie hoch wir uns tatsächlich befanden. Beim Landeanflug aber drängten sich förmlich die Thermokarsterscheinungen auf: Die Flußtäler werden gesäumt von Alassen verschiedener Größe, bald nur Wiesen oder Niedermoore, bald schöne, blaue Seen, um die herum sich die kleinen Siedlungen der bäuerlichen Bevölkerung gruppieren, einsame Weiler und Anwesen innerhalb der endlosen Wälder. Vor 350 Jahren war Jakutsk gegründet worden. Wenige Reste der hölzernen Stadtbefestigung sind noch zu sehen, im übrigen aber werden die alten, schönen Holzhäuser zurückgedrängt von den wegen des Dauerfrostes auf Stelzen stehenden Betonbauten der lebhaften modernen Stadt.

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. B. Frenzel, Universität Hohenheim, Institut f. Botanik, Garbenstr. 20, Postfach 700 572, D-7000 Stuttgart 70 (Hohenheim).

Das von uns besuchte Gebiet, zwischen den Lena-Säulen im S und dem Unterlauf des Aldan im N, ist arm an natürlichen geologischen Aufschlüssen. Die besten befinden sich an den steilen Flußufern. Infolgedessen fand die Exkursion vom Motorschiff aus statt, das uns für 10 Tage als Wohnung und Konferenzort diente. Die Fahrten zwischen den einzelnen Aufschlüssen gehörten zu dem Schönsten, was ich bisher erlebt habe. Diese gewaltige Flußlandschaft erschließt uns eine unbekannte Welt. Die niedrigen Aueterassen der Lena, aus Sanden und vielen Altwassersedimenten aufgebaut, sind weit um Jakutsk herum noch von einer anthropogenen Sekundärvegetation bedeckt: Wiesen, Weiden, sowie weite Birken-Espen-Wälder säumen den Fluß etwa 9 Stunden Fahrt flußab, bis schließlich der natürliche *Larix dahurica*-*Picea obovata*-*Pinus silvestris*-Wald auftritt, mit wenigen Hinweisen auf eine durch Überschwemmungen verursachte Succession über Birkenwälder zum klimatisch möglichen Nadelwald hin. Das eisen- und humusreiche Wasser der riesigen Ströme, das ja nur etwa 4 Monate lang eisfrei ist, wärmt sich während der heißen Sommerwochen derart stark auf (Temperaturmaximum von Jakutsk: + 38° C), daß wir stets nach heißer Geländearbeit erfrischende Bäder nehmen konnten.

Die Exkursion war im wesentlichen dem Studium der Pleistozängliederung dieses Raumes, einschließlich einer Untersuchung der Terrassentreppe, gewidmet. Das Land, im Zwickel zwischen Lena und Aldan gelegen, soll bevorzugt aus Sedimenten des Kazancev (= Eem-) Interglazials und des Karginsk-Interglazials/Interstadials aufgebaut sein, dessen Äquivalente im W unbekannt sind oder sich in den bedeutenden früh- und mittelweichseleiszeitlichen Wärmeschwankungen verbergen sollen. Es erstaunt, daß während der Warmzeiten derart mächtige Sedimentkörper flächenhaft akkumuliert worden sein sollten, möchte man doch eher an eine kaltzeitliche Bildung denken. Die langen, hierüber geführten Diskussionen erbrachten keine Einigung.

An der Lena sind, beim gegenwärtigen Stand der Forschung, sieben Flußterrassen entwickelt, und zwar vom Ältesten zum Jüngsten:

Tabagin-Terrasse,	Pliozän, Erosionsterrasse, etwa 150 m über dem Fluß;
Tustach-Terrasse,	Unterpleistozän, Basis des Schotterkörpers 40—50 m, Oberfläche 80—90 m über dem Fluß;
Peledui-Terrasse,	Unterpleistozän, Basis 40—50 m über dem Fluß;
Oruchan-Terrasse,	Mittelpleistozän;
Bestach-Terrasse,	Oberpleistozän, Basis 6—12 m, Oberfläche bis zu 73 m über dem Fluß;
Pokrovsk-Terrasse,	Oberpleistozän, Basis 6—12 m, Oberfläche 45 m über dem Fluß;
Sirgillach-Terrasse,	Oberpleistozän;
Jakutsk-Terrasse,	Oberpleistozän.

Es erstaunt die oft sehr große Mächtigkeit der Terrassenkörper, die vielfach äolischen Prozessen zugeschrieben wird, obwohl die entsprechenden Sande meist eine für mich klare Deltaschichtung aufweisen. Unsere russischen Führer hielten das aber für unwahrscheinlich, da es dort keine so hohe Delten gäbe und da die Schüttungsrichtung an der Lena bevorzugt nach S weise, ein derart großer Fluß aber nicht mäandriere. Sieht man sich jedoch den Verlauf der zahllosen anastomosierenden Wasseradern der Riesenflüsse an, möchte man an der Berechtigung dieses Arguments zweifeln. Es wird hierauf später noch einmal zurückzukommen sein.

Am Unterlauf des Aldans ist, nahe seiner Mündung, der Čuja-Aufschluß auf dem nördlichen Ufer dieses herrlichen Flusses gelegen. Er erreicht ungefähr 70 m Höhe und zeigt, über dem Tertiär an der Basis, anfangs revers, weiter oben normal magnetisierte Schotter und Sande. Pollenfloren und Säugerfaunen präzisieren die Altersstellung einiger Schichtglieder. Die dem Letzten Interglazial (Kazancev) zugewiesenen Sande werden als

lakustrin-äolisch angesehen. Ich habe mitgebrachtes Material mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) anschließend untersucht: Lakustrin, mit recht starkem fluviatilen Einfluß; die äolische Komponente kann vernachlässigt werden. Das Profil wird von einem lößähnlichen Sediment abgeschlossen, in dem unter Holzkohle-führendem Kolluvium eine fossile schwache Braunerde auftritt; REM: Löß aus Fließerde, nur schwache Mineralneubildung während der späteren Pedogenese. Die steile Südseite dieses Aufschlusses bedecken sehr interessante Gras- und Kräutersteppen, in die auf den ausschmelzenden Eisadern der Riesenpolygone der *Larix dahurica*-Wald von oben her zungenförmig einwandert. Er wird nur etwa 180 Jahre alt. Immer wieder lassen sich Waldbrandspuren beobachten, einschließlich der Regenerationsstadien der Vegetation, bei denen Birken-Haine eine große Rolle spielen.

120 km oberhalb der Mündung des Aldans liegt auf dem Südufer des Flusses der Tanda-Aufschluß. Er erreicht eine ähnliche Höhe wie der Čuja-Aufschluß. Auch hier spielen im oberen Teil des Profils, das im übrigen z. T. reichlich fossiles Holz und Säugerreste enthält, angeblich äolische Thermokarstsedimente eine große Rolle; REM: Solifluktionsmaterial mit Mineralneubildung, sehr geringer äolischer Einfluß. Das Hauptinteresse galt jedoch den Thermokarsterscheinungen, und zwar zunächst austauenden Eiskeilen, mit ihrer dichten Birken-Lärchenwald-Vegetation, die dort reich an Hochstauden der verschiedensten Art ist, dann aber der flächenhaft arbeitenden Thermokarst-Denudation, die den wunderbar lichten *Larix dahurica*-Wald aufzehrt, wobei Unmassen von Treibholz anfallen, die vom Fluß abwärts transportiert werden. Der Waldboden selbst ist von Thufur dicht übersät, alles bedeckt von herrlich duftendem *Ledum palustre* und damals reifen Erdbeeren (*Fragaria orientalis*). Ein großer Thermokarstsee fesselte nach einem heißen mücken- und bremsenreichen Fußmarsch unser Interesse. Sein aufgewölbter Uferstreifen berichtet vom winterlichen Eisdruck. Nur um derartige Seen oder aus ihnen hervorgehenden Mooren finden sich vereinzelt Elchlosung und schwacher Verbiß an Sträuchern und Jungwuchs, wohl ein klarer Hinweis auf die Wildarmut (im Vergleich zu unseren Gebieten).

Nachdem wir die ganze Nacht lang gefahren waren, erreichten wir schließlich — wieder an der Lena — die Peščanaja Gora, also den Sandberg, einen Aufschluß in der bereits erwähnten Bestach-Terrasse. Der dürftige Kiefernwald, mit nur schwacher Naturverjüngung, aber mit Lichtunginseln, in denen Artemisien, *Linum perenne*, gelbe Anemonen und sehr stachelige Rosen blühten, kontrastierte zu dem für bessere Substrate typischen Lärchenwald der vorangegangenen zwei Tage. Die Peščanaja Gora soll unter holozänem und spätglazialen äolischem Material Samarov-eiszeitliche äolische und lakustrine Sedimente enthalten. Diese fallen mit einem Winkel von 20° bis 40° nach S ein. Die Genese der mächtigen Sedimente, die in ihrer Erklärung durch die russischen Kollegen nicht mit dem Aufstau der Lena durch die damals vom Verchojansker Gebirge über den Fluß nach W vorgestoßenen Gletscher in Zusammenhang gebracht wurde, erregte lebhaft Diskussionen. REM der obersten, angeblich äolisch-lakustrinen Sande, holozän: Nicht typisch lakustrin, viel Frosteinwirkung, starker solifluidaler Einfluß, nur schwache äolische Überprägung. Jungpleistozäne, angeblich äolische Sedimente, REM: fluviatil bis lakustrin, starker Frosteinfluß, z. T. äolisch überformt. Bei der Weiterfahrt gab es reichlich Gelegenheit, die Wirkung des am Steilufer arbeitenden Thermokarstes zu beobachten: Vom Eis gefestigte Sandburgen hängen noch eine Zeitlang über dem Fluß, schmelzen dann aber ab, und dauernd brechen irgendwelche Teile des Ufers herunter und reißen Stück für Stück den Lärchenwald in die Tiefe.

Während der abendlichen und nächtlichen Fahrt passierten wir große Flöße, die vom Oberlauf der Lena kommen sollen und deren Holz die weite Reise über Fluß und Eis-See zum Ochotskischen Meer antritt.

Der nächste Halt bei Bestach, gegenüber Jakutsk, war während einer eindrucksvollen Omnibusfahrt dem Studium der Thermokarsterscheinungen, einschließlich der Bulgunn-jachi (= Pingos) gewidmet. Es konnten recht unterschiedlich weit entwickelte Thermokarstsenken besichtigt werden, wobei auch die Frage nach den herbstlichen Wasserstandschwankungen innerhalb dieser Becken erörtert wurde. Die Aktivität der formbildenden Prozesse im Dauerfrostgebiet verblüfft. Weitab vom Fluß war in Bekes Kulturhaus (innerhalb der alles beherrschenden Taiga) das kalte Mittagessen bereitet, erfrischend durch Tee, Gurken und Tomaten. Ein abschließender Lichtbildervortrag über Geologie und ingenieurgeologische Probleme des Dauerfrostes rekapitulierte eindrucksvoll das bisher Gesehene. Draußen aber, auf der freien Fläche, am Rande der feuchten Alass-Niederung, der das Dorf halbkreisförmig folgt, gemahnte ein Obelisk mit den Namen von etwa 80 Gefallenen an die furchtbare jüngste Geschichte.

Die Kühle des Fahrtwindes auf der Lena erfrischte nach diesem heißen Tag. Am nächsten Morgen befanden wir uns vor der Mündung des Dirin Yurech. Hier wurden die altpleistozäne Tustach- und die oberpleistozäne Bestach-Terrasse untersucht. Der schmale Pfad auf die Höhen der Tustach-Terrasse führte durch eine botanisch äußerst reizvolle Felssteppe, mit *Oreostachys*, einer *Sempervivum*-Verwandten, *Helianthemum*, *Ephedra*, *Festuca ovina*, eingebettet auf einem steilen südseitigen Hang in den sonst alles bedeckenden *Pinus silvestris*-Wald, mit reichlichem Unterwuchs von *Arctostaphylos uva-ursi*: Haben so bei uns spätglaziale oder auch einige interstadiale Wälder ausgesehen? Auf der dünnen Restschotterauflage der Tustach-Terrasse sollte ein fossiler Boden zu sehen sein. Das Material ist revers magnetisiert. Mir schien es sich eher um Fe- und Mn-Krusten zu handeln, als um einen richtigen fossilen Boden. Der Abstieg führte durch einen Anriß des Flusses in der Bestach-Terrasse. Sie soll auf cromerzeitlichen Sedimenten liegen, da sich in ihnen der Übergang reverser zur normalen Magnetisierung abzeichnet. Dies bedeutet allerdings, daß sich das Flußbett damals nahe dem heutigen Niveau befunden haben muß. Vergleichbares über eine beträchtliche Erosionsphase dieser Zeit läßt sich ja auch z. T. in Europa beobachten. Wieder lösten die mächtigen, angeblich äolischen Sande der Bestach-Terrasse lebhaftere Diskussionen aus. Die spätere REM-Analyse ergab: starke äolische und fluviatile Komponente. Offenbar anfangs fluviatiles Material, später äolisch überarbeitet: kein hervortretender Einfluß solifluidaler Überformung. Nur etwas weiter im S befand sich das nächste Exkursionsziel, die Wanderdünen von Samyn-Kumach, gegenüber von Elanskoe: Mitten in der Taiga haben sich aus den Sanden der Bestach-Terrasse große Wanderdünen gebildet, die den Wald ertränken. In der Ferne waren an der Holzartenzusammensetzung ehemalige Waldbrandgebiete zu erkennen, die wohl auch die Ursache für die Entstehung des Wanderdüngeländes erkennen lassen. Der vorbeiziehende Sand, auf dem sich reichlich Wolfsfährten fanden, gab gerade ein altes Grab frei: Zwei Bronzeringe nahe den Handknochen lassen an Spuren einer alten Besiedlung denken, deren Nachweise im Jakutsker archäologischen Museum nachdenklich stimmen (neolithische Funde bis an das Eismeer!). Das Ufer war an diesem Exkursionspunkt derart flach, daß das große Motorschiff nicht anlegen konnte, sondern ein herbeibeordnetes kleines Forschungsboot sorgte für den Verkehr zwischen Schiff und Ufer. Hierdurch gab sich reichlich Zeit für ein ausgiebiges Bad nach der heißen Wanderung.

Die anschließende abendliche Fahrt weiter nach S, zu den Lenskie Stolby, den Lena-Säulen, wird allen Exkursionsteilnehmern unvergeßlich bleiben: Bei sinkender Sonne fuhr das Schiff vorsichtig an den zahlreichen Untiefen vor den säulen- oder burgförmig gestalterten Erosionsresten der kambrischen hellbraunen bis gelben Gesteine vorbei, die sich über 80 km flußauf erstrecken. Vollmond begleitete später die Scene, und ein höchst eindrucksvolles Gespräch, das ich mit einem der Besatzungsmitglieder geführt hatte, liegt mir in der Erinnerung: eine begeisterte Apotheose der landschaftlichen Schönheiten.

Nachts hatte der hervorragend sicher navigierende Kapitän ein elegantes Anlege-
manöver unter einer der Säulen durchgeführt, so daß wir am nächsten Morgen den für
die Exkursion sehr gut gesicherten, steilen Aufstieg auf das Kalkplateau oberhalb der
Säulen antreten konnten. Hier drehte es sich um die 150 m hoch gelegene Tabagin-
Terrasse: 0,5 m Restschotter aus Quarzen, Kieselschiefern und eigenartigen Silifikaten
machen den Rest des Schotterkörpers aus. Silifikate dieser Art werden aus weiter im S ge-
legenen Landschaften in z. T. recht mächtigen Schichtgliedern beschrieben. Die hangenden
Tone zeigen normale Magnetisierung und werden von Herrn MINYUK deshalb der Gauss-
Epoche zugeschrieben. Von hier oben bot sich nach S ein herrlicher Blick in das Mittel-
sibirische Bergland: Der in mehrere Arme aufgelöste Fluß durchschneidet das Kalkplateau,
dessen Karsterscheinungen manches geologische Rätsel angesichts des dortigen sehr alten
Dauerfrostes ($\geq 1\,000\,000$ Jahre: Vortrag von Herrn NEKRASOV in Jakutsk) aufgeben
dürften. Die Hochflächen werden von einem artenreichen Lärchenwald bedeckt; an den
Hängen gedeiht in N-, z. T. auch in S-Exposition Kiefernwald; *Picea obovata* aber
folgt den kleineren Zuflüssen der Lena, dicht am Wasserlauf. Steile Felsen werden wieder
von Felssteppen bedeckt, Felssteppen auf Dauerfrost! Am gegenseitigen Ufer der Lena

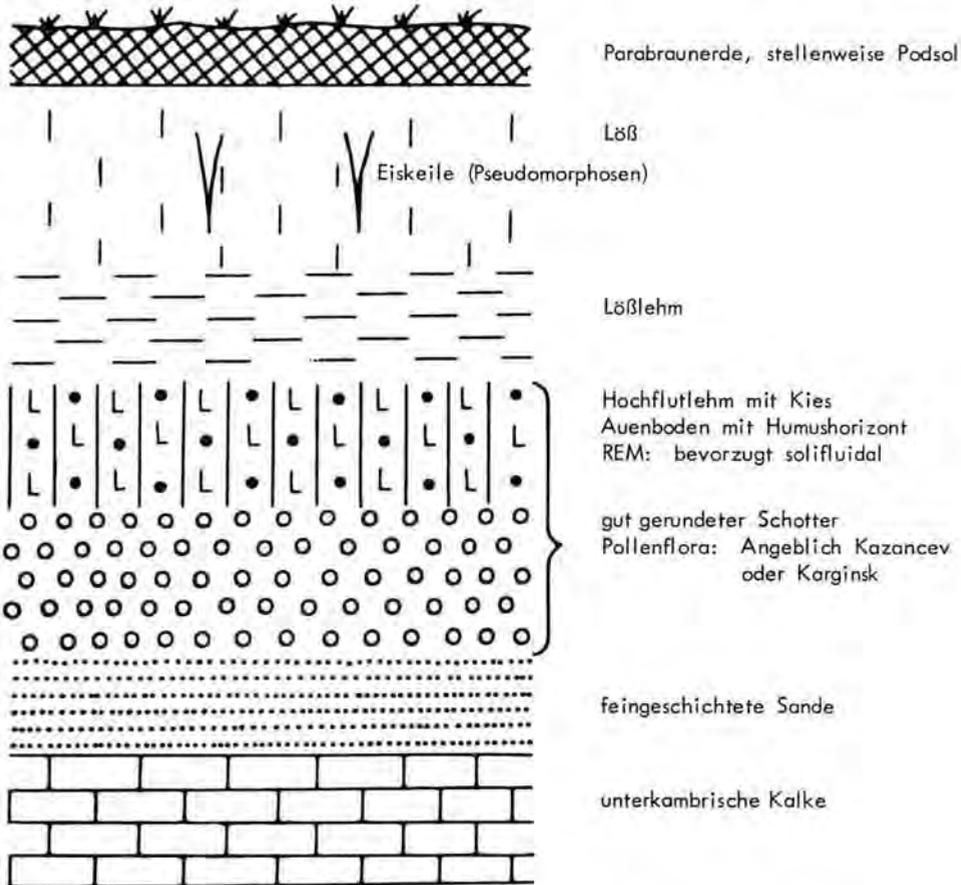


Abb. 1: Aufschluß an der Lena bei Bulgunnjachtach (unmaßstäblich), nach Beobachtungen von Prof. SEMMEL, Dr. BIBUS und mir: Pokrovsk-Terrasse.

waren in der Ferne die Einkerbungen sandiger Terrassen infolge ausschmelzender Eiskeile zu sehen!

Das Schiff drehte um und nahm wieder Kurs auf Jakutsk. Ein letzter Aufschluß galt der Pokrovsk-Terrasse, bei Bulgunnjachtach. Hier stehen über den cambrischen Karbonaten, 8—9 m über dem Fluß, Schotter an, die u. a. Knochen von *Mammontheus sp.*, *Bison sp.* und *Equus caballus* führen. Diese Schicht wird von angeblich fluviatilen, vom Frost beeinflussten Feinsanden bedeckt. REM-Analyse: im wesentlichen solifluidales Material, nur schwach fluviatil bearbeitet, z. T. auch äolisch gerundet. Reiche Mineralneubildungen verweisen auf eine Bodenbildung. Sie ergab sich auch bei näherer Inspektion des Profils (Abb. 1).

Während der Weiterfahrt hatten sich alle Teilnehmer zu einem Abschiedsabend zusammengesetzt. Abermals hatte die Küche — sonst ganz ungewöhnliche — Kostbarkeiten bereitgestellt, und es gab reichlich Gelegenheiten zu guten Gesprächen.

Der letzte Exkursionstag (30. 7.) diente dem Besuch des Gefrornis-Instituts der Akademie der Wissenschaften in Jakutsk, sowie mehrerer Museen. Hierbei konnte der Reichtum der geologischen Sammlungen nur erstaunen, aber auch das Museum einheimischer Kunst zeigte interessantes Material. Früher als ursprünglich geplant, erfolgte der Abflug der Ausländer nach Moskau. Es fiel schwer, sich nach den Weiten und der Ruhe der jakutischen Landschaften in Moskau einzuleben.

Die unter der wissenschaftlichen Leitung von Herrn Prof. Dr. M. N. ALEKSEEV stehende Exkursion, die durch die intensive Hilfe der Drs. KAMALETDINOV, KATASONOV, KOLPAKOV, MINYUK, besonders aber auch durch Dr. FRADKIN, einen umfassenden Überblick über wichtige Ansichten sowjetischer Kollegen zur Quartärgeologie des Exkursionsgebietes geliefert hatte, war hervorragend vorbereitet und durchgeführt worden. Beachtlich die Hilfen im Gelände: Treppen, Seilsicherungen, Kontrollen, daß keiner in den weiten Wäldern verloren gehe. Ebenso beachtlich aber auch der ungezwungene, freie Ton des wissenschaftlichen und menschlichen Gesprächs während der gesamten Exkursion. Sie wurden besonders dadurch gefördert, daß 4 Dolmetscher für die Verständigung sorgten: Deutsch- und Englischlehrer, die sicher bei den oft recht lebhaften Diskussionen manchmal in Nöte geraten sein dürften, denn die wissenschaftliche Terminologie bereitet bei dem schnellen Rede- und Antwortspiel doch manche Schwierigkeiten.

Die Teilnehmer der Exkursion haben allen Grund, dankbar zu sein.

XI. INQUA-Kongreß Moskau

Bericht über die Exkursion C-1 vom 10. – 14. 8. 1982

Moskau und Umgebung (Moscow Vicinity)

JÜRGEN EHLERS & KLAUS-DIETER MEYER *)

Thema: Quaternary geology, geomorphology, and paleogeography of the Russian Plain.

Leitung: Y. M. VASILYEV (Akademy of Sciences, Geological Institute), S. L. BRESLAV (Ministry of Geology, Center Geology), I. A. MAKARICHEVA / Moskow State University, Museum of Earth's Sciences), A. A. NOSOV (city Dmitrov).

Die Moskauer Umgebung (Podmoskowje) ist ein Schlüsselgebiet zum Verständnis der russischen Pleistozän-Stratigraphie. Leider wurden auf der fünftägigen Exkursion nur wenige gute Aufschlüsse vorgeführt; mehrere Punkte aus dem ohnehin knappen Programm wurden gestrichen. Dafür wurden kulturhistorisch zweifellos wertvolle Kirchen, Schlösser, Museen und Denkmäler in reicher Auswahl präsentiert, was zwar sehr interessant, aber kaum Zweck der Exkursion war. Dem reichhaltigen Kulturprogramm standen 8 Aufschlüsse gegenüber (Nr. 1—8 in Abb. 1).

1. Tag

Der einzige Aufschluß des Tages war eine stark verfallene Kiesgrube bei Dmitrov (ca. 70 km nördlich von Moskau). Während die vom Geologie-Ministerium der UdSSR herausgegebene „Karte der quartären Ablagerungen im europäischen Teil der Sowjetunion und angrenzenden Gebieten“ (1971) die Grenze der Weichselvereisung bei Dubna darstellt (60 km NNW von Dmitrov), wird nach neueren Untersuchungsergebnissen ein Eisvorstoß bis nach Dmitrov angenommen (s. Abb. 1).

Ein Schurf im Grubengelände zeigte über humosen Sanden einen mit ca. 30° einfallenden blättrigen, stark gepreßten Torf, der nach den Ergebnissen der Pollenanalyse ins Eem (Mikulino) zu stellen ist. Das Einfallen des Torfes wurde auf Stauchung durch die postulierte Gletscherzunge der Weichsel-Vereisung (Waldai) zurückgeführt. Die Hangendschichten waren abgetragen. — Die Lagerungsverhältnisse wären auch durch Sackung oder Rutschung erklärbar.

In einer Grubenwand war Torf der Eem-Warmzeit (Mikulino) in nahezu ungestörter Lagerung aufgeschlossen. Er wurde von Geschiebelehm-Material überlagert, das von den Exkursionsführern als Weichsel-Moräne (Waldai) angesprochen wurde. Es könnte sich jedoch auch um eine fließerdeartige Hohlform-Füllung handeln. Lateral scheint sich diese obere „Moräne“ mit der den Torf unterlagernden Moräne zu verzahnen. Gegen eine Deutung der oberen „Moräne“ als Weichsel-Moräne spricht die völlige Entkalkung und starke Bleichung des über 3 m mächtigen Materials. Eine sichere Deutung der Lagerungsverhältnisse war jedoch wegen des verfallenen Zustandes der Grube und wegen des Fehlens einer guten Profilaufnahme nicht möglich. Aufgeschlossen war in der Grube ferner rotbrauner, toniger Geschiebemergel der Moskauer-Vereisung, die mit dem Warthe-Stadium der Saale-Vereisung parallelisiert wird. Überlagert wurde die Grundmoräne von

*) Anschrift der Autoren: Dr. J. Ehlers, Geologisches Landesamt Hamburg, Oberstr. 88, D-2000 Hamburg 13; Dr. K.-D. Meyer, Direktor u. Professor, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, D-3000 Hannover 51, Stilleweg 2.

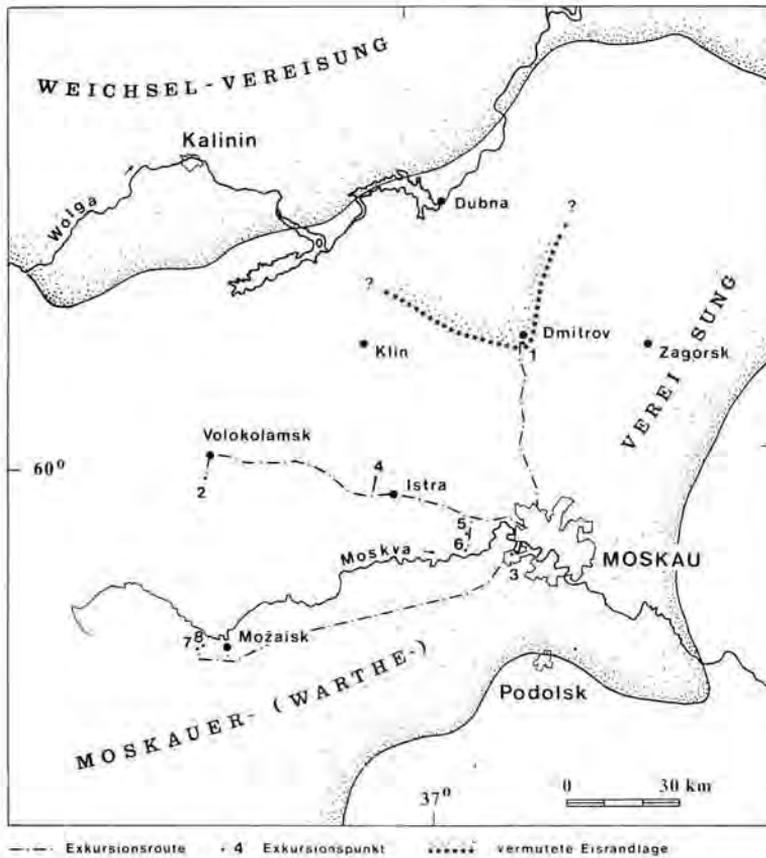


Abb. 1: Übersichtskarte. Die Numerierung der Exkursionspunkte entspricht den Angaben im Text.

mehrere Meter mächtigen kiesigen Schmelzwassersanden. Auffällig waren die häufigen devonischen Dolomite, die aus dem Old Red-Gebiet um Leningrad stammen. Nähere Angaben über Lithologie, Geschiebeführung und Struktur waren nicht zu erhalten.

Die Moskauer Vereisung soll sich im Exkursionsgebiet in 2 Phasen untergliedern lassen. In Grundmoräne eingeschlossene humose Sedimente sollen ein Intra-Moskau-Interstadial repräsentieren; wegen des Schollencharakters ist jedoch auch ein höheres Alter möglich. Über Verbreitung, Position, Verwitterung usw. dieses angeblichen Intra-Moskauer-Interstadials war nichts zu erfahren.

Fazit: Ergänzend zu den guten Pollenanalysen hätte man sich Profilaufnahmen gewünscht, welche die Einbindung in die Stratigraphie ermöglicht hätten. Vermißt wurden geologische Karten; ohne diese war die Situation etwas unübersichtlich.

Nachmittags: Kreml von Dmitrov samt Kirche und Museum, die Altstadt sowie ein Kriegsmahnmahl.

2. Tag

2. Aufschluß

Ziegeleitongruben ca. 5 km S Volokolamsk, 1,5 km S der Station.

Die Ziegelei baut in ca. 3 m tiefen Gruben Beckentone ab, welche Depressionen in einer Grundmoränenfläche einnehmen. Die reliefbildende Moräne selbst war in der Grube nur schlecht zu sehen, sie soll der Moskauer Vereisung angehören. Der darüber folgende, teilweise gebänderte Beckenton führt v. a. in tieferen Bereichen Grobmaterial; seine rötlich-braune Farbe rührt von der gleichfarbenen Grundmoräne her, die ihre Farbe wiederum aufgenommenem Old Red-Material verdankt. In dem überlagerten Beckenton war ein Kryoturbaionshorizont mit Frostspalten ausgebildet, teilweise erinnerten die Formen mehr an Belastungsstrukturen.

Nachmittags: Besichtigung des Kreml von Volokolamsk und des Klosters von Istra. Rückfahrt nach Moskau.

3. Tag

3. Aufschluß

In den westlichen Außenbezirken der Stadt bei Mnevnik am Steilufer der Moskva ist in einem seitlichen Gully über Sanden und dünnen Schlufflagen ein 1/2-m mächtiges Torflager aufgeschlossen, welches dem Mikulino-(Eem) Interglazial angehört. Überlagert wird es von fluviatilen Sanden, die zur zweiten Terrasse der Moskva (26 m-Terrasse) gestellt werden. Die höhere I-Terrasse war nicht entwickelt und soll nur schmale Leisten bilden. Am westlichen Stadtrand von Moskau wurde vom Autobahnring aus das Profil einer verschütteten Sandgrube erläutert. Zwei Grundmoränen (Moskau und Dnjepr) sollen von Ablagerungen des Likhvin-(-Holstein) Interglazials unterlagert sein.

4. Aufschluß

In einer Tongrube bei Istra wurden unter einer 1/2-m mächtigen Moskauer Grundmoräne Schmelzwassersande gezeigt, überlagert von Beckentonen. Der Moränencharakter war nicht zweifelsfrei; angebliche Stauchungen an der Basis könnten auch durch Rutschung hervorgerufen sein.

Nachmittags: Schloß Archangelskoje.

5. Aufschluß

Bei Gluchovo wurde das Profil einer stark verfallenen Sandgrube gezeigt, angelegt auf Hochterrasse bzw. einem Talsander der Moskauer Vereisung. Das spärliche Profil zeigte vermutlich kryoturba gestörte Lehmreste (? Grundmoräne) über Schmelzwassersanden mit Bt-Bändern, einem normalen Geestprofil der Lüneburger Heide vergleichbar.

6. Aufschluß

Bei Alexandrova wurde in einer aufgelassenen Sandgrube ein Profil der 20-m-Terrasse der Moskva vorgeführt. Unter ca. 1 m starker kiesiger Deckschicht standen geschichtete, typische Terrassensande an. An der Grubensohle war in Resten die Dnjepr-Moräne sichtbar.

4. Tag

7. Aufschluß

Am Steilufer des Koloch — eines Nebenflusses der Moskva — bei Borodino (W Možaisk) war ein Profil erschürft worden (nicht identisch mit dem im Führer veröffentlichten). Unter einem ca. 1 m mächtigen Decklehm war ein ca. 2 m mächtiger rötlichbrauner Geschiebemergel der Moskauer Vereisung erschlossen; am Hangfuß ein bräunlicher Geschiebemergel der Dnjepr-Vereisung. Beide Grundmoränen sind durch ca. 2 m Sand- und Schlufflagen getrennt, in denen Forstspalten vorkommen. Pollenanalysen aus dem Schluff weisen auf eine Steppenflora hin; das postulierte Odinzovo-Interglazial läßt sich damit nicht belegen. Weitere Profile mit diesem angeblich Intra-Saale-Interglazial wurden nicht vorgeführt.

8. Aufschluß

Ca. 700 m flußabwärts wurde am Steilufer ein weiteres Profil mit einem lakustrinen Mikulino (=Eem)-Interglazial vorgeführt, eingemuldet in die Moskauer Moräne, die am Hangfuß als rötlichbrauner Geschiebemergel herauskam. Pollenanalytisch gut bearbeitete Profile in eindeutiger Position wie dieses und andere Mikulino-Interglaziale sind für das Odinzovo offenbar im Moskauer Raum nicht vorzeigbar. Auch in den nach Abschluß der Exkursion am 5. Tag in der Universität Moskau gezeigten Bohrkernen konnte kein sicheres Odinzovo gezeigt werden. Die für die Pleistozän-Stratigraphie in Mitteleuropa so wichtige Frage nach der Existenz einer Intra-Saale-Warmzeit muß daher nach den vorgeführten Daten verneint werden.

Nachmittags: Schlachtfeld von Borodino (mit Museum).

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	33	173—175 1. Tab.	<i>Hannover 1983</i>
----------------------------------	----	--------------------	----------------------

XI. INQUA-Kongreß Moskau

Bericht über die Exkursion C-4 vom 10. – 20. 8. 1982

Südlicher Teil der Sowjetrepublik Karelien

GERHARD LINKE & HINRICH BÄSEMANN *

1.

Ziel dieser 10tägigen Exkursion war die Demonstration jungpleistozäner Moränen, mariner Interglazial-Sedimente (Eem-Äquivalent) und weichsel-interstadialer lakustriner Ablagerungen. Außerdem sollten weichsel-spätglaziale bis holozäne Küstenlinien (Terrassen) im SE-Hebungsbereich des skandinavischen Vereisungsareals zwischen Ostsee und Weißem Meer sowie das glazialmorphologische Inventar der Region vorgeführt werden.

Leider blieben wegen der sehr zeitraubenden An- und Abreise mit umfangreichen touristischen Unterbrechungen für das geologische Programm ganze 4½ Tage übrig. Ein anderer Nachteil dieser Exkursion war der Umstand, daß das Programm von einem zentralen Standort, der Landeshauptstadt Petrozavodsk, aus absolviert wurde. Dadurch war keine Möglichkeit gegeben, auf einem Eisrand-normalen Schnitt Anschluß an die in sowjetisch Karelien sich fortsetzenden Eisrandstadien Salpausselkä I und II zu gewinnen.

2.

Das Exkursionsgebiet liegt im W und NW des Onega-Sees. Tektonisch handelt es sich um die Depressionszone im Grenzbereich Baltischer Schild/Russische Plattform (EKMAN et al 1981). Die quartären Ablagerungen werden überwiegend von archaischen und proterozoischen Gesteinen unterlagert, ganz im S Kareliens auch von paläozoischen Sedimenten.

Am ersten Programmtag wurde das präkambrische Basement vorgestellt, an drei weiteren Tagen standen die quartärgeologischen Aspekte im Mittelpunkt. Der letzte Tag diente der Demonstration von Bohrkernen und auf einem kurzen Spaziergang im Stadtgebiet von Petrozavodsk der Demonstration der angekündigten alten Ostsee-Terrassen.

Präkambrisches Basement

Der Onega-See stellt die heutige Erscheinungsform eines großen Grabensystems am SE-Rand des Baltischen Schildes dar. Dies entstand wahrscheinlich im späten Präkambrium. Tektonische Bewegungen setzen sich bis ins Quartär fort. NW von Petrozavodsk erreicht die Mächtigkeit der quartären Ablagerungen in der Depression maximale 150 m. Unterlagert wird das Quartär von Graniten, Gneisen, Gabbros usw. der Kareliden (1,7 bis 2 x 10⁹a). In einzelnen Senken der Kareliden erhielten sich auch Sedimentär-gesteine; vorgeführt wurde ein fraglicher Stromatolith bei Pyalozero.

Quartäre Ablagerungen

Als älteste Schichten treten in den tektonischen Senken fluviale-lakustrine schluffige Feinsande auf, die bisher noch nicht sicher stratigraphisch eingeordnet werden können.

Die hangenden Geschiebelehme werden durch die zwischengelagerten warmzeitlichen Sedimente über deren organogenen Inhalt gegliedert. Das Likhvin-Interglazial (Holstein-

*) Anschriften der Autoren: Dr. H. B ä s e m a n n, Dr. G. L i n k e, Geologisches Landesamt Hamburg, Oberstr. 88, D-2000 Hamburg 13.

Tab. 1: Stratigraphisches Schema des Quartärs der Karelischen ASSR.

Unified scheme of European part of USSR (1964)			Karelian ASSR
	Super-horizon	Horizon	Glaciation and Interglaciation, stade and interstade
QVI		Recent	Holocene (postglacial)
Upper Quaternary QIII	Waldayan	Ostashkovian	Salpausselkya II Late Salpausselkya I Dryas Alleröd Neva stade, middle Dryas Bölling (?) Luga stade, Early Dryas Onegoozersk interstade Krestetsk stade Interstade (?) Wepsovo (Maximum) stade
		Mologo-Sheksninian	Mologo-Sheksna (Middle Walday) Interglaciation
		Kalininian	Kalinin (Lower Walday) Glaciation
	—	Mikulinian	Mikulino (Eem) Interglaciation
Middle Quaternary QII	Middle Russian	Moscovian	Moskva Glaciation
		Odintsovian	Odintsovo Interglaciation
		Dneprovian	Dnepr Glaciation
—	Likhvinian	Likhvin Interglaciation	
Lower Quaternary QI	—	Okan	Oka Glaciation
		Belovezhian	?
Neogene-Quaternary			Preglacial (Neogene-Quaternary?) deposits

Äquivalent) ist gekennzeichnet von *Picea sec.*, *Omorica*, *Pinus sec.*, *Strobus*, *Abies cf. firma*, *A. alba*, *Osmunda claytonia*, *O. cinnamomea*, *Azolla sp.*; das Odintsovo-Interglazial (Intra-Saale) von *Quinqueloculina arctica Cushman.*, *Asterigerina pulchella (Phleg.)*, *Elphidium ex gr. calvatum Cushman.*

Es folgen braune und seltener graue Geschiebelehne und -tone der Moscovian-Ver eisung mit Mächtigkeiten zwischen 6 und 30 m; ihr Verbreitungsgebiet ist der Süden Kareliens.

Das als Eem-Äquivalent angesehene Mikulinian wird hauptsächlich durch marine Ablagerungen repräsentiert. Lakustrine und fluviatile Sedimente kennt man vom Onega-Ladoga-Isthmus. Die Mächtigkeiten schwanken infolge der Erosion des nachfolgenden Glazials. In den marinen Schluffen und Feinsanden bei Petrozavdosk finden sich reichlich Mollusken (*Mytilus edulis* L., *Tellina baltica* L., *T. calcarea* Chemn., *Leda pernula* Mill., *Portlandia arctica* Grey), Foraminiferen (*Buccella* ex gr. *frigida*, *Elphidium subclavatum*, *E. ex gr. subarcticum*, *Cibicides* ex gr. *rotundatus*, *Protelphidium orbiculare*) und Diatomeen (*Actinopterychus areolatus*, *A. undulatus*, *Coscinodiscus oculus-iridis*, *Thalassiosira gravida*, *T. kryphyla*, *Coscinodiscus curvatulus*, *Coccoeneis scutellum*). Durch Pollen von *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia* und *Carpinus* ist klar der Interglazialcharakter eines Teils dieser Sedimentfolge belegt.

Die jüngste Vereisung des Quartärs, das Walday, wird wegen einer zwischengeschalteten Warmphase (Mologo-Sheksninian) dreifach gegliedert. Moränen und Warven-Tone des liegenden kaltzeitlichen Kalininian stehen nahe Petrozavdosk an. Autochthone lakustrine Sedimente, Torfe, Sapropele und Aleurithe (Schluffe) der Warmphase finden sich hier ebenfalls, heute in Höhen von 100 bis 130 m NN (Isostatische Hebung!). Glaziale, fluvioglaziale und glaziolakustrine Ablagerungen der hangenden Ostashkavian-Kaltphase bilden den größten Teil der Oberfläche Kareliens. Die Warmphase ist biostratigraphisch begründet und mittels ¹⁴C-Datierungen chronostratigraphisch auf den Zeitraum 50.000 bis 23.000 Jahre v. h. festgelegt. Die weitergehende stratigraphische Untergliederung der nachfolgenden jüngeren Kaltphase erfolgt meist auf geomorphologischer Basis. Man unterscheidet folgende Randlagen: Wepsovo, Krestetsk, Luzhsk, Neva und Salpaussälka I und II. Probleme bestehen noch bei der Konnektion mit den entsprechenden finnischen Äquivalenten.

Ein Großteil der besuchten Aufschlüsse wird dem Neva-Stadium zugeordnet. Das Exkursionsgebiet umfaßte südliche Teile des Onega-Lobus der fennoskandischen Eismasse und die zwischen-,lobaten“ Hochgebiete von Vokhtozersk-Veshkelsk. Von den vorgeführten Strukturen seien besonders eisrandnahe Deltaschüttungen und Glazial-Diapire hervorgehoben. Erstere ließen sich nicht immer eindeutig von anderen Schüttungsformen, z. B. Kames, unterscheiden. Glazialdiapirismus nimmt bei der Deutung zahlreicher Aufpressungsphänomene — auch im Gletschervorfeld — einen breiten Raum ein.

Schriftenverzeichnis

- EKMAN, I. M. & ILYIN, V. A. & LUKASHOV, A. D. (1981): Degradation of the late ice sheet on the territory of the Karelian ASSR. — In: GORBUNOV, G. I. (ed.): Glacial deposits and glacial history in Eastern Fennoscandia: 103—117; Apatity 1981.
- LUKASHOV, A. D. (1982): Guidebook for Excursions A-4, C-4, Karelia. — XI. INQUA-Congress, Moscow.
- ZARRINA, E. P., KRASNOV, J. J., SPIRIDONOVA, E. A. (1981): Detailed chronostratigraphic Scale of the late Pleistocene of the north-west and the centre of the Russian Plain. — In: GORBUNOV, G. I. (ed.): Glacial deposits and glacial history in Eastern Fennoscandia; Apatity 1981.

XI. INQUA-Kongreß Moskau

Bericht über die Exkursion C-5 vom 11. - 17. 8. 1982

Weißrußland

HANS-JÜRGEN STEPHAN *)

Die Exkursion dauerte sieben Tage, An- und Abreise zum Ausgangs- und Endpunkt Minsk nicht eingerechnet **).

Thema: Stratigraphie, Lithologie und Paläogeographie pleistozäner Formationen der glazialen Zone Weißrußlands.

Leitung: E. A. LEWKOW und R. A. SINOWA, unter Mitwirkung eines Stabes von Wissenschaftlern der Weißrussischen Akademie der Wissenschaften und der Universität von Minsk. Die Übersetzung der wissenschaftlichen Vorträge und Diskussionsbeiträge in das Englische übernahm V. K. LUKASCHEW.

Teilnehmer: 8 ausländische und etwa 30 sowjetische Wissenschaftler.

11. 8.: Die Fahrt ging von Minsk durch das Altmoränengebiet der Dnjepr-/Moskau-(= Saale)-Vereisung über Witebsk und Mogilew nach Gomel. Im durchfahrenen Gebiet liegen die quartären Sedimente mit Mächtigkeiten von einigen Zehnermetern bis wenigen hundert Metern vorwiegend auf Gesteinen des Devons. Die größeren Mächtigkeiten sind häufig an rinnenartige Depressionen gebunden, die sehr den elsterzeitlichen Rinnen Norddeutschlands ähneln.

12./13. 8.: In Aufschlüssen an Steilufern des Dnjepr bei Loew (1, Peredelki) und Cholmetsch (2, Dworez) konnten tertiäre und pleistozäne Ablagerungen studiert werden. An der Geländeoberfläche liegt dort verbreitet die rötlichbraune Dnjepr-Moräne (= ältere Saalemoräne). Die auffallende Färbung ist wahrscheinlich eine Folge der Oxidation des dolomitreichen Moränenmaterials, wobei aus dem Dolomit freigesetztes Eisen oxidiert wurde. Eine etwas tiefer liegende zweite Moränenbank wird der Oka (= Elster)-Eiszeit zugeordnet. Von Exkursionsmitgliedern wurde für diese Moräne im Aufschluß 1 auch eine Entstehung als dnjeprzeitlicher proglazialer Fließmergel für möglich gehalten und diskutiert.

In den bei Dworez (2) zwischen beiden Moränen eingeschalteten glazifluvialen Sedimenten gab es Anzeichen für ein periglaziales Klima, unter anderem Frostspalten. Verwitterungszonen oder organogene Absätze fehlten. Es wurden daher auch die Zugehörigkeit beider Moränen zu zwei Vorstößen derselben Eiszeit erwogen und die petrographische, insbesondere geschiebekundliche Unterscheidungsmöglichkeit der Moränen der Dnjepr- und Oka-Eiszeit diskutiert. Die Unterschiede scheinen in jenem Gebiet nicht so ausgeprägt zu sein, um damit eine sichere zeitliche Einordnung zu ermöglichen.

*) Anschrift des Autors: Dr. H.-J. Stephan, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mercatorstr. 7, Postfach 5049, 2300 Kiel 1.

**) Die Teilnahme am Kongreß in Moskau und der Exkursion wurde mir durch Kostenzuschüsse der Deutschen Forschungsgemeinschaft, des Auswärtigen Amtes und des Ministeriums für Wirtschaft und Verkehr des Landes Schleswig-Holstein ermöglicht. Ihnen sei an dieser Stelle gedankt.



14. 8.: Während einer Fahrtpause wurden die noch unpublizierten Bearbeitungsergebnisse von Bohrungen aus einem Gebiet südöstlich von Rjetchiza vorgeführt und erläutert. In einer der bereits angesprochenen rinnenartigen Senken, der Wedritsch-Rinne, liegt über einer Moräne und glazifluviatilen Sanden eine 20 m mächtige Sapropelit-Diatomit-Serie, durch zwischengeschaltete Sande zweigeteilt. Überlagert wird diese Schichtfolge von Ablagerungen der Dnjepr-Eiszeit. Die zeitliche Einordnung der organogenen Serie war noch unklar. Von den Bearbeitern wurde eine Zugehörigkeit des oberen Teils zum Lichwinian (= Holstein), des unteren wegen des hohen Anteils exotischer Florenelemente zum Cromerian vermutet, von Exkursionsteilnehmern z. T. aber auch bezweifelt. Die zwischengeschalteten Sande wurden sowohl als kaltzeitlich als auch als trocken-warmzeitlich diskutiert.

Die zweigeteilte Diatomitserie weist gewisse Verwandtschaften zur zweigeteilten Serie von Nižninski Row (3) auf, die man in einer Steilkante des Dnjepr-Hochufers nördlich von Schklow freigelegt hatte. Über die stratigraphische Stellung jener sicher warmzeitlichen Torfe und Mudden gehen die Meinungen der russischen Geologen stark auseinander. Die Folge wird sowohl als eine autochthone Seeablagerung in einer dnjepr-

zeitlichen Stauchmulde angesehen, überlagert von der zož(= moskau)zeitlichen Oberflächenmoräne (sie wäre dann intrasäulezeitlichen Alters), als auch für älter gehalten und als eine vom dnjeprzeitlichen Gletscher verschleppte Großscholle (< 40 m weit nachgewiesen) angesehen. Die Oberflächenmoräne gehörte im letzteren Fall in die Dnjepr-Eiszeit. Starke Stauchungserscheinungen waren seitlich, südwestlich des organogenen Komplexes in ungefähr gleicher Höhenlage zu beobachten. Bei unserer Besichtigung waren direkt unter der organogenen Folge Gefüge zu beobachten, die auf Gleitbewegungen schließen ließen. Nicht klar wurde, ob sie vielleicht schon vor der Ablagerung der organogenen Serie bestanden hatten. Eine Spalte, die die untere organogene Bank durchschlug, war mit sandig-schluffigem Material aus der die beiden organogenen Bänke trennenden Zwischenschicht gefüllt. Mitten darin saß ein Stein, ein weiterer im unteren Teil des organogenen Materials. Diskutiert wurden für diese Zwischenschicht eine kaltzeitliche Bildung, aber auch eine Bildung während der glazialen Verschleppung.

Entscheidend für die zeitliche Einstufung der organogenen Serie scheint die eindeutige zeitliche Einstufung der hangenden Oberflächenmoräne zu sein. Für ihre Zuordnung zur postdnjeprzeitlichen Sož(Moskau)-Phase wurden keine überzeugenden Gründe angeführt.

Neben den Aufgrabungen wurden Bohrkerne vorgeführt, die eine noch tiefer hinreichende komplexe Moränenfolge dokumentierten. In der gesamten Abfolge gibt es vier verschiedene Moränen.

15. 8.: Nördlich von Schklow wurde eine Stauchstruktur mit dnjeprzeitlichen Moränenbänken vorgeführt (4). Die Stauchung erfolgte seitlich zur Vorstoßrichtung des Eises, eine Erscheinung, die man auch in Norddeutschland häufiger beobachten kann. Es wird eine Blockbewegung der stauenden Gletscherfront angenommen.

Die Weiterfahrt nach Norden wurde unterbrochen, um im Dorf Lewki das Haus des weißrussischen Nationaldichters Janka Kupala (1882—1941) zu besichtigen.

Nahe Orscha und nur etwa 5 km südlich des waldai(weichsel)zeitlichen Gletscherlandes gelegen (5), wurde eines der nördlichsten Vorkommen mit jungpleistozänen, frühwaldaizeitlichen Lößablagerungen gezeigt. Sie sind in den südlich gelegenen Alt-moränengebieten weit verbreitet.

16. 8.: In der Umgebung von Witebsk (6,7) wurden zwei Dolomittagebaue besucht. Über den Aufragungen devonischer Gesteine sind mehrere Moränen vorhanden (oka-, dnjepr- und waldaizeitliche), zwischen denen organogene Ablagerungen des Lichwin(Holstein)- und des Mikulino(Eem)-Interglazials und schwach ausgebildete interstadiale Ablagerungen vorkommen. Sie sind von den jeweils jüngeren Gletschern unterschiedlich stark zerschert, bewegt und erodiert worden, teilweise (7, Lichwin bei Ruba) vorher auch periglazial gestört worden.

17. 8.: Am Steilufer des Kasplja-Flusses bei Schapurowo (8) wurde ein freigegrabenes Profil vorgeführt. Über nicht aufgeschlossener dnjeprzeitlicher Moräne liegt eine schluffig-sandige Serie mit überwiegend lößartigem Material. Eingeschaltet sind mehrfach dünne humose Lagen oder Lagen mit Pflanzendetritus, außerdem eine in Einzellinsen zerlegte torfige Lage. Altersbestimmungen in diesem Material haben ^{14}C -Alter von etwa 36 000 bis 22 000 ergeben. Die Insektenfauna soll für eine waldlose Tundra sprechen.

Hangend lagert die bis 20 m mächtige Waldai-Moräne, darüber folgen glazifluviatile und glazilimnische Ablagerungen. Die jüngsten Lagen mit Pflanzenresten unterhalb der Waldai-Moräne ergaben einheitlich ^{14}C -Alter um 17 000, womit belegt wird, daß das waldai(weichsel)zeitliche Inlandeis Weißrußland erst nach 17 000 v. h. erreicht haben kann.

Als allgemeiner Eindruck zu dieser Exkursion muß die hervorragende Vorbereitung und Führung herausgestellt werden. Die Aufschlüsse waren mit sehr großem Zeitaufwand freigelegt, präpariert und zugänglich gemacht worden. Die gesamte Breite der jeweiligen Problematik und der wissenschaftlichen Bearbeitungen, u. a. hinsichtlich Paläogeographie, Lithologie, Lithogenese, Geochemie, Fauna, Flora, Paläomagnetik, ^{14}C -Analysen wurde von den wissenschaftlichen Bearbeitern ausführlich vorgetragen. Hervorzuheben ist die sehr freimütige Diskussion auch kontroverser Ansichten, ferner die persönliche Einsatzbereitschaft und Hilfsbereitschaft der an der Exkursionsdurchführung beteiligten Wissenschaftler und der für die ausländischen Teilnehmer verantwortlichen Gruppenleiterin von INTOURIST. Dies und die freundliche, ja herzliche Atmosphäre ließen diese Exkursion zu einem Erlebnis und großen Erfolg werden.

Eiszeitalter u. Gegenwart	33	181—187 4 Abb.	Hannover 1983
---------------------------	----	-------------------	---------------

XI. INQUA-Kongreß Moskau Bericht über die Exkursion C-6 vom 10. – 17. 8. 1982 Ukraine

KARL ALBERT HABBE *)

Die Exkursion zählte zu den Post-Congress Excursions. Sie war von der Akademie der Wissenschaften der Ukrainischen SSR vorbereitet worden, die Gesamtleitung hatte P. F. GOSCHIK. Für die notwendigen Übersetzungen vom Russischen ins Englische sorgte vorbildlich J. P. NEKRUTENKO. Die technische Abwicklung lag in den Händen des staatlichen Reisebüros Intourist. An der Exkursion nahmen neben einer Anzahl russischer Kollegen 11 ausländische Wissenschaftler aus 6 Ländern teil.

Die ausländischen Teilnehmer trafen am Nachmittag des 10. August — mit dem Flugzeug aus Moskau kommend — in Kiew ein und absolvierten sogleich die obligatorische Stadtrundfahrt, bei der einige stadtgeographisch und historisch wichtige Punkte des nach dem 2. Weltkrieg großzügig wiederaufgebauten Kiew gezeigt wurden.

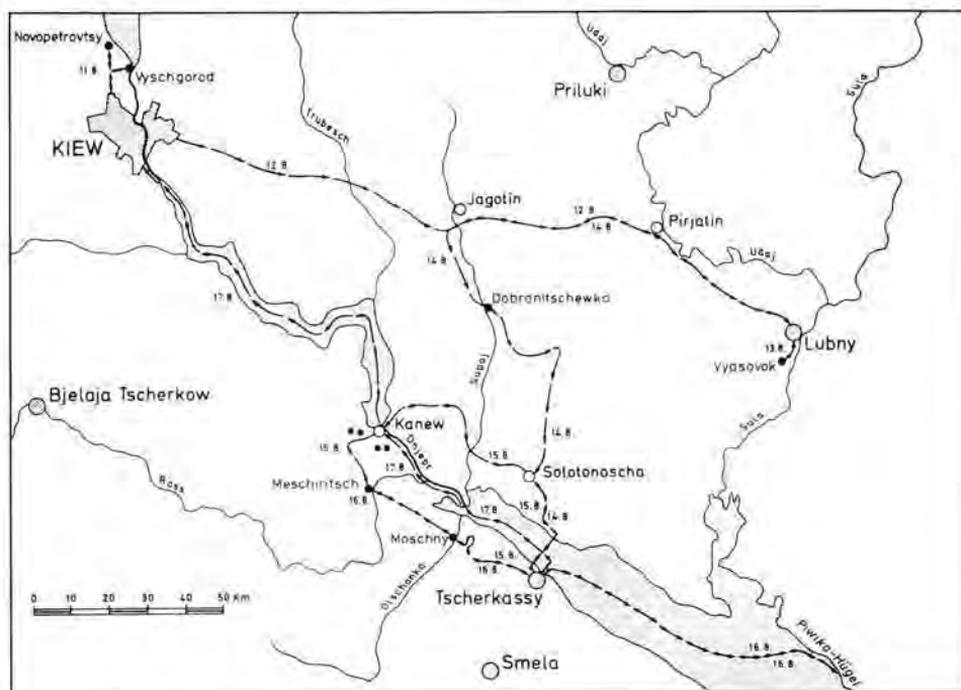


Abb. 1: Route der Exkursion C-6 in der Ukraine.

Anschrift des Autors: Prof. Dr. K. A. Habbe, Institut für Geographie der Universität Erlangen-Nürnberg, Kochstr. 4, D-8520 Erlangen.

Am 11. August wurden die Exkursionsteilnehmer in den Räumen des Geologischen Instituts der Akademie der Wissenschaften offiziell begrüßt und das Exkursionsprogramm — das gegenüber dem gedruckten Exkursionsführer einige Änderungen aufwies — kurz erläutert. Anschließend fuhr man zu zwei Aufschlüssen am Kiewer Dnjepr-Stausee nördlich der Stadt. Die Route führte über die Terrassenflächen des rechtsseitigen Dnjepr-Hochufers, die teils aus Grundmoräne, teil aus (glazi-)fluvialen Sedimenten bestehen und stellenweise von einer geringmächtigen Lößdecke („Lößinseln“) bedeckt sind. Das Liegende der quartären Sedimente (hier: Tertiär) streicht in den zahlreichen, zum

Chronological scale		Paleogeographical horizons		Age thousand years	Duration thousand years	
Period system	Principal subdivisions	Stratigraphical horizons				
		Names	Symbols			
Anthropogene (An) or Quaternary (Q)	Recent Q _{IV} Late (Upper) Anthropogene Upper An ₃ (Q _{III}) Quaternary deposits	Holocene (s)	hl	10	10	
		Prichernomorje (l)	pc	22	12	
		Dofinovka (s)	df	30	8	
		Bug (l)	bg	50	20	
		Vitachev (s)	vt	60	10	
		Q _{III}	Uday (l)	ud	70	10
	Middle Anthropogene Quaternary deposits	Middle An ₂ (Q _{II})	Priluky (s)	pl	100	30
			Tyasmin (l)	ts	115	15
			Kaydak (s)	kd	175	60
			Dnieper (m) (s) (l)	dn	250	75
Q _{II} Early (Lower) Anthropogene An ₁ (Q _I)		Zavadovka (s)	zv	370	120	
		Tiligul (l)	tl	470	100	
		Lubny (s)	lb	650	180	
		Sula (l)	sl	700	50	
Neogene (N) Pliocene (N ₂)	Lower Quaternary deposits Q ₁	Martonosha (s)	mr	920	220	
		Priazovye (l)	pr	1000	80	
	Late (Upper) N ₂		Shirokino (s)	sh	1290	290
			Ilyichevsk (s)	il	1400	110
			Kryzhanovian (s)	kr	1610	210
			Berezan	br	1900	290
			Beregovo	bv	2430	530
		Siver	sv	2640	210	
	Middle N ₂		Bogdanov	bd	2820	180
			Kizlyar	kz	2910	90
			Yarkov	jr	3110	200
			Aidar	aj	3320	210
			Sevastopol	st	3790	470
			Oskol	os	3990	200
	Early (Lower) N ₂		Lyubimovka	lm	4140	150
			Salgir	sg	4240	100
Ivanovsk			iv	4650	410	
Belbek			bl			
Novorossiysk substage of the Pontusian stage						

Abb. 2: Stratigraphie des jüngeren Känozoikums im südlichen Teil des Europäischen Territoriums der UdSSR (aus VEKLIČ 1979, ergänzt). s = soil, l = loess, m = moraine.

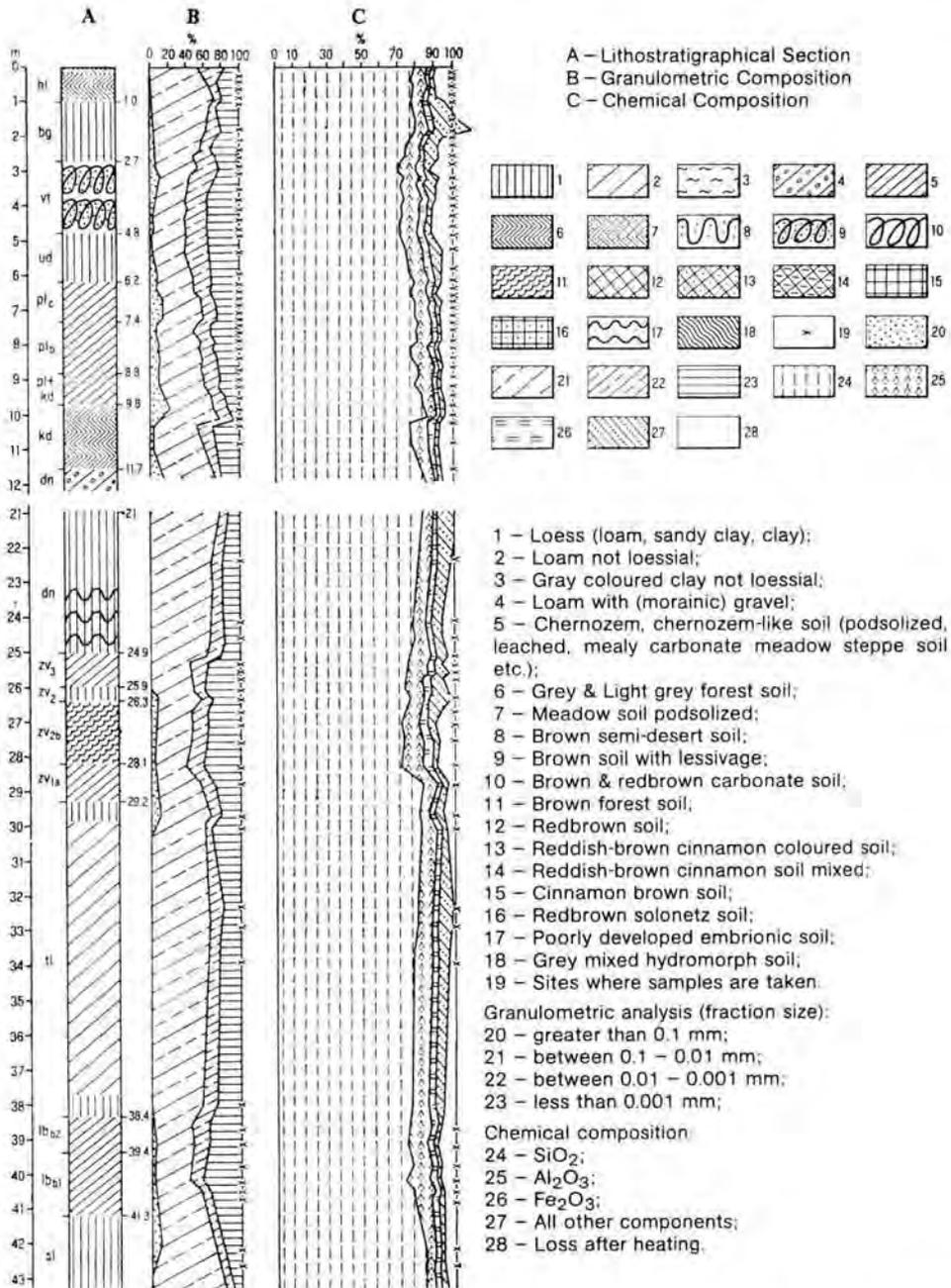


Abb. 3: Das Lößprofil von Vyasovok bei Lubny (aus VEKLICH 1979, ergänzt). Anmerkung: Die lithostratigraphischen Einheiten 3, 7, 8, 10, 12, 13, 14, 15, 16, 18 kommen im Profil Vyasovok nicht vor.

Dnjepr hinabziehenden Bachschluchten vielfach zu Tage aus. Der an der Mündung der Glubokij-Schlucht gelegene Aufschluß Vyschgorod (s. Abb. 1) ist ein typisches Beispiel für die Lagerungsverhältnisse und die — für Außenstehende zunächst überraschende — geringe Mächtigkeit der quartären Ablagerungen. Unter etwa 0,5 m — wohl letztkaltzeitlichen — Sanden liegt hier — bergwärts in der Mächtigkeit abnehmend — etwa 3 m Grundmoräne mit bis kopfgroßen Geschieben und wechselnder Zusammensetzung des Feinkorns (teils sandig, teils lehmig-tonig). Stellenweise — insbesondere an der Basis — sind Sandschmitzen und -keile eingeschuppt. Von oben her reichen sandgefüllte Eiskeile bis etwa 1 m tief in die Grundmoräne hinein. Die Basis der Grundmoräne ist scharf gegen das Liegende abgesetzt: 3,5 m „submoränische“ Tone, Sande und Lehme, die durch Eisschub kräftig gestört sind. Grundmoräne und Submoränikum zusammen repräsentieren die Dnjepr-Vereisung (= Drenthe-Vorstöß der Saale-Eiszeit). Das Liegende der vorletztkaltzeitlichen Ablagerungen bilden pliozäne Tone. — Der Aufschluß Novopetrovtsy (s. Abb. 1) am Steilufer über dem Stausee ist eine der Typlokalitäten für das Tertiär der nördlichen Ukraine. Er steht als Naturdenkmal unter staatlichem Schutz. Eindrucksvoll zeigt er die insgesamt etwa 40 m mächtige Schichtfolge vom Obereozän (Kiew-Serie) über Unter- und Mitteloligozän (Charkow-Serie), Oberoligozän, Unter- und Mittelmiozän (Poltawa-Serie) bis ins Obermiozän und Unterpliozän. Die Poltawa-Serie führt dünne Braunkohlenflöze, die Charkow-Serie etwas Bernstein. — Der Nachmittag des ersten Exkursionstages diente der Besichtigung einer Gedenkstätte für den bei Novopetrovtsy erfolgten Übergang der russischen Truppen über den Dnjepr im Herbst 1943, der später zur Rückeroberung von Kiew führte.

Der 12. August war ein Fahrtag. Der Vormittag stand (noch in Kiew) zur freien Verfügung der Teilnehmer, außerdem war Gelegenheit zu Einkäufen gegeben. Nachmittags ging es über die breiten Terrassenflächen der nördlichen Ukraine auf der Charkower Autobahn nach Lubny.

Der 13. August diente der Demonstration des — dicht südlich Lubny in zwei kurzen Seitenschluchten („provalli“) am westlichen Steilufer der Sula aufgeschlossenen — Lößprofils Vyasovok (s. Abb. 1 und 3) durch M. F. VEKLITSCH. Der Löß ist hier über 40 m mächtig, in dieser Gegend ein Durchschnittswert. Gegen den Profilfuß bei 65 m unter Flur (in Abb. 3 nicht erfaßt) geht die Schichtfolge zunehmend in teils feinsandige, teils mehr tonige Ablagerungen eher limnischen Charakters über, die jedoch jeweils durch teilweise sehr mächtige Böden bzw. Bodensedimente voneinander getrennt sind. Eine wichtige Zeitmarke bildet die Dnjepr-Moräne bei 12—19 m Profiltiefe. Das hervorragend präparierte und durchgängig zugängliche Profil zeigte eine Wechselfolge von Lössen und Lößböden, die im Rahmen eines großzügigen, etwa 70 große Lößprofile in der ganzen Ukraine umfassenden Forschungsprogramms nicht nur mit allen gängigen Methoden gründlich untersucht, sondern auch paläomagnetisch datiert wurde. Die Brunhes-Matuyama-Grenze liegt danach an der Basis des Sula-Lösses bei 47 m Profiltiefe. Gegenüber den Standardprofilen des Ukrainischen Lösses (s. Abb. 2) fehlt in Vyasovok der Dofinovka-Boden (der dem Stillfried B entspricht), insofern läßt sich auch der hochglaziale Prichernomorye-Löß nicht abtrennen. Außerdem ist der Tyasmin-Löß nicht identifizierbar, — er ist offenbar in dem mächtigen Priluky-Boden aufgegangen (der dem Eem-Interglazial entspricht).

Die sehr lebhaft diskutierte Aufschlußbefunde konzentrierte sich insbesondere auf die folgenden Punkte: 1. Die verschiedenen fossilen Böden, die vor allem im oberen Profileil die unverwitterten Lössen an Mächtigkeit übertreffen, zeichnen sich durch sehr unterschiedliche Farben und entsprechenden Chemismus aus, und es lassen sich 2. häufig

mehrere Bodenbildungsphasen innerhalb eines Bodenkomplexes unterscheiden, — was beides auf stark wechselnde Bildungsbedingungen hinweist. 3. nimmt die Mächtigkeit der Lößlagen — anders als in Mitteleuropa — nach oben hin ab, so daß etwa der früh-letztglaziale Uday-Löß einschließlich des dem Brörup entsprechenden Vitachev-Bodens mächtiger ist als der hochglaziale Bug-Löß mit dem holozänen grauen Waldboden darüber. Daraus müßte man auf eine gegenüber Mitteleuropa grundsätzlich andere Klimaentwicklung während der letzten Kaltzeit schließen. 4. Die schon mit dem Tiligul-„Löß“ einsetzende, nach unten zunehmende Einschaltung deutlich geschichteter lakustriner Sedimente setzt gegenüber heute völlig andere Geländebeziehungen voraus. 5. Die Quartärbasis ist hier stratigraphisch nicht eindeutig bestimmbar, die Korrelierung mit anderen Pleistozängliedern für das ältere Pleistozän außerordentlich schwierig. Die Anbindung an die alpine Kaltzeitgliederung, wie sie von den ukrainischen Gastgebern vorgeschlagen wurde, stimmt für die unteren Profilabschnitte (Zavadovka = Mindel-Riß, Priazovye-Tiligul = Mindel, Shirokino = Günz-Mindel, Ilyichevsk = Günz 3, Kryzhanov = Günz 2—3) jedenfalls nicht mit den paläomagnetischen Daten überein.

Der 14. August war wieder im wesentlichen ein Fahrttag, er führte von Lubny nach Tscherkassy. Nach dem Besuch einer großen Ziegeleigrube bei Jagotin, bei der nochmals die Überlagerung der Dnjepr-Moräne durch den — hier nur etwa 6 m mächtigen — letztkaltzeitlichen Löß (mit schönem Tschernosem-Profil) gezeigt wurde, konzentrierte sich das wissenschaftliche Interesse auf das kleine Museum von Dobranitschewka, wo die Ausgrabungsreste einer jungpaläolithischen Mammutjägerstation besichtigt wurden. Die seit 1952 laufenden und 1975 abgeschlossenen, unter der Leitung von J. G. SCHOWKOPLJAS durchgeführten Grabungen förderten auf einer Fläche von 2000 m² eine Dauersiedlung zu Tage, deren kleine Rundhütten ein Traggerüst aus Mammutknochen aufwiesen. Spuren von Feuerplätzen, von Arbeitsplätzen für die Knochen- und Steinbearbeitung und von Vorratsgruben sind nachgewiesen. Von den Bewohnern selbst fehlt jede Spur, man rechnet — schon wegen der geringen Größe und Zahl (4) der Hütten — mit einer nur kleinen Gruppe. Der Kulturstufe nach ist die Station Dobranitschewka ins ausgehende Magdalénien zu stellen.

Am 15. August demonstrierte J. A. Tschugunni die Glazialtektonik des Gebiets westlich Kanew (s. Abb. 1). Das Hochufer des Dnjepr ist hier nur von einer dünnen Lößdecke überkleidet, unter der Schichten der Trias, des Jura, der Kreide und des Alttertiär anstehen, die auf 70 km Länge, bis zu 10 km Breite und bis 100 m Tiefe einen im ukrainischen Tafelland ungewöhnlichen Schuppenbau aufweisen. Die Schubflächen fallen nach N bis NE, also flußwärts, ein. Diese Dislokationen sind seit knapp 100 Jahren bekannt, ihre Entstehung war jedoch lange umstritten. Als Erklärungsmöglichkeiten wurden Rutschungen, junge lokale Tektonik, seit 1926 auch Glazialtektonik in Erwägung gezogen. Detaillierte Untersuchungen der Nachkriegszeit haben die Glazialtektonik-Hypothese bestätigt, insbesondere auch den Nachweis erbracht, daß in die Dislokationsvorgänge Grundmoräne des Dnjepr-Gletschers einbezogen wurde. Lokale Grundlage der Glazialtektonik sind jurassische Tone, die nicht nur die Gleitflächen der Verschuppung bildeten, sondern vielfach auch diapirartig zwischen den einzelnen Schuppen aufgedrungen sind. Bei einer Begehung der Schlucht von Kostyanetz (vgl. Abb. 4) nordwestlich von Kanew konnten die Erscheinungsformen glazialer Tektonik einschließlich vieler Details eindrucksvoll demonstriert werden. Insgesamt sieben Schuppen mit teilweise sehr steilen Einfallswinkeln sind hier hintereinandergestaffelt. Die stärkste Raumverengung tritt auffälligerweise an zwei Stellen im mittleren Teil der Schlucht auf. Hier finden sich auch die Grundmoräneneinschuppungen und die diapirartigen Aufpressungen von Tonen und Sanden.

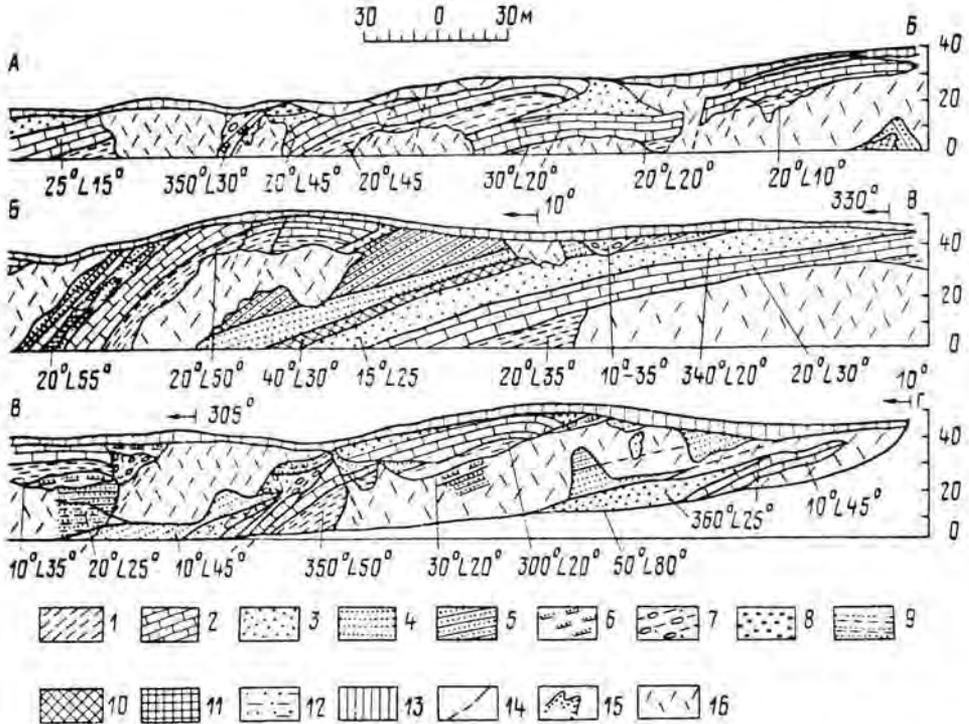


Abb. 4: Glazialtektonisch bedingte Dislokationen in der Schlucht von Kostyanetz westlich Kanew (aus BONDARCHUK 1982). Legende: 1. Tone und Sande des Jura, 2. Sande und Sandsteine der Kreide, 3. Alttertiäre Sande (Kanew-Serie), 4. Alttertiäre Sande und Sandsteine (Butschak-Serie), 5. Altquartäre fluviale Sande, 6. Glazifluviale Sande mit Lehmzwischenlagen, 7. Grundmoräne, 8. Glazifluviale Sande und Kiese, 9. Glaziolakustrine Sande und Lehme, 10.—12. „Glaziotektonie“: 10. Gemenge von Jura-Tonen und alttertiären Sanden, 11. Alttertiäre Sande mit geringen Beimengungen von Jura-Tonen, 12. Gemenge von alttertiären und quartären Sanden, 13. Löss und Lösslehm, 14. Überschiebungsflächen, 15. Diapirartige Bildungen in Sanden, 16. Versturz. — Die unteren Profile schließen jeweils rechts an das darüberstehende Profil an.

Diskutiert wurde in der Schlucht von Kostyanetz vor allem der Mechanismus und die zeitliche Abfolge der Glazialtektonik im Gebiet von Kanew. Unbestritten ist, daß den Dislokationen die Ein- und Übertiefung des Dnjepr-Gletscherbettes vorausgegangen sein muß. Die dadurch entstandene Schewtschenko-Depression reicht auf einer Länge von 120 km und einer Breite bis 25 km stellenweise 60 m unter Meereshöhe, d. h. bis 150 m unter das heutige Dnjepr-Bett. Es wäre denkbar, daß ein zeitweises Niederschmelzen des Dnjepr-Gletschers talparallele Zugklüfte entstehen ließ, die bei einem erneuten Anschwellen des Gletschers als Abrißflächen für die Schuppenbildung fungierten. Auch die Einschuppung von Dnjepr-Moräne läßt an einen solchen zweiphasigen Vorgang denken. Andererseits muß der Wiedervorstoß des Dnjepr-Gletschers unter ausgeprägt kaltem Klima erfolgt sein, denn die Bildung von Schuppen in so relativ geringwiderständigen Gesteinen wie bei Kanew ist nur unter Permafrostbedingungen vorstellbar. Den Abschluß dieses Tages bildete ein Besuch der Schewtschenko-Gedenkstätten bei Kanew.

Am 16. August wurde nochmals eine Ausgrabung der für das Gebiet so charakteristischen jungpaläolithischen Mammutjägerstationen besichtigt, diesmal in Meschiritsch. Klarer noch als in Dobranitschewka konnten hier die Details des Wohnplatzes erfaßt werden. Besonders fiel auf (und blieb letztlich unerklärt), daß unter den aufgefundenen Knochenresten *Mammuthus* in geradezu unglaublicher Weise dominiert. Unter den 1966—1978 aufgesammelten und identifizierten 6 980 Knochenfragmenten von 36 Tierarten stammten allein 3 677 vom Mammut! Daneben traten noch Knochen von *Lepus europaeus* in großer Zahl (2 576) auf. Noch deutlicher wird der Unterschied, wenn man die Zahl der zugehörigen Individuen ermittelt; es liegen die Reste von 149 Mammuten und 73 Hasen vor. Nennenswerte Individuenzahlen wurden außerdem nur noch für Schneehuhn (21), Wühlmaus (19), Ziesel (16), Wolf (12), Eisfuchs (11), Steppenlemming (11) und Ren (10) bestimmt.

Auf der Rückfahrt nach Tscherkassy wurde auf dem Hochufer ostwärts der Olshanka-Mündung nochmals ein Aufschluß in glazialtektonisch besonders eindrucksvoll aufgeschleppten Schichten des präquartären Untergrunds gezeigt.

Nachmittags folgte eine Fahrt mit einer „Raketa“ — einem jener Flügelgleitboote, die heute auf vielen großen Flüssen der Sowjetunion als Schnellverkehrsmittel im Einsatz sind — über den Stausee von Krementschug zu den Piwika-Hügeln. Hier konnte man vom Schiff aus — die unbewachsenen Steilhänge waren im Nachmittagslicht gut einzusehen — einen Überblick über die Glazialtektonik des linken Dnjepr-Ufers gewinnen. Die hier anstehenden Mergel des Alttertiärs (Kiew-Serie) sind mit den hangenden altquartären Sanden vielfach verschuppt, seltener ist auch die stratigraphisch jüngere Dnjepr-Moräne in die Sande hineingestaucht. Diapirartige Aufpressungen von Sanden sind häufig. Die Schubflächen fallen nord- bis nordwestwärts ein. — Dieser letzte Exkursionstag endete mit einem großen Abschieds-Diner in Tscherkassy.

Der 17. August war bereits Rückreisetag. Vormittags ging es, wieder mit einer „Raketa“, von Tscherkassy über den Stausee von Kanew und den Dnjepr zurück nach Kiew. Dort hatte man nochmals ein paar Stunden zur eigenen Verfügung und Gelegenheit zum Einkaufen. Am späten Abend kehrten die Teilnehmer mit dem Flugzeug nach Moskau zurück.

Die INQUA-Exkursion C-6 in der Ukraine war insgesamt ein voller Erfolg. Die drei Hauptthemen — der ukrainische Löß, Ablagerungen und Glazialtektonik des Dnjepr-Gletschers, jungpaläolithische Mammutjägerstationen — wurden an typischen Beispielen eindrücklich demonstriert und ausgiebig diskutiert. Zahlreiche weitere Beobachtungen, nicht nur zum Quartär der Ukraine, waren möglich und wurden gern wahrgenommen. Daß es auch kleinere technische Mängel und den einen oder anderen Leerlauf gab, tritt in der Erinnerung zurück gegenüber dem stets spürbaren Bemühen der Gastgeber, ihren Gästen den Aufenthalt in der Ukraine so angenehm und wissenschaftlich so ertragreich wie möglich zu gestalten. Dafür ist ihnen zu danken.

Schriftenverzeichnis

- BONDARCHUK, V. G. (Ed.): Guidebook for Excursion C 6 „Ukraine“. — INQUA XI Congress; Moscow 1982.
- GRUBRIN, J. L., B. G. ESKOW, A. W. MATOSCHKO & E. B. SAWRON: Tschetwertitschnie Otlosheniija Kiewa i ego Okrestnostej (Quartäraufschlüsse in Kiew und seiner Umgebung, russ. mit engl. Zusammenfassung). — Akademiya Nauk Ukrainskoj SSR — Institut Geologitscheskich Nauk, Preprint 82—24; Kiew 1982.
- SCHEWTSCHENKO, A. I. & I. G. SCHOWKOPLJAS: Paleolit Kiewskogo Pridneprowja (Paläolithische Funde im Raum Kiew, russ. mit engl. Zusammenfassung). — Akademiya Nauk Ukrainskoj SSR — Institut Geologitscheskich Nauk, Preprint 82—25; Kiew 1982.
- VEKLICH, M. F.: Pleistocene Loesses and Fossil Soils of the Ukraine. — Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 22, 1979: 35—62.

XI. INQUA-Kongreß Moskau Bericht über die Exkursion C-15 vom 10. – 16. 8. 1982 Leningrad und Umgebung

HERMANN JERZ *)

Thema: Landschaft und Geologie der Region Leningrad, Chronologie des jüngeren Quartärs; historisch bedeutende Stellen in Leningrad und Umgebung.

Teilnehmer: 25—30, darunter 4 Ausländer.
(Die Vorkongreß-Exkursion A-15 mußte wegen zu geringer Teilnehmerzahl ausfallen.)

1. Tag (10. 8.): Nach der Anreise mit dem Nachtzug Moskau—Leningrad (23.00—7.00 Uhr) und dem Transfer zum Hotel Pribaltijskaja, wo die Teilnehmer für die Dauer der Exkursion sehr gut untergebracht waren, wurde die Gruppe in der Geologischen Anstalt (VSEGEI), Srednij pr. 74, durch den Direktor Prof. Dr. A. I. ZHAMOYDA und durch Prof. Dr. I. I. KRASNOV begrüßt. Prof. Dr. KRASNOV gab anschließend eine Einführung in die Geologie der Umgebung von Leningrad und in das Programm der Exkursion C-15.

Ein Rundgang durch das Haus führte zu einer eigens zum XI. INQUA-Kongreß vorbereiteten Ausstellung, wo auch die erste quartärgeologische Karte der UdSSR gezeigt wurde, die anlässlich des II. INQUA-Kongresses 1932 in Leningrad vorgestellt wurde, ferner Fotos von damaligen Exkursionen und Teilnehmern (darunter zahlreiche deutsche Quartärforscher). Frau Dr. L. R. GRASSMAN erläuterte die an wertvollen Belegstücken reichen geologischen Sammlungen, die in drei große Abteilungen gegliedert sind:

- (1) Geologie der Umgebung von Leningrad,
- (2) Geologie der Sowjetrepubliken,
- (3) Minerale und Minerallagerstätten der USSR.

Die in Russisch gegebenen Erläuterungen wurden hier wie auch auf den Exkursionen von einer berufsmäßigen Übersetzerin mit sehr guten geologischen Fachkenntnissen ins Englische übersetzt.

Nachmittags: Besuch der Kunstsammlungen in der Ermitage (einst Winterpalast der Zaren).

2. Tag (11. 8.): Exkursion in die südliche Umgebung von Leningrad

Führung: I. I. KRASNOV (VSEGEI), D. B. MALAKHOVSKY und O. M. ZNAMENSKAYA (bde. Universität Leningrad).

Paläozoikum als Unterlage der eiszeitlichen Ablagerungen. Südlich Leningrad bilden kambrische Schichten ein ausgeprägtes Kliff; von einem Standpunkt oberhalb des Kliffs, im Niveau des baltischen Eissees um 12 600 B.P., bietet sich ein weiter Blick über das

*) Anschrift des Autors: Dr. H. Jerz, Bayerisches Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, Postfach, 8000 München 22.

tieferes Niveau des Eissees um 11 900 B. P., auf die Newa-Niederung und auf die Silhouette des südlichen Stadtrandes von Leningrad. Aufschlüsse am Popovka-Flüßchen zeigen bunte paläozoische Schiefer, Sandsteine und Kalke mit meist geringer Moränenbedeckung. Die Moräne enthält neben reichlich Geschiebeblöcken (u. a. Rapakiwi-Granit) nicht selten Schollen von paläozoischen Schiefen.

Nachmittags: Pawlowsk, Besichtigung des Zarenpalastes (Großes Palais, Geschenk von Katharina d. Gr. an ihren Sohn Paul) und der englischen Gärten.

3. Tag (12. 8.): Exkursion in die südwestliche Umgebung von Leningrad zu den Dudergoff- und Kirkhoff-Hügeln

Führung: D. B. MALAKHOVSKY (Univ. Leningrad).

Die weithin sichtbaren Hügelketten bestehen in ihrem Kern aus glazial emporgepreßten paläozoischen Kalken und Mergeln und sind von zum Teil mächtiger Moräne überzogen. Moränenstaffeln dieses Gebietes werden zum Newa-Stadium (14 000—13 000 B. P.) gezählt. Vom Orekhovaya-Berg (Hügel Peter d. Gr., 176 m ü. NN) blickt man auf das höhere Niveau des baltischen Eissees, auf die Newa-Niederung und auf das ca. 30 km entfernte Leningrad. Eine auf der Kuppe des Hügels niedergebrachte 110 m-Bohrung schloß 98 m Quartär (Stauchmoräne mit Schollen aus paläozoischen Schichten) und darunter Paläozoikum (Kalke, Sandsteine und Schiefer) auf.

Nachmittags: Puschkín (früher: Zarskoje), Besichtigung des Katharinen-Palastes und der französischen Gärten.

4. Tag (13. 8.): Exkursion in die westliche Umgebung von Leningrad

Führung: I. I. KRASNOV (VSEGEI).

Moränen der Spätwaldai-Vereisung und Bildungen der Mittelwaldai-Warmzeit westlich von Lomonossow (Oranienbaum). Es wurde folgendes, z. T. aufgeschlossenes Profil erläutert und diskutiert:

Moränen des Spätwaldai oder Hauptwaldai, ca. 5 m mächtig,

Humose Warventone des Mittelwaldai, ca. 1,5 m mächtig,

Lakustrine Sande, mit Schrägschichtung, ca. 2 m.

Aus Bohrungen sind bis zu 10 m mächtige lakustrine Sande bekannt, darunter folgt wiederum Moräne, die einem Frühwaldai zugerechnet wird. Diese liegende Moräne ist in der Umgebung von Leningrad an mehreren Stellen in Bohrungen nachgewiesen.

Pollenanalytische Bestimmungen an den Warventonen durch Dr. E. S. PLESHIVTSEVA und Dr. E. A. SPIRIDONOVA (Univ. Leningrad, Abt. Palynologie) ergaben für dieses Profil ein Mittelwaldai mit relativ kühlem Klima (kühler als heute), eine Tundravegetation mit drei *Betula*-Gipfeln). ¹⁴C-Datierungen ergaben Werte zwischen 27 000 und 40 000 B. P.

Nachmittags: Petrodworez (Peterhof), Besichtigung des Palastes Peter d. Gr. und des Schloßchens „Monplaisir“, der prachtvollen Gartenanlagen in französischem Stil und der originellen Wasserspiele. Ferner Besichtigung des Rokoko-Sommerschloßchens Katharina II (d. Gr.) bei Lomonossow.

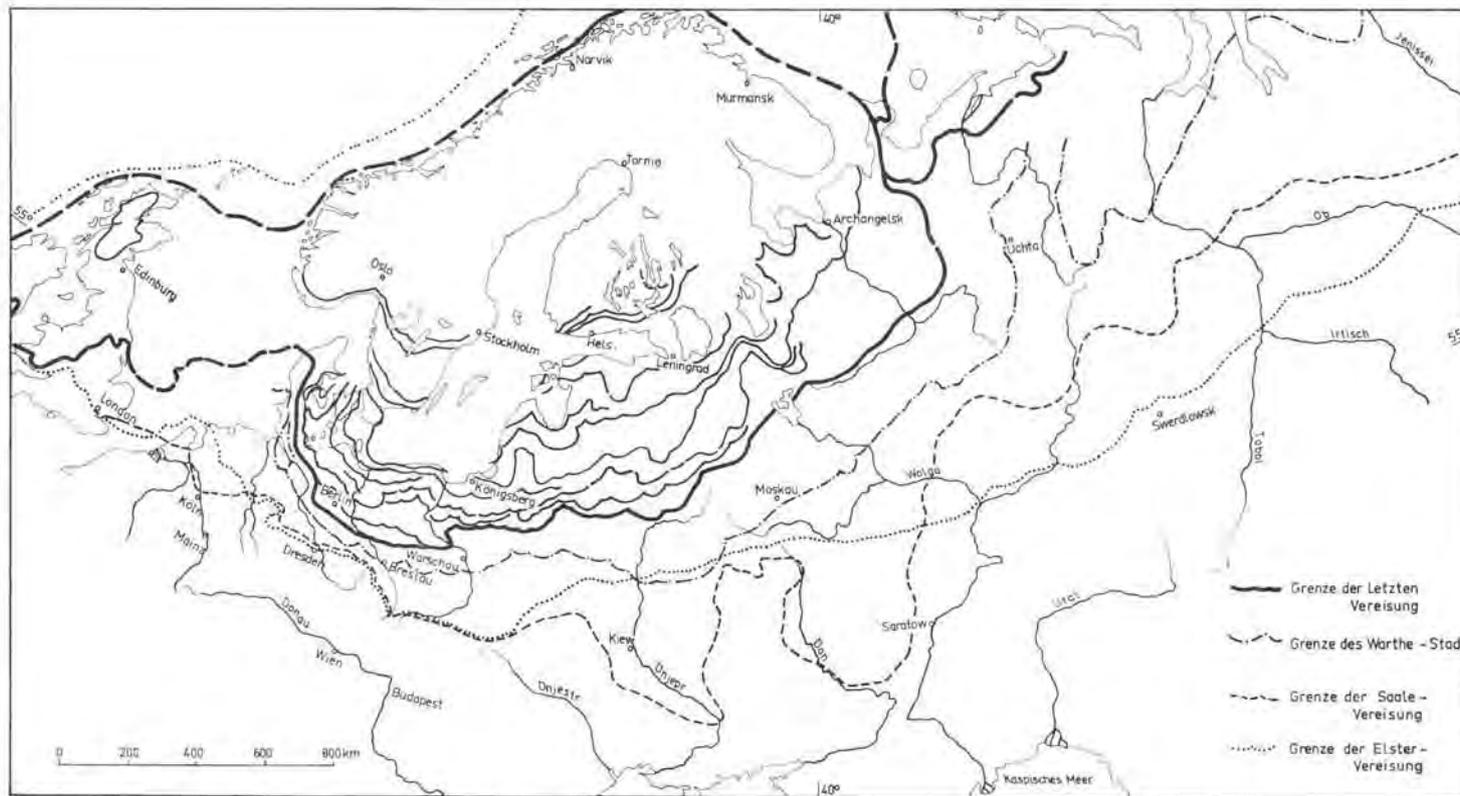


Abb. 1: Wichtige Eisrandlagen im nordeuropäisch-sibirischen Vergletscherungsgebiet (aus WOLDSTEDT 1969: 6).

5. Tag (14. 8.): Exkursion in die östliche Umgebung von Leningrad

Führung: O. M. ZNAMENSKAYA (Univ. Leningrad).

Vor der Abfahrt wurde Kernmaterial aus einer Bohrung im Stadtgebiet von Leningrad gezeigt (vom Hangenden zum Liegenden):

Warventon 5—6 m,

Moräne der Spätwaldai-Vereisung mit umgelagertem Mikulino (Eem, molluskenführend, u. a. *Cardium*, *Mytilus*),

Sande und Schluffe des Mittelwaldai,

Moräne der Frühwaldai-Vereisung, mit reichlich paläozoischem Material,

Schluffe und Tone des Mikulino-Interglazials (Eem), mit Vivianit,

Moräne der Moskva-Vereisung (Warthe).

In der Ziegeleigrube von Sverdlow im terrassierten Flußgebiet der Newa sind bis über 5 m mächtige Warventone aufgeschlossen. Es wurden hier bis zu 450 Feinschichten mit Rippelmarken, im Ladogasee-Gebiet bis über 1 000 Warven gezählt. Pollenstratigraphische Untersuchungen ergaben zwei Interstadiale (Präbölling und Bölling), paläomagnetische Messungen eine reverse Deklination zur Zeit des Bölling.

Nachmittags: Besuch der Schatzkammer in der Ermitage.

6. Tag (15. 8.): Exkursion in die nördliche Umgebung von Leningrad, in den südlichen Teil des Isthmus von Karelien

Führung: O. M. ZNAMENSKAYA (Univ. Leningrad).

In zentralen Bereichen Kareliens beträgt die Landhebung in postglazialer Zeit bis über 200 m, in Leningrad sind es noch rd. 100 m.

Von den Niveaus des Litorina-Meeres wird die unterste (4 m ü. NN) noch gelegentlich von der Flut erreicht. 1923 wurde nach einer über 4 m hohen Springflut das Holzparkett auf dem Alexanderplatz in Leningrad zerstört (mdl. Mitt. Prof. KRASNOV). Im Regelfall erreichen heute die Springfluten bis zu 3 m, die normale Tide 0,3—1,0 m. Zur Eindämmung der Fluten wird derzeit ein Damm durch den Golf von Finnland zwischen Kronstadt und Oranienbaum gebaut.

In der Bohrung Bugri nördlich von Leningrad wurde unter Kamesbildungen das Mittelwaldai erschlossen (¹⁴C-Datierungen 39 000—40 000 B. P.). Unter einer Frühwaldai-Moräne sind noch drei Interstadiale nachgewiesen (E. A. SPIRIDONOVA).

Auf der Fahrt durch die eindrucksvolle Kameslandschaft im südlichen Karelien, z. B. im Gebiet des Kavgalovo-Sees (Wintersportzentrum), wurden mehrere Aufschlüsse in Kamesablagerungen besucht. Bei Mistolovo war in einem Kame mit steilen Flanken folgendes Profil aufgeschlossen:

Stillwassersedimente (in Hohlformen),

Eisberg-Moräne, bis zu 3 (4) m mächtig, vielfach auch fehlend,

Sande, kreuzgeschichtet, bis ca. 40 m, den Kern der Kamesablagerungen bildend,

Waldai-Moräne.

An anderer Stelle waren Kryoturbationshorizonte in \pm horizontal geschichteten Sanden, mit gekröseartig gefalteten Feinschichten, zu beobachten. Sie werden als Aufpresungen unter Frosteinwirkung in wassergesättigtem Zustand bzw. im Flachwasser geendet.

Nachmittags: Besichtigung der Festung Leningrad, der Kathedrale Peter und Paul und der Isaak-Kathedrale.

7. Tag (16. 8.): Abschlußdiskussion in der Geologischen Anstalt und Referate der vier ausländischen Teilnehmer:

EASTERBROOK, D. J. (Bellingham, USA): Ältestpleistozäne Vereisung in Nordamerika und neuere Datierungen nach der Amino-Acid-Methode.

JERZ, H. (München): Die Würm-Vereisung im nördlichen Alpenvorland — mit einem Vergleich zur Waldai-Vereisung.

PILLANS, B. (Canberra): Pleistozäne Küstenlinien in Neuseeland.

PUNKARI, M. (Helsinki): Eisstromrichtungen in der Weichsel-Eiszeit und Eisloben des skandinavischen Eisschildes.

Die Schlußworte sprach I. I. KRASNOV. Sein besonderer Dank galt den Organisatoren der Exkursion, der Übersetzerin, der Führerin von Intourist und den ausländischen Teilnehmern.

Am Nachmittag wurde noch das Zoologische Museum in Leningrad besucht. Es besitzt die kostbarste und vollständigste Sammlung der in der Sowjetunion vorkommenden (z. T. auch bereits ausgestorbenen) Tierarten. Das besondere Interesse der Teilnehmer galt dabei dem im Jahre 1900 am Berezovka-Fluß, einem Nebenfluß der Lena, in Ost-Jakutien gefundenen Mammut (*M. primigenus*). Das Tier ist in der vorgefundenen Stellung im Museum aufgestellt. Es ist bis auf seinen Rüssel, der von den Hunden der Expedition fast völlig aufgefressen wurde, sehr gut erhalten. Es wird angenommen, daß das Tier über eine steile Uferböschung gestürzt ist und sich dann nicht mehr befreien konnte.

Das 1977 in NE-Sibirien am Oberlauf des Kolyma gefundene 7—8 Monate alte Mammutbaby „Dima“ (ca. 40 000 B. P.) ist in Moskau (Geolog. Institut) ausgestellt.

Insgesamt gesehen vermittelte die Exkursion C-15 einen guten Überblick über die Geologie und Geomorphologie in der Leningrader Region; es gab genügend Gelegenheit und Zeit für ausführliche Diskussionen. Für den einen oder anderen, lt. Exkursionsführer noch geplanten Aufschlußpunkt entschädigte das reichhaltige Besichtigungsprogramm, das von Intourist bestens organisiert worden ist.

Schriftenverzeichnis

- DOLUCHANOV, P. M. (1973): Die Spiegelschwankungen der Ostsee und der Seebecken im nordostbaltischen Raum während des Holozäns. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, **117** (3): 169—196; Gotha.
- (1979): The Quaternary History of the Baltic, Leningrad and Soviet Carelia. — In GUDELIS, V. & KÖNIGSSON, L.-K. (ed.): *The Quaternary History of the Baltic*, 115—125, *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Ann. Quing. Cel.*: **1**; Uppsala.
- KRASNOV, I. I. (1977): Stratigraphische Korrelation der Quartärablagerungen im östlichen Gebiet der fennoskandischen Vereisung. — *Schriftenr. geol. Wiss. Berlin*, **9**: 69—79; Berlin.
- (ed., 1982): *Guidebook for excursions A 15 and C 15, the city of Leningrad and Leningrad district.* — *International Union for Quaternary Research (INQUA), XI. Congress*; Moscow.
- KVASOV, D. D. (1979): The late quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe. — *Annales Academiae Scientiarum Fennicae*; Helsinki.
- WOLDSTEDT, P. (1969): *Handbuch der Stratigraphischen Geologie, II: Quartär.* — 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	33	195	<i>Hannover 1983</i>
----------------------------------	-----------	-----	----------------------

Buchbesprechung

BERNHARD ZIEGLER: **Einführung in die Paläobiologie**, Teil 2 — Spezielle Paläontologie (Protisten, Spongien und Coelenteraten, Mollusken). 9 und 409 S., 410 Abb., 1 Tab.; kartoniert 68,— DM. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1983.

Mit dem zweiten Band der Einführung in die Paläobiologie ist in deutscher Sprache ein Kompendium entstanden, das in kurzer Formulierung und klarer Gliederung den Leser über morphologische, physiologische, phylogenetische, stratigraphische, paläoökologische Daten verschiedener Fossilgruppen und über Fragen der Fossilisation informiert. Trotz des mitunter recht knappen Textes vermittelt das Buch umfangreiche und vor allem moderne Kenntnisse über Protisten, Spongien und Coelenteraten sowie Mollusken. Besonders wertvoll sind die teils schematischen, teils diagrammatischen Strichzeichnungen, die den Text in überaus vorteilhafter Weise erhellen. Jeder Fossilgruppe ist eine Auswahl weiterführender Literatur beigelegt, während nur die wichtigsten Gruppen mit einer systematischen, bewußt knapp gehaltenen Übersicht ausgestattet sind. Der Autor selbst sieht die Aufgabe des Buches nicht darin, eine diesbezüglich verkürzte Ausgabe des „Treatise on Invertebrate Paleontology“ herauszubringen, sondern legt besonderen Wert auf die allgemeinen Zusammenhänge hinsichtlich des Baues der Fossilien und dessen Beziehungen zur Weichteil Anatomie, der eingehenden Darstellung der Lebensweise und der paläoökologischen Bindungen sowie der historisch-geologischen Gesichtspunkte. Vor allem für den interessierten Nichtspezialisten ist das Buch als Einführung in die spezielle Paläontologie in hervorragender Weise geeignet. Für den deutschen Sprachbereich kann es als wertvolle Bereicherung gelten.

R. Wolfart

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 durchlaufend nummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 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 unterstricheln Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); Holoän wird **Holoän** (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.

