

Eiszeit alter und Gegen wart

Jahrbuch der
Deutschen
Quartär
vereinigung

Schriftleitung
HANS DIETRICH
LANG

35. Band
1985

Mit 81 Abbildungen
im Text, 14 Tabellen
und 2 Tafeln



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

35. Band

Mit 81 Abbildungen im Text, 14 Tabellen
und 2 Tafeln

Schriftleitung
HANS DIETRICH LANG

1985



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

Herstellung: Dieterichsche Universitäts-Buchdruckerei W. Fr. Kaestner, Rosdorf über Göttingen

INHALT

A. Aufsätze

STREIF, H.:

- Field Conference 1984 of the INQUA Subcommission on
Shorelines of Northwestern Europe 1—4

SHENNON, I.:

- The Comparision of Sea Level Chronologies from the Estuaries
of the North Sea (Progress Report) 5—6

JARDINE, W. G. & BOYD, W. E.:

- Shorelines Formed During Quaternary Marine Regression:
Examples and Inferences from Southern Scotland
(Progress Report) 7—8

BEHRE, K.-E., DÖRJES, J. & IRION, G.:

- A Dated Holocene Sediment Core from the Bottom of the
Southern North Sea 9—13

MORZADEC-KERFOURN, M.-T.:

- Variations du niveau a l'Holocène en Bretagne (France) 15—22

BAETEMAN, C.:

- Development and Evolution of Sedimentary Environments
during the Holocene in the Western Coastal Plain of Belgium 23—32

DE CEUNYNCK, R.:

- The Evolution of the Coastal Dunes in the Western Belgian
Coastal Plain 33—41

VAN DE PLASSCHE, O.:

- Time-Limit Assessment of some Holocene Transgressive and
Regressive Periods in the Northern Netherlands 43—48

HÖFLE, H. C., MERKT, J. & MÜLLER, H.:

- Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Nordwestdeutschland 49—59

HOFFMANN, D.:

- The Holocene Marine Transgression in the Region of the
North Frisian Islands 61—69

PETERSEN, K. S.:

- Late Weichselian and Holocene Marine Transgressions in
Northern Jutland, Denmark 71—78

PENNEY, D. N.:

- The Holocene Marine Sequence in the Løkken Area of
Vendsyssel, Denmark 79—88

CHRISTIANSEN, C., MØLLER, J. T. & NIELSEN, J.:

- Fluctuation in Sea-Level and Associated Morphological
Response: Examples from Denmark 89—108

SMITH, D. E., CULLINGFORD, R. A. & HAGGART, B. A.:

- A Major Coastal Flood During the Holocene in Eastern
Scotland 109—118

SVENSSON, N.-O.:

- Some Preliminary Results on the Early Holocene Shore
Displacement in the Oskarshamn Area, South Eastern Sweden 119—133

FORSSTRÖM, L. & ERONEN, M.:

- Flandrian and Eemian Shore Levels in Finland and Adjacent
Areas — a Discussion 135—145

DONNAY, J.-P. & JUVIGNÉ, E.:

- Analyse de variations minéralogiques par surfaces de tendance
dans les tephra du volcan El Chichón (Chiapas, Mexique) 147—160

BOCK, W., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H.:

- Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein 161—180

WYPYRSCZYK, B. & BOENIGK, W.:

- Anwendung statistischer Methoden auf Ergebnisse der Schwer-
mineralanalyse pleistozäner Sedimente bei Nochern (Mittel-
rhein) 181—204

HAUNER, U.:

- Kleinformen von Strukturböden in den Hochlagen des Baye-
rischen Waldes 205—210

B. Mitteilungen

SCHALLREUTER, R.:

- Neue Gesellschaft für Geschiebekunde 212—214

C. Personalia

VON DER BRELIE, G.:

- Nachruf K. GRIPP 215—218

LANGE, W. & MENKE, B.:

- Nachruf K. PICARD 219—220

D. Buchbesprechungen

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	1—4	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----	----------------------

Field Conference 1984 of the INQUA Subcommission on Shorelines of Northwestern Europe

HANSJÖRG STREIF *)

Field conference, excursion, INQUA, paleogeography, morphogenetical processes, shorelines, geological traverse, sedimentary sequences, classification, Weichselian Late Glacial, estuaries.

Northwest German Plains (Jade Bay region, Weser estuary, Elbe estuary),
Niedersachsen, Schleswig-Holstein, Jutland, Skagen, Klim, North Sea, Baltic Sea

A b s t r a c t : The conference included an excursion along a geological traverse which extended from the Jade Bay region, the Weser estuary and lower Elbe, along the west coast of Schleswig-Holstein and Denmark as far as Skagen. It dealt with paleogeographical changes of the coast lines, sedimentary sequences, and the stratigraphical classification of the Weichselian Late Glacial and Holocene morphogenetical processes. A symposium at Klim, Denmark, was dedicated to comparable phenomena in the entire North Sea and Baltic Sea areas.

[Feldkonferenz 1984 der INQUA Subkommission für Küstenlinien von Nordwesteuropa]

K u r z f a s s u n g : Die Veranstaltung umfaßte eine Exkursion entlang einer geologischen Traverse vom Wesermündungs- und Jadebusengebiet über den Unterelberaum, die schleswig-holsteinische und dänische Westküste bis Skagen. Dabei wurden die paläogeographischen Veränderungen der Küstenlinien, die Sedimentabfolgen und zeitliche Einstufung der morphogenetischen Prozesse des Weichsel-Spätglazials und Holozän untersucht. Ein Symposium in Klim, Dänemark, befaßte sich mit gleichen Themen aus dem gesamten Nord- und Ostseebereich.

The 1984 field conference of the INQUA Subcommission on Shorelines of Northwestern Europe was held between September 15 and 21 and was attended by twenty-six scientists from eleven countries. The conference included an excursion from Bremen to Alborg, and a symposium was held on September 20 at Klim, Denmark.

The basic concept of the field conference was to study a traverse along the southeastern North Sea coast from the zone of relative subsidence in Jade Bay and the Weser and Elbe estuaries to the zone of isostatic uplift in the northern part of Jutland. Stratigraphically the conference dealt with the Quaternary evolution of the North Sea

*) Address of the author: Dr. H. STREIF, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D — 3000 Hannover 51.

basin, especially the marine transgressions of the Holsteinian interglacial period (Elster to Saale interglacial), the Eemian interglacial period (Saale to Weichsel interglacial), and the late Weichselian to Holocene development.

The pattern and gradient of the fluvial low terrace formed in the Weichselian period was demonstrated along the *Lower Weser*. This terrace is overlain by a system of river dunes formed in the late Weichselian to early Holocene periods. During the middle and young Holocene both units were covered by peat, lagoonal, and river bank deposits, indicating a rising water level and semiterrestrial to freshwater environments. Only the uppermost layer of the Holocene sequence is a tidal flat sediment of the marine facies zone.

The Holocene sequence of the *Jade Bay region* is characterized by repeated transgressive and regressive overlaps which synchronously affected a wide coastal area. Additionally, the phenomenon of „Klappklei” formation was demonstrated in the Sehestedter Außendeichsmoor. During storm surges, this bog is split horizontally and its upper part floats on a wedge of sea water. When the water falls to its normal height, a thin layer of formerly suspended material is left behind in the fissure in the peat sequence.

In the region between the *Weser and the Elbe estuaries*, the landscape development since the younger Saale glacial period was demonstrated in the Bederkesa area. This includes the Eemian marine ingression, periglacial processes of the Weichsel Pleniglacial and the late Weichselian to Holocene formation of lakes and bogs which was repeatedly interrupted by short periods of marine incursions. In the Arensch area near Cuxhaven, sedimentological and paleoecological finds were shown to support the hypothesis of atmospheric influences, e. g. storms and changes in air pressure, on shoreline displacement and coastal sedimentation in the Holocene.

The reaction of man to the encroaching sea was studied in two areas. In the marshes of Land Wursten, settling began on the flat surface in the Roman Iron Age. Under the influence of flooding from the 1st Century A. D. onward, the „Wurten”, which are artificially raised dwelling mounds, were built. This phase ended in the middle of the 5th Century A. D. Renewed habitation began about the 8th Century on pre-existing Wurten, but also on natural elevations in the marshes. This was followed by a second period of raising dwelling mounds, and from 1000 A. D. onward the construction of dike systems prevailed. In the Pleistocene hinterland of Land Hadeln, large scale archaeological excavations provide an opportunity to trace settlements and their economic background back to Neolithic times.

The coastal Holocene of *Dithmarschen and Eiderstedt in Schleswig-Holstein* is characterized by barrier systems. In the Dithmarschen area, the coastal zone is bounded to the east by cliffs in Pleistocene deposits. These cliffs were formed by meltwater streams of the Saale and Weichsel glacial periods, but have been partly rejuvenated by the Holocene sea producing a graded shoreline with a general north-south direction consisting of cliffs and beach barrier systems. These systems occur as single, narrow and elongated barriers, but also as fanlike spit systems, called „Donns”.

On the Eiderstedt peninsula there are three fan-shaped, east-west and north-west-southeast oriented barrier systems. The present-day plant communities and pollen assemblages on the barriers of St. Peter-Böhl offer a key for the reconstruction of paleo water levels for the Holocene barrier systems according to the principle of uniformitarianism.

In the coastal zone of North Friesland, the excursion dealt with the Holocene sedimentary sequence and the formation of the small marsh islands called the „Halligen“. Additionally, the processes of colonization and the remnants of agriculture and peat cutting for salt production left behind by the storm surges of 1362 and 1634 were studied. These finds can be observed in the subsoil of the present-day Halligen and in abrasion zones of the adjacent tidal flats.

The region of the Ringkøbing and Nissum Fjords in Denmark, offered an example of human impact on natural sedimentation and erosion processes along barrier systems. The history of the different technical measures, their original purposes and their actual results were explained. This was made with reference to the dredging of permanent outlets of lagoons to the sea, the construction of harbours, jetties and groins, as well as beach nourishment.

The landscape development of the Limfjord area since the Saale glacial period is characterized by a marine Eemian transgression, ice pushing during the Weichselian glaciation, and a very steep rise in sea level in the Boreal, and oscillations of the water level in the Atlantic and Subboreal periods. Human habitation of the area can be traced back to the kitchen middens of the Ertebølle culture. Historical sources indicate the existence of former natural outlets from the Limfjord to the North Sea, but their locations, as well as their dating, is still doubtful. From the description of the fauna in the Limfjord, conclusions can be drawn about its salinity from the 17th Century onwards.

Vendsyssel, the northernmost part of Jutland, offered the possibility of studying the stratigraphy and facies of the middle to late Weichselian marine deposits of the Yoldia Sea and the marine Holocene sediments of the Littorina Sea. Both sedimentary units form expansive plains of different elevations which contrast distinctly from the hilly morphology of the glacial highlands built up by glaciofluvial and moraine deposits. The highest shoreline is now at about 56—62 m above sea level at Frederikshaven, descending to the southwest to 13 m at Gjol, due to isostatic rebound.

A comprehensive and well documented guide book was published for the excursion with contributions from the following institutions: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung, Geologisches Landesamt Hamburg, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Institut für Ur- und Frühgeschichte der Universität Kiel, Geological Survey of Denmark, Geologisk Institut and Laboratoriet for palaeontologi og stratigrafi Aarhus Universitet, and Geological Museum Copenhagen.

A symposium at Klim was dedicated to the evolution of the North Sea and the Baltic Sea during the Quaternary and dealt with 4 main topics:

- Morphological, geological, and paleontological studies in the North Sea region on the basis of micro and macrofaunas and pollen analysis (offshore zone of the Southern North Sea, Jutland (Denmark), North Frisia (Germany), Western Coastal Plain (Belgium), and Brittany (France).
- Comparison of sea-level chronologies and correlation of transgressive and regressive cycles of the Holocene (England, The Netherlands).
- Evidence for and influence of storm surge events on the Holocene sedimentation (Eastern Scotland, northwestern Germany).

The reports given at this symposium and a few papers which are closely related to its topics are published in this volume of *Eiszeitalter und Gegenwart*. These papers include two different kinds of contributions: Progress reports for some fields of research are presented in the form of extended summaries. They contrast with the more detailed original contributions.

References

- INQUA (1984): Field Conference 1984, September 15—21, North Sea coastal zone between Jade Bay and Jammer Bight. — 104 pp.; Hannover.

Manuscript accepted on 21. 3. 1984

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	5—6	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----	----------------------

The Comparison of Sea Level Chronologies from the Estuaries of the North Sea (Progress Report)

[Vergleich von Seespiegel-Chronologien aus Ästuaren der Nordsee (Fortschrittsbericht)]

IAN SHENNAN *)

Comparison, sea level change, chronologies, Holocene, estuaries.
North Sea, Bundesrepublik Deutschland, Jutland, Norway, England, Scotland

This report summarises a number of points discussed in a series of recent published articles and in those papers in various stages of preparation (see list at the end). It is argued that the science of Holocene sea-level change is essentially at the stage of data collection with explanation being achieved via inductive models. Studies of sea-level change lack any accepted formal methodology and therefore scientific laws and theories. Problems arise when a common language is required so that classification of and correlation between the work of different research workers can be made. Without adequately rigid operational definitions, and strict adherence to them, even statistically significant features become incomparable. The philosophical principles of sea-level studies are further weakened by the lack of an explicit statement of the working hypotheses which are to be tested and perhaps falsified. Multiple hypotheses should be presented so that research designs will lead to new data which will allow all but one working hypothesis to be rejected. Each working hypotheses must be presented in a form that allows for it to be tested and rejected.

The problems of sea level methodology are discussed within the context of comparing sea level chronologies from the estuaries of the North Sea. The need for a common language and rigid operational definitions is illustrated using examples of the use and misuse of basic terms: regression, transgression, lagoonal sediment, mean sea level, sea-level change. The utility of the method of multiple working hypotheses is presented in the discussion of the similarities and differences between the sea-level chronologies of various North Sea estuaries with the role of offshore barriers, in particular, critically examined.

*) Address of the author: Dr. I. SHENNAN, University of Durham, Department of Geography, South Road, Durham, United Kingdom DH1 3LE.

References

- SHENNAN, I. (1982): Problems of correlating Flandrian sea-level changes and climate. — In: HARDING, A. F. (ed.), *Climatic change in later prehistory*: 52—67; Edinburgh (University Press).
- (1983): Flandrian and Late Devensian sea-level changes and coastal movements in England and Wales. — In: SMITH, D. E. & DAWSON, A. G. (eds.), *Shorelines and Isostasy*: 255—283; London, New York (Academic Press).
- , TOOLEY, M. J., DAVIS, M. J. & HAGGART, B. A. (1983): Analysis and interpretation of Holocene sea-level data. — *Nature*, **302**: 404—406; Basingstoke.
- Papers in preparation: „Flandrian sea-level changes in the Fenland”
„Global analysis and correlation of sea-level data” (for Devoy, R. J. (ed.)
Sea Surface Studies: A Global View)

Manuscript accepted on 2. 8. 1984

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	7—8	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----	----------------------

Shorelines Formed During Quaternary Marine Regression: Examples and Inferences from Southern Scotland (Progress report)

[Küstenlinien, die sich im Verlauf einer quartären marinen Regression gebildet haben: Beispiele und Schlußfolgerungen aus dem südlichen Schottland (Fortschrittsbericht)]

WILLIAM GRAHAM JARDINE & WILLIAM EDGAR BOYD *)

Interpretation, marine regression, shorelines, morphodynamics, geomorphological feature,
marine terraces, cliff, sedimentary successions, transgression, Holocene (9000 years B. P.).
Southern Scotland (Forth Valley), North Sea

As elsewhere, the main method of identifying the position of a former (regressive) Quaternary marine shoreline in S Scotland is by the recognition of either a physical or a vegetational boundary. Commonly a physical boundary is a geomorphological feature. For example, in the Forth valley west of Stirling the boundaries between concealed (regressive) terraces, termed the High, Main and Low 'Buried Beaches', are small cliffs (SISSONS 1966: 20—24; 1967, 175—178). Similarly, at several locations along the northern seaboard of the Solway Firth frequently a distinct cliff, ranging up to c. 2 m in height, occurs at the boundary between 'carse' deposits of the main Holocene marine incursion and the adjacent lower area, the 'merse' (JARDINE 1980: 44). In both the Forth and Solway areas the simple, normal 'stepped' situation is replaced locally by a more complex situation: e. g. the Low Buried Beach of the Forth valley comprises a veneer of later sediments resting on a bench that was cut into deposits of the Main Buried Beach during marine regression c. 9000 years bp; at Redkirk Point on the Solway Firth, phases of erosive activity by the receding or stationary sea were interrupted by depositional activity so that 'cliffs' and 'benches' are covered partly by marine deposits (JARDINE 1980: figs. 12A and 12B).

The abrupt break (represented by a cliff) in the Holocene regression on the N coast of the Solway Firth contrasts with the last part of the preceding (major) transgression

*) Addresses of the authors: Dr. W. G. JARDINE, Dr. W. E. BOYD, Department of Geology, University of Glasgow, Glasgow G12 8QQ, United Kingdom.

(e. g. in the vicinity of Newbie Cottages; JARDINE 1980: fig. 12 C), in which there is sedimentary evidence of oscillation between minor transgressive and minor regressive episodes. Does the cliff indicate a change of relative sea level (associated with isostatic uplift) whereas the interstratified sediments indicate (minor) transgressive-regressive effects produced by local factors rather than by changes of sea level?

The sequence at Newbie Cottages provides a link between the use of physical and vegetational criteria in the recognition of the positions of former marine shorelines. At that location, the position of the shoreline is not marked by a recognisable land-form. There is, however, sedimentary evidence of the shoreline position, the deposits immediately seawards of the former shoreline comprising, in upward vertical succession: organic detritus, inorganic silts and clays, peat.

Such a sequence is typical of a number of former shoreline locations in N Germany, Denmark, N England and S Scotland. At certain coastal locations in NW Europe, however, a vertical sequence that consists entirely of organic deposits is to be found. At such locations, the position of the regressive shoreline may require to be established '... on the assumption that replacement of a saltmarsh plant community by terrestrial taxa indicates inception of a marine regression...' (JARDINE 1981: 298). The situation is compounded further where the only record of a marine event that is preserved in a cored profile is a gap in the vegetational sequence. BOYD encountered this problem at Linwood Moss, in the vicinity of Glasgow. He constructed a model to illustrate various possibilities in the development of sedimentary successions during a marine transgressive and regressive event in a coastal area of organic accumulation (BOYD 1982: 67—71; figs. 8.2 and 8.3). Within the context of marine regression, BOYD distinguished two major categories: regression caused by local progradation; regression on a regional scale (commonly as the result of change of sea level).

Evidence from vegetational sequences may allow successive (and datable) regressive shoreline positions to be established; geomorphological evidence may be less useful in this respect.

References

- BOYD, W. E. (1982): The stratigraphy and chronology of Late Quaternary raised coastal deposits in Renfrewshire and Ayrshire, western Scotland. — Ph. D. thesis, University of Glasgow: Vol. I, 285 pp.; Vol. II, 113 pp., Glasgow. — [Unpubl.].
- JARDINE, W. G. (1980): Holocene raised coastal sediments and former shorelines of Dumfriesshire and eastern Galloway. — *Trans. J. Proc. Dumfries. Galloway Nat. Hist. Antiq. Soc.*, **55**: 1—59; Dumfries.
- (1981): Holocene shorelines in Britain: recent studies. — *Geol. Mijnbouw*, **60**: 297—304; Leiden.
- SISSONS, J. B. (1966): Relative sea-level changes between 10,300 and 8,300 B. P. in part of the Carse of Stirling. — *Trans. Inst. Br. Geogr.*, **39**: 19—29; London.
- (1967): The evolution of Scotland's scenery. — 259 pp.; Edinburgh.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	9—13 1 fig.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	----------------	----------------------

A Dated Holocene Sediment Core from the Bottom of the Southern North Sea

KARL-ERNST BEHRE, JÜRGEN DÖRJES & GEORG IRION *)

Marine environment, core, Ocean floors, holocene mollusc communities, heavy metal pollution,
minerals, postglacial vegetations history, reconstruction, paleoecology, pollen, late Boreal,
sea level changes, transgression.
Southern North Sea

A b s t r a c t : A core from the southern North Sea ($53^{\circ} 44,5' \text{ N}$, $4^{\circ} 30' \text{ E}$) was investigated for pollen, macro-remains, malacozoology, minerals and heavy metals. The freshwater peat and mud were identified as basis peat in the genetic sense, they are followed by brackish and marine sediments without erosion in between. The position of the transgression contact is at 42.5 m below mean sea-level and was dated to the late Boreal period (about 8150 years BP). Until the Atlantic period the location of profile A 521 was situated close to the coast in shallow waters. After a long hiatus in time 1.8 m of deep water sediments (Younger Sea Sand) follow, which were deposited presumably since medieval time. In the uppermost metre of these young sediments a strong increase of heavy metals can be shown, which is referred to anthropogenic water pollution, starting at about the year 1880 AD.

[Ein datierter holozäner Sedimentkern vom Grund der südlichen Nordsee]

K u r z f a s s u n g : Ein Bohrkern aus der südlichen Nordsee ($54^{\circ} 44,5' \text{ N}$, $4^{\circ} 30' \text{ E}$) wurde auf Pollen, botanische Makroreste, Mollusken sowie Minerale und Schwermetalle untersucht. Im Liegenden befindet sich ein echter Basistorf, auf den ohne Erosion Süßwasser-, Brackwasser- und Salzwassersedimente folgen. Der Transgressionskontakt liegt bei 42,5 m unter Mittelwasser und wurde auf spätes Boreal (etwa 8150 Jahre BP.) datiert, die Profilstelle blieb bis ins Atlantikum im ufernahen Flachwasserbereich. Es folgen nach einem langen zeitlichen Hiatus junge Tiefwassersedimente, die seit oder nach dem Mittelalter abgelagert worden sind. Im obersten Meter steigt der Schwermetallgehalt stark an, was mit der anthropogenen Verschmutzung seit 1880 AD begründet wird.

1. Introduction

Up till now the number of fixed points for the curve of the holocene transgression is very small, even in the North Sea area. Most of the dates come from borings in the

*) Addresses of the authors: Prof. Dr. K.-E. BEHRE, Niedersächsisches Landesinstitut für Marschen- und Wurtenforschung, Viktoriastr. 26/28, D—2940 Wilhelmshaven. Dr. J. DÖRJES, Dr. G. IRION, Forschungsinstitut Senckenberg, Abteilung für Meeresgeologie und Meeresbiologie, Schleusenstr. 39A, D—2940 Wilhelmshaven.

coastal areas and therefore concern only the younger part of the sea-level curve. In order to get more information on the earlier phases of the Flandrian transgression a joint program was started by the two institutes in Wilhelmshaven to detect suitable peat layers on the bottom of the Southern North Sea. Close cooperation between geobotany, zoology, and mineralogy allows comprehensive investigations.

First results of the program were obtained by the joint investigation of a core from Southern Austergrund, and were published in detail by BEHRE, DÖRJES and IRION in 1984; they will be resumed here. The core A 521 was gained with a vibrocorer at 53° 44,5' N and 4° 30' E and had a length of 2.48 m. At the bottom, i. e. 42.68 to 42.48 m below mean sea-level, a sequence of peat and limnic sediments were met, which were followed by brackish and marine sediments, deposited under calm conditions without any erosion in between. This favourable situation (that was met with only once beside many failures) provided a reliable fixed point for the sea-level curve, marking exactly the contact zone of the transgression. For a later period a hiatus could be demonstrated which is overlain by the young sea sand (see fig. 1).

2. Reconstruction and dating of the freshwater environment at the basis

The core did not penetrate the organic layer as far as the pleistocene subsoil, so the profile starts with reed peat 2.48 m below the sea bottom and changes at 2.37 m to freshwater mud until 2.28 m. For these 20 cm a pollen diagram was elaborated and macrofossil analysis yielded many additional plant remains. The vegetation was dominated by *Typha* (more than 700 seeds), *Phragmites*, *Juncus effusus*, and *Sphagnum*. Many other reed and swamp species, for example *Alisma plantago-aquatica*, *Carex pseudocyperus*, *Filipendula ulmaria*, *Lycopus europaeus*, *Menyanthes trifoliata*, and *Solanum dulcamara* as well as water plants like *Ceratophyllum demersum*, *Potamogeton pectinatus*, and *Nymphaea alba* were traced by their fruits resp. seeds. Evidently the biotope started with reed swamp and changed gradually to open water, freshwater conditions still remaining. The freshwater mud already contains some foraminifers, thus showing the first indication of the approaching sea.

Pollen analysis and macro-remains also provided the composition of the forest around the site. *Pinus sylvestris* and *Corylus* have been the prevailing species, further components were *Betula pendula*, *B. pubescens*, and *Populus tremula*. In the course of the peat formation the thermophilous trees *Ulmus* and *Quercus* and later also *Alnus* invaded and became members of the forest community.

From the pollen diagram of the organic sequence a reliable dating was obtained. Though this layer was rather thin the pollen diagram shows a clear vegetational development that certainly lasted several centuries. Within this time span *Corylus* reached its characteristic maximum, and the spreading of the thermophilous trees *Ulmus* and *Quercus* took place. The upper part of the diagram shows also the immigration of *Alnus* and first traces of *Tilia* pollen.

In this phase of vegetational history there are no problems with the dating. The whole sequence has to be placed into the Boreal period. The sharp increase of hazel to its maximum of about 80 % of AP at cm 243 is the criterium for the boundary Va/Vb (after FIRBAS 1949). On the continent this boundary is drawn at 6800 BC (= 8750 BP).

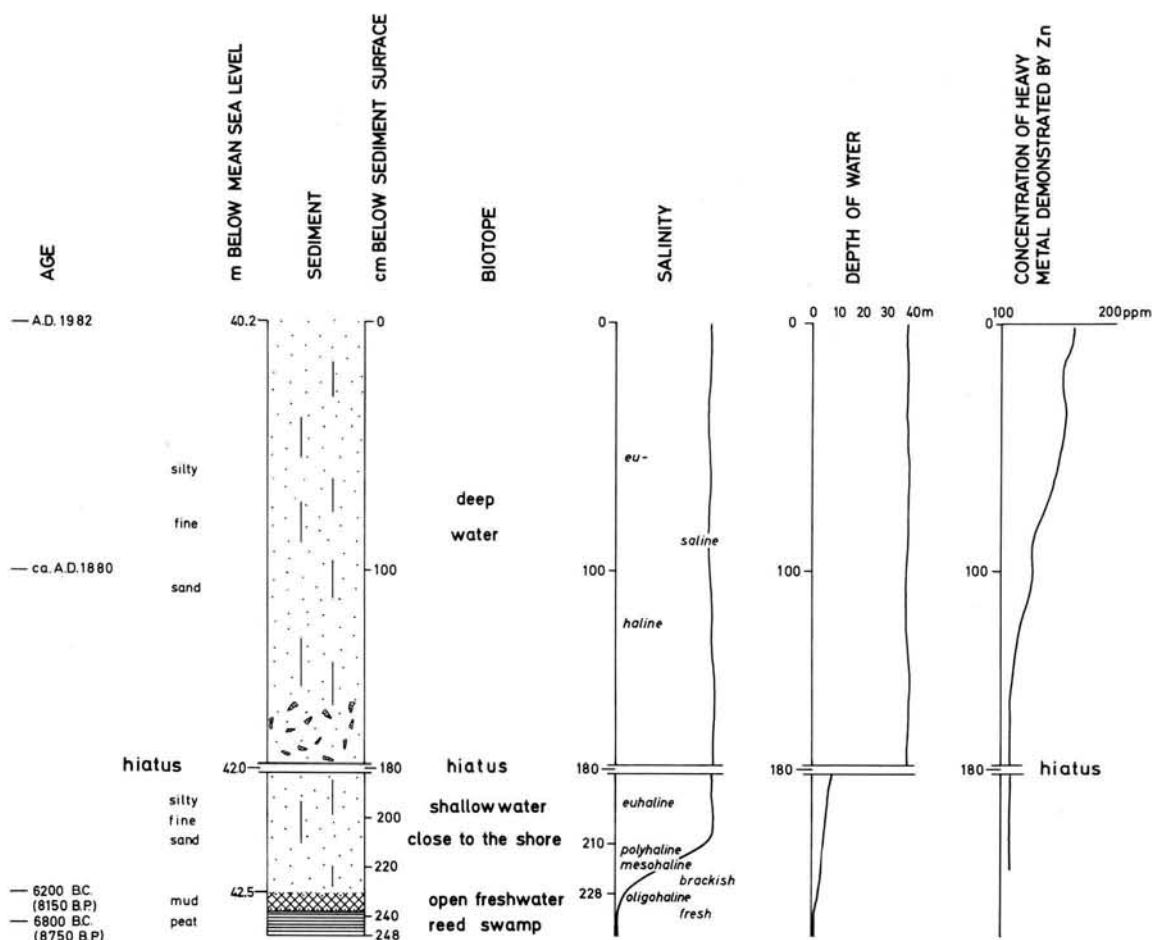


Fig. 1: Summarized palaeo-ecology of Southern Austergrund, obtained by core A 521.

Prof. M. A. GEYH supplied a ^{14}C -date of the peat from core A 521 at this level, which turned out to be 8750 ± 110 BP (Hv 12092) and fully supports the pollen analytic date. By further comparison with continental pollen diagrams it can be claimed that the transgression contact itself, the position of which is 14 cm higher, has to be put at the end of the Boreal period immediately before the main increase of the *Alnus* curve i. e. the start of the Atlantic period. This means that the transgression took place at about 8150 ^{14}C -years BP at a position of 42,5 m below mean sea-level.

From the North Sea there are only very few transgression contacts that can be dated to Boreal age or older (see BEHRE, DÖRJES and IRION 1984) for comparison. In spite of some inaccuracies in getting and dating the exact contact zone and concerning the exact depth of some cores, the positions fit into the sea level curve given by LUDWIG, MÜLLER and STREIF (1979), which indicates a very steep rise of the sea-level between 9000 and 7000 years BP.

3. Reconstruction of the brackish and marine environments by the analysis of dead shells in the upper layers of the core

Above the basic layers of peat and freshwater mud, shell containing sediments start in a core-depth of 228 cm. The deposits up to 210 cm are marked by adults of common tidal flat species and some juvenils of species inhabiting the shallow sublittoral. Specimens of *Hydrobia ulvae*, *Cerastoderma edule*, *Macoma balthica*, *Venus striatula*, and *Tellina fabula* have been identified. Freshwater species and occupants of oligohaline environments are totally absent. Most of the recognized species are known from meso-, poly-, and euhaline waters. The composition of the community identifies the environment as a shallow and calm nearshore locality.

The tidal flat and shallow shelf species *Cerastoderma edule*, *Hydrobia ulvae*, *Macoma balthica*, *Mytilus edulis*, and *Venus striatula* reach their highest abundance in different layers between a sediment depth of 210 and 180 cm. The composition of species and the muddy sediments refer to a nearshore shallow environment without strong currents and surf activity. The numerous specimens and the high percentage of adults are typical of areas with high productivity and poor sedimentation rates.

Above the core-depth of 180 cm the number of tidal flat and shallow shelf species decreases very rapidly. Between 175 cm and 155 cm the deep water species *Corbula gibba* and *Turritella communis* reach optimal abundances. The sudden change from shallow water species to deep water species is probably due to a long hiatus at a sediment depth of 180 cm. During this interval the sea-level obviously rose rapidly. As a consequence the environment became euhaline and situated far offshore. The sedimentation rate and the water turbulence were low.

The decrease of specimens in the sediment column between 150 cm and 100 cm is probably due to an increase of sedimentation because the decreasing production of biomass cannot be referred to some kind of deterioration in the marine environment. The assumption of an increasing sedimentation is supported by the fact that the uppermost 100 cm of the sediments were deposited in only one century as the measurements of heavy metals show.

4. Mineralogy and heavy metals

Neglecting the calcium contents which predominantly derives from faunal shell material, the mineralogical investigations showed no fundamental changes within the profile. The clay mineral fraction is dominated by illite, followed by kaolinite, and finally, with considerably lower amounts, chlorite and montmorillonite. The coarse fraction consists of quartz, some feldspars, and calcite (which is derived from shells). The correspondence of the mineralogical composition of the single grain-size-fractions from the sediment core with those of two other sediment cores from Skagerrak, which were described by JØRGENSEN et al. (1981) is surprising. They are also in agreement with our analyses from shorter sediment cores from marine areas on the Danish and Dutch coasts. They differ, however from those from the German Bight. In comparison to the suspended mineralogical load of the rivers which flow into the North Sea (Rivers Rhine, Ems, Weser, and Elbe), the sediments of the core investigated contain some kaolinite and less montmorillonite. The origin of the fine-grained material thus has to be looked

for elsewhere, not only in the supply by the rivers. Presumably, part of the sediment material was reworked by the Fennoscandian glaciers and later transported to the Austergrund area by sea-currents.

The mineralogical composition as well as the heavy metals copper, zinc, lead and manganese were analysed with the AAS. It was the purpose of these investigations to determine the degree of pollution of the sediments caused by anthropogenic pollutants in order to obtain information for the dating of the upper part of the core. The depth of the load amounts to about 120 cm and thus is relatively high. Assuming the animals which live in the sediment do not bury deeper than 20 cm, a sediment layer of 100 cm thickness has to have been deposited since the beginning of the anthropogenic heavy metal pollution. From the investigation of dated sediment cores it is known that the presence of anthropogenic heavy metals in sediments from our area can be traced back to the year 1880 (MÜLLER et al. 1980). With respect to the sediment core investigated, this means that during the last 100 years at least 100 cm of sediment have been deposited.

5. References

- BEHRE, K.-E., DÖRJS, J. & IRION, G. (1984): Ein datierter Sedimentkern aus dem Holozän der südlichen Nordsee. — *Probleme der Küstenforschung*, 15: 135—148, 6 Abb., 3 Tab.; Hildesheim.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen 1. — *Allgemeine Waldgeschichte*, 480 S., 157 Abb., 28 Tab.; Jena (Fischer).
- JØRGENSEN, P., ERLÉNKEUSER, H., LANGE, H., NAGY, J., RUMOHR, J. & WERNER, F. (1981): Sedimentological and stratigraphical studies of two cores from the Skagerrak. — *Spec. Publ. int. Ass. Sedimentologists*, 5: 397—414, 16 Abb., 2 Tab.; Oxford.
- LUDWIG, G., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1979): Neuere Daten zum holozänen Meeresspiegelanstieg im Bereich der Deutschen Bucht. — *Geol. Jb.*, D 32: 3—22, 2 Abb., 7 Tab.; Hannover.
- MÜLLER, G., DOMINIK, J., REUTHER, R., MALISCH, R., SCHULTE, E., ACKER, L. & IRION, G. (1980): Sedimentary Record of Environmental Pollution in the Western Baltic Sea. — *Naturwissenschaften*, 67: 595—600; Heidelberg.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	15—22 4 fig.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

Variations du niveau marin a l'Holocène en Bretagne (France)

MARIE-THERÈSE MORZADÉC-KERFOURN *)

Borehole section, coastal environment, transgression, sea level change,
Holocene, pollen analysis, correlation.
Bretagne, Cotes du Nord (Dol region), English Channel, Gulf of St. Malo

R é s u m é : Les phases transgressives majeures qui se manifestent en Bretagne entre 5000 et 4400 B. P., 3300 et 3000 B. P. et autour de 1400 B. P. peuvent être comparées avec les phases Calais III, Dunkerque 0 et Dunkerque II définies aux Pays-Bas. Des incursions marines de moindre importance peuvent être observées en Bretagne, localement, en particulier dans les zones basses de la Baie du Mont-Saint-Michel.

[Holozäne Meeresspiegel-Schwankungen in der Bretagne (Frankreich)]

K u r z f a s s u n g : Die bedeutendsten transgressiven Phasen, die für die Bretagne zwischen 5000 und 4000 v. h., 3300 und 3000 v. h. und um 1400 v. h. angezeigt sind, lassen sich mit dem Calais III, Dunkerque 0 und Dunkerque II der niederländischen Holozän-Chronologie vergleichen. Weitere unbedeutende transgressive Phasen kommen in der Bretagne insbesondere in tief liegenden Regionen wie der Bucht von Mont-Saint-Michel vor.

[Holocene Sea-Level Changes in Brittany (France)]

A b s t r a c t : The main transgressive phases known in Brittany: 5000—4400 B. P., 3300—3000 B. P., and around 1400 B. P. can be compared with the Calais III, Dunkerque 0 and Dunkerque II of the chronology of Holocene in the Netherlands. Other little transgressive phases are observed in Brittany, specially in low-land regions as the Mont-Saint-Michel bay.

La Bretagne présente une façade maritime importante, à morphologie diversifiée, dominée cependant par des falaises rocheuses. Les zones basses sont rares à l'exception de celles de l'estuaire de la Loire et de la Baie du Mont-Saint-Michel où d'ailleurs la falaise fossile, empâtée par des formations périglaciaires, demeure très proche en arrière des marais maritimes.

Le long du littoral breton l'amplitude de la marée subit de grandes variations; elle croît en Manche d'Ouest (6,50 m à Ouessant), en Est (13 m au Mont-Saint-Michel) et décroît en Atlantique d'Ouessant à l'estuaire de la Loire (5 m). Pour déterminer

*) Adresse de l'auteur: Dr. M.-T. MORZADÉC-KERFOURN, Institut de Géologie, Université de Rennes, F—35042 Rennes Cedex/Frankreich.

la position des niveaux marins passés le point important est le passage du domaine maritime au domaine continental; il correspond au niveau des plus hautes mers de vives eaux. Il est aisément révélé par la faune, le plancton ou la végétation (MORZADEC-KERFOURN 1979). Pour la Bretagne toutes les altitudes ont été déterminées dans les séquences flandriennes par rapport à ce changement de milieu, en utilisant en particulier la présence de kystes de Dinoflagellés qui témoigne du maintien d'une certaine salinité de l'eau. Etant donné l'importance des variations d'amplitude des marées en Bretagne, ce niveau repère est variable suivant la position géographique et la situation morphologique; d'où la nécessité de bien séparer les zones d'étude. Les résultats obtenus reflètent l'irrégularité de la remontée marine flandrienne, avec des phases transgressives plus accélérées (MORZADEC-KERFOURN 1969, 1974).

Le marais maritime de Dol-de-Bretagne (Ille-et-Vilaine)

La séquence flandrienne la plus complète provient du marais de Dol-de-Bretagne où la sédimentation s'est effectuée, tantôt dans le domaine intertidal, tantôt dans le domaine supratidal. Les niveaux tourbeux supratidaux sont séparés par des silts calcaires (tange) déposés sur la slikke. Grâce à des datations radiocarbone (DÉLIBRIAS & MORZADEC-KERFOURN 1975), il est possible d'envisager, à titre d'hypothèse, des corrélations avec les phases transgressives définies dans les séries flandriennes des Pays-Bas.

Le ralentissement de la transgression flandrienne se manifeste dans le marais de Dol par le passage d'une sédimentation sableuse à une sédimentation plus fine silteuse; l'influence marine cesse dans la région de Châteauneuf vers 5500 ± 150 (Gif 1837). Les marais se développent autour du Mont-Dol entre 5450 ± 150 (Gif 948) et 5000 ± 150 (Gif 944). Lors de la phase transgressive qui suit (Calais III?) la mer atteint le point le plus avancé à l'intérieur des terres; elle pénètre dans le Biez-Jean, jusqu'à Vildé-Bidon entre 4800 ± 140 (Gif 953) et 4400 ± 140 (Gif 1835) (fig. 1). Les marais regagnent ensuite vers le Nord entre 3900 ± 140 (Gif 950) et 3450 ± 100 (Gif 947). Une transgression importante (Dunkerque 0?) entre 3400 et 3000 B.P. recouvre une grande partie des marais. Les silts qui se déposent, constituent la surface actuelle autour du Mont-Dol; ils sont colonisés dès 3000 ± 100 (Gif 2185) par une végétation halophile et de sables fixés. Aucune phase transgressive plus récente n'apparaît dans ce secteur.

Cependant à l'Ouest, dans l'estuaire du Biez-Jean, comme à l'Est, dans l'estuaire du Couesnon, des oscillations marines plus récentes se sont faites sentir. Une transgression post-romaine avait été mise en évidence dans l'estuaire du Couesnon, à Pontaubault par LEBESCONTE (1898); elle a été confirmée par des travaux récents et rapportée au Dunkerquien II (CLET-PELLERIN, LAUTRIDOU & DÉLIBRIAS 1981).

Vers l'Ouest, près de l'estuaire du Biez-Jean, à la Fresnais dans la partie supérieure du sondage, un niveau riche en matière organique est interstratifié entre des silts calcaires à microfaune littorale et à pollens de Chénopodiacées uniquement (cf. base du diagramme fig. 2). La tourbe supérieure vers 1,30 m a livré une céramique gauloise datant du premier siècle de notre ère. Le milieu, une Aulnaie à Bouleau, est nettement continental; il est caractérisé par une faible représentation des Chénopodiacées, l'absence de kystes de Dinoflagellés, le développement des Phragmites et un début d'installation de Sphagnum. La mise en place du silt calcaire supérieur (t1, fig. 3) est

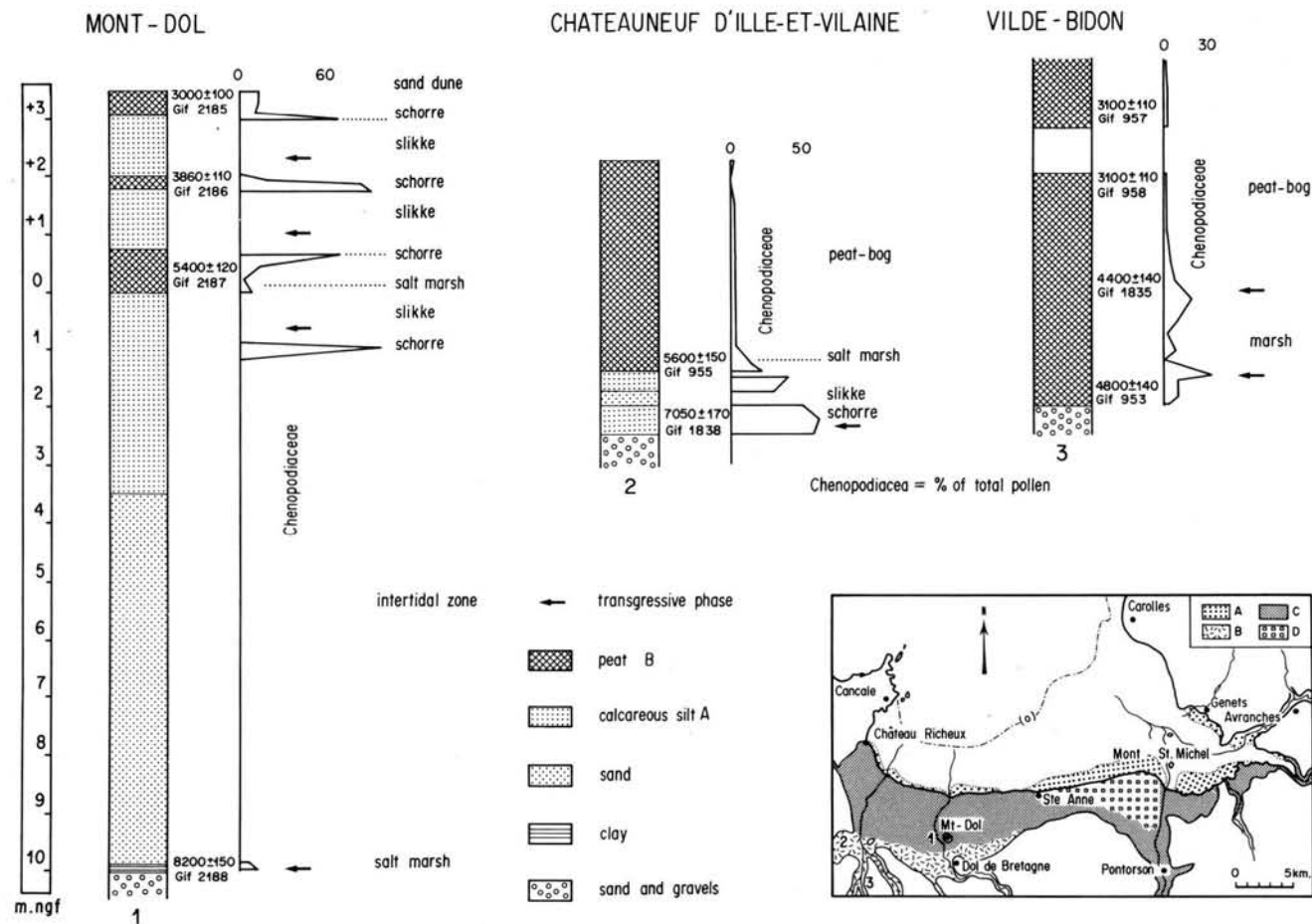


Fig. 1: La marais de Dol-de-Bretagne (Ille-et-Vilaine). Phases transgressives dans trois sondages.

Fig. 1: Dol-de-Bretagne Marshes (Ille-et-Vilaine). Transgressive phases in three core profiles.

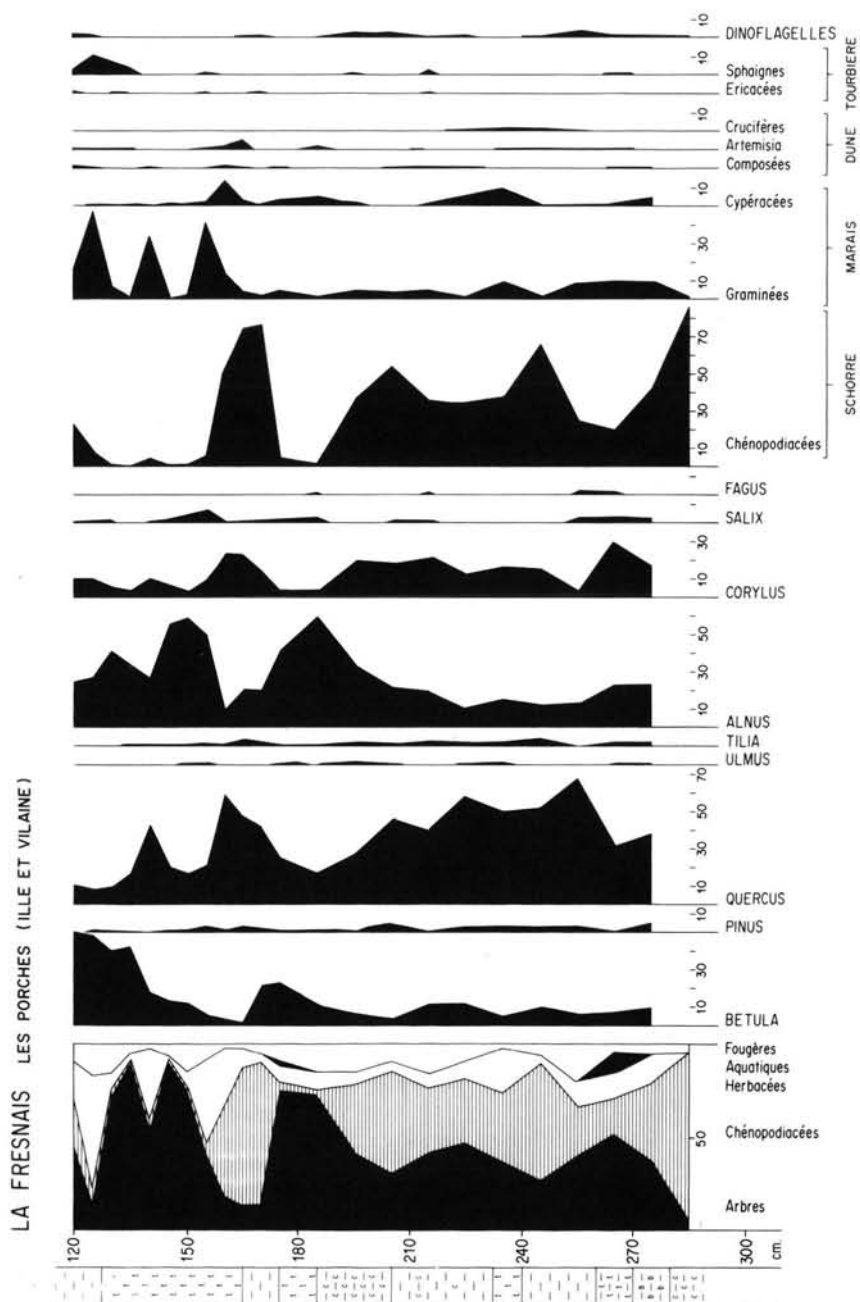


Fig. 2: Diagramme pollinique de la partie supérieure du Sondage de la Fresnais-Ouest du Mont-Dol.

Fig. 2: Pollen-analyses of the upper part of the Fresnais core — West of the Mont-Dol.

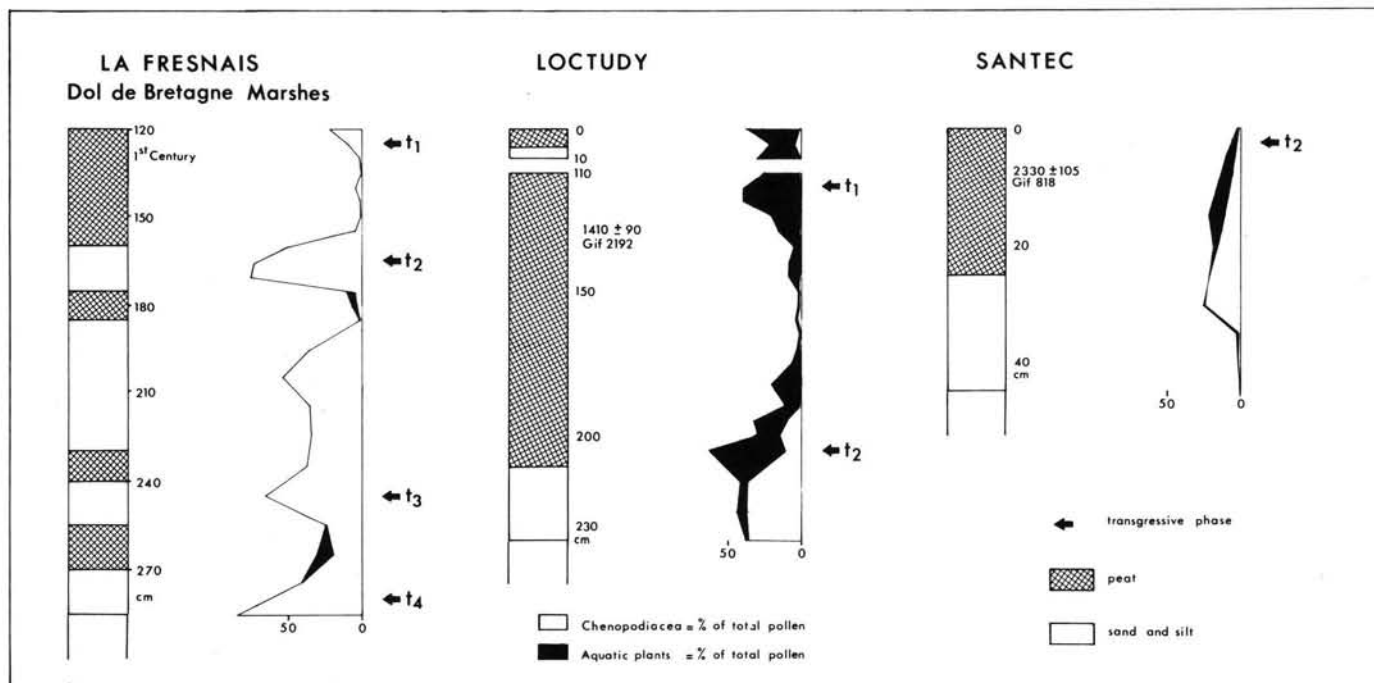
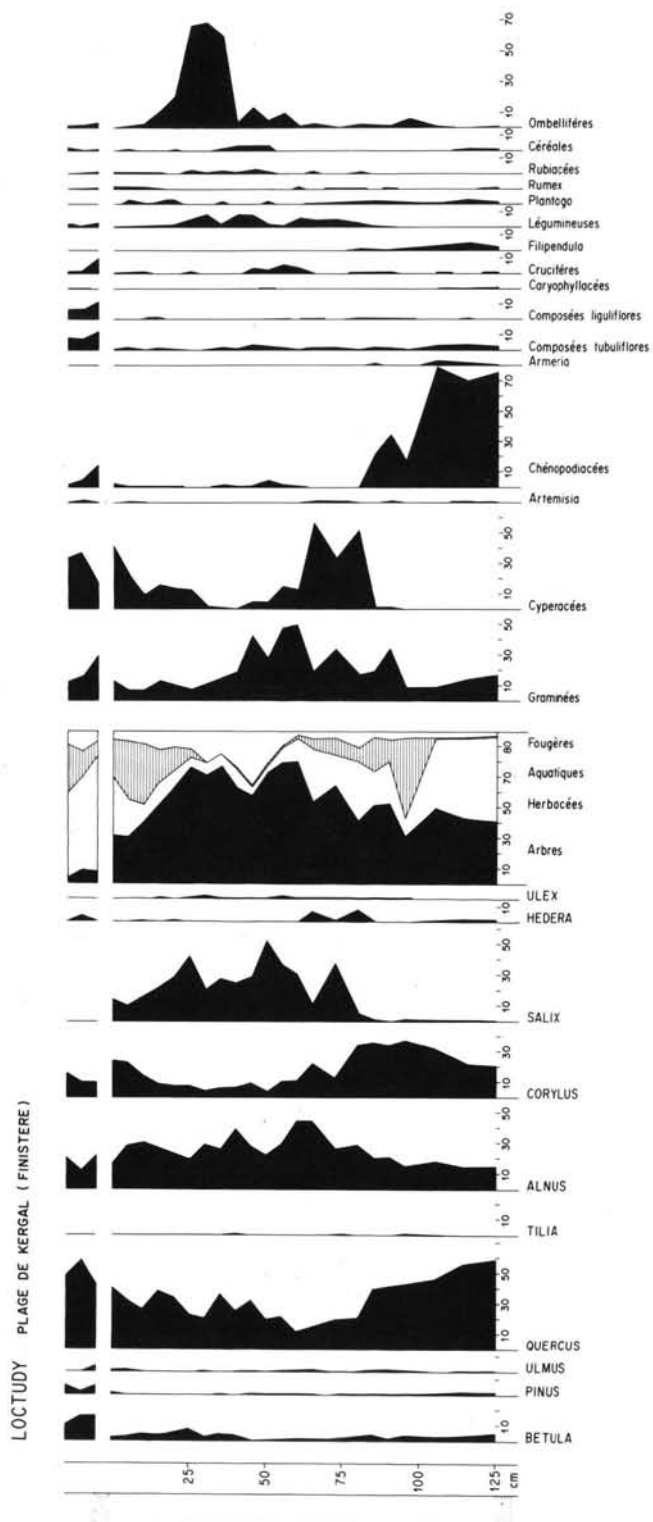


Fig. 3: Phases transgressives récentes dans trois sites de Bretagne:
La Fresnais, marais de Dol-de-Bretagne; Loctudy, Sud Finistère; Santec, Nord Finistère.
Représentation des pollens de Chénopodiacées et de plantes aquatiques.

Fig. 3: Recent transgressive phases in three locality of Brittany:
La Fresnais, Dol-de-Bretagne marshes, Loctudy, south of Finistère coast, Santec, North of Finistère
coast. Distribution of the pollen grains of Chaenopodiaceae and aquatic plants.



donc, comme dans l'estuaire du Couesnon, contemporain du Dunkerquien II. Le silt inférieur (t4, fig. 3) est à rapporter au niveau supérieur des sondages réalisés autour du Mont-Dol, déposé entre 3450 B. P. et 3000 B. P. Entre ces deux phases transgressives majeures, les incursions marines (t3 et t2, fig. 3) pourraient être des manifestations comparables aux différentes phases du Dunkerquien 1 aux Pays-Bas. La transgression t2, en particulier, a submergé un marais à Aulne et Bouleau (entre 1,70 et 1,60 m fig. 2), déjà bien établi, ce qui nécessite une variation d'amplitude du niveau marin relativement importante. Cependant les manifestations de cette transgression sont minimales dans l'ensemble de la Baie du Mont-Saint-Michel; elles n'affectent que les estuaires.

Le littoral rocheux

Sur les platiers rocheux, en avant des falaises, les dépôts tourbeux débutent peu après 6000 B. P. Ils s'échelonnent sur les estrans entre le niveau des basses mers et celui des hautes mers actuelles. Ce sont les témoins de petits marais littoraux formés derrière des cordons de barrage. Les dépôts tourbeux peuvent être regroupés en trois ensembles suivant leur position (MORZADEC-KERFOURN 1969, 1974).

Pour le premier, situé entre le niveau des basses mers et le niveau moyen, les dates s'échelonnent entre 5700 et 4900 B. P.; des dépôts situés vers le niveau moyen fournissent des dates comprises entre 4250 et 3400 B. P., ils sont contemporains des allées couvertes submergées de la fin du Néolithique; les dépôts situés au-dessus du niveau moyen sont souvent associés à des formations dunaires; ils ont été datés de 2330 à 1400 B. P.

Les dépôts tourbeux les plus récents montrent l'évolution des zones humides littorales en relation avec la transgression flandrienne. La tourbe de Loctudy (Finistère) affleure sur l'estran vers le niveau moyen des marées; un niveau supérieur épais de 20 cm apparaît au niveau des plus hautes mers de mortes eaux. Après la formation du cordon sableux de barrage, le mauvais écoulement des eaux douces se traduit par une régression des pollens de Chénopodiacées, une augmentation des aquatiques (fig. 4). Puis la progression marine se ralentissant, les Cypéracées et les Phragmites colonisent le marais suivies par une végétation de sables fixés à Ombellifères. Une nouvelle progression marine modifie l'équilibre du marais; les aquatiques se développent puis ensuite les Cypéracées. Cette modification de l'équilibre biologique du marais peut être assimilée à une phase transgressive; elle a été datée de 1410 ± 90 (Gif 2192); elle est donc contemporaine de la phase t1 mise en évidence dans le sondage de la Fresnais (Fig. 3). Une évolution comparable se retrouve dans la tourbe de Santec (Finistère) (MORZADEC-KERFOURN 1974). Elle a été datée de 2330 ± 105 (Gif 818); elle serait donc contemporaine de la phase inférieure de la tourbe de Loctudy. Un silt gris, représentant un ancien schorre affleure sur la plage de Plounéour-Trez (Finistère) à 2 m au-dessus du niveau moyen des marées (MORZADEC-KERFOURN 1974). Il a été daté de 1390 ± 100 (Gif 1300) et semble indiquer que la transgression assimilée au Dunkerquien II n'a pas dépassé le niveau actuel.

Fig. 4: Diagramme pollinique de la tourbe de la plage de Loctudy (Finistère).

Fig. 4: Pollen-analysis of the peat exposed on the beach of Loctudy (Finistère).

Conclusion

Cet essai de comparaison entre les résultats obtenus aux Pays-Bas et en Bretagne montre qu'il y a, en envisageant seulement les grandes phases de transgression, une certaine convergence (HAGEMAN 1969, ROELEVELD 1974, MORZADEC-KERFOURN 1974), alors que l'examen des courbes de variations du niveau marin proposées, basées sur des altitudes difficiles à préciser et dont la signification varie suivant les conditions morphologiques, ne permet pas une telle conclusion. Ceci tendrait à prouver qu'en dehors des effets locaux liés à la configuration des littoraux il y a des phénomènes plus généraux, certainement des accélérations rapides de la transgression, qui font que marais et estran se succèdent périodiquement en un même point.

Remerciements

La découverte de la poterie de la Fresnais a été signalée par J. MEURY qui a également réalisé le sondage de la Pigassière. La poterie a été étudiée par L. LANGOUËT (travail à paraître). Les préparations palynologiques des sédiments de la Fresnais et de Loctudy ont été faites dans le cadre d'une action concertée de la D.G.R.S.T.: Archéologie du Paysage Armoricaïn; responsable P. R. GIOT. Toutes les datations radiocarbone ont été effectuées à Gif-sur-Yvette par G. DÉLIBRIAS.

Références bibliographiques

- CLET-PELLERIN, M., LAUTRIDOU, J. P. & DÉLIBRIAS, G. (1981): Les Formations holocènes et Pleistocènes de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. — Bull. Soc. Linn. Normandie, 109: 3—20; Caen.
- DÉLIBRIAS, G. & MORZADEC-KERFOURN, M. T. (1975): Evolution du marais de Dol-de-Bretagne au Flandrien (Ille-et-Vilaine, France). — Bull. A. F. E. Q., 2: 59—70; Paris.
- HAGEMAN, B. P. (1969): Development of the Western part of the Netherlands during the Holocene. — Geol. en Mijnbown, 48: 373—388; Leiden.
- JELGERSMA, S. (1961): Holocene Sea-level changes in the Netherlands. — Mededel. Geol. Stichting C, VI, 7: 100 pp.; Maastricht.
- LEBESCONTE, P. (1898): Périodes géologiques gallo-romaine et franque. Leurs relations avec le Quaternaire, le Pliocène et l'Époque moderne. — Bull. Soc. Sci. medic. Ouest, 7: 354—408; Nantes.
- MORZADEC-KERFOURN, M. T. (1974): Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. Mémoires Soc. géol. minér. Bretagne, 17: 280 p. (Thèse); Rennes.
- (1979): Indicateurs écologiques du domaine littoral: Végétation et Plancton organique. — Océanis, 5, H. S.: 207—213; Paris.
- ROELEVELD, W. (1974): The Groningen Coastal Area: A study in Holocene geology and low-land physical geography. — Berichten von de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek, 24: 7—132: supplement; Amsterdam.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	23—32 7 fig.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

Development and Evolution of Sedimentary Environments during the Holocene in the Western Coastal Plain of Belgium

CECILE BAETEMAN *)

Shore features, morphodynamics, sedimentary environment,
depression, erosion, sand, subsoil, Holocene, borehole sections, panel diagram.
Belgium (Western Coastal Plain)

Abstract: The interrelationship of the different depositional sedimentary environments in their areal distribution and through time has been investigated in a sandy area of the Western coastal plain of Belgium. The sandy area is used to be interpreted as the result of one single post-Roman erosive phenomenon. The study of the entire Holocene sequence and the three-dimensional view of it showed the existence of a depression in the pre-Holocene surface where initially a tidal flat came into being in which tidal channels developed. The erosive actions of these tidal channels however were restricted to different distinct places and depth.

[Ausbildung und Entwicklung der Ablagerungsmilieus
in der westlichen Küstenebene Belgiens im Verlauf des Holozän]

Kurzfassung: In einem Gebiet sandiger Ablagerungen in der westlichen Küstenebene von Belgien wurden die räumlichen und zeitlichen Beziehungen verschiedener Ablagerungsmilieus zueinander untersucht. Das Sandgebiet wird gewöhnlich als Ergebnis eines einzigen poströmischen Erosionsereignisses angesehen. Die Untersuchung der gesamten Holozänabfolge und ihre räumliche Betrachtung ergaben jedoch eine Depression in der präholozänen Oberfläche, in der sich ursprünglich ein Watt entwickelte und sich dann Gezeitenrinnen herausbildeten. Die Erosionswirkung dieser Gezeitenrinnen war aber auf verschiedene, voneinander getrennte Gebiete und bestimmte Tiefen beschränkt.

Introduction

A Holocene coastal plain sequence is characterised by frequent lateral migration of coastal sedimentary environmental elements and their vertical sequence reflects the nature of coastal changes (KRAFT 1978). Moreover the development of the coastal plain through time is dominated by its subsoil. Only the knowledge of the complete vertical sequence and the interrelationship of the different depositional sedimentary environments in their areal distribution and through time can lead to a total understanding of the geological evolution of an area in study.

*) Address of the author: Dr. C. BAETEMAN, Geological Survey of Belgium, Jennerstraat 13, B — 1040 Brussel.

As an example a small area from the western coastal plain of Belgium (fig. 1) is shown. It is characterized by a narrow zone of sand deposits occurring up to a great depth which extends rather far inland.

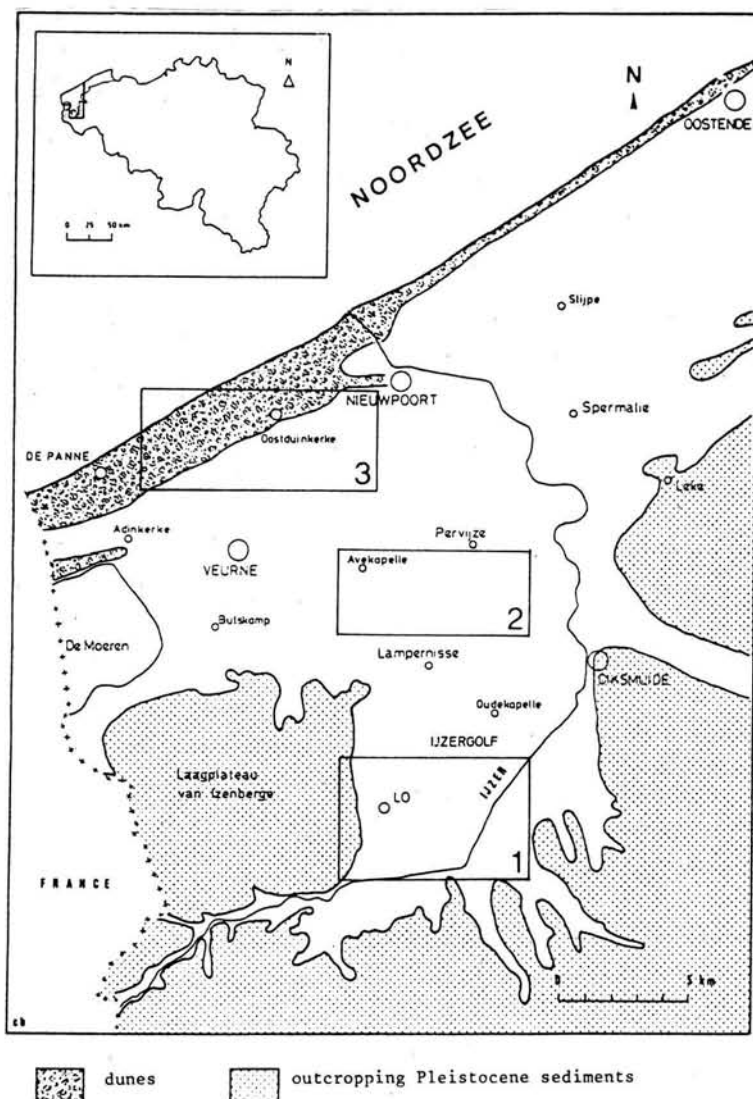


Fig. 1: Map of the western coastal plain of Belgium with location of panel diagrams.

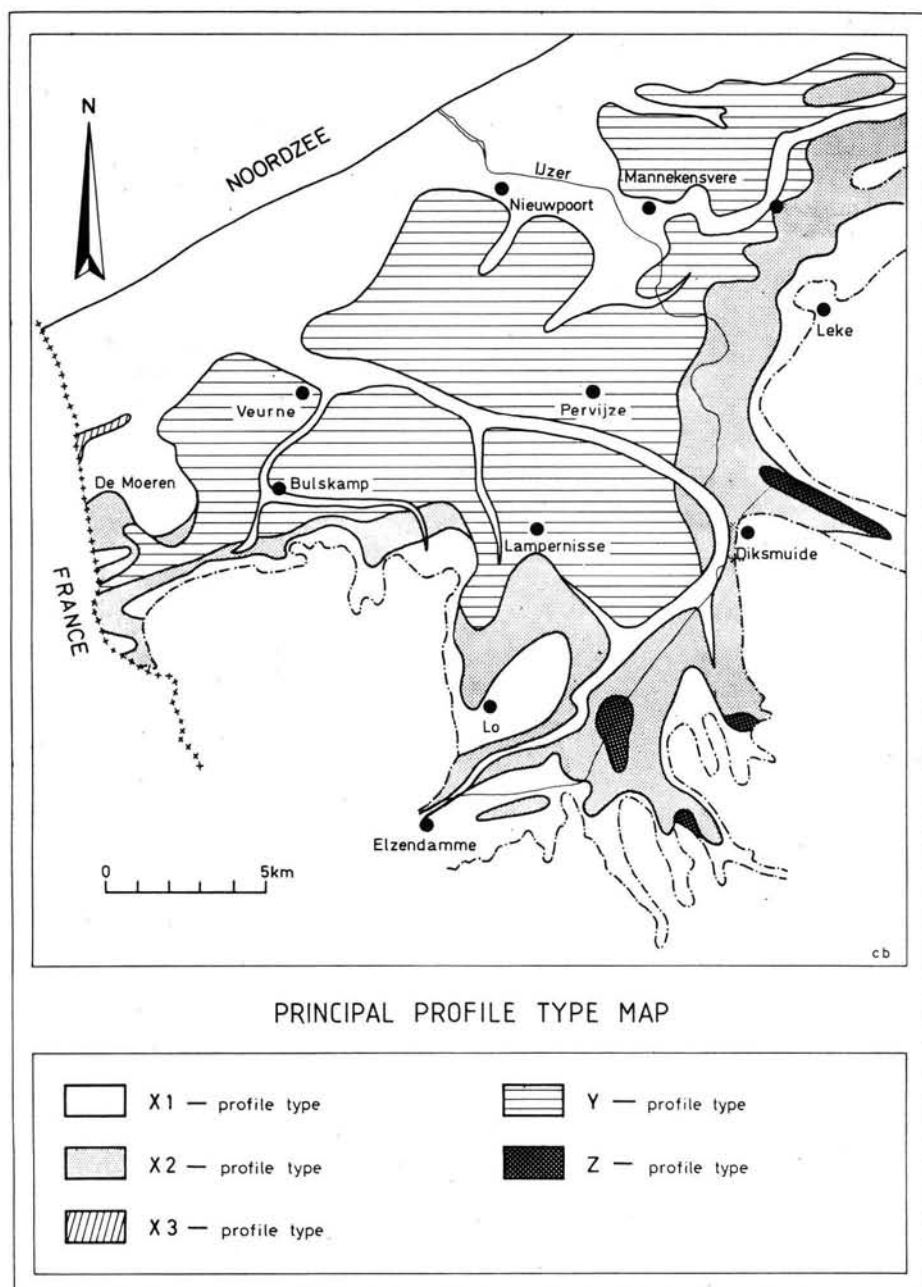


Fig. 2: The large scale principal profile type map of the western coastal plain shows the three main different sedimentary successions.

The Geological Evolution of the Area during the Holocene

Principal profile type map

The very general lithologic profile type map (fig. 2) (according to BARCKHAUSEN et al. 1977) indicates mainly 3 different kinds of sedimentary succession. The X-profile type represents a sedimentary sequence consisting of only clastic sediments. The presence of basal peat is shown by the X₂-profile type. As up to now only few data are available for the deepest part along the actual shoreline the presence of basal peat is not indicated in the very seaward area. The X₃-profile type occurring in a very restricted part in the west demonstrates the presence of an organic cover layer above an entire clastic sequence. The Y-profile type stands for a sedimentary sequence consisting of clastic sediments with intercalated peatlayers while in the Z-profile type sedimentary organic deposits are dominant.

The area in study covers that nearly west-east extension of the X-profile type. The presence of the sand deposits used to be interpreted by the soilmapping as an erosive phenomenon whereby, during the post-Roman transgression, the peatlayer was entirely eroded by creeks and deposition of sand took place (TAVERNIER 1947, MOORMANN 1951). Indeed this rather simple interpretation was used to explain the genesis of all areas in the coastal plain where only sand was occurring without any peatlayer.

However it is impossible to understand the genesis of an area in a coastal plain without knowing the nature of the record underneath, its interrelationship with the adjacent zones and after all the morphology of its subsoil.

Morphology of the subsoil

The subsoil of the Holocene deposits in the studied area consists of Weichselian coversands underlain by marine deposits of most probably Eemian age and in some cases, where the Pleistocene sediments are entirely eroded, of Eocene (Ypresian) deposits.

The morphology of the subsoil (fig. 3) demonstrates an important depression nearly perpendicular to the present shoreline and extending rather far landward. The question arises whether or not this depression is due to erosion during the Holocene.

The Holocene sequence in the depression

In the southern most part of the plain, where the depression still is expressed, the Pleistocene deposits are directly covered by a well developed peatlayer overlain by tidal flat sediments (fig. 4). The presence of the basal peat, the forerunner of a rising sea-level, demonstrates that the depression already existed before the rising Holocene sea-level influenced that particular area.

In the deeper part of the depression, slightly more seaward, a more complex Holocene sequence is occurring. As demonstrated by the boring of Oostkerke (fig. 5) the

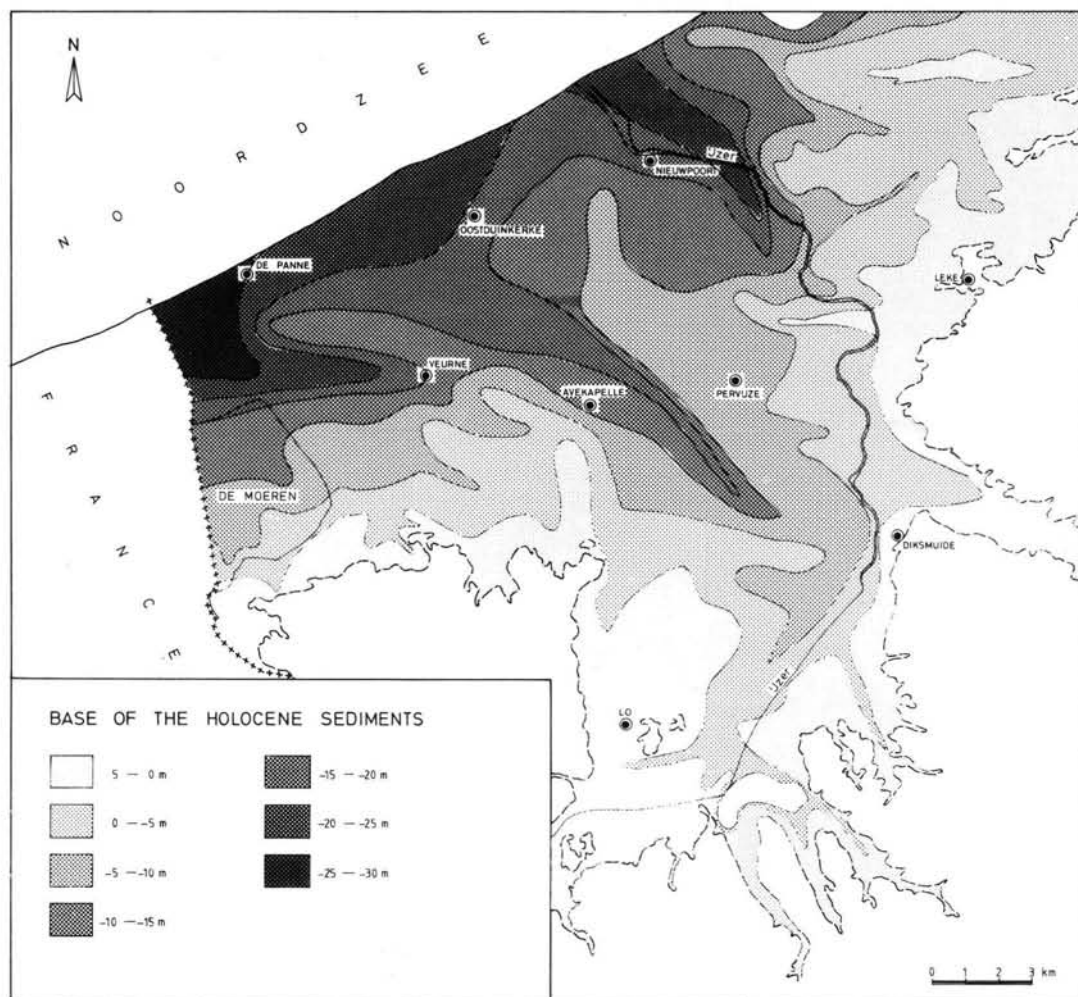


Fig. 3: Morphology of the subsoil.

vertical Holocene sequence includes from bottom to top a basal peat which gradually evolves to mud from the lagoonal facies (*sensu* STREIF 1972) overlain by mud from the mixed and mud flat shifting into fine silty sand from the sand flat environment.

These vertical gradual changes of sedimentary environments from the basal peat up to the sandflat demonstrates a gradual increase of the influence of the Holocene sea-level rise in that particular area without any aggressive erosive evidence. They prove that the depression is not the result of erosion during the Holocene, but on the contrary it belongs to the areas which were first of all occupied by the invading sea and where a tidal flat and more particular a sand flat environment came into being in which tidal channels developed.

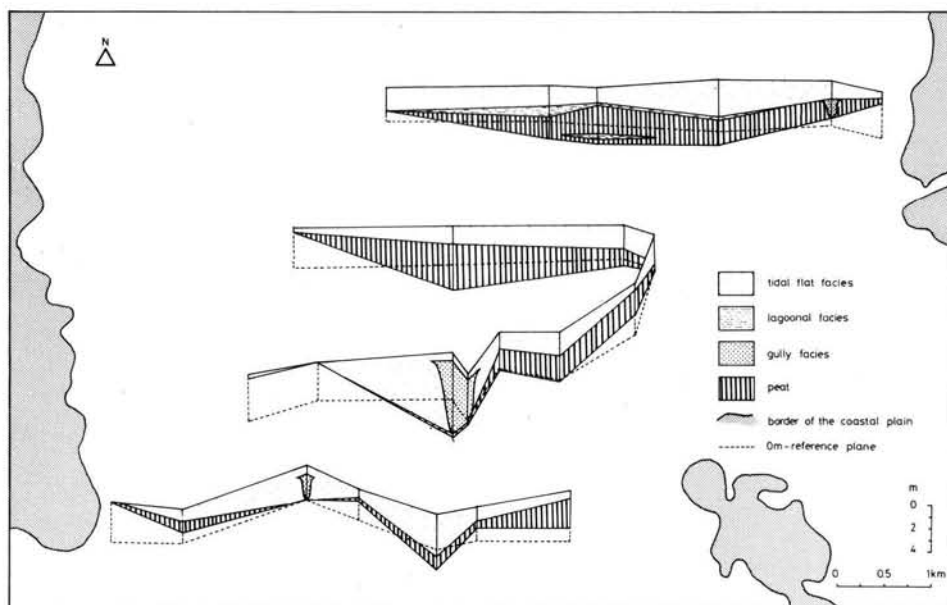


Fig. 4: Panel diagram of the southern most part of the coastal plain showing the entire Holocene sequence up to the Pleistocene deposits. Location: see fig. 1, diagram 1.

As from about 7000 Yr B. P. a decrease of direct marine influence resulted in a gradual change to mud flat which in turn evolved to a peat growth. In the same period the basal peat started to develop on a slightly higher parts of the depression (fig. 6). After about 6700 Yr B. P. the marine influence suddenly became more significant as a tidal channel could develop in the central part of the depression. At the same time the tidal flat environment was subject to a greater extension and caused the end of the basal peat growth on the slopes of the depression. The presence of the tidal flat and more particularly the mixed flat in the outer part of the depression is directly related to the tidal channel which is responsible for the fact that the direct marine influence is brought in so that a broad tidal flat environment can come into existence as far landward. The sedimentary sequence which normally is expected in the more landward areas consists of a succession of only lagoonal mud with intercalated peatlayers.

The tidal flat environment lasted until about 5000 Yr B. P. until when a peat growth started to develop. This peatlayer represents the uppermost one and was of great importance as it covered nearly the entire coastal plain. Toward the top the peat gradually evolves to an organic mud covered by sediments of the tidal flat. A strong and quick rise of the groundwater-level under predominantly oligotrophic conditions is responsible for the end of the peat growth at about 3000—3300 Yr B. P. (BAETEMAN 1981) and in some cases, more landward, at about 2000 Yr B. P. (BAETEMAN & VERBRUGGEN 1979). The landscape was transformed into a broad shallow lagoonal environment and only later on it developed into a mud flat and salt marsh.

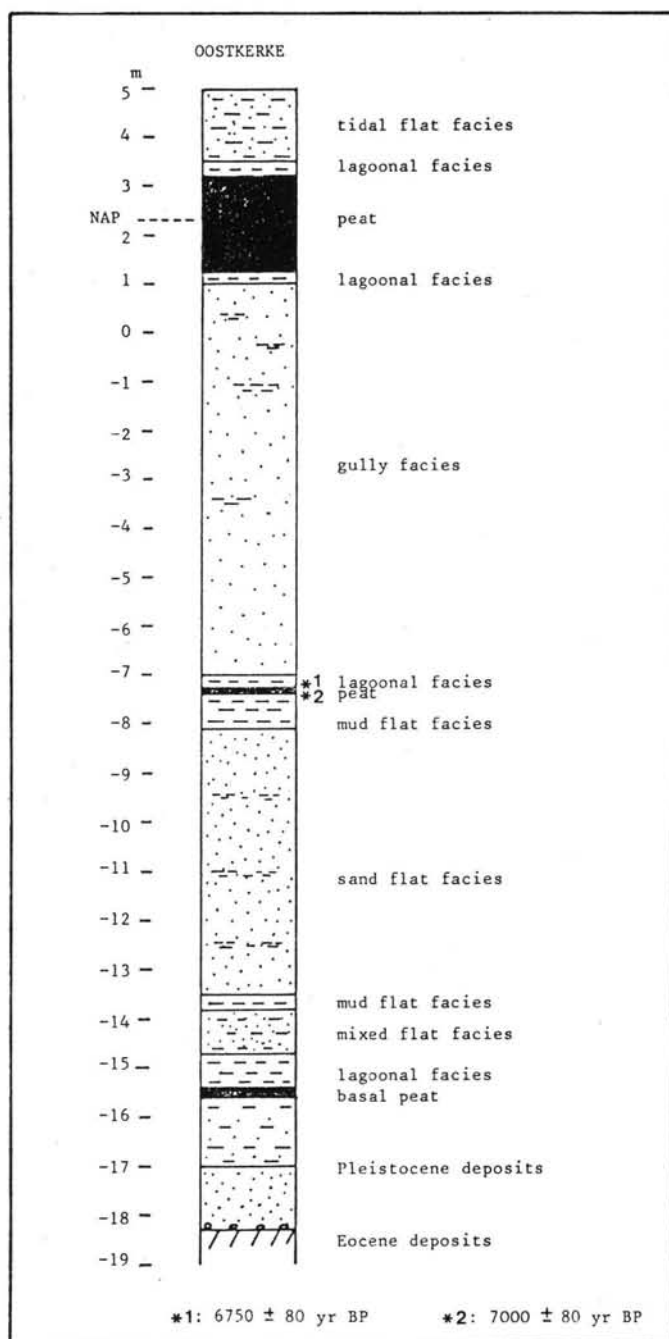


Fig. 5: Boring at Oostkerke demonstrating the gradual changes of sedimentary environments in the Holocene sequence.

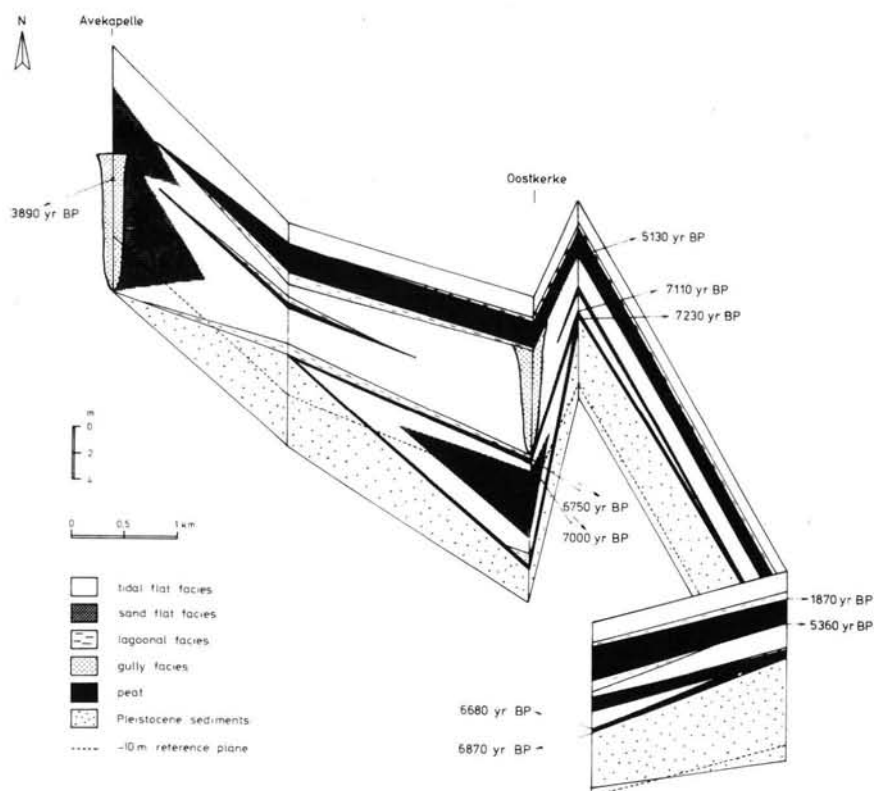


Fig. 6: Panel diagram of the depression showing the entire Quaternary sequence up to the Eocene deposits. The diagram illustrates the relationship of the central part of the depression with its adjacent zone (in the east) and shows the well expressed relief of the Pleistocene subsoil.

Location: see fig. 1, diagram 2.

In the slightly seaward part of the depression however, the Holocene sequence shows a quite different sedimentary succession as demonstrated by the boring of Avekapelle (fig. 6).

The Eocene subsoil is directly covered by sand flat and tidal channel deposits. The basal peat and even the whole of the Pleistocene sediments are lacking. The gully facies is rather heterogeneous. It consists of sand and silt with as coarse elements mud pebbles, shelldebris, big peat fragments and also whole blocks of clay on to a thickness of 0.5 m in which in situ peat layers can frequently be found. This demonstrates that the eroded deposits were not transported over a long distance. Some of the peat blocks from the gully facies were dated at different locations. Their 14-C age (2680 ± 60 , 2870 ± 60 , 3890 ± 70 Yr B. P.) yields that they originate from the uppermost peat layer. However it is remarkable that the coarse material, and in particular the big peat blocks, are all concentrated at a depth between -5 m and -7 m and do not occur in the lower most part of the gully situated at about -15 m.

This typical facies of the upper part of the gully deposits give evidence of an erosive phase from one of the post — Roman transgressions but whereby most probably the base of erosion was situated not deeper than -7 m. At the very seaward zone of the depression however, the lower most part of the gully shows a particular facies. It is especially characterized by plenty of reworked Pleistocene deposits, clay pebbles from the Eocene deposits, cobbles, many shells and humic sand and sandy peat fragments originating from the basal peat.

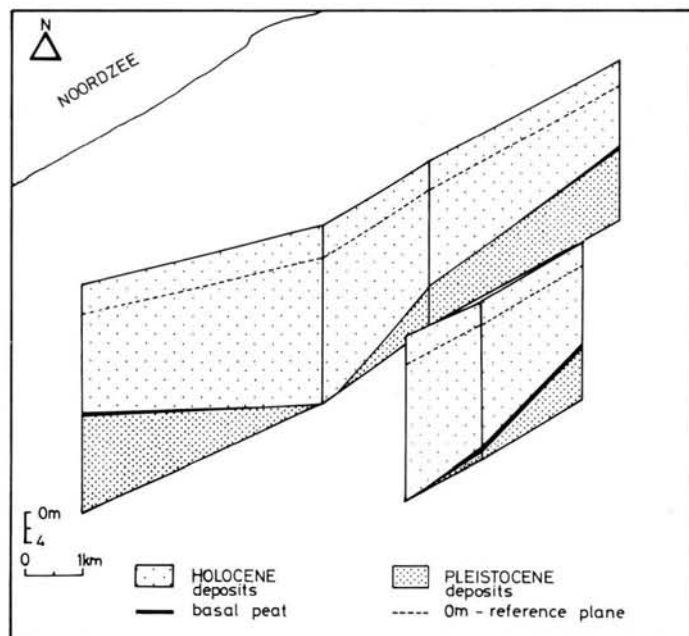


Fig. 7: Panel diagram of the depression in the seaward area illustrating the erosion of the Pleistocene sediments up to the Eocene deposits.
Location: see fig. 1, diagram 3.

A series of borings across the depression (fig. 7) shows that the Pleistocene deposits are lacking completely in the central zone of it while on its slopes the basal peat and only a small part of the Pleistocene sediments were eroded. The evidence that a peat or a soil was present at or in the top of the Pleistocene deposits is indeed still distinctly visible. Farther from the central part the basal peat is present but at a considerable depth of -17 m.

Also in the very seaward area the depression existed before the Holocene sea-level rise influenced the area, but a considerable erosion, mainly in the central part, occurred and this most probably as from the very beginning of the Holocene.

Final Considerations

The study of sedimentary environments through space and time obviously can lead to a better understanding of changes in coastal configuration. Although their facies do not always represent an important thickness in the vertical sequence, they belong to the important basic elements necessary to delineate the geological evolution.

A narrow sandy area extending far inland which used to be interpreted as the result of one single deep erosive action of post-Roman time turned out to bear a much more complex history.

An existing depression in the Pleistocene deposits was one of the areas which in the Holocene were first of all invaded by the sea. There a tidal flat came into being and the tidal channels show the evidence of several phases of development whereby erosive actions were restricted to different places and depths.

References

- BAETEMAN, C. (1981): De Holocene ontwikkeling van de Westelijke kustvlakte (België). — Proefschrift, 297 p.; Brussel.
- & VERBRUGGEN, C. (1979): A new approach of the so-called surface peat in the western coastal plain of Belgium. — Prof. Paper, 11, 167: 21 p.; Brussel.
- BARCKHAUSEN, J., PREUSS, H. & STREIF, H. (1977): Ein lithologisches Ordnungsprinzip für das Küstenholozän und seine Darstellung in Form von Profiltypen. — Geol. Jb., A 44: 45—74; Hannover.
- KRAFT, J. C. (1978): Coastal Stratigraphic Sequences — In DAVIS, R. A. (ed.), 1978: Coastal Sedimentary Environments. — 361—383. New York, Heidelberg, Berlin (Springer).
- MOORMANN, F. R. (1951): Verklarende tekst bij het kaartblad Lampernisse 51 W. — Bodemkaart van België: 55 p.
- STREIF, H. (1972): The Results of Stratigraphical and Facial Investigations in the Coastal Holocene of Wolzeten/Ostfriesland, Germany. — Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 94 (2): 281—299; Stockholm.
- TAVERNIER, R. (1947): L'évolution de la plaine maritime belge. — Bull. Soc. belge Géol. 56: 332—343; Brussel.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	33—41 3 fig., 1 tab.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-------------------------	----------------------

The Evolution of the Coastal Dunes in the Western Belgian Coastal Plain

RUDOLF DE CEUNYNCK *)

Evolution, coastal dunes, correlation, C14 dating, Holocene pollen diagram.
Belgium (Western Coastal Plain)

A b s t r a c t : Two main dune systems exist in the area west of Nieuwpoort: the Younger Dunes along the present coastline, and the Older Dunes isolated within the coastal plain near the French border and also running parallel to the coast. Both systems have recently been subjected to geological and palynological investigations. The Older dune system is believed to be older than 4300 B. P. The Younger Dune-area appears to have a complex history. A stretch of older dune-sediments (however not as old as these of the Older dunesystem) was found underneath the Younger Dunes, also near the French border. The age of these sediments is ranging from 2800 B. P. to 900 B. P. Furthermore two subphases of Younger Dune-formation are distinguished. Prior to the 14th century A. D. the dune area consisted of a relatively level plain. The completion of this plain marked the end of an active eolian phase. This phase started in the 11th century A. D., probably as the result of an increased incidence of storm-floods at that time (the Dunkerque-3 transgression). From the end of the 14th century on, large parabolic dunes partially buried the former landsurface. Some of them are still moving nowadays.

Here the evolution of the Younger Dunearea near De Panne is described in more detail including aspects of the vegetational history of the dune area and adjacent coastal plain. Some attention is also drawn on the position of former coastlines.

[Die Entwicklung der Küstendünen in der westlichen Küstenebene von Belgien]

K u r z f a s s u n g : Zwei Hauptdünengebiete kommen im Gebiet westlich von Nieuwpoort vor: die Jüngeren Dünen entlang der heutigen Küstenlinie sowie die Älteren Dünen, die in der Nähe der französischen Grenze isoliert in der Küstenebene auftreten und ebenfalls küstenparallel verlaufen. Beide Systeme wurden geologisch und paläontologisch untersucht. Es wird vermutet, daß das Ältere Dünensystem in der Zeit vor 4300 v. h. entstanden ist. Ein Streifen weiterer älterer Dünensedimente (der jedoch nicht so alt wie das Ältere Dünensystem ist) wurde, ebenfalls nahe der französischen Grenze, unter den Jüngeren Dünen gefunden. Das Alter dieser Sedimente liegt zwischen 2800 und 900 v. h. Bei der Entstehung der Jüngeren Dünen wurden zwei Subphasen unterschieden. Vor dem 14. Jahrhundert bildete das Dünengebiet eine relativ ebene Fläche. Ihre Entstehung markiert das Ende einer aktiven äolischen Phase, die im 11. Jahrhundert n. Chr. wahrscheinlich als Folge damals verstärkt auftretender Sturmfluten einsetzte

*) Address of the author: Drs. R. DE CEUNYNCK, Geologisch Instituut, R. U. Gent, Krijgslaan 281, B — 9000 Gent.

(Dunkerque-3 Transgression). Mit dem Ende des 14. Jahrhunderts begannen sich große Sicheldünen zu bilden, die Teile der früheren Landoberfläche begruben. Einige von ihnen bewegen sich noch heute.

Die Entwicklung des Jüngeren Dünengebietes bei De Panne wird eingehend beschrieben, einschließlich der Vegetationsgeschichte des Dünengebietes und der anschließenden Küstenebene. Einige Aufmerksamkeit wird auch der Lage früherer Küstenlinien gewidmet.

1. Introduction

In the last few years geological and pollenanalytical investigations have been carried out in the dunes of the western Belgian coastal plain, mainly in the area west of Nieuwpoort (LEBBE & DE CEUNYNCK 1980, DE CEUNYNCK & THOEN 1981). Two distinct dune systems exist in that area:

a) The "Older Dunes" of Adinkerke, a dune ridge with less pronounced topography running parallel to the coast. The present day location of the Older Dunes suggests that at one time the coast was situated more to the south of the actual one. Two radiocarbon dates of the base of an important peat layer situated at the landwards side of the Older Dunes yielded 4270 ± 65 B. P. (IRPA 590) and 4300 ± 65 B. P. (IRPA 589)¹. The fact that the peat layer associated with it is absent north of these dunes where instead beach deposits are found indicates that the coastline was at that time situated just north of the Older Dunes, 2,8 km inland of the present coastline (fig. 1). It also follows that the Older Dunes are older than 4300 B. P.

b) The "Younger Dunes" along the present coast, generally showing high parabolic dune forms and usually considered not to be older than the 9th century A. D. (DEPUYDT 1967).

The following summarizes the results of geological and palynological investigations carried out in the area covered with the Younger Dunes, mainly west and south of De Panne.

2. The Period between 800 B. C. and 1000 A. D.

Already in 1951, MOORMANN indicated the presence of older dune sediments beneath the sediments of the Younger Dunes of De Panne. The extension of these sediments was studied by LEBBE & DE CEUNYNCK (1981) (fig. 1). To avoid confusion with the Older Dunes of Adinkerke these sediments will be designated informally as „older dunes of De Panne“. Radiocarbon dating of a peaty layer within these sediments yielded 1965 ± 110 B. P. (Hv 9136) for the top and 2660 ± 100 B. P. (Hv 9137) for the base (fig. 2). Earthenware of the Iron Age is associated with this peaty layer. Until now, no older peaty layers or humic former land surfaces have been found in the area. However dune formation probably started earlier, since the earliest date — 2660 B. P. — reflects only the beginning of a stabilisation phase of the dunes. A reconstruction of the Iron Age dune surface, partly hypothetical, is represented in fig. 2. It is based on

1) All radiocarbon dates are listed in table 1 with their calibrated ages and some of them also with an estimated age based on additional archaeological and/or historical evidence.

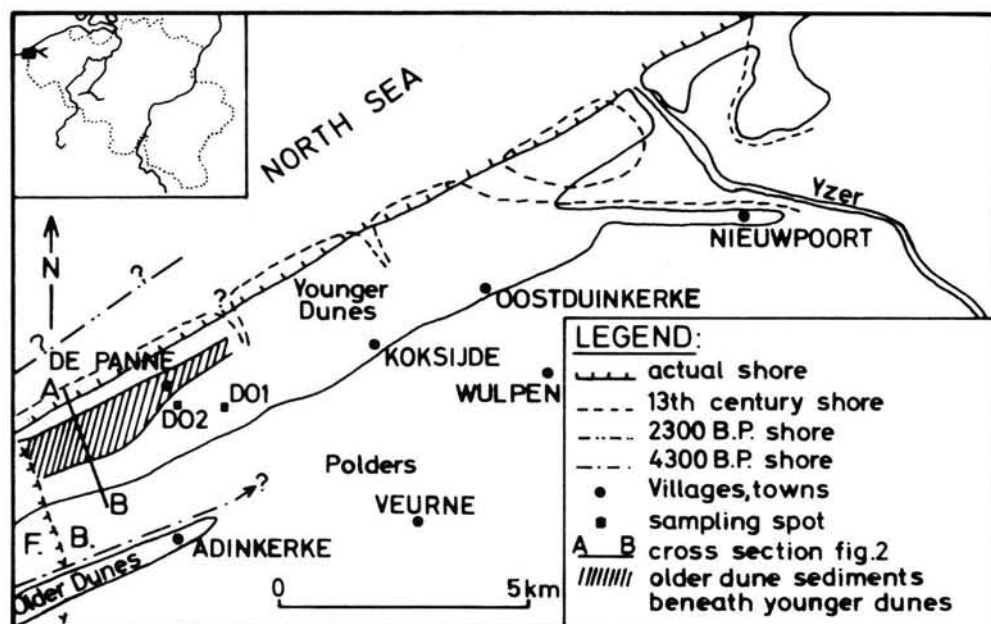


Fig. 1: Map showing the studied area.

stratigraphical and archaeological evidence. Pollen analysis of the peaty layer revealed that most of the time the area was covered with shrub vegetation consisting mainly of *Juniperus*. No *Hippophae* — the dominant shrub of present-day dune vegetation — was found (DE CEUNYNCK & THOEN 1981). The relative importance of *Quercus* (13 to 22 %) points to woody patches in the vicinity. Together with the stratigraphical evidence this suggests that the coastline at the time was situated at least 1 km north of the actual one (fig. 2; 2300 B. P.: climax of shrub and wood vegetation in the dune area). The Romans settled on the same dune area and Roman earthenware occurs very frequently on top or within the "older dune sediments of de Panne". Most of the previous mentioned shrub and wood vegetation was destroyed as a result of renewed eolian activity during The Roman period (DE CEUNYNCK & THOEN 1981). However this activity did not result in the deposition of large amounts of dune sands. Only within the northern part of the dune sediments a layer of sterile sands clearly separates the Iron Age and Roman archaeological layers. Repeated analyses of the buried Roman dune surface did unfortunately not yield any pollen.

Just before the beginning of our era the sandy tidal flat area south of the "older dunes of De Panne" progressively changed in a salt marsh. Then a reed peat comparable with the northern German "Darg" (cfr. OVERBECK 1975) developed on most of the salt marshes just south of the dunes. This demonstrates a declining marine influence in that particular area. The base of the reed peat was dated 2080 ± 55 B. P. (IRPA 582; DO 2 fig. 1 & 3). About 270 A. D. the Romans left the area because of the pressure by German tribes and above all because of the increasing marine influence in the area (THOEN 1978). Most of the presentday Belgian coastal plain was then flooded by the sea; this event is traditionally called the Dunkerque 2-transgression (TAVERNIER et al. 1970).

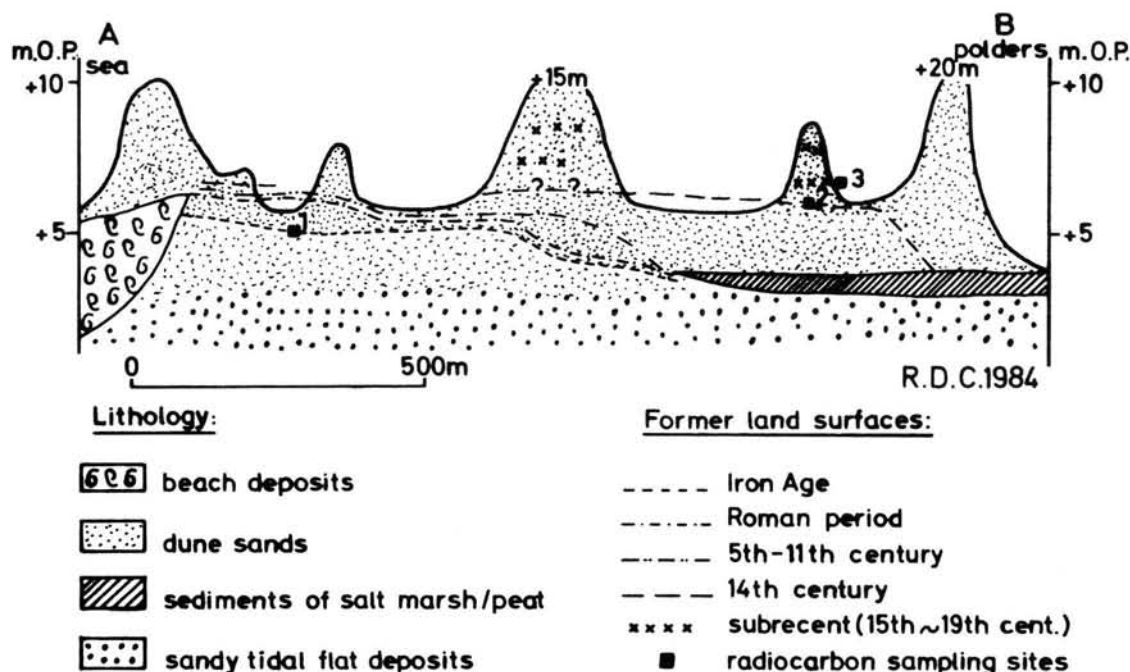


Fig. 2: Cross-section of the dune area west of De Panne;
localisation indicated on the map of fig. 1; radiocarbon dates:

- 1) base 2660 ± 100 B. P. (Hv 9136), top 1965 ± 110 B. P. (Hv 9137);
- 2) 550 ± 75 B. P. (DEPUYDT, 1967a); 3) 430 ± 75 B. P. (DEPUYDT, 1967b).

Consequently the area south of the "older dunes of De Panne" changed again in a tidal flat-salt marsh area. The Dunkerque 2-transgression destroyed most of the "older dunes" except the ones near De Panne and the "Older Dunes" of Adinkerke. The pollendiagram DO 2 (fig. 3) clearly demonstrates the events described above. The clayey part (-5.47 to -5.66 m below surface) represents sediments of the Dunkerque 2-transgression and is characterized by a high content of tree pollen (max. 45 %) and in a lesser degree by *Chenopodiaceae* (15—19 %). Dinoflagellates, foraminifers and reworked Tertiary and Cretaceous pollen are frequent but not indicated in the diagram. Within the basal peat layer mainly pollen of *Gramineae* and *Cyperaceae* are found. The presence of *Chenopodiaceae* suggests that part of the area still was a salt marsh. The small quantities of *Juniperus* and *Hippophae* and possibly *Myrica* and *Calluna* could have originated from the dune area. During the 5th century A. D. marine influence decreased and a reed peat started to grow again on parts of the salt marsh area (radiocarbon date 1630 ± 55 B. P.; IRPA 581; also 1470 ± 50 B. P., IRPA 580). At about the same time a Merovingian commercial post was probably established in the "older dunes of De Panne" as is indicated by the discovery of Merovingian coins and fibulae. Karolingian fibulae have been found as well (TERMOTE 1984). We believe that this period marks the onset of a stabilisation phase of the remnants of the older dunes of De Panne lasting at least until the 11th century. The dune surface of that period is

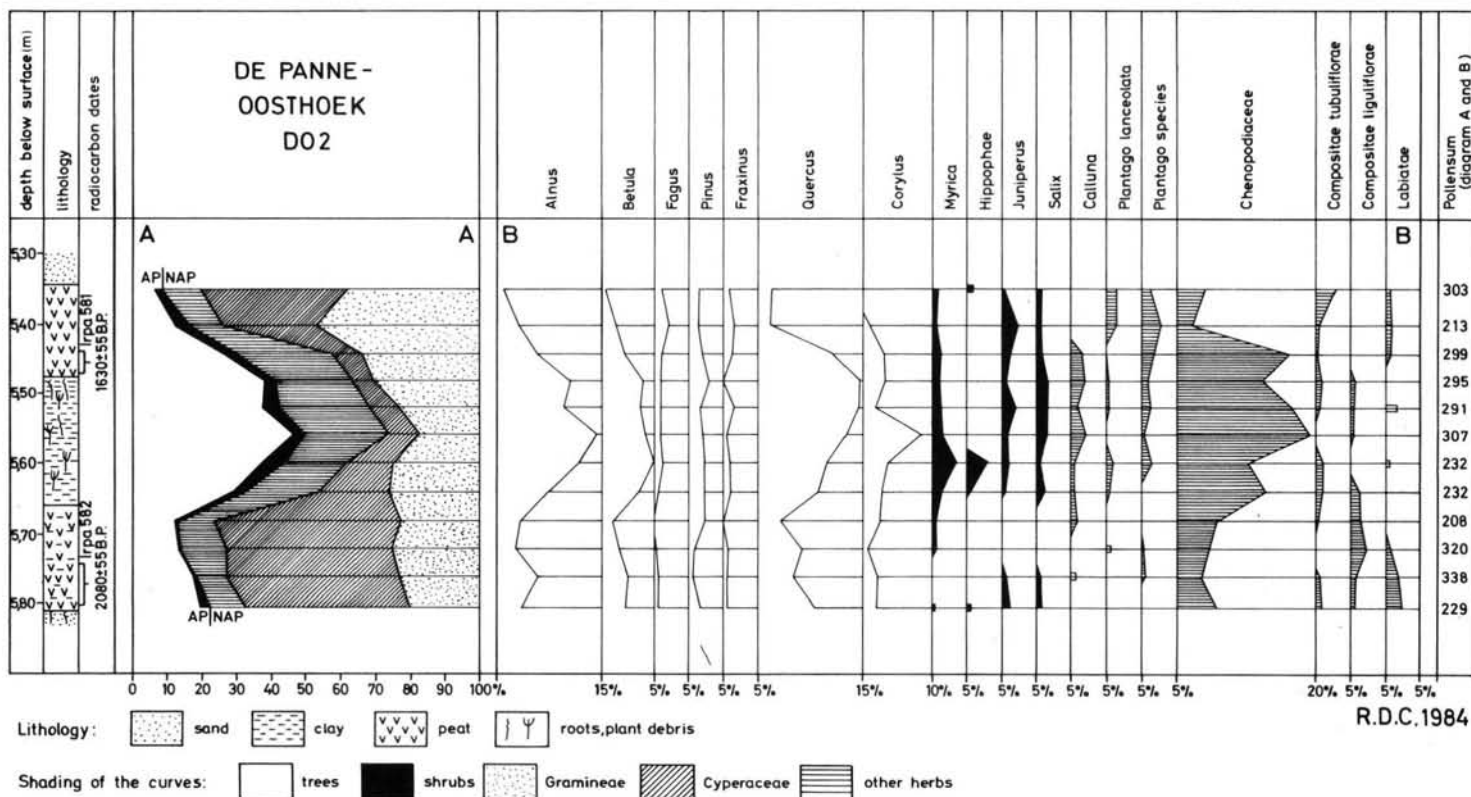


Fig. 3: Pollendiagram DO 2 of the salt marsh sediments and peat layers just south of the older dunes of De Panne and now covered with the Younger Dunes (localisation on fig. 1); absolute height of the surface + 8.5 m O. P., pollensum does not include spores and aquatic pollen.

Tab. 1: Radiocarbon dates with calibrated age according to KLEIN et al. (1982) and for the samples younger than 2100 B. P. also with an estimated age based on additional historical or archeological evidence; DEPUYDT = DEPUYDT, 1967

Lab. number	Date B.P.	Calibrated age	Estimated age
IRPA 590	4300 $\pm$ 65	3340-2860 B.C.	
IRPA 589	4270 $\pm$ 65	3155-2670 B.C.	
HV 9137	2660 $\pm$ 100	1045-600 B.C.	
HV 9136	1965 $\pm$ 110	175 BC-230 A.D.	1th century B.C.
IRPA 582	2080 $\pm$ 55	375 B.C.-30A.D.	1th century B.C.
IRPA 581	1630 $\pm$ 55	235-580 A.D.	5th-6th cent. A.D.
IRPA 580	1470 $\pm$ 50	435-630 A.D.	5th-6th cent. A.D.
IRPA 579	590 $\pm$ 50	1280-1410 A.D.	14th century A.D.
DEPUYDT, A.	550 $\pm$ 75	1320-1420 A.D.	14th century A.D.
DEPUYDT, B.	430 $\pm$ 75	1400-1515 A.D.	15th century A.D.

essentially the same as the Roman surface, but local eolian disturbances are not excluded. Pollenanalytical evidence indicates that in part of the dune area an *Ericaceae*-heathland had developed.

The growth of the upper peat layer in the former salt marsh area (fig. 3) stopped at about the same time when man started to use the polders for grazing sheep and cattle. The polders were then no more than high salt marshes with restricted peat areas near the dunes. This "first" landuse of the polders has been historically and archeologically dated as of the 9th and 10th centuries A. D. (VERHULST 1967). At DO 2 a small bone of a cow (!) was found on top of the peat surface which in turn was covered with dune sediments of the Younger Dunes.

3. The younger dunes west and south of de Panne (1000 A. D. onwards)

The so-called Dunkerque 3-transgression (11th century A. D.; TAVERNIER et al. 1970) most probably caused further erosion of the dunes of that time. But on this occasion large amounts of sands were blown inland in the shape of moving dunes. This process means that sites situated inland could have been buried underneath a moving dune for instance 100 years or even more after the original formation of that particular dune, depending on the velocity of movement and the distance of the site from the point of origin of that dune (the beach of that time). So it is not surprising that part of the polders became progressively buried underneath a few meters of dune sands most probably during the 12th and 13th century A. D. i. e. almost two centuries after the Dunkerque 3-transgression seeing that the moving dunes first had to cross the dune

area (fig. 2). Afterwards, the dunelandscape consisted of an almost level plain with an absolute height of about 6 to 7 m O. P.² (area west and south of De Panne) most likely bound by a dune ridge to the sea. A reconstructed coastline of the 13th century is indicated on fig. 1. It is based on archeological, historical and geological evidence (modified after TERMOTE 1984). The previously mentioned level plain has been encountered on different occasions in corings or in exposures and is marked by a buried soil. This former dune surface is indicated on fig. 2 (14th century surface). Pollenanalyses of this former landsurface reveals that at first vegetation was predominantly herbaceous. Very rapidly a shrub developed with *Hippophae rhamnoides* as predominant species in the drier areas and *Salix arenaria* as the dominant species in the humid areas. The surface has been dated on two occasions: 550 ± 75 B. P. (DEPUYDT 1967a; localisation on fig. 2) and 590 ± 50 B. P. (IRPA 579, localisation = DO1 on fig. 1). Both dates suggest that the sites were buried underneath dune sands at about the same time during the transition of the 14th to the 15th century A. D. Since these sites are situated at some distance of the sea, it is inferable that the moving dunes that caused the burying of these sites were formed earlier. We tentatively link these events with a new important eolian phase related with the present day parabolic dunes. During this phase more of the polders became covered with dune sands (fig. 2). Furthermore the sea eroded the dune area west of De Panne until the present northern border of the "older dune sediments" was reached.

Historical, archeological and radiometric evidence suggest that since then the parabolic dunes never totally ceased moving. Even today some of the parabolic dunes are still progressing at a rate of a few meters a year. Furthermore the natural vegetation was disturbed by the intensive grazing with sheep and cattle and by the burrowing activities of rabbits and many blow-outs were formed obliterating the original topography. To complicate things even more, the direction of displacement of the parabolic dunes (N 72° to N 75°) differs only slightly from the general direction of the coastline (N 64°). Together with the disturbances induced by man this creates a complex internal topography of the Younger Dune area with parabolic dunes, large almost uncovered transversal dune ridges and other secondary dune forms. This makes it difficult to identify separate series of parabolic dunes as a result of which one would eventually be able to identify different phases of eolian activity and dune stability. However it is known that by the end of the 18th century man tried to stabilise the areas threatened by moving dunes by among other things the planting of trees. He only succeeded partially.

The coastline had reached its present location already at the end of the 16th century A. D.; this can be deduced from maps of that time. However there are indications of periodical small scale changes of the coastline within the last centuries (see also DE MOOR 1979). Only 10 years ago for instance the coast between Koksijde and Oostduinkerke was still prograding, but at present this area is again eroding.

2) Oostends Peil (O. P.) = $-2,36$ m N. N. or $-2,33$ m N. A. P.

4. Conclusions

In the area west of Nieuwpoort three dune systems can now be distinguished:

1) The "Older Dunes" of Adinkerke, which are believed to be older than 4300 B. P.; at that time the coastline was just north of the dunes.

2) The "older dunes of De Panne" with sediments dating from the 8th century B. C. to the 11th century A. D.; these dunesediments have been found only near De Panne and are at present completely covered by the "Younger Dunes". At about 2300 B. P. the coastline must have been situated north of the actual one.

3) The "Younger Dunes", which are, according to the present results, not older than the 11th century A. D.; here two subphases can be distinguished:

3.1. Prior to the 14th century A. D. a level plain was formed with a height of 6 to 7 m O. P. (near De Panne); part of the polders were buried underneath dune sands; the coastline had retreated from its more northern position during the so-called Dunkerque 2- and 3-transgressions, and in the 13th century the coastline almost coincided with the present one, except near Nieuwpoort.

3.2. During the 14th and 15th centuries A. D. large parabolic dunes were formed and more of the polders became covered with sand; since, the movement of dunes never ceased totally, mostly because of human influence; at the end of the 16th century the coastline had reached its actual location, but afterwards small changes still occurred.

It is tempting to relate the evolution of the dunes with the transgressive and regressive phases recorded in the coastal area. In order to present a hypothetical scheme evidence from other areas of the Belgian coast must be adduced but that is beyond the scope of the present contribution.

Acknowledgements

The author wishes to express his sincerest thanks to:

- the I. W. O. N. L., Brussels for having provided a post-graduate grant;
- M. DOUCHOT-DEHON, M. VAN STRIJDONCK (IRPA, Brussels) and Dr. M. A. GEYH (Hannover) for the radiocarbon datings;
- Prof. Dr. G. DE MOOR and Prof. Dr. J. DE HEINZELIN (R. U. Gent) for providing the necessary laboratory facilities.

References

- DE CEUNYNCK, R. & THOEN, H. (1981): The Iron Age settlement at De Panne-Westhoek; ecological and geological context — *Helinium* 1981/1: 21—42; Wetteren.
- DE MOOR, G. (1979): Recent beach erosion along the Belgian North Sea coast — *Bull. Belg. Ver. voor Geologie*, 88 (2): 143—158; Brussel.

- DEPUYDT, F. (1967): Bijdrage tot de geomorfologische en fyto-geografische studie van het domaniaal natuurreserveat De Westhoek — Werk. Dienst Domaniale Natuurres. Natuurbescherming, 3: 1—101; Brussel.
- HEYVAERT, F. (1980): Première contribution à l'étude palynologique des spectres récents dans les vases salées des estuaires picards (Somme et Pas-de-Calais) — Bull. de l'Ass. franç. pour l'Et. du Quat., 1980 (1—2): 35—39; Paris.
- KLEIN, J., LERMAN, J. C., DAMON, P. E. & RALPH, E. K. (1982): Calibration of radiocarbon dates: Tables based on the consensus of the Workshop on Calibrating the Radiocarbon Time scale. Radiocarbon, 24 (2): 103—150; Yale.
- LEBBE, L. & DE CEUNYNCK, R. (1980): Lithostratigrafie van het duingebied ten westen van De Panne — Professional Papers Belgische Geologische Dienst, 1980 — 4, 171: 1—26; Brussel.
- MOORMANN, F. R. (1951): De Bodemgesteldheid van het Oudland van Veurne Ambacht — Natuurwetenschappelijk Tijdschrift, 33: 3—124; Gent.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte: 1—719; Neumünster (Wachholtz).
- TAVERNIER, R., AMERIJCKX, J., SNACKEN, F. & FARASIJN, D. (1970): Kust, Duinen, Polders — Atlas van België, blad 17; Brussel.
- TERMOTE, J. (1984): De Tweede Middeleeuwen (12de tot 16de eeuw) — In: Anonymous: Archeologie in de Westhoek — Wavo berichten, 4 (1, 2): 22—24; Veurne.
- THOEN, H. (1978): De Belgische kustvlakte in de Romeinse Tijd — Verh. Kon. Acad. Wet., Lett & Schone Kunsten van België, Klasse der Letteren, XL (88): 1—255; Brussel.
- VERHULST, A. (1967): Het landschap in Vlaanderen. — 128 p. Antwerpen (De Nederlandse Boeckhandel).

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	43—48 2 fig.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

Time-Limit Assessment of some Holocene Transgressive and Regressive Periods in the Northern Netherlands

ORSON VAN DE PLASSCHE *)

Time limit, Holocene, chronology, transgressive period,
C14 dating, peat growth, regressive period.
Northern Netherlands, North Sea

Abstract: The paper discusses the significance of six time limits in the existing chronology of Holocene transgressive and regressive periods in the northern Netherlands. It is concluded that (1) the time limits for the Holland III regressive period remain to be established, (2) the 3525 BP time limit is valid; however, it does not represent the onset of a subphase of the Calais IVB but of the Dunkerque 0 transgressive period, (3) the 3325 BP time limit is an artefact, (4) the 3000 BP time limit pertains to transgressive peat growth during the first half of the Dunkerque IA transgressive interval, and not to the beginning of a regressive phase, and (5) the 2650 BP time limit probably marks the beginning of the Dunkerque IB transgressive interval rather than the end of the Dunkerque IA period.

[Festlegung von Zeitgrenzen für einige holozäne transgressive Perioden in den nördlichen Niederlanden]

Kurzfassung: Die Arbeit diskutiert die Bedeutung von sechs Zeitgrenzen der gegenwärtigen Chronologie holozäner transgressiver und regressiver Perioden in den nördlichen Niederlanden. Der Schluß wird gezogen, daß (1) die Zeitgrenzen für die regressive Periode Holland III noch festgelegt werden muß; (2) die Zeitgrenze 3525 v. h. wohlbegründet ist, jedoch nicht den Beginn einer Subphase des Calais IVB, sondern den Beginn der transgressiven Periode des Dunkerque 0 markiert; (3) die Zeitgrenze 3325 v. h. ein Kunstprodukt ist; (4) die Zeitgrenze 3000 v. h. einem transgressivem Moorbewuchs zuzuordnen ist, das in der ersten Hälfte des transgressiven Intervalls Dunkerque IA liegt und nicht am Beginn einer regressiven Phase, und daß (5) die Zeitgrenze 2650 v. h. wahrscheinlich eher den Beginn des transgressiven Intervalls Dunkerque IB markiert als das Ende der Periode Dunkerque IA.

Introduction

The existing chronostratigraphy for the Holocene coastal deposits in the northern Netherlands has been derived mainly from cumulative frequency histograms of 99 radiocarbon dates for the base and top of organic beds in the provinces of Groningen

*) Address of the author: Dr. O. VAN DE PLASSCHE, Instituut voor Aardwetenschappen, Vrije Universiteit, P.O.B. 7161, 1007 MC Amsterdam.

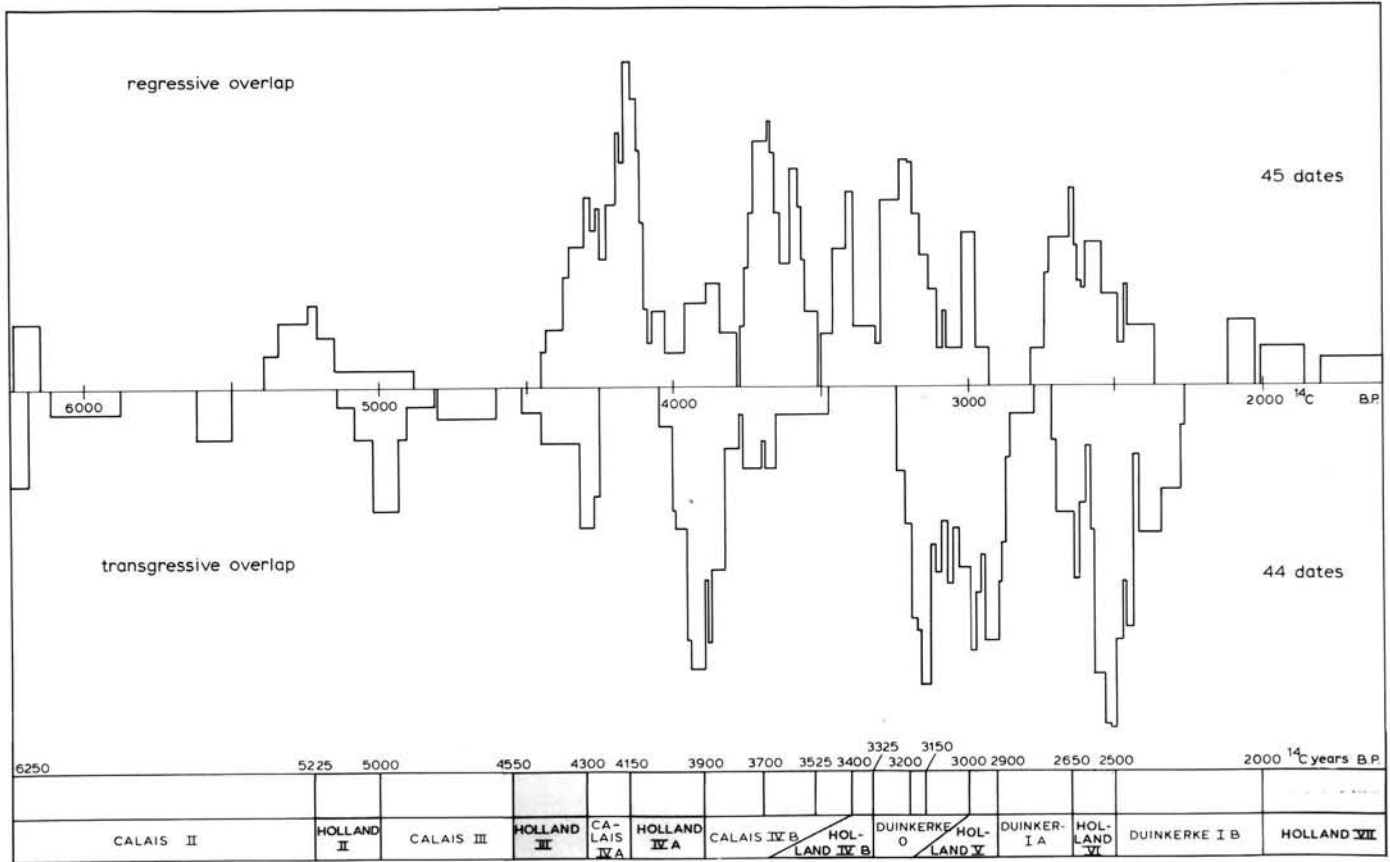


Fig. 1: Chronology of transgressive and regressive intervals for the northern Netherlands, derived from cumulative frequency histograms based on 99 radiocarbon dates for transgressive and regressive overlap (from GRIEDE 1978).

and Friesland (Fig. 1) (GRIEDE 1978, ROELEVELD 1974). Such a technique superficially appears an attractive way of establishing a chronostratigraphy, since the frequency peaks and troughs allow objective determination of maxima and/or minima of peat-growth activity, and hence of transgressive and regressive periods. However, the step from a frequency histogram to chronology of transgressive and regressive events may be fraught with difficulties. In order to avoid, as much as possible, artificial or erroneous time limits from entering into a transgression/regression chronology for a given coastal area, it is important that the chronostratigraphic significance of each frequency peak is evaluated in terms of the geological and paleogeographical context of the radiocarbon data on which it is based.

The paper summarizes the results of such an assessment made for six time limits in the chronostratigraphy for the Holocene coastal deposits in the northern Netherlands. The time limits discussed are 4550, 3000 and 2650 BP for the onset of the Holland III, V, and VI regressive periods and 4300, 3525, and 3325 BP for the onset of the Calais IVA, Calais IVB, and Dunkerque 0 transgressive (sub)phases.

Evaluation of time limits

4550 BP: beginning of the Holland III regressive interval

The time of 4550 BP for the onset of the Holland III regressive interval is only assumed. Its existence is inferred by GRIEDE (1978) from (1) the local occurrence of an undated peat bed in Northeast Friesland that must have originated between 4980 and 4175 BP, and (2) maxima of peat-growth cessation around 5000 and 4300 BP (Fig. 1). It is clear that on the basis of this evidence the 4550 BP time limit must be considered very preliminary. Moreover, as will be argued below, one should be cautious in accepting the 4300 BP frequency peak as indicating the onset of a transgressive phase.

4300 BP: beginning of the Calais IVA transgressive period

The 4300 BP transgressive peak is based on three radiocarbon dates for the top of the basal peat. The suitability of samples from the top of basal peat to derive the onset of transgressive intervals is questionable. Firstly, in the (general) case of gradual marine influence expansion the time peat growth ceases at a given location is a function of the site distance from the seaward edge of the peat marsh at the time transgression commenced. The factor 'distance' is especially important if the surface of the basal peat has developed a slight seaward inclination. Secondly, the situation in the West of Northeast Friesland, where the three dates are located, can be regarded as having been very favourable for submergence of the coastal swamp seaward fringe without the additional influence of regional transgression. Thus, the rather steeply sloping Pleistocene subsurface and the thick layer of (oligotrophic) peat that developed there (GRIEDE 1978), may well have allowed peat compaction to favour continued clay deposition over the seaward fringe of the peat marsh. Consequently the 4300 BP time limit should also be considered preliminary until more data have become available.

*3525 and 3325 BP: onset of the Calais IVB
and Dunkerque 0 transgressive (sub-)intervals*

The two time limits to be considered now are not based on radiocarbon data, but have been derived indirectly from the troughs between the three consecutive frequency peaks for regressive overlap at 3700, 3400 and 3200 BP (Fig. 1). In cases like these it is important to be aware of the possibility that within a given coastal area clay deposition may continue longer in some parts than in others. This may give rise to more than one frequency peak for regressive overlap, without, however, the need to assume an intervening transgressive event.

Although there are sufficient grounds to take the onset of a transgressive interval around 3525 BP seriously (ROELEVELD 1974; TER WEE 1976), this cannot be maintained for the assumed onset of a transgressive period around 3325 BP. Analysis of available information indicates that the frequency maxima of regressive overlap around 3400 and 3200 BP belong to the same regressive period. The 3200 BP peak seems to be the result of later peat-growth commencement, since conditions at the five sampling sites favoured continued clay deposition. It may be added that the data published for Groningen and Friesland do not in any way lead to the assumption that the sea expanded its influence in the area shortly after 3400 BP. Finally, the fact that the estuaries in Groningen experienced peat growth for the first time in their history around 3200 BP points to considerable environmental change and renders it less logical to view the time between 3150 and 3000 BP as a sub-phase of the Dunkerque 0 transgressive interval (Fig. 1).

3000 BP: beginning of the Holland V regressive interval

This time limit is based on two ^{14}C dates for the base of peat beds. In both cases the sediment surface on which the peat developed reaches a high level. Hence, the possibility should be considered that peat growth at the two sampling sites was of a transgressive nature. Support for such an interpretation is obtained from the frequency histogram: the frequency maximum for regressive overlap at 3000 BP is more than counter-balanced by the frequency maximum for transgressive overlap at 2975 BP. Moreover, this latter maximum would have been even more pronounced had the Stiens III top-of-peat date (3020 ± 50 BP) been included in the frequency analysis. GRIEDE (1978) considered it as being possibly too young. However, given the consistency with other dates for the top of the same bed (3160 ± 30 BP and 3030 ± 80 BP; GRIEDE 1978) there is no reason to reject the Stiens III date.

With the above considerations in mind the following alternative interpretation of the frequency histogram between 3200 and 2900 BP can be offered. The major frequency maximum for transgressive overlap at 3150 BP, being the first phase of renewed clastic deposition after 3200 BP, represents the (local) onset of the Dunkerque IA transgressive interval. The regressive peak around 3000 BP can be explained as relating to transgressive peat-growth situations, and the pronounced transgressive peak at about 2900 BP marks the final break-through of marine influence expansion in the northern coastal district.

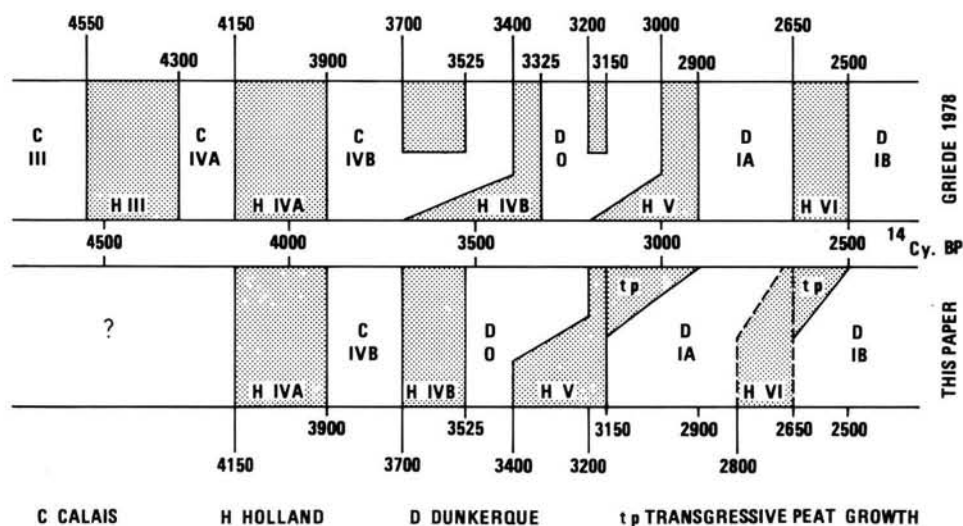


Fig. 2: Chronology of transgressive and regressive periods for the northern Netherlands as arrived at by GRIEDE (1973) and by the present author.

2650 BP: onset of the Holland VI regressive interval

A first indication that the regressive peak at 2650 BP need not be accepted at face value is the pronounced frequency maximum for transgressive overlap at 2625 BP. This could imply that all or some of the radiocarbon dates, on which the 2650 BP frequency maximum is based, relate to transgressive peat-growth situations. In this respect it is noteworthy that one of the five dates regards the upper part of a peat bed and not the base, and furthermore, that three of the remaining four dates come from sites where the underlying sediment surface originally reached a rather high level.

Another indication that the beginning of the Holland VI regressive interval may have to be placed earlier (than 2650 BP) is a radiocarbon date (Stiens II; GRIEDE 1978) for the base of an extensive peaty clay/clayey peat bed in Northeast Friesland: 2820 ± 50 BP. GRIEDE rejected that date as possibly too young because the top of this bed was dated at 2900 ± 35 BP (Stiens I), which he assumed to be correct. In our opinion, however, no objective criteria are presented to consider rejecting the Stiens II in favour of the Stiens I date.

The above discussion leads to the preliminary conclusion that the frequency maximum of regressive overlap at 2650 may be more representative for the onset of the Dunkerque IB transgressive interval than for the end of the Dunkerque IA transgressive period. The time limit for the latter is tentatively placed at 2800 BP.

Conclusions (see fig. 2)

(1) Beginning and end of the Holland III regressive interval (in Friesland) remain to be established.

(2) The Calais IVB transgressive interval does not continue until 3400 BP but ends at around 3700 BP.

(3) The Dunkerque 0 transgressive interval begins shortly before 3500 BP and does not continue until 3000 BP, but ends either at 3400 BP, or, if conditions favour continued sedimentation, at about 3200 BP.

(4) The Dunkerque IA transgressive interval begins in parts of the northern coastal district shortly after 3200 BP. Expansion of the marine influence reaches a maximum at around 2950 BP.

(5) The beginning of the Holland VI regressive phase should possibly be dated around 2800 BP. The start of the next transgressive interval (Dunkerque IB) may be placed at 2650 BP.

Acknowledgements

I thank ROMÉE DE VRIES for the typing.

References

- GRIEDE, J. W. (1978): Het ontstaan van Frieslands Noordhoek. — Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam: 186 pp.; Amsterdam.
- ROELEVELD, W. (1974): The Groningen coastal area. A study in holocene geology and lowland physical geography. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 252 pp., Amsterdam.
- TER WEE, M. W. (1976): Toelichting bij de Geologische Kaart van Nederland 1 : 50,000, Blad Sneek, 10 O/W. Rijks Geologische Dienst, 130 pp.; Haarlem.

Manuscript accepted on 1. 10. 1984

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	49—59 4 Abb.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Nordwestdeutschland

HANS CHRISTOPH HÖFLE, JOSEF MERKT & HELMUT MÜLLER *)

Borehole section, section, extension, Eemian Sea.
Northwest German Plains, Niedersachsen, North Sea

Kurzfassung: Neuere Kartier- und Bohrergebnisse machen eine teilweise Revision der bisherigen Ansichten über die Ausbreitung des Eem-Meeres notwendig. Nach DECHEND (1958) und SINDOWSKI (1958, 1965) erreichte das Eem-Meer während seines Höchststandes ungefähr die heutige Küstenlinie. Im Bereich der ostfriesischen Küste haben die Arbeiten von BARCKHAUSEN (1984) und BARCKHAUSEN & STREIF (1978) einige kleinere Veränderungen des eemzeitlichen Küstenverlaufs ergeben. Im Elbe-Weser-Dreieck muß die Küstenlinie des Eem-Meeres um bis zu 22 km in die Hadelner Bucht verlegt werden. Sie entspricht dadurch der maximalen Ausbreitung des holozänen Meeres vom Subboreal bis Subatlantikum.

[The Limits of the Eemian Sea in Northwest Germany]

Abstract: New results of mapping and drilling activities required a revision of part of the existing concepts about the limits of the Eemian coastline of the German Bight. According to DECHEND (1958) and SINDOWSKI (1958, 1965), the highest stand of the Eemian sea reached approximately the present coastline. Studies by BARCKHAUSEN (1983) and BARCKHAUSEN & STREIF (1978) of the coastal zone of East Frisia showed that some minor modifications of the Eemian coastal configuration were necessary. Studies by the authors and LADE (1976) in the area between the Elbe and Weser Rivers resulted in a displacement of the southernmost coastline of the Eemian sea in the Hadelner Bucht 22 km further south. Consequently, this coastline corresponds to the maximum extension of the Holocene sea from the Subboreal to the Subatlantic periods.

1. Historischer Überblick und Einleitung

Marine Ablagerungen der Eem-Warmzeit haben im nordwestdeutschen Küstenbereich zuerst SCHÜTTE (1935) und WILDEVANG (1936) in Bohrungen nachgewiesen. 1949 fielen im Rahmen eines Wattbohrprogrammes der Forschungsstelle Norderney ausreichend Informationen an, um die südliche Küste des Eem-Meeres ungefähr zwischen

*) Anschriften der Autoren: Dr. H. MÜLLER, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D — 3000 Hannover 51.

Dr. H. CHR. HÖFLE, Dr. J. MERKT, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, D — 3000 Hannover 51.

den Ostfriesischen Inseln und dem Festland festzulegen (DECHEND 1950, 1954, 1958). Aufgrund der geologischen Kartierungen im Blattgebiet der Geologischen Karte 1 : 25 000 (GK 25) Nr. 2210 Langeoog West und Nr. 2211 Langeoog Ost durch BARCKHAUSEN (1969, 1970) sowie Nr. 2212 Spiekeroog und Nr. 2213 Wangerooge durch SINDOWSKI (1969a, 1970) konnte die Verbreitung des Eem-Meeres erheblich detaillierter dargestellt werden.

Im Elbe-Weser-Dreieck sind durch die Kartierungsarbeiten von SINDOWSKI (1969b, 1975) auf den Blattgebieten der GK 25 Nr. 2118 Cuxhaven und Nr. 2119 Otterndorf marine Sedimente der Eem-Warmzeit bekannt geworden.

Im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattes 2319 Bederkesa der TK 25 haben die Autoren in mehreren Bohrungen marines Eem nachgewiesen. Die Ergebnisse blieben bisher unveröffentlicht. Weitere Hinweise auf marines Eem ergab die Kartierung des Blattes 2218 Wana der TK 25 durch LADE (1976).

Das Ziel dieser Arbeit ist es, die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen zusammenzufassen, um einen Überblick über die bisher festgestellte und die vermutete Verbreitung des Eem-Meeres zu geben. Die Schwerpunkte liegen auf dem bisher noch nicht durch Publikationen bekannt gewordenen Raum der Hadelner Bucht im N des Elbe-Weser-Dreiecks.

2. Verbreitung und Ausbildung der eemzeitlichen Meeresablagerungen

2.1. Der Mündungsbereich der Ems

DECHEND (1958) zufolge transgredierte das Eem-Meer erst nach dem Klimaoptimum in den Ems-Mündungsbereich, und zwar fast überall über ein Basis-Konglomerat aus Steinen und Geröllen aus aufgearbeiteten Grundmoränen und kiesigen Schmelzwassersanden der Elster- und der Saale-Kaltzeit. Darüber wurden hauptsächlich Feinsande mit Ton- und Schlufflagen sedimentiert, die neben Diatomeen, Mollusken und Foraminiferen auch humose Lagen und Pflanzenreste enthalten. Es handelt sich dabei um die Ablagerungen eines Wattenmeeres (Abb. 1).

DECHEND & SINDOWSKI (1956) beschrieben aus einer Bohrung südlich Emden (Archiv-Nr. GE 54, GK 25 Nr. 2609 Emden-West; R: 25 80 210, H: 5911 100) zwischen 16,85 und 16,75 m unter NN einen 10 cm mächtigen Torf, der aufgrund von Pollenanalysen im Abschnitt III a/III b der Eem-Gliederung nach SELLE (1962) entstanden ist. (Im folgenden beziehen sich alle stratigraphischen Angaben zum Eem auf die Gliederung von SELLE 1962.) Zeitlich entspricht dieser Abschnitt dem Wärmeanstieg des Eem. Die darüber liegenden 2,35 m mächtigen Feinsande untersuchte HALLIK (1954) auf Diatomeen. Daraus ergab sich ihre Sedimentation im Brackwasserbereich unter dem Einfluß der Gezeitenbewegungen, was auf ästuarine Sedimentationsbedingungen schließen läßt. Die über den Brackwasserablagerungen folgenden Sande gehören nach DECHEND & SINDOWSKI (1956) aufgrund ihrer Höhenlage (9,4–14,3 m unter NN) ebenfalls in die Eem-Warmzeit. Da es sich aber um fossilfreie Sedimente handelt, sind es wahrscheinlich fluviatile Sande der Weichsel-Kaltzeit.

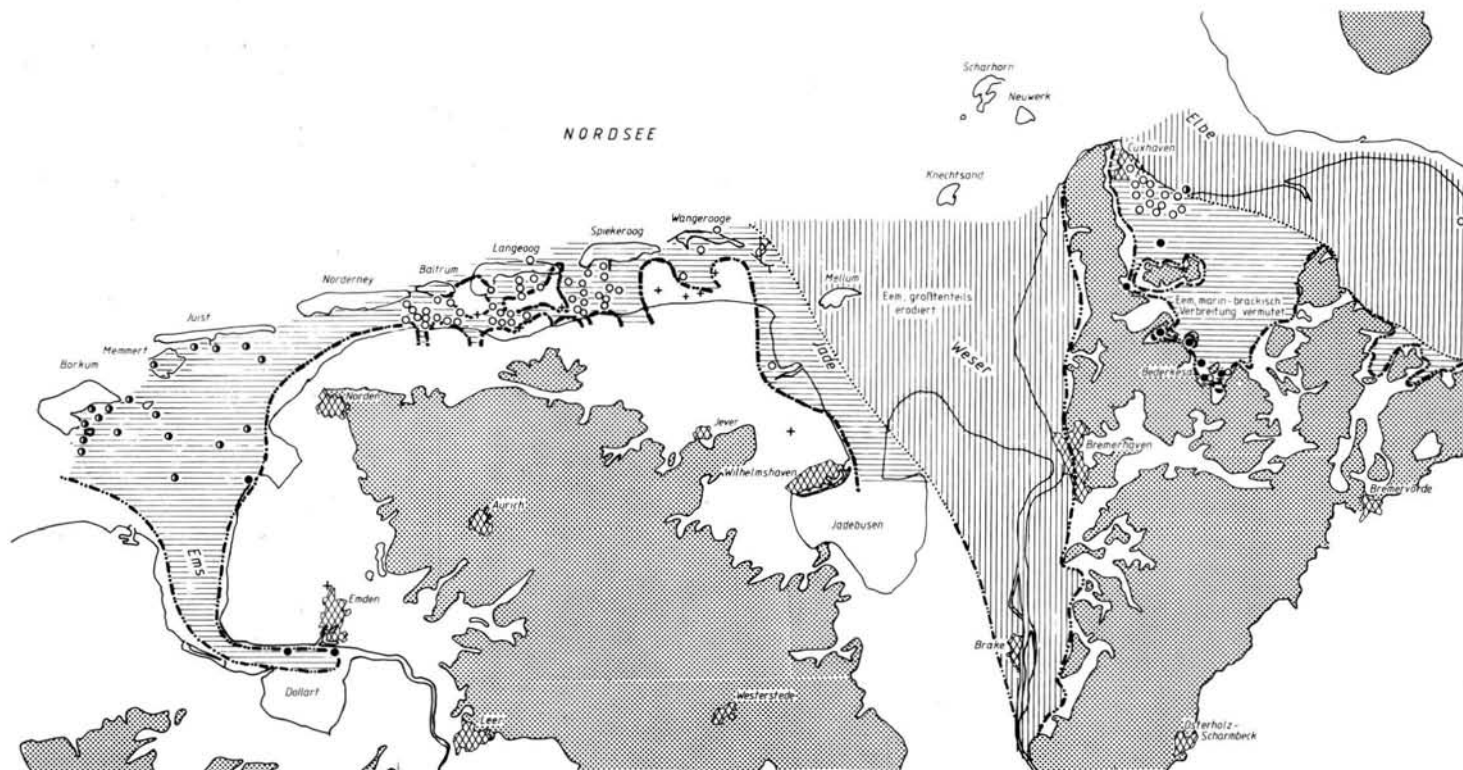


Abb. 1: Eem-Verbreitung an der niedersächsischen Nordseeküste

Marines Eem mikropaläontologisch ●, malakologisch ●, lithologisch ○ nachgewiesen.
 Fluviatil-telmatisches Eem + lithologisch belegt. Waagrecht schraffiert: marines-brackisches Eem.
 Senkrecht schraffiert: vermutete Verbreitung mariner Eem-Ablagerungen, größtenteils erodiert.

Am nördlichen Stadtrand von Emden hat BARCKHAUSEN (1985) in der Bohrung GE 2 (GK 25 Nr. 2509 Hinte, R: 25 80 400, H: 59 19 800) von 8,7 bis 11,8 m unter NN eemzeitliche Torfe angetroffen, die den Abschnitten Ia bis Mitte IV und im obersten Teil einem Früh-Weichsel-Interstadial zugeordnet werden konnten. Daraus ergibt sich, daß die Sedimentation von marin-brackischem Eem im wesentlichen auf den engeren Bereich der heutigen Emsmündung beschränkt sein dürfte.

2.2. Der Bereich der ostfriesischen Inseln und der Leybucht

Im Bereich der Leybucht hat sich im Eem-Interglazial ein Torf gebildet. Vor der SW-Ecke der Bucht wurde in der Bohrung GE 68 (GK 25 Nr. 2498 Greetsiel; R: 25 69 130, H: 59 31 850) ein Torf angetroffen, der nach oben tonig wird und schließlich von 9,01 bis 8,70 m in einen Klei mit marinen Diatomeen übergeht. Aufgrund von Pollenanalysen konnten die Ablagerungen des Kleis der Hainbuchenzeit (Abschnitt IVa) zugeordnet werden (BARCKHAUSEN & MÜLLER 1984). Da die Kleioberfläche erosiv erniedrigt worden ist und der unterlagernde Torf zusammengepreßt wurde, muß ein tatsächlicher Meeresspiegelhochstand bei etwa 7,5 m unter NN angenommen werden.

Am Ende des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit entstanden im Bereich von Baltrum bis Spiekeroog vier Schmelzwasserrinnen, in die das Eem-Meer später eindrang (SINDOWSKI 1958, 1960; BARCKHAUSEN 1969, 1970).

Nach BARCKHAUSEN (1970) war der Wasserspiegel des Eem-Meeres auf etwa 17 m unter heutigen NN angestiegen, als der Rückstau in den Rinnen einsetzte und es durch den Anstieg des Grundwasserspiegels zum Torfwachstum kam. Die Torfe wurden beim weiteren Anstieg des Eem-Meeresspiegels überflutet, von brackisch-marinen Wattablagerungen bedeckt und so zum Basaltorf der eemzeitlichen Abfolge klastischer Sedimente. In der Bohrung GE 50 südlich von Spiekeroog (GK 25 Nr. 2212 Spiekeroog; R: 34 14 658, H: 59 57 800) ist dieser Basal-Torf erreicht worden. SCHNEEKLOTH (in SINDOWSKI 1970) hat ihn aufgrund von Pollenanalysen in den Eem-Abschnitt IIIa eingestuft. Im Hangenden der marinen Schichten beginnt das Torfwachstum im Abschnitt IV.

Im weiteren Verlauf der Eem-Transgression entstand eine buchtenreiche Küste, deren Geestrand etwas nördlich der heutigen Deichlinie lag. Im Bereich der heutigen Inseln bildete sich ein Eem-Watt aus, in dem die Sedimentationsbedingungen denen des heutigen Watts ähnlich waren. Der Hochstand des eemzeitlichen Meeresspiegels lag bei etwa 7 m unter NN (DECHEND & SINDOWSKI 1956). Im Langeooger Gebiet gab es während der Eemzeit zwei große Geestinseln, deren Umrisse in Abb. 1 rekonstruiert wurden (BARCKHAUSEN 1970). Im Schutz dieser Inseln haben sich die Eem-Sedimente besonders gut erhalten.

Zum Teil ist die ursprüngliche Oberfläche des Eem-Watts nicht sicher festzulegen, weil höhere Teile der Eem-Abfolge umgelagert worden sind. Dies gilt vor allem für das Eem-Vorkommen im Ostteil von Langeoog. Wahrscheinlich ist marines Eem auch nördlich von Langeoog verbreitet, da im Spülsaum am Ostende der Insel häufig Schalen der fossilen Eem-Muschel *Venerupis senescens* COCCONI (syn. *Tapes eemiensis*) gefunden werden.

Gegen Ende des Eem-Interglazials endete der Anstieg des Meeresspiegels. Mit der anschließenden Regression wurden auf dem brackisch-marinen Klei die „Vorland-Bildungen“ (SINDOWSKI 1958) abgelagert: überwiegend sandstreifige Tone mit viel Pflanzenresten und Schill.

2.3. Der Bereich der Jade

Erste Hinweise auf ein brackisch-marines Interglazial gaben BROCKMANN (1930) und OVERBECK (1931), die eine von SCHARF (1929) aufgenommene Bohrung NW von Hooksiel bearbeiteten (GE 2, GK 25 Nr. 2314 Hooksiel; R: 34 34 529, H: 59 45 765). In dieser Bohrung wurden unter Schichten des Holozän und weichselzeitlichen sandigen Ablagerungen zwischen 14,4 und 18,4 m unter NN organische Sedimente angetroffen. Sie bestanden im oberen Teil aus stark humosem Ton und gingen nach unten in eine „braunkohlenartige Masse“ über. Aufgrund einer Neuinterpretation des von OVERBECK (1931) lediglich als Ablagerung eines Interglazials gedeuteten Pollenprofils sind die Ablagerungen in die Eem-Zonen III bis IVa einzustufen. Nur eine aus 16,9 bis 17,5 m unter NN stammende Probe von blättrigem Ton enthielt Diatomeen, die einen zumindest zeitweiligen marinen Einfluß auf die Sedimentation belegen.

2.4. Der Bereich der Wesermündung

Obwohl aus dem Bereich der Wesermündung und auch der Wurster- und Butjadinger Marsch in steigender Zahl gut bearbeitete Bohrungen vorliegen, konnte bisher kein Vorkommen von marinem Eem sicher nachgewiesen werden (PREUSS 1979). Das liegt daran, daß die eemzeitlichen Sedimente von der weichselzeitlichen Erosion beseitigt worden sind. Auf dem Höhepunkt der letzten Vereisung hat die Meeresspiegelabsenkung etwa 110 m betragen (LUDWIG, MÜLLER & STREIF 1981). Die durch Permafrost und weitgehende Vegetationslosigkeit ohnehin starke Erosions- und Transportkraft der Weser wurde im Küstenbereich durch die Absenkung der Erosionsbasis noch vergrößert.

Die fluviatilen Ablagerungen im eemzeitlichen Weser-Ästuar sind vermutlich vor der Schüttung der Niederterrasse erodiert worden. Auch die Wattablagerungen im Unterweser- und Wesermündungsbereich wurden wahrscheinlich vor der Ablagerung der Niederterrasse abgetragen. In Abb. 1 sind die Flächen, auf denen eine Erosion des brackisch-marinen Eems angenommen wird, mit einer senkrechten Schraffur gekennzeichnet.

2.5. Die Hadelner Bucht

Bereits 1952 erwähnt SIMON Schalenfunde der im brackisch-marinen Eem weit verbreiteten Muscheln *Venerupis senescens* (OCCONI und *Nassa reticulata* LINNE aus einem auf 34 m unter NN eingetieften Kolk in der Elbe bei Altenbruch (GK 25 Nr. 2118 Cuxhaven; R: 34 85 730, H: 59 67 610). SINDOWSKI (1969b) beschrieb Eem-Ablagerungen in einer ungefähr NS-verlaufenden saalezeitlichen Rinne, die von Cuxhaven über Groden bis Lüdingworth auf einer Länge von über 6 km verfolgt werden konnte. Es handelt sich dabei um 5 bis 6 m mächtige grüne schillführende Tone, die an der

Basis humos oder von Torf unterlagert sind. Die Oberfläche der Eem-Ablagerungen liegt bei ca. 15 m unter NN. Da die brackisch-marinen Eem-Sedimente teilweise im S der Hadelner Bucht, aber vor allem westlich der Weser, bis ca. 7 m unter NN anstehen, kann eine weichselzeitliche oder holozäne Erosion der höhergelegenen Eem-Schichten und eine Kompaktion der Tone angenommen werden.

Ebenfalls vermutlich eemzeitlich sind grünliche Tone mit Muschelschill, die SINDOWSKI (1975) in der Bohrung GE 52 NW von Otterndorf (GK 25 Nr. 2119 Otterndorf; R: 34 91 840, H: 59 65 340) fand. Auch hier ist eine Erosion des höheren Teils der Eem-Ablagerungen möglich, da die Tone zwischen 17,5 und 22,9 m unter NN angetroffen wurden.

LADE (1976, 1980) konnte im Bereich um Wanna brackisch-marines Eem auch im Westteil der Haldener Bucht nachweisen. In der Bohrung GE 8, 2 km südlich Lüdington (TK 25 Nr. 2218 Wanna; R: 34 84 640, H: 59 61 050) lag unter holozänen Ablagerungen von 14,5 bis 19,0 m unter NN ein eemzeitlicher Klei (Ton bis Schluff), der von K.-J. MEYER (in LADE 1976) den Zonen IIIb bis IVb zugeordnet wurde. Im Midlumer Moor 2 km N Krempel erbohrte er zweimal brackisch-marines Eem in Teufen von 10,4 bis 11,4 m und 7,9 bis 8,5 m unter NN. Es handelt sich dabei um grün-graue stark kalkige Tone mit Muschelschill, die von ebenfalls eemzeitlichen Torfen überlagert werden. Die Torfe wurden von BEHRE (in LADE 1980) in die Zonen V bis VI eingestuft.

Die Überlagerung mit Torfen zeigt, daß bei diesen brackisch-marinen Tönen wahrscheinlich keine Erosion der höheren Teile stattfand. Ihre Oberfläche dürfte damit, abgesehen von einer geringen Beeinflussung durch Kompaktion, dem ehemaligen Hochstand des Eem-Meeres sehr nahe kommen.

Andere Bohrungen in der westlichen Hadelner Bucht haben in einer eemverdächtigen Teufe humose, schillhaltige Sande oder nur holozäne bis saalezeitliche Sedimente erbracht (mdl. Mitteilung KUSTER 1985, Bohrpunkte in Abb. 1). Im Halemer See hat eine Sondierbohrung in 7,7 m unter NN kompaktierte grüne Tone angetroffen. Eine Kernbohrung im Flögelner See (GK 25 Nr. 2318, R: 34 87 350, H: 59 48 535) traf in 7 m unter NN unterhalb humosem Sand (Eem VI) kalkigen Ton an (Eem V) und endete in 9 m unter NN in brackisch-marinem schillführenden Feinsand der Eem-Zone IV (K.-J. MEYER 1984c). Die Bohrabstände sind zu groß, um das marine Eem ähnlich gut zu belegen wie westlich der Weser, sie reichen aber aus, um eine ungefähre Vorstellung von der Eem-Transgression zu erhalten. Demnach muß das Eem-Meer in ein drenthestadial entstandenes, randlich stark gegliedertes Becken eingedrungen sein. Darin reichte das Eem-Meer bis dicht an die heutige Geest/Marsch-Grenze.

MERKT (1968, unveröff.) und HÖFLE (1977, unveröff.) wiesen die Transgression des Eem-Meeres bis in den Bederkesaer See im südlichsten Teil der Hadelner Bucht nach. Von sechs Bohrungen, in denen brackisch-marines Eem angetroffen wurde, sind fünf in Abb. 2 u. 3 dargestellt worden. Die Bohrungen 1 und 2 haben nur einen Abstand von 100 m, dennoch liegt die Eem-Mächtigkeit in Bohrung 1 bei 1,0 m, und in Bohrung 2 beträgt sie mehr als 10,5 m. Das Eem-Meer transgredierte auch hier über ein drenthestadial geformtes Relief. Der älteste eemzeitliche Klei (schill- und pflanzenhäckselhaltiger Ton) konnte in den Bohrungen 1 und 2 nachgewiesen werden (Abschnitt IVa). Die Oberfläche der brackisch-marinen Eem-Ablagerungen liegt in Bohrung 1 bei 7,0 m unter NN, in Bohrung 2 jedoch bei 15,9 m unter NN. In Bohrung 2 endet die

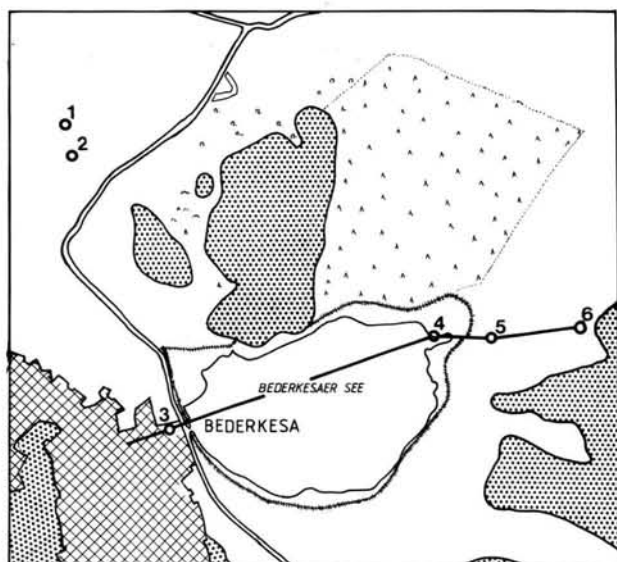


Abb. 2: Lage der Bohrpunkte und des Schnittes (Abb. 4) im südlichen Teil der Hadelner Bucht. Maßstab: 1 cm = 550 m.

Kleisedimentation, also der marine Einfluß, im Abschnitt IVb. Darüber ist ein Torf gewachsen, der dem Abschnitt Va zugeordnet wurde. Eine Erosion der Kleioberfläche ist daher unwahrscheinlich, wie auch schwer vorstellbar ist, daß auf nur 100 m Entfernung die Sedimentation so zurückgehen kann. So bleibt als Ursache für die um mehr als 8 m tiefere Lage nur Sackung und Pressung des mehr als 10 m mächtigen Kleis.

Die Bohrung 3 liegt bei der Burg Bederkesa unmittelbar am Geestrand. Hier sind die Abschnitte IVb und der Beginn von Va als ältestes Eem erbohrt worden. Darüber folgen humose, lagenweise schillhaltige Sande, die wiederum von Klei überlagert werden, der wahrscheinlich noch in den Abschnitt Va gehört. Die Kleioberfläche liegt hier wie in einer Sondierbohrung 200 m weiter östlich bei 8 m unter NN. Es folgen nach oben humose Sande und ein Niedermoortorf. Eine weitere humose Sandlage schließt die eemzeitliche Sedimentation ab.

Die Bohrung 4 hat den brackisch-marinen Klei gerade noch erreicht. Seine Ablagerung endet in der Zone IVb. Darüber folgen schillhaltige brackisch-marine Sande, die von limnischen Sedimenten überlagert werden. Das Alter dieser Mudden reicht vom Abschnitt V des Eem über die frühe bis in die späte Weichsel-Kaltzeit. Hervorzuheben ist, daß an dieser Stelle holozäne Mudden direkt auf jungweichselzeitlichen und die wiederum auf altweichselzeitlichen liegen, ohne die in allen anderen Bohrungen festgestellte Einschaltung fluviatiler Sande. Wahrscheinlich ist eine Permafroststruktur (Pingo) die Ursache solch ungewöhnlicher Lagerungsverhältnisse (MERKT 1984). Die Oberfläche der brackisch-marinen Sedimente befindet sich bei 12,1 m unter NN (MEYER 1984a, b; MÜLLER 1977).

Insgesamt ergibt sich für den Bereich des Bederkesaer Sees das Eindringen des Meeres wahrscheinlich am Beginn des Abschnittes IVa der Eem-Warmzeit. Die Küsten-

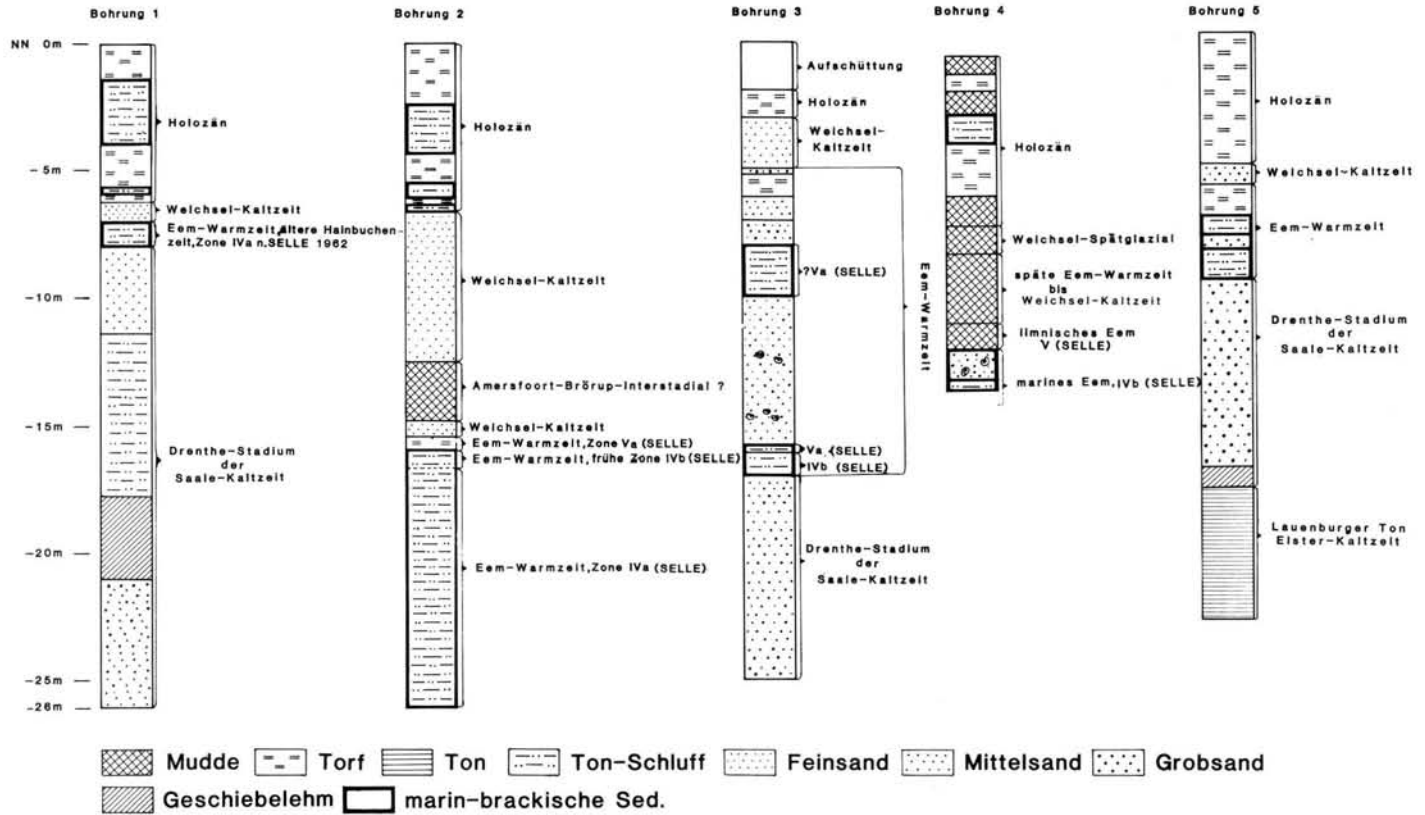


Abb. 3: Bohrprofile aus dem Raum Bederkesa mit marinem Eem.

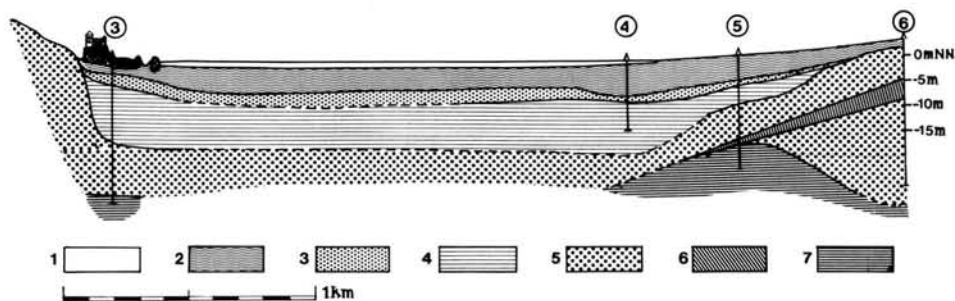


Abb. 4: Geologischer Schnitt im südlichen Teil der Hadelner Bucht.

- 1 Wasser, 2 Torf und Mudde (Holozän), 3 fluviatiler Sand (Weichsel-Kaltzeit),
 4 brackisch-marine und limnische Ablagerungen (Eem-Warmzeit), 5 Schmelzwassersand
 (Drenthe-Stadial), 6 Grundmoräne (Drenthe-Stadial), 7 Lauenburger Ton (Elster-Kaltzeit)

linie des Eem-Meeres muß in der Hadelner Bucht nun um 22 km nach S verlegt werden. Im Abschnitt IVb kommt es bereits zur Regression und ab Zone V liegen nur noch limnische Ablagerungen vor.

2.6. Der Bereich der Elbmündung

Obwohl auch im Elbemündungsbereich die Zahl gut aufgenommenener Bohrungen steigt, konnten bisher nur in einer Bohrung bei Hamelwörden (TK 25 Nr. 2221 Wischhafen, R: 35 21 175, H: 59 62 938) vermutliche brackisch-marine Eem-Ablagerungen durchteuft werden (Abb. 1). Unter den Sedimenten der Elbemarsch und fluviatilen Sanden der Weichsel-Kaltzeit wurde von 21 bis 25 m unter NN ein muschelschillhaltiger Schluff angetroffen, der als Erosionsrest einer Kleisedimentation im eemzeitlichen Elbetal angesehen werden kann. Die Einstufung wird gestützt durch die Unterlagerung des Kleis mit Schmelzwassersanden und Geschiebemergel des Drenthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit.

3. Schlußbetrachtungen

Ein enger werdendes Netz aus gut untersuchten Bohrungen machte genauere Aussagen über die Transgression des Eem-Meeres möglich. Die große Verbreitung seiner brackisch-marinen Ablagerungen und ihre häufig beachtliche Mächtigkeit haben sie inzwischen zu einem Faktor gemacht, der in Fragen der Hydrogeologie und des Baugrundes im Küstenbereich berücksichtigt werden muß.

Schriftenverzeichnis

- BARCKHAUSEN, J. (1969): Entstehung und Entwicklung der Insel Langeoog. — Oldenburger Jb., 68: 239—281, 13 Kt.; Oldenburg.
 — (1970): Geol. Karte Niedersachsen 1:25 000, Erl. Blatt 2211 Ostende-Langeoog: 44 S., 5 Abb., 4 Tab., 1 Taf., 1 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).

- BARCKHAUSEN, J. (1984): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2609: 80 S., 9 Abb., 5 Tab., 3 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- (1985): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2309; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.) (im Druck).
- & MÜLLER, H. (1984): Ein Pollendiagramm aus der Leybucht. — *Probl. Küstenforsch. südl. Nordseegebiet*, 15: 127—134, 3 Abb.; Hildesheim.
- & STREIF, H. (1978): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2608 Emden-West: 80 S., 5 Abb., 1 Tab., 3 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- BROCKMANN, C. (1930): Küstennahe und küstenferne Sedimente in der Nordsee. — *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen*, 30 (1/2): 78—85, 1 Abb., 11 Tab.; Bremen.
- DECHEND, W. (1950): Das Eem im Raum Norderney-Hilgenriede. — *Z. dt. geol. Ges.*, 102 (1): 91—97, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- (1954): Eustatische und tektonische Einflüsse im Quartär der südlichen Nordseeküste. — *Geol. Jb.*, 68: 501—516, 6 Abb.; Hannover.
- (1958): Marines und brackisches Eem im Raum der Ems-Mündung. — *Geol. Jb.*, 76: 175—190, 4 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- & SINDOWSKI, K.-H. (1956): Die Gliederung der Quartärs im Raum Krummhörn-Dollart (Ostfriesland) und die geologische Entwicklung der unteren Ems. — *Geol. Jb.*, 71: 461—490, 14 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- HALIK, R. (1954): Diatomeen-Analyse der Bohrung II in der Ems, südlich Emden. — Hamburg, 1. 6. 1954. — [Unveröff.].
- LADE, U. (1976): Bericht zur Übersichtskartierung des Blattes 2218 Wanna der TK 25. — *Ber. Archiv NLFb*: 15 S., 6 Abb.; Hannover. — [Unveröff.].
- (1980): Lithostratigraphie, Genese und Basisrelief jungpleistozäner Sedimente in Nordwestdeutschland. — *DFG-Abschlußbericht*: 56 S., 21 Abb.; Hemmoor. — [Unveröff.].
- LUDWIG, G., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1981): New dates on Holocene sea-level changes in the German Bight. — *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 5: 211—219, 2 Abb.; London.
- MERKT, J. (1984): Shoreline Displacement and Lake Development in the Bederkesa Area. — *Exkursionsführer zur „Field Conference 1984“ d. INQUA Subcommission on Shorelines of Northwestern Europe*: 32—41, 9 Abb.; Hannover.
- MEYER, K.-J. (1984a): Pollenanalytischer Kurzbericht. — *Archiv NLFb Nr. PA 2319*: 5 S.; Hannover. — [Unveröff.].
- (1984b): Pollenanalytischer Kurzbericht. — *Archiv NLFb Nr. PA 2319*: 3 S.; Hannover. — [Unveröff.].
- (1984c): Pollenanalytischer Bericht. — *Archiv NLFb Nr. PA 2318*: 2 S.; Hannover. — [Unveröff.].
- MÜLLER, H. (1977—1984): Pollenanalytische Berichte über Eem-Profile. — *Archiv NLFb Nr. PA 2408, PA 2319*; Hannover. — [Unveröff.].
- OVERBECK, F. (1931): II. Mooruntersuchungen im östlichen Oldenburg. — In: OVERBECK, F. & SCHMITZ, H.: *Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. I. Das Gebiet von der Niederweser bis zur unteren Ems.* — *Mitt. Provinzialstelle Naturdenkmalpflege Hannover*, 3: 67—102; Hannover.

- PREUSS, H. (1979): Die holozäne Entwicklung der Nordseeküste im Gebiet der östlichen Wesermarsch. — Geol. Jb., A 53: 3—84, 25 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- SCHARF, W. (1929): Die geologischen Grundlagen des Küstenschutzes an der deutschen Nordseeküste. — Schr. Ver. f. Naturkunde an der Unterweser, N. F. A.: 79 S., 1 Taf., 18 Fig.; Wesermünde.
- SCHÜTTE, H. (1935): Das Alluvium des Jade-Weser-Gebietes. — Veröff. Wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsens, 13 (2 Teile); Teil 1: 147 S., 1 Abb.; Teil 2: 100 S., 8 Beil.; Oldenburg i. O. (Stalling).
- SELLE, W. (1962): Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. — Geol. Jb., 79: 195—352, 17 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- SIMON, W. G. (1952): Über das Vorkommen einer Schale von *Tapes senescens* Cocconi aus dem Eem im rezenten Schill der Elbemündung. — Probl. Küstenforsch. südl. Nordseegebiet, 5: 1—4, 2 Abb.; Hildesheim.
- SINDOWSKI, K.-H. (1958): Das Eem im Wattgebiet zwischen Norderney und Spiekeroog, Ostfriesland. — Geol. Jb., 5: 151—174, 10 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- (1960): Die geologische Entwicklung des Spiekerooger Wattgebietes im Quartär. — Jber. Forschungsst. Norderney, 11, (1959): 11—20, 2 Anl.; Norderney.
- (1965): Das Eem im ostfriesischen Küstengebiet. — Z. dt. geol. Ges., 115: 163—166; 2 Abb.; Hannover.
- (1969a): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2213 Wangerooge: 49 S., 15 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- (1969b): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2118 Cuxhaven: 52 S., 5 Abb., 12 Tab., 1 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- (1970): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2212 Spiekeroog: 56 S., 18 Abb., 19 Tab., 1 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- (1975): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Erl. Blatt 2119 Otterndorf: 33 S., 2 Abb., 6 Tab., 1 Kt.; Hannover (Nieders. L.-Amt Bodenforsch.).
- WILDVANG, D. (1936): Der tiefere Untergrund der ostfriesischen Inseln. — Sonderdruck Veröff. Naturforsch. Ges. Emden: 54 S., 1 Kt.; Emden.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	61—69 5 fig.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

The Holocene Marine Transgression in the Region of the North Frisian Islands

DIETRICH HOFFMANN *)

Sequences, marine transgression, sedimentary sequences,
deposits, marsh, mud flats, Upper Holocene.
Northwest German Plains, North Frisian Islands, North Sea

A b s t r a c t : To demonstrate the diverse Holocene development in the region of the North Frisian Islands, the sedimentary sequence of the coastal Holocene in the area of Sylt and Pellworm is compared. Near Sylt, the deposits which do not exceed 10 m can be subdivided into three sedimentary units. During the last 2000 years, the surface of the marsh was higher than MHW. Its extension was however decreased by erosion. In the area of Pellworm, although the sedimentary succession sometimes exceeds 20 m in thickness, a subdivision is not possible because of frequent lateral and vertical lithofacies changes. Due to considerable compaction of the sediments during the first millennium AD and human activity, the surface of the marsh was considerably lowered. During two storm surges in 1362 AD and 1634 AD large marsh areas became part of the tidal flats and were abandoned by the population. The reasons for these catastrophes are partially due to the geological development and to the activity of man. Local factors have to be considered in time and space in interpreting the Holocene events in the area.

[Die holozäne Meerestransgression im Bereich der Nordfriesischen Inseln]

K u r z f a s s u n g : Um die unterschiedliche Entwicklung des Küstenholozäns im Bereich der Nordfriesischen Inseln darzustellen, wird die relativ gering mächtige — weniger als 10 m — Schichtenfolge von Sylt mit der teilweise über 20 m mächtigen bei Pellworm verglichen. Bei Sylt läßt sich das Küstenholozän in drei Sedimentdecken untergliedern, die durch eine Torflage oder humosen Klei und durch einen Humusdwog voneinander getrennt werden. Seit 2.000 Jahren lag die Marschoberfläche höher als das MThw. Die Größe der Marsch nahm seit dem Mittelalter als Folge ständiger Erosion ab. Im Gebiet um Pellworm ist eine Gliederung der vor Chr. Geb. abgelagerten Sedimente wegen des kleinräumigen Fazieswechsels nicht möglich. Als Folge erheblicher Setzungen während des ersten nachchristlichen Jahrtausends und der Kultivierungsarbeiten seit dem Mittelalter wurden die Marschoberflächen niedriger gelegt. In den Jahren 1362 und 1634 n. Chr. Geb. wurden sie von Sturmflutkatastrophen betroffen, große Teile ins Wattenmeer einbezogen und von den Siedlern verlassen. Die Gründe für diese Ereignisse sind teils auf die geologische Entwicklung, teils auf die Einwirkung des Menschen zurückzuführen. Der Ablauf der vor allem jüngeren Landschaftsgeschichte wurde in den verglichenen Gebieten in erheblichem Maße von lokalen Faktoren beeinflusst.

*) Address of the author: Dr. D. HOFFMANN, Landesmuseum für Vor- und Frühgeschichte, Schloß Gottorf, D — 2380 Schleswig.

1. Introduction

It is well known that the discussion about the recent drowning of the coastal area in the German Bight was initiated by investigations carried out by SCHÜTTE (1908) in the Jade Bight. Soon similar results were obtained from the southern part of the North Frisian Islands. The surface of the medieval landscape and remnants of settlements lying in this area below present day MHW seemed to indicate a serious sinking of the land. This interpretation was called into question when marsh surfaces of the Roman Imperial Period were discovered in adjacent regions (e. g. Dithmarschen), whose levels today remained as high as modern ones. To explain these contradictory findings, BANTELMANN (1966) and DITTMER (1952) pointed out that in the southern parts of the North Frisian tidal flats, the height of the landscape was considerably influenced by the activity of man when he drained the land, cut peat or prepared the marsh for agricultural use by removing a layer of peat which was situated close to the surface. However, there were also other flooded areas where the above mentioned works have not been carried out. Therefore compaction especially of organic sediments might be responsible for the low seated medieval surfaces in the southern North Frisian tidal flats. Until now, no details were available on the compaction of the clastic sediments, especially because the Holocene sequence is not as yet fully known. New investigations on the history of this landscape carried out since 1974 (HIGELKE, HOFFMANN & MÜLLER-WILLE 1982) and establishment of the correlations between the older and younger geological developments could improve this knowledge.

In the area of the North Frisian Islands, the Pleistocene surface plunges in a southerly direction. Due to this, the thickness of the coastal Holocene increases more or less regularly to the south (fig. 1). Therefore it is useful to compare the development of the coastal Holocene in the area of Sylt with that of Pellworm.

2. The coastal Holocene of Sylt

The coastal Holocene of Sylt considered in this paper is situated between the remnants of terminal moraines which formed the cores of the islands Sylt and Föhr. A sand bar covered with dunes and shifting in an easterly direction protects the tidal flats from the open sea. This sand bar has probably existed since the early Holocene, permitting the deposition of fine-grained sediments in the tidal flats.

The oldest sediments of the coastal Holocene are basal peats. Their development began already towards the end of the Pleistocene and ceased in the early Boreal (AVERDIECK 1980). Later Atlantic peat began to develop, initiated by the rise of the ground water level as a result of the sea level rise. The coastal Holocene of Sylt can be subdivided into three sedimentary units (fig. 2). The oldest was deposited up to about 4000 y. BP (fig. 5). Its surface is situated between NN -2.5 and NN -2.0 m. Close to the Pleistocene outcrops it is composed of peats and further away of humus clay. A middle sand layer separates the lower from the upper clay within this sedimentary unit. The second transgression began about 3500 y BP and lasted till the last 500 years BC. The surface of this sedimentary cover is formed by a vegetation horizon which is situated today between NN +0.6 and NN +1.3 m. The lithologic sequence within this sedimentary cover is rather similar to that of the oldest, but without sand deposition in areas

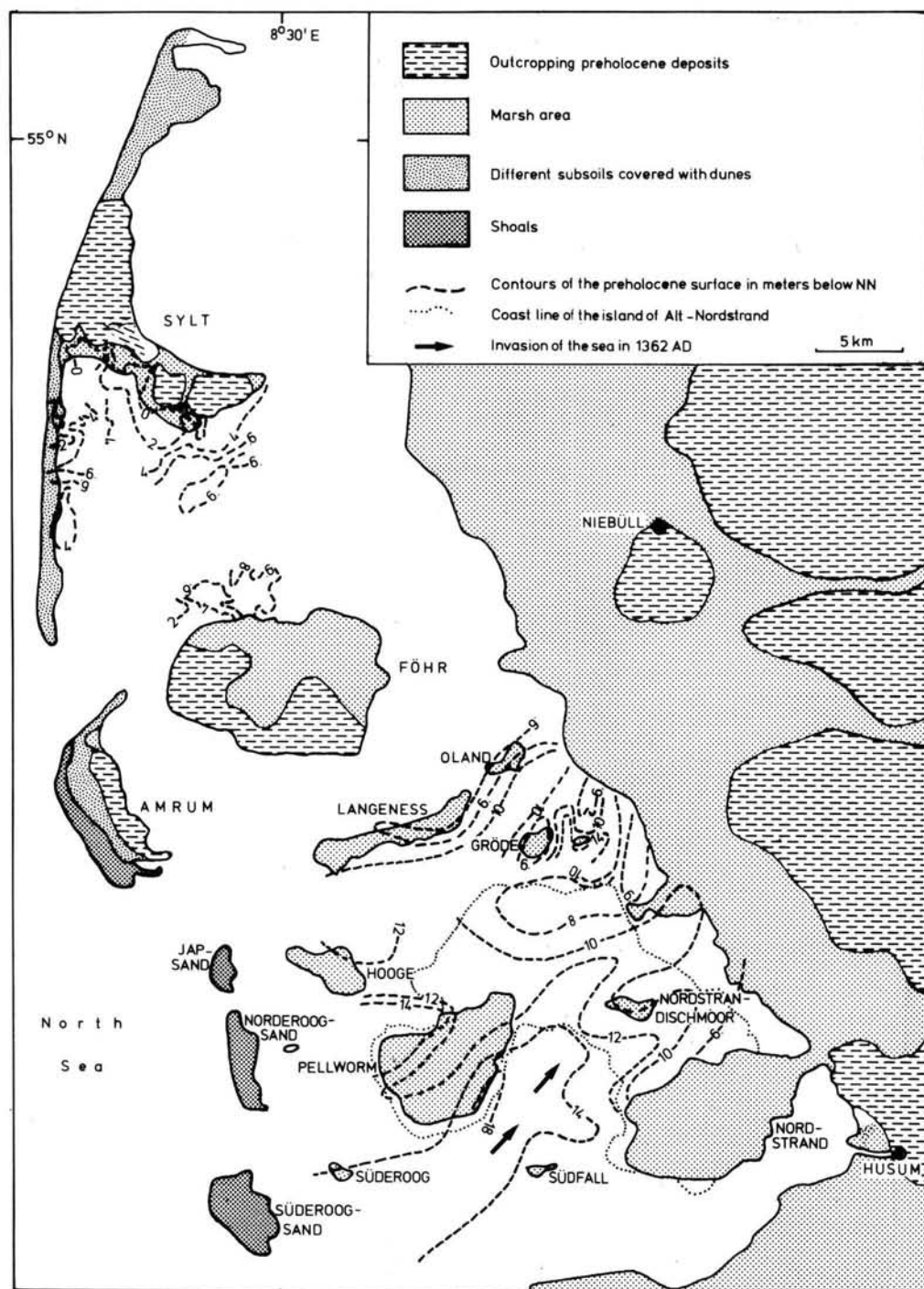


Fig. 1: General map of the North Frisian Islands.

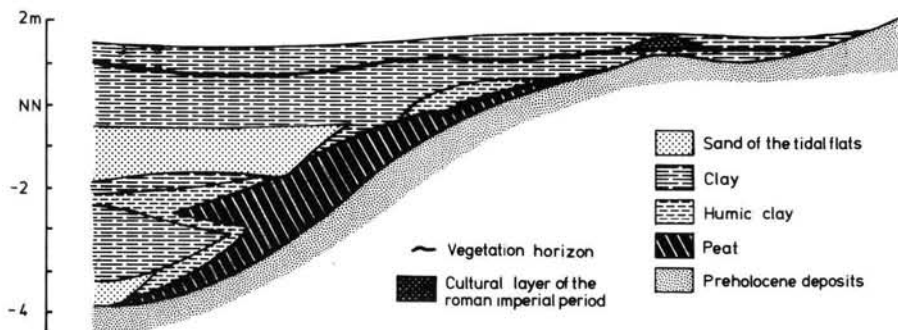


Fig. 2: The sequence of the coastal Holocene in the marsh area of Sylt (generalized section).

proximal to the sand bar mentioned above. The vegetation horizon on top of these deposits came into existence a short time before Christ at the latest. This is evidenced by a settlement of the early Roman Imperial Period situated on top of this horizon. These features indicated that the sealevel rise stopped at the end of the last millennium BC. Dependent upon the thickness and the lithology of the sediments differential compaction occurred during the first millennium AD and a relief of the surface with differences up to 0.7 m was formed. During this time sedimentation stopped. It recommenced not earlier than the late Middle Ages, probably in the 14th century AD. The marsh area was covered and its surface raised by storm surge deposits. Dikes which prevented the flooding of the marsh area existed only for short periods. By studying old maps and the course of old dikes which today are running in many places from the marsh into the tidal flats, it is obvious that the marsh area of Sylt has become smaller since the Middle Ages.

The complete sequence of the coastal Holocene described above is fairly well preserved in the marsh area. In the tidal flats most of the older Holocene is eroded and substituted by younger fine-grained sand (fig. 3).

3. The coastal Holocene in the area of Pellworm

In the area around Pellworm, the transgression began earlier than near Sylt (fig. 5) because the Pleistocene surface was situated lower. Exact dates are not available because there are no sediments suited for radiocarbon dating. The thickness of the coastal holocene varies from more than 20 m to less than 10 m from the beginning of the transgression up to about 3000 years BP, only marine clastic sediments were deposited. They cannot be subdivided because of their frequent lateral and vertical lithofacies changes. In the last millennium BC, the marine influence decreased and brackish clay turning into fen peat developed. This is confirmed by pollenanalysis (MENKE, pers. com.) which indicated that the area came more and more under the influence of freshwater. It may be assumed that the erosion of remnants of terminal moraines by the sea provided material for the sand bars that closed this area to the sea. Between the outcropping

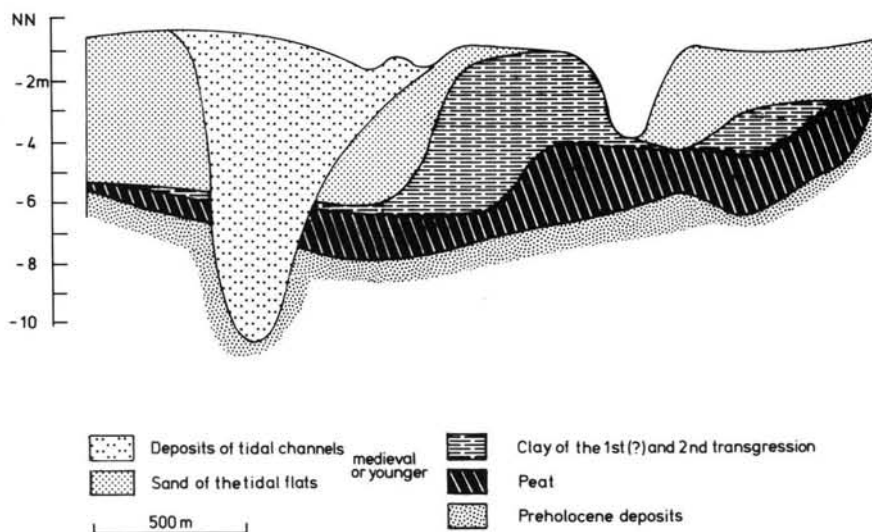


Fig. 3: The coastal Holocene in the tidal flat area of Sylt.

Pleistocene in the east and the sand bars in the west, freshwater gathered and initiated the forming of brackish clay and later on of fen peat. Its surface was closely connected to the freshwater level during its development and therefore, it originally lay all over the area nearly at the same level. Today there are differences up to 2.5 m. There was almost no sedimentation during the first millennium AD. Clay was deposited in some places only, where the fen peat was situated very low. Similar to Sylt, this indicated that the sealevel did not rise any longer but remained constant or even fell down.

Archeological excavations on the island of Pellworm yielded further informations about its geological development. The area was settled during the 9th/10th century AD, considerably later than in the adjacent marshes (HIGELKE, HOFFMANN, KÜHN & MÜLLER-WILLE 1979). The first houses were built on top of the marsh surface at NN +0.4 m. Therefore it may be assumed that the surface of the marsh below this settlement was not seriously affected by storm surges at the end of the first millennium AD. It must be pointed out that the subsoil of this settlement is formed by remnants of the peat layer which was developed during the last millennium BC. The influence of storm surges in the 11th/12th century could be observed as the cultural layer of this settlement was covered with deposits of storm surges containing ceramics of this time. At the latest in the 12th/13th century, dwelling mounds were built and the cultivation of the country began by drainage, peat cutting and diking. According to historical sources, the area was heavily attacked by storm surges at 1362 AD. Large portions of the populated southern part of the study area were inundated and became part of the tidal flats because of its low surface; for example, in the area between Pellworm — Nordstrand — Südfall where the peat was discovered at NN -1.8 m in an extremely low position. In contrast to this, it is situated at NN +0.6 m on the island of Pellworm. After the formation of peat, synchronous with the Sylt area, compaction of sediments occurred.

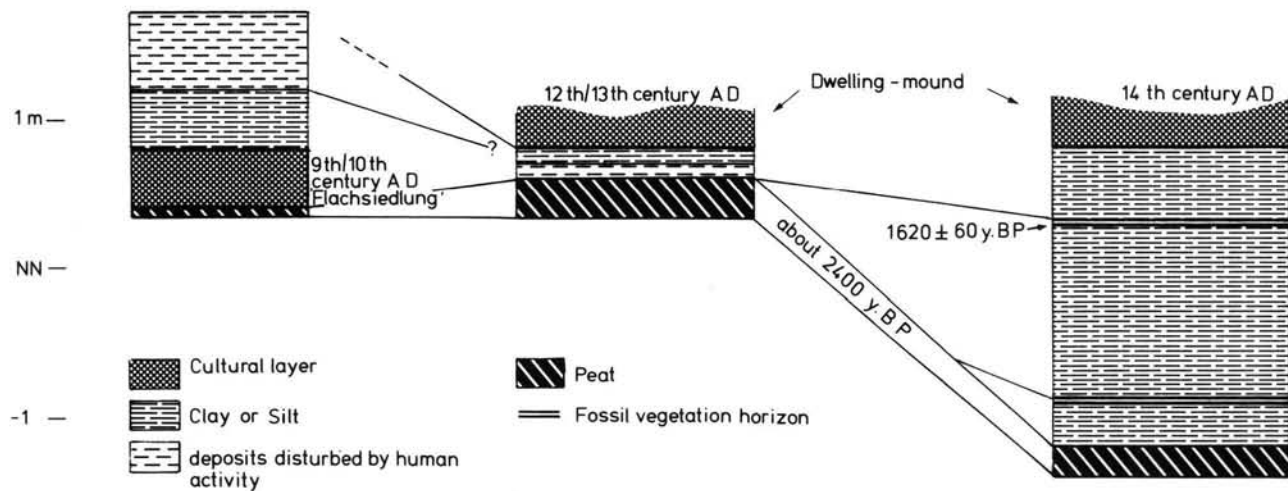


Fig. 4: The upper coastal Holocene of Pellworm, generalized.

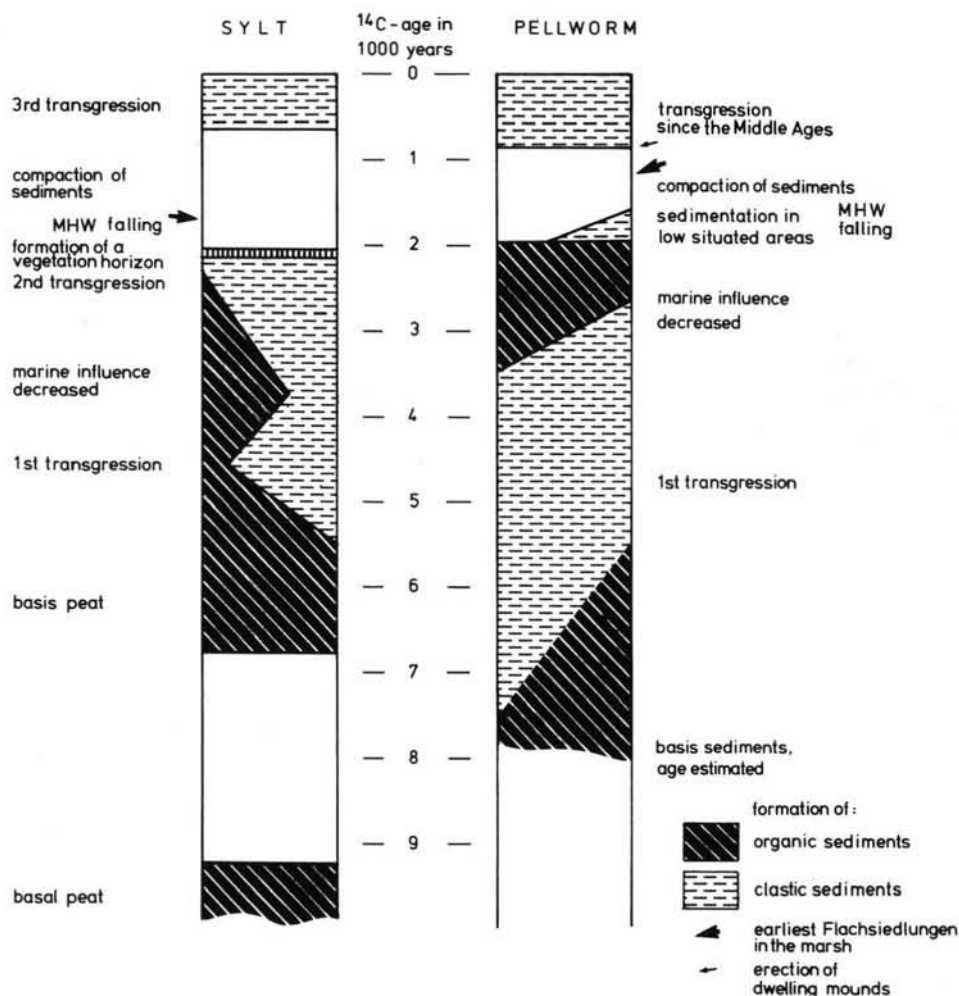


Fig. 5: Comparison of the Holocene development in the area of Sylt and Pellworm.

Its amount depends, among other, upon the thickness of the coastal Holocene the lithology of the sediments and their water content. The rate of compaction was different in various parts of the area. Because no major sedimentation that evened out the landscape occurred until the beginning of the second millennium AD differences in its surface were created. Looking once again at the region of Pellworm — Nordstrand — Südfall which was flooded in 1362 AD and abandoned by the population, it must be pointed out that the coastal Holocene consists almost entirely of clay whose thickness exceeds ten meters. Therefore it must be assumed that as a consequence of the compaction during the first millennium AD a depression was created which was flooded by the sea in 1362 AD. Peat was not cut in this area due to its limited thickness which made salt production uneconomical and to a thicker clastic sediment cover which allowed cultivation.

In 1634 AD another storm surge catastrophically attacked the North Sea coast of Schleswig-Holstein. Especially affected was the Alt-Nordstrand island (fig. 1) which was flooded completely when the dikes breached. The 'Hallig' Nordstrandischmoor survived because it was the remnant of a raised bog peat with a fairly high situated surface. Only the islands of Pellworm and Nordstrand could be reclaimed and most of the area became part of the tidal flats. Looking for the reasons of this second big catastrophe in the second millennium AD it should be noted that the areas which are now part of the tidal flats were not affected by considerable compaction. Therefore it is assumed that man is mainly responsible for the losses of land in the 17th century. During many centuries peat was cut for various purposes and the land was drained. Consequently in large regions the surface was artificially lowered. On the other hand, the sealevel rose and at least the surfaces of the marshes were lower than the MHW level. Only dikes prevented the sea from entering this area (BANTELMANN 1966). In 1634 AD, when the storm surge took place, the dikes were obviously too weak.

4. Conclusions

The coastal Holocene developed differently in both areas of the North Frisian Islands, although it was dependent upon the same sealevel movements. To explain this, local influences were taken into consideration. Differential settling of sediments due to sediment type, water expulsion as well as to activity of man lowered the surface of the land in the southern part of the North Frisian Islands. Areas affected became part of the tidal flats when the sea flooded. Areas not affected were only temporarily flooded during stormsurges, as in the region of Sylt. The formation of a sand bar, another local event, had converted the southern region from a marine into a freshwater area, thereby favouring peat formation instead of clastic sedimentation for a long time. In the Sylt area, peat did not form. Different sedimentary units may prevail in time and space and do not necessarily indicate a different development of the sealevel, but may also be caused by lokal factors. Consequently not every sedimentary cover should be directly integrated into the scheme of transgressions.

5. Acknowledgement

I thank Dr. K. WINN, Kiel, for reviewing the manuscript.

6. References

- AVERDIECK, F.-R. (1980): Geobotanik des Sylter Holozäns. — Römisch-Germanische Forsch. 39: 147—172, 7 Abb., 2 Tab., 13 Beil.; Mainz.
- BANTELMANN, A. (1966): Die Landschaftsentwicklung an der schleswig-holsteinischen Westküste. — Die Küste, 14 (2): 5—99, 51 Abb.; Heide/Holst.
- DITTMER, E. (1952): Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. — Meyniana, 1: 138—168, 7 Abb.; Neumünster.

- HIGELKE, B., HOFFMANN, D., KÜHN, H. J. & MÜLLER-WILLE, M. (1979): Geowissenschaftlich-archäologische Untersuchungen zur Landschafts- und Siedlungsgeschichte von Nordfriesland. — Archäol. Korrespondenzbl., 9: 223—239, 9 Abb., 3 Taf.; Mainz.
- , — & MÜLLER-WILLE, M. (1982): Das Norderhever-Projekt — Beiträge zur Landschafts- und Siedlungsgeschichte der nordfriesischen Marschen und Watten. — Offa, 39: 245—270, 19 Abb.; Neumünster.
- SCHÜTTE, H. (1908): Neuzeitliche Senkungserscheinungen an unserer Nordseeküste. — Jb. für die Geschichte des Herzogtums Oldenburg, 16: 397—441, 2 Abb.; Oldenburg.

Manuscript accepted on 10. 10. 1985

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	71—78 2 fig.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

Late Weichselian and Holocene Marine Transgressions in Northern Jutland, Denmark

KAJ STRAND PETERSEN *)

Morphodynamics, marine transgression, marine sedimentation, coastal environment,
Late Weichselian, Upper Holocene, boreholes, molluscs, C14 dating, grain size distribution.
Northern Jutland

Abstract: An outline on the Late Pleistocene and Holocene marine history of Northern Jutland is given, based on work carried out during the last 10 years. New information regarding the history of the Limfjord is presented, based on two investigation wells at the Agger isthmus, showing a transgression of the southwestern part of the Limfjord during the Boreal and the Early Atlantic followed by a continuous marine sedimentation up to within the Iron Age, 2110 ± 70 BP.

[Spät-weichselzeitliche und holozäne marine Transgressionen im nördlichen Jütland, Dänemark]

Kurzfassung: Aufbauend auf Arbeiten der letzten 10 Jahre wird ein Abriss der spät-pleistozänen und holozänen Entwicklungsgeschichte des nördlichen Jütland gegeben. Neue, die Geschichte des Limfjord betreffende Informationen stützen sich auf zwei Untersuchungsbohrungen im Agger Isthmus. Sie zeigen im südwestlichen Teil des Limfjord eine Transgression während des Boreal und des frühen Atlantikum an, der eine ununterbrochene marine Sedimentation bis in die Eisenzeit, 2110 ± 70 v. h., folgt.

1. Introduction

Three different sequences of raised marine deposits are represented in Northern Jutland. The so-called Skærumhede sequence is found in wells and cliff exposures partly disturbed by the ice advance during the Late Middle Weichselian. Exposures of this sequence are found in the cliffs at Løkken-Lønstrup, bordering the west coast of Vendsyssel, and the sequence appears as the *Older Yoldia Clay* referring to the dominating bivalve, the high-arctic *Portlandia arctica*, which together with *Macoma* species characterize the deposits (BAHNSON et al. 1974). The oldest part of the Skærumhede sequence, the *Turritella terebra* zone, dates back to the Eemian, which indicates that the northern part of Jutland was covered by an arctic sea during the Weichselian. Middle Weichselian deposits from the same arctic sea are found south of this area on the

*) Address of the author: Dr. K. S. PETERSEN, Geological Survey of Denmark, Thoravej 31, DK — 2400 Copenhagen NV, Denmark.

island of Zealand at Holmstrup. The sequence is here dislocated by the Late Middle Weichselian ice advance to the Main Stationary Line, but overlying the deposits from the old Baltic ice advance which have been transgressed by the arctic sea (PETERSEN & BUCH 1974). The high content of ice rafted material demonstrated in the Skærumhede II boring within the *Turritella erosa* zone might well correlate with the calving of the old Baltic ice lobe in the Kattegat. The correlation between the above-mentioned marine deposits was originally done by way of the foraminiferal assemblages, and recently amino acid work by GIFFORD MILLER has confirmed this correlation.

According to thermoluminescence datings by KRONBORG the Late Middle Weichselian ice advance reached Northern Jutland about 20.000 BP. This terminates the long existing arctic sea within this area (PETERSEN 1984a).

Late Middle and Late Weichselian Sea

The Younger Yoldia Sea has *Portlandia arctica* in common with the Older Yoldia Sea. The oldest C-14 datings of the Younger Yoldia Sea give an age of 14,000 to 15,000 BP. In the shallow water deposits of the Younger Yoldia Sea, the so-called *Zirphaea* beds, the transition to boreal-arctic communities is found, characterized by *Zirphaea crispata*. The amelioration is furthermore shown by the occurrence of *Mytilus edulis*, *Macoma baltica* and *Cyprina islandica*. It covers the period from 13,000 to 12,000 BP and is correlated with the Bølling interstadial.

The highest shoreline (about 60 metres) is reached between 13,000 and 14,000 BP in the northern part of Vendsyssel, according to the evaluation of fauna communities in relation to depths (PETERSEN 1984b: fig. 1). The youngest marine Late Weichselian deposits found within the raised marine area, just north of Frederikshavn, can be dated to the end of Allerød. These deposits are dominated by the eulittoral form *Mytilus edulis*. However, investigations of samples from well sites in the North Sea seem to indicate that the *Venus* community of deeper water was established already during the Late Weichselian.

The lowering of the sea level took place during the Younger Dryas and into the Holocene, forming a period of erosion where river systems intersected the landscape in Northern Jutland. The western part of the later Limfjord system presents a good example of this. Deep furrows have been demonstrated from well data in the raised marine areas and in the fjord itself.

The Holocene Sea

North of the present Limfjord the former connection with the early stage of the Holocene North Sea has been demonstrated within the Vester Hanherred area at the Vust site (PETERSEN 1981). However, information on the fauna from the Agger area, which now forms the western entrance to the Limfjord through the Thyborøn channel, was not at hand.

The present entrance to Nisum Bredning, the westernmost part of the Limfjord, was established in 1825, and this marked a sudden change for the fauna of the Limfjord

in those days, a change from a brackish water and freshwater fjord to a marine environment. The only connection with the sea antedating 1825 was through the eastern part of the Limfjord facing Kattegat as the passage to the north through the Vester Hanherred area had been closed since the Iron age. However, at sites as e. g. Odde-sund in the eastern part of Nisum Bredning the thickness of Holocene marine deposits attained about 25 m, and just inside the present Thyborøn channel Holocene marine silt was found to rest on Holocene marine sand to a depth of more than 30 m. These pieces of information seem to indicate that furrows have been formed here during the long interval with low base-level of erosion as seen earlier in the Vester Hanherred area. Faunal analyses from the Agger area itself should consequently elucidate the Holocene transgression and history of any connection between the North Sea and this part of the Limfjord.

The investigation wells at Agger

In 1983 it was consequently decided to sink two boreholes at the southernmost part of the Agger peninsula, one at the lighthouse and the other 2.2 km north of this (Agger 1 and 2, DGU Nos 44 438 and 36 483).

The Agger 1 well reached glacial deposits at a depth of 24 m below sea level, penetrating about 20 metres of silt and clay overlain by 6 m of sand. The entire sequence, except the topmost part of sand, contains rich faunas of marine molluscs, parts of which are seen on figure 1. The molluscan species have been grouped according to the occurrence in littoral and sublittoral zones.

The Agger 2 well did not penetrate the Holocene marine deposits at the final depth of 33 m below sea level. Here it stopped in sand containing littoral molluscan species as *Mytilus edulis*, *Macoma baltica* and *Littorina littorea*, as seen on figure 2. (This figure is arranged in the same manner as figure 1, with the grain size distribution in weight per cent given to the right, followed by the medial grain size in mm for each sample analysed.)

It is seen that the two wells have a thick layer of clayey silt in common. Sand and gravel dominate the upper 10 metres in Agger 2 showing the formation of the Agger isthmus. The erosional unconformity is clearly shown by the molluscan fauna in sample No. 12 419 (figure 2) at a depth of 6 m below sea level, compared to the sparse fauna in the superjacent sample No. 12 418 at a depth of 5.5 m below sea level. The level of 6 m b.s.l. has been C-14 dated to 3650 ± 80 BP (K-4187) and represents the topmost part of a sequence with many molluscan species down to about 13 m b.s.l. This is comparable to the situation in Agger 1 (figure 1) down to nearly the same depth. At a lower level, in Agger 1 to a depth of 23 m b.s.l. and in Agger 2 to a depth of 30 m b.s.l., clay and silt are found with a fauna dominated by *Corbula gibba* and *Montacuta bidentata*. Furthermore, no littoral species are found such as *Mytilus edulis*, *Cardium edule*, *Macoma baltica* and *Littorina* (see figures 1 and 2). Such a situation was found also in the Vust borehole (PETERSEN 1981: fig. 4) where the much larger samples at hand allowed C-14 datings at different intervals showing that a sedimentation rate of 6 m per 1000 years was reached. In Agger 2 the level at 23 m b.s.l. is dated to Early Atlantic, 7290 ± 110 BP (K-4291), indicating an equally high sedimentation rate, about 5 m per

1000 years. This might explain the low diversity of species, and be in accordance with the studies by LEWY & SAMTLEBEN (1979) showing that *Corbula gibba* is particularly adapted to environments of high sedimentation rate.

The bottom layers of sand reached in Agger 2 at a depth of 30–33 m b.s.l. have not been dated, but from the molluscan assemblage (figure 2) it is clearly shown that littoral species occur and depict, in comparison with the sequence from Vust, the transgression layers from the Boreal-Early Atlantic.

The molluscan assemblages

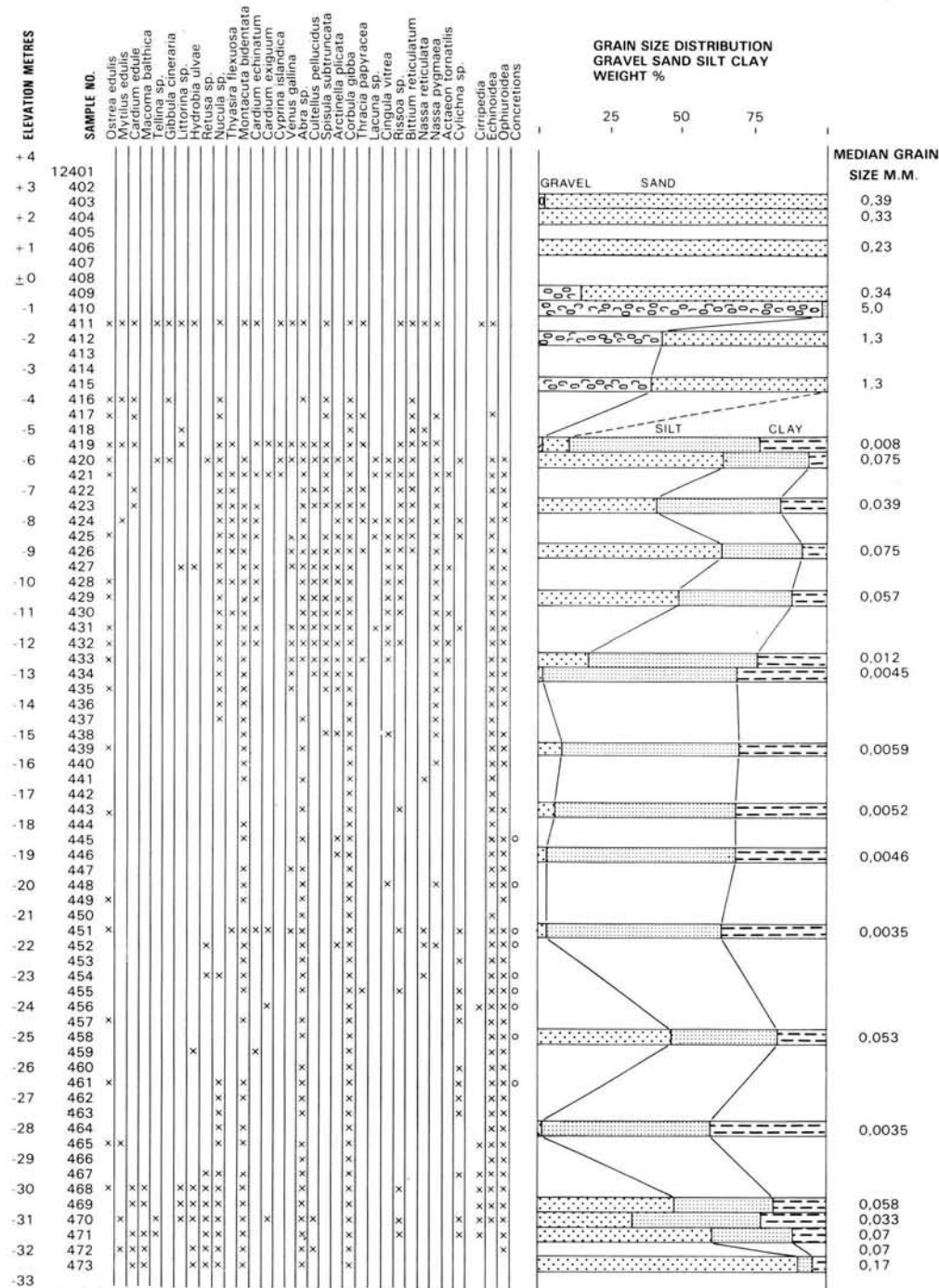
The parallelism between the molluscan assemblages in the two investigation wells appears when comparing the two tables. However, the Agger 2 well must be considered the one covering the largest time interval and having the best indication of sublittoral to littoral species at the base. The occurrence of *Macra stultorum* within these layers (sample No. 12 471) in Agger 2 sustains the assumption of the shallow water environment and the affinities to the North Sea. The occurrence of *Macra* has not been listed, but it appears in Agger 2 within the section at 13 m b.s.l. (sample No. 12 433) together with *Barnea candida*.

The interval from 14 m b.s.l. down to 29 m b.s.l. is dominated by clayey silt forming a natural ground for *Aporrhais pespelicani*, one of the characteristic species on muddy bottoms. Furthermore, the drilling activities of *Natica* are found on the bivalve *Corbula gibba*.

The uppermost 8 m of the Agger 2 well are dominated by sand and gravel as seen from the grain size distribution at the right hand side of figure 2. The fauna depicted from sample No. 12 411 (2 m b.s.l.) is allochthonous showing traces of transportation. Furthermore, both littoral and sublittoral species are represented. The listed species could be supplemented by *Mya truncata*, *Barnea candida*, *Zirphaea crispata*, *Buccinum undatum* and *Donax vittatus* also found in this sample and all in a transported state. *Donax vittatus* is a species characteristic of the sandy shore bordering the present day west coast of Northern Jutland. It has also been found in the Agger 1 well (sample No. 12 113) at a level of 5 m b.s.l., which constitutes the youngest part of the clayey silt sequence, and is dated between 410 ± 65 BP (K-4186) (sample No. 12 111) and 2110 ± 70 BP (K-4254) (sample No. 12 120). As seen from figure 1 this part of the sequence has a broad representation of the listed species. However, the occurrence of *Theodoxus fluviatilis* within this part indicates a nearby existing freshwater or brackish water environment. This might be the Limfjord turning into the brackish conditions which prevailed during the last part of the historical time until connection between the Limfjord and the North Sea through the Agger isthmus was reestablished in 1825.

Conclusive remarks

It has been the author's intention to point out the significance of the marine deposits from the Late Pleistocene and the Holocene as found in Northern Jutland, including the Limfjord region. This comprises the horizontal extension as well as the thickness

**HOLOCENE MARINE FAUNA
AT AGGER II BOREHOLE 36.483.**


of the strata. The Eemian-Weichselian sequence first known from the Skærumhede wells is underlying large parts of the present day Vendsyssel with a thickness of about 150 m. The uppermost part of this sequence is about 25 m b.s.l. (BAHNSON et al. 1974: fig. 7). However, as KNUDSEN (1984) writes: "Local tectonic effects cannot be overlooked in this area considering the heights found of certain stratigraphical levels" in various cores. This problem is treated in detail in "Correlation of Saalian, Eemian and Weichselian foraminiferal zones in North Jutland" (KNUDSEN, in press).

The Younger Yoldia Sea deposits cover almost the entire part of Vendsyssel and are now found from the present shoreline up to about 60 m a.s.l. with the deeper water deposits, the Younger Yoldia Clay s.s., up to about 30 m a.s.l. (PETERSEN 1984b: fig. 1).

The Holocene sea deposits in the northern part of Vendsyssel are found up to 13 m a.s.l., and bordering the entire part of Northern Jutland. In places these deposits are represented by a marine sequence of more than 35 m, dated back to the Boreal.

The demonstration of sea level changes through this long span of years, where the interaction of eustatic and isostatic movements has functioned, has to be done by evaluating the fauna communities at different depths as demonstrated on the preceding pages.

The conclusion to be drawn from the two investigation wells sunk at the Agger isthmus is that the faunal development here forms a parallel to the situation found in the Vester Hanherred area at Vust and that the Limfjord was also connected with the North Sea in the west over the Agger area. The transgression took place in Boreal-Early Atlantic through the erosion furrows formed during the preceding long period (Younger Dryas to Boreal) with low level of erosion base. A continuous marine sedimentation took place, as seen in Agger 1, up until 2110 ± 70 BP. As late as 410 ± 65 BP (4 m b.s.l.) marine shells occur, forming a part of the Agger isthmus which was slowly built up of sand and gravel closing the gap to the North Sea, thus forming the basis for the freshwater stage of the Limfjord recorded in its most recent history.

Acknowledgements

KAREN LUISE KNUDSEN, University of Aarhus, informed me about her most recent investigations (in press). HARALD KROG, Geological Survey of Denmark, critically read the manuscript, BIRGIT NIELSEN corrected the English and typed the manuscript, and HELLE ZETTERWALL drew the figures. I want to express my gratitude to all these persons.

Fig. 2: The Holocene marine fauna, Agger 2 borehole, with the important molluscan species grouped according to their occurrences in the littoral and deeper water zone.

Sample No. 12454 C-14 dated to 7290 ± 110 BP (K-4291) and
sample No. 12419 C-14 dated to 3650 ± 80 BP (K-4187).

Concretions = shells and Pyrite.

References

- BAHNSON, H., PETERSEN, K. S., KONRADI, P. B. & KNUDSEN, K. L. (1974): Stratigraphy of Quaternary deposits in the Skærumhede II boring: lithology, molluscs and foraminifera. — *Danm. geol. Unders., Årbog* 1973: 27—62; Copenhagen.
- KNUDSEN, K. L. (1984): Foraminiferal stratigraphy in a marine Eemian-Weichselian sequence at Apholm, North Jutland. — *Bull. geol. Soc. Denmark*, **32**, 169—180; Copenhagen.
- (in press): Correlation of Saalian, Eemian and Weichselian foraminiferal zones in North Jutland. — *Bull. geol. Soc. Denmark*, **33**; Copenhagen.
- LEWY, Z. & SAMTLEBEN, C. (1979): Functional morphology and palaeontological significance of the conchiolin layers in corbulid pelecypods. — *Lethaia*, **12**: 341—351; Oslo.
- PETERSEN, K. S. (1981): The Holocene marine transgression and its molluscan fauna in the Skagerrak-Limfjord region, Denmark. — *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* **5**: 497—503; Oxford.
- (1984a): Stratigraphical Position of Weichselian Tills in Denmark. — In: (KÖNIGSSON, L.-K. Ed.). *Ten Years of Nordic Till Research, Striae*, **20**: 75—78; Uppsala.
- (1984b): Late Weichselian sea-levels and fauna communities in northern Vendsyssel, Jutland, Denmark. — In: (MÖRNER, N.-A. and KARLÉN, W. Eds.) — *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*: 63—68; Dordrecht (Reidel Publishing Comp.).
- & BUCH, A. (1974): Dislocated tills with Paleogene and Pleistocene marine beds. Tectonics, lithology, macro- and microfossils. — *Danm. geol. Unders., Årbog* 1973, 63—91; Copenhagen.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	79—88 4 fig.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----------------	----------------------

The Holocene Marine Sequence in the Løkken Area of Vendsyssel, Denmark

DAVID NORMAN PENNEY *)

Shorelines, borehole sections, marine sequence, land barrier, paleoenvironmental reconstruction,
C14 dating, Foraminifera, Ostracoda, Lower Holocene, sea level changes.
Denmark, Vendsyssel, Løkken Area, Skagerrak

A b s t r a c t : JESSEN (1918, 1920, 1936) proposed the existence of a land barrier separating the Løkken area from the Skagerrak during the Holocene and MÖRNER (1969) suggested that this area had been invaded by three successive positive movements of sea-level, corresponding to his PTM-2, PTM-3 and PTM-4 shorelines.

Recent evidence based largely on a collation of the microfossil (Diatomaceae, Foraminifera and Ostracoda) data, supports JESSEN's view. Marine conditions penetrated into the Løkken area from the south between 8,000 BP and 5,300 BP and there was no input of more saline waters from the west. No incontrovertible evidence for a fluctuating sea-level has however, been found.

[Die holozäne marine Schichtenfolge im Løkken-Gebiet von Vendsyssel, Dänemark]

K u r z f a s s u n g : JESSEN (1918, 1920, 1936) postulierte die Existenz einer Landbrücke, die das Løkken-Gebiet während des Holozän vom Skagerrak trennte, und MÖRNER (1969) deutete an, daß drei aufeinanderfolgende positive Seespiegel-Verschiebungen, die seinen PTM-2, PTM-3 und PTM-4 Strandlinien entsprechen, das Gebiet überflutet haben.

Neue Befunde, die sich weitgehend auf einen Vergleich von Mikrofossil-Daten (Diatomaceae, Foraminifera und Ostracoda) stützen, bestätigen JESSENS Ansicht. Marine Verhältnisse breiteten sich zwischen 8000 v. h. und 5300 v. h. von Süden her vordringend im Løkken-Gebiet aus, und es erfolgte kein Zustrom von stärker salzhaltigen Wässern aus dem Westen. Widerspruchsfreie Beweise für Seespiegelschwankungen wurden jedoch nicht gefunden.

1. Introduction

Holocene marine sediments exposed in the cliffs north of Løkken in northern Denmark (figs. 1 and 2) have been the subject of several previous investigations. The deposits at Kodals Rende, Løkkens Blånæse and Furreby Å (fig. 2) were originally dealt with in detail by JESSEN (1899, 1918, 1920, 1931, 1936). At Løkkens Blånæse he

*) Address of the author: Dr. D. N. PENNEY, Laboratoriet for Palæontologi og Stratigrafi, Geologisk Institut, Aarhus Universitet, 8000 Århus C, Denmark.

described a 6 m section of marine clay and shelly organic mud which contained mollusc assemblages comparable to the "fjord" faunas found at present in shallow, brackish water Danish embayments (NORDMANN 1905). JESSEN concluded that some form of land barrier must have existed to the west of Løkken, and that marine inundation had occurred from the Limfjord to the south, via the Store Vildmose (fig. 1).

Subsequent workers in the area (CHRISTENSEN 1973; KNUDSEN 1971, 1973; MÖRNER 1969; VORK 1979) have in general supported JESSEN's view. Marine conditions penetrated up into the inner ramifications of a fjord system between 8,000 and 5,000 BP. The environment was essentially both shallow and brackish throughout this period, except where the presence of freshwater sand and peat suggested intermittent exclusion of the sea from certain localities. MÖRNER (1969) proposed that at least three marine transgressions had occurred here. This interpretation was supported by CHRISTENSEN's (1973) diatom work. In addition she found evidence for occasional marine inundation from the west. The other microfossils (Foraminifera and Ostracoda: KNUDSEN 1971, 1973; PENNEY 1984; VORK 1979) however, do not support either of these suggestions, agreeing instead with JESSEN's (1918, 1920, 1936) findings. Two conflicting opinions have therefore arisen. These may primarily have resulted from the different methodologies used, even on the same samples. A collation of the evidence was therefore felt necessary in order to obtain an overview of the palaeoenvironmental and Holocene sea-level history of the area. To this end much of the original material was reanalysed and is compared here with the results obtained from a new section at Løkkens Blånæse. This site is described in more detail elsewhere (PENNEY 1984) and only a short summary is included below. The material was processed following the procedure of MELDGAARD & KNUDSEN (1979) and PENNEY (1983). An examination of the Foraminifera and Ostracoda

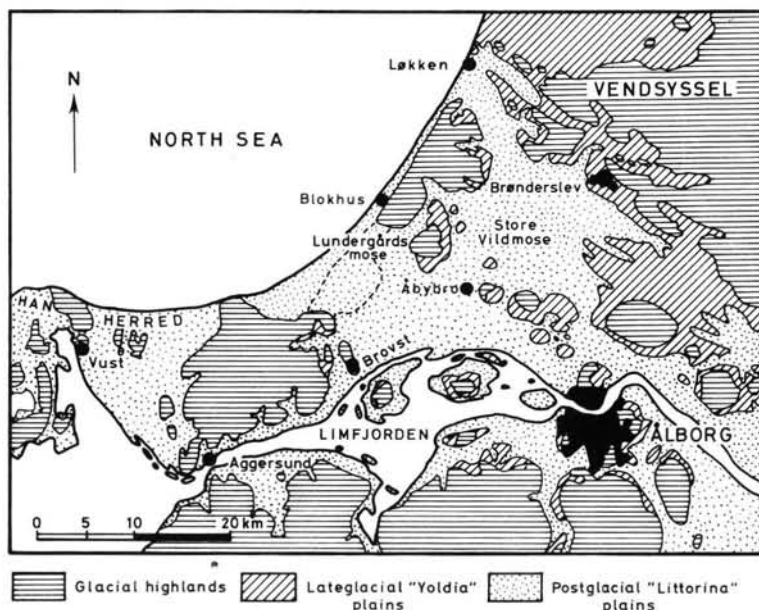


Fig. 1: Map of the south-western part of Vendsyssel.

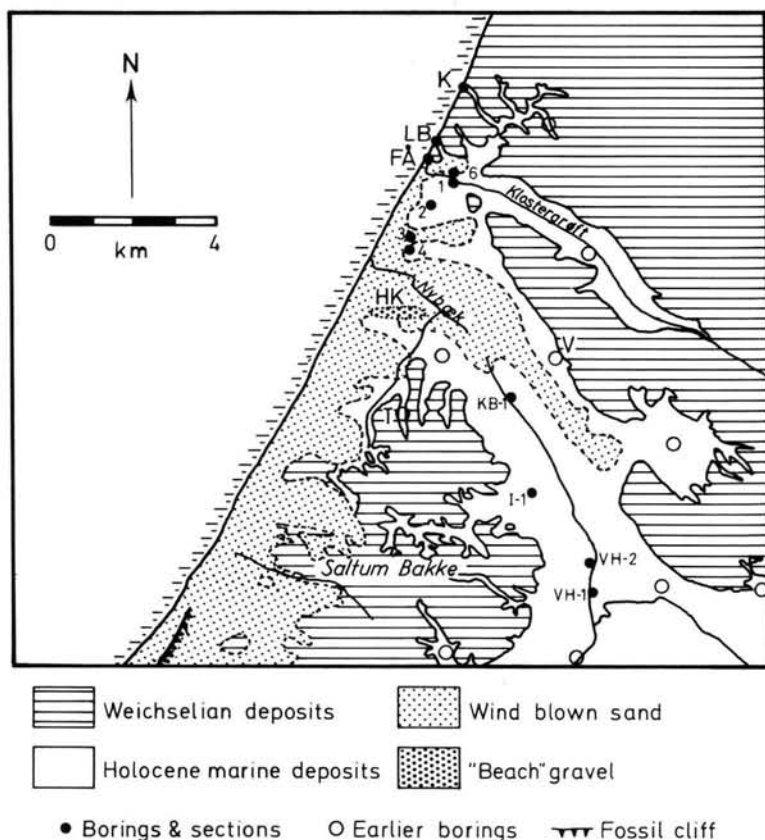


Fig. 2: Map of the Løkken area showing the sites discussed:
K = Kodals Rende, LB = Løkkens Blånæse, FÅ = Furreby Å, HK = Hvorupklit.

resulted in the erection of assemblage zones reflecting palaeoenvironmental changes in the depositional history of the site (fig. 3). These will be discussed in more detail at a later date.

2. Løkkens Blånæse

Marine conditions were first established here above a freshwater sandy gyttja (Zone OA: fig. 3) at -1.68 m. The environment was initially very shallow (< 1 m) and brackish (3–10 ppm). A progressive increase in both water depth and salinity was apparent up through zones FB, FC, OC, OD and OE (fig. 3) until a protected, shallow (< 5 m), mixopolyhaline (< 20 – 25 ppm) environment possessing *Zostera marina* on a hard bottom was established (Zones FD, FF & OF: fig. 3). This correspond approximately with a shift from biogenic to minerogenic sedimentation at $+0.15$ m. Three radiocarbon dates have been obtained from a little above the base of the biogenic sediments (PENNEY 1984). Two of *Quercus* wood gave ages of $7,810 \pm 115$ BP (K-2451) and $7,950 \pm 120$ BP (K-3316). The third, a sample of shells (*C. edule* and *M. edulis*)

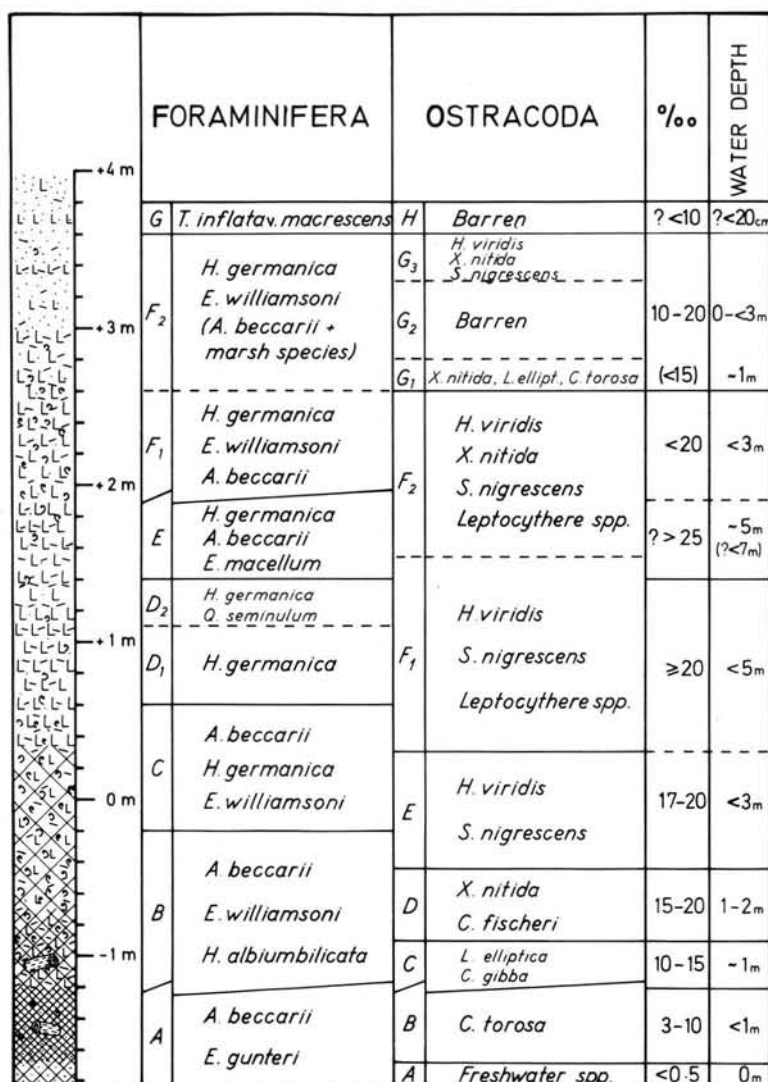


Fig. 3: Summary of Palaeoenvironmental data for Løkken Blåse.

from the same horizon, was considered too old ($8,870 \pm 125$ BP: K-3317) as there was evidence for recrystallization (PENNEY 1984). The two wood dates cannot be used as sea-level index points owing to their allochthonous condition, but do suggest a minimum age for marine inundation at about 8,000 BP.

Slightly deeper (perhaps up to 7 m), more saline conditions (? > 25 ppm) were picked out in Zone FE (fig. 3), corresponding to a sea-level high of about +9.0 m. A shallower (< 3 m), mixomesohaline (< 20 ppm) environment returned above +1.9 m and above +2.6 m salinity may have fallen below 15 ppm and water depth dropped to around 1 m. Laminated sands containing shell and clay laminae were found above

+ 3.0 m (fig. 3). It is probable that much of this sand was irregularly supplied to the inlet by aeolian transport. The microfossil evidence (Zones FF₂ & OG: fig. 3) indicated an environment fluctuating between 0 and 3 m in depth and from 10 to 20 ppm. A 1–2 cm thick silty clay horizon at + 3.84 m contained a very distinctive assemblage of Foraminifera (Zone FG: fig. 3), resembling the faunas which characterize the upper saltmarsh zone of intertidal estuaries (CULVER & BANNER 1978; SCOTT & MEDIOLI 1978; 1980). In microtidal environments these faunas are found in isolated localities at water depths of less than 25 cm where salinity can range from 5 to 20 ppm (LUTZE 1968; JENSEN 1983). This clay horizon must therefore represent the final stage of marine inundation at Løkkens Blånæse, corresponding to a sea-level of about + 4.0 m.

There is no microfossil evidence to support the suggestion of any opening between the Skagerrak and the Løkken area via Løkkens Blånæse. The assemblages resembled the faunas found at the present time in protected Danish lagoons and inlets throughout the marine succession, even when the water depth attained its maximum in Zone FE (fig. 3). Neither can any indication of a sea-level fall be extracted from the data.

3. Kodals Rende

MÖRNER (1969: 381) dated both the arrival ($7,065 \pm 135$ BP: carbonate removed) and withdrawal ($5,315 \pm 100$ BP) of marine conditions from this site (fig. 2) and correlated the sequence with his PTM-2, PTM-3 and PTM-4 shorelines for the Kattegat. He did not however, carry out a comprehensive examination of the deposits between the dated levels. CHRISTENSEN (1973) found oligohalobion diatom floras both a little above and below MÖRNER's dated horizons. She identified two periods of marine inundation in the intervening sediments, separated by a peak in the *Fragillaria* curve at + 5.4 m, which was considered evidence for a regression. In addition, the appearance of "North Sea" diatoms in the floras at + 5.05 m and + 6.25 m was interpreted as indicating the presence of an opening to the west on at least two occasions. These conspicuous floras were not complemented by reciprocal changes in the Foraminifera and Ostracoda. KNUDSEN (unpubl.) examined the Foraminifera from the same samples as CHRISTENSEN and found mixomesohaline/mixopolyhaline faunas throughout, with no evidence for either an opening to the west or a fall in sea-level. The former must therefore have been of such an ephemeral nature as to have caused no alteration in the sediments and microfaunas. In addition, the possibility that "North Sea" diatoms were occasionally blown in cannot be overlooked. The *Fragillaria* peak may have resulted from increased freshwater runoff rather than from a fall in sea-level.

4. Borehole Data

South of Løkken the marine sequence is buried by aeolian sand and there are no coastal exposures. Palaeoenvironmental data has however, been collected from several boreholes to the east and south (CHRISTENSEN 1973; KNUDSEN 1971, and unpubl.; VORK 1979). Figure 4 depicts the stratigraphy of these boreholes (locations shown on fig. 2), together with a curve of marine influence which was based on a collation of the microfossil data.

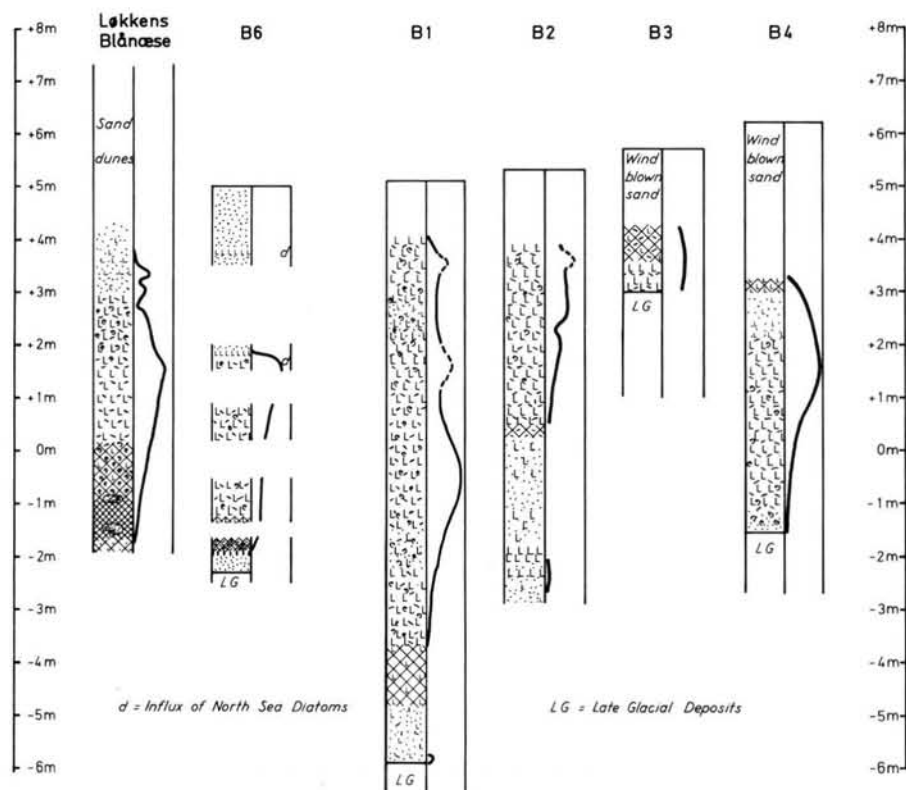


Fig. 4: Stratigraphy of the Holocene deposits in the Løkken area. The curves to the right of the stratigraphic columns depict the intensity of marine influence (less intense to the left = shallower, less saline; more intense to the right = deeper, more saline) on the basis of the microfossil data.

A mixooligohaline environment was first recorded in B.1 above -6.0 m (fig. 4). This was overlain by freshwater sand and clayey gyttja. The latter was originally described as a peat and interpreted as indicating a regression (KNUDSEN 1971: 133). This reversion to non-marine deposition could however, have resulted from the rapid build-up of a sand bar and subsequent shift of stream-course at the mouth of a river, and may not therefore, have required a fall in sea-level.

Marine conditions returned to B.1 at -3.4 m and thereafter reached the remaining boreholes (fig. 4). This must be the same event as was recorded at Løkkens Blånæse and dated to 8,000 BP. The sea had reached Kodals Rende by about 7,000 BP (MÖRNER 1969). The same progression of palaeoenvironments as was recorded at Løkkens Blånæse occurred in the boreholes and there was a corresponding succession of diatom floras in B.6 (CHRISTENSEN 1973). Eventually a typical "fjord" environment was established over the whole area, inferring shallow waters (< 5 m), mixomesohaline-mixopolyhaline salinities (≈ 17 – 20 ppm) and a hard bottom of sandy mud on which grew a thick sward of *Zostera marina*. Although this area was evidently less isolated than the inlets to the west, no conclusive evidence could be found for any direct connection to the Skagerrak. That slightly deeper (5 – 10 m), more saline (> 25 ppm) conditions

occasionally existed was apparent from the microfossil content of certain levels. This was noted at -1.0 to 0.0 m in B. 1, $+1.0$ to $+2.0$ m in B. 4, B. 6 and at Løkkens Blånæse and between $+3.0$ and $+4.0$ m in B. 3. The sea never exceeded about $+9.0$ m.

Shallower conditions returned in the upper part of the marine sequence. Here the palaeoenvironmental picture was unfortunately blurred by a fluctuating input of wind-blown sand. B. 6 was completely smothered shortly after water depths attained their maximum (fig. 4), whereas marine deposition continued up to at least $+4.2$ m in B. 1 and B. 3. This resulted in a complicated discordancy of microfossil assemblages in each borehole — as it did Løkkens Blånæse.

A clay lamination at $+3.75$ m in B. 6 contained a "North Sea" diatom assemblage and was interpreted by CHRISTENSEN (1973) as a storm surge deposit. This horizon was devoid of Foraminifera. A few normal marine microfossils (i. a. *Ammonia beccarii batava* and *Callistocythere littoralis*) were observed at $+3.6$ m in B. 1 and B. 2. Their presence might be interpreted as corresponding to the same event. These two species were however, noted at several levels in the boreholes, particularly where water depths peaked (fig. 4), whilst other marine species (i. a. *Cibicides lobatulus* and *Pontocythere elongata*) which would have been introduced if any breach to the west had occurred, were absent. Their presence here cannot therefore, be considered incontrovertable evidence for an opening to the Skagerrak. Moreover, the aforementioned variability in sediment input in the upper part of the marine sequence may render this altitudinal similarity coincidental. Radiocarbon and pollen dates have not been attempted on any of the borehole material. It is nonetheless apparent from the microfossil data (curve of marine influence on fig. 4), that sedimentation rates were not constant over the area under question. In addition, localized erosion and aerial discrepancies in post-depositional compaction could have occurred. The resultant palaeoenvironmental picture did not therefore, allow for direct cross-correlation between the boreholes on either an altitudinal or zonal basis.

5. Discussion and Conclusions

MÖRNER (1969) constructed shoreline and shoreline displacement diagrams for Vendsyssel based largely on his own observations. Fitting this data into his model for Holocene sea-levels in the Kattegatt, he postulated that three transgressions (i. e. positive movements of sea-level) had occurred across the area (PTM-2, PTM-3, PTM-4). The data presented above does not support this interpretation. There are no clear trends in the marine intensity curves on fig. 4 which might imply a fluctuating sea-level. If these did occur, factors such as sediment supply, local accretion rates, erosion and consolidation as well as the tolerance ranges of the individual species, all combined to obliterate the evidence. More importantly, evidence for minor fluctuations in sea-level was not forthcoming from the more isolated localities (eg. Kodals Rende and Løkkens Blånæse) where the microfossil faunas would have been more sensitive to minor changes in both water depth and salinity. There is therefore no incontrovertable evidence to support MÖRNER's (1969) proposal for a fluctuating sea-level in the Løkken area. Both JESSEN's (1899, 1936) and MÖRNER's (1969) estimates for a maximum sea-level high of between $+9.0$ m and $+9.5$ m can however, be ratified.

Another important point arising from the microfossil data is the lack of evidence for any major opening to the Skagerrak, thus supporting JESSEN's (1918, 1920, 1936) postulated land barrier. Some evidence for the latter can in any case, be extracted from JESSEN's (1899) original work in the area. To the south-west of Løkken, the former Holocene shoreline which occurs inland of Blokhus (fig. 1), is truncated by the present Skagerrak coast south of Nybæk Å (fig. 2). North of this point subsequent coastal recession has removed much of the evidence for a coastal barrier. JESSEN (1899) however, observed a 0.3–0.5 m thick Oyster bank near the mouth of the Nybæk Å at +4.0 m. This rested directly on Younger Yoldia Clay. The mollusc assemblages here had a much greater affinity to the present-day Limfjord bios than to that of the North Sea. One kilometre south at Hvorupklit (HK on fig. 2), he found beach gravels infilling an undulating terrain of Lateglacial clay, such that the impression obtained was one of east-west-aligned beach ridges. VORK (1979) implied that this feature could indicate an open connection to the west via a sound, but the mollusc assemblages did not support this suggestion. In addition, the gravels cannot be considered as beach ridges as their form is controlled by the underlying topography. A tongue of land must therefore have extended out in a northerly direction from Saltum Bakke (fig. 2) towards Løkken, and more than likely continued offshore, thus forming JESSEN's barrier.

South-east of Nybæk Å (fig. 2), up to 8–10 m of Holocene marine sediments are present in the valley between Løkken and the Store Vildmose (JESSEN 1899; VORK 1979). The sequence here comprises organic shelly clays and sandy silts which have been subdivided into three units based on their ostracod content (VORK 1979): a lower brackish water unit which often rested on freshwater sand and gyttja (or peat), sandier sediments of more marine (Limfjord) affinity and an upper brackish water deposit. These three units possessed considerable aerial and altitudinal variability. In I-1 for example, brackish water deposits between –4.5 m and +1.0 m were capped by 3 m of more marine sandy silts. The upper brackish unit was absent here. In KB-1, VH-1 and VH-2 (fig. 2) the lower brackish water unit was either absent or very thin (< 2 m) and more marine sediments often directly overlay the freshwater deposits. These passed upwards gradually into a 2–8 m thick upper brackish water unit. VORK (1979) suggested that a deep channel may have been scoured out of the lower brackish water unit at about the same time as more marine sediments were being deposited, perhaps as sea-level approached its maximum level. This channel was subsequently infilled as sea-level fell and progressively more brackish water conditions returned. The I-1 borehole penetrated deposits on the flanks of this channel where little or no erosion had occurred, whereas KB-1, VH-1 and VH-2 were located near its centre. This channel more than likely extended right up into the Løkken area, and acted as a transport route for many of the more marine microfossil species found there. The faunas found in the Store Vildmose deposits (JESSEN 1899, 1905, 1920; KNUDSEN 1971, 1973; VORK 1979) are comparable to those found today in the Limfjord (HVIID 1984; JENSEN 1983; KJEMTRUP 1982) and both contain these more-marine species. Their presence in small amounts in the Løkken area does not therefore necessitate the existence of an opening with the Skagerrak at any time.

6. Acknowledgements

Thanks to R. W. FEYLING-HANSEN and K. L. KNUDSEN for permission to refer to unpublished data and radiocarbon dates and to the Danish Ministry of Education for financial support.

7. References

- CHRISTENSEN, J. (1973): Diatoméanalyser af Postglaciale sedimenter fra Løkken-området, Vendsyssel. — Univ. of Lund, Dept of Quaternary Geology, Rept, 3: 3—11; Lund.
- CULVER, S. J. & BANNER, F. T. (1978): Foraminiferal assemblages as Flandrian palaeoenvironmental indicators. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **24**: 53—72; Amsterdam.
- HVIID, T. (1984): En undersøgelse af Limfjordens økologiske udvikling i Postglacial tid. — Cand. Scient. Thesis, Univ. Aarhus: 161 pp.; Aarhus. — [Unpubl.].
- JENSEN, H. S. (1983): Den Postglaciale Foraminifer-og Molluskfauna fra Vojel Kær på Fur. — Cand. Scient. Thesis, Univ. Aarhus: 157 pp.; Aarhus. — [Unpubl.].
- JESSEN, A. (1899): Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark: Kortbladene Skagen, Hirtsals, Frederikshavn, Hjøring og Løkken. — *Danm. geol. Unders.*, (I), 3: 368 pp; Copenhagen.
- (1905): Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark: Kortbladene Aalbog og Nibe (nordlige del). — *Danm. geol. Unders.*, (I), 10: 193 pp; Copenhagen.
- (1918): Vendsyssels Geologi. — *Danm. geol. Unders.*, (V), 2: 260 pp; Copenhagen.
- (1920): Stenalderhavets Udbredelse i det nordlige Jylland. — *Danm. geol. Unders.*, (II), 35: 112 pp; Copenhagen.
- (1931): Lønstrup Klint. — *Danm. geol. Unders.*, (II), 49: 142 pp; Copenhagen.
- (1936): Vendsyssels Geologi. — *Danm. geol. Unders.*, (IV), 2: 195 pp; Copenhagen.
- KJEMTRUP, E. (1982): En undersøgelse af Recente og Subrecente Foraminifer-faunaer i Limfjorden. — Cand. Scient. Thesis, Univ. Aarhus: 142 pp; Aarhus. — [Unpubl.].
- KNUDSEN, K. L. (1971): Late Quaternary Foraminifera of the Løkken area. — In: FEYLING-HANSEN, R. W., JØRGENSEN, J. A., KNUDSEN, K. L. & ANDERSEN, A. L. L.: Late Quaternary Foraminifera from Vendsyssel, Denmark and Sandnes, Norway — *Bull. geol. Soc. Denmark*, **21**: 67—317; Copenhagen.
- (1973): Foraminifera from Postglacial deposits of the Lundergård area in Vendsyssel, Denmark. — *Bull. geol. Soc. Denmark*, **22**: 255—282; Copenhagen.
- LUTZE, G. F. (1968): Jahresgang der Foraminiferer Fauna in den Bottsand Lagune (Westliche Ostsee). — *Meyniana*, **18**: 13—30; Kiel.
- MELDGAARD, S. & KNUDSEN, K. L. (1979): Metoder til indsamling og oparbejdning af prøver til foraminiferanalyser. — *Dansk Natur — Dansk Skole, Årsskrift 1979*: 48—57; Copenhagen.
- MÖRNER, N. A. (1979): The Late Quaternary History of the Kattegatt Sea and the Swedish west coast. — *Sver. geol. Unders.*, **C640**: 1—487; Stockholm.
- NORDMANN, V. (1905): Bemærkninger om Molluskfaunaer. — In: JESSEN, A.: *Danm. geol. Unders.*, (I), 10: 193 pp; Copenhagen.

- PENNEY, D. N. (1983): Postglacial sediments and Foraminifera at Dundalk, Ireland. — Ph. D. Thesis, Univ. Dublin: 582 pp; Dublin. — [Unpubl.].
- (1984): The Løkken area of Vendsyssel, Denmark. — In: STREIF, H. (Ed.): Field Guide to the North Sea Coastal Zone between Jade Bay and Jammer Bight, 15—22 Sept, 1984. INQUA: 94—105; Hannover.
- SCOTT, D. B. & MEDIOLI, F. S. (1978): Vertical zonation of marsh Foraminifera as accurate indicators of former sea levels. — *Nature*, **272**: 528—531; London.
- & — (1980): Quantitative Studies of Marsh Foraminiferal Distributions in Nova Scotia: Implications for Sea Level Changes. — *Cushman Foundn. Foram. Res., Spec. Publ.*, **17**: 58 pp; Washington D. C.
- VORK, K. A. (1979): Marine Ostracoder i Vendsyssels Postglacial. — Cand. Scient. Thesis, Univ. Aarhus: 133 pp; Aarhus. — [Unpubl.].

Manuscript accepted on 15. 10. 1984

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	89—108 14 fig., 2 tab.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

Fluctuation in Sea-Level and Associated Morphological Response: Examples from Denmark

CHRISTIAN CHRISTIANSEN, JENS TYGE MØLLER & JØRGEN NIELSEN *)

Sea level fluctuation, hydrographs, coastal morphology, coastal changes, age (90 years),
resedimentation rate, C14 dating, continued uplift.
Denmark, North Sea, Baltic Sea

A b s t r a c t : Data from tide gauges in Denmark show diverging trends in mean sea-level during the past 90 years. Stations in the northern parts of the country have a falling trend (-0.39 mm/y in Hirtshals) while stations in the southern part of the country have a rising trend ($+1.08$ mm/y in Fredericia). This regional disparity can be partly explained by isostatic uplift of the northern part of the country. There is also a marked seasonal fluctuation in mean sea-level with low levels in the spring and high levels in the autumn. Examples of the effect of these fluctuations on the coastal morphology are discussed. In one area of continued uplift the discussion is expanded to include postglacial coastal changes.

[Meeresspiegel-Schwankungen und damit verknüpfte morphologische Auswirkungen:
Beispiele aus Dänemark]

K u r z f a s s u n g : Daten von Pegelbeobachtungen in Dänemark zeigen zwei verschiedenartige Tendenzen des jährlichen Mittelwasserstandes im Verlauf der letzten 90 Jahre. Stationen im nördlichen Teil des Landes zeigen eine fallende Tendenz (-0.39 mm pro Jahr in Hirtshals), während Stationen im südlichen Teil eine steigende Tendenz ($+1.08$ mm pro Jahr in Fredericia) zeigen. Dieser regionale Unterschied kann zum Teil durch isostatische Landhebung erklärt werden. Es gibt auch eine ausgeprägte saisonale Änderung im Wasserstand: niedriger Wasserstand im Frühjahr und hoher Wasserstand im Herbst. Beispiele von küstengeologischen Konsequenzen dieser Wasserstandvariationen werden besprochen. Die Diskussion befaßt sich auch mit post-glazialen Küstenveränderungen in einem Gebiet, in dem die isostatische Hebung auch noch heute andauert.

Introduction

In recent years attention has been drawn to the world-wide problem of shoreline erosion (TANNER & STAPOR 1972; WALTON 1978 and PILKEY 1981), suggesting that

*) Addresses of the authors: CH. CHRISTIANSEN, lektor, lic. scient. Geologisk Institut, Aarhus Universitet. DK—8000 Århus C. — Prof. Dr. J. T. MØLLER, Geologisk Institut, Aarhus Universitet. DK—8000 Århus C. — J. NIELSEN, lektor, cand. scient. Geografisk Institut Øster Voldgade 10, 1350 København K.

coastal erosion is largely due to a slow eustatic rise in sea-level. EMERY (1980), GORWITZ et al. (1982) and BARNETT (1984) propose that sea-level has risen by 1.2–1.4 mm/y in the last 100 years and 2.3–3.0 mm/y in the last 40 years. Exceptions from these general trends are found in Alaska, Scandinavia and South East Asia (BARNETT 1984).

BRUUN (1962) suggested that sea-level rise could be responsible for the widespread shoreline erosion. Sea-level changes create disequilibrium, resulting in the seaward movement of eroded beach material. Coastal changes can also be caused by seasonal variations in the wave-climate (ELIOT & CLARKE 1982), nearshore reorganisation of bed-forms (NIELSEN & NIELSEN 1978), changes in sedimentbudget (BIRD & CHRISTIANSEN 1982) as well as various anthropogenic factors (WALTON 1979, CARTER et al. 1983).

This paper will deal with sea-level variations in Denmark from 1890 to 1984 and give some examples on the associated morphological responses. In one area of continuing isostatic uplift the discussion is expanded to include post glacial coastal changes.

Long-term trends

Mean sea-level

Long term tide gauge data are available for 10 Danish sites covering the period from 1890 to 1984. These raw data have been analysed for the period up to 1968 (THOMSEN & HANSEN 1976) without regard to oceanographical and meteorological effects

Tab. 1: Long term sea-level variation (mm/100 y) at 10 Danish stations. Sea-level rise is positive. ROSSITER's data are corrected for oceanographical and meteorological effects. The tide gauge at Frederikshavn stands on unsteady ground.

	Year of establ.	Uncorrected HANSEN & THOMSEN (1976)	Corrected ROSSITER (1966)	From levelling ANDERSEN et al. (1974)
København	1889	24.7	23	
Hornbæk	1891	1.1	—3	
Korsør	1890	79.8	—3	
Slipshavn	1890	83.5	88	
Fredericia	1890	108.4	103	105
Aarhus	1889	53.4	51	53
Frederikshavn	1893	(29.4)	(—81)	
Hirtshals	1892	—39.3	—4	24
Esbjerg	1890	116.6	148	137
Gedser	1892	101.2	104	

(Table 1). ROSSITER (1967) analysed the same data for the period up to 1962, taking oceanographical and meteorological effects into consideration (Table 1). ANDERSEN et al. (1974) gave an account of secular land movements in Jylland based on repeated levelings about 1890 and about 1950. The corresponding secular changes in mean sea-level are also shown in Table 1. This shows that there is a regional tendency in secular sea-level movements. The rise is largest in the southern parts of the country (Fredericia 1.08 mm/y; Gedser 1.01 mm/y). This rise in sea-level decreases in a northerly direction to be superseded by a fall in the northernmost parts (Hirtshals -0.39 mm/y). A comparison of the three sets of data in Table 1 suggests that meteorological corrections, as applied by ROSSITER (1967), are of greatest significance at Esbjerg and Hirtshals, which are situated by the open sea. Stations in the inner Danish waters are more comparable without regard to corrections. These secular changes in mean sea-level give Denmark an intermediate position between North Germany, where sea-level is rising by approx. 2.5 mm/y (ROHDE 1977) and Central Sweden, where sea-level is falling by 2–4 mm/y (ROSSITER 1967; ÅSE 1980).

In order to eliminate the influence of the long term tidal Saros cycle the changes in sea-level at four Danish stations have been plotted as 19 year running means (Fig. 1). Each plot starts at 0 in the year the station was established. Besides the regional trends, Fig. 1 also shows general tendencies. Peaks, for example, are synchronous on all curves.

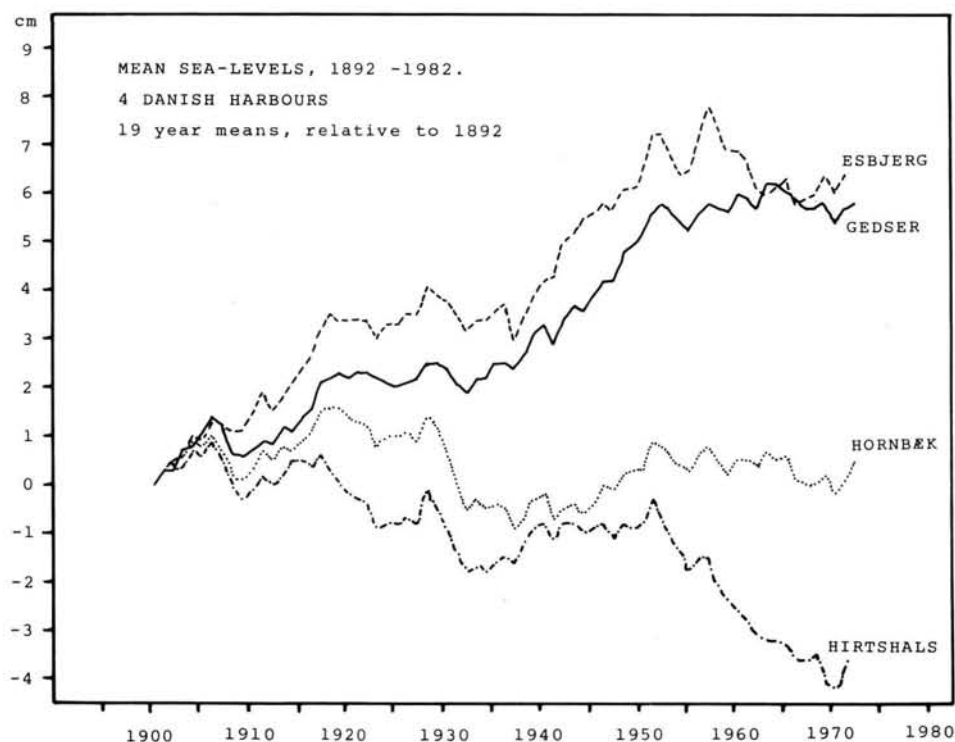


Fig. 1: Changes in mean sea-level since 1892 after the application of 19-year running mean to the raw data.

Furthermore it is possible to see the difference in trend between the stations on the north sea coast and stations in the inner Danish waters. In recent years both Hirtshals and Esbjerg have had falling trends. The latter is a reversal of the previous tendency. During the same period both Hornbæk and Gedser have remained constant.

Morphological response

According to BRUUN's rule (BRUUN 1962; SCHWARTZ & FISHER 1980) one should expect accentuated erosion in the south and diminished erosion or even accretion in the northern parts of Denmark. But it is not as simple as this. Fig. 2 shows that coastal

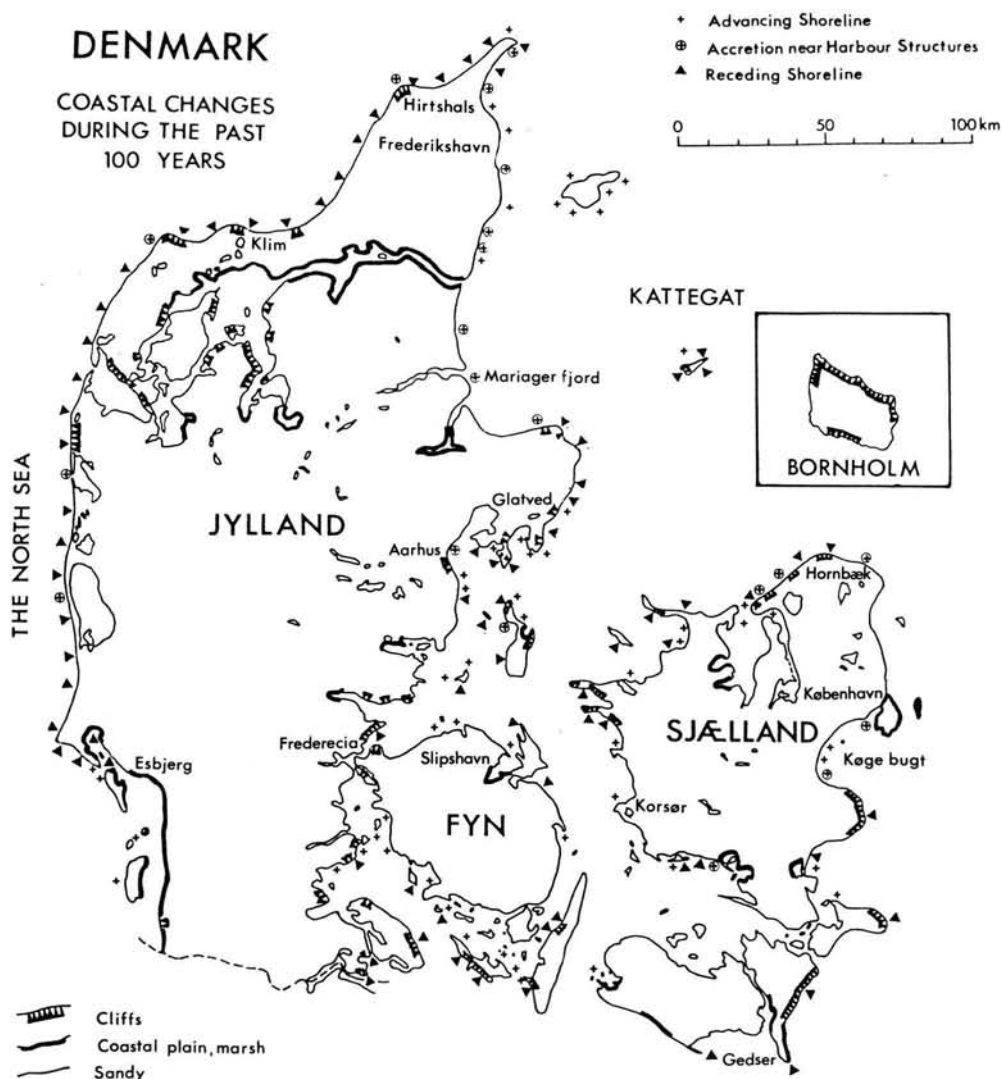


Fig. 2: Location map showing coastal changes in Denmark during the past 100 years.

recession has exceeded progradation for the past 100 years (some 450 km of the coast is eroded and some 250 km is prograded). An assumption for BRUUN's rule is that 1) the coast has a fully developed equilibrium profile and 2) there is plenty of loose sediment both on the beach and near-shore. These assumptions are normally fulfilled on coasts with small to moderate gradients, but very seldom on steep coasts. On the other hand, there is a clear difference between coasts facing west and coasts facing east. On the west coasts westerly winds give high sea-level and high waves with resulting erosion. On the east coasts easterly winds give low sea-levels (CHRISTIANSEN 1973) and high waves with resulting lesser erosion. Fig. 3 shows the influence of changes in both water level and sediment budget on coastal morphology. It is possible to have regression even with rising sea-levels if the sediment budget can more than compensate. Thus, the barrier coast in the bay between Blåvand and Sylt in the southwestern part of Jylland, where sea-level is rising 1.17 mm/y, is prograding. This is due to long-shore sediment transport on the west coast of Jylland from the north towards the south. Apparently, in most parts of the country the morphological responses to long term mean sea-level fluctuations are too small to be distinguished from the results of other coastal processes such as aperiodic storm activity.

An exception can be found in the micro-tidal, low-energy area of Køge Bugt. The bay of Køge is located south of Copenhagen and is hydrographically part of the Baltic Sea, Fig. 4. The water depths in the bay are shallow (maximum 20 m) and the fetches are short, except toward the SE. Mean sea-level is +12 cm DNN (DNN = Danish Ordnance Datum) and the tidal range in this part of the Baltic is less than 10 cm.

In the central bay, earlier maps show that a barrier was under formation at least as early as 1860, but it is first in 1907 that it is shown as chain of islets on the topographical maps. Developments has since then been rapid and already the 1952 map shows a continuous barrier system, at least 7 km long and only broken by two tidal inlets, Fig. 4.

To-day the width of the barrier is about 85 m, and it consists of one or two ridges with maximum heights of 1.6–1.9 m DNN. The morphological border between the marine foreland and the beach, the permanent vegetation here mainly *Elymus arenaria*

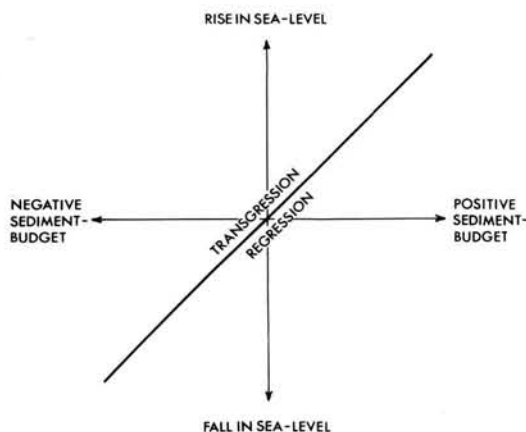


Fig. 3: The influence of changes in sea-level and sediment budget on coastal morphology.

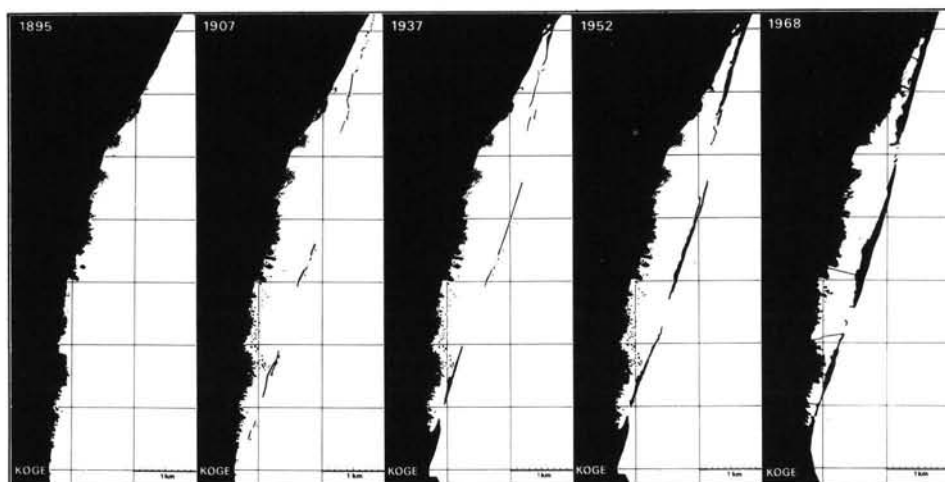


Fig. 4: Development and landward movement of the barrier in Køge Bugt 1895—1968.

at a level of about 1.3 m DNN, corresponds to the average of the highest swashes. The upper part of the barrier is covered by small dunes built in the vegetation by wind-blown sand from the beach.

All levels of a young barrier coast are strongly adjusted to the local dynamics and their variation. Therefore it is interesting that the barrier in Køge Bugt has developed during the last 100 years, a period with transgression (Gedser approx. 1 mm/y). The dominant coastal process has been the development of an equilibrium profile with steeper gradients, i. e. sediment transport toward land. This probably started during the last century with lower sea-levels. This process stopped temporarily due to a lack of mobile sediments in the off-shore zone. Longshore transport of sediments is insignificant in the bay, therefore the total amount of sediment in the barrier and nearshore zone must be considered as constant. The necessary growth of the barrier height, to compensate for increasing water-levels implies a redistribution of the sediments. Map studies show that during development the barrier has moved landward toward a higher part of the profile. This form movement supplies the sediment necessary to build up the top levels of the barrier without changing its horizontal dimensions.

Morphodynamic studies on the barrier coastline (NIELSEN & NIELSEN 1978) describe the dynamic conditions and morphological results of the landward movement of the barrier. The morphodynamic processes on barrier coasts differ only from other kinds of coastlines during extreme situations, i. e. large waves and high water-levels.

During the night between 21 and 22/11 1971 the wind turned ESE (the direction of the longest fetch) and increased to above 20 m/sec. At the same time the water-level rose to 124 cm DNN. The deep water wave height was calculated as about 3.5 m. Extensive parts of the barrier were overwashed due to the combination of wave and water-level. The morphological results was a marked erosion of the beach (2.8 m) and the exposed part of the dune area (5 m), and many overwash tongues were deposited behind the barrier ridge, Fig. 5. A study area was measured on 11th and 26th/11 and the volume above -1 m DNN was calculated by planimetry. The area stretched 30 m

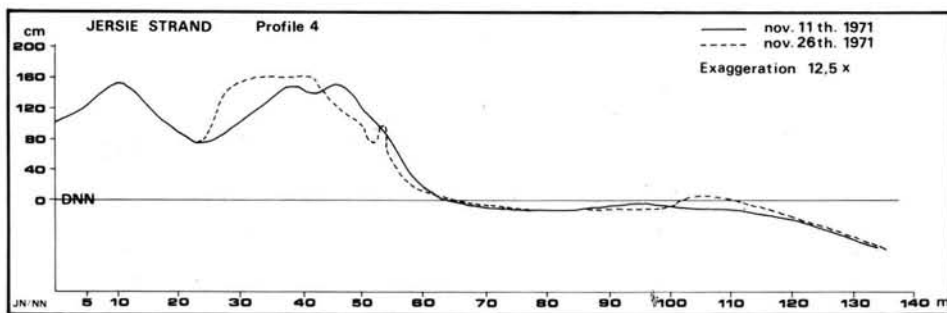


Fig. 5: Cross-section measured on 11/11 and 26/11 1979, i. e. before and after the gale of 22/11. The nearshore zone was apparently not influenced by the gale. Notice the large accumulation of sediment behind the outermost ridge of the barrier.

landwards from the boundary between the beach and the marine foreland. Seawards it stretched 86 m to the through. The width along the beach was 48 m. The calculation showed, that the volume in the study area was increased by 86 m^3 , 32 m^3 of which was found behind the old borderline beach/marine foreland. The overall result was a reinforcement and landward movement of the barrier ridge. The ridge has not been overwashed since November 1971.

At Klim, in the northwestern part of Jylland, coastal changes have been recorded since 1968 by detailed levellings on 18 profiles with a mutual distance of 50 m (CHRISTIANSEN & MØLLER 1980). Fig. 6 shows the yearly coastal recession of the + 2.5 m DNN line together with yearly mean sea-level from Esbjerg (sea-level data from Esbjerg are more complete in these years than the corresponding data from the more closely situated Hirtshals). Fig. 6 shows that there is a clear connection between mean sea-level and mean coastal recession: a departure of 1 cm of the sea-level from the secular trend corresponds to a recession of 5 m of the + 2.5 m level.

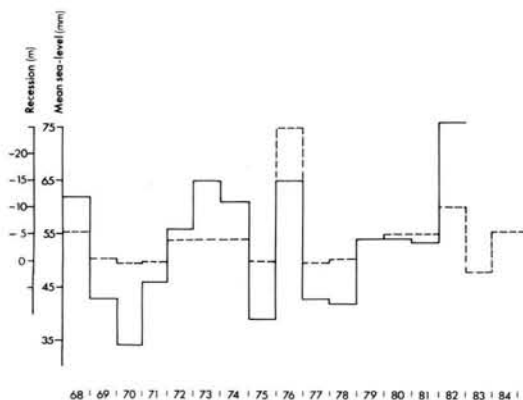


Fig. 6: Yearly mean shoreline movements at Klim compared with yearly mean sea-level at Esbjerg, 1968–1984.

Seasonal fluctuations

Sea-level

Fig. 7 shows the mean seasonal fluctuations of the ten Danish stations. Sea-level is low in the spring and high in the autumn. All stations have low mean level in March, April or May. Stations on the islands have the highest level in August while stations on the east coast of Jylland have a maximum in October. At Esbjerg the highest level is reached in November-December. DIETRICH (1954) showed that the seasonal fluctuation at Esbjerg could be explained by meteorological and oceanographical effects. Wind effects contributed about 66 %, water density about 25 % and atmospheric pressure about 10 %. Fig. 8 shows the seasonal fluctuations of 24 hour-maximum and -minimum water-levels 1978 from Mosede, Køge Bugt. Apart from the low level in the spring and high level in the autumn, one can also see, that the diurnal fluctuations in the summer are significantly smaller than in the winter.

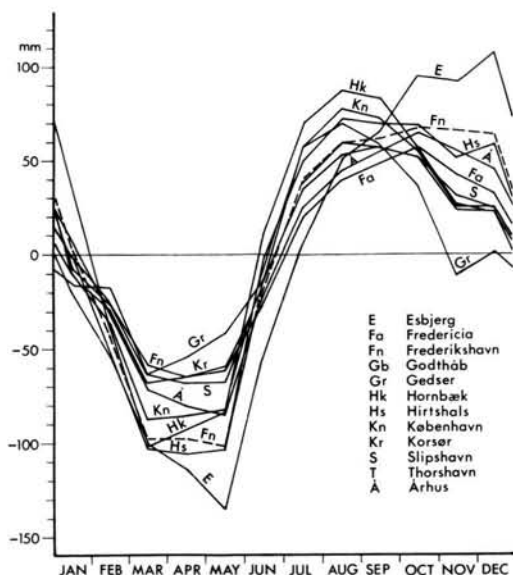


Fig. 7: Monthly mean seasonal fluctuations at ten Danish stations.
Data from THOMSEN & HANSEN (1970).

Morphological responses

An artificial coast has recently been constructed in the northern part of Køge Bugt. Morphodynamic changes in a field area measuring 20 m (along the beach) by 104 m were measured from May 1978 to January 1980, only interrupted from January to April 1979 because of sea ice. Seasonal changes on the beach (0–30 m) and in the nearshore zone (30–70 m) were recorded (Fig. 9). Apart from the rapid profile and shoreline adjustments of the young artificial coast in 1978, it is obvious that the morphological

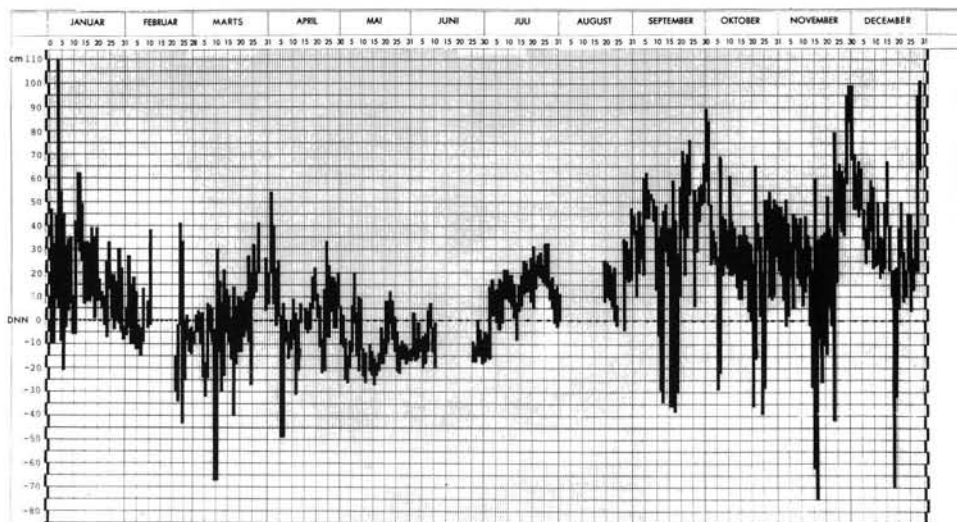


Fig. 8: 24 hour max-min. sea-level 1978 at Mosede, Køge Bugt.

development during the late spring and summer months is very moderate, due to the low sea-levels and calm weather (Fig. 8). However, there is a tendency to erosion (decreasing volume) of the foreshore and a corresponding accretion in the nearshore.

In the autumn, with prevailing higher sea-levels and a more violent wave climate, the volumetric changes are more distinct. On the foreshore oblique wave directions cause exchange of sediment with adjacent areas, even under situations where the waves are unable to affect the nearshore zone. However, sediment loss occurs in both areas during extreme situations such as in November 1979. Incidentally, during this storm the breakpoint bar was transferred 20 m seaward and thus out of the study area. The volumetric changes between December 1978 and May 1979 occurred almost entirely during the last days of 1978. A south-easterly storm with temperatures of -15°C was followed immediately by the freezing of the bay. Consequently, there were no constructive processes after the storm. First during the constructive phase after the storm in November 1979 was there sufficiently wave activity to rebuild the beach and nearshore zone. When the study was ended on January 10, 1980, the total volume of the study area was unchanged. The loss in the 0–30 m area was equal to the accretion in the 70–104 m area. Before making any conclusions on coastline stability it is thus necessary to make observations over a long period of time to avoid misinterpreting changes which are either seasonal or aperiodic.

CHRISTIANSEN & MØLLER (1983) suggested that the seasonal fluctuations in mean sea-level provided good conditions for the establishment of *Spartina* in Mariager Fjord. Since mean sea-level is low in the spring, in March the micro-tidal flats can have up to 9 days in succession without immersion. The low levels are important, partly because germination is inhibited by salt (HUBBARD 1970) and partly because two or three days without immersion allows the roots to become anchored in the sand.

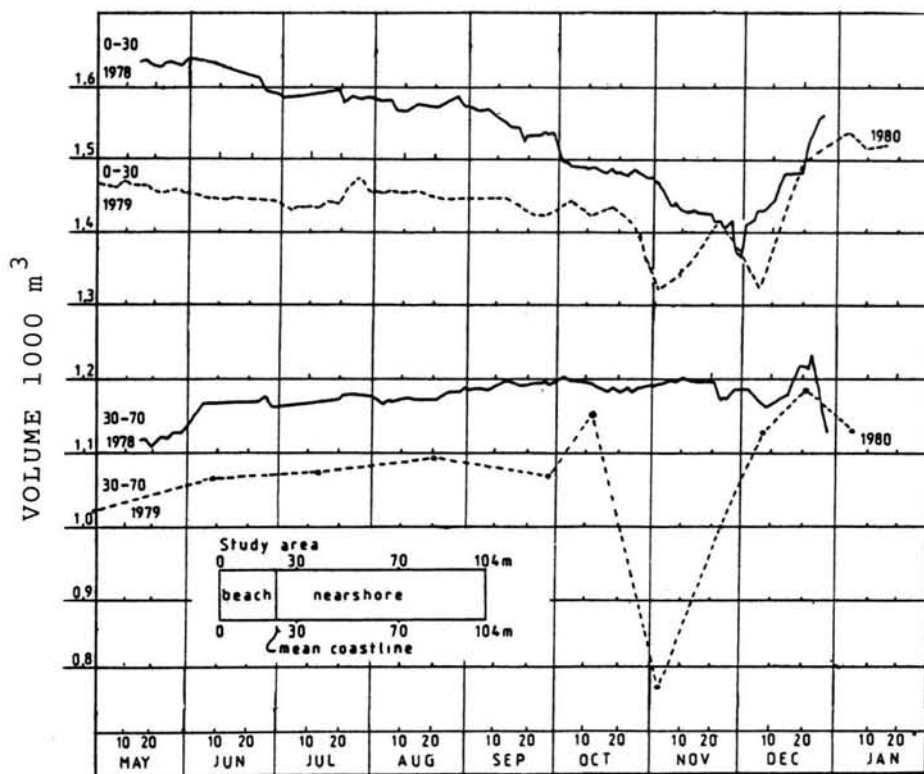


Fig. 9: Volume variations down to -2 m DNN on the beach (0—30 m) and nearshore (30—70 m), May 1978 to January 1980.

The measurements were interrupted from late December 1978 to late April 1979 because of sea-ice. The study area is 20 m wide.

Apart from creating new islands, the planting and spread of *Spartina* resulted, from 1969 to 1978, in 10 cm sedimentation with a fining-upward sequence (CHRISTIANSEN & MILLER 1983). Further, with the changed wave and current conditions caused by *Spartina*, sediment parameters on the flat have changed. The effect of *Spartina* diminished with distance. We thus include the changed sedimentation condition under the indirect influence of seasonal fluctuations in mean sea-level.

Aperiodic variations

Sea-level

Fig. 10 shows storm water-level variations in Knebel Vig on the east-coast of Jylland. For comparison the predicted tidal variations are also shown. It can be seen that meteorological effects by far surpass tidal variations. On the east-coast of Jylland meteorological induced variations range from $+1.40$ m DNN to -1.20 m DNN. The connection between meteorological data and water-level is not immediately clear at first

sight. Since the sea acts as a 'reversed barometer' a 1 mb pressurefall should cause a 1 cm rise in sea-level. This effect lies hidden in the effects of the wind. Wind data compared with water-levels shows, that it is regional and not local winds which determine sea-level variations. Further, although the coast faces east, easterly regional winds give low sea level, since they press water out of the Kattegat. Conversely, westerly winds cause inflow and high sea-levels.

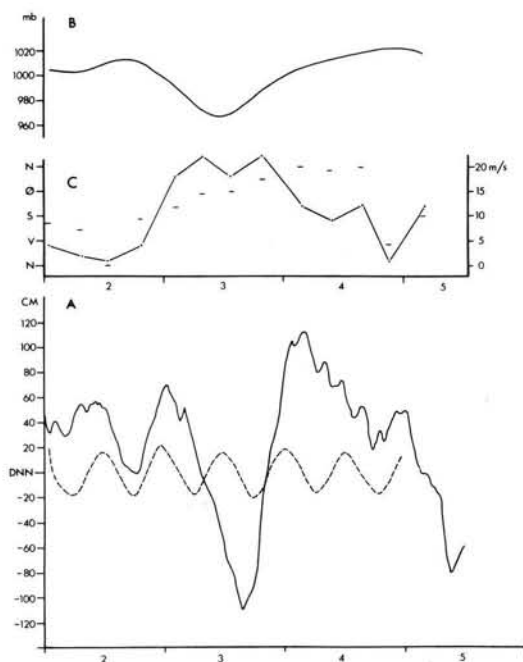


Fig. 10: A) Sea-level observations, Knebel Vig 2—5/1 1976. The predicted tidal variations are shown by the dot-and-dash curve.

B) Variations in atmospheric pressure.

C) Wind velocity and direction (4 hour means).

The storm surge on the SW coast of Jylland culminated at 14.00 hours on 3rd January (+ 4.91 m DNN). It culminated at Mariager Fjord at 22.00 hours and at Aarhus the next day at 03.00 hours. Thus the surge travelled down the east-coast of Jylland as a progressive wave with about the same celerity as the tide (CHRISTIANSEN 1976). Note that on the east coast high onshore wind-velocities prevail when the sea-level is low and the lower offshore wind-velocities prevail when the sea-level is high. Thus, in contrast to the great morphological changes (and flooding) on the west-coast the net effects on the east-coast were small. On the east-coast the highest sea-levels of morphological importance occur during wandering cyclones, when the wind veers E following a long period of westerly winds. Fig. 10 also shows seiches in the Kattegat with a period of 4 hours during the 4th of January.

Morphological responses

BIRD & CHRISTIANSEN (1982) showed that quarry waste dumped on the shore at Glatved in Jylland has been reworked by wave action and formed into a beach ridge-plain. From 1877 to 1976 the coastline extending 5.5 km north and 4 km south from the dumping area has prograded up to 220 m. Fig. 11 shows a cross-section through the beach ridge-plain with positions of former shorelines. The crests of recent beach ridges were used by MERTZ (1924) as indicators for highest marine activity to compile the isobase map for post-glacial uplift in Denmark. Fig. 11 shows that, because of aperiodic sea-level changes and waves, this reference level have probably varied up to 1 m during the last 100 years.

Consequently, it is of importance to know which year a given *Tapes/Littorina* deposit was related to present sea-level. It is also of importance to remember the influence of slope on wave-swash. A change in slope, for example from 2° to 5° , increases the swash for the same waves from 0.5 m to 1.6 m. Further, two wave trains of equal height but with different deep water periods have quite different swashes and thus give different levels of reference for highest marine activity.

NIELSEN & NIELSEN (1978) in their study of a barrier coastline distinguish between the morphological changes due to waves from those due to sea-level variations (Fig. 12). From September 25th to 26th the sea-level increased but there were offshore winds (swell situation). As expected, this produced a weak constructive adjustment of the profile.

During the night of 27/9 the wind veered from N to E and at the same time the wind speed increased markedly. At 10.00 hours a destructive profile development was recorded. Between 10.00 and 13.00 this development continues because of increasing wind speed and raised sea-levels, but changes were mainly internal, with very little net change in the area as a whole. At 17.00 the adjustment of the profile was complete, as both wind speed and sea-level remained constant. Until 19.00 the sea-level fell slowly and evenly and wind speed decreased. A constructive profile development has started. This continues during the night until 10.00 on 28/9. Between 10.00 and 14.00 the

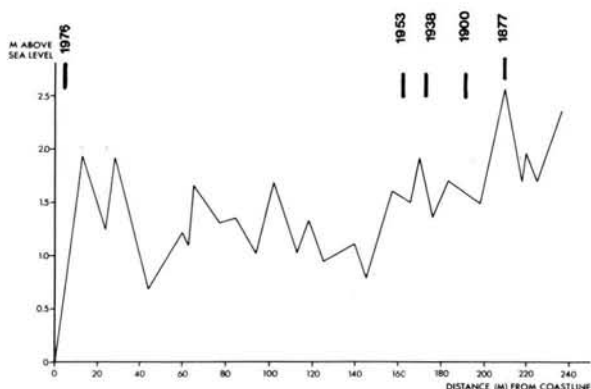


Fig. 11: Topography of the beach ridge plain at Glatved Chalk Quarry.
The ridge field has accumulated since 1877
due to quarry waste dumped on the shore.

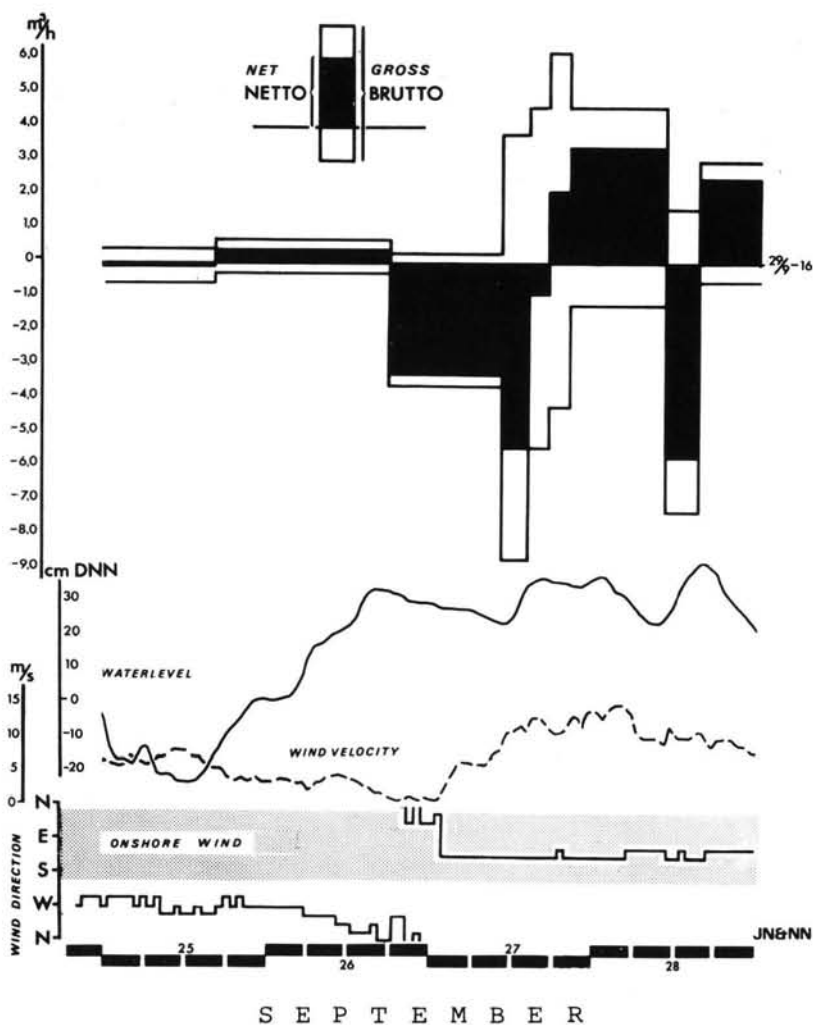


Fig. 12: The re-sedimentation rate in m^3/h for the whole field area (48×86 m) for the period 25–29/9 1971, together with curves for sea-level, wind velocity and -direction.

The white columns in the histogram indicate the gross volume changes. The difference between the gross and net changes refer to internal morphological developments i. e. nearshore bar migration. The net changes indicate sediment exchange with the surroundings, i. e. general profile adjustments.

sea-level rose significantly, whereas the wind speed remained constant. This results in increased destructive adjustment of the profile, which apparently was at its maximum at the time of measurements. Up to the next measurement at 16.00 both sea-level and wind speed decreased and the final constructive development of the profile was accomplished. There was no net volumetric change in the field area during the period 25–29/9.

Ancient shorelines

In the north western part of Jylland sea-level has fallen by up to 27 m during the last 9000 years (PETERSEN 1981), therefore there are many ancient shorelines and large areas of uplifted sea floor. The origin of the landscape is traditionally ascribed to the *Tapes/Littorina* sea (2000—4000 B. C.). Yet, some parts of the highest deposits have been dated at 5000 B. C., while younger deposits are dated to 0 B. C. (PETERSEN 1981). Further in 1978 a medieval ship was found in deposits supposed to date back to the *Tapes/Littorina* sea (MØLLER 1982).

Tab. 2: C¹⁴ datings of marine sediments in northern Jylland. For location see Fig. 14

Location	Level m ab. DNN	C ¹⁴ -dating	Source
5	1.5	1160 B.C. ± 70	PETERSEN (1981)
C	0	40 A.D. ± 100	PETERSEN (1975)
13	4	2040 B.C. ± 65	PETERSEN (1975)
14	3	3840 B.C. ± 105	PETERSEN (1975)
17	3	5030 B.C. ± 110	PETERSEN (1975)

The landscape has a substratum of chalk. Many isolated chalk hills occur as small islands in the old sea floors (Fig. 13). In extensive parts of the region the coastal elements are covered by wind-blown sand.

Normally the ancient coastal features are rather difficult to observe in the flat landscape. However, the original topographic survey from the last third of the 19th century is an excellent source for topographic analyses, because the height conditions are described by means of 5 foot (1.57 m) contours. Owing to the small equidistance quite small coastal elements can be recognized. The boundaries between aeolean and coastal elements are also easy to find. Fig. 13 is a survey, prepared on the basis of the old contour maps of the widespread marine and littoral deposits in the region west of Fjerritslev. The northern part of the area is covered with dunes, which disguise the marine deposits and at the same time protect the old sea floors against the North Sea. In the southern part the surface is mostly below +4.7 m DNN. Here the low-lying areas are protected by dikes. Many old inlets, unsuccessfully reclaimed, remain as brackish-water lakes. Fluvio-glacial deposits can be found to the east and west in the region, mostly as thin cover above chalk formations.

The interest for a closer examination of the ancient shorelines and their ages was initiated by the find of the medieval ship (Fig. 14, A) in 1978. The large number of old islands and ridges drew attention to the landscape. Finally, inland place names containing marine and coastal terms indicate the recent presence of the sea. In Denmark place names are rather young, after 800 A. D. However, the existence of place names does not prove that the sea covered the old sea floors that late.

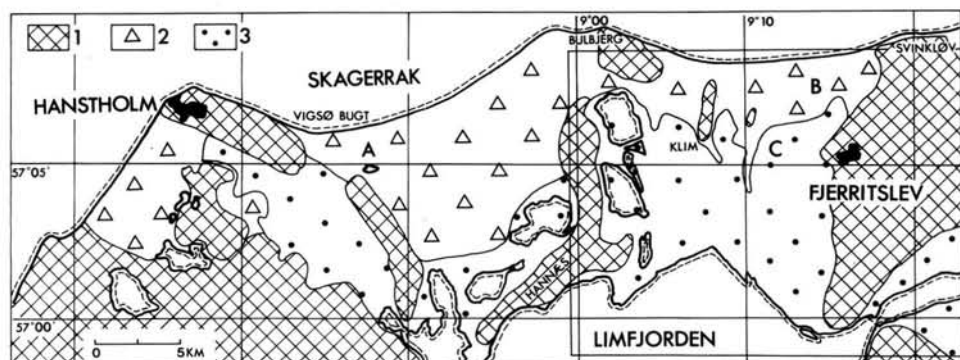


Fig. 13: Characteristic geomorphological features in northwestern Jylland.

- 1) Glacial and fluvio-glacial deposits.
- 2) Blown sand overlaying marine deposits.
- 3) Marine deposits. The shading indicates the spread of *Donax vittatus*, characterizing the youngest part of the former sea floor. The isolated areas covered with glacial deposits are mostly chalk knolls.

During the uplift, and until the low-lying meadows were protected with dikes, the old sea floors must have been in a state of transition, with many areas dry during easterly winds and flooded during storms from the west. After the dikes were constructed and until pumping stations were built, the meadows could still be flooded with fresh water. However, because of high ground water levels the inhabitants had, and still have, to live on the highest parts of old ridges, islets and curved spits. The place names can hardly have been transferred from nearby active forms, for there are no such forms within 100 km, apart from one curved spit (Fig. 14.1) in Limfjorden. If the sea had already retreated when the names were given, then the population must have had a quite unusual knowledge of marine processes and forms in distant regions. The word 'vejle' in the name of the inlet Bygholms Vejle is the Danish word for ford, and the old ford is probably the base for the present highway dam (MØLLER 1982). The ford, still in use in the 19th century, is consistent with the existence of a passage between Limfjorden and the North Sea. Because of the fixed banks, the currents in a strait can carry sediments that will settle as soon as the straits opens into the sea, and thus form a bar. Because of the soft sediments in Limfjorden and the great depths in the strait, a bar is the best position for a ford. The stability of the ford mentioned here must be due to sandy deposits, because the depth to the chalk surface is more than 50 m.

Obviously the existence of straits between the North Sea and Limfjorden is closer to historical times than the Stone Age, and datings are highly desirable. The C^{14} method can normally not be used in a coastal environment because organic matter can only rarely resist the very rough conditions. Fragile deposits such as shells are usually destroyed on a beach ridge under formation, but they can remain behind bars and at the terminal ends of curved spits. Consequently most datings are based on palaeontological methods. However, a geomorphological analysis of the contour maps can lead to a relative dating of the landforms.

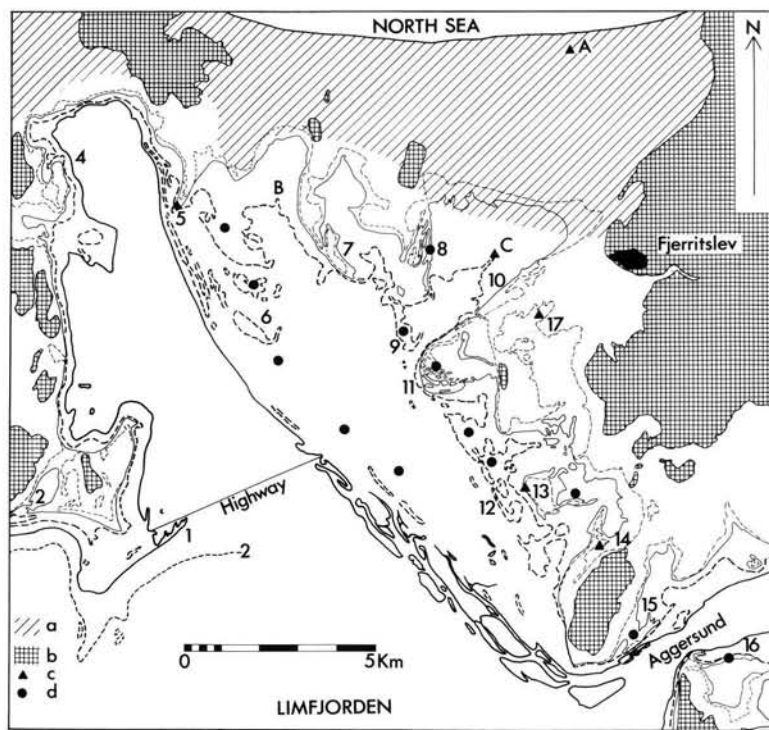


Fig. 14: Ancient coastal elements in a region with uplifted sea floors. The coastal features appear from the original Danish topographical survey from 1881—1883. The equidistance is 5 Danish feet (1.57 m). The zero and the 5 feet contour are drawn with thick lines, the 10 ft (3.1 m) and 15 ft (4.7 m) contours with thin lines.

a) old sea floor covered with dunes. b) areas above 50 feet (15.8 m).
c) dated finds. d) place names connected with the sea or the coasts.

The find of the medieval ship has initiated much geological research in the region, in particular with regard to the possible existence of straits. Under the old sea floors there are several depressions in the pre-Quaternary chalk surface (GRY 1979, PETERSEN 1981). Remains of a rather large channel can be found in the infill of a depression close to the old southeastern shoreline (Fig. 14, 11—12). Large parts of this channel could still be seen in 1793.

In Fig. 14 the contour map has been used to distinguish between two transport directions in the shallow sea under uplift. The predominant wind directions are of great importance, but so is the fetch and the shelter in the shape of hills. At the beginning, when the water was still quite deep so that the North Sea waves could affect the region to a high degree, many coastal elements must have disappeared. Later, as water depth decreased, dunes built by wind blown sand helped to block the North Sea openings further, wind blown sediments helped to decrease water depth in the channels themselves. Ultimately, the straits became so shallow that water flow could only take place at times of extremely high sea level.

In Fig. 14 the 0 and +5 ft (1.6 m DNN) contours have been drawn with thick lines and the 10 ft (3.1 m) and 15 ft (4.7 m) lines are thin. This makes it easier to distinguish the lower and the high marine levels. Areas above 50 ft (15.8 m) are shaded. The height in which particular coastal features can be found depends on the position. Marine deposits ascribed to the *Littorina/Tapes* sea can be found at heights from 4.5 m above DNN at Hanstholm and 8 m at Fjerritslev (MERTZ 1924).

Two important features can be seen in Fig. 14. The shape of the present shoreline and the 5 ft contour differs markedly from that of the 10 and 15 ft contours. Almost all the coastal elements indicated by the zero and the 5 ft contour can be explained by forces coming mainly from Limfjorden, and thus from the period after the straits were closed. In contrast coastal features indicated by the 10 and 15 ft contours must have been formed by forces coming from both the North Sea and from Limfjorden. These elements are situated at greater heights and the forms are larger than the low-lying elements. The inlet Bygholms Vejle must have been closed before the coastal elements within it were formed, because all the forms can be explained by forces coming from the inlet itself and from Limfjorden.

In Fig. 14 the curved spits 2, 3 and 4 can be explained by local forces and the present fetch in Limfjorden. At 5, 7, 8, 10 and 11 the forces must have come from northern directions. The curved spit at 9 has been formed by forces from the north as well as from the southwest. The system of curved spits at 1, probably built on a stone reef, is still developing. 12, 13 and 14 were formed by forces from Limfjorden. 15 and 16 were influenced by westerly winds, but also influenced by the position on the coasts of Aggersund, a strait with strong currents.

Apart from the relative dating based on topographic evidence there are 5 dated borings which can be used to estimate the age of the two morphological levels. Table 2 shows that the coastal features above 3 m DNN developed during the *Littorina/Tapes* period. Features below 3 m developed much later, some time between 0 A. D. and the first reliable written records from about 1500 A. D. The 11th century ship found well inland from the North Sea coast provides support to this view, but cannot be used as conclusive proof.

Discussion

Table 1 showed that the mean sea level is rising up to 1 mm/y in most parts of Denmark. However, the magnitude of this trend is small compared with short period fluctuations. The variation in annual mean sea levels from one year to another can amount to 130 mm (THOMSEN & HANSEN 1970). Mean monthly variations can amount to 550 mm while diurnal variations during storm surges can be more than 5000 mm.

It is therefore not surprising that the morphological responses to long term mean sea level fluctuations normally are hidden by short term fluctuations. CARTER (1982) showed that also on the high-energy coasts of Ireland long term fluctuations are disguised. On the other hand ÅSE (1980) reported well preserved responses on the low energy Swedish Baltic coasts with a high ratio of isostatic regression.

Observations from Klim showed that a positive deviation of sea level of 1 cm corresponds to a 5 m regression of the 2.5 m level, thus in line with similar observations in

Australia. CLARK & ELLIOT (1983) showed that beach width responded in an inverse manner to changes in annual mean sea level. A 1 cm rise corresponded to a 1 m decrease in beach width. Thus the effect of post-glacial sea level variations are far more complicated than hitherto believed.

The warmer climate in the 20th century is related to a displacement of cyclonic tracks toward higher latitudes (LAMB 1982) and is among other things reflected in increasing sea level. This not only causes extreme wind velocities to be less frequent owing to increased distances to the cyclonic center, but also changes the wind directions. Danish wind statistics for the periods 1876—1925 and 1931—1960 show that the frequency of NW-winds decreased and winds from W and SW are becoming more frequent. Recent work on wind climate (LAMB & WEISS 1979) shows that the frequency of NW-winds is now again increasing, and so is the number of storms. Especially on coasts facing W and NW the change in wind direction must result in a variation of the long-shore sediment transport and perhaps even change its net direction. On such coastlines heavy erosion or accretion can overshadow the effects of the long term sea level variations for many years. The numerous reports of increasing coastal erosion along the North European coastlines during the last decades are perhaps the result of a return of the windclimate to the conditions at the beginning of this century, but now with higher sea levels.

According to morpho-dynamic studies long term morphological consequences of the seasonal variation in the dynamic parameters cannot be seen within the beach and nearshore zone on sandy coasts. However, on the uppermost part of the beach, and especially along the border between beach and marine foreland/hinterland, long term results of aperiodic storms can be seen. This leads to the conclusion that general adjustment of coastal morphology, due to long term variations, does not occur gradually but spasmodically during high energy conditions. On coasts with non-balanced sediment budgets because of longshore transport or recent equilibrium processes, the morphological results of the seasonal variations in the dynamic parameters are more complex.

Systematic sea level recording in Denmark has only been done during the last 90 years. Historical sources are too unreliable to be used directly. On the other hand historical events can be useful for indirect datings. Thus historical sources and finds, such as flooded dwelling sites and high-lying coastal elements and marine fossils, may result in improved interpretations of post-glacial shoreline variations. Such interpretations may also benefit from including the knowledge of responses of more short term sea-level fluctuations.

Acknowledgements

We thank CONRAD AUB-ROBINSON for improving the English text.

References

- ANDERSEN, O. B., KEJLSØ, E. & REMMER, O. (1974): Secular movements within Jutland as determined from repeated precise levellings 1885—94 and 1943—53. — Geodætisk Instituts Skrifter 3. Rk. XL: 70 pp.; Copenhagen.

- BARNETT, T. P. (1984): The estimation of "Global" sea level change: A problem of uniqueness. — J. Geophys. Res. **89** (C5): 7980—7988; Richmond.
- BIRD, E. C. F. & CHRISTIANSEN, C. (1982): Coastal progradation as a by-product of human activity: an example from Hoed, Denmark. — Geografisk Tidsskrift, **82**: 1—4; Copenhagen.
- BRUUN, P. (1962): Sea level rise as a cause of shore-erosion. — Am. Soc. Civ. Eng. J. Water Har. Div., **88**: 117—130; New York.
- CARTER, R. W. G. (1982): Recent variations in sea-level on the north and west coasts of Ireland and associated shoreline response. — Proc. R. Ir. Acad., **82 B**: 177—187; Dublin.
- CARTER, B., LONNG, P. & SHAW, J. (1983): An eighty year history of shoreline erosion in a small Irish bay. — Shore & Beach, **51**, (3): 34—37; Berkeley, California.
- CHRISTIANSEN, C. (1973): Mariager Fjord. — Skrifter i Fysisk Geografi., **5**: 79 pp.; University of Aarhus.
- (1976): Forudsigelse af tidevand og andre vandstandsvariationer. — Ph. D. dissertation: 112 pp.; Faculty of Science. Aarhus. — [Unpubl.].
- & MILLER, P. F. (1983): *Spartina* in Mariager Fjord, Denmark: The effect on sediment parameters. — Earth Surf. Processes and Landf., **8**: 55—62; London.
- & MØLLER, J. T. (1980): Beach erosion at Klim, Denmark. A ten-year record. — Coastal Eng., **3**: 283—296; Washington.
- & — (1983): Rate of establishment and seasonal immersion of *Spartina* in Mariager Fjord, Denmark. — Holartic Ecol., **6**: 315—319; Copenhagen.
- CLARKE, D. J. & ELIOT, I. G. (1983): Mean sea-level and beach-width variation at Scarborough, Western Australia. — Mar. Geol., **51**: 251—267; Amsterdam.
- DIETRICH, C. (1954): Ozeanographisch-meteorologische Einflüsse auf Wasserstandsänderungen des Meeres am Beispiel der Pegelbeobachtungen von Esbjerg. — Küste, **2**, 130—156; Heide i. H.
- GORWITZ, V., LEBEDEFF, S. & HANSEN, J. (1982): Global sea level trends in the past century. — Science, **215**: 1611—1614; London.
- GRY, H. (1979): Beskrivelse til geologiske kort over Danmark, kortbladet Løgstør. — Danish Geological Survey I, **26**: 58 pp.; Copenhagen.
- HUBBARD, J. C. E. (1970): Effects of cutting on seed- production in *Spartina angelica*. — J. Ecol., **58**: 329—334; Oxford.
- LAMB, H. H. (1982): Climatic changes in our own times and future threats. — Geography, **67**, 3: 203—220; Sheffield.
- & WEISS, I. (1979): On changes of the wind and wave regime of the North Sea and the outlook. — Fachliche Mitteilungen, Amt für Wehrgeophysik Nr. 194: 108 pp.; Traben-Trarbach.
- MERTZ, E. L. (1924): Oversigt over de sen- og postglaciale Niveauforandringer i Danmark. — Danish Geol. Surv., **II**, 41: 49 pp.; Copenhagen.
- MØLLER, J. T. (1982): Shoreline variations. — GeoSkrifter, **17**: 34 pp.; Århus.

- NIELSEN, J. & NIELSEN, N. (1978): Morphology and movements of nearshore sediments in a nontidal environment, Køge Bugt, Denmark. — *Bull. Geol. Soc. Denm.*, **27**, 15—47; Copenhagen.
- & — (1982): Profiludvikling, sedimentsortering og -omsætning i relation til den dynamiske påvirkning i den aktive del af kysten, Køge Bugt. — *Rep. Danish Research Council*: 57 pp.; Copenhagen. — [Unpubl.].
- PETERSEN, K. S. (1975): Om Limfjordens postglaciale marine udvikling og niveauforhold. — *Danish Geol. Surv., Yearbook*: 28 pp.; Copenhagen.
- (1981): The Holocene marine transgression and its molluscan fauna in the Skagerrak-Limfjorden region. Denmark. — *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, **5**: 497—503; Oxford.
- REINECK, H. E. (1967): Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. — In: LAUFF, G. (Ed.) *Estuaries*. — *Am. Assoc. Adv. Sci.* pp. 191—206; Washington D. C.
- ROHDE, H. (1977): Sturmfluthöhen und säkulare Wasserstandstiege an der deutschen Nordseeküste. — *Küste*, **30**: 52—143; Heide i. H.
- ROSSITER, J. R. (1967): An analysis of annual sea level variations in European waters. — *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **12**, 259—299; Oxford.
- SCHWARTS, M. L. & FISHER, J. J. (1980): Proceedings of the Per Bruun Symposium. — *IGU Commission on the coastal environment*; Bellingham.
- TANNER, W. F. & STAPOR, F. W. (1972): Accelerating crisis in beach erosion. — *Int. geogr.*, **2**: 1020—1021; Toronto.
- THOMSEN, H. & HANSEN, B. (1970): Middelvandstanden og dens ændringer ved de danske kyster. — *Det Danske Meteorologiske Institut. Medd.* **23**: 24 pp; København.
- WALTON, T. L. (1978): Coastal erosion — some causes and some consequences. — *Mar. Tech. Soc. J.*, **12**: 28—33; Washington.
- (1979): Coastal erosion — some causes and some consequences with special emphasis on the state of Florida. — *Shore & Beach*, **47**: 7—12; Berkeley, California.
- ÅSE, L.-E. (1980): Shore displacement at Stockholm during the last 1000 years. — *Geografiska Annal.*, **62 A**: 83—91; Stockholm.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	109—118 3 fig., 2 tab.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

A Major Coastal Flood During the Holocene in Eastern Scotland

DAVID E. SMITH, ROBIN A. CULLINGFORD & B. ANDREW HAGGART *)

Storm surge, main postglacial transgression, sections,
paleoenvironmental context, sand layer, cliff, C14 dating, Holocene.
Eastern Scotland, North Sea

Abstract: At a number of locations on the east coast of Scotland, raised Holocene estuarine deposits belonging to the Main Postglacial Transgression contain a distinctive layer predominantly of grey micaceous silty fine sand. Where the deposits reach into former coastal peat mosses at their landward margins, they form tapering wedges of sediment within the peat, and here the grey micaceous silty fine sand also occurs as a tapering wedge of sediment. Diatom analyses indicate that it is of marine origin; pollen analyses indicate that it is associated with early to middle Flandrian assemblages; and ^{14}C analyses of peat at the upper and lower contacts indicate an event of relatively short duration around 7000 B. P. It is thought at present that the layer resulted from either an increase in the rate of rise of relative sea level or a storm surge of unusual magnitude.

[Eine bedeutende Küsten-Überflutung im östlichen Schottland während des Holozän]

Kurzfassung: Gehobene holozäne ästuarine Ablagerungen der postglazialen Haupttransgression enthalten in einer Anzahl von Fundpunkten an der Ostküste Schottlands eine charakteristische Schicht vorwiegend aus grauem, glimmerführendem Feinsand. Dort wo die Sedimente sich landseitig mit den ehemaligen Küstenmooren verzahnen, bilden sie im Torf spitz auslaufende Lagen, und auch hier tritt der graue, glimmerführende Feinsand als spitzer Sedimentkeil auf. Diatomeenanalysen deuten auf einen marinen Ursprung hin, Pollenanalysen zeigen eine früh- bis mittelatlantische Florenvergesellschaftung an und ^{14}C -Analysen von Torf aus dem oberen und unteren Kontakt deuten auf ein Ereignis von relativ kurzer Dauer um 7000 v. h. Gegenwärtig wird angenommen, daß die Lage entweder auf eine kurzfristig erhöhte Rate des relativen Meeresspiegel-Anstiegs oder auf eine Sturmflut ungewöhnlichen Ausmaßes zurückzuführen ist.

*) Addresses of the authors: Dr. D. E. SMITH, Department of Geography, Coventry (Lanchester) Polytechnic, Coventry CV1 5FB, U.K.

Dr. R. A. CULLINGFORD, Department of Geography, Exeter University, Amory Building, Rennes Drive, Exeter EX4, 4RJ, Devon, U.K.

Dr. B. A. HAGGART, Geography Section, City of London Polytechnic, Calcutta House Precinct, Old Castle Street, London, E1 7NT, U.K.

Since the early 1960s, Holocene relative sea-level changes in eastern Scotland have been studied in increasing detail. Curves of relative sealevel changes have been produced for the western Forth valley (SISSONS & BROOKS 1971) and lower Strathearn (CULLINGFORD et al. 1980) and very detailed information is now available on the distribution, altitude, stratigraphical context and age of displaced shorelines over about one third of the coastline (GRAY 1983). The main event recorded, the Main Postglacial Transgression (SISSONS 1974), is marked by widespread marine and estuarine deposits burying peat which had formed earlier upon lower surfaces. The earliest reliable date so far obtained from the transgressive contact is 8320 ± 57 ^{14}C years B.P. (HARKNESS & WILSON 1975) and the subsequent culmination has been dated at various sites at between 7480 ± 125 and 5700 ± 90 ^{14}C years B.P. (SMITH et al. 1983). Residual glacio-isostatic uplift has raised the deposits above present sea levels over much of the area, and several former shorelines have been identified. The highest of these, associated with the maximum of the transgression, is the Main Postglacial Shoreline (SISSONS et al.



Fig. 1: Location of sites: 1. Barnyards; 2. Moniack; 3. Waterside; 4. Dubton; 5. Puggieston; 6. Bonnyton; 7. Old Montrose; 8. Fullerton; 9. Silver Moss; 10. Easter Offerance.

Tab. 1: Altitudinal relationships and thickness of the grey micaceous silty fine sand layers

Site No.	Name	Altitude of base of layer (m, O.D.) at inland limit	Altitudinal range (m, O.D.) of base of layer	Maximum altitude of Main Postglacial shoreline near site (m, O.D.)	Maximum Thickness of layer (m)
1	Barnyards	8.61	3.65—8.61	9.65	0.70
2	Moniack	9.95	5.95—9.95	9.65	0.43
3	Waterside	2.40	0.10—2.40	4.15	0.04
4	Dubton	6.70	3.96—6.70	6.11	0.40
5	Puggieston	5.59	4.25—5.59	5.96	0.23
6	Bonnyton	6.17	4.82—6.17	6.65	0.02
7	Old Montrose	5.55	4.71—5.55	5.87	0.18
8	Fullerton	7.88	3.87—8.30	7.98	0.26
9	Silver Moss	8.44	4.28—8.44	8.43	0.17
10	Easter Offerance	11.19 +	not known	14.35	0.06

1966), and up to five lower shorelines formed during the subsequent regression are found below this in some former estuarine areas (SMITH 1968; CULLINGFORD 1972). In areas towards the margins of the glacio-isostatically affected area, the deposits of later sea levels cover the Main Postglacial Shoreline (SMITH et al. 1983), but over much of the coastal landscape of eastern Scotland, the Main Postglacial Shoreline is visible and the deposits associated with the Main Postglacial Transgression are widespread, notably the raised estuarine sediments of the carselands.

In a number of recent studies of the stratigraphy of deposits associated with the culmination of the Main Postglacial Transgression, a prominent layer, predominantly of grey micaceous silty fine sand has been identified within the deposits at several locations in eastern Scotland. Such a layer was first recorded in the western Forth valley by Sissons & Smith in 1965, and at that time, on the basis of stratigraphy alone, was interpreted as having been laid down following a flood of the river Forth. Subsequently, a similar layer has been identified by the authors and others in accounts of the Montrose (SMITH et al. 1980), East Fife (CHISHOLM 1971; HAGGART 1978; MORRISON et al. 1981), Beaully Firth (HAGGART 1982) and Ythan estuary (SMITH et al. 1983) areas, whilst further work in the western Forth valley has confirmed its extent there (J. B. Sissons pers. comm.). It seems likely therefore, that if the layer is of the same age at each location, a local origin is unlikely and a widespread event of some significance may be indicated.

Stratigraphical and Palaeoenvironmental Context of the Sand layer

The sites where the layer has been identified are shown in Figure 1 and details of the altitude and thickness of the layer at each site are given in Table 1. Stratigraphically, all the sites studied are remarkably similar. Raised estuarine deposits of grey silty clay ("carse clay"), relating to the Main Postglacial Shoreline, penetrate small peat mosses inland and within these mosses form wedges of sediment. Within the grey silty clay to seaward a distinctive layer of grey micaceous silty fine sand occurs and within the peat to landward this forms a separate wedge below the wedge of grey silty clay. Figure 2 shows the stratigraphical relationship of the deposits at site 8, which is typical of all the sites except site 6, where the grey micaceous silty fine sand occurs only intermittently within the grey silty clay. Figure 3 shows the appearance of the layer at a cliff exposure near site 8. At all sites the grey micaceous silty fine sand layer contrasts markedly with the surrounding deposits, being clearly visible in both open sections and in cores. Although not proved more than 70 cm and generally less than 15 cm in thickness, it has been located in over 100 boreholes and is locally remarkably persistent. For example, beneath the carseland surface around the Montrose Basin (sites 4—8), it probably covers an area in excess of 5 km². The layer is almost unique in the carseland deposits. In over 800 boreholes put down by the writers in these sediments the few other sand layers located are normally associated with river channels and are very restricted in extent. Only in the Carse of Gowrie has a similarly widespread sand layer been found (CULLINGFORD 1972), and this is thicker, shelly and was probably formed earlier in the Main Postglacial Transgression than the sand layer under discussion.

At most sites no structures have been observed in the layer described here, though at site 2, it fines upwards to a clay-silt towards its landward limit. Particle size analysis has so far been carried out at two sites. In East Fife, a gully adjacent to that at site 9 contains an identical stratigraphy. 150 m from its landward limit it contains 93.5 %

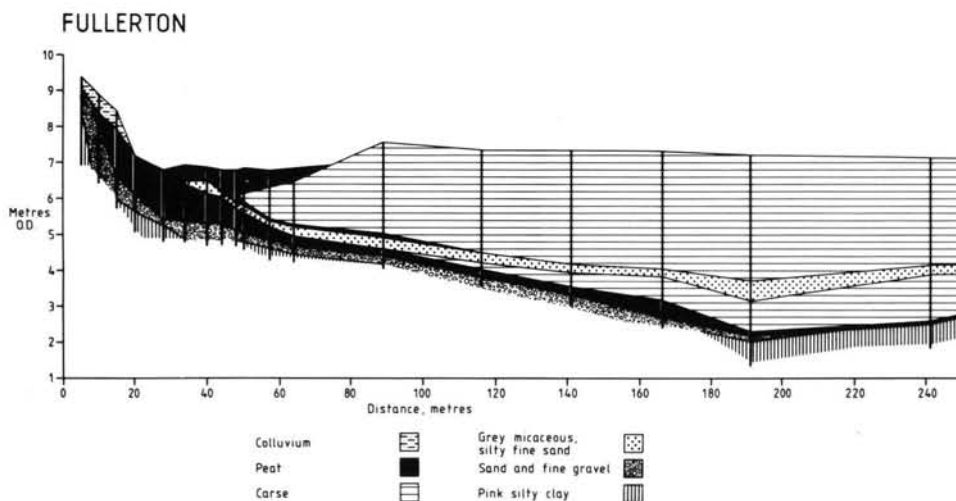


Fig. 2: Section through the deposits at Fullerton (site 8) showing the position of the sand layer.



Fig. 3: Photograph of a cliff section showing the layer at Maryton, near site 8. The scale shows altitudes above Ordnance Datum (O.D.). At the base of the section laminated Late Devensian clays reach 4.00 m., O.D.: above these lies peat at 4.00—4.15; the grey micaceous silty fine sand layer at 4.15—4.33; silty peat at 4.33—4.43; and grey silty clay ("case clay") at 4.43 to the surface at 6.80.

sand, 5.5 % silt and 1 % clay (HAGGART 1978). In the Beaully Firth at site 1, the basal 5 cm of the layer close to its landward limit contains 21 % gravel, 54.5 % sand, 21 % silt and 3 % clay, whilst the upper 5 cm contains 8 % gravel, 61.5 % sand, 22.5 % silt and 8 % clay.

Diatom analysis of the layer at two sites (2, 10) supports a marine origin. At site 2, the layer is characterised by a number of species of marine diatoms, amongst which *Paralia sulcata* (EHRENBERG) CLEVE, *Cocconeis scutellum* and *Grammatophora oceanica* var. *macilenta* are the most abundant. At site 10, M. ROBINSON (pers. comm.) found only low diatom sums, with mostly eroded centric diatoms. *Paralia sulcata* (EHRENBERG) CLEVE was most abundant, reaching 38 % of the diatom sum in one level with *Hyalodiscus stellingeri*, *Diploneis* spp. and *Nitzschia navicularis* well represented. Although

some brackish-marine diatoms are present at both sites, the overall indication is of predominantly marine assemblages.

Pollen analysis carried out across the sequences of deposits at all sites except 4–7 indicates that the layer is associated with early to middle Flandrian assemblages. There is little indication of major changes or of marked lacunae in the sequences. At sites 1, 2 and 9 some evidence of peat erosion at the base of the layer is found, and a local pollen assemblage zone boundary has been identified in the layer in each diagram. At site 10, there is some indication of salt marsh vegetation in association with the layer (C. L. BROOKS, pers. comm.). At all other sites however, no changes in pollen assemblages are associated with the layer and no marked lacunae are indicated. Thus the deposition of the layer does not appear to have markedly influenced the pollen spectrum, unlike the grey silty clay which, even when relatively thin (e. g. 0.77 m at site 8) is associated with significant changes in pollen (SMITH *et al.* 1980, 1983; MORRISON *et al.* 1981).

Age of the sand layer

Radiocarbon dates on peat containing the layer were reported in the studies quoted above from sites 2, 3, 8, 9 and 10 and additional dates have recently been obtained from site 5 (Table 2). At sites, 5, 8 and 10 peat from both upper and lower contacts with the layer has been dated, whilst at site 2, dates have been obtained from the lower contact and 2 cm above the upper contact. At site 10, only peat from the lower contact has been dated and at site 3 a composite date from samples at both upper and lower contacts has been obtained. All peat samples were 2 cm thick except those at site 9 (1 cm) and at site 2 (5 cm). The dates range between 7555 ± 110 and 6850 ± 140 ^{14}C years, B. P., broadly supporting the pollen evidence for the age of the layer. In detail, the dates are relatively consistent. The dates for the age of the basal contact range from 7555 ± 110 to 6870 ± 50 ^{14}C years B. P., but the two oldest dates are reportedly from surfaces showing possible evidence of erosion (MORRISON *et al.* 1981; HAGGART 1982), and if these are ignored the range becomes 7140 ± 120 to 6870 ± 50 ^{14}C years B. P., dates which overlap at 2σ . There does not seem to be much regional variation in the dates, although those from the Beaulieu Firth are slightly older. However, the more acceptable upper peat date at site 2, in that area, still lies within 2σ of two of the three upper contact dates (those at sites 8 and 9). The radiocarbon evidence is not unequivocal, but it does seem more likely that a relatively short-lived event which took place around 7000 ^{14}C years B. P. is indicated.

Origin of the sand layer

The stratigraphical, microfossil and radiocarbon evidence cited above presents a reasonably coherent picture. The distribution of the layer and its diatom content indicate that it is of marine origin. The stratigraphy and radiocarbon dates support the concept of a single event, whilst the pollen and radiocarbon dates indicate an event of relatively short duration. The period of time involved could range from a few days to several hundred years. The widespread distribution of the layer, and the variety of locations in which it is found probably rule out local origins, such as the breaching of barrier systems. Two possible types of event seem to be indicated: a temporary increase in the

Tab. 2: Radiocarbon dates from peat above and below grey micaceous silty fine sand layers

Site No.	Location	National Grid Reference	Details of Sample	Altitude at Contact (m, O.D.)	^{14}C age yr B. P.	Lab. Ref.
2	Moniack	NH 5421.4393	Basal 5 cm of monocotyledonous peat with <i>Phragmites</i> rhizomes, above layer	7.28	7270 ± 90	BIR-1126
			Top 5 cm of humified peat, some <i>Phragmites</i> remains, below layer	6.87	7430 ± 170	BIR-1127
3	Waterside	NK 0067.2666	Composite of 2 cm-thick layers of peat above and below the layer	2.51 (upper contact) 2.48 (lower contact)	6850 ± 140	SRR-1565
5	Puggieston	NO 6975.6034	Basal 2 cm of humified peat above layer	4.88	6850 ± 75	SRR-2119
			Top 2 cm of <i>Phragmites-Carex</i> peat below water	4.73	7120 ± 75	SRR-2120
8	Fullerton	NO 6748.5605	Basal 2 cm of <i>Carex</i> peat above layer	5.50	6880 ± 110	BIR-867
			Top 2 cm of <i>Carex</i> peat below layer	5.32	7140 ± 120	BIR-823
9	Silver Moss	NO 4538.2348	Basal 1 cm of monocotyledonous peat, above layer	6.38	7050 ± 100	SRR-1333
			Top 1 cm of <i>Carex</i> peat, below layer	6.20	7555 ± 110	SRR-1334
10	Easter Offerance	NS 5766.9622	Top 2 cm of peat, below layer	11.19	6870 ± 50	SRR-1603

rate of relative sea level rise, lasting up to a few hundred years, or a much shorter storm event, such as a North Sea storm surge.

The possibility that the sand layer resulted from an increase in the rate of relative sea-level rise can be supported by analogy with other areas. Farther south in Britain away from areas of significant isostatic uplift, fluctuations in the rise of Holocene sea levels have been identified at a number of locations. It may have been that a relatively rapid, eustatic based fluctuation is recorded here. The occurrence of the layer in very sheltered locations such as that at site 10 may support this origin. However, its marked difference to the rest of the marine deposit in which it occurs is puzzling if it did originate in this way.

A storm origin is supported by three factors. Firstly, the fairly coarse nature of the layer in its stratigraphical context is suggestive of a relatively high energy environment of deposition. Secondly, the abundance of *Paralia sulcata* (EHRENBERG) CLEVE in the deposit is supportive of a storm event, since *Paralia sulcata*, a tychopelagic form, is especially common in coastal plankton after gales (HENDEY 1964). Thirdly, at all sites except 1 and 3 it extends farther inland than the culminating deposit of the Main Postglacial Transgression, whilst at sites in narrow embayments (2,4—9), it reaches close to and sometimes actually exceeds the height of that deposit and of the Main Postglacial Shoreline in the locality (see Table 1 and Figure 2). This suggests particularly strong tidal effects, such as might be associated with a storm event.

The evidence at present probably marginally favours storm origin, particularly in view of the coarseness of the layer in contrast to the remainder of the carseland deposits. Since no similar layer appears to have been found in analogous areas in western Scotland (cf. JARDINE 1975), a North Sea storm surge is indicated. Such an explanation seems at first sight unsatisfactory in view of the uniqueness of the layer. Many storm surges have been recorded around the shores of the North Sea in historic times (GOTTSCHALK 1971, 1975, 1977), and by analogy a number must also have occurred during the perhaps 2000 years of the Main Postglacial Transgression, although it has been suggested that the frequency of such events may have varied during the Holocene (LINKE 1981). However, a recent study in South East Scotland (SMITH, CULLINGFORD, HARKNESS & DAWSON, 1985) has shown that in the period immediately prior to the deposition of the layer, relative sea level was rising rapidly, but that it subsequently slowed markedly. It may have been that a major storm surge during the period of rapidly rising relative sea level widely inundated low-lying coastal areas, but that the subsequent slowing down of the rise prevented later surges from being so effective.

Acknowledgements

We should like to thank Drs. J. B. SISSONS, M. ROBINSON and C. L. BROOKS for permission to cite unpublished work relating to their Eastern Ofterance site; Dr. C. R. FIRTH for permission to cite unpublished height information for the Main Postglacial Shoreline in the Beaully Firth area; and N. E. R. C., the University of Birmingham, Dr. D. D. HARKNESS and Dr. R. E. G. WILLIAMS for ^{14}C assays. Dr. B. A. HAGGART thanks N. E. R. C. for the award of a Research Studentship and Dr. M. J. TOOLEY for advice and encouragement during his tenure of that studentship at Durham University. Mrs. S. ADDLETON drew the map and diagram for this paper.

References

- CHISHOLM, J. I. (1971): The stratigraphy of the post-glacial marine transgression in N. E. Fife. — *Bull. Geol. Surv. Gt. Br.*, **37**: 91—107; London.
- CULLINGFORD, R. A. (1972): Lateglacial and Postglacial shoreline displacement in the Earn-Tay area and Eastern Fife. — Ph. D. thesis, University of Edinburgh; Edinburgh. — [Unpubl.].
- , CASELDINE, C. J. & GOTTS, P. E. (1980): Early Flandrian land and sea-level changes in Lower Strathearn. — *Nature*, **284**, 159—161; London.
- GOTTSCHALK, M. K. E. (1971, 1975, 1977): Stormuloeden en Riveroverstromingen in Nederland, 6000—1700 A. D. — 3 Vols. Van Gorcum; Essen.
- GRAY, J. M. (1983): The measurement of shoreline altitudes in areas affected by glacio-isostasy, with particular reference to Scotland. — In: *Shorelines and Isostasy* (SMITH, D. E. and DAWSON, A. G. eds.) 97—127; London, New York (Academic Press).
- HAGGART, B. A. (1978): A Pollen and Stratigraphical Investigation into a Peat Deposit in St. Michael's Wood, near Leuchars, Fife. — M. A. Thesis, University of St. Andrews: 54 pp.; St. Andrews. — [Unpubl.].
- (1982): Flandrian sea-level changes in the Moray Firth area. Ph. D. Thesis, University of Durham: 371 pp.; Durham.
- HARKNESS, D. D. & WILSON, H. W. (1974): Scottish Universities Research and Reactor Centre radiocarbon measurements II. — *Radiocarbon*, **16**: 238—251; New Haven.
- HENDEY, N. I. (1974): An introductory account of the smaller algae of British coastal waters. Part V: Bacillariophyceae (Diatoms). — Her Majesty's Stationery Office, London: 317 pp.; London.
- JARDINE, W. G. (1975): Chronology of Holocene Marine Transgression and regression in south-western Scotland. — *Boreas*, **4**: 173—196; Oslo.
- LINKE, G. (1981): Ergebnisse und Aspekte zur Klimaentwicklung im Holozän. — *Geol. Rdsch.*, **70**: 774—783; Stuttgart.
- MORRISON, J., SMITH, D. E., CULLINGFORD, R. A. & JONES, R. L. (1981): The culmination of the Main Postglacial Transgression in the Firth of Tay area, Scotland. — *Proc. Geol. Ass.*, **92** (3): 197—209; London.
- SISSONS, J. B. (1974): The Quaternary in Scotland: a review. — *Scott. J. Geol.*, **10**: 311—337; Edinburgh.
- & SMITH, D. E. (1965): Peat bogs in a Post-glacial sea and a buried raised beach in the western part of the Carse of Stirling. — *Scott. J. Geol.*, **1**: 247—255; Edinburgh.
- & BROOKS, C. L. (1971): Dating of early postglacial land and sea level changes in the western Forth Valley. — *Nature Phys. Sci.*, **234**: 124—127; London.
- , SMITH, D. E. & CULLINGFORD, R. A. (1966): Lateglacial and postglacial shorelines in south-east Scotland. — *Trans. Inst. Br. Geogr.*, **39**: 9—18; London.
- SMITH, D. E. (1968): Post-glacial displaced shorelines in the surface of the carse clay on the north bank of the river Forth, in Scotland. — *Z. Geomorph.* **12**: 388—408; Berlin, Stuttgart.

- SMITH, D. E., CULLINGFORD, R. A. & SEYMOUR, W. P. (1982): Flandrian relative sea-level changes in the Philorth valley, north-east Scotland. — *Trans. Inst. Br. Geogr. N. S.*, 7: 321—336; London.
- , — & BROOKS, C. L. (1983): Flandrian relative sea-level changes in the Ythan valley, North-east Scotland. — *Earth Surface Processes and Landforms*, 8: 423—438; London.
- , —, HARKNESS, D. D. & DAWSON, A. G. (1985): The stratigraphy of Flandrian relative sea-level changes at a site in Tayside, Scotland. — *Earth Surface Processes and Landforms*, 10: 17—25; London. — [In press].
- , MORRISON, J., JONES, R. L. & CULLINGFORD, R. A. (1980): Dating the Main Postglacial Shoreline in the Montrose area, Scotland. In: CULLINGFORD, R. A., DAVIDSON, D. A. & LEWIN, J. eds. *Timescales in Geomorphology*: 225—245; (Wiley) Chichester.

Manuscript accepted on 15. 10. 1984

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	119—133 6 fig., 2 tab.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

Some Preliminary Results on the Early Holocene Shore Displacement in the Oskarshamn Area, South Eastern Sweden

NILS-OLOF SVENSSON *)

Morphodynamics, shore displacement, lacustrine sedimentation, pollen diagram, C14 dating.
South Eastern Sweden, Oskarshamn Area

A b s t r a c t: Pollen and sediment analyzes have been done in two lakes 16 and 26 m above sea level. The beginning of the Preboreal Chronozone is characterized by a regression, probably interrupted by a shortlasting transgression.

A rapid and quite significant transgression correlated with the Ancylus transgression begins ca. 9500 yr. B. P. at both localities. Between ca. 9000 and 8500 yr B. P. the two sites were isolated, but at what altitude this regression ended is not yet known.

[Einige vorläufige Ergebnisse über die frühholozänen Strandverschiebungen
im Oskarshamn Gebiet, südöstliches Schweden]

K u r z f a s s u n g: In zwei 16 bzw. 26 m über Meeresspiegel gelegenen Seen sind Pollen- und Sedimentanalysen durchgeführt worden. Der Beginn der präborealen Chronozone ist hier durch eine Regression gekennzeichnet, die wahrscheinlich durch eine kurz dauernde Transgression unterbrochen gewesen ist.

Eine rasche und recht bedeutsame Transgression, die mit der Ancylus-Transgression korreliert wird, setzte in beiden Lokalitäten um ca. 9000 v. h. ein. Zwischen ca. 9500 und 8500 v. h. wurden beide Seen vom Meer abgeschnürt, aber es ist bislang unbekannt, in welcher Höhenlage diese Regression ausgeklungen ist.

Introduction

The early Holocene shore displacement in the vicinity of the investigation area has been studied by MUNTHER (1902, 1904) who during the geological mapping of the Kalmar Oskarshamn area and the island of Öland levelled the beach ridge corresponding to the Ancylus transgression. THOMASSON (1927) divided the early Baltic development in the Kalmar area into phases based on pollen and diatom stratigraphy. In THOMASSON (1935) the phases are further subdivided. On Öland LUNDQVIST (1928) made pollen-analytical dating on organic layers below beach deposits corresponding to the Ancylus Lake, as well as on lake sediments with transgression sequences.

*) Address of the author: N.-O. SVENSSON, Fil. Kand, University of Lund, Dept. of Quaternary Geology, Tornavägen 13, S—223 63 Lund.

KÖNIGSSON (1968) dates the *Ancylus* transgression on Öland with radiocarbon datings on pollen analysed profiles. This paper deals with the preliminary results from two out of several localities that will be used to determine the Late Weichselian and early Holocene shore displacement in the Oskarshamn area. Further work will be done on these two lakes with closer and deeper pollen analyses as well as diatom and grain size analyses. For comparison a study with the same aim is done on the island of Gotland (SVENSSON, in prep.).

The investigated lakes are situated west and southwest of Oskarshamn (Fig. 1) in a hummocky terrain with a granitic bedrock, mostly covered by thin till.

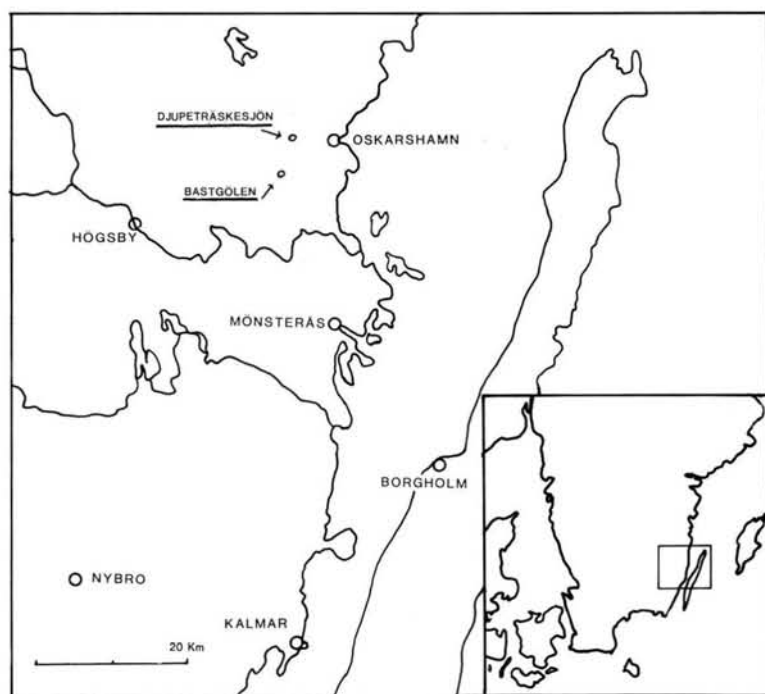


Fig. 1: Geographical position of the investigation area.

Field and laboratory methods

The coring was done by the Russian type of corer. The sediment is described according to TROELS-SMITH (1955). Pollen samples of 1 cc. were taken with a cut syringe, tablets with *Lycopodium* spores were added to determine pollen concentration according to STOCKMARR (1971). Pollen preparation was made in the usual way with NaOH, hydrofluoric acid and acetolysis and mounting in glycerol. During preparation some extra steps were introduced. After boiling in 10 % NaOH and centrifuging, the remaining liquid was measured in a colourimeter to determine the relative amount of dissolved humic acids. After the NaOH treatment a careful decanting of the sample was done to separate the coarse minerogenic matter. The amount of this was measured and

used to calculate the content of sand and coarse silt in the sediment. After acetolysis the clayey samples were sieved over a 7 μm net to get rid of finer material. The method is slightly modified after CWYNAR et al. (1979).

The pollen diagrams were computer drawn ('polldata' BIRKS 1979). Pollen sum and the composite diagram is based on all terrestrial pollen.

Indicators of isolation and inundation during early Holocene time

Loss on ignition is a good indicator and it always seems to rise during and after the isolation. The amount of humic acids shown by colour of NaOH extract reacts as 'loss on ignition' on isolation, but seems to be more sensitive.

BJÖRCK (1979) and BJÖRCK et al. (1982) shows that susceptibility reaches higher values just before the isolation, and decreases thereafter. The amount of sand and coarse silt seems to be directly related to susceptibility.

Pediastrum is often a good indicator, increasing close to and after isolation because of a more favourable environment (BERGLUND 1966).

Pollen concentration does also seem too be a good indicator, probably because of the regression bringing the vegetation closer to the coring point, and that the sedimentation rate is normally higher during the Baltic stages thus diluting the pollen.

Djupeträskesjön

(UTM coord. zone 33 x = 634340 y = 57950.)

The lake is situated in a small valley with a narrow outlet, 5 km north of Oskarshamn. The lake area is 110 000 m². Maximum depth in the eastern part is 15 m and in the western bay where the corings were carried out the depth is around 6 m.

The altitude noted on the map 'flygfotokartan' is 16 m a. s. l. and the threshold has not yet been investigated.

Description of the local pollen assemblage zones

Zone D 1 (Fig. 2) named *Betula-Pinus*. Relatively high *Betula*, dominated by *Pinus*, *Empetrum* reaches its highest value in this zone. *Poaceae* and *Cyperaceae* are the dominating herbs.

Zone D 2 named *Betula-Pinus-Hippophaë-Juniperus-Polypodiaceae*. *Betula* is relatively high. The *Hippophaë* maximum and the high *Juniperus* values are characteristic. Spores of *Polypodiaceae* expands here.

Zone D 3 named *Betula-Juniperus*. Characterized by a marked *Betula* peak and high *Juniperus* values. At the end of the zone *Betula* and *Juniperus* decrease markedly and the *Pinus* values increase. *Artemisia* almost disappears at the end of the zone and *Ulmus* attains low values.

DJUPETRÄSKESJÖN

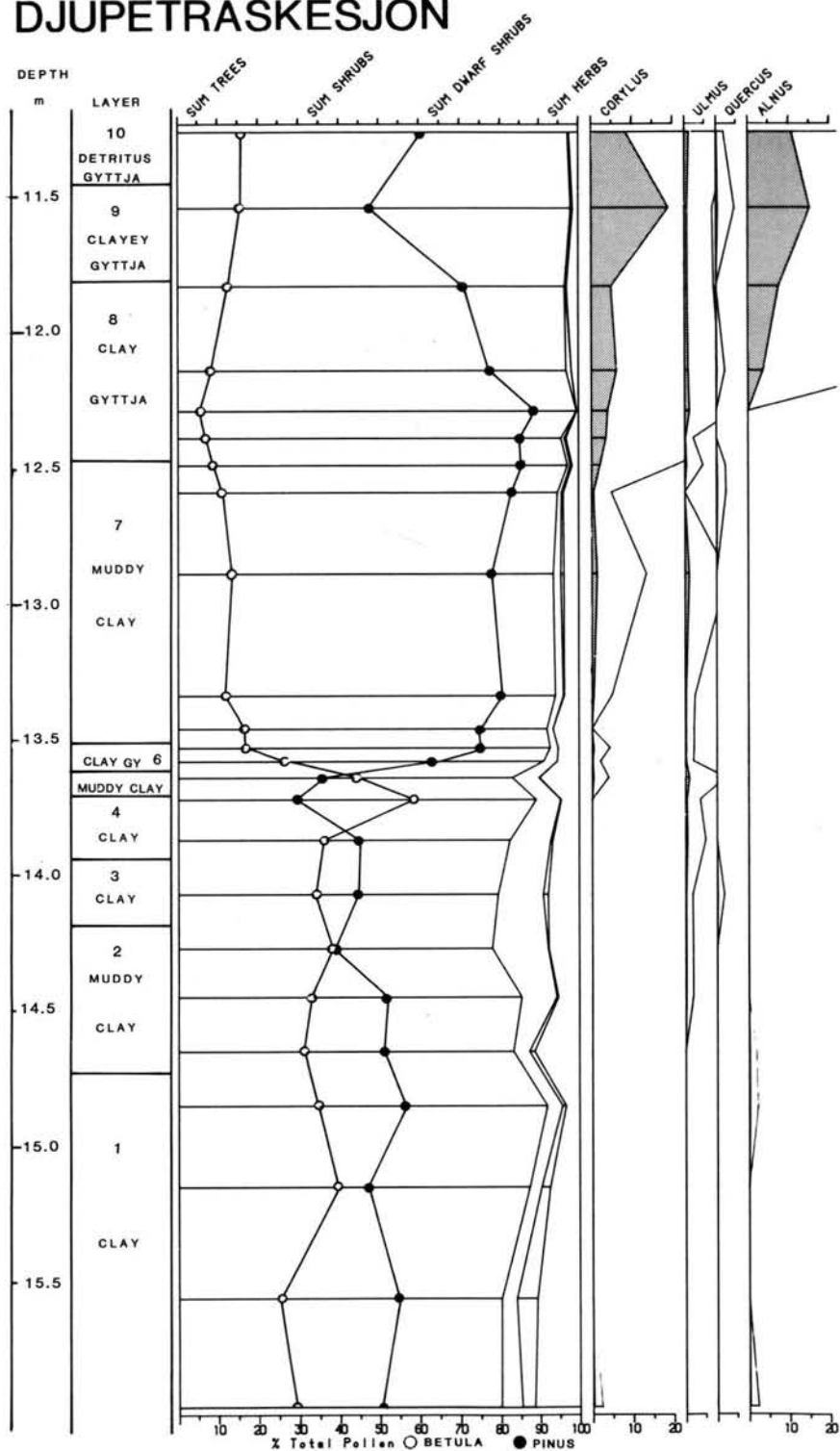
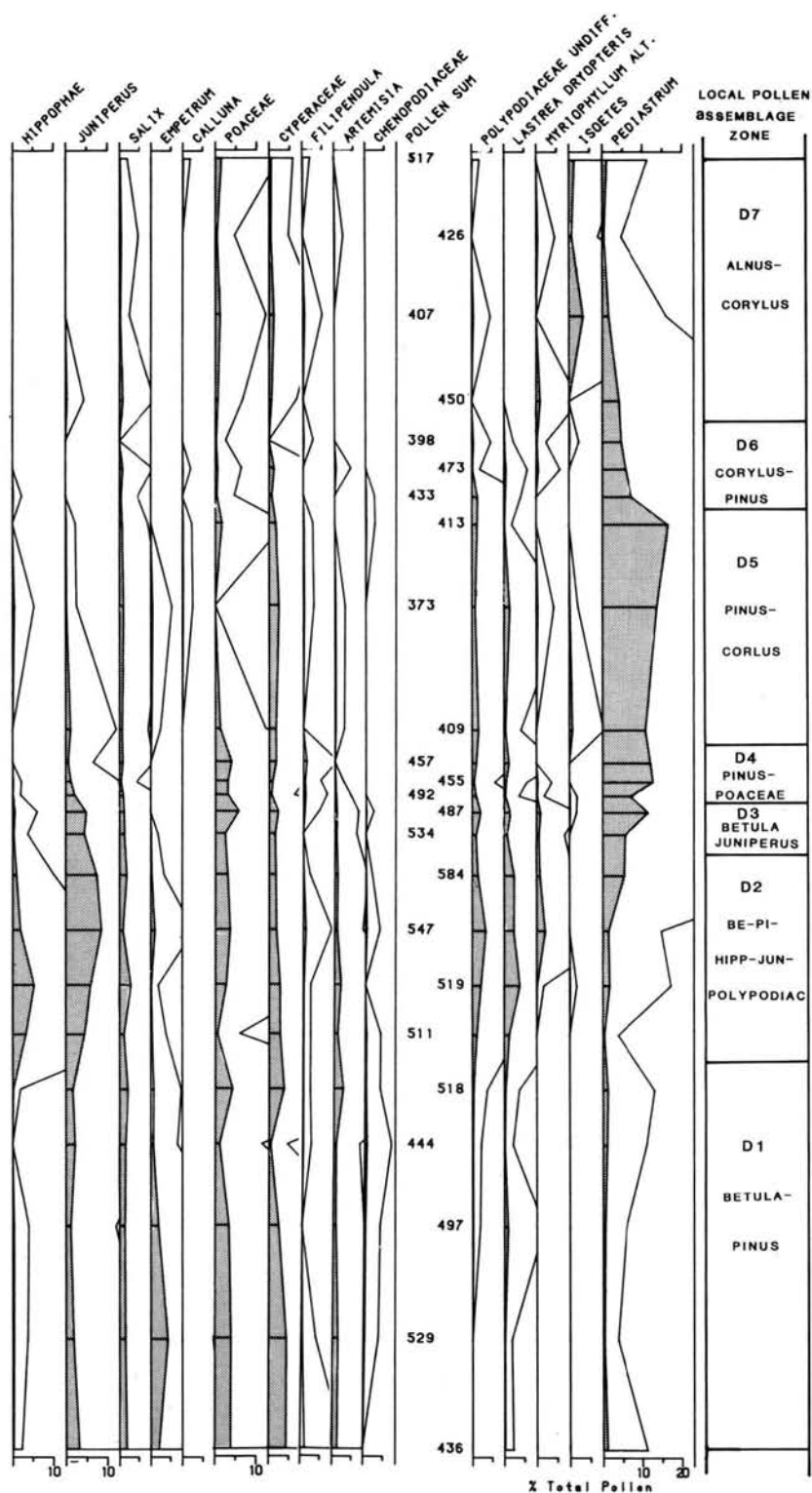


Fig. 2: Pollen diagram from Djupeträskesjön



Tab. 1: Stratigraphy of the Djupeträskesjön cores

Depth below surface (m)	layer no.	Description
0— 6.73		Water
6.73—10.00		Not investigated
10.00—11.45	10	Fine detritus gyttja, brown Composition: Ld 4, elas 2
11.45—11.81	9	Clayey gyttja, brown Composition: Ld 3, As 1, Ag +, elas 2, limes sup. 2
11.81—12.45	8	Clay gyttja, FeS laminated, dark grey Composition: As 3, Ld 1, Ag +, elas 2, limes sup. 0
12.45—13.52	7	Muddy clay, slight FeS laminated, grey Composition: As 4, Ld +, elas 1, limes sup. 0
13.52—13.63	6	Clay gyttja, finely laminated, partly indistinct mean thickness of 24 lamina 0.65 mm, dark brownish grey Composition: As 3, Ld 1, Ag +, elas 2.5, limes sup. 0
13.63—13.71	5	Muddy clay, slight FeS laminated, light brownish grey Composition: As 4, Ld +, Ag +, elas 1, limes sup. 3
13.71—13.92	4	Silty clay, grey Composition: As 4, Ag +, Ga +, Ld(+), elas 0, limes sup. 0
13.92—14.19	3	Clay, slight FeS laminated, grey Composition: As 4, Ag +, Ld(+), elas 0, limes sup. 0
14.19—14.73	2	Muddy clay, Heavy FeS coloured, dark grey Composition: As 4, Ag +, Ld +, elas 1, limes sup. 0
14.73—16.25	1	Clay, with sparse thin diatom layers, grey Composition: As 4, Ag +, elas 0, limes sup. 0
16.25—19.39		Not yet investigated

Zone D 4 named *Pinus-Poaceae*. Dominated by rising *Pinus* values and relatively high *Poaceae* and *Filipendula* frequencies which both decrease at the end of the zone.

Zone D 5 named *Pinus-Corylus*. Dominated by *Pinus* and characterized by low but continuous *Corylus* values.

Zone D 6 named *Corylus-Pinus*. *Corylus* values are rising. *Polypodiaceae* is decreasing.

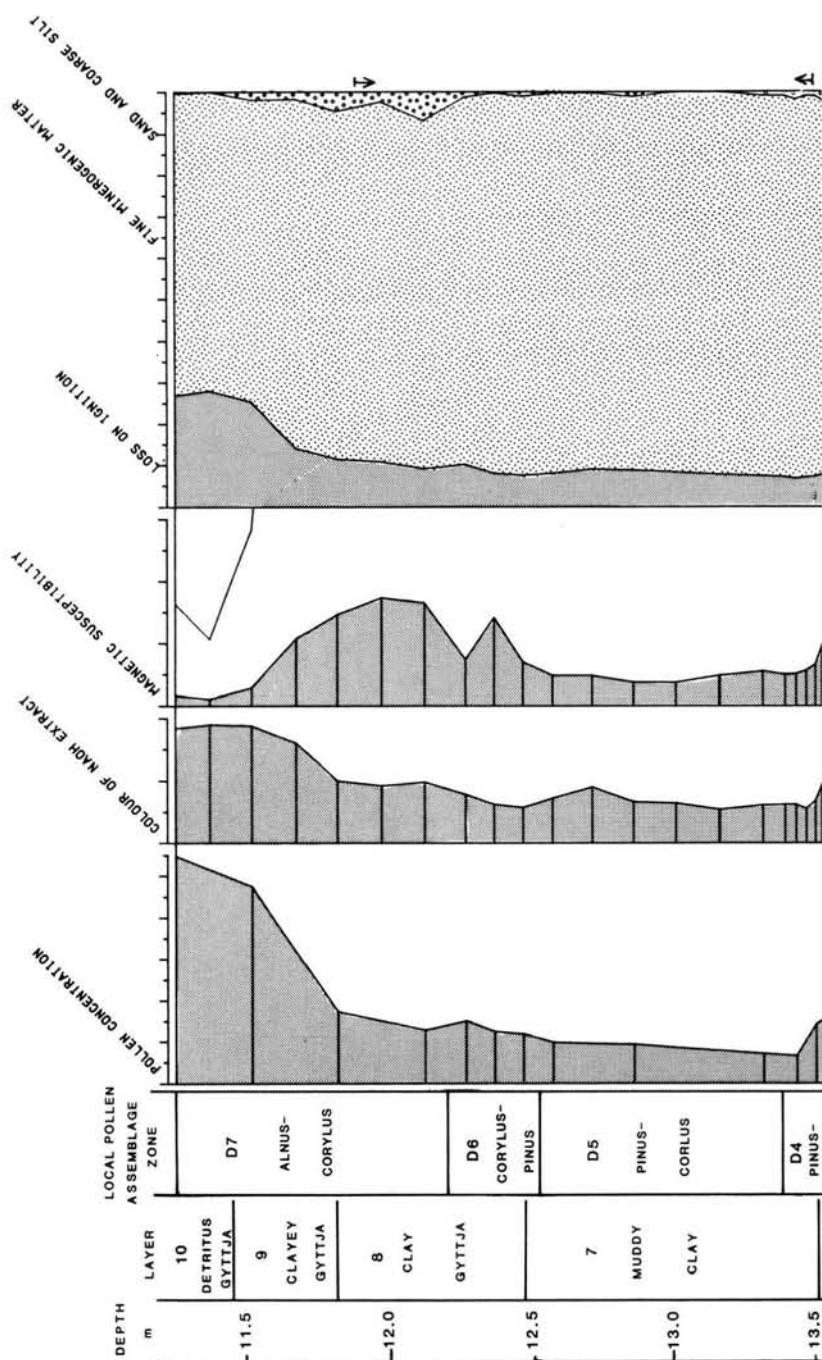
Zone D 7 named *Alnus-Corylus*. Characterized by rapidly rising *Alnus* values and a further increase of *Corylus* frequencies.

Interpretation

The clay in layer 1 (Tab. 1) indicates sedimentation in deep water. Layer 2, muddy clay with a slightly rising organic content (not discernible in the loss on ignition curve) and slightly higher pollen concentration (Fig. 3) together with high values of humic acids and susceptibility, seems to indicate a lower water level in first part of pollenzone D 2. The clay in layer 3 and 4 with low pollen concentration and low susceptibility indicates sedimentation in deeper water thus probably showing a minor transgression.

Tab. 2: Stratigraphy of the Bastgölen cores

Depth below surface (m)	layer no.	Description
0.00—1.20		Water
1.20—3.00		Not investigated
3.00—3.28		Coarse detritus gyttja
3.28—4.74	8	Fine detritus gyttja, brown Composition: Ld 4, Ag +, elas 3
4.74—4.82	7	Clayey silty gyttja, brown Composition: Ld 2, As 1, Ag +, Ga +, elas 2, limes sup. 1
4.82—4.99	6	Clayey gyttja, brown Composition: Ld 3, As 1, Ag +, elas 3, limes sup. 0
4.99—5.11	5	Fine detritus gyttja, darkbrown Composition: Ld 4, As +, Ag +, elas 4, limes sup. 1
5.11—5.15	4	Clay-gyttja, brown As 2, Ld 2, Ag +, elas 1, limes sup. 0
5.15—5.21	3	Muddy clay, light brown Composition: As 4, Ld +, Ag +, elas 1, limes sup. 0
5.21—5.49	2	Clay, grey Composition: As 4, Ag +, elas 0, limes sup. 1
5.49—6.05	1	Clay, silt and sand in layers, grey Composition: As 2, Ag 1, Ga 1, elas 0, limes sup. 3 Cored to stop



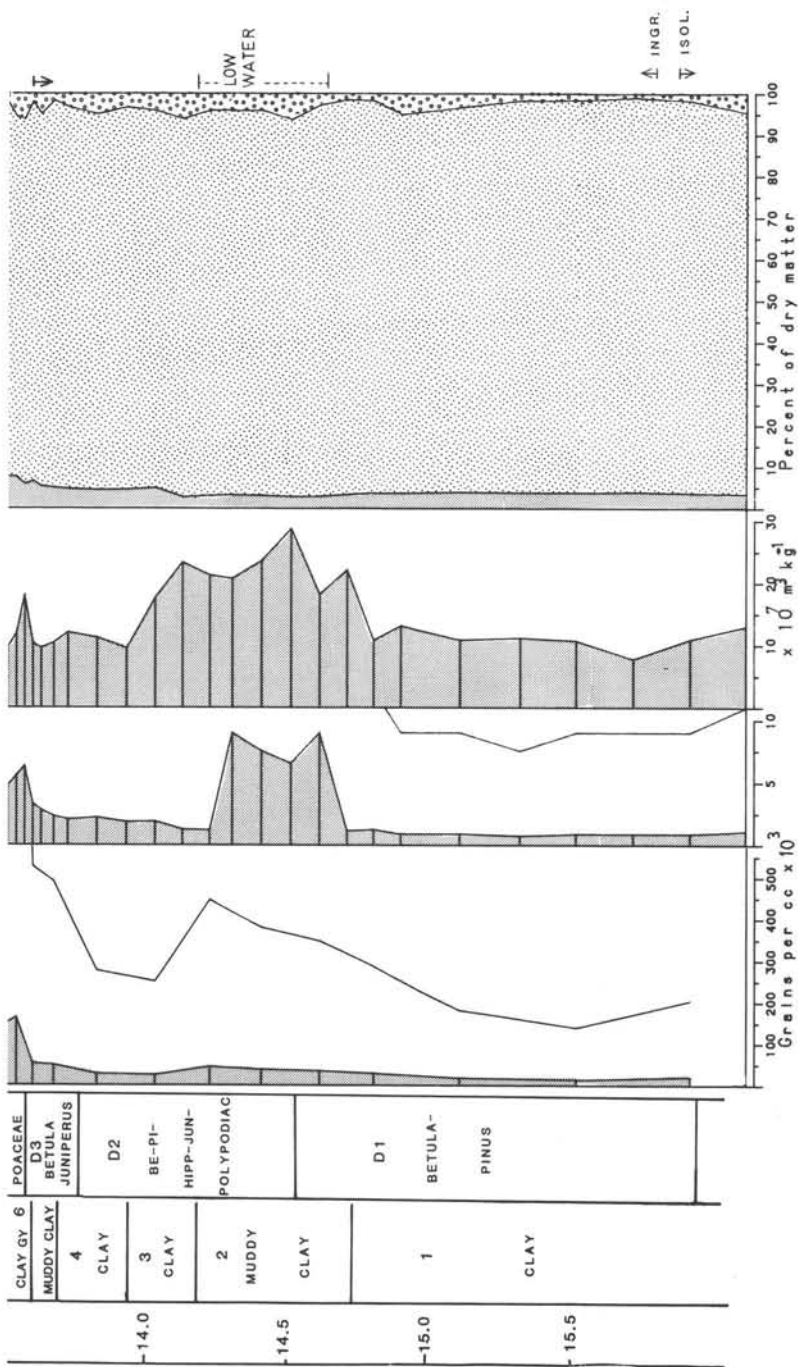


Fig. 3: Sediment properties of Djupeträskesjön.

BASTGÖLEN

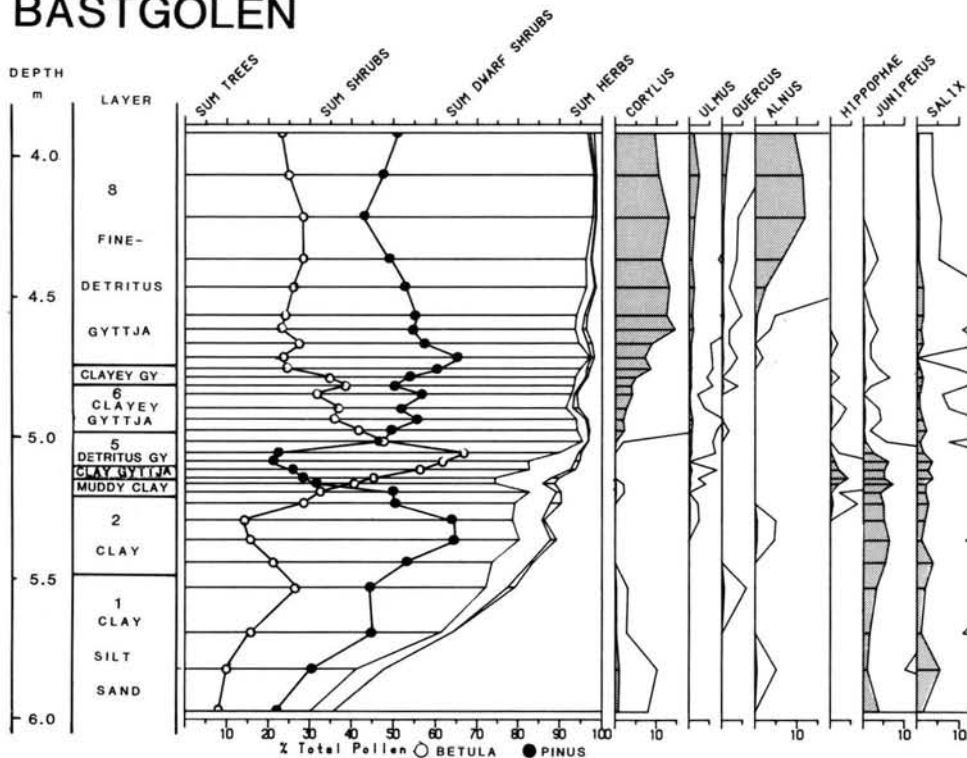


Fig. 4: Pollen diagram from Bastgölen.

In layer 5, muddy clay, the loss on ignition is slightly rising and magnetic susceptibility reaches a peak. It is possible that the basin is isolated from the Baltic in the upper part of this layer, that is in the upper part of pollen zone D 3. The low loss on ignition together with a relatively high amount of coarse minerogenic matter in layer 6 could indicate that the basin was a sheltered lagoon, never completely isolated. The high minerogenic content could else perhaps be explained by erosion of clayey sediments in the surroundings of the isolated lake.

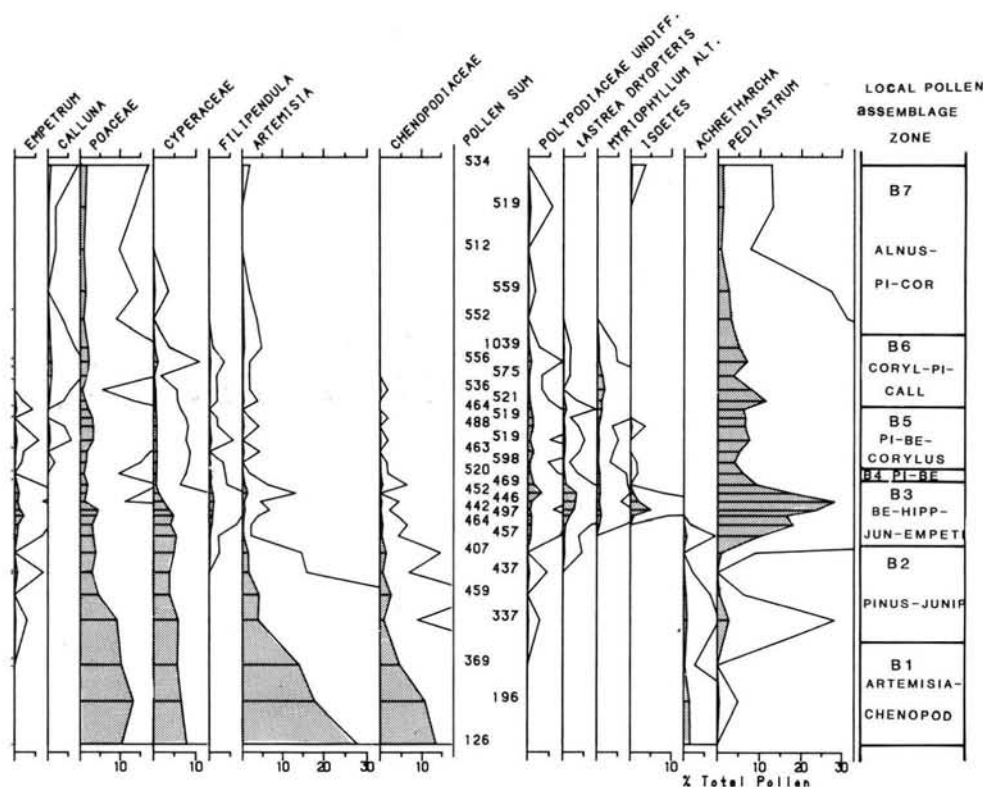
The lamina in layer 6 is interpreted as annual varves, their mean thickness is 0.65 mm indicating that the layer is deposited in 150–200 years.

A transgression of the Baltic into the basin is indicated by layer 7 and layer 8 shows on a more shallow water with an isolation in the upper part, indicated mainly by the rising loss on ignition and the preceding high values of susceptibility. The isolation takes place in pollen zone D 7.

Bastgölen

(UTM coordinates zone 33 x = 634340 y = 57950)

The lake is situated 10 km west of Oskarshamn. The area of the lake is 60 000 m² and the water depth at the coring point in the eastern bay is 1.2 m. The altitude of



the lake is 24 m a.s.l. on the topographic map and the threshold seems to have been deepened with ca. 1.5 m.

Two radiocarbon datings have been done, one in the uppermost part of layer 4, 5.10—5.145 m below surface (9840 ± 90 yr B.P.), the second in the upper part of layer 6, 4.81—4.84 m below surface (9610 ± 90 yr B.P.).

Description of the local pollen assemblage zones

Zone B1 (Fig. 4) named *Artemisia-Chenopodiaceae-Pinus*. High values of *Artemisia* *Chenopodiaceae*, *Poaceae* and low tree pollen values.

Zone B2 named *Pinus-Juniperus*. Rising and high values of *Pinus*, high *Juniperus* and decreasing *Artemisia* values.

Zone B3 named *Betula-Hippophaë-Juniperus-Empetrum*. *Betula* is abundant (70 %). In this zone *Hippophaë* has a marked maximum as well as other shrubs (*Juniperus*, *Salix* and *Empetrum*) and *Filipendula*. All these are decreasing markedly towards the upper part of the zone. Spores of *Polypodiaceae* begin to occur frequently at the beginning of the zone. *Ulmus* is found regularly in the upper part. Worth to notify is the occurrence of pollen and spores of waterplants as *Isoetes* and *Myriophyllum alterniflorum* together with high *Pediastrum* values.

Zone B 4 named *Pinus-Betula*. *Betula* is decreasing and *Pinus* increasing markedly.

Zone B 5 named *Pinus-Betula-Corylus*. *Pinus* reaches high values and *Betula* is still decreasing. *Corylus* has relatively low values until the end of the zone where it increases. *Polypodiaceae* almost disappears at the end of the zone.

Zone B 6 named *Corylus-Pinus-Calluna*. Increasing values of *Corylus* and decreasing values of *Pinus*. Scattered pollen of *Alnus* occurs and *Calluna* reaches a maximum.

Zone B 7 named *Alnus-Pinus-Corylus*. *Alnus* occurs frequently and increases in the upper part of the diagram where some finds of *Tilia* and *Fraxinus* occur together with increasing but low *Quercus* values.

Interpretation

The rising loss on ignition values and the maximum in susceptibility (Fig. 5) together with the *Pediastrum* rise show that the isolation takes place in layer 4 of pollen zone B 3.

The sediment change between layers 5 and 6 (Tab. 2) with decreasing loss on ignition shows a transgression of the Baltic during the first part of pollen zone B 4.

The second isolation takes place between layers 7 and 8 indicated by high values of susceptibility and coarse minerogenic matter.

Correlation and dating of the local pollen zones

Datings of the rational limit of *Corylus* and *Alnus* in south Sweden is shown in DIGERFELDT (1982). Ten datings of *Corylus* rational limit between 9720 and 9360 yr B.P. gives a mean of 9500 yr B.P. *Alnus* rational limit is dated by 16 C-14 datings between 9320 and 8420 yr B.P., with a mean of 8700 yr B.P. Ten of those are within the 8500–8900 yr B.P. interval. These mean values of the rational limits of *Alnus* and *Corylus* are used in Fig. 6.

The C-14 date in layer 4 in Bastgölen (9840 ± 90 yr B.P.) dates the upper part of the *Hippophaë* maximum. *Hippophaë* seems to appear approximately at the same time in the whole of S Sweden (cf BJÖRCK 1979, 1981; BJÖRCK & DIGERFELDT 1982).

The dating of the uppermost part of layer 6 in Bastgölen (9610 ± 90 yr B.P.) seems to be too old or indicate that layer 7 is deposited during a long time or partly eroded. A reason for the dating to be too old is that the sediment is deposited in the Ancylus Lake during or immediately after the transgression maximum. This transgression inundates areas with vegetation, mostly *Pinus* and *Betula* forest, and great amounts of older organic material must have been eroded and partly incorporated in the sediment.

Zone B 1, *Artemisia-Chenopodiaceae*, is correlated with zone 5 in Blekinge (BJÖRCK 1979), and its upper part is assumed to be ca. 10 400–10 500 yr B.P. In fig. 6 the local pollen zones are correlated and dated by comparisons and correlations with nearby investigations.

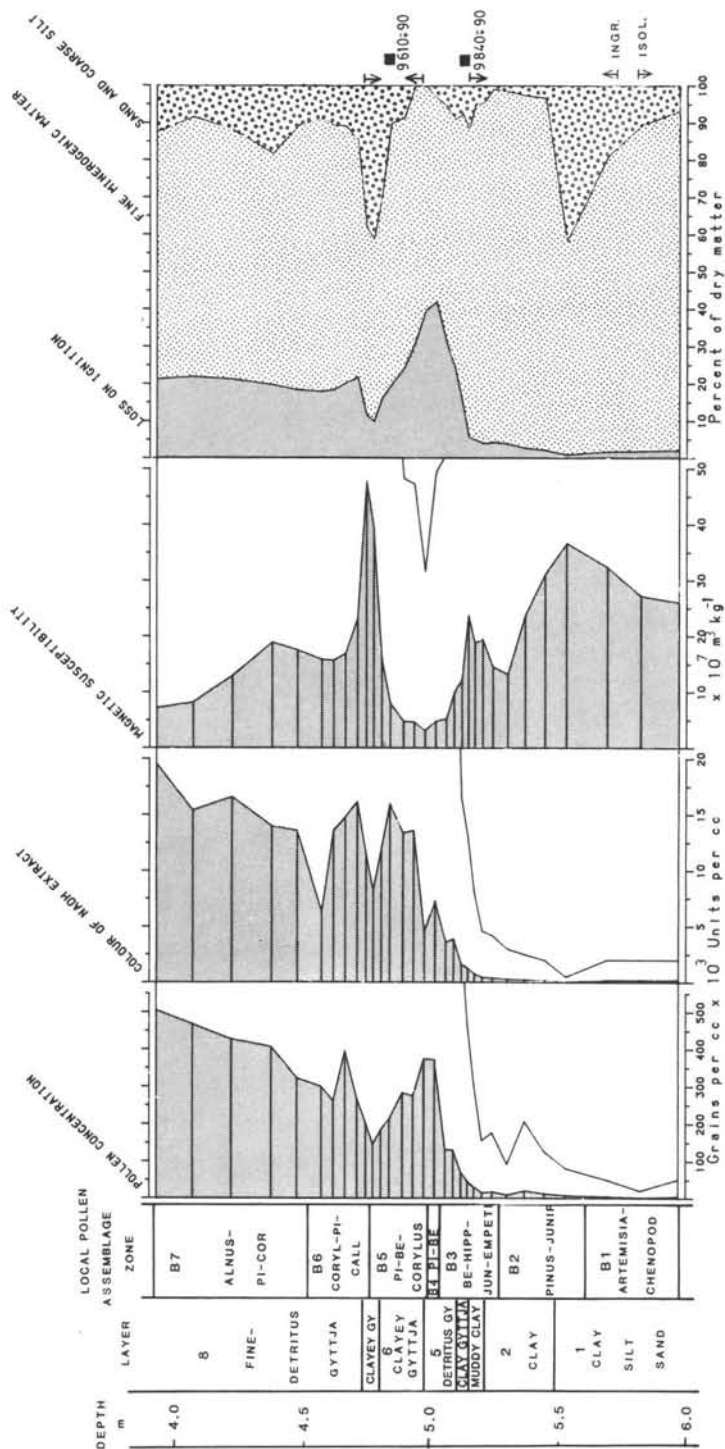


Fig. 5: Sediment properties of Bastgölen.

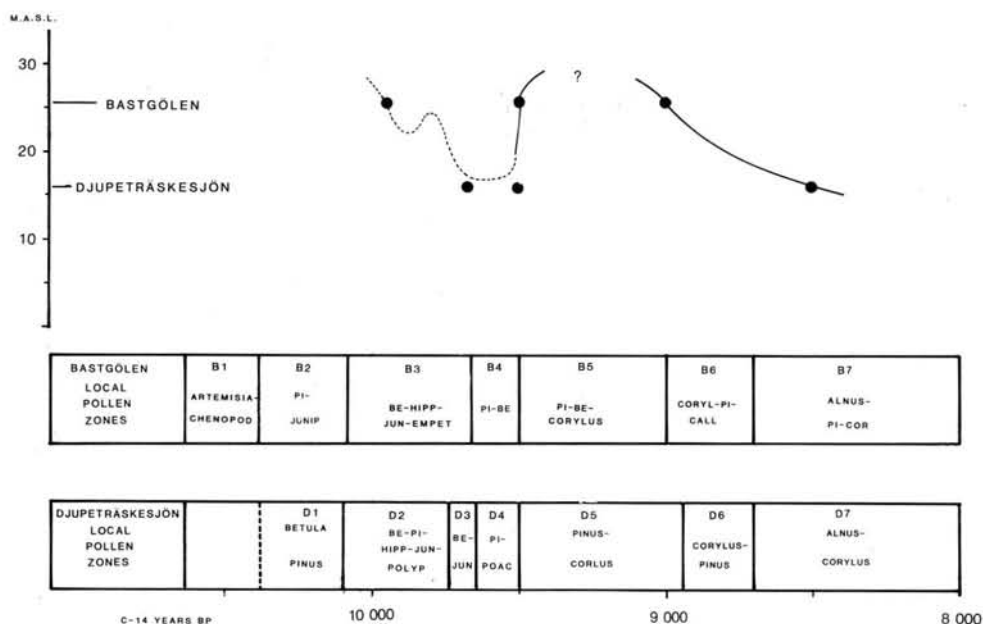


Fig. 6: Correlation and dating of pollen zones and a preliminary shore displacement curve 10,000—8500 yr B.P.

Shore displacement

The resulting shoreline displacement curve is shown in Fig. 6. The oldest part of the curve shows a regression from Bastgölen. This regression seems to be interrupted by a transgression indicated by the stratigraphy in Djupeträskesjön. This transgression could probably be correlated with the transgressive 'Gyrosigmasjön'. THOMASSON (1927), as well as with the *Yoldia* transgression in Estonia (KESSEL & RAUKAS 1979).

It seems probable that Djupeträskesjön 16 m a. s. l., was never isolated during the following regression. Instead it formed a lagoon during 150—200 years. During this time a varved clay gyttja was deposited.

After this low water period a rapid transgression, correlated with the *Ancylus* transgression reached both Djupeträskesjön and Bastgölen without any discernible difference in time. The transgression took place at the same time as *Corylus* appears. Thus the transgression is dated to ca. 9500 yr B.P. This age corresponds well with Finnish investigations (GLÜCKERT & RISTANIEMI 1982; ERONEN & HAILA 1982) on the *Ancylus* transgression in South Finland. The altitude of the transgression maximum is not known in detail but according to a isobase map in MUNTHE (1904) it should reach ca. 35 m a. s. l.

The *Ancylus* regression seems to begin early, probably around 9000 yr B.P. Djupeträskesjön is isolated around 8500 and the regression seems to have been slow at this altitude.

Acknowledgements

I wish to thank my supervisor Dr. SVANTE BJÖRCK for critically reading and discussing the manuscript and for his help during field work, Dr. PER SANDGREN for field assistance and GUNNEL ARNESSON for improving the illustrations. This work is financially supported by the Swedish Natural Science Research council (NFR).

References

- BERGLUND, B. E. (1966): Late-Quaternary vegetation in eastern Blekinge, southeastern Sweden. I. Late-Glacial time. — *Opera Botanica* 12 (2): 180 pp; Lund.
- BIRKS, H. J. (1979): Numerical methods for zonation and correlation of biostratigraphical data. — In: Project guide I Dept. of Quat. Geol. Lund, I: 99—123; Lund.
- BJÖRCK, S. (1979): Late Weichselian stratigraphy of Blekinge, SE Sweden and waterlevel changes in the Baltic Ice Lake. — Univ. of Lund, Dept. of Quat. Geol. Thesis 7: 245 pp; Lund.
- (1981): A stratigraphic study of Late Weichselian deglaciation, shore displacement and vegetation history in south-eastern Sweden. — *Fossils and Strata*, 14: 93 pp; Oslo.
- , DEARING, J. A. & JONSSON, A. (1982): Magnetic susceptibility of Late Weichselian deposits in southeastern Sweden. — *Boreas*, 11: 99—111; Oslo.
- & DIGERFELDT, G. (1982): Late Weichselian shore displacement at Hunneberg, southern Sweden, indicating complex uplift. — *Geol. fören. Stockh. förh.*, 104: 132—155; Stockholm.
- CWYNAR, L. C., BURDEN, E. & ANDREWS, J. H. (1979): An inexpensive sieving method for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments. — *Can. J. Earth Sci.*, 16: 1115—1120; Calgary.
- DIGERFELDT, G. (1982): The Holocene development of Lake Sämbojön. 1. the regional vegetation history. — Univ. of Lund, Dept. of Quat. Geol. Report 23: 24 pp; Lund.
- ERONEN, M. & HAILA, H. (1982): Shoreline displacement near Helsinki, southern Finland during the Ancyclus Lake stage. — *Ann. Acad. Sci. Fenn.*, ser. A III, 134: 111—140; Helsinki.
- GLÜCKERT, G. & RISTANIEMI, O. (1982): The Ancyclus transgression west of Helsinki South Finland-A preliminary report. — *Ann. Sci. Fenn. ser. A III*, 134: 99—110; Helsinki.
- KESSEL, H. & RAUKAS, A. (1979): The Quaternary history of the Baltic. Estonia. — In V. GUDELIS and L. K. KÖNIGSSON (editors), *The Quaternary history of the Baltic*. — *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Ann. Quing. Cel.* 1: 127—146; Uppsala.
- KÖNIGSSON, L.-K. (1968): The Ancyclus transgression in the Skede mose area, Öland. — *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 90: 5—36; Stockholm.
- LUNDQVIST, G. (1928): Studier i Ölands myrmarker. — *Sver. Geol. Unders.*, C 353: 177 pp; Stockholm.
- MUNTHE, H. (1902): Beskrivning till kartbladet Kalmar. — *Sver. Geol. unders.*, Ac 6: 119 pp; Stockholm.
- (1904): Beskrivning till kartbladet Mönsterås med Högsby. — *Sver. Geol. unders.*, Ac 8: 132 pp; Stockholm.

- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. — *Pollen et Spores*, 13: 615—621; Paris.
- THOMASSON, H. (1927): Baltiska tidsbestämningar och baltisk tidsindelning vid Kalmarsund. — *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 49: 21—76; Stockholm.
- (1935): Äldre baltiska skeden. — *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, 57: 599—625; Stockholm.
- TROELS-SMITH, J. (1955): Karakterisering af løse jordarter. — *Danm. Geol. Unders. IV. series Vol 3 no 10*: 38—73; København.

Manuscript accepted October 1984

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	135—145 5 fig.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Flandrian and Eemian Shore Levels in Finland and Adjacent Areas — a Discussion

LARS FORSSTRÖM & MATTI ERONEN *)

Discussion, eustacy, earth crust, shoreline displacement,
comparison, Eemian interglacial, Flandrian.
Finland, Baltic Sea

A b s t r a c t : A comparison is made of Flandrian and Eemian movements in the earth's crust mainly within Fennoscandia. The Flandrian phases of the Baltic and the movements associated with these are well known in broad outline. The predominant factor involved in postglacial shoreline displacement in the northern part of the Baltic area has been land uplift, which was very rapid immediately after the deglaciation, but had slowed down considerably in the early Holocene time. The centre of land uplift is located close to the assumed centre of the ice sheet towards the end of the Weichselian.

Only fragmentary information is available on movements in the earth's crust during the Eemian interglacial, but those deposits which have been studied would seem to suggest that no shoreline displacement of the type recorded in Late Weichselian and Flandrian times took place at all during the Eemian. Thus it is obvious that the isostatic crustal movements that took place at that time must have differed fundamentally from the postglacial pattern. The differences have been explained mostly by suggesting that a large part of the Eemian land uplift may have taken place beneath the rapidly melting Saale ice sheet, which had already decreased in thickness and begun to stagnate over extensive areas, and that the centre of the ice sheet at the end of the Saale (Warthe) glaciation probably lay considerably further east than that of the Weichselian ice. This would have meant that the isostatic depression and corresponding rebound in the earth's crust differed both spatially and temporally from the circumstances in postglacial times.

[Flandrische und Eem-zeitliche Strandniveaus in Finnland und angrenzenden Gebieten — eine Diskussion]

K u r z f a s s u n g : Die flandrischen und Eem-zeitlichen Bewegungen der Erdkruste überwiegend innerhalb Fennoskandias werden verglichen. Die flandrischen Entwicklungsphasen der Ostsee und die mit ihnen verbundenen Bewegungen sind in groben Zügen bekannt. Vorherrschender Faktor der Strandlinien-Verschiebungen im nördlichen Teil der Ostsee ist dabei die Landhebung gewesen. Sie verlief unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises sehr rasch,

*) Addresses of the authors: Dr. L. FORSSTRÖM, Department of Geology, University of Oulu, Linnanmaa, SF—90570 Oulu, Finland.

Dr. M. ERONEN, Karelian Institute, University of Joensuu, P. O. Box 111, SF—80101 Joensuu 10, Finland.

verlangsamte sich aber im frühen Holozän erheblich. Das Zentrum der Landhebung liegt nahe dem für die ausklingende Weichsel-Kaltzeit angenommenen Zentrum des Eisschildes.

Über die Bewegungen der Erdkruste während des Eem-Interglazials liegen nur bruchstückhafte Informationen vor. Die untersuchten Ablagerungen schienen aber darauf hinzudeuten, daß während des Eem keine Strandlinien-Verschiebungen von dem für das Weichsel-Spätglazial und das Holozän ermittelten Typ stattgefunden haben. Deshalb müssen sich die isostatischen Krustenhebungen damals offensichtlich grundsätzlich vom postglazialen Bewegungsmuster unterschieden haben. Diese Unterschiede führt man hauptsächlich darauf zurück, daß sich ein Großteil der Eem-zeitlichen Landhebung unter dem rasch schmelzenden, in seiner Dicke reduzierten und über weite Areale stagnierenden Saale-Eisschild vollzogen haben dürfte. Außerdem hat das Zentrum des Eisschildes gegen Ende der Saale-Vereisung (Warthe-Stadium) wahrscheinlich bedeutend weiter östlich gelegen als dasjenige des Weichsel-Eises. Dies würde bedeuten, daß sich die isostatische Depression und die ihr entsprechende Wiederaufwölbung der Erdkruste sowohl räumlich als auch zeitlich von den Ereignissen in postglazialer Zeit unterschieden haben.

It is now over a hundred years since the first scientific investigations were carried out into the postglacial phases of the Baltic, and we can now claim to have a fairly accurate knowledge of the Late Weichselian and Holocene patterns of shoreline displacement in the area. There are, of course, certain more specialized details which are still unresolved or upon which opinions differ, but we need not go into these in the present instance.

The configuration of isostatic and eustatic phenomena since the last glaciation has meant that the Baltic basin has been connected with the ocean at some stages and isolated as a freshwater lake at others, the major phases recognized being the Late Weichselian Baltic Ice Lake and the Flandrian Yoldia, Ancylus Lake and Litorina Sea stages. These naturally involve variations in salinity, although such variations are not of the same importance in the present connection as is the general trend in shoreline displacement.

It is land uplift which has proved the chief factor governing shoreline displacement in the northern part of the Baltic basin in postglacial times, and this trend continues even today. All the ancient shore levels are now in supra-aquatic positions, the present heights above sea level of the Late Weichselian and early Holocene levels being those depicted in the map of the highest shoreline of the Baltic in Fig. 1. As may be seen, the ancient shorelines are now situated well inland, with the highest levels in Finland being found to the north-east of the northern tip of the Gulf of Bothnia, where they reach heights of around 220 m a. s. l. Baltic Ice Lake shore levels in Southern Finland rise to just over 160 m a. s. l.

Research into shoreline displacement phenomena tells us that land uplift was at its most rapid immediately after the deglaciation, so that extremely impressive figures are quoted for the Early Holocene period. In western Lapland, for instance, the water level is calculated to have subsided by about 100 m in less than 1000 years between 9000 and 8000 B. P. This figure may include a small measure of 'absolute' decline in the water level associated with the drop in the Ancylus Lake to close to the ocean level, but this would not seem to have been decisive as far as the overall trend was concerned. The rapid drop in water levels slowed down generally over the period 8500—8000 B. P. and has remained fairly steady since, declining very gradually towards the present day (ERONEN 1983). Values for current land uplift are indicated in Fig. 2.

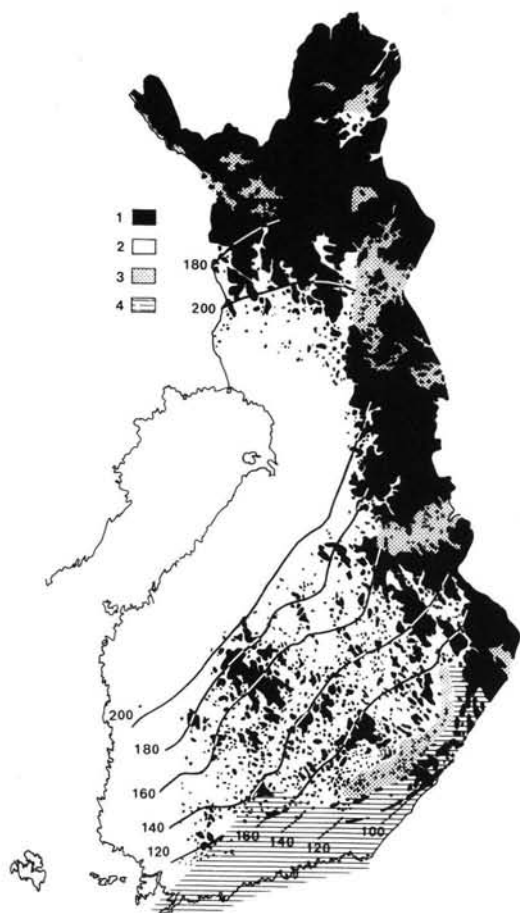


Fig. 1: Map of the highest shore of the Baltic in Finland.

1. Supra-aquatic areas. 2. Sub-aquatic areas. 3. Areas covered by ice-dammed lakes.
4. Areas covered by the Baltic Ice Lake. Solid lines are isobases (metres above sea level) for the metachronous early Holocene highest shore level. Dotted lines are isobases for the highest shore level of the late Weichselian Baltic Ice Lake on the Salpausselkä I end-moraine.

Map compiled by M. ERONEN and H. HAILA for the Atlas of Finland and published by permission of the Editorial Board.

All the old postglacial shore levels have naturally tilted in the course of time in a direction perpendicular to the isobases of current land uplift, in other words they increase in height towards the present centre of land uplift, which lies close to the assumed centre of the Weichselian ice sheet. The shorelines also tilt more the older they are.

This land uplift phenomenon is undoubtedly linked to questions of glacial isostasy, since the form of the glacier must at some stage have influenced the form of the earth's crust in such a way that the area affected by land uplift assumed the shape that it

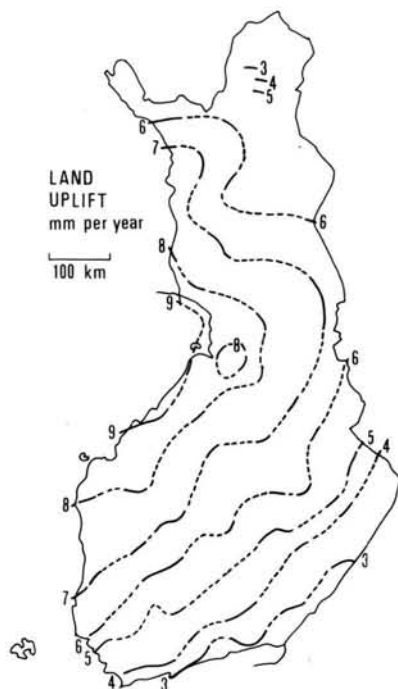


Abb. 2: Present land uplift in Finland. The Finnish land uplift values are calculated on the assumption of a continuous steady sea-level rise of 0.8 mm per year. Adapted from KIVINIEMI (1981).

did. Scarcely any attempt has been made to date, however, to contemplate which stage of the Weichselian glaciation may have been the decisive one in this respect. Similarly it remains uncertain to what extent the isobases of land uplift have changed in direction since the deglaciation, in other words, to what extent the direction of tilting of the land surface has altered. It has not yet been possible to reconstruct ancient shore levels from the known shoreline markers sufficiently well that such changes could be seen. It is probable, however, that no significant changes in the direction of tilting have taken place since the middle of the Flandrian, and not very many since the beginning of the Litorina Sea stage around 7500—7000 B. P. In any event, the present pattern of land uplift, which has apparently continued to act in more or less the same direction for the majority of the Holocene, will also have caused the earlier shorelines to tilt in this same direction.

The present isobases of land uplift cannot be said for certain to reflect the ice thicknesses which prevailed at the peak of the Weichselian Ice Age, since we know nothing of what may have gone on in the extensive central area of the ice sheet at that stage (RAINIO & LAHERMO 1976; AARIO & FORSSTRÖM 1979; HIRVAS et al. 1981; FORSSTRÖM 1984). They can, however, be said to reflect the form of the retreating ice sheet from which we may conclude that the deglaciation history of the area must have had a considerable influence upon trends in land uplift.

Shoreline displacement during the Eemian interglacial

Since only scattered pieces of information are available on Eemian shore levels in the Fennoscandian land uplift area, it is quite impossible to formulate any consistent picture of the shorelines of the 'Eemian Sea' (KÖNIGSSON 1979). Material has nevertheless gradually been accumulating, to the extent that some interesting points can now be raised for discussion.

DONNER (1983) has recently discussed the connections between postglacial shoreline displacement and certain interglacial and interstadial finds, taking as his starting point the assumption that shoreline displacement at the beginning of the Eemian interglacial followed something of the same pattern as that which has taken place since the Weichselian glaciation. Largely for this reason, DONNER concludes that certain terrestrial organic deposits interpreted as Eemian in origin cannot be connected with that phase because they are located nowadays so close to sea level that they would have lain in a subaquatic position immediately after the Saale deglaciation. Thus he prefers to correlate these deposits with the more recent Peräpohjola interstadial (KORPELA 1969), sites for which exist relatively close to present sea level. The terrestrial deposits concerned include those at Oulainen, about 80 m a. s. l. (FORSSTRÖM 1982, 1984), and Vimpeli, about 120 m a. s. l. (AALTO et al. 1983; DONNER 1983). The highest sea level at the beginning of the Flandrian was around 200 m in both areas, and the lower of the two, the Oulainen site, emerged from beneath the waters of the Baltic only after the onset of the Litorina Sea phase (Fig. 3 and 4).

The pollen flora at Oulainen suggests that this deposit represents the beginning of the thermomer, without the actual climatic optimum being visible at all. The relatively large numbers of *Corylus* grains and occasional examples of *Carpinus* in the upper parts

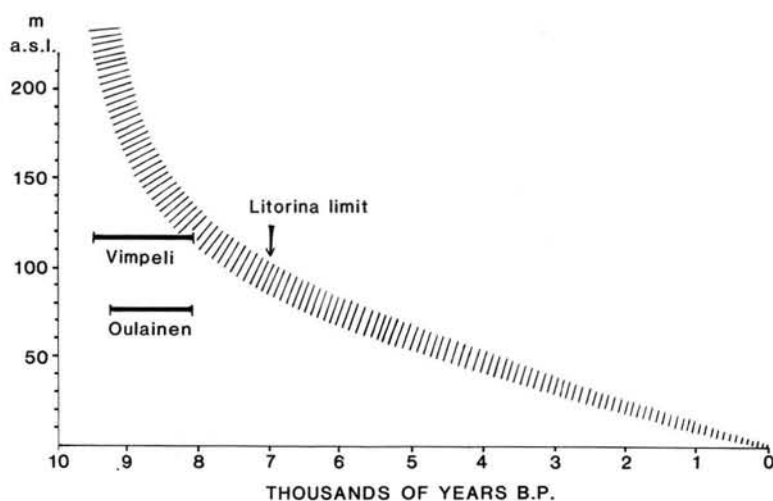


Fig. 3: Schematic shore displacement curve for the Pohjanmaa region, east of the Gulf of Bothnia. The heights of the interglacial deposits at Oulainen and Vimpeli are shown by the straight lines. The lengths of the segments indicate the time and duration of the interglacial sediment deposition in relation to corresponding deposition during the Flandrian time.

of the sediments that have been preserved nevertheless represent a typical Eemian pollen spectrum and are indicative of a very much warmer climatic phase than the birch-dominated cool climate vegetation denoted by the Peräpohjola interstadial finds in Finnish Lapland. Finds correlated with the Eemian are also reported from Lapland in which the pollen flora, with its high proportions of pine, is easily relatable to the Oulainen deposits (FORSSTRÖM 1982). Similarly the plant macrofossils from Oulainen (AALTO 1982) and the Coleoptera fauna (MOSELEY, in preparation) are descriptive of a warm interglacial climate.

The pollen record in the Vimpeli deposit (AALTO et al. 1983) corresponds well to that found at Oulainen, but unfortunately here again the sediments representing the climatic optimum are missing. The macrofossils present which are indicative of a warm climate, *Lycopus europeus*, *Carex riparia* and *Thalictrum lucidum*, are nevertheless sufficient to demonstrate that the climate was undoubtedly warmer at that time than it is nowadays at that site.

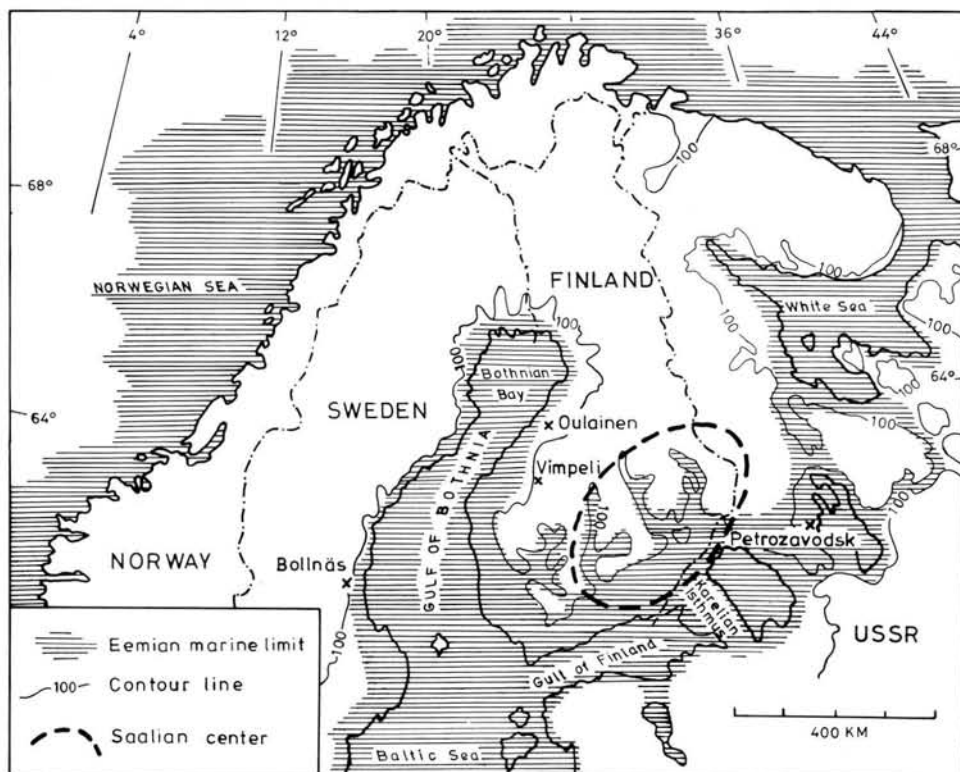


Fig. 4: Map showing the assumed extent of the Eemian Sea in the northern Baltic area and in Karelia. The interglacial sites discussed in text are marked on the map. The centre of the ice sheet during later phases of the Saale glaciation may have been somewhere around southeastern Finland. That conclusion is reached from the maximum extent and assumed thickness variations of the Saale (Warthe) ice sheet (cf. Fig. 5).

The Eemian deposit at Bollnäs in central Sweden lies at a height of approx. 90 m a. s. l., which is of the same order as the Oulainen and Vimpeli sites (HALDEN 1948; see Fig. 4), and although the 2 m gyttja and peat horizon may have moved slightly from its original position, it is scarcely likely to have moved so far as to cause any essential change in its height. The diatoms in these sediments show that the lower part of the profile was laid down under freshwater conditions, whereas in the upper part brackish water species were also present. At this time spruce was growing in the area, whereas by the time spruce had spread there during the Flandrian the site was already about 50 m above sea level (HALDEN 1948). Large amounts of spruce pollen are to be found fairly early on in the Eemian in Denmark (ANDERSEN 1965), so that it may be that it also came to Bollnäs from the south at a relatively early stage, and the marine transgression in the area may be due to the continuing eustatic rise in sea level (cf. ZAGWIJN 1983). Another explanation for the transgression could be depression of the earth's crust, possibly isostatic in nature, provided that the area were situated sufficiently far away from the centre of land uplift, or that the depression occurred for other reasons.

The marine Eemian deposits reported at Petrozavodsk are located at 30–40 m a. s. l., far higher than the Flandrian marine phases ever reached (LUKASHOV et al. 1982; see Fig. 4). There could well have been a marine connection between the Baltic and the White Sea at that stage, even though it does not represent the Portlandia transgression proposed for the White Sea by ZANS (1936), which apparently occurred only after the Eemian. The Karelian Isthmus was also covered by the sea for some time during the Eemian, as was southern Finland, although the evidence is not particularly strong in the latter case (DONNER 1983).

The Eemian sea level did not reach far beyond present sea levels on the south coast of the Gulf of Finland or in the southern Baltic (KÖNIGSSON 1979), and in the North Sea area it even remained below present levels, its markers lying at approx. 8 m below sea level (ZAGWIJN 1983). The extent of land subsidence in Holland since the Eemian is indeed in good agreement with the long-term rate of subsidence, so that it could be attributable to tectonic factors (ZAGWIJN 1983), although glacial isostasy may also have been involved (WU & PELTIER 1983). The Eemian shoreline displacement attributable to movements in the earth's crust in the southern Baltic and the North Sea region was nevertheless sufficiently restricted in scope that it tends to be obscured by the relatively large eustatic variation in sea levels (cf. ZAGWIJN 1983) and the not inconsiderable changes in the form of the geoid (WU & PELTIER 1983). For this reason, any assessment of differences in land uplift behaviour between Eemian and Flandrian times could be carried out much more successfully in areas situated close to the centres of land uplift, where glacial isostasy is inevitably the major factor affecting shoreline displacement, even though we do suffer from a dearth of data regarding the Eemian marine phase in such areas.

Comparison of Eemian and Flandrian crustal movements

The Weichselian glaciation in Fennoscandia may be assumed to have covered quite extensive areas during a period extending from around 75,000 B. P. up to the deglaciation, since the oxygen isotope relations in deep-sea cores indicate the total volumes of the world's glaciers to have been relatively large over the whole of that time (FORSSTRÖM

1982, 1984). The centre of the glacier may well have been located somewhere in the Bothnian Bay area of the northern Gulf of Bothnia throughout, so that the earth's crust will presumably have achieved an isostatic equilibrium in that area with respect to the mean burden of ice, although an equilibrium may not necessarily have been achieved with respect to the maximum loading, which was of relatively short duration (cf. WU & PELTIER 1983). Melting was relatively slow for a considerable time following the glacial maximum, allowing an appreciable part of the land uplift corresponding to the reduction in the ice burden to take place during this phase. The arrest of the ice margin at Salpausselkä then increased the importance of the deglaciation phases, however, so that it is quite understandable that the isobases of land uplift should represent fairly accurately the configuration of the ice sheet at that time and its probable variations in thickness.

When comparing movements in the earth's crust during the Eemian and Flandrian periods it is necessary to pay particular attention to the starting point for this comparison, i. e. to what level of the land surface these comparisons are to be related. If we argue that the present extent of land uplift and part of the Gulf of Bothnia gravity anomaly are due to glacial isostasy, the residual uplift would be of the order of 100 m at least, i. e. an amount corresponding to between -15 and -20 mgal (BALLING 1980). Since this isostatic imbalance must have been the product of the concentrated pressure of the Weichselian ice sheet acting over a considerable length of time, it would be wrong to assume that the situation at the beginning of the Saale glaciation could correspond to that prevailing at present. It is far more likely that it was closer to a state of equilibrium, and that the bed of the 'Gulf of Bothnia' was higher than it is nowadays.

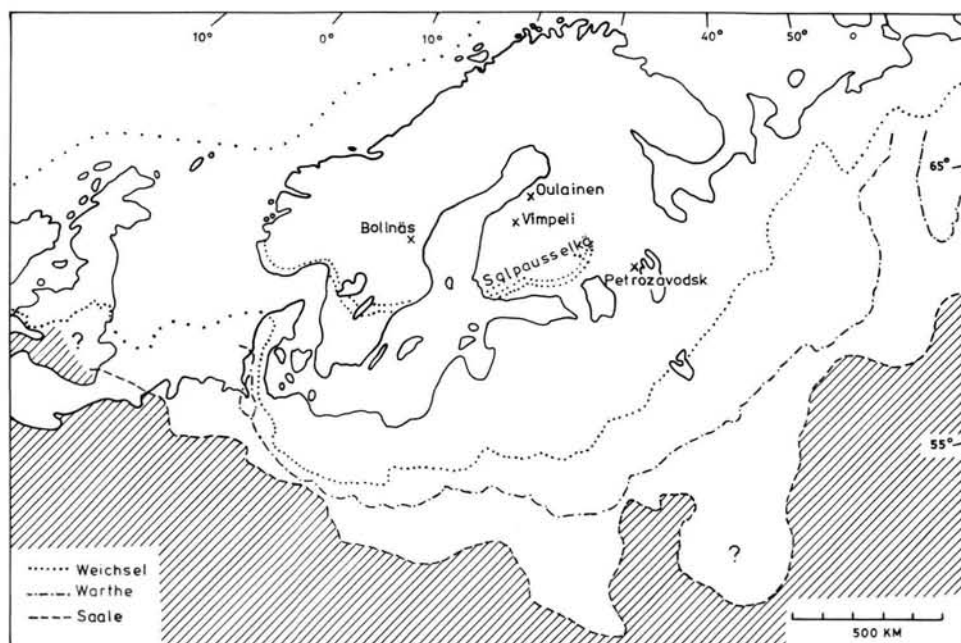


Fig. 5: Map showing the maximum extent of the Saale, Warthe, and Weichselian ice sheets. Compiled primarily after WOLDSTEDT (1954) and GROSSWALD (1980).

The Saale ice sheet was more extensive than the Weichselian both at its maximum, the Drenthe, and during the later Warthe phase (Fig. 5), and the intervening Treene (Gerda) period (LÜTTIG 1964; GRUBE 1967) was similarly not an especially pronounced melting phase (EHLERS *et al.* 1984). This agrees well with the deep sea oxygen isotope data, which indicate that the world's glaciers remained extensive for several tens of thousands of years towards the end of the Saale glaciation (*cf.* RUDDIMAN & MCINTYRE 1981). Nothing is known of the deglaciation phase of the Saale (Warthe) ice sheet, although the mutually consistent deep-sea data and palynological evidence would seem to provide reliable information on the manner of its melting. Detailed study of the planktonic foraminifera in the deep-sea cores from the north-east Atlantic indicate that at no time during the Brunhes epoch did the surface waters of that part of the Atlantic warm up as quickly from a typical glacial situation to a full interglacial period as they did at the transition between stages 6 and 5, *i. e.* from the Saale (Warthe) to the Eemian (RUDDIMAN *et al.* 1977). Similarly pollen assemblages zones from the beginning of the Eemian, as dated from varved diatomite, suggest that the transition to a warm interglacial vegetation took place very rapidly (MÜLLER 1974), even though the estimates for the earliest phases of all may err on the short side (ZAGWIJN 1983). The rapid warming of the climate at the boundary between the Saale (Warthe) and the Eemian probably served to melt the extensive Warthe ice sheet in a matter of a few thousand years, a radically different situation from that prevailing during the Weichselian deglaciation, which lasted almost 10,000 years.

Apart from knowledge of the deglaciation model, it would also be necessary from the point of view of land uplift behaviour at the beginning of the Eemian to know whether or not an isostatic equilibrium prevailed during the Warthe, but this is something on which one can do little more than speculate. An isostatic equilibrium is by no means inevitable when one bears in mind that the Warthe ice sheet, which was more extensive than the Weichselian, presumably covered virtually the whole of the northern regions, and that its ice burden pattern was a highly complex one (*see* GROSSWALD 1980). One may nevertheless assume that the earth's crust was relatively deeply depressed at the centre of the glacier, which may have been somewhere around southeastern Finland (Fig. 4).

The warm climate which marked the beginning of the Eemian presumably melted the ice at all its margins and reduced its thickness throughout, so that by the later phases there would not have been the same kind of thick, active ice sheet present as there was during the Salpausselkä phase, but perhaps a number of separate stagnation glaciers much reduced in depth. The thinning of the overlying ice, and the resulting lifting of the burden on the earth's crust would thus have been compensated for in terms of rapid land uplift, so that at least the elastic rebound action of the crust would have taken place before the ice had finally melted away.

Conclusions

Eemian deposits discovered in the Gulf of Bothnia area and in Soviet Karelia allow us to conclude that the centre of land uplift during the last interglacial was not around the Bothnian Bay, as during the Flandrian, but somewhere in the region of southeastern Finland, where the centre of the Saale ice sheet was evidently also situated. The history

of the Saale glaciation in turn leads us to presume that the isobases of Eemian land uplift did not follow such a steep gradient as their Flandrian counterparts, and that uplift subsequent to the melting of the ice was fairly slow. The coast of the Gulf of Bothnia was very much higher in relative terms early in the Eemian than it was at the beginning of the Flandrian, but depression perhaps occurred in central Sweden some time later in the Eemian. This site may represent the margin of the area affected by land uplift, which drops as the centre rises, or else this effect may, at least in part, be attributed to other factors bringing about movements in the earth's crust.

References

- AALTO, M. M. (1982): Macrofossil plant analysis from the Oulainen, Vuojalankangas site. — Appendix in FORSSTRÖM, L.: The Oulainen Interglacial in Ostrobothnia, western Finland. — *Acta Univ. Oul.*, A 136: 119—123; Oulu.
- , DONNER, J., NIEMELÄ, J. & TYNNI, R. (1983): An eroded interglacial deposit at Vimpeli, South Bothnia, Finland. — *Geol. Surv. Finland, Bull.*, 324: 48 pp.; Helsinki.
- AARIO, R. & FORSSTRÖM, L. (1979): Glacial stratigraphy of Koillismaa and North Kainuu, Finland. — *Fennia*, 157 (2): 1—49; Helsinki.
- ANDERSEN, S. TH. (1965): Interglaciärer og interstadialer i Danmarks kvartær. — *Medd. Dansk. Geol. Fören.*, 15: 486—506; Copenhagen.
- BALLING, N. (1980): The land uplift in Fennoscandia, gravity field anomalies and isostasy. — In MÖRNER, N.-A. (ed.): *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*; 297—321; Chichester (Wiley & Sons).
- DONNER, J. (1983): The identification of Eemian interglacial and Weichselian interstadial deposits in Finland. — *Ann. Acad. Sci. Fennicae A III*, 136: 38 pp.; Helsinki.
- EHLERS, J., MEYER, K.-D. & STEPHAN, H.-J. (1984): The Pre-Weichselian Glaciations of North-West Europe. — *Quat. Sci. Rev.*, 3: 1—40; Oxford.
- ERONEN, M. (1983): Late Weichselian and Holocene shore displacement in Finland. — In SMITH, D. E. & DAWSON, A. C. (eds.): *Shorelines and Isostasy*; 183—207; London and New York (Academic Press).
- FORSSTRÖM, L. (1982): The Oulainen Interglacial in Ostrobothnia, western Finland. — *Acta Univ. Oul. A*, 136: 116 pp.; Oulu.
- (1984): Eemian and Weichselian correlation problems in Finland. — *Boreas*, 13: 301—318; Oslo.
- GROSSWALD, M. G. (1980): Late Weichselian ice sheet in northern Eurasia. — *Quat. Res.*, 13: 1—32; New York.
- GRUBE, F. (1967): Die Gliederung der Saale-(Riss-) Kaltzeit im Hamburger Raum. — *Fundamenta B*, 2: 168—195; Köln.
- HALDEN, B. (1948): Nya data rörande det interglaciala Bollnäsfyndet. — In SUNDIUS, N. & SANDEGREN, R.: *Interglacialfyndet vid Långsele*. — *Sveriges Geol. Unders. C*, 495: 24—37; Stockholm.

- HIRVAS, H., KORPELA, K. & KUJANSUU, R. (1981): Weichselian in Finland before 15,000 B.P. — *Boreas*, **10**: 423—431; Oslo.
- KIVINIEMI, A. (1981): Some results concerning crustal movements in Finland. — *Tectonophysics*, **71**: 65—71; Amsterdam.
- KORPELA, K. (1969): Die Weichsel-Eiszeit und ihre Interstadial in Peräpohjola (nördliches Nordfinland) im Licht von submoränen Sedimenten. — *Ann. Acad. Sci. Fennicae A III*, **99**: 108 pp.; Helsinki.
- KÖNIGSSON, L.-K. (1979): The Quaternary history of the Baltic. The development of the Baltic during the Pleistocene. — In GUDELIS, V. & KÖNIGSSON, L.-K. (eds.): *The Quaternary History of the Baltic*. — *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, **1**: 87—97; Uppsala.
- LUKASHOV, A. D. et al. (1982): Guidebook for excursions A-4, C-4, Karelia. — *INQUA, XI Congress*: 57 pp.; Moscow.
- LÜTTIG, G. (1964): Prinzipielles zur Quartär-Stratigraphie. — *Geol. Jb.*, **82**: 177—202; Hannover.
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. — *Geol. Jb.*, **A**, **21**: 149—169; Hannover.
- RAINIO, H. & LAHERMO, P. (1976): Observations on dark grey basal till in Finland. — *Bull. Geol. Soc. Finland*, **48**: 137—152; Helsinki.
- RUDDIMAN, W. F. & MCINTYRE, A. (1981): Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000-year ice-volume cycle. — *Science*, **212**: 617—627; Washington D. C.
- , SANCETTA, C. D. & MCINTYRE, A. (1977): Glacial/interglacial response rate on subpolar North Atlantic waters to climatic change: the record in oceanic sediments. — *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.*, **280**: 119—142; London.
- WOLDSTEDT, P. (1954): *Das Eiszeitalter*. — 2. Aufl.: 374 pp; Stuttgart (Enke).
- WU, P. & PELTIER, W. R. (1983): Glacial isostatic adjustment and the free air gravity anomaly as a constraint on deep mantle viscosity. — *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **74**: 377—449; Oxford.
- ZAGWIJN, W. H. (1983): Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian. — *Geol. Mijnbouw*, **62**: 437—450; Leidschendam.
- ZANS, V. (1936): Das letztinterglaziale Portlandia-Meer des Baltikums. — *Bull. Comm. géol. Finlande*, **115**: 231—250; Helsinki.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	147—160 5 fig.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Analyse de variations minéralogiques par surfaces de tendance dans les tephra du volcan El Chichón (Chiapas, Mexique)

JEAN-PAUL DONNAY & ETIENNE JUVIGNÉ *

Three dimensional model, heavy minerals, light minerals, statistical extension, petrographic analysis, volcanic ash, computer program, particle shape, specific gravity. Mexico, Chiapas (Volcano El Chichon)

R é s u m é : Des résultats d'analyses minéralogiques des tephra émises par le volcan El Chichón en mars-avril 1982 ont été soumis à une analyse statistique multivariée. Des variations spatiales du contenu minéralogique ont été cartographiées par surfaces de tendance. Des cartes de résidus de régressions ont été dressées. Une sélection progressive des minéraux au cours du transport du nuage de poussière est fermement établie; elle dépend de la forme et du poids spécifique des grains. La turbulence exceptionnellement élevée dans les régions proches du volcan perturbe cette sélection.

[Verbreitungsmodell von mineralogischen Variationen in den Aschen vom Vulkan El Chichón (Chiapas, Mexico)]

K u r z f a s s u n g : Im Verbreitungsgebiet der vom Vulkan El Chichón im Zeitraum März bis April 1982 geförderten Eruptiva wurden 74 Ascheproben entnommen. Die Leicht- und Schwermineralführung der entnommenen Proben wurde quantitativ bestimmt. Mittels eines Computersprogramms wurde für geeignete Minerale ein statistisch gesichertes Verbreitungsmodell erstellt. Dabei zeigt sich, daß die Minerale nach Kornform und spezifischen Gewicht entsprechend die Entfernung vom Ausbruchspunkt sortiert werden. Die Abweichungen der Werte zu den theoretisch berechneten sind in der Nähe des Eruptionszentrums am größten. Das Verbreitungsmuster der Minerale wird in diesem Raum von den Strömungsverhältnissen in der Stratosphäre abgeleitet.

[Trend Surfaces of Mineralogical Variations within the Tephra Lobe of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico)]

A b s t r a c t : Quantitative analysis of minerals from 74 tephra samples of the March-April 1982 eruption of El Chichón have been submitted to multivariate statistical techniques.

*) Adresse des auteurs: J.-P. DONNAY, Assistant, Séminaire de Géographie, Université de Liège, place du XX Août 7, B 4000 Liège, Belgique.

E. JUVIGNÉ, Chercheur Qualifié au Fonds National de la Recherche Scientifique, Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège, place du XX Août 7, B 4000 Liège, Belgique.

Variations in mineralogical content have been mapped by trend surfaces and maps of residual values have been drawn. A progressive sorting of the minerals during transport in the atmosphere has been firmly demonstrated; this sorting depends on both specific gravity and shape of the grains. Exceptionally high turbulence in the vicinity of the volcano disturbs the sorting.

1. Introduction

En analysant quelques échantillons des retombées du volcan Quizapu (Chili), LARSSON (1935) fut probablement le premier à démontrer, par des résultats semi-quantitatifs, l'existence d'une différenciation minéralogique intervenant au cours du transport dans l'atmosphère d'un nuage de poussière volcanique.

JUVIGNÉ & SHIPLEY (1983) étudiant la retombée du 18 mai 1980 du volcan Mount Saint Helens (Washington — U. S. A.) ont mis en évidence des variations quantitatives du contenu en minéraux denses dans la partie distale du lobe.

JUVIGNÉ (1983) a étendu ce type de recherche aux trois retombées de mars-avril 1982 du volcan El Chichón (Chiapas-Mexique). Il compare, à l'aide de régressions linéaires simples, la dispersion relative de 9 types de minéraux.

Dans ces deux dernières recherches, l'analyse statistique des données a été réalisée uniquement le long d'un transect à travers chacune des zones de dispersion, et des cartes de variations du contenu minéralogique des tephra ont été réalisées de façon essentiellement empirique.

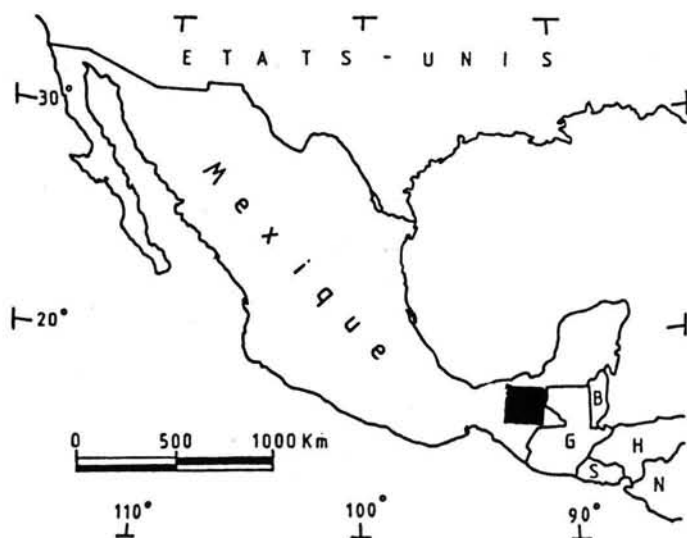


Fig. 1: Localisation de la région étudiée.

Le carré noir correspond à la surface de toutes les cartes publiées dans cet article.

Dans le présent article, les résultats des comptages, réalisés par JUVIGNÉ (1983) sur 74 échantillons prélevés dans le lobe de retombées du volcan El Chichón, ont servi de base à une analyse multivariée, traitée et informatisée par Donnay.

La région étudiée est localisée sur la figure 1, où le carré noir correspond à la surface des différentes cartes présentées dans cet article. Les signes figurant sur les cartes de la figure 5 renseignent sur la localisation des 74 échantillons étudiés.

2. Trajectoire dans l'atmosphère d'un nuage de poussière volcanique et principe de l'analyse statistique

Dans le cas d'éruptions explosives de magmas acides, un nuage de poussière est éjecté jusque dans la stratosphère où il se détend brutalement puis est pris en charge par un jet-stream qui oriente nettement sa distribution.

Les particules solides du nuage tendent alors à retomber à la surface de la terre et la vitesse de chute de chaque grain est fonction, notamment, de sa taille, son poids spécifique et sa forme. Ces facteurs provoquent nécessairement un triage au sein du nuage et un classement des particules dans la couche de tephra déposée à la surface du sol.

Une telle sélection peut être mise en évidence par un ajustement tridimensionnel, communément appelé surface de tendance, qui met en relation, d'une part, la concentration en minéraux denses: Z, et, d'autre part, les coordonnées X et Y des sites retenus dans l'échantillon.

$$Z = \sum_i \sum_j b_{ij} \cdot X^i \cdot Y^j + e$$

où : Z = valeur de la surface

e = variable aléatoire avec certaines propriétés

X, Y = coordonnées planes

i et j = puissances successives des coordonnées X et Y

La cartographie des résultats d'une telle analyse constitue un outil descriptif intéressant, sous la forme d'une carte par isolignes lissant les accidents locaux au profit d'une tendance générale.

D'autre part, l'équation de l'ajustement optimal et l'analyse des résidus de la régression sont susceptibles de nous éclairer tant sur le modèle de répartition envisagé que sur les conditions locales de dépôt.

3. Les conditions d'application

L'application de la régression polynomiale a été imaginée après la récolte et le traitement des échantillons, de sorte qu'aucun plan de sondage spécifique n'a pu être dicté. Ainsi, les sites de prélèvements sont irrégulièrement espacés, ce qui rend difficile

l'emploi de polynômes orthogonaux. Nous avons dès lors résolu la régression polynomiale de manière classique, selon la procédure de régression linéaire multiple et ce, quelles que soient les corrélations observées entre les variables.

Enfin, il est clair que cette application semble particulièrement bien adaptée à l'usage d'un espace vectoriel, défini en coordonnées polaires. Cependant, nous nous limiterons ici à une analyse dans le système de coordonnées cartésiennes. En effet, l'étude de ce type de tephra devrait, à plus long terme, conduire à l'élaboration d'un modèle général susceptible d'éclairer des données tephrostratigraphiques relatives à des éruptions anciennes. Or dans ce contexte, l'association de différents sites sédimentaires constitue le problème essentiel. Le lieu d'émission des poussières étant généralement inconnu, la définition d'un espace vectoriel est rendue impossible.

4. Le programme de traitement des données

Nous avons écrit un programme réalisant à la fois le calcul de la régression polynomiale et la cartographie de la surface de tendance associée, selon le degré défini par l'utilisateur.

Le logiciel, écrit en Pascal U.C.S.D., tourne sur une configuration centrée sur un micro-ordinateur (Apple II) et la cartographie est réalisée sur une imprimante Epson RX-80, en mode graphique »bit-image«.

La partie du programme consacrée à la résolution de la régression est une traduction et une adaptation d'un programme publié par Baillargeon (BAILLARGEON & RAINVILLE 1979). Le programme peut être utilisé aux seules fins de la régression multiple traditionnelle.

Lorsque le programme est utilisé pour ajuster une surface de tendance, les données nécessaires sont:

- les coordonnées X et Y
- les valeurs de la variable dépendante Z
- le degré du polynôme

Les variables nécessaires aux calculs des polynômes de degré supérieur à l'unité sont créées par le programme.

Les paramètres utiles à la cartographie sont:

- le niveau de base des isolignes NB
- l'équidistance EQUI
- l'échelle de prise de coordonnées

Treize trames à grains fins sont prévues, depuis et y compris le »blanc« jusqu'au noircissement complet. Si des valeurs inférieures au niveau de base se présentent, elles sont incluses à la première classe, tandis que des valeurs supérieures à la limite maximum prévue $[(13 * EQUI) + NB]$, sont ramenées à la dernière classe. Les trames extrêmes sont donc associées à des classes ouvertes telles que:

$$\begin{aligned} \text{première classe: } \hat{Z} &< NB + EQUI \\ \text{dernière classe: } \hat{Z} &> NB + 12 * EQUI \end{aligned}$$

Les extrema de la distribution des valeurs de $\hat{Z}$ sont repris en légende.

La connaissance de l'échelle utilisée lors de l'enregistrement des coordonnées, permet au programme de calculer l'échelle de reproduction qui est mentionnée sur le listing sous la forme d'une échelle graphique.

Le temps nécessaire aux calculs et à l'impression des tableaux statistiques et de la carte est bien sûr fonction du nombre de données et du degré du polynôme choisi. Dans le cas de cette application (74 données), le traitement complet de la surface de degré trois prend quelque 18 minutes. Signalons, en outre, que l'impression des tableaux statistiques est optionnelle. Cela permet la réalisation de plusieurs cartes consécutives, selon des paramètres divers, en un temps minimum.

Enfin, une fois l'équation de la surface de tendance calculée, elle peut être introduite à l'entrée d'un programme de visualisation à trois dimensions. Une vue isométrique paramétrable de la surface peut, ainsi, être réalisée.

5. L'analyse et les résultats

Tous les renseignements utiles, relatifs à la localisation, aux méthodes de prélèvement et de traitement des échantillons, ainsi que toutes les données quantitatives propres à leur contenu minéralogique sont disponibles dans l'article de JUVIGNÉ (1983).

Les coordonnées des 74 sites de prélèvement, localisés sur la figure 1 dans l'article de JUVIGNÉ (1983), sont obtenues par digitalisation avec une précision qui est, sur le terrain, de l'ordre du kilomètre. L'origine du système de coordonnées a été fixée au sud-ouest de la région étudiée.

5.1. Détermination du meilleur ajustement

Des surfaces des quatre premiers degrés ont été testées sur les différents jeux de données. Au terme de cette recherche, il est apparu que la surface de troisième degré constitue l'ajustement optimal aux données disponibles.

A titre d'exemple, nous rapportons ici les résultats essentiels de l'étude comparative effectuée sur les données relatives au contenu global en minéraux denses.

La variable Z représente la part de minéraux denses mesurée en pourcent du poids total (500 milligrammes par échantillon). Elle se distribue de la façon suivante (en %):

minimum:	0.5	maximum:	51.0
moyenne:	15.6	écart-t.:	9.8

L'analyse a porté sur les quatre premiers degrés du polynôme. Pour juger de l'efficacité de l'adjonction de termes supplémentaires, nous avons utilisé un test F construit sur l'apport de variance expliquée propre au degré considéré (UNWIN 1975), soit:

$$F = \frac{(Ve(n) - Ve(n-1)) / d11}{(100 - Ve(n)) / d12}$$

où: $Ve(n)$ = variance expliquée par la surface de degré n (en %)

$Ve(n-1)$ = variance expliquée par la surface de degré $n-1$ (en %)

$d11$ = degrés de liberté associés aux termes additionnels

$d12$ = degrés de liberté associés aux résidus

La signification de la surface de premier degré est testée par un test F traditionnel qui apparaît comme un cas particulier du test mentionné ci-dessus.

Tab. 1.: Analyse de variance des surfaces de tendance degrés 1 à 3
(contenu global en minéraux denses)

Source de variation	d 1	Ve	F
Surface linéaire	2	36.63	20.52
Résidus à la surface linéaire	71	63.37	
Surface quadratique	3	35.83	29.49
Résidus à la surface quadratique	68	27.54	
Surface cubique	4	14.56	18.00
Résidus à la surface cubique	64	12.96	

La surface de premier degré rend compte de quelque 37 % de la variation de la variable Z . Le plan de régression est alors incliné vers l'est avec une très légère inflexion vers le sud-est. Néanmoins le coefficient relatif à la variable Y n'est pas significativement différent de zéro (au seuil de 0.01 %).

L'apport de variance expliquée par les termes de la surface quadratique est assez considérable (36 %). Ils déterminent l'apparition d'un sommet sur la surface, centré sur le site du volcan. D'autre part, l'influence des nouveaux coefficients significatifs conduit à l'obtention d'ellipses concentriques. Le grand axe de ces ellipses (gradient de plus faible pente) est orienté ouest-est.

La surface cubique produit une augmentation significative du coefficient de détermination (15 %). L'allure générale de la surface est assez similaire à celle obtenue au degré précédent. Néanmoins, les termes additionnels de la surface cubique provoquent au moins une modification intéressante à noter. On constate que la longueur des axes de

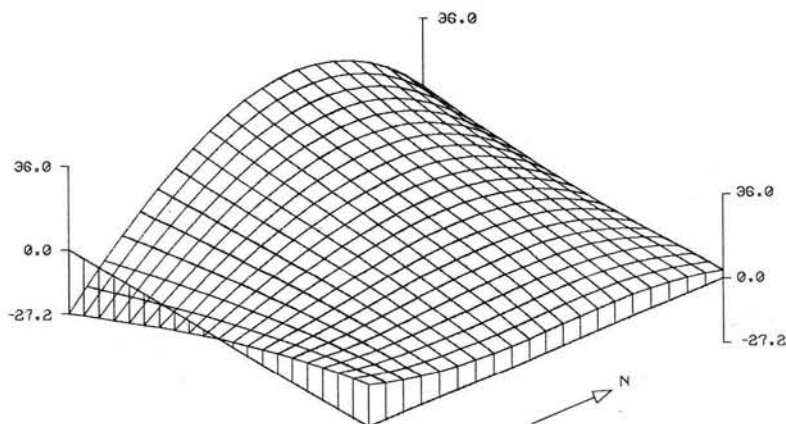


Fig. 2: Visualisation tri-dimensionnelle de la surface de régression de degré 3 relative au contenu global en minéraux denses des retombées de mars-avril 1982 du volcan El Chichón; les valeurs des Z sont exprimées en pourcent du poids total de l'échantillon. La figure 3 constitue une représentation bi-dimensionnelle du même phénomène.

toutes les demi-ellipses est plus courte qu'à l'étape précédente. Le gradient de pente est donc plus affirmé et cela, dans toutes les directions. La surface couverte par les minéraux denses en est réduite d'autant. La visualisation tri-dimensionnelle de cette surface de régression du troisième degré est illustrée à la figure 2.

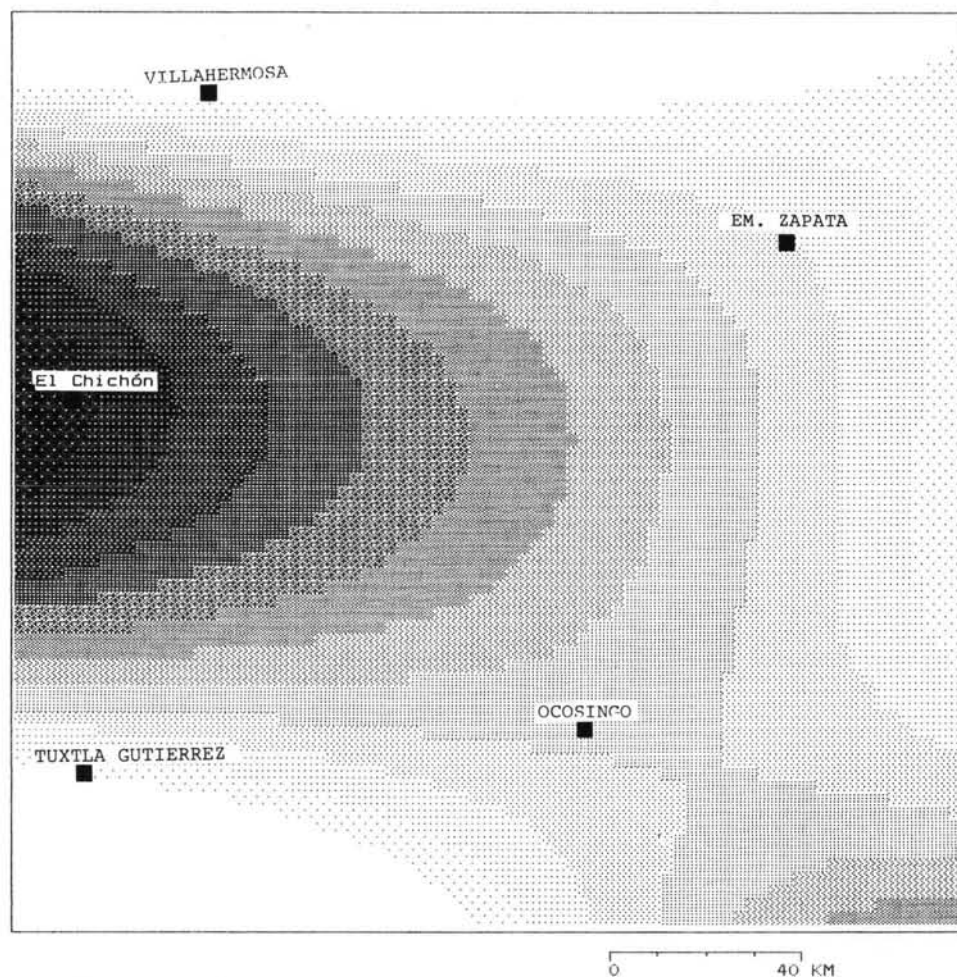
L'effet de marge, qui semble générer un second sommet sur la surface dans le coin sud-est de la carte, est sans signification propre. Rappelons que cette partie du territoire n'a pu être échantillonnée.

La contribution de la surface quartique n'est pas significative, de sorte que la surface de troisième degré constitue l'ajustement optimal à ce jeu de données (variance expliquée cumulée: 87.04 %). L'équation est de la forme suivante:

$$\hat{Z} = b(0) + b(1) \cdot X + b(2) \cdot Y + b(3) \cdot X^2 + b(4) \cdot X \cdot Y + b(5) \cdot Y^2 + b(6) \cdot X^3 + b(7) \cdot X^2 \cdot Y + b(8) \cdot X \cdot Y^2 + b(9) \cdot Y^3$$

Nous reprenons dans le tableau 2 les dix coefficients de régression relatifs, respectivement, au contenu global en minéraux denses, à la part des clinopyroxènes et à celle des hornblendes. Dans ces deux derniers cas, la variable est mesurée en pourcent du nombre total de grains de minéraux denses transparents présents dans l'échantillon, et l'ajustement d'une surface du troisième degré rend compte de quelque 60 % de la variance totale.

Les trop faibles parts d'apatite (1 à 9 %) et de sphène (0 à 2 %) conduisent à des résultats non significatifs dès le premier ajustement (exemple: apatite, $r^2 = 0.05$).



LEGENDE :

: $-25.8289 \leq Z < 3$	: $3 \leq Z < 6$
: $6 \leq Z < 9$	: $9 \leq Z < 12$
: $12 \leq Z < 15$	: $15 \leq Z < 18$
: $18 \leq Z < 21$	: $21 \leq Z < 24$
: $24 \leq Z < 27$	: $27 \leq Z < 30$
: $30 \leq Z < 33$	: $33 \leq Z < 35.9211$

Fig. 3: Variation de la part de l'ensemble des minéraux denses (Z) dans les retombées du volcan El Chichón; les valeurs de Z sont exprimées en pourcent du poids total de l'échantillon.
Les 74 sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 5.

Tab. 2: Coefficients de régression des trois analyses

	Minéraux denses	Clinopyroxènes	Hornblende
b(0)	-612.358302	-147.864965	212.117004
b(1)	4.93901794	0.985342767	-0.87984952
b(2)	6.66751555	2.20442408	-1.66954172
b(3)	-4.36086535E-4	7.70981635E-4	6.96628093E-4
b(4)	-0.0648839129	-0.0167474828	0.0131973314
b(5)	-4.08414577E-3	-4.34265425E-3	2.17784522E-3
b(6)	-1.07938101E-5	1.40330672E-5	-1.30104979E-5
b(7)	3.1768434E-5	-3.46437358E-5	2.23986885E-5
b(8)	1.77269519E-4	8.05066775E-5	-5.99712341E-5
b(9)	-6.44336942E-5	-1.79353051E-5	-1.7582619E-5

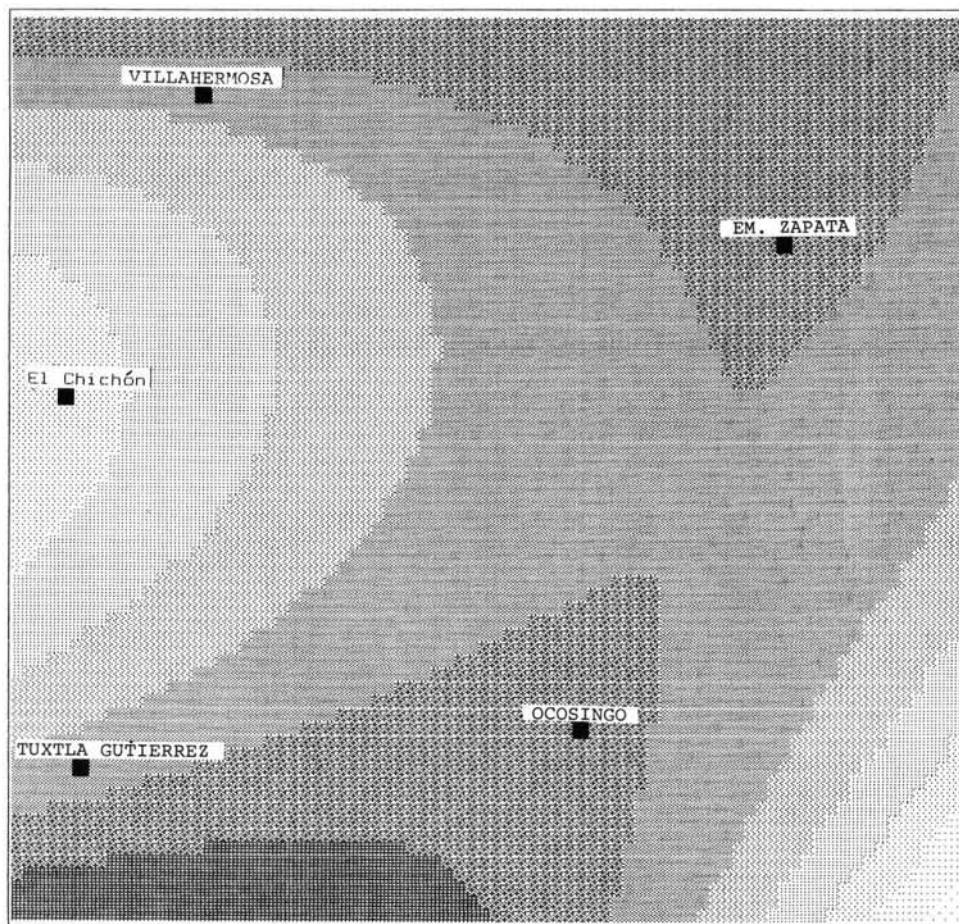
5.2. Les surfaces de tendance

Les figures 3 et 4 représentent les surfaces de troisième degré ajustées aux trois jeux de données. Avec les équations qui les accompagnent, elles constituent des documents de référence pour les comparaisons de variations de même type, relatives à d'autres retombées passées ou à venir.

Ces cartes mettent en évidence une direction préférentielle de dispersion dirigée vers l'est, et font bien ressortir les variations spatiales des sélections qui sont intervenues dans les nuages de poussières. Ces variations sont, en effet, plus adoucies le long du grand axe que dans la direction perpendiculaire. Cette différence est particulièrement nette sur la carte du contenu global en minéraux denses.

Cette disposition atteste clairement que la densité des particules est un facteur déterminant pour les sélections qui s'opèrent dans les nuages de poussières volcaniques. Ceux-ci, au cours de leur progression, tendent donc à perdre plus rapidement leurs minéraux denses que les légers et les verres. Ceci indique également la tendance d'un nuage à devenir essentiellement vitreux au cours de ses révolutions successives dans la stratosphère.

En ce qui concerne les pourcentages de clinopyroxènes et de hornblendes, il est nécessaire de rappeler que les chiffres sont toujours relatifs au total des minéraux denses présents dans l'échantillon. La faible représentation des minéraux denses, autres que les clinopyroxènes et hornblendes, fait que les parts de ces derniers sont quasiment complémentaires. Il faut donc s'attendre à une inversion de la répartition des concentrations relatives, selon que l'on examine l'un ou l'autre de ces minéraux (figure 4). Ces variations de concentrations relatives, tout intéressantes qu'elles sont pour les comparaisons ultérieures avec d'autres sites volcaniques, ne fournissent pas de renseignement sur la répartition absolue des minéraux en présence.

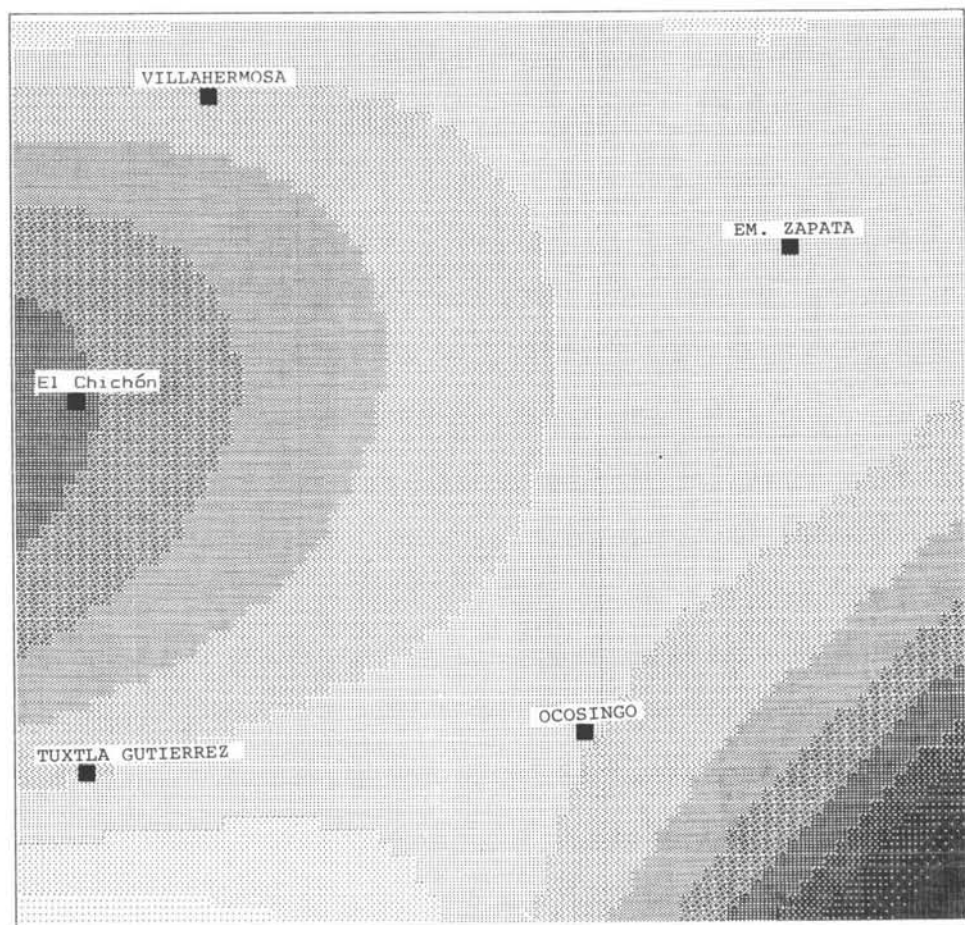


Hornblende

LEGENDE :

: $60 \leq Z < 63$	: $63 \leq Z < 66$
: $66 \leq Z < 69$	: $69 \leq Z < 72$
: $72 \leq Z < 75$	: $75 \leq Z < 78$
: $78 \leq Z < 81$	: $81 \leq Z < 84$
: $84 \leq Z < 86.5365$	

Fig. 4: Variation des parts de 2 minéraux (Z) au sein de l'association des minéraux denses transparents dans les retombées du volcan El Chichón;
 les valeurs des Z sont exprimées en pourcent du nombre
 de grains de minéraux denses transparents dans l'échantillon.
 Les 74 sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 5.



Clinopyroxène

0 40 KM

LEGENDE :

: $0 \leq Z < 3$	: $3 \leq Z < 6$
: $6 \leq Z < 9$	: $9 \leq Z < 12$
: $12 \leq Z < 15$	: $15 \leq Z < 18$
: $18 \leq Z < 21$	: $21 \leq Z < 24$
: $24 \leq Z < 27$	: $27 \leq Z < 30$
: $30 \leq Z < 33$	: $33 \leq Z < 36$
: $36 \leq Z < 41.9455$	

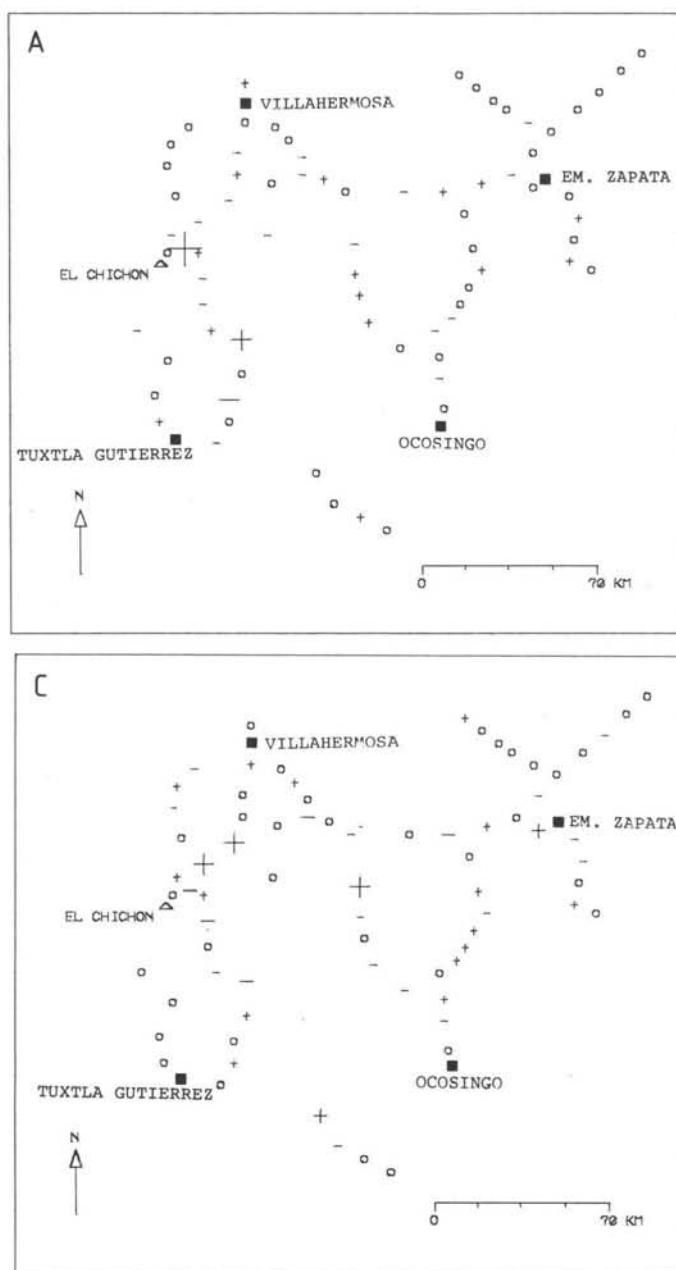


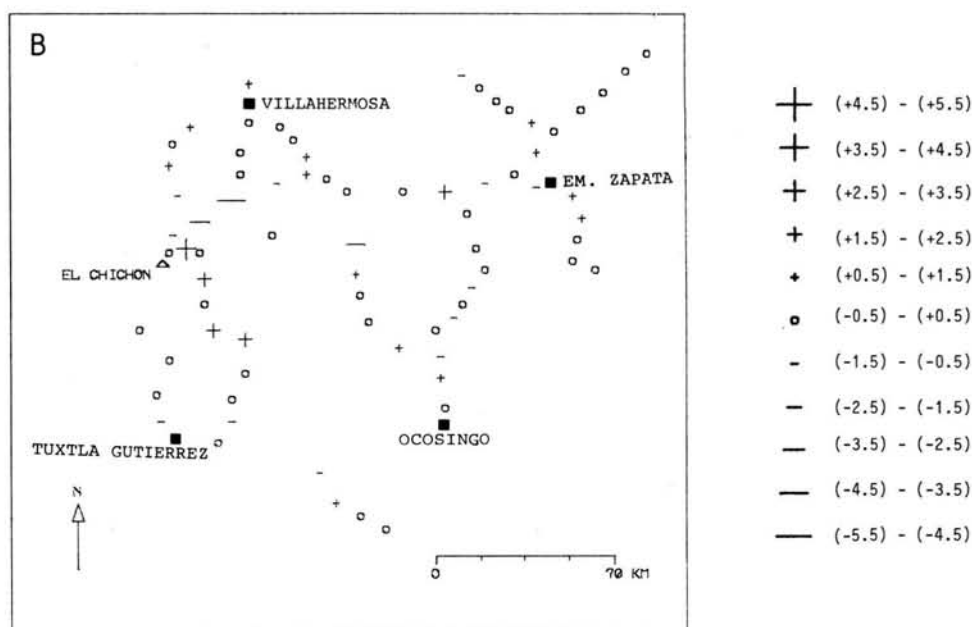
Fig. 5: Résidus standardisés des analyses de régression arrêtées au 3^{ème} degré pour:

A. le contenu global en minéraux denses ($s = 3.81$)

B. le part des clinopyroxènes ($s = 3.58$)

C. la part des hornblendes ($s = 3.50$)

s = erreur-standard de l'estimation.



En l'absence d'informations en chiffres absolus, ces deux analyses s'interprètent uniquement en termes de rapport clinopyroxène/hornblende, et l'explication du processus de dépôt demeure hypothétique. La couronne de concentration maximum de hornblende coïncide-t-elle avec un dépôt maximum de ce minéral, ou indique-t-elle seulement la marge de dépôt du clinopyroxène? L'amplitude de variation des concentrations de hornblende conduit plutôt à retenir la seconde solution. Un processus différentiel de dépôt, caractérisé par des maxima successifs selon les minéraux, ne semble donc pas vérifié.

5.3. Les résidus des régressions

Des cartes de résidus standardisés ont été établies respectivement pour le contenu global en minéraux denses, la part des clinopyroxènes et celle des hornblendes. L'erreur-standard de l'estimation et les valeurs résiduelles extrêmes sont présentées au tableau 3.

Tab. 3: Caractéristiques des résidus de régression (surface de degré 3)

	Erreur-Standard	Valeurs (en %) Minima et Maxima	
Contenu global en minéraux denses	3.81	— 9	+ 18
Clinopyroxènes	3.58	—11	+ 9
Hornblendes	3.80	— 7	+ 11

La répartition géographique des résidus est représentée sur les cartes de la figure 5.

Si aucune tendance ne semble se manifester, la plupart des résidus, pris en valeur absolue, sont concentrés dans un cercle d'une soixantaine de kilomètres de rayon autour du volcan. Les environs du site du volcan sont soumis, lors de l'éruption, à une turbulence importante. Ce phénomène est susceptible d'expliquer le classement hétéroclite des sédiments dont rendent compte les résidus de régression. Des renseignements plus précis, notamment sur les conditions locales de dépôt, sont cependant nécessaires pour étayer cette hypothèse.

6. Conclusion

Les variations spatiales du contenu minéralogique des tephra du volcan El Chichón ont été mises en évidence par une analyse de régression polynomiale multiple: l'analyse des surfaces de tendance. Elle montre que les minéraux retombent d'autant plus rapidement qu'ils sont denses et massifs. Les variations observées sont nettement moins brutales selon la direction principale de dispersion que perpendiculairement à celle-ci.

Ces observations sont à mettre en relation avec des phénomènes de sélection qui interviennent au cours du transport du nuage de poussière dans la stratosphère.

7. Remerciements

Quelques-uns des échantillons analysés dans ce travail nous ont été fournis par le Dr. R. COUTINO (U.N.A.M.); nous le remercions très vivement.

8. References

- BAILLARGEON, G. & RAINVILLE, J. (1979): Statistique appliquée, 3: Régression multiple. — (2ème édition), Les Editions SMG; Trois-Rivières.
- CLIFF, A. D., HAGGETT, P., ORD, J. K., BASSETT, K. & DAVIES, R. (1975): Elements of Spatial Structure. — Cambridge (Cambridge University Press).
- JUVIGNÉ, E. (1983): Les variations minéralogiques dans les retombées de 1982 du volcan El Chichón (Chiapas, Mexique) et leur intérêt pour la téphrostratigraphie. — Ann. Soc. Géol. Belg., 106: 311—325; Liège.
- & SHIPLEY, S. (1983): Distribution of the heavy minerals in the downwind tephra lobe of the May 18, 1980 eruption of the Mount Saint Helens (Washington, U.S.A.). — Eiszeit-alter u. Gegenwart, 33: 1—7; Hannover.
- LARSSON, W. (1935): Vulkanische Asche vom Ausbruch des chilessischen Vulkans Quizapu (1932) in Argentina. — Geol. Inst. Upsala Bull., 26: 27—52; Upsala.
- UNWIN, D. (1975): An introduction to trend surface analysis., — CATMOG, Institute of British Geographers, 5. Geo Abstract Ltd.; Norwich.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	161—180 4 Abb., 3 Tab., 2 Taf.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-----------------------------------	----------------------

Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein

WOLFRAM BOCK, BURCHARD MENKE, EBERHARD STREHL & HOLGER ZIEMUS *)

New finds, late glacial deposits, organic materials, Late Glacial environment,
outcrops, pollen-spores diagram, classification, Late Weichselian.
Schleswig Holstein, Northwest German Plains

Kurzfassung: Es werden drei Fundplätze weichselspätglazialer organogener Ablagerungen (insbesondere des Alleröd-Interstadials) neu beschrieben. Daran anschließend wird die Stratigraphie des Weichselspätglazials für Schleswig-Holstein erörtert. Das Bölling-Interstadial zeichnet sich pollenfloristisch durch ein kräftiges (Baum-)Birkenmaximum aus. Unter dem Bölling-Interstadial existiert ein schwach (durch Zwergbirke und Sanddorn) gekennzeichnetes „Meiendorf-Interstadial“.

[Some New Finds of Late Glacial Sections in Schleswig-Holstein]

Abstract: Three sections containing Late Glacial deposits (especially of Alleröd Interstadial Age) are described. The stratigraphy of the Late Glacial is discussed for the area of Schleswig-Holstein. The Bölling Interstadial is well marked by a maximum of *Betula* pollen (tree birches). Below this a less marked "Meiendorf-Interstadial" is characterized by maxima of *Betula nana* and *Hippophae*.

1. Einleitung

In neuerer Zeit sind in Schleswig-Holstein mehrere Vorkommen des Weichsel-Spätglazials untersucht worden (Abb. 1), nämlich Glüsing (MENKE 1968), Segeberger See (AVERDIECK et al. 1972), Rabensbergmoor und Kubitzbergmoor (USINGER 1975), Eichholz-Niederung/Heiligenhafen (USINGER 1978), Scharnhagener Moor (USINGER 1981b) und Esinger Moor (USINGER 1981c; BOKELMANN, HEINRICH & MENKE 1983). Hinzu kommen das bereits vor längerer Zeit untersuchte Vorkommen im Wilden Moor/Schwabstedt (vgl. MENKE 1968) sowie je ein Vorkommen bei Hollingstedt und Hohn. Aus dem Vergleich dieser Vorkommen ergeben sich interessante vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Aspekte. MENKE (1968) postulierte ein vorböllingzeitliches „Meiendorf-Intervall“, eine Hypothese, die USINGER (1975) zurückweist.

*) Anschrift der Autoren: Dr. W. BOCK, Dr. B. MENKE, Dr. E. STREHL, H. ZIEMUS, Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Mercatorstr. 7, 2300 Kiel.

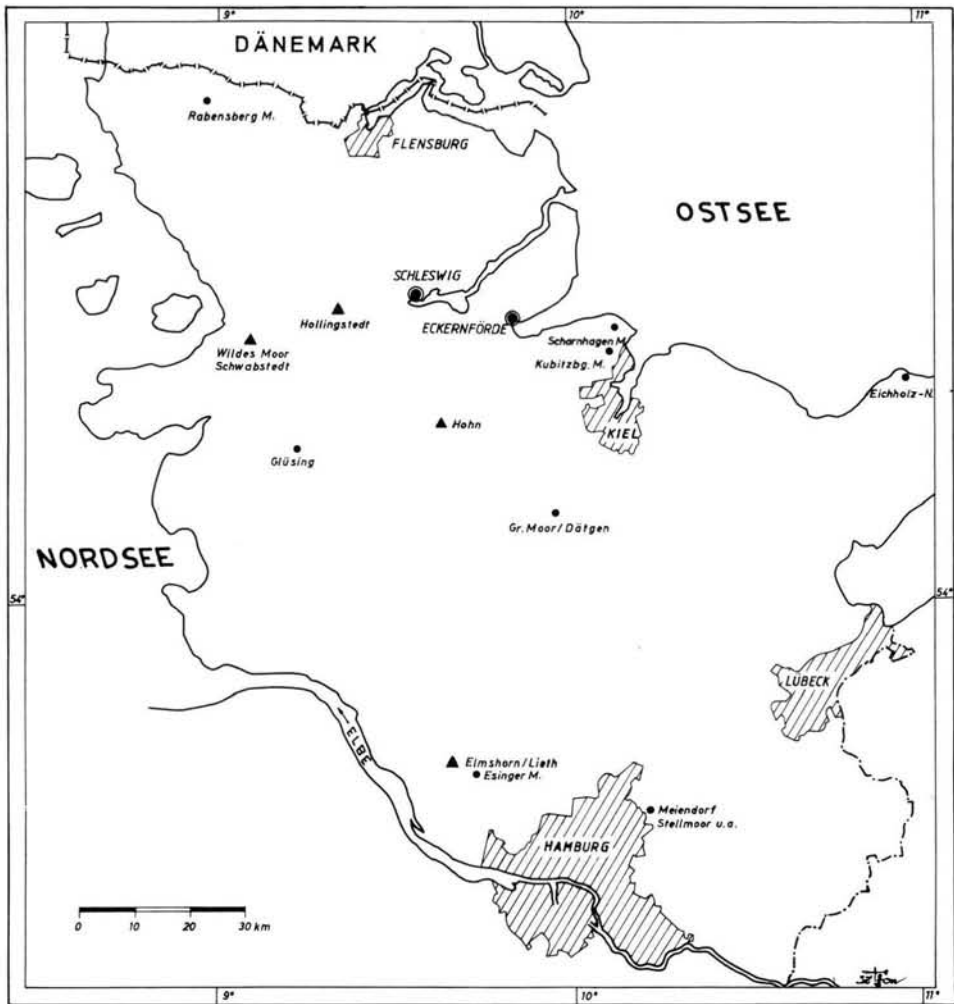


Abb. 1: In neuerer Zeit untersuchte Vorkommen des Weichsel-Spätglazials in Schleswig-Holstein.

Inzwischen liegen weitere Untersuchungen über das Weichsel-Spätglazial Schleswig-Holsteins vor, wobei auch Umdeutungen erfolgten. Da die Diskussionsbeiträge in der Literatur weit verstreut sind, soll hier im Anschluß an die Beschreibung der neuen Lokalitäten eine zusammenfassende Erörterung erfolgen.

2. Die untersuchten Lokalitäten

2.1. Wildes Moor / Schwabstedt (B. MENKE)

Ähnlich wie in Glüsing, hat sich im Wilden Moor ein spätglazialer See in einer saalezeitlich angelegten Hohlform über Eem- und Weichselablagerungen gebildet

(Tab. 1). Die kontinuierliche limnische Sedimentation setzte im Wilden Moor (jedenfalls an der Profilstelle) später als in Glüsing ein. Die pollenfloristische Entwicklung des Weichsel-Spätglazials ist derjenigen von Glüsing im übrigen sehr ähnlich. Bei einem Vergleich der beiden Diagramme ist zu beachten, daß die Bezifferung der Pollenzonen in Taf. 1A nicht identisch ist mit derjenigen in MENKE (1968).

Tab. 1: Schichtenverzeichnis der Bohrung „Wildes Moor“.
MBI 1521 (R: 35 15 785 H: 60 31 860).
(Geologisch bearbeitet: B. MENKE)

bis 2,30 m	<i>Sphagnum</i> torf, schwach zersetzt
— 4,10 m	<i>Sphagnum</i> torf, stark zersetzt
— 5,00 m	Riedtorf, unterlagert von Bruchwaldtorf
— 5,90 m	Ried- und Schilftorf. Tonig von 5,00—5,25 m und von 5,55—5,75 m
— 8,05 m	Bruchwaldtorf
— 8,25 m	Ried-Schilftorf
— 8,72 m	Grobdetritusmudde
— 11,08 m	Feinetritusmudde, mit <i>Pediastrum</i> und vor allem im oberen Teil mit Braunmoosresten.
— 11,30 m	Feinsand, tonig-schluffig, kalkig. Weichselkaltzeitlich.
— 16,50 m	Feinsand, kalkig. Weichselkaltzeitlich
— 18,70 m	Feinsand mit Muschelbruch. Wahrscheinlich weichselkaltzeitlich mit umgelagertem Eem.
— 20,00 m	Feinsand, mittel- bis grobsandig, kiesig, mit Tonlagen, Muschelbruch. Wahrscheinlich weichselhochglaziale Fließerde mit umgelagertem Eem.
— 26,95 m	Ton mit Muscheln. Marines Eem-Interglazial.
— 27,40 m	Kalkmudde und Torf, sandstreifig. Eem-Interglazial.
— 28,35 m	Toniger Geschiebemergel. Saalekaltzeit.
	Bis 28,35 m gebohrt.

Das Diagramm „Wildes Moor“ beginnt mit einem NBP-Maximum (WS 1b). Das älteste Birken-Maximum (WS 2a) entspricht dem Bölling-Interstadial, das unten diskutiert wird. Das folgende NBP-Maximum (WS 2b) muß dann der Mittleren Dryaszeit zugeordnet werden. Es folgt das zweite Birken-Maximum (Alleröd-Interstadial, WS 3). Im weiteren Verlauf leitet die Vegetationsentwicklung gleitend in die Jüngere Dryaszeit (WS 4) über. Die höchsten NBP-Werte werden hier kurz vor dem Beginn des Präboreals erreicht. Die präboreale Bewaldung wird durch ein *Juniperus*-Maximum und durch einen erneuten Anstieg der *Betula*-Anteile markiert.

Die weitere Entwicklung ist durch eine Verlandung an der Wende Präboreal/Boreal und Bruchwaldbildung unter allmählichem Grundwasseranstieg im Boreal und

frühen Atlantikum gekennzeichnet. Zwischen ca. 4000 und 2400 v. Chr. erfolgte der Wasseranstieg z. T. rascher als die Bruchwaldtorfbildung. Vernässungen und Eintrag von Ton waren die Folge. Ab ca. 2200 v. Chr. wuchs ein Hochmoor auf.

2.2. Hollingstedt (W. BOCK, B. MENKE)

Nordwestlich des Dorfes Hollingstedt (zwischen Husum und Schleswig) hebt sich nahe der Mündung der Silberstedter Au in die Treene ein schwach elliptisch umgrenztes Gebiet (größte Achse W-E) von etwa 500 m Durchmesser bis zu 4 m über die bei + 1 m NN liegende Flußniederung heraus. Am westlichen Hang der flachen Höhe schließt eine kleine Sandgrube (R 35.21.475/600, H 60.38.450/525) Flugsande über Schmelzwassersanden auf (Abb. 2).



Abb. 2: Aufschluß Hollingstedt-N.W.-Schichtenfolge:
Flugdecksand der Jüngerer Dryaszeit, Torf des Alleröd-Interstadials,
Ausblasungs- und Einwehuhorizont, Schmelzwassersand.

Foto: W. BOCK.

In den Schmelzwassersanden wechsellagern jeweils dm-mächtige schwach kiesige Sande (20 % Feinsand, 30 % Mittelsand, 30 % Grobsand, 15 % Feinkies, 5 % Mittelkies) und stark kiesige Sande (5 % Feinsand, 25 % Mittelsand, 25 % Grobsand, 15 % Feinkies, 10 % Mittelkies, 10 % Grobkies, 10 % Steine). Auffällig geringe Mittel- und Grobsandgehalte im Verein mit einem deutlichen, sonst nicht beobachteten Schluffgehalt in den obersten 8 cm der Schmelzwassersandfolge (5 % Schluff, 20 % Feinsand, 15 % Mittelsand, 15 % Grobsand, 10 % Feinkies, 10 % Mittelkies, 20 % Grobkies, 5 % Steine) könnten durch teilweises Ausblasen der Sandfraktionen und spätere Einwehung schluffiger Feinstsande erklärt werden.

Unmittelbar über den schluffigen Kiessanden folgt ein meist 2 cm, örtlich bis zu 12 cm mächtiger, schwarzbrauner, stark verfestigter, blättriger Torf mit gut erhaltenen Pflanzenresten. Der Torf keilt im Ostteil des Aufschlusses aus und bedeckt eine nahezu kreisförmige Fläche von rd. 100 m Durchmesser, die außerhalb des Aufschlusses durch Bohrungen ausgegrenzt wurde. Dieser Torf konnte aufgrund einer Radiocarbon-Datierung ins Alleröd eingestuft werden.

Die bis zu 3,40 m mächtigen Flugsande (40 % Feinsand, 35 % Mittelsand, 22 % Grobsand, 3 % Feinkies) mit einem Heidepodsol und jüngeren Flugsandüberdeckungen mit drei schwachen Bleichhorizonten sind im Bereich der Abbildung 2 künstlich so weit abgetragen, daß nur die unteren 1,20 m erhalten sind.

Der Torf und der schluffige Kiessand sind periglazial überprägt (Kryoturbation), auf der Abbildung 2 deutlich an der welligen Oberfläche des Torfes, an der in den Senken größeren Mächtigkeit des Torfes und an der Taschenbildung der schluffigen Sedimente zu erkennen. Die Deformation hat auch die unteren 40 cm der überlagernden Flugsande sowie die obersten 20 cm der unterlagernden Schmelzwassersande erfaßt.

Aus dem geringmächtigen Seggentorf wurden 6 Proben palynologisch untersucht (Tab. 2). Abweichend von der Darstellung der übrigen Zählergebnisse wurde die BP-Summe als Bezugsbasis gewählt. Der Grund hierfür liegt im sehr starken Lokaleinfluß des *Cyperaceae*-Pollens und den wohl ebenfalls lokal etwas überhöhten *Poaceae*-Anteilen. Ein Lokaleinfluß zeichnet sich auch für *Salix* ab. Mit der beginnenden Übersandung am Ende des Alleröd-Interstadials („1 cm“, Tab. 2) gehen diese Lokaleinflüsse zurück.

Aufgrund der ^{14}C -Datierung Hv 3370: $10990 \pm 105\text{a}$ hat der Torf ein klar allerödzeitliches Alter. Auch die geologische Situation spricht zumindest gegen eine holozäne Einstufung. Gemeinsam mit dem palynologischen Befund ergibt sich dann ebenfalls ein allerödzeitliches Alter.

Die Zusammensetzung des Baumpollens weicht gegenüber den übrigen Alleröd-Vorkommen im nördlichen Schleswig-Holstein (mit Ausnahme des Vorkommens von Hohn, s. u.) durch verhältnismäßig hohe Pinus-Anteile ab. Offenbar hat sich der Torf vor allem in der jüngeren Hälfte des Alleröd-Interstadials gebildet.

2.3. Hohn (E. STREHL, H. ZIEMUS, B. MENKE)

Bei geologischen Kartierungsarbeiten im Grenzbereich der Kartenblätter TK 25 Nr. 1623 Owschlag / Nr. 1723 Hamdorf wurde zwischen Hohn und Fockbek ein bis dahin unbekanntes Vorkommen von Torfen des Alleröd-Interstadials gefunden.

Das Vorkommen befindet sich ca. 500 m östlich von Hohn bzw. ca. 4 km westlich von Rendsburg und etwa 200 m südlich der B 202. Es hat einen annähernd ovalen Umriss und weist bei einer Breite von ca. 1 km eine Längserstreckung in SW-NE-Richtung von etwa 2 km auf. Naturräumlich gesehen ist das Gebiet ein Teil der Hohner Platte und gehört zur Vorgeest.

Tab. 2: Pollenspektren aus dem Alleröd-Torf von Hollingstedt. Analyse: B. MENKE

cm unter der Torfoberfläche	<i>Betula</i>	<i>Pinus</i>	<i>Salix</i>	cf. <i>Populus</i>	<i>Juniperus</i>	BP- Summe	Poaceae	Cype- raceae	<i>Empe- trum</i>	<i>Calluna</i>	<i>Arte- misia</i>	<i>Fili- pendula</i>
1	84,3	11,7	3,6	—	0,4	248	14,9	71,4	0,4	—	3,2	—
3	52,6	22,4	24,1	0,9	—	116	98,9	233,7	2,1	—	8,4	—
5	47,8	47,8	4,4	—	—	180	31,2	127,4	—	1,3	0,6	1,3
7	43,7	50,0	6,2	—	—	192	55,4	454,1	1,4	—	1,4	—
9	38,8	55,2	4,3	1,7	—	116	14,7	378,4	—	—	1,7	1,7
11	73,5	23,3	3,2	—	—	189	23,8	164,0	0,5	—	—	2,6

cm unter der Torfoberfläche	Chenopo- diaceae	<i>Rumex acetosa</i> - Habitus	<i>Plantago</i>	<i>Thalictrum</i>	<i>Selaginella</i> selag.	<i>Equisetum</i>	Monolete Farnsporen	<i>Sphagnum</i>	Übrige
1	0,4	—	—	—	—	0,8	0,4	—	0,8
3	—	1,1	1,1	1,1	—	1,1	—	1,1	6,4
5	—	—	—	—	—	2,5	1,9	2,5	1,8
7	—	—	—	—	+	—	5,4	1,4	4,1
9	0,9	—	—	—	—	0,9	6,9	8,6	—
11	—	—	0,5	0,5	0,5	1,6	0,5	2,1	0,5

Der Torf wird nach den Ergebnissen zahlreicher Handbohrungen von 1,7—2,8 m mächtigen Flugsanden überdeckt und erreicht eine Mächtigkeit bis zu 0,5 m. Unter dem Torf wurden stets Fein- bis Mittelsande mit vereinzelt oder häufigeren grobsandigen Lagen angetroffen, wobei die genetische Deutung (Flugsand oder Schmelzwassersand) Schwierigkeiten bereitet. Wie aus der Abb. 3 hervorgeht, haben die Flugsande im Gebiet von Hohn eine weite Verbreitung sowohl in horizontaler wie in vertikaler Hinsicht. So konnten in Handbohrungen bis zu 4,2 m mächtige Flugdecksand auf der Warthemoräne nachgewiesen werden. Die Flugsande wurden im Spätglazial bei vorherrschendem Westwind aus der Eiderniederung auf die Hohner Platte geweht.

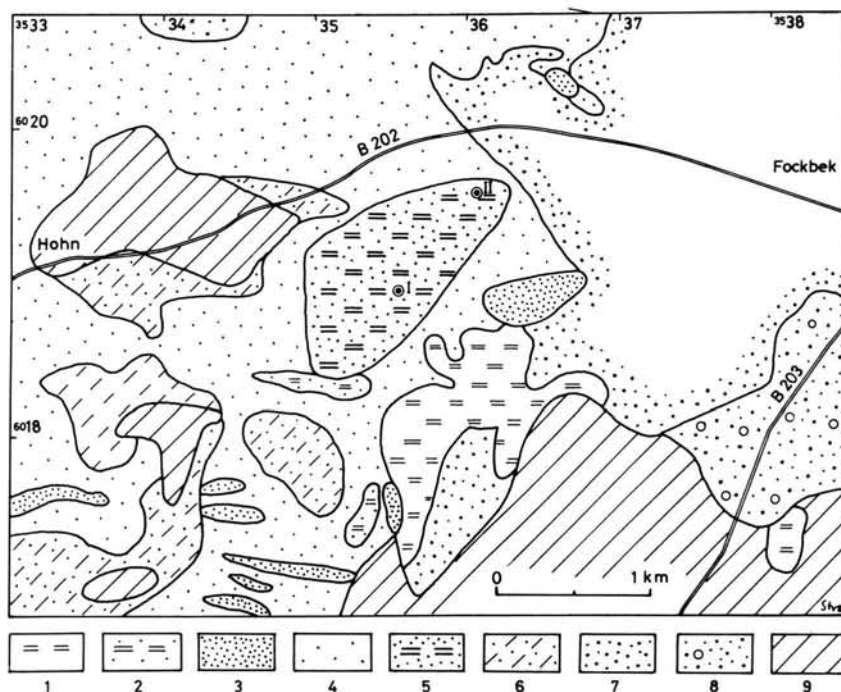


Abb. 3: Geologische Kartenskizze des Gebietes Hohn—Fockbek.

- 1 = Holozäner Niedermoortorf, 2 = dsgl. über Flugsand,
 3 = Düne, 4 = Flugdecksand, 5 = dsgl. über allerödinterstadialem Torf,
 6 = Flugdecksand über Geschiebemergel (Warthe-Stadium),
 7 = Weichselzeitlicher Schmelzwassersand, 8 = Moränensand (Warthe-Stadium),
 9 = Geschiebemergel (Warthe-Stadium).

Entwurf: E. STREHL (nach geolog. Kartierung, etwas vereinfacht).

Die geologische Position des Torfes wird durch die Bohrung Hohn I (Archiv-Nr. 1623/32 — 7 B) verdeutlicht, die vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein bei R 35 35 540, H 60 18 932 im Schlauchkernbohrverfahren abgeteuft wurde. Die erbohrte Schichtenfolge setzt sich wie folgt zusammen:

- 0 — 1,7 m Fein- bis Mittelsand, schwach grobsandig, kalkfrei (Flugsand)
- 2,2 m Niedermoortorf (Alleröd-Interstadial)
- 3,5 m Fein- bis Mittelsand, im oberen Teil lagenweise grobsandig (Flugsand?)
- 6,0 m Fein- bis Mittelsand, lagenweise stark grobsandig, kalkfrei (Schmelzwasser-sand, Weichsel-Kaltzeit)
- 6,6 m Mittelsand, feinsandig, grobsandig, lagenweise Schluff, tonig, kalkhaltig
- 7,0 m Geschiebemergel (Warthe-Stadium?)
- 11,0 m Mittelsand, feinsandig, lagenweise grobsandig und Feinsand, schluffig, kalkhaltig
- 12,0 m Geschiebemergel (Warthe-Stadium)

Der Niedermoortorf weist im bohrfrischen Zustand eine mittelbraune Färbung auf und ist durch den auflagernden Flugsand stark gepreßt. Es handelt sich überwiegend um Braunmoostorf, stellenweise auch um Seggentorf.

Für die palynologische Untersuchung, die von H. ZIEMUS durchgeführt wurde, erwies es sich als zweckmäßig, Probenmaterial aus einer fortlaufenden Kernung zu verwenden. Aus geologischen Gründen wurde ca. 1 km nordöstlich der Bohrung Hohn I bei R 35 36 123 H 60 19 638 (Bohrung Hohn II; erbohrte Schichtenfolge: — 1,72 m Flugsand, — 2,03 m Braunmoostorf, — 3,00 m Flugsand (?)) Probenmaterial entnommen und untersucht.

Die Pollen- und Sporenflora zeigt im untersuchten Profil (Taf. 1B) lokal den Verlandungsbereich eines flachen, mehr oder minder stehenden Gewässers an. Anfangs spielen Wasser- und Uferpflanzen (*Nuphar*, *Batrachium*, *Typha*, *Equisetum*), später *Menyanthes* eine wichtige Rolle. Auch der größte Teil des *Cyperaceae*-Pollens dürfte aus der Lokalvegetation stammen. Innerhalb des Baumpollens dominiert anfangs *Betula*, später dagegen *Pinus*. Hierin besteht eine Ähnlichkeit mit dem Vorkommen von Hollingstedt, wobei *Pinus* in Hohn sogar noch höhere Pollen-Anteile erreicht. In den unteren Spektren tritt noch etwas *Hippophae* auf, auch *Artemisia* ist hier etwas stärker als im oberen Teil beteiligt. Im übrigen sind die Pollenspektren recht unspezifisch.

Der Übergang zur Jüngeren Dryaszeit ist nicht erfaßt worden. Wahrscheinlich sind die jüngsten Alleröd-Ablagerungen erodiert worden.

2.4. Lieth / Esinger Moor

Aus dem Esinger Moor (Lieth / Elmsborn) liegen mehrere palynologische Bearbeitungen vor: HALLIK & GRUBE (1954), USINGER (1981c) und MENKE in BOKELMANN, HEINRICH & MENKE (1983). Weitere Hinweise finden sich in DÜCKER & MAARLEVELD (1958). USINGER untersuchte limnische Ablagerungen aus dem zentralen Teil des Esinger Moores, MENKE dagegen limnisch-telmatische Ablagerungen aus dem ca. 2 km von dem Entnahmepunkt USINGER's entfernten südwestlichen Randbereich. Auf eine Wiedergabe der Pollendiagramme wird hier verzichtet (vgl. BOKELMANN et al. 1983).

Der *Pinus*-Pollen erreicht im Alleröd-Interstadial im zentralen Bereich des Moores maximal ca. 21 % (bei 53 % *Betula*), im Randbereich dagegen maximal 55 % (bei 28 %

Betula) der Pollensumme. In diesen Zahlen kommt deutlich die Bedeutung lokaler Einflüsse zum Ausdruck. Im Torf aus dem Randbereich des Moores wurden auch zahlreiche *Pinus*-Makrofossilien gefunden.

Das Vorkommen von Lieth lieferte auch einen Beitrag zur Stratigraphie des Weichsel-Spätglazials. Unter dem Alleröd-Horizont, von diesem durch Sande getrennt, liegt ein weiterer humoser Horizont, der sich durch sehr hohe *Hippophae*-Anteile auszeichnet. Dieser Horizont ist im Randbereich der Liether Kalkgrube sehr weit verbreitet („C“ in MENKE 1970, Abb. 1) und wurde bereits von DÜCKER & MAARLEVELD (1958) untersucht. Damals wurde dieser Horizont in das Bölling-Interstadial gestellt. MENKE (1970) hält eine Zuordnung zum „Meiendorf-Intervall“ für wahrscheinlich.

In dem von MENKE (in BOKELMANN et al. 1983) untersuchten Vorkommen erreicht der *Hippophae*-Pollen maximal ca. 77 % der Pollensumme, in den von USINGER (1981c) untersuchten limnischen Ablagerungen dagegen maximal nur ca. 0,4 %. Auch hier kommen klar die unterschiedlichen Lokaleinflüsse zum Ausdruck.

Die *Hippophae*-Anteile gehen deutlich vor dem *Betula*-Anstieg bis auf sehr geringe Anteile zurück und zwar nicht nur an den von BOKELMANN et al. beschriebenen Fundstellen, sondern auch an dem gegenüberliegenden Westrand der Liether Kalkgrube (MENKE, unveröff.). Auf das *Hippophae*-Maximum folgt zunächst ein NBP-Maximum (das lokal überhöht erscheint), mit z. T. sehr reichlichen *Selaginella selaginoides*-Vorkommen, *Tofieldia*, *Helianthemum* (meist mit geringen, maximal jedoch ca. 3 % der Pollensumme erreichenden Anteilen). Die folgende Sandschicht weist wahrscheinlich stratigraphische Lücken auf. Nur an einer Stelle wurde zwischen dem *Hippophae*- und dem Alleröd-Horizont ein weiterer humoser Horizont gefunden, der sich (bei schlechter Pollenerhaltung) pollenfloristisch durch eine *Betula*-Dominanz auszeichnet („β“ in MENKE 1970).

3. Stratigraphische Probleme im Weichselspätglazial Schleswig-Holsteins (B. MENKE)

Über die älteren Untersuchungen an weichselspätglazialen Ablagerungen Schleswig-Holsteins berichtet zusammenfassend SCHÜTRUMPF (1955). Mit FIRBAS (1954) hält SCHÜTRUMPF (1955) das Bölling-Interstadial (Zone II) in Heiligenhafen, Elmshorn, Poggenwisch/Meiendorf und Borneck für belegt. Die wichtigsten Aussagen: Die dem Bölling-Interstadial entsprechende Pollenzone, kenntlich an einem mehr oder minder ausgeprägten Birken-Maximum, liegt immer oberhalb des *Hippophae*-Maximums; im Alleröd-Interstadial bildete Schleswig-Holstein „die Brücke zwischen einem birkenreichen Gebiet im Westen und einem kiefernreichen im Osten“ (SCHÜTRUMPF 1955: 42).

Später wurden folgende palynologisch bearbeitete Vorkommen beschrieben: Vielmoor (AVERDIECK 1957), Großes Moor/Dätgen (ALETSEE 1959) Trentmoor und Brennacker (TIDELSKI 1960), Segeberger See (AVERDIECK et al. 1972). Weichselspätglaziale Decksande und Bodenbildungen wurden von DÜCKER & MAARLEVELD (1958) untersucht. Ausführlich wird das Spätglazial in OVERBECK (1975) diskutiert.

Zeitlich am weitesten reicht bisher das Profil Glüsing-72 (MENKE 1968) zurück. Zwei durch ein NBP-Maximum getrennte *Betula-Maxima* werden als Ausdruck des Bölling- und des Alleröd-Interstadials gedeutet. Unterhalb des Bölling-Interstadials glaubt MENKE (1968) in Glüsing, im Raum Meiendorf und im Großen Moor/Dätgen Anzeichen für ein vorböllingzeitliches „Meiendorf-Intervall“ gefunden zu haben, das durch ein schwaches NBP-Minimum im bzw. unmittelbar unter dem *Hippophae*-Maximum gekennzeichnet ist. Vom Bölling-Interstadial ist dieses Intervall durch ein NBP-Maximum, verbunden mit einem *Helianthemum*- (und *Selaginella*-) Maximum („?Grömitz-Oszillation“) getrennt (MENKE 1968: 80). Im Profil Glüsing ist das *Hippophae*-Maximum nicht deutlich ausgebildet, wohl aber das *Helianthemum*-Maximum. Die Zonengliederung dieses Profils sollte heute anders vorgenommen werden (vgl. auch Tab. 3):

WS 1b („?Grömitz-Oszillation“): 2,75 — 2,50 m,

WS 1a („Meiendorf-Intervall“): 3,30 — 2,75 m

(die alte Zone 2a3: „Bölling-Interstadial a“ ist zu streichen).

Die Grenze WH (alte Zone 1)/WS bleibt unverändert.

Das Profil Kubitzbergmoor (USINGER 1975) reicht gerade bis unter das *Hippophae*-Maximum zurück, das Profil Rabensbergmoor (USINGER 1975) nicht ganz so weit. Beide Profile sind in engen Probenabständen gezählt. Ein Schwerpunkt der Arbeiten USINGER's liegt auf der größtenstatistischen Trennung von Zwerg- und Baumbirkenpollen.

In einer kritischen Sichtung der bis dahin aus Schleswig-Holstein untersuchten Spätglazial-Vorkommen kommt USINGER (1975) zu folgenden Schlüssen:

1. Im Raum Ahrensburg/Meiendorf wird das Bölling-Interstadial nicht durch die Pollenzone II markiert, sondern durch eine tiefere (von MENKE 1968 als „Meiendorf-Intervall“ gedeutete) Zone.
2. In den Spätglazialdiagrammen ist — mit Ausnahme des Rabensbergmoores und der Eichholz-Niederung/Heiligenhafen — „Bölling nicht oder nur unsicher realisiert“ (USINGER 1975: 163). Das ältere Birkenmaximum in Glüsing-72 korreliert USINGER (1975) unter gewissen Vorbehalten mit dem „Alleröd a“ von Rabensbergmoor. Im Jungmoränengebiet sucht USINGER (1975: 135) die Bölling-Zone unterhalb des *Hippophae*-Maximums.
3. „Die Vermutung MENKE's (1968), daß schleswig-holsteinische Spätglazial-Diagramme eine vorböllingzeitliche Wärmeschwankung erkennen lassen („Meiendorf“), erscheint unbegründet“ (USINGER 1975: 163).

Aus 2. ergibt sich die Folgerung, daß im Bölling-Interstadial des Altmoränengebietes Baumbirken verbreitet waren, im Jungmoränengebiet dagegen nur Zwergbirken (USINGER 1975). Diese Schlußfolgerung wurde später (USINGER 1978) weiter untermauert und begründet.

Seinen Korrelierungsvorschlag zwischen Glüsing-72 und Rabensbergmoor stützt USINGER (1975: 145f) vor allem auf das Verhalten von *Sphagnum* und auf das Vorkommen von *Filipendula*. Unberücksichtigt blieb die relative Höhe der Änderungen im NBP/BP-Verhältnis:

Glüsing (Deutung nach MENKE):

Alleröd-Interstadial	BP-Max. ca. 76 % der Pollensumme
Mittlere Dryaszeit	BP-Min. ca. 50 % der Pollensumme
Bölling-Interstadial	BP-Max. ca. 73 % der Pollensumme
Ältere Dryaszeit	BP-Min. ca. 25 % der Pollensumme
„Meiendorf-Interv.“	BP-Max. ca. 35 % der Pollensumme

(Ende des Weichsel-Hochglazials: BP-Anteil um 10 — 20 % der Pollensumme)

Rabensbergmoor (Deutung nach USINGER 1975):

Alleröd c	BP-Max. 70 — 75 % der Pollensumme
Alleröd b	BP-Min. ca. 68 % der Pollensumme
Alleröd a	BP-Max. ca. 72 % der Pollensumme
Dryas 2	BP-Min. ca. 36 % der Pollensumme
Bölling	BP-Max. ca. 58 % der Pollensumme
Dryas 1	BP-Anteil von ca. 38 % auf ca. 47 % der Pollensumme ansteigend.

Im Vergleich hierzu betragen die BP-Maxima und -Minima an der Typus-Lokalität des Bölling-Interstadials (IVERSEN 1954):

Alleröd b	BP-Max. ca. 60 % der Pollensumme
	BP-Min. ca. 53 % der Pollensumme
Alleröd a	BP-Max. ca. 65 % der Pollensumme
Ä. Dryaszeit	BP-Min. ca. 18 % der Pollensumme
Bölling-I.	BP-Max. ca. 48 % der Pollensumme

Abgesehen davon, daß die BP-Anteile im Böllingsö generell niedriger sind als im Rabensbergmoor und in Glüsing, ist eine Korrelierung des unteren *Betula*-Maximums in Glüsing mit dem Bölling-Interstadial zwangloser möglich als mit dem Alleröd a vom Rabensbergmoor (MENKE in STREMMER & MENKE (1980).

Neuerdings nimmt USINGER (1981c) stratigraphische Umdeutungen vor (Tab. 3, Abb. 4): Das Profil Glüsing korreliert er ebenfalls in der oben vorgeschlagenen Weise mit dem Profil Rabensbergmoor und bestätigt die schon früher z. T. (z. B. MENKE 1968) zur stratigraphischen Gliederung verwendete Abfolge: *Hippophae*-Maximum — *Helianthemum*-/*Selaginella*-Maximum — starker *Betula*-Anstieg als stratigraphischen Merkmalskomplex. Hiernach ist der dem Bölling-Interstadial zuzuordnende Bereich überall in Schleswig-Holstein durch ein Baumbirken-Maximum gekennzeichnet, wie man dies vor 1975 angenommen hat, und die von USINGER (1975, insbesondere 1978) vertretene Hypothese, daß Zwerg- und Baumbirken sich im Jung- und Altmoränengebiet unterschiedlich verhalten hätten, beruhte auf Fehlkorrelierungen. Dadurch löst sich auch das Problem der ökologischen Begründung (USINGER 1978, ANDERSEN 1980) für das vermeintlich unterschiedliche Verhalten der Zwerg- und Baumbirken in den Alt- und Jungmoränengebieten auf einfache Weise. Die Begründung unterstellte, daß aus edaphischen Gründen die Baumbirken auf den ärmeren bzw. konsolidierten Böden des Altmoränengebietes, die Zwergbirken jedoch auf den kalkreichen bzw. wenig konsolidierten Rohböden des Jungmoränengebietes im Bölling-Interstadial besonders begünstigt waren. Diese Hypothese war ohnehin ökologisch schwer verständlich,

GLÜSING-72 (MENKE 1968)

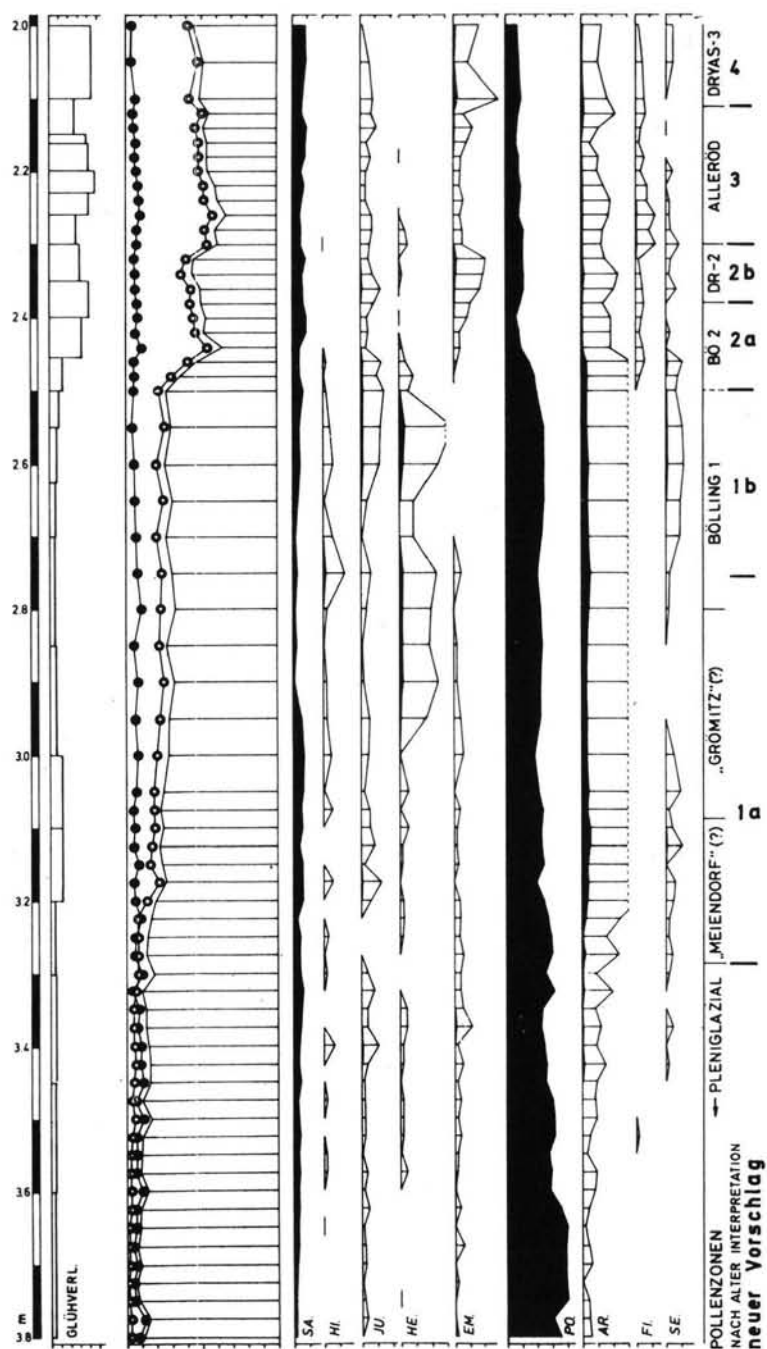
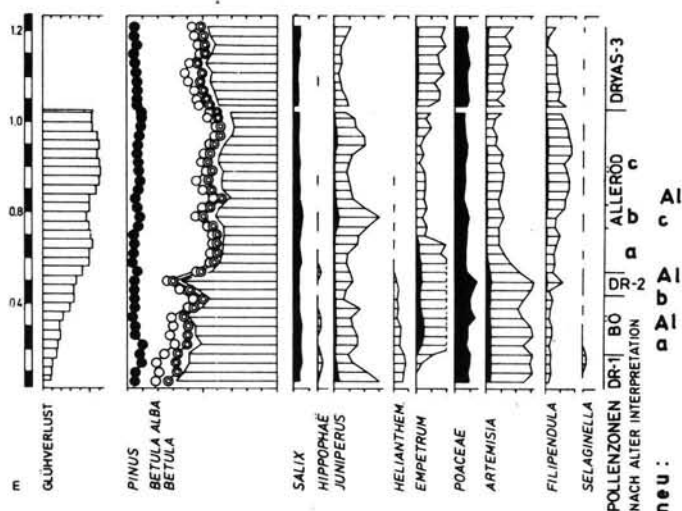


Abb. 4: Korrelation der Pollendiagramme Glüsing-72 und Rabensbergmoor, mit alter und neuer Zonierung (USINGER 1981c, Abb. 10, verändert), vgl. Tab. 2. Rabensbergmoor: Alte und neue Zonierung n. USINGER (1975, 1981c).

RABENSBERGMOOR (USINGER 1975)



da Baumbirken ausgesprochene Rohbodenpioniere sind, wobei der Kalkgehalt des Bodens unbedeutend ist, ferner waren die Altmoränengebiete von erheblichen Substratumlagerungen durch Erdfließen betroffen, so daß auch hier unkonsolidiertes, mehr oder minder kalkiges Material in Oberflächennähe verbreitet war.

Als weitere Konsequenz ist das bisher als einen der überzeugendsten Bölling-Nachweise in Schleswig-Holstein angesehene, durch Zwergbirke gekennzeichnete „Bölling“ von Heiligenhafen (SCHMITZ 1953, USINGER 1978) aufgrund des o. a. Merkmalskomplexes nunmehr vorböllingzeitlich einzustufen, während die von USINGER (1975, 1978) stratigraphisch umgedeuteten Vorkommen aus dem Raum Meiendorf/Ahrensburg und Dätgen wieder so eingestuft werden müssen, wie dies ursprünglich geschehen ist; jedenfalls gilt dies für die Abschnitte unterhalb des starken *Betula*-Anstiegs.

USINGER (1981c) stellt das „Bölling“ von Rabensbergmoor (USINGER 1975) und Glüsing (MENKE 1968) als „Alleröd a“ in das Alleröd-Interstadial, so daß die Untergliederung des Alleröd-Interstadials (AL a bis c) in USINGER (1975) nicht identisch ist mit der in USINGER (1981c), vgl. Abb. 4. Auch für das Bölling-Interstadial an dessen Typus-Lokalität vermutet USINGER (1981c) ein frühallerödzeitliches Alter. Natürlich läßt sich darüber diskutieren, ob es zweckmäßig ist, ein selbständiges Bölling-Interstadial auszugliedern. Entscheidet man sich jedoch positiv, so ist das Vorkommen im Böllingsö als Typuslokalität maßgebend. Ein ähnliches Problem existiert im weichselfrühglazialen Komplex Amersfoort-Interstadial/Brørup-Interstadial (MENKE & TYNNI, 1984). Im Sinne der Definition des Bölling-Interstadials im Bölling-Sö ist das älteste Baumbirken-Maximum überall in Schleswig-Holstein als Ausdruck des Bölling-Interstadials zu werten, wie dies früher geschehen ist. Allerdings ergeben sich häufig Probleme der Identifikation, einmal, weil die Zone WS 2b (Mittlere Dryaszeit) häufig nur schwach ausgebildet ist, zum anderen, weil weit verbreitet Schichtlücken existieren, die häufig auch eine Abgrenzung des Bölling-Interstadials vom Alleröd-Interstadial unmöglich machen. Die grundsätzliche Trennbarkeit wird hiervon jedoch nicht berührt.

Tab. 3: Stratigraphie des Weichsel-Spätglazials

DR = Dryas- (Tundra-) zeit, J, M, Ä = Jüngere, Mittlere, Ältere, O = Older

AL = Alleröd-, BÖ = Bölling-Interstadial

M = Meiendorf- Intervall / -Interstadial

(GR = " ? Grömitz-Schwankung")

ME = nach MENKE (ME 83 vgl. BOKELMANN et al. 1983), U = nach USINGER, I = nach IVERSEN

Zone	Merkmale	Vorschläge zur stratigraphischen Gliederung									
		ME 83	ME 68	Glüsing		Rabensbergmoor		Stellmoor		Bölling SÖ	
				U 75	U 81c	U 75	U 81c	ME 68	U 75	I 54	U 81c
WS 4	NBP-Maximum	JDR	JDR			DR 3	DR 3	JDR			
	BP-Maximum, z. T. <i>Pinus</i> -Anstieg	AL c				AL c				AL b	
WS 3	leichtes BP-Minimum	AL b	AL	AL c	AL c	AL b	AL c	AL			AL c
	BP-Maximum (Baumbirken)	AL a				AL a				AL a	

Fortsetzung Tabelle 3

Zone	Merkmale	Vorschläge zur stratigraphischen Gliederung									
		ME 83	ME 68	Glüsing		Rabensbergmoor		Stellmoor		Bölling SÖ	
				U 75	U 81c	U 75	U 81c	ME 68	U 75	I 54	U 81c
WS 2b	BP-Minimum, Ende der regelm. <i>Hippophae</i> - und <i>Helianthemum</i> -Vorkommen	MDR	MDR	AL b	AL b	DR 2	AL b	MDR	AL	ODR	AL b
WS 2a	BP-Maximum erstmals über 60—70 % (Baumbirken) (<i>Juniperus</i> -Maximum)	BÖ	BÖ b	AL a	AL a	BÖ	AL a	BÖ		BÖ	AL a
WS 1b	BP-Minimum, <i>Helianthemum</i> -Maximum (<i>Hippophae</i> -Maximum)	ÄDR	BÖ a			DR 1	DR 2	GR	DR 2		
WS 1a	schwaches <i>Betula</i> -Maximum (Zwergbirke)	M	GR M					M	BÖ		
WH	BP-Anteile sehr gering	WH									

Im vorböllingzeitlichen Spätglazial tritt unterhalb des durch Baumbirken bedingten kräftigen Anstiegs der *Betula*-Werte weit verbreitet (Raum Meiendorf/Ahrensburg, Großes Moor/Dätgen, Eichholz-Niederung/Heiligenhafen, Glüsing, Esinger Moor/Elmshorn, Kubitzbergmoor und Scharnhagener Moor/Kiel) ein schwaches, i. w. durch Zwergbirkenpollen bedingtes Baumpollen-Maximum auf (Zone WS 1a, Tab. 2), in dem die *Hippophae*-Anteile allmählich zunehmen. Da *Hippophae* keine geringeren Wärmeansprüche als die Baumbirken stellt, dürften die klimatischen Bedingungen nicht ungünstiger gewesen sein als zur Zeit der Baumbirken-Ausbreitung (Bölling-Interstadial). Der Abschnitt WS 1a wäre nach MENKE (1968) als „Meiendorf-Intervall“ zu bezeichnen (und sollte in „Meiendorf-Interstadial“ geändert werden). Zwischen diesem und dem Bölling-Interstadial liegt eine Zone (WS 1b) kulminierender NBP- und rückläufiger *Hippophae*-Werte. Das *Hippophae*-Maximum liegt naturgemäß am Ende der Zone WS 1a. Allerdings beginnt der Anstieg der *Helianthemum*- und allgemein der NBP-Werte in Glüsing und im Esinger Moor bereits vor dem *Hippophae*-Maximum. Im Raum Meiendorf/Ahrensburg erscheint das *Hippophae*-Maximum sogar in den Bereich des NBP-Maximums hinein verschoben. Hierbei könnte die unterschiedliche Pollenproduktion von Zwergbirke und Sanddorn eine Rolle spielen. Der Rückgang der *Hippophae*-Anteile in der Zone WS 1b kann nicht durch die Lichtkonkurrenz von *Juniperus* und Baumbirken bedingt sein, da deren Hauptausbreitung erst deutlich später erfolgt und die Baumbirken bereits früh blühhfähig sind. Auch eine edaphische Deutung (durch Annahme einer fortschreitenden Entkalkung der Böden, USINGER 1981c: 414) kommt aufgrund des heutigen Verhaltens von *Hippophae* unter konkurrenzarmen Bedingungen kaum in Betracht (abgesehen davon, daß im Abschnitt WS 1b ausgesprochen basiphile Sippen verbreitet waren). Die Anwesenheit von Baumbirken ist für die Zeit kurz nach dem *Hippophae*-Maximum belegt, aber auch *Hippophae* verschwand bis zur starken Baumbirken-Ausbreitung nicht völlig. Am ehesten sind die Vegetationsänderungen im Abschnitt WS 1b gegenüber WS 1a mit einer deutlichen, wenn auch nicht sehr starken, kurzfristigen Temperaturdepression erklärbar. Der Gegensatz zu einer ungestörten Entwicklung wird im Vergleich mit dem Saale-Spätglazial (MENKE & ROSS 1968) deutlich. Aus dem *Hippophae*-Maximum liegen aus Lieth/Elmshorn die ^{14}C -Datierungen KI 2124 und KI 2152 mit einem mittleren Alter von 12010 ± 75 BP vor (BOKELMANN et al. 1983). Dieses Datum steht allerdings im Widerspruch zu der von MANGERUD et al. (1974) vorgeschlagenen Chronostratigraphie, nach der das Datum 12000 BP die Obergrenze des Bölling-Interstadials markiert.

Eine archäologische Bedeutung gewinnt die Untergliederung des älteren Weichsel-Spätglazials dadurch, daß die Vorkommen der Hamburger Stufe im Raum Meiendorf/Ahrensburg stets deutlich unterhalb des *Hippophae*-Maximums liegen, in Lieth/Elmshorn im bzw. unmittelbar über dem *Hippophae*-Maximum aber bereits eine Federmesser-Kultur (BOKELMANN et al. 1983) auftritt.

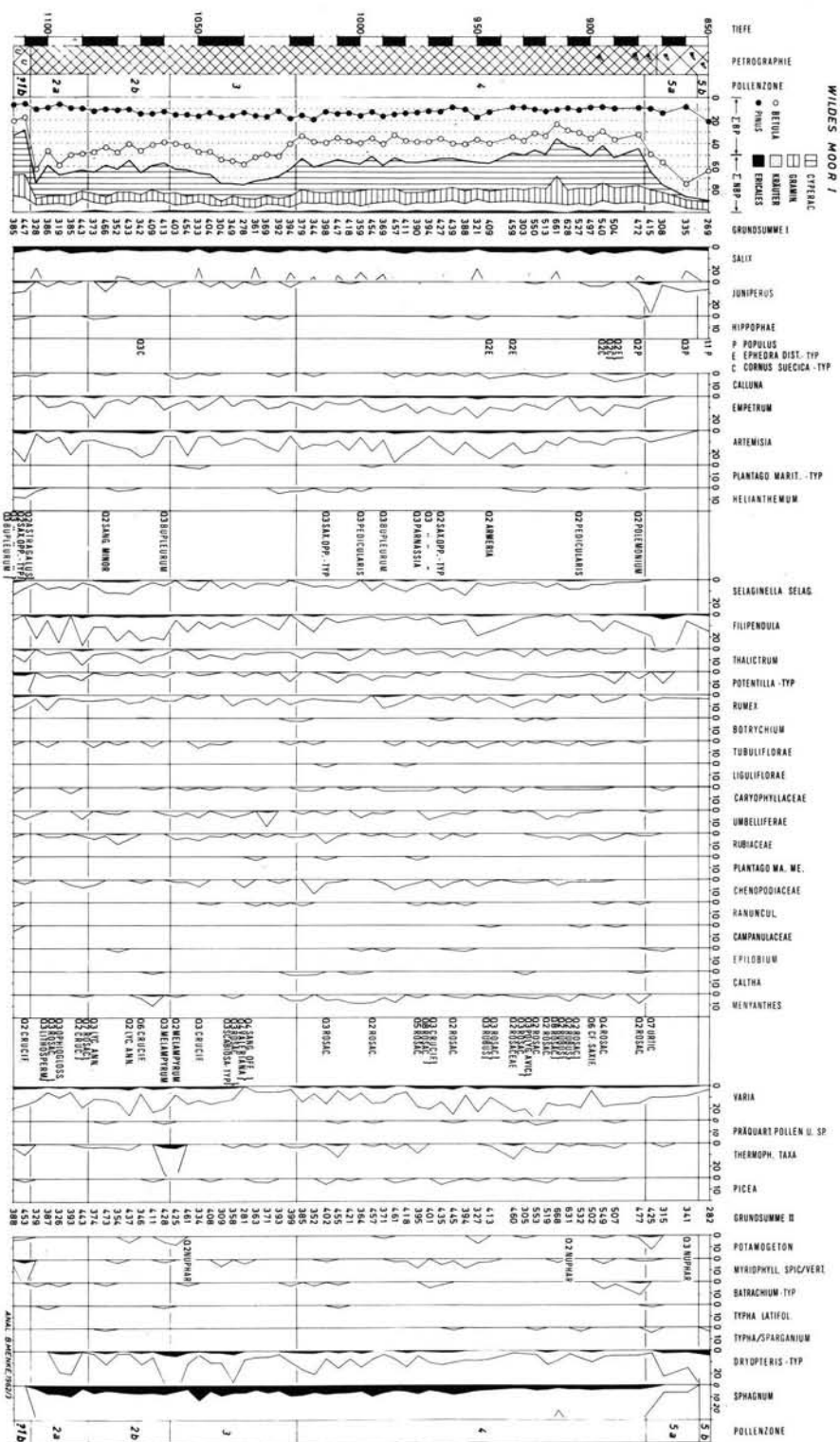
Aus dem Vorkommen des Meiendorf-Interstadials bei Heiligenhafen ergibt sich klar, daß dort nach diesem Interstadial kein Gletscher-Vorstoß mehr erfolgte. Dadurch wird auch die Existenz eines Grömitz-Vorstoßes äußerst unwahrscheinlich.

4. Schriftenverzeichnis

- ALETSEE, L. (1959): Zur Geschichte der Moore und Wälder des nördlichen Holsteins. — *Nova Acta Leopoldina N.F.*, 21: 139; Leipzig.
- ANDERSEN, S. T. (1980): Early and Late Weichselian chronology and birch assemblages in Denmark. — *Boreas*, 9: 53—69; Oslo.
- AVERDIECK, F.-R. (1957): Zur Geschichte der Moore und Wälder Schleswig-Holsteins. Ein Beitrag zur Frage der Rekurrenzflächen — *Acta Nova Leopoldina N.F.*, 19: 130; Leipzig.
- , ERLKENKEUSER, H. & WILLKOMM, H. (1972): Altersbestimmungen an Sedimenten des Großen Segeberger Sees. — *Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein*, 42: 47—57; Kiel.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D. & MENKE, B. (1983): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. — *Offa*, 40: 199—239; Neumünster.
- DÜCKER, A. & MAARLEVELD, G. C. (1958): Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. — *Geol. Jb.*, 73: 215—234; Hannover.
- FIRBAS, F. (1954): Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. — *Danm. geol. Unders. II. R.*, 80: 12—21; København.
- HALLIK, R. & GRUBE, F. (1954): Spät- und postglaziale Gytja im Altmoränengebiet bei Elms-horn. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 7: 315—322; Stuttgart.
- IVERSEN, J. (1954): The Late — Glacial Flora of Denmark and its relation to climate and soil. — *Danm. geol. Unders. II. R.*, 80: 87—119; København.
- KOLUMBE, E. & BEYLE, M. (1942): Dünen-sande und Torfe im Westteil des Esinger Moores (Holstein). — *Abh. naturw. Ver. Bremen*, 32: 91—114; Bremen.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. — *Boreas*, 3: 109—126; Oslo.
- MENKE, B. (1968): Das Spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 19: 73—84; Öhringen.
- (1970): Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän/Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 21: 5—21; Öhringen.
- & ROSS, P. H. (1967): Der erste Fund von Kieselgur in Schleswig-Holstein bei Brokenlande, südlich von Neumünster. Mit einem Beitrag zur Gliederung des Saale-Spätglazials. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 18: 113—126; Öhringen.
- & TYNNI, R. (1984): Das Eem-Interglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. — *Geol. Jb.*, A 76: 3—120; Hannover.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. — 719 S.; Neumünster.
- SCHMITZ, H. (1953): Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgressionen an der holsteinischen Ostküste. — *Ber. dt. botan. Ges.*, 66: 151—165; Stuttgart.
- SCHÜTRUMPF, R. (1935): Pollenanalytische Untersuchungen der Magdalénien- und Lyngby-Kulturschichten der Grabung Stellmoor. — *Nachr. Bl. deutsch. Vorzeit*, 11: 231—238; Leipzig.

- SCHÜTRUMPF, R. (1936): Paläobotanisch-pollenanalytische Untersuchungen der paläolithischen Rentierjägerfundstätte von Meiendorf bei Hamburg. — Veröff. archäol. Reichsinst., 1: 1—54; Neumünster.
- (1939): Die mesolithischen Kulturen vom Pinnberg in Holstein und ihre Stellung im Pollendiagramm. — Offa, 3: 10—17; Neumünster.
- (1943): Die pollenanalytische Untersuchung der Rentierjägerfundstätte Stellmoor in Holstein. — In RUST, A.: Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor: 6—45; Neumünster (Wachholz).
- (1955): Das Spätglazial. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 6: 41—51; Öhringen.
- (1956): Die Mooruntersuchungen bei den Ausgrabungen am Pinnberg bei Ahrensburg in Holstein. — In RUST, A.: Die Funde vom Pinnberg. — Offa, 14: 17—25; Neumünster.
- STREHL, E. (1983): Geologische Karte Schleswig-Holstein 1:25 000, Erl. Bl. Dellstedt Nr. 1722 und Bl. Hamdorf Nr. 1723. Mit Beiträgen von W. HINSCH, B. MENKE und P. H. ROSS. — 64 S.; Kiel (Geol. Landesamt Schleswig-Holstein).
- (1984): Geologische Karte Schleswig-Holstein 1:25 000. Erl. Bl. Owschlag Nr. 1623 und Blatt Rendsburg Nr. 1624. Mit Beiträgen von W. HINSCH und P. H. ROSS. — 72 S.; Kiel.
- STREMME, H. E. & MENKE, B. (1980): Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein zur 7. Sess. Internat. Geol. Correlation Programme, Proj. 24, Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere Schleswig-Holstein, Germany (21. 9. — 23. 9. 1980). Unter Mitarbeit von S. CHRISTENSEN, P. FELIX-HENNINGSSEN, W. HINSCH, W. LANGE, K. PICARD, H. J. STEPHAN und H. WEINHOLD. — Hsg. Geolog. Landesamt Schleswig-Holstein, Kiel.
- TIDELSKI, F. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen von voll-, spät- und postglazialen Ablagerungen aus dem Trentmoor und dem Brennacker (Krs. Plön). — Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein, 30: 92—109; Kiel.
- USINGER, H. (1975): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein (mit besonderer Berücksichtigung der pollenanalytischen Birken-Differenzierung). — Mitt. Arb.-Gem. Geobot. Schleswig-Holstein-Hamburg, 25: 1—183; Kiel.
- (1978): Pollen- und großrestandanalytische Untersuchungen zur Frage des Bölling-Interstadials und der spätglazialen Baumbirken-Einwanderung in Schleswig-Holstein. — Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein, 48: 41—61; Kiel.
- (1981a): Ein weit verbreiteter Hiatus in spätglazialen Seesedimenten: Mögliche Ursache für Fehlinterpretation von Pollendiagrammen und Hinweis auf klimatisch verursachte Seespiegelbewegungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 31: 91—107; Hannover.
- (1981b): Pollen- und Großrestandanalysen an limnischem Spätglazial aus dem Scharnhagener Moor, Schleswig-Holstein. — Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein, 51: 85—105; Kiel.
- (1981c): Zur spät- und frühen postglazialen Vegetationsgeschichte der schleswig-holsteinischen Geest nach dem Pollen- und Pollendichtediagramm aus dem Esinger Moor. — Pollen et Spores, XXIII: 389—432; Paris.

Tafel 1A: Pollen- und Sporendiagramm „Wildes Moor“, spätglazialer Teil.





<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	181—204 7 Abb., 6 Tab.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	---------------------------	----------------------

Anwendung statistischer Methoden auf Ergebnisse der Schwermineralanalyse pleistozäner Sedimente bei Nochern (Mittelrhein)

BARBARA WYPYRSCZYK & WOLFGANG BOENIGK *)

Section, statistical methods, interpretation, heavy mineral analysis,
alluvial plains, gravel, open pit, size distribution, Devonian, Tertiary, Continental Quaternary.
Rhenish Schiefergebirge (Nochern Area), Rhine Valley, Nordrhein Westfalen,
TK 25: Nr. 5812

Kurzfassung: Es wurden Schwermineraluntersuchungen pleistozäner Sedimente am südlichen Mittelrhein bei Nochern durchgeführt.

Ziel war es, Vorstellungen über die Fehlerquellen in der Schwermineralanalyse und ihre Größenordnung zu bekommen. Dazu wurden aus einem einheitlichen Terrassenkörper entlang von 3 Profilen Proben genommen. Die Analysenergebnisse wurden statistisch aufgearbeitet. Es hat sich für die untersuchten Sedimente gezeigt, daß bei der üblicherweise geringen Probenzahl die Zählung von 100 transparenten Körnern pro Präparat ausreichend ist. Eine Verbesserung der Ergebnisse kann sinnvoll nur durch Erhöhung der Probenzahl erreicht werden.

[The Application of Statistical Methods to Results of Heavy Mineral Analysis
carried out on Pleistocene Sediments in the Vicinity of Nochern (Middle Rhine)]

Abstract: Heavy mineral analysis have been carried out on pleistocene sediments at the Middle Rhine in the vicinity of Nochern.

The aim of the investigations was to get an idea of sources of error and their order in heavy mineral analysis. Samples have been taken from three pit-sections of a terrace-unit. The results of the investigations have been tested with statistical methods. From the results of the investigated sediments it can be shown that it is sufficient to count out 100 transparent grains per slide. An improvement of the results can only obtained by taking more samples.

[L'application des méthodes statistiques sur les résultats des analyses des minéraux lourds
effectuées aux sédiments du Pleistocène dans la région de Nochern (Rhin Moyen)]

Résumé: Des analyses des minéraux lourds ont été effectuées aux sédiments du Pleistocène dans la région de Nochern sur le Rhin Moyen.

*) Anschrift der Autoren: Prof. Dr. W. BOENIGK, Dipl.-Geol. BARBARA WYPYRSCZYK, Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zulpicher Str. 49, D — 5000 Köln 1.

Le but du présent travail était de se faire une idée des causes d'erreurs et de leur ordre de grandeur dans l'analyse des minéraux lourds. On a prélevé des échantillons de trois coupes-puits d'une terrasse uniforme. Les résultats ont été discutés sur la base de différentes méthodes statistiques. Les résultats des sédiments examinés ont montré qu'il est suffisant de compter 100 grains transparents par préparation. Pour atteindre une amélioration des résultats il vaut mieux prélever plus d'échantillons.

1. Einleitung

Üblicherweise werden für die schwermineralanalytische Bearbeitung einer Grube entlang eines oder auch mehrerer Profile Proben genommen. Von diesen Proben wird je ein Schwermineralpräparat angefertigt und ausgezählt. Die Ergebnisse der Auszählung von 100 bzw. 300 transparenten Schwermineralen je Präparat werden als repräsentativ für die gesamte Sediment-Abfolge betrachtet. Statistisch gesehen ist eine solche Aussage sehr unsicher und die Genauigkeit kaum abzuschätzen.

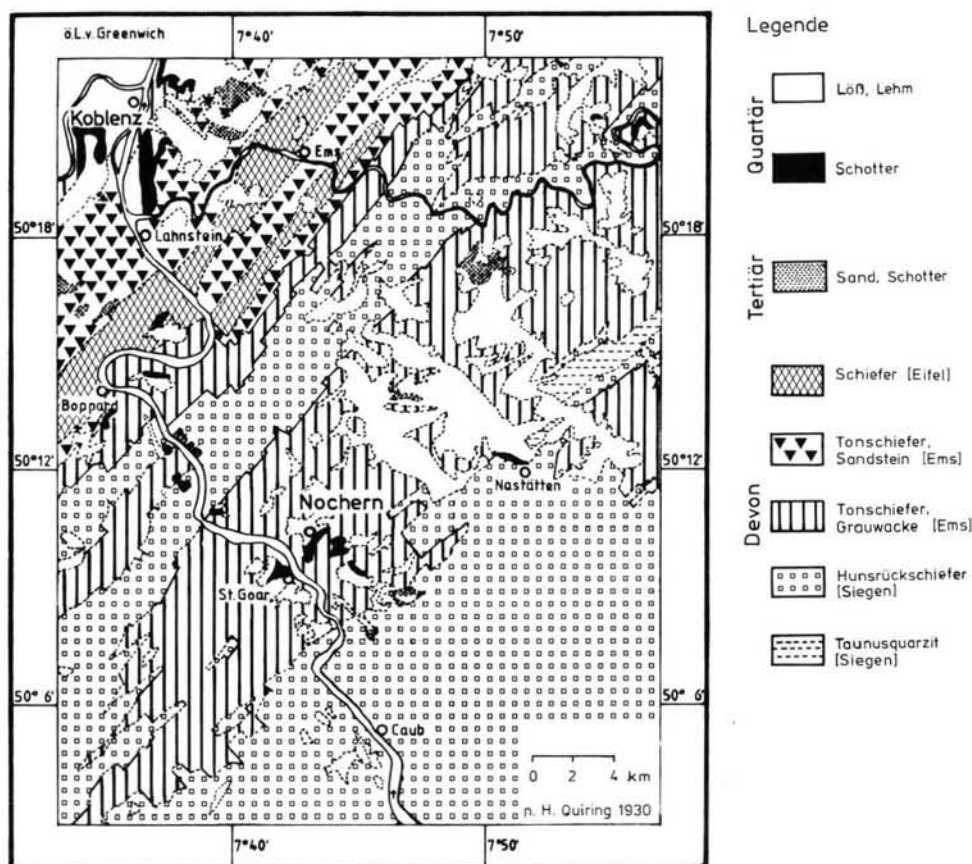


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte nach H. QUIRING 1930.

Schwermineralanalysen der beschriebenen Art werden seit Jahren durchgeführt, und es werden immer geringere Unterschiede im Mineralbestand interpretiert. Dabei wird oft nicht berücksichtigt, daß die Ergebnisse der einzelnen Schwermineralanalysen bereits infolge der heterogenen Zusammensetzung des Sedimentkörpers differieren können. Aus diesem Grund schien eine Überprüfung der Methode notwendig.

Durch Probennahme in parallel zueinander liegenden Profilen, durch das Teilen der Proben und durch das Fraktionieren dieser Teilmengen wird in der vorliegenden Arbeit ein Vergleich von Mittelwerten und Einzeldaten möglich.

Die Untersuchungen wurden durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt, wofür wir uns bedanken.

2. Probennahme

Als Test für statistische Untersuchungen der Schwermineralführung pleistozäner Rheinablagerungen wurde ein Sediment ausgewählt, das ein enges Schwermineralspektrum aufweist. Die Hauptterrassen-Schotter bei Nochern am südlichen Mittelrhein schienen für diese Untersuchungen geeignet, da man davon ausgehen kann, daß die Ablagerungen aus einer einheitlichen Schüttung stammen. Das devonische Lokalmaterial hat auf den Schwermineralgehalt der Terrassenkiese nur wenig Einfluß.

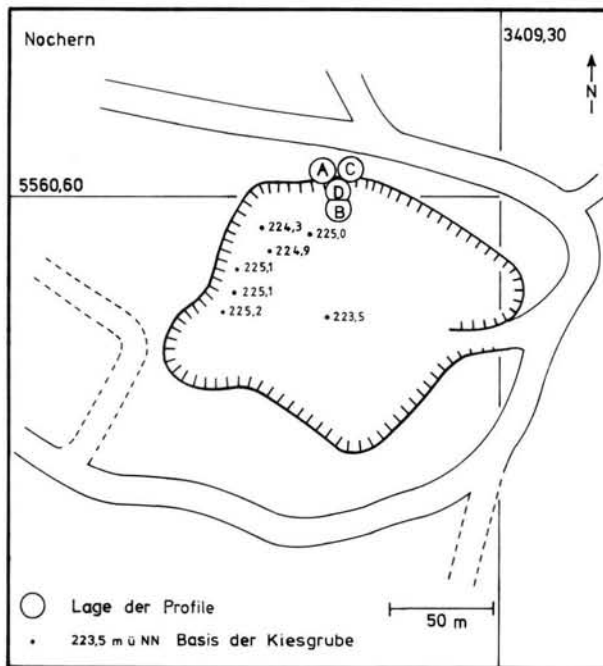


Abb. 2: Lageplan der Kiesgrube mit Eintragung der Meßpunkte und ihrer Höhenlage in m ü. NN.

Ausführliche Erläuterungen zu diesem Thema finden sich bei MORDZIOL (1951), SEMMEL (1972, in: BIBUS & SEMMEL 1977) und WYPYRSCZYK (1983).

Die Kiesgrube (H 5560,5; R 3409,2) liegt rechtsrheinisch am südlichen Mittelrhein südöstlich der Ortschaft Nochern in einer Höhe von 225 m ü. NN (Abb. 1 u. 2). In der Grube stehen ca. 5 m mächtige kalkfreie gelbbraune Feinsande bis Grobkiese an.

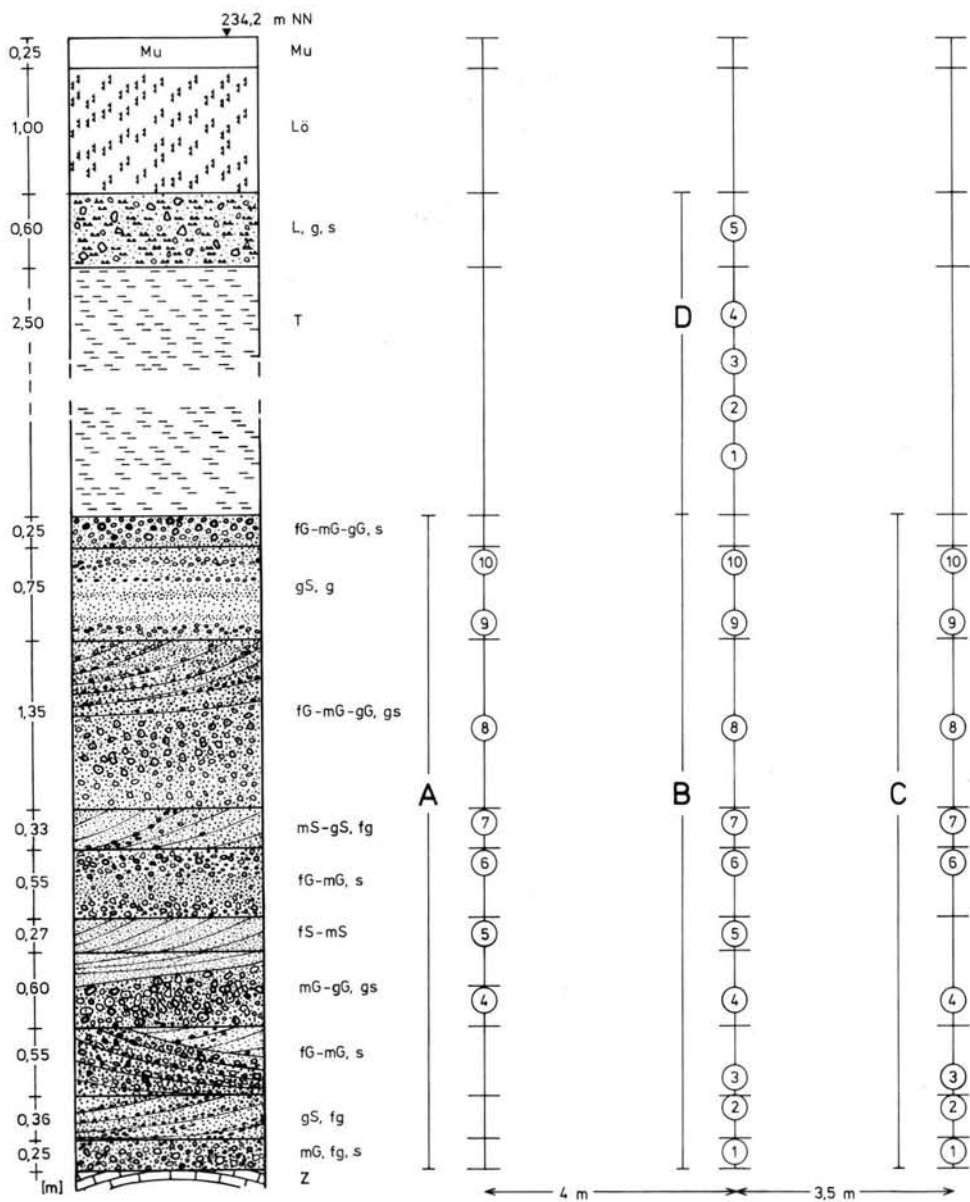


Abb. 3: Profilaufbau und Probenentnahmepunkte in den Profilen A, B, C.

Die fluviatilen Sedimente sind in Bänke untergliedert, die in sich kreuzgeschichtet sind. Vereinzelt findet man Driftblöcke. Über den Schottern liegt 2,5 m gelber Ton; es folgt 0,6 m Solifluktionsmaterial; darüber 1,0 m Löß, auf dem sich ein 0,25 m mächtiger Boden gebildet hat (Abb. 3).

Die in der Grube bei Nochern auftretenden Schwerminerale repräsentieren das Rhein-Spektrum (RAZI RAD 1976) mit vorwiegend Epidot, Alterit, grüner Hornblende und Granat. Außerdem treten Turmalin, Zirkon, Rutil und Staurolith auf. Vereinzelt findet man Disthen, Sillimanit, Chloritoid, Glaukophan, Andalusit und Monazit. Der Gehalt an Opaken ist hoch (Tab. 1—4, im Anhang). SEMMEL (in: BIBUS & SEMMEL 1977) ordnet die quartären Sedimente bei Nochern auf Grund ihrer Höhenlage (Basis: 225 m ü. NN) der Hauptterrasse t_{R4} zu. Dies entspricht der mittleren Hauptterrasse (mHT) von GURLITT (1949) bzw. der jüngeren Hauptterrasse (jHT) von KAISER (1961) oder nach BIRKENHAUER (1973) der Oberterrasse (OT).

Für die Probennahme wurde ein Aufschlußbereich ausgewählt, der es erlaubt, entlang von 3 parallelen Profilen jeder Schicht jeweils eine Probe zu entnehmen (Abb. 2). Die Profile liegen 3,5 m bzw. 4 m auseinander. In 4 Fällen war wegen lokaler Versturzmassen eine Entnahme von 3 Proben je Horizont nicht möglich (vgl. Abb. 3). Ergänzend wurden auch dem Tonhorizont und dem Solifluktionsmaterial Proben entnommen (Profilteil D). Der angegebene Profilaufbau (Abb. 3) ist nur für den engen Bereich A—C gültig, da in die Ablagerungen zahlreiche Linsen eingeschaltet sind, die die Sediment-Abfolge bereits innerhalb des Aufschlusses ändern.

3. Bearbeitung der Proben

Die trockenen Proben wurden 3-geteilt. Zwei Drittel wurden in die Fraktionen < 0,063 mm; 0,063—0,1 mm; 0,1—0,2 mm; 0,2—0,4 mm; 0,4—2,0 mm und > 2,0 mm untergliedert. Aus dem dritten Teil wurde die Fraktion 0,063—0,4 mm abgesiebt. Das Gewicht der einzelnen Fraktionen wurde ermittelt. Hieraus wurden die Gewichtsanteile (in Gew. %) unter 2,0 mm bzw. unter 0,4 mm errechnet und dargestellt (Abb. 4).

Abbildung 4a verdeutlicht die Wechsellagerung von Sanden und Schottern in der Grube Nochern. Der Anteil des sandigen Zwischenmittels in den Schotterpaketen liegt bei 50—70 %. Die Fraktion 0,063—0,4 mm ist sowohl in den Sanden als auch in den Schottern im Mittel nur mit geringen Prozentsätzen (20—40 %) vertreten. Eine Ausnahme bildet die feinsandige Schicht 5.

Das fraktionierte Sediment wurde in Salzsäure gekocht; anschließend wurden die Schwerminerale in Bromoform mittels der Zentrifuge abgetrennt.

Zur Bestimmung des Gewichtsanteils der Schwerminerale am Sediment mußten zuvor die zur Abtrennung verwendeten Fraktionen eingewogen werden. Die Einwaage beträgt für die Fraktionen

0,063 — 0,1 mm	ca. 0,5 g;
0,1 — 0,2 mm	ca. 1,5 g;
0,2 — 0,4 mm	ca. 3,0 g;
0,063 — 0,4 mm	ca. 3,0 g;

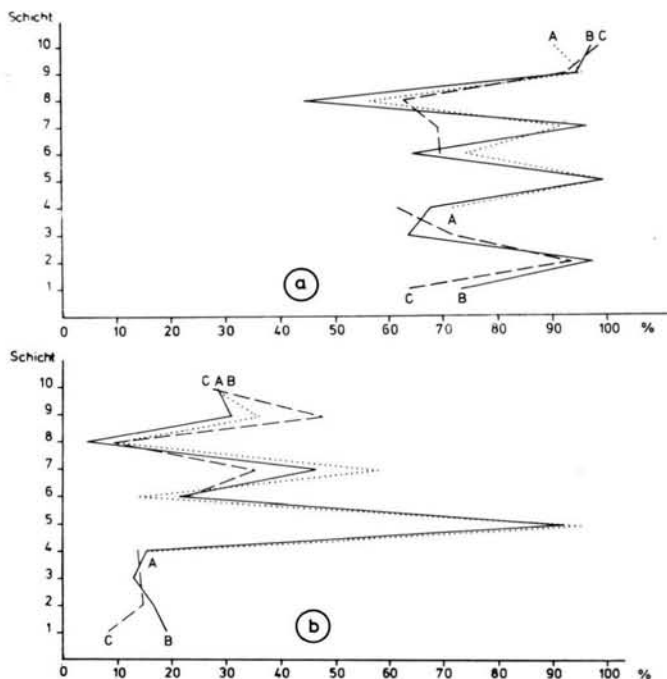


Abb. 4: Darstellung der Sedimentanteile

a) Anteil < 2,0 mm in den Profilen A, B, C

b) Anteil < 0,4 mm in den Profilen A, B, C

Die Korngrößenfraktion 0,063—0,4 mm, aus der üblicherweise die Schwerminerale gewonnen werden, ist bei den hier vorliegenden fluviatilen Sedimenten wie folgt untergliedert:

Prozentuale Verteilung von Sediment und Schwermineralen in der Fraktion 0,063—0,4 mm (= 100 %).

Fraktion	Sedimentanteil (in %)	Schwermineralanteil (in %)
0,063 — 0,1	3	ca. 10
0,1 — 0,2	5 — 15	ca. 45
0,2 — 0,4	85 — 95	ca. 40

Diese Aufstellung zeigt, daß die Schwerminerale ungleichmäßig auf die 3 Fraktionen verteilt sind; sie sind in der Fraktion 0,1—0,2 mm angereichert (Abb. 5). Abb. 5 zeigt außerdem, daß der Schwermineralanteil einer Probe nicht vom Sandgehalt

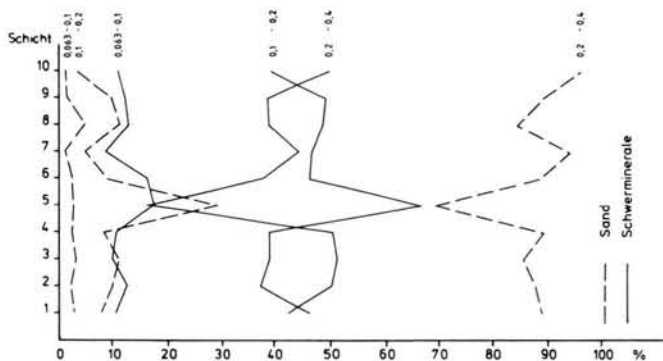


Abb. 5: Sand- und Schwermineralgehalt in Gew. %
in den Fraktionen 0,063—0,1 mm; 0,1—0,2 mm; 0,2—0,4 mm;
Mittelwerte aus den Ergebnissen für die Profile A, B, C.

abhängig ist, d. h. eine Probe mit geringem prozentualen Sandanteil kann einen relativ hohen Schwermineralgehalt haben.

Hinsichtlich des prozentualen Anteils der Schwerminerale in den bearbeiteten Fraktionen lassen sich keine verlässlichen Angaben machen, da sich die Einwaage bei sämtlichen Proben als zu gering erwies. Bei zu geringer Einwaage wächst die Abweichung zwischen zwei statistisch gleichen Werten infolge der Konstanz des zufälligen Fehlers enorm an (vgl. Tab. 1—4, im Anhang, Gewicht der SM in g). Die geringe Einwaage war methodisch bedingt durch die Verwendung der Zentrifuge bzw. durch einen Mangel an Material in der feinen Fraktion.

Die Scheidetrichtermethode, bei der wesentlich größere Einwaagen genommen werden, liefert reproduzierbare Werte. Man könnte auch in der Zentrifuge mit größeren Mengen arbeiten, aber die Arbeitsgeschwindigkeit würde dadurch erheblich verringert. Da 90 % der Schwerminerale in der Fraktion $> 0,1$ mm liegen, bietet sich für die Abtrennung fluviatilen Materials die Scheidetrichtermethode an.

Für quantitative Untersuchungen sollte die Sedimenteinswaage für die Abtrennung in 100 ml Bromoform 10—20 g betragen und die zu erwartende Schwermineralmenge über 0,1 g liegen.

Es wurden für diese Untersuchungen insgesamt 280 Schwermineralanalysen durchgeführt. Gezählt wurden entlang von parallelen Linien pro Präparat 100—150 Körner in Abhängigkeit von der Anzahl der opaken Körner, jedoch immer 100 transparente Schwermineralkörner. In 20 Präparaten wurden 300 transparente Schwerminerale pro Präparat ausgezählt.

Vergleicht man die Zählergebnisse der Fraktionen 0,063—0,1 mm; 0,1—0,2 mm und 0,2—0,4 mm am Beispiel des Epidot (Tab. 1—4, im Anhang), so erkennt man signifikante Unterschiede. D. h. Schwermineralanalysen für unterschiedliche Fraktionen sind quantitativ nicht miteinander zu vergleichen.

Dagegen konnten keine qualitativen Unterschiede zwischen den Fraktionen 0,063—0,4 mm und 0,1—0,2 mm festgestellt werden, d. h. es kommt durch die Einengung des Korngrößenspektrums auf die Fraktion 0,1—0,2 mm nicht zu einem Verlust an möglichen Informationen wie KÖLBL (1948) befürchtet. Diese Aussage gilt zunächst nur für die hier untersuchten Rheinsedimente.

Will man wie in der vorliegenden Arbeit die Zentrifugemethode anwenden, so ist es zweckmäßig, sich auf die Fraktion 0,1—0,2 mm zu beschränken; denn die Schwerminerale sind in dieser Fraktion angereichert (Abb. 5). Zudem liegen die Schwerminerale in einer gut bestimmbar Größe vor, und es findet eine größere Zahl an Körnern auf dem Präparat Platz; die Schwerminerale sind dadurch statistisch besser verteilt.

4. Statistik

Aus den oben aufgeführten Gründen wurde nur die Fraktion 0,1—0,2 mm mit statistischen Verfahren ausgewertet (KREYSZIG 1977; MARSAL 1967). Untersucht wurde der zufällige Fehler. Dieser ist schwierig zu fassen, denn es gibt für die Schwermineralanalyse keine Normwerte, mit denen man die empirisch gefundenen Daten vergleichen könnte.

Es treten mehrere zufällige Fehler auf. Durch die Auswahl der Probennahmepunkte wurden nur wenige Bereiche der heterogenen Ablagerung — eines Schüttungskörpers, der hinsichtlich des Liefergebietes und des Schüttungsmechanismus als eine Einheit angesehen werden muß — erfaßt. Die petrographische Zusammensetzung des Schüttungskörpers schwankt sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung um einen Mittelwert.

Ein weiterer zufälliger Fehler geht durch die Bearbeitung der Proben und durch die Herstellung der Streupräparate ein. Beim Aufbringen größerer Schwermineralmengen auf einen Objektträger muß ein Teil der Körner neben das Präparat gestreut werden, da sonst die Besetzungsdichte zu hoch wird. Wenige Körner bleiben wegen ihrer geringen Größe oder der eckigen Form in den Filtern hängen.

Die verbleibenden Schwankungen in den Analysenergebnissen werden durch die Ungenauigkeit der Zählung hervorgerufen. Der hierdurch bedingte Fehler läßt sich nicht vermeiden, aber einengen, indem man die Zahl der zu zählenden Körner erhöht.

Die Auszählung der Schwermineralpräparate erfolgt entlang von Schnittlinien. Die Auswahl dieser Schnittlinien ist zufällig und verursacht somit einen weiteren zufälligen Fehler.

Nicht eindeutig identifizierbare Minerale werden subjektiv bestimmt. So ist insbesondere die Zuordnung stark korrodierter Minerale zu den Gruppen Alterit, Quarzalterit und Alterit bis Opak unsicher. Für die Gruppe der Alterite ergeben sich beim Vergleich der Analysen verschiedener Bearbeiter große Differenzen.

Im folgenden sollen die Ergebnisse für die Fraktion 0,1—0,2 mm diskutiert werden (Tab. 1).

Die Ergebnisse der Schwermineralanalyse zeigen:

a) Änderungen vom Liegenden zum Hangenden in den Profilen A, B, C.

Die Änderungen in diesen Profilen können zufällig sein oder durch Änderungen in der Materialzusammensetzung bedingt sein. Eine Erklärung für die Epidotzunahme bzw. Granat- und Hornblendeabnahme zur Oberkante der Profile liefert die Verwitterung. Die chemische Verwitterung kann den Granat und die Hornblende zersetzt haben, wodurch sich der relative Epidotanteil zwangsläufig erhöhen mußte.

b) Schwankungen innerhalb eines Horizontes.

Diese Schwankungen können sowohl zufällig sein als auch durch die heterogene Zusammensetzung des Sediments hervorgerufen worden sein. Die heterogene Zusammensetzung ist wiederum auf Sortierungseffekte innerhalb des Flußlaufs zurückzuführen.

c) Differenzen zwischen den Zählergebnissen zweier Schwermineralpräparate einer homogenisierten Probe.

Diese Schwankungen sind zufällig, da durch die Homogenisierung alle weiteren denkbaren Einflüsse ausgeschaltet sind.

d) Schwankungen in Abhängigkeit von der Zählmenge.

Diese Schwankungen sind durch die Ungenauigkeit bedingt, mit der jede Zählung einer zufälligen Auswahl aus einer großen Menge behaftet ist. Der Fehler verringert sich mit der Erhöhung der Zahl der pro Präparat gezählten Körner und ist somit systematisch.

Der zufällige Fehler bedingt, daß die Analysen verschiedener Präparate einer Schicht, ja sogar einer homogenisierten Probe verschiedene Ergebnisse liefern. Folglich müssen auch verschiedene Bearbeiter ein und desselben Sedimentkörpers zu unterschiedlichen Ergebnissen kommen. Der zufällige Fehler ist an Hand einer Einzelprobe nicht zu erfassen. Es läßt sich nicht entscheiden, ob z. B. Unterschiede primär im Sediment vorhanden sind, oder ob sie durch die Aufbereitung der Proben, die Herstellung der Präparate oder die Zählung hervorgerufen wurden. Steht mehr als ein Präparat je Probe zur Verfügung, so sind Teilbereiche des zufälligen Fehlers erfaßbar. Es läßt sich der Fehler bestimmen, der durch die Anzahl der ausgezählten Körner pro Präparat gegeben ist.

Durch Mittelwertbildung der Daten mehrerer Schwermineraluntersuchungen einer Probe bzw. eines Horizontes werden Aussagen über die Fehler möglich, mit denen die einzelne Schwermineralanalyse behaftet ist.

4.1 Mittelwertbildung und Berechnung der zugehörigen Standardabweichung

Wie oben beschrieben wurden jedem Horizont 2 bzw. 3 Proben entnommen und geteilt. Da man von einer einheitlichen Schüttung ausgehen kann, muß die Schwer-

mineralverteilung in den Proben aus einem Horizont statistisch gesehen gleich sein. Somit müssen die Differenzen zwischen den empirisch ermittelten Werten durch zufällige Fehler verursacht sein. Es ist daher zulässig, die aus diesen Proben gewonnenen Zählergebnisse zu mitteln und, da der Probenumfang mit 4—6 Proben je Horizont sehr gering ist und der Erwartungswert unbekannt ist, die Stichprobenstandardabweichung zu berechnen.

Die Epidotgruppe ist in den Streupräparaten am stärksten vertreten (Tab. 1—4, im Anhang). Mittelwerte und Standardabweichungen der Epidotgruppe wurden aufgetragen (Abb. 6).

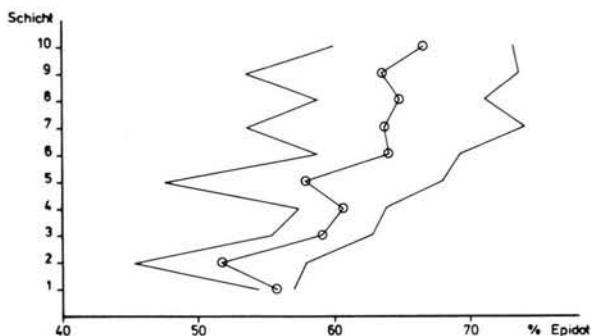


Abb. 6: Mittelwerte und Standardabweichungen für den Epidotanteil des Sediments in der Fraktion 0,1—0,2 mm.

Die Mittelwerte zeigen vom Liegenden zum Hangenden eine leichte Zunahme des Epidotanteils. Es lag nahe zu überprüfen, ob sich diese Tendenz auch separat in den Profilen A, B und C zeigt (Abb. 7). Außerdem wurden die Daten betrachtet, die sich für Profil B aus der Zählung von 300 transparenten Schwermineralen je Präparat ergaben.

Die Verteilung innerhalb der Profile A, B und C kann die Annahme, daß der Epidotgehalt vom Liegenden zum Hangenden ansteigt, nicht stützen. Betrachtet man die Darstellung für Profil A (Abb. 7), so muß man auf eine Gleichverteilung schließen, bei der die Abweichungen der empirisch gefundenen Werte von einem einheitlichen Mittelwert als zufällig angesehen werden. Dagegen zeigt die Darstellung für Profil C (Abb. 7) ähnlich den Mittelwerten aus den Profilen A, B und C einen Anstieg des Epidotanteils um 20 %. Die Darstellung für Profil B (Abb. 7) zeigt einen geringfügigen Anstieg des Epidotanteils. Die große Schwankungsbreite der Werte erlaubt es aber auch, an Hand dieses Profils auf eine Gleichverteilung zu schließen. Eindeutigere Ergebnisse für Profil B ergeben sich aus der Zählung von 300 Körnern pro Präparat auf Grund der Einengung der Schwankungsbreite (Abb. 7). Die Darstellung des Epidotanteils zeigt jetzt Gleichverteilung. Nur in Schicht 5 erreicht der Epidotgehalt höhere Werte. Die Verteilung der Epidotgehalte in den Profilen A, B und C divergiert stark. Isoliert betrachtet, führen die Ergebnisse für diese Profile zu unterschiedlichen Interpretationen.

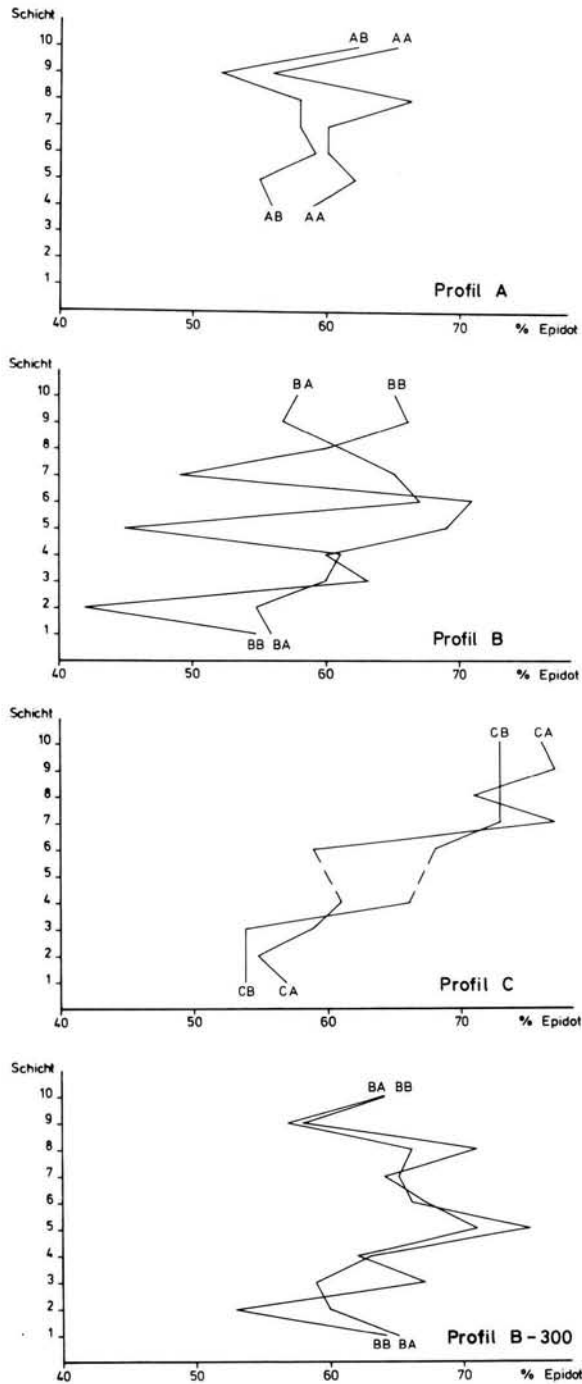


Abb. 7: Verteilung des Epidotanteils der Fraktion 0,1 — 0,2 mm
in den Profilen A, B, C;
Profil B-300 auf der Basis von 300 transparenten Schwermineralkörnern.

Die bisherigen Untersuchungen ergaben kein eindeutiges Ergebnis. Mit Hilfe statistischer Tests (4.2—4.7) wurde überprüft, ob eine Gleichverteilung vorliegt (Nullhypothese).

4.2 Vergleich der Horizonte; Varianzanalyse

Zum Vergleich der Epidotverteilung in verschiedenen Horizonten ist die Varianzanalyse geeignet. Sie vergleicht die Variationen innerhalb einer Schicht mit den Variationen, die sich von Schicht zu Schicht ergeben. Die Varianzanalysen bestätigen die aus den Darstellungen (Abb. 7) hervorgehenden Tendenzen. In den Profilen A und B liegen keine signifikanten Unterschiede zwischen den Ergebnissen für die einzelnen Horizonte vor; die Zählergebnisse für eine Probe schwanken in der gleichen Größenordnung wie die Zählergebnisse für Proben aus verschiedenen Horizonten. Die Nullhypothese wird angenommen. Die Ergebnisse besagen, daß der Schotterkörper zwar heterogen ist, aber einen einheitlichen Schüttungskörper mit einem einheitlichen Liefergebiet darstellt.

Die Ergebnisse für Profil C sprechen gegen die Nullhypothese. Daher wurden für Profil C die Konfidenzintervalle berechnet. Diese überlappen sich. Die Tendenz nach Abb. 7, die auch durch die Varianzanalyse bestätigt wird, wird damit in Frage gestellt. Eine eindeutige Aussage ist bei nur 2 Präparaten je Probe und je Horizont auch bei Anwendung statistischer Tests nicht möglich.

4.3. Vergleich der Profile A, B, C

Vergleicht man die Profile A, B, C mittels statistischer Tests, so erkennt man, daß sämtliche Proben einer Grundgesamtheit angehören können. Zwar zeigen Varianzanalyse und t-Test, daß die Unterschiede zwischen den Profilen signifikant sind, doch die Überlappung der Konfidenzintervalle spricht dagegen.

4.4. Vergleich der Horizonte auf der Basis der Ergebnisse für die Profile A, B und C

Geht man davon aus, daß die in gleicher Höhe entnommenen Proben jeweils der gleichen Grundgesamtheit entnommen sind (4.3), so ist es zulässig, die Horizonte auf der Basis der Ergebnisse für die Profile A, B und C miteinander zu vergleichen (Varianzanalyse). Die Nullhypothese, daß die Proben aller Horizonte einer Grundgesamtheit angehören, wird angenommen. Der Anstieg des Epidotanteils (Abb. 6) kann nach Anwendung der statistischen Tests als zufällig angesehen werden. Die Betrachtungen für die bisherigen Ergebnisse für die Profile A, B und C sowie für die Mittelwerte aus diesen Profilen machen eine signifikante Änderung vom Liegenden zum Hangenden unwahrscheinlich.

4.5. Vergleich der Zählung von 100 mit der Zählung von 300 transparenten Schwermineralen je Präparat

Die Mittelwerte für eine Probe, gebildet auf der Basis von 2 Zählungen mit je 100 transparenten Schwermineralen, haben enorme Konfidenzintervalle. Es stellt sich die Frage, ob zwei Präparate einer Probe tatsächlich derart stark differieren, oder ob die Unterschiede durch die Auszählung von nur 100 transparenten Schwermineralen je Präparat vorgetäuscht werden.

Die Varianzanalyse prüft, ob auch bei Zählung von 300 Körnern sämtliche Horizonte einer Grundgesamtheit angehören können (Nullhypothese). Für die Ergebnisse der Zählung von 100 Körnern wird die Nullhypothese angenommen (4.2); für die Zählung von 300 Körnern wird sie verworfen. Hier kommt zum Ausdruck, daß die Zählung von 300 Körnern nur eine Einengung der Schwankungsbreite in einem Horizont bewirkt. Hingegen bleiben die Schwankungen in der Vertikalen bestehen. Auch die maximale Abweichung vom Mittelwert wird nicht verringert.

Es wurden zusätzlich die Konfidenzintervalle berechnet. Diese überlappen sich sowohl bei der Zählung von 100 als auch bei der Zählung von 300 Körnern je Präparat. Danach ist es möglich, daß auch bei Zählung von 300 Körnern je Präparat sämtliche wahren Werte in den Überlappungsbereich fallen und nicht signifikant differieren.

4.6. Schwankungen zwischen den Ergebnissen für 2 Schwermineralpräparate einer homogenisierten Probe

Statistisch gesehen muß die Schwermineralverteilung in 2 Präparaten einer homogenisierten Probe gleich sein. Der Erwartungswert für die Differenz der Ergebnisse ist folglich Null. Die empirisch ermittelten Differenzen zwischen den Ergebnissen von jeweils 2 Präparaten einer Probe sind Zufallsvariable.

Den folgenden Berechnungen liegen die 52 Präparate aus den Profilen A, B und C und 18 weitere Präparate aus 9 Proben derselben Grube zu Grunde. Es ergeben sich je Fraktion 35 Differenzen zwischen 2 statistisch gesehen gleichen Präparaten.

Aus den Standardabweichungen zu den jeweils 35 Werten wurden die Grenzen errechnet, innerhalb derer 95 %, 90 % und 80 % aller möglichen Ergebnisse liegen können. Die Grenzen liegen um folgende Werte auseinander:

Epidotgruppe	Fraktion	Mittelwert	Wahrscheinlichkeit		
			95 %	90 %	80 %
	0,063 — 0,4 mm	51,7 ± 11,1	25,4	21,3	16,1
	0,063 — 0,1 mm	58,8 ± 6,8	14,7	12,3	9,6
	0,1 — 0,2 mm	60,9 ± 7,7	15,4	13,0	10,1
	0,2 — 0,4 mm	35,8 ± 16,6	31,1	26,1	20,3

Berechnung für Profil B, Fraktion 0,1 — 0,2 mm für die Ergebnisse der Auszählung von 100 und 300 transparenten Schwermineralkörnern je Präparat:

Epidotgruppe	Zählmenge	Mittelwert	Wahrscheinlichkeit		
			95 %	90 %	80 %
	100	59,3 ± 7,8	22,3	18,7	14,6
	300	64,1 ± 5,2	8,1	6,8	5,3

Jede dieser Berechnungen geht von einem empirisch gefundenen Mittelwert aus und kann daher auch nur für diesen Mittelwert einschließlich eines Toleranzbereiches gelten. Für andere Mittelwerte müssen neue Berechnungen durchgeführt werden.

Halbiert man die Werte, die sich für die maximale Differenz zwischen 2 unabhängigen Zählungen einer homogenisierten Probe ergeben, so erhält man die maximal möglichen Abweichungen vom Mittelwert bei einer Wahrscheinlichkeit von 95 %, 90 % und 80 %. Die Abweichung kann positiv oder negativ sein.

Die Zählung von 300 Schwermineralen je Präparat wurde für Profil B in der Fraktion 0,1 — 0,2 mm durchgeführt. Diese Auszählung verengt die Grenzen, innerhalb derer 95 %, 90 % und 80 % aller möglichen Werte liegen. Nach KÖLBL (1948, 54) erhöht sich durch mehrfaches Auszählen eines Präparates nur die Genauigkeit für dieses eine Präparat. Dies gilt auch, wenn statt 100 jetzt 300 Schwermineralkörner je Präparat ausgezählt werden. Da ein Schüttungskörper stets heterogen ist, kann die höhere Zählgenauigkeit für eine Probe nicht geeignet sein, die gesamte Grube zu charakterisieren. Die Fehlergrenzen für eine Probe sollten nicht enger sein als die Fehlergrenzen, die durch die Schwankungsbreite im Sediment vorgegeben sind.

Die Fehlergrenzen werden ebenfalls verengt, wenn den Berechnungen eine große Zahl von Proben zu Grunde liegt; denn durch die Erhöhung der Probenzahl verringert sich die Standardabweichung für die Differenz zwischen 2 unabhängigen Zählergebnissen für eine Probe.

Einen Überblick über die Schwermineralverteilung in einem einheitlichen Sedimentkörper erhält man am ehesten, wenn man möglichst viele Proben untersucht und aus den Ergebnissen Mittelwerte bildet. Dadurch erfaßt man ein breites Spektrum der Ablagerung und grenzt zudem das Konfidenzintervall für den Mittelwert ein. Diese Eingrenzung ist sicher realistischer als die Eingrenzung, die sich durch die höhere Zählgenauigkeit bei einem Präparat ergibt.

4.7. Schwankungen des Epidotanteils in der Grube

Da die Ergebnisse für die Schwankungen des Epidotanteils durch die Addition mehrerer unabhängiger Zufallsgrößen hervorgerufen werden, müssen sich die Varianzen der einzelnen Zufallsgrößen nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz von GAUSS zu der Varianz sämtlicher auftretenden Größen summieren. Die Varianz einer Summe von 2 Zufallsgrößen ist gleich der Summe der Varianzen der beiden Zufallsgrößen:

$\delta_{1+2}^2 = \delta_1^2 + \delta_2^2$. Die Varianz der Summe δ_{1+2}^2 ergibt sich im vorliegenden Fall aus den Zählergebnissen. Die Varianz der Zählung δ_2^2 ergibt sich rechnerisch aus der Binomialverteilung nach der Formel: $\delta^2 = n p (1-p)$ mit n = Anzahl der ausgezählten Körner je Präparat; p = Wahrscheinlichkeit für das Eintreffen eines bestimmten Ereignisses.

Durch die Bildung der Differenz $\delta_{1+2}^2 - \delta_2^2$ erhält man einen Wert, der die Schwankungen des Epidotanteils in der Grube und den Bearbeitungsfehler beinhaltet (δ_1).

$\delta_{1+2} = 7,76$	Standardabweichung der Summe
$\delta_2 = 4,87$	Zählfehler für $n = 100$
$\delta_1^2 = 7,76^2 - 4,87^2$	
$\delta_1 = 6,04$	

Da die Summe δ_1 von Bearbeitungsfehler und den Schwankungen des Epidotanteils in der Grube in diesem Beispiel größer ist als der Zählfehler δ_2 , kann eine Verbesserung des Ergebnisses besser durch Herabsetzung des Fehlers δ_1 (Bearbeitungsfehler plus Schwankungen in der Grube) als durch eine Verminderung des Zählfehlers δ_2 erreicht werden. Die Herabsetzung des Fehlers δ_1 muß durch Erhöhung der Probenzahl erfolgen. Durch die Bearbeitung einer großen Anzahl Proben kommt man zu realistischeren Ergebnissen als durch das sehr genaue Auszählen einzelner Präparate. Dies gilt um so mehr, als in diesem Beispiel die Probenzahl sehr viel höher liegt als bei dem üblichen Bearbeitungsverfahren. Es wurde die 3-fache Probenzahl genommen und jede Probe noch einmal geteilt.

5. Zusammenfassung

Üblicherweise werden für die schwermineralanalytische Bearbeitung entlang ausgewählter Profile Proben genommen. Von diesen Proben wird je ein Schwermineralpräparat angefertigt und ausgezählt. Das Ergebnis der Auszählung von 100 transparenten Schwermineralen je Präparat wird als repräsentativ für eine Sediment-Abfolge angesehen.

Statistisch gesehen ist eine solche Aussage sehr unsicher. Es ist kaum möglich, die Genauigkeit solcher Schwermineralanalysen abzuschätzen. Durch Probennahme in parallel zueinander liegenden Profilen, durch das Teilen der Proben und das Fraktionieren dieser Teilmengen war die Möglichkeit zur Berechnung von Mittelwerten und ihren Standardabweichungen sowie zum Vergleich der Einzeldaten gegeben. Die Ergebnisse lassen Rückschlüsse auf bisherige Schwermineralanalysen zu.

Wie die Untersuchungen zeigten, kann durch eine zu geringe Probenzahl je Aufschluß eine Änderung im Schwermineralgehalt (Abb. 7) vorgetäuscht werden. Dies führt zu Fehlschlüssen, die durch die Ergebnisse verschiedener statistischer Tests noch bestärkt werden.

Da selbst in dem vorliegenden Beispiel der Zählfelder der kleinere Fehler ist, erscheint eine Zählung von 100 transparenten Schwermineralen je Präparat in jedem

Fall ausreichend. Einen Überblick über die Schwermineralverteilung erhält man am sichersten, wenn man eine möglichst hohe Probenzahl untersucht und aus den Ergebnissen Mittelwerte bildet.

Da ein Schüttungskörper stets heterogen ist, kann eine höhere Zählmenge (z. B. 300 Körner) je Präparat nicht geeignet sein, die Schwermineralpopulation einer Grube genauer zu charakterisieren. Die Fehlergrenzen für eine Probe sollten nicht enger sein als die Fehlergrenzen, die durch die natürliche Schwankungsbreite im Sediment vorgegeben sind.

Die Überlegungen bezüglich der quantitativen Untersuchungen gelten nur für Sedimente, die den untersuchten zumindest ähnlich sind — also für fluviatile Sande und Schotter des Pleistozäns mit einem Einzugsgebiet wie dem des Mittelrheins zur Hauptterrassenzeit. Bereits die Mittelterrassen haben eine andere Schwermineralverteilung.

6. Schriftenverzeichnis

- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Über die Auswirkung quartärer Tektonik auf die altpleistozänen Mittelrhein-Terrassen. — *Catena*, 4: 385—408, 4 Fig., 1 Tab.; Gießen.
- BIRKENHAUER, J. (1973): Zur Chronologie, Genese und Tektonik der plio-pleistozänen Terrassen am Mittelrhein und seinen Nebenflüssen. — *Z. Geomorph. N.F.*, 17(4): 489—498, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- GURLITT, D. (1949): Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. — *Forsch. dt. Lkde.*, 46: 159 S., 28 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- KAISER, K. (1961): Gliederung und Formenschatz des Pliozäns und Quartärs am Mittel- und Niederrhein, sowie in den angrenzenden Niederlanden unter besonderer Berücksichtigung der Rheinterrassen. — *Köln u. Rheinld., Festschrift*, 33: 236—278, 6 Abb., 7 Tab., 3 Kt.; Wiesbaden.
- KÖLBI, L. (1948): Untersuchungen über die Verteilung von Schwermineralien im niederbayrischen Tertiär. — *Neues Jb. Min., Geol., Paläont.*, 79A: 39—103, 13 Abb.; Stuttgart.
- KREYZIG, E. (1977): Statistische Methoden und ihre Anwendungen, 6 Aufl. — 451 S., 82 Abb.; Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht).
- MARSAL, D. (1967): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. — 152 S., 40 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MORDZIO, C. (1951): Der geologische Werdegang des Mittelrheintales. — *Geol. d. Mittelrheintales u. d. Eifel*, 1: 76 S., 38 Abb., 6 Tab.; Melle.
- RAZI RAD, M. (1976): Schwermineraluntersuchungen zur Quartär-Stratigraphie am Mittelrhein. — *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 28: 164 S., 51 Abb., 6 Tab., 1 Beil.; Köln.
- SEMMEL, A. (1972): Fragen der Quartärstratigraphie im Mittel- und Oberrhein-Gebiet. — *Jber. u. Mitt. Oberrh. geol. Ver., N.F.*, 54: 61—71, 2 Abb.; Frankfurt a. M.

- SINDOWSKI, K.-H. (1938): Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluvialen Rheinterrassen und Löss des Mittel- und Niederrheingebietes. — Z. dt. geol. Ges., 92: 477—499, 6 Abb.; Stuttgart.
- WYPYRSCZYK, B. (1983): Statistische Untersuchungen der Schwermineralführung pleistozäner Sedimente am Mittelrhein. — Dipl.-Arb., Geol. Inst. Univ. Köln: 134 S., 11 Abb., 9 Tab.; Köln. — [Unveröff.]

Manuskript eingegangen am 19. 6. 1984, Nachträge März 1985.

7. Anhang

Tabellen 1 — 6

Erläuterung zu den Tabellen 1 — 4 (Probennummer):

Beispiel: B 1 A c

```

    B 1 A c
    |  |  |  |
    |  |  |  |—— Fraktion
    |  |  |—— Probenteil
    |  |—— Probenentnahmepunkt (nach Abb. 3)
    |—— Profilbezeichnung
  
```

Tab. 1: Schwermineralanalysen in der Fraktion 0,1 — 0,2 mm für Profil B
auf der Basis von 100 und 300 (Profil B-300) transparenten Körnern.

Probennummer	Gewicht der SM in g	relative Korn % der transparenten Schwermineralkörner										relative Korn % aller gezählten Körner			
		Epidotgruppe	Alterit	Hornblende	Chloritoid	Glaukophan	Granat	Zirkon	Turmalin	Titanoxidgruppe	Staurolith	Disthen	Sillimanit	Opake	Alterite bis Opake
B 10Ac	0,0099	58	9	4	—	—	—	3	11	9	6	—	—	9	26
B 10Bc	0,0133	65	11	1	1	—	1	—	6	3	11	1	—	3	26
B 9Ac	0,0155	57	6	5	—	—	—	4	17	2	5	4	—	7	25
B 9Bc	0,0160	66	6	3	—	—	—	4	7	6	7	—	—	9	17
B 8Ac	0,0067	61	14	7	1	—	2	3	6	2	4	—	—	5	22
B 8Bc	0,0087	60	17	2	1	—	2	2	6	3	4	1	—	9	12
B 7Ac	0,0395	65	17	5	—	1	—	1	7	2	1	1	—	7	11
B 7Bc	0,0408	49	19	10	—	—	6	3	2	2	5	4	—	9	19
B 6Ac	0,0080	67	12	5	—	—	3	5	3	3	2	—	—	5	15
B 6Bc	0,0097	71	10	4	—	—	4	2	6	—	3	—	—	16	13
B 5Ac	0,0162	45	35	2	2	—	2	1	1	—	5	—	—	6	15
B 5Bc	0,0128	69	17	1	—	—	1	3	4	1	3	1	—	12	10
B 4Ac	0,0290	61	18	4	—	—	9	2	2	1	3	—	—	8	17
B 4Bc	0,0067	60	8	—	—	—	10	8	3	7	4	—	—	7	10
B 3Ac	0,0277	60	13	6	3	—	6	1	4	2	4	1	—	10	18
B 3Bc	0,0280	63	19	5	—	—	5	3	2	2	1	—	—	5	12
B 2Ac	0,0165	55	19	10	—	—	4	1	5	2	3	1	—	10	14
B 2Bc	0,0169	42	26	16	—	1	5	2	1	4	1	2	—	6	10
B 1Ac	0,0409	56	25	2	—	—	5	2	5	1	2	2	—	3	19
B 1Bc	0,0351	55	21	5	—	—	8	1	5	5	—	—	—	9	9

Fortsetzung siehe nächste Seite

Fortsetzung Tab. 1

Profil B-300

Probennummer	Gewicht der SM in g	relative Korn % der transparenten Schwermineralkörner										relative Korn % aller gezählten Körner			
		Epidotgruppe	Alterit	Hornblende	Chloritoid	Glaukophan	Granat	Zirkon	Turmalin	Titanoxidgruppe	Staurolith	Disthen	Sillimanit	Opake	Alterite bis Opake
B 10Ac	0,0099	64	6	4	x	—	1	3	10	4	4	2	1	8	28
B 10Bc	0,0133	64	8	3	1	—	3	1	8	2	7	2	1	7	27
B 9Ac	0,0155	57	7	2	x	x	1	3	15	3	8	3	—	8	26
B 9Bc	0,0160	58	7	4	1	—	2	1	13	4	7	3	—	8	28
B 8Ac	0,0067	66	7	6	1	—	3	4	5	2	5	x	—	6	18
B 8Bc	0,0087	71	12	2	1	—	3	3	4	1	2	x	1	6	20
B 7Ac	0,0395	65	14	4	x	—	2	1	3	4	4	2	—	9	17
B 7Bc	0,0408	64	13	5	1	—	3	3	6	2	2	1	—	7	18
B 6Ac	0,0080	66	11	6	x	x	2	1	7	2	3	1	—	7	22
B 6Bc	0,0097	67	14	3	—	—	4	2	5	2	2	1	—	6	19
B 5Ac	0,0162	75	11	2	—	—	3	1	4	1	3	—	x	6	23
B 5Bc	0,0128	72	15	x	1	—	1	2	4	1	3	1	—	8	22
B 4Ac	0,0290	63	16	4	1	—	5	2	3	3	1	1	—	9	21
B 4Bc	0,0067	62	11	1	x	—	10	5	2	4	4	x	—	9	8
B 3Ac	0,0277	59	16	5	2	—	7	2	6	1	2	x	x	6	18
B 3Bc	0,0280	67	12	3	1	—	6	2	4	1	3	1	—	10	13
B 2Ac	0,0165	60	15	14	—	—	4	1	2	2	1	1	—	9	13
B 2Bc	0,0169	53	17	14	1	—	6	1	3	2	3	x	—	10	12
B 1Ac	0,0409	65	16	2	x	—	5	x	5	1	3	1	—	8	16
B 1Bc	0,0351	64	13	6	1	—	6	2	3	2	2	x	—	9	15

x Anteil unter 0,5 %

Tab. 2: Schwermineralanalysen in der Fraktion 0,063 — 0,1 mm für Profil B
auf der Basis von 100 transparenten Körnern.

Probennummer	Gewicht der SM in g	Epidotgruppe	relative Korn % der transparenten Schwermineralkörner											relative Korn % aller gezählten Körner	
			Alterit	Hornblende	Chloritoid	Glaukophan	Granat	Zirkon	Turmalin	Titanoxidgruppe	Staurolith	Disthen	Sillimanit	Opake	Alterite bis Opake
B 10Ab	0,0031	62	11	2	—	—	2	10	7	5	1	—	—	6	20
B 10Bb	0,0029	59	8	8	—	1	3	8	4	4	3	1	1	6	13
B 9Ab	0,0080	70	3	1	—	—	—	16	4	5	1	—	—	8	23
B 9Bb	0,0098	53	6	3	—	—	—	28	3	3	3	1	—	15	19
B 8Ab	0,0018	51	5	10	—	1	2	18	3	7	3	—	—	7	18
B 8Bb	0,0011	51	8	13	—	—	4	15	5	3	1	—	—	5	15
B 7Ab	0,0031	60	7	10	—	—	6	6	3	4	1	2	—	3	17
B 7Bb	0,0012	57	10	8	—	—	3	10	6	4	2	—	—	6	10
B 6Ab	0,0052	64	5	5	—	—	3	11	5	5	2	—	—	1	27
B 6Bb	0,0059	66	14	3	—	—	3	9	1	2	2	—	—	3	9
B 5Ab	0,0282	62	8	5	—	—	3	7	3	7	4	—	—	5	18
B 5Bb	0,0237	65	11	4	—	—	3	6	5	1	4	1	—	6	21
B 4Ab	0,0065	53	16	5	—	—	6	7	5	3	3	2	—	4	11
B 4Bb	0,0089	53	12	11	—	—	6	12	3	2	1	—	—	2	17
B 3Ab	0,0093	64	14	5	—	—	3	5	4	3	—	1	1	3	15
B 3Bb	0,0076	60	14	3	—	—	2	11	4	3	3	—	—	3	18
B 2Ab	0,0050	66	6	11	—	—	4	8	1	3	1	—	—	4	18
B 2Bb	0,0059	58	9	19	—	—	4	3	1	2	3	1	—	2	16
B 1Ab	0,0110	48	13	12	—	—	10	8	4	4	1	—	—	6	14
B 1Bb	0,0116	50	14	13	—	—	10	5	3	3	1	1	—	4	12

Tab. 3: Schwermineralanalysen in der Fraktion 0,2—0,4 mm für Profil B auf der Basis von 100 transparenten Körnern.

Probennummer	Gewicht der SM in g	relative Korn % der transparenten Schwermineralkörner										relative Korn % aller gezählten Körner			
		Epidotgruppe	Alterit	Hornblende	Chloritoid	Glaukophan	Granat	Zirkon	Turmalin	Titanoxidgruppe	Staurolith	Disthen	Sillimanit	Opake	Alterite bis Opake
B 10Ad	0,0010	56	11	—	—	—	—	—	11	22	—	—	—	15	40
B 10Bd	0,0010	50	—	—	—	—	—	—	50	—	—	—	—	39	20
B 9Ad	0,0036	13	8	—	—	—	—	—	39	—	37	3	—	27	24
B 9Bd	0,0026	20	16	—	—	—	—	—	44	—	20	—	—	19	25
B 8Ad	0,0032	46	10	4	—	—	—	—	18	—	22	—	—	8	28
B 8Bd	0,0025	17	22	6	—	—	—	6	17	—	32	—	—	18	27
B 7Ad	0,0031	42	33	—	—	—	—	—	18	2	5	—	—	8	27
B 7Bd	0,0024	20	60	—	—	—	—	—	13	—	7	—	—	10	37
B 6Ad	0,0017	13	62	6	—	—	—	—	13	—	6	—	—	10	30
B 6Bd	0,0012	43	14	—	—	—	—	14	29	—	—	—	—	13	19
B 5Ad	0,0019	45	55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11	35
B 5Bd	0,0020	35	47	6	—	—	—	—	12	—	—	—	—	—	48
B 4Ad	0,0077	49	18	4	—	—	2	—	20	—	7	—	—	3	16
B 4Bd	0,0049	48	24	3	—	—	—	—	18	—	7	—	—	8	34
B 3Ad	0,0183	36	12	22	—	—	2	2	16	—	10	—	—	4	16
B 3Bd	0,0052	35	25	7	—	—	—	2	18	—	13	—	—	16	31
B 2Ad	0,0061	18	14	12	—	—	10	11	19	4	12	—	—	14	20
B 2Bd	0,0039	25	12	18	—	1	5	3	21	3	12	—	—	17	24
B 1Ad	0,0044	36	27	12	—	—	1	1	12	5	6	—	—	11	28
B 1Bd	0,0041	12	38	—	—	—	8	4	15	—	15	8	—	3	46

Tab. 4: Schwermineralanalysen in der Fraktion 0,063 — 0,4 mm für Profil B
auf der Basis von 100 transparenten Körnern.

Probennummer	Gewicht der SM in g	Epidotgruppe	relative Korn % der transparenten Schwermineralkörner										relative Korn % aller gezählten Körner		
			Alterit	Hornblende	Chloritoid	Glaukophan	Granat	Zirkon	Turmalin	Titanoxidgruppe	Staurolith	Disthen	Sillimanit	Opake	Alterite bis Opake
B 10Aa	0,0010	58	14	3	—	—	—	—	22	—	3	—	—	7	30
B 10Ba	0,0009	50	33	17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	35
B 9Aa	0,0044	52	12	1	—	—	1	—	24	2	7	1	—	11	31
B 9Ba	0,0060	52	3	1	—	1	1	9	17	7	7	2	—	14	22
B 8Aa	0,0059	25	42	8	—	—	—	8	17	—	—	—	—	3	10
B 8Ba	0,0043	54	12	10	—	—	2	8	3	1	8	1	1	14	21
B 7Aa	0,0024	43	19	13	—	—	—	—	13	2	—	7	—	14	25
B 7Ba	0,0021	60	13	4	—	—	—	—	17	—	6	—	—	9	30
B 6Aa	0,0033	59	17	6	—	1	2	—	7	2	3	2	—	6	26
B 6Ba	0,0028	52	15	8	—	—	1	4	8	1	5	6	—	5	20
B 5Aa	0,0071	51	31	6	—	—	1	1	7	—	1	1	—	8	23
B 5Ba	0,0065	64	16	5	—	—	1	5	3	3	2	1	—	6	19
B 4Aa	0,0080	49	18	8	—	—	2	3	11	4	3	—	—	5	23
B 4Ba	0,0074	43	21	15	—	—	8	2	2	4	5	—	—	7	21
B 3Aa	0,0067	51	20	7	—	—	5	7	5	1	2	2	—	8	13
B 3Ba	0,0065	57	19	6	—	—	6	2	4	3	1	1	—	3	23
B 2Aa	0,0071	45	11	13	—	—	7	2	10	2	8	2	—	6	11
B 2Ba	0,0046	41	16	15	—	—	5	—	11	3	9	—	—	2	19
B 1Aa	0,0040	40	33	10	—	1	7	—	5	—	3	1	—	11	21
B 1Ba	0,0047	40	20	13	1	—	2	2	15	—	5	2	—	8	31

Die vollständigen Tabellen mit den Profilen A und C sind in der Dipl.-Arb. WYPYRSCZYK (1983) aufgeführt. Die Tabellen können bei den Autoren angefordert werden.

Tab. 5: Mittelwerte und Standardabweichungen für den Schwermineralgehalte in der Fraktion 0,1 — 0,2 mm aus den Zählergebnissen der Profile A, B, C

Mittelwerte für die Proben	A 10, B 10, C 10		A 9, B 9, C 9		A 8, B 8, C 8		A 7, B 7, C 7		A 6, B 6, C 6		A 5, B 5		A 4, B 4, C 4		B 3, C 3		B 2, C 2		B 1, C 1	
	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ	$\bar{x}$	δ
Epidotgruppe	66,5	6,8	63,5	10,1	64,8	6,1	63,7	10,3	64,0	5,3	57,8	10,2	60,5	3,3	59,0	3,7	51,5	6,4	55,5	1,3
Alterit	9,5	5,2	7,7	4,3	16,0	4,3	16,3	7,3	14,7	4,5	27,0	7,5	15,8	5,1	13,3	4,9	17,8	6,4	18,0	6,1
Hornblende	1,7	1,6	2,3	1,6	2,2	2,5	4,2	3,2	4,0	2,1	1,5	0,6	3,2	2,0	5,5	0,6	11,5	3,1	7,0	4,2
Chloritoid	0,2	0,4	0,5	0,8	0,3	0,5	—	—	0,3	0,8	0,5	1,0	0,3	0,5	1,3	1,3	0,3	0,5	0,8	1,0
Glaukophan	—	—	—	—	—	—	0,2	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,5	—	—
Granat	0,7	0,5	0,7	0,8	2,8	1,3	2,8	2,5	3,2	2,3	1,0	0,8	8,2	1,7	8,5	3,5	6,5	2,4	7,8	2,1
Zirkon	2,7	2,1	3,0	1,7	1,5	1,2	1,7	1,0	2,8	1,5	1,8	1,0	3,3	2,3	3,3	1,7	2,0	0,8	2,8	1,5
Turmalin	6,3	2,4	11,0	5,8	5,2	0,8	4,7	1,8	4,3	1,5	3,0	1,4	3,3	1,9	2,5	1,3	2,8	2,1	3,8	1,5
Titanoxidgruppe	3,8	2,6	2,7	1,8	3,0	1,7	1,5	1,1	2,5	2,0	0,8	1,0	3,0	2,1	2,3	0,5	2,3	1,3	2,5	1,7
Staurolith	7,2	1,9	6,0	1,6	3,5	1,2	2,3	1,5	3,2	1,7	3,8	1,0	2,3	1,7	2,8	2,8	3,0	2,2	0,8	1,0
Disthen	1,0	1,1	1,5	1,4	0,2	0,4	2,0	1,1	0,7	0,8	1,0	0,8	0,7	1,2	0,8	1,0	1,3	1,0	0,8	1,0
Sillimanit	—	—	—	—	—	—	0,2	0,4	—	—	0,3	0,5	0,2	0,4	—	—	—	—	0,3	0,5
Hornblende + Granat	2,5	1,4	4,5	1,1	5,3	2,9	7,2	5,0	7,5	1,6	2,8	1,7	11,7	2,9	15,3	3,9	18,5	3,3	15,5	6,8
Stabile	12,8	5,1	16,7	6,7	9,7	2,3	7,8	1,8	9,7	2,5	8,0	7,2	9,7	4,5	8,0	2,0	7,0	2,2	9,0	1,4
Metamorphe	8,2	2,2	7,5	1,8	3,7	1,4	5,5	2,7	3,8	1,8	5,0	0,8	3,2	1,2	3,5	2,4	4,3	1,3	1,8	1,7

Tab. 6: Schwermineralgehalt in der Fraktion 0,1 — 0,2 mm in g und Gew. %.

Probe	g	%	Probe	g	%	Probe	g	%	Mittelwert
A10Ac	0,0247	1,8687	B10Ac	0,0099	0,6654	C10Ac	0,0223	2,1697	1,5871 ± 0,6708
A10Bc	0,0272	1,8905	B10Bc	0,0133	0,8085	C10Bc	0,0240	2,1196	
A 9Ac	0,0051	0,3002	B 9Ac	0,0155	0,8470	C 9Ac	0,0243	1,2932	0,7761 ± 0,4153
A 9Bc	0,0047	0,2694	B 9Bc	0,0160	0,8527	C 9Bc	0,0223	1,0939	
A 8Ac	0,0155	0,9096	B 8Ac	0,0067	0,3637	C 8Ac	0,0263	1,3545	0,9672 ± 0,3489
A 8Bc	0,0148	0,8592	B 8Bc	0,0087	1,1008	C 8Bc	0,0235	1,2151	
A 7Ac	0,0378	2,0568	B 7Ac	0,0395	2,3421	C 7Ac	0,0078	0,4162	1,5178 ± 0,8951
A 7Bc	0,0330	1,9021	B 7Bc	0,0408	2,0511	C 7Bc	0,0066	0,3386	
A 6Ac	0,0052	0,2781	B 6Ac	0,0080	0,4359	C 6Ac	0,0367	2,1907	1,0429 ± 1,0556
A 6Bc	0,0042	0,2410	B 6Bc	0,0097	0,5232	C 6Bc	0,0460	2,5882	
A 5Ac	0,0066	0,3363	B 5Ac	0,0162	0,8702				0,6334 ± 0,2223
A 5Bc	0,0134	0,6310	B 5Bc	0,0128	0,6961				
A 4Ac	0,0310	1,6268	B 4Ac	0,0290	1,5805	C 4Ac	0,0224	1,4025	1,3254 ± 0,4844
A 4Bc	0,0293	1,6570	B 4Bc	0,0067	0,3762	C 4Bc	0,0213	1,3093	
			B 3Ac	0,0277	1,5958	C 3Ac	0,0179	0,9922	1,3229 ± 0,3580
			B 3Bc	0,0280	1,6673	C 3Bc	0,0180	1,0363	
			B 2Ac	0,0165	0,9773	C 2Ac	0,0227	1,3559	1,2143 ± 0,2540
			B 2Bc	0,0169	1,0246	C 2Bc	0,0284	1,4995	
			B 1Ac	0,0409	2,2726	C 1Ac	0,0249	1,6233	1,8595 ± 0,3023
			B 1Bc	0,0351	1,8975	C 1Bc	0,0237	1,6445	

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	205—210 3 Abb.	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	-------------------	----------------------

Kleinformen von Strukturböden in den Hochlagen des Bayerischen Waldes

ULRICH HAUNER *)

Pedogenesis, miniature forms, sorted polygons, parent materials, upper zones.
Bavarian Forest (Großes Falkenstein-Gebiet), Bayern,
TK 25: Nr. 7044

Kurzfassung: Erstmals werden rezente Erdknospen und Texturböden aus den Hochlagen eines deutschen Mittelgebirges beschrieben. Untersuchungen der Form, des Substrats und der Frosteffekte belegen ihre Entstehung als Strukturböden. Im Vordergrund der Untersuchung stehen die heutigen Bedingungen für die Weiterentwicklung und Erhaltung der Form. Dem feuchtigkeitsbedingten Aufquellen des thixotropen Substrats im Sommerhalbjahr und der Bildung von Eiskörnchen an Eistagen kommt eine große morphogenetische Bedeutung für die Kleinformen zu.

[Miniature forms of sorted polygons in the upper zones of "Bayerischer Wald"]

Abstract: This is the first description of recently developed Erdknospen (soil buds) and Texturböden (structured soils) from the upper zones of a medium high mountainous region in Germany. Investigations of their form, their substratum and the frost effects give evidence of their genesis as sorted polygons. The most important aspect is that of the present conditions for the further development and the preservation of these miniature forms. The swelling up of the thixotropic substratum due to humidity in summer, and the crystallization of ice granules on frosty days is of great morphogenetic importance.

1. Einleitung

Dem frdl. Hinweis von Dr. G. PROPACH/München auf Kleinpolygone am Großen Falkenstein folgend, suchte der Verf. in den vergangenen Jahren Hochlagengebiete des Inneren Bayerischen Waldes ab und konnte außer dem in einem Abri gelegenen Strukturbodenfeld nahe dem Gipfel des Großen Falkensteins (1300 m ü. N. N., S/NW-Exposition, 33 Erdknospen, 25 Polygone in einem Texturboden) drei kleinere Erdknospenfelder an der Südflanke des Falkensteins (1285 m ü. N. N., NNE-Exposition), östlich des Wanderwegs von der Rachelkapelle zum Rachelgipfel im Nationalpark Bayerischer Wald (1265 m ü. N. N., SW/W-Exposition) und oberhalb des Wald-

*) Anschrift des Autors: Dr. U. HAUNER, Floriansmühlstr. 13, 8000 München 45.

schmidthauses im Nationalpark (1380 m ü. N. N., SW/W-Exposition) finden und untersuchen. Begehungen in der Gipfelregion des Arbers, sowie entlang des Lusen-Grenzkamms erbrachten trotz der häufigen Leitform Felsburg keine weiteren Funde.

Den vier Vorkommen ist neben der Höhenstufe (Gipfelregion des Mittelgebirges mit hohen Nebelniederschlägen: 200 bis 300 m unterhalb der hypothetischen Waldgrenze) die mikroklimatisch bedeutsame Schutzlage unterhalb von Frostkliffs und in Klüften von Felsburgen, die Vegetationsfreiheit (zugleich Voraussetzung als auch Folge bodendynamischer Prozesse im Strukturbodenfeld) einer maximal 2° geneigten Bildungsfläche, das Fehlen oberflächiger Abspülung, Feuchtigkeitzufuhr allein durch Nebel und geringe Mengen von Sickerwasser, aber auch ein dichter Felsuntergrund als Wasserstauer gemein.

Bei den Erdknospen handelt es sich um locker gefügte, weichplastische Feinerdehöcker mit einem Durchmesser von 5 bis 20 cm, die 1 bis 4 cm über der Umgebung aufgewölbt sind. Größere Einzelformen ab 10 cm Durchmesser haben sich über mehr als 6 cm mächtigem Substrat gebildet und sind stets von aussortiertem Grobmaterial umkränzt.

Bei Detritustiefen von weniger als 4 cm treten keine Erdknospen mehr auf, statt dessen finden wir einen Texturboden (im Gegensatz zu Zellenböden ohne Steinchen im polygonalen Reißnetz), wenn zwei Bedingungen erfüllt sind: Erstens darf die Korngrößenverteilung des Substrats nur ein Spektrum von tonig bis feinsandig (mit einem Maximum von mehr als 50 % in der Fraktion von 2 bis 36 μ) aufweisen, zweitens muß das Substrat in durchschnittlich feuchten Sommern fast bis zur Übersättigung durchfeuchtet sein. Am Großen Falkenstein konnte beobachtet werden, daß sich in den Sommerhalbjahren 1982 und 1983 niemals das polygonale Muster verlor, in der trockenen Hochwinterphase aber alle Risse geschlossen waren. Offensichtlich wird gegen Ende der Frostwechselperiode die Fläche des Texturbodens noch vor dem benachbarten Erdknospenfeld stark durchfeuchtet, so daß Frostrisse auftreten. Dabei erreicht in diesen Tagen das Porengefüge des Substrats — das thixotrope Eigenschaften zeigt — seinen Ausgleichszustand in den Grenzen der Polygone, so daß das Netz erhalten bleibt. Welche Rolle spielen Frosteffekte aber bei der Bildung der Erdknospen?

2. Untersuchung der bodendynamischen Prozesse im Erdknospenfeld auf dem Großen Falkenstein

Idealen Bedingungen entsprechend liegt das schon 1963 beobachtete Strukturbodenfeld unweit des Falkenstein Gipfels auf einem meterlangen, ebenen Felssockel, der durch eine 1,5 m hohe Steinstufe vom Gras- und Farnunterbewuchs des Bergfichtenschwals deutlich abgesetzt ist. Es wird von einem vier meter weit vorspringenden Abri aus Cordieritgneis vor Regen und Schnee geschützt.

Messungen vom Oktober 1982 bis Mai 1983 an Erdknospen des Strukturbodenfeldes zeigten, daß trotz der großen Anzahl von 63 Frostwechseltagen (Der Deutsche Wetterdienst ermittelte in der nur 80 m westlich gelegenen Klimastation im Mittel der letzten 30 Jahre 81 Frostwechseltage) der Skelettanteil des Hügelsubstrats kaum in Bewegung war. Zu Versuchszwecken waren markstückgroße Plastikplättchen 1 und



Abb. 1: Rezentcs Erdknospenfeld am Großen Falkenstein (1300 m ü. N. N.) (Bildbreite 70 cm).

2 cm tief unter die flachkonvexe Erdknospenoberfläche eingeschoben worden. Diese veränderten mit Ausnahme eines Plättchens, das sich im Übergangsbereich Erdknospe-Steinrahmen befand und am Platz deutlich nach außen schräg gestellt wurde, ihre Lage nicht. Dieser Befund überrascht, selbst wenn man in Rechnung stellt, daß die geringe winterliche Tagesamplitude der Temperatur sowie die nur 1 1/2 stündige direkte Sonneneinstrahlung, welche spontaner eine Bodentemperaturänderung bewirkt als die Änderung der Lufttemperatur, nicht leicht einen Bodenfrostwechsel erzeugen kann.

Ein Grund für die nicht erfolgte Bewegung im Hügel selbst ist sicherlich auch im geringen winterlichen Durchfeuchtungsgrad der oberen Substratschicht zu suchen: Der Bodenwassergehalt lag am Ende der Frostwechselperiode 1982/83 deutlich unter 10 %, was wohl darauf zurückzuführen ist, daß analog der Gefriertrocknung bald nach dem Einsetzen der Frostwechselperiode durch mehrmaliges Gefrieren und Auftauen Eis der obersten Bodenschicht infolge nackter Oberfläche verdunstet. Das entstehende Feuchtedefizit kann durch die ansonsten nicht zu unterschätzenden Nebelniederschläge (Nebelstundenzahl von Oktober bis März 46 % $\pm$ 9 im 30jährigen Mittel) nicht kompensiert werden. Bei überdurchschnittlichem winterlichen Feuchteangebot und günstiger Windrichtung darf jedoch angenommen werden, daß eine frostbedingte Bodensortierung stattfinden kann. Das Plastikplättchen im etwas tiefer gelegenen und damit in der Frostwechselperiode etwas feuchteren Randbereich der Erdknospen im durchschnittlich trockenen Winter 1982/83 wurde ja bereits bewegt.

Die Analyse der Korngrößenverteilung ergab, daß das Material der Erdknospen sehr gut sortiert ist. Die Summenkurven des Granulogramms des Hügelzentrums liegen

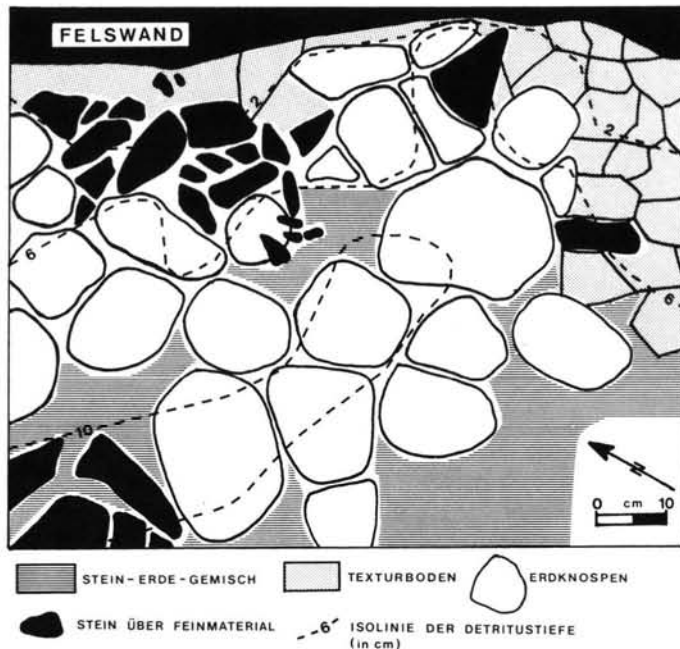


Abb. 2: Zentraler Bereich des Strukturbodenfeldes am Großen Falkenstein (1300 m).

ideal in der von GRAF (1973) angegebenen Bandbreite solifluidaler Böden in den Alpen. Auffällig ist ein Schluffanteil von ca. 45 Gewichts%. Hingegen liegt das Korngrößenmaximum im Substrat am Hügelrand mit 40 % in der Fraktion Mittelkies. Damit ist eine weitgehende Materialsortierung erreicht.

Als Agens für den Feldversuch mit den Plastikplättchen hätte prinzipiell Kammeis in Betracht kommen können, es wurde jedoch nicht beobachtet. Unter den auf einige Erdknospen gelegten Gesteinsscherben bildeten sich im Laufe der Frostwechselperiode zwar zahlreiche halbmillimetergroße Eiskörnchen, die als Ausgangspunkt für die Kristallisation von Kammeis ideal gewesen wären: Die für diesen Prozeß aber notwendige Feuchtigkeit war nicht vorhanden.

Allerdings konnten im Substrat der Erdknospen Eiskörnchen bis zu 1,5 mm Durchmesser beobachtet werden, die grundsätzlich jenen von FURRER (1954) und FREUND (1972: 98 ff.) beschriebenen entsprechen. Sicherlich stehen sie auch in unserem Untersuchungsgebiet in einem genetischen Zusammenhang mit kugeligen Hohlräumen der frostfreien Periode, worauf noch eingegangen wird. Die Eiskörnchen bildeten sich an Eistagen des Winters 1982/83 in einer 1 bis 2 cm mächtigen Schicht unterhalb der ausgetrockneten Hügeloberfläche. Im Liegenden zeigte sich eine Wechselfolge komprimierter Eis-Substrat-Lamellen, die an Taber-Eislamellen erinnern.

Im Frühjahr 1983 konnte beobachtet werden, daß dieser liegende Schichtverband nach mehreren frostfreien Tagen allmählich seine Struktur verlor und begann, ein porenreicheres Gefüge aufzubauen. Zwei Wochen nach dem Ende der Frostwechselperiode 1982/83 zeigte sich dann im ganzen Bodenprofil ein homogenes, porenreiches

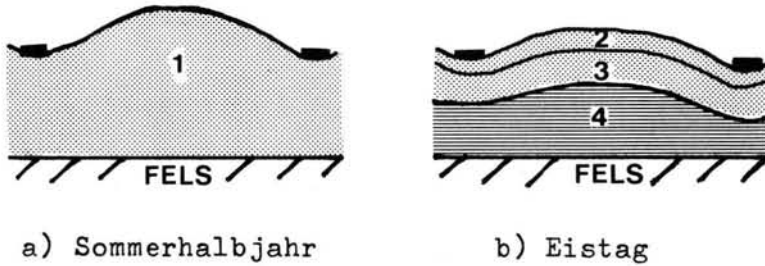


Abb. 3: Querprofil durch zwei Idealformen einer Erdknospe im Sommer und Winter

- 1 feuchtes Substrat mit luftgefüllten Poren
- 2 trockenes Substrat mit luftgefüllten Poren
- 3 gefrorenes Substrat mit Eiskörnern
- 4 horizontale Eis-Substrat-Lamellen

Gefüge (Abb. 3a), die Bodenstruktur hatte sich regeneriert. Die Bodenporen werden dann erst wieder zu Beginn der nächsten Frostwechselperiode durch den zunehmenden Kristallisationsdruck im unteren Bereich des Substrats zerstört. In den mittleren und oberen Lagen der Erdknospen bilden sich in den kugeligen, wassergefüllten Poren Eiskörnchen als Auffüllungspseudomorphosen. Ein Frostdruck von morphologischer Bedeutung entsteht aber nur dann, wenn alle Poren ganz mit Wasser gefüllt sind. In der Frostwechselperiode 1982/83 war dies aber nicht der Fall.

Die Entstehung der blasenartigen Hohlräume liegt in der Struktur des schluffreichen Substrats selbst begründet: Es zeigt bei der üblichen sommerlichen weichplastischen Konsistenz die Eigenschaft der Thixotropie. Im trockenen Mai 1983 konnte sie erst in Detritustiefen von 0,7 bis 1,0 cm beobachtet werden. Damals wurde die natürliche Anordnung der Bodenteilchen durch Spatenstiche verletzt und sofort ging das Substrat in eine zähflüssige Konsistenz über, weil das nun entstandene porenärmere Gefüge das adsorbierte Wasser teils auspreßte. Das Substrat war beim nächsten Exkursionstermin, vierzehn Tage später, weichplastisch, ein Hügel war jedoch noch nicht entstanden. Im Sommer 1983 ergab sich jedoch eine Volumenzunahme um 15 % durch Wasseraufnahme. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1973: 203) betonen, daß sich bei thixotropen Böden die Teilchen nach der Beanspruchung wieder ordnen und erneut die alten Positionen eines Minimums an freier Energie und eines Maximums an Anziehung einnehmen. Dieses Bestreben könnte nach der trockenheitsbedingten Winterstarre 1982/83 der Erdknospenoberfläche Ursache für die beobachtete Volumenvergrößerung der Gesamtform im Frühsommer sein. Dieses feuchtigkeitsbedingte Ausblühen der Winterform verhindert den Ansatz von Flechten und Moosen und bestimmt die räumliche Verteilung aktiver und inaktiver Flächen des Erdknospenfeldes in der Vegetationsperiode. In diesem Sinne ist durch die große Trockenheit im Sommer 1983 das untere Drittel der in Abb. 2 wiedergegebenen Fläche im Oktober noch inaktiv gewesen. Die klimatischen Verhältnisse im Sommer spielen also eine nicht unerhebliche Rolle beim Fortbestehen des Strukturbodenfeldes.

3. Schriftenverzeichnis

- FREUND, R. (1972): Vergleichende Betrachtung von Kleinformen der Solifluktion im Raume Mittellbünden (Schweiz), auf West-Spitzbergen und am Kilimandjaro. — 111 S.; Zürich (Juris).
- FURRER, G. (1954): Solifluktionsformen im Schweizerischen Nationalpark. — Diss. Univ. Zürich, Liestal. — 75 S.; Zürich.
- GRAF, K. (1973): Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 16: 104—154; Berlin · Stuttgart.
- HAUNER, U. (1980): Untersuchungen zur klimagesteuerten tertiären und quartären Morphogenese des Inneren Bayerischen Waldes (Rachel-Lusen) unter besonderer Berücksichtigung pleistozän kaltzeitlicher Formen und Ablagerungen. — Regensburger Geogr. Schr., 14: 198 S.; Regensburg.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1973): Lehrbuch der Bodenkunde. — 448 S.; Stuttgart.

Manuskript eingegangen am 29. 7. 1984

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	211—214	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	---------	----------------------

Neue Gesellschaft für Geschiebekunde

Auf einen im Juni 1924 ergangenen Aufruf zur Gründung einer Gesellschaft für Geschiebeforschung formierte sich diese im Herbst 1924 zunächst — da die Gründung einer besonderen Gesellschaft nicht von allen Seiten für erforderlich gehalten wurde — in Form einer freien Vereinigung ohne jede Satzung, nur als Trägerin der „Zeitschrift für Geschiebeforschung“ (ZG). Am 15. November 1924 hatte die Gesellschaft bereits 101 Mitglieder (ZG 1: 46—48), am 1. Januar 1941 verzeichnete sie 161 Mitglieder (ZG 17: 43—47); danach traten noch 33 Einzelpersonen und Institutionen der Gesellschaft bei (ZG 17: 210, 18: 91, 229, 19: 177). Ein Blick auf die Mitgliederliste zeigt, daß die Gesellschaft sowohl an Geschieben interessierte Einzelpersonen als auch Institutionen und hauptamtliche Forscher wie Laien des gesamten nordischen Vereisungsgebietes von den Niederlanden bis nach Tartu, von Essen bis nach Stockholm vereinigte. 1939 — zum 15jährigen Bestehen der Gesellschaft — konnte HUCKE, der jahrelange Geschäftsführer, resümierend feststellen, daß sich die Art des Zusammenschlusses bewährt hat. Er berichtete an gleicher Stelle weiter über die Geschiebeforschung im allgemeinen, ihre Bedeutung und besonders ihre Erfolge in den Jahren des Bestehens der Gesellschaft. Die Gesellschaft erlebte zwar noch das 20jährige Jubiläum, die von ihr herausgegebene Zeitschrift endete jedoch mit Band 19 (Heft 2, 1. 8. 1944). Viele wissenschaftliche Gesellschaften — wie z. B. die Paläontologische Gesellschaft oder die Deutsche Geologische Gesellschaft —, die wie alle bis dahin bestehenden deutschen wissenschaftlichen Vereinigungen im Frühjahr 1945 nach der Besetzung Deutschlands durch die alliierten Mächte auf deren Anordnung ihre Tätigkeit bis auf weiteres hatten einstellen müssen, etablierten sich bald wieder neu, nicht jedoch die Gesellschaft für Geschiebeforschung, so daß es schien, „daß diese bedeutsame Forschungsrichtung der norddeutschen Geologie und Paläontologie erloschen sei“ (LÜTTIG & GRIPP 1964). Eine Geschiebetagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Mölln 1963 zeigte aber, daß das Interesse an den Geschieben nach wie vor vorhanden war. Professor VOIGT, der zu den Initiatoren der ehemaligen Gesellschaft für Geschiebeforschung gehört hatte, schrieb 1967 in der nach dem Tode von K. HUCKE (1963) herausgegebenen „Einführung in die Geschiebeforschung“ mit Blick auf die Mitgliederliste jener Gesellschaft: „möchte dieser Bund und seine Tätigkeit recht bald wieder zu neuem Leben erwachen!“. Als Professor VOIGT das Vorwort zu diesem Buch schrieb (Mai 1966), war dieser Wunsch schon in Erfüllung gegangen: Auf einen Vorschlag aus dem Jahre 1965 hin gründete Anfang 1966 die „Sammlergruppe für Geschiebekunde im Naturwissenschaftlichen Verein Hamburg“ die Zeitschrift „Der Geschiebesammler“ als Mitteilungsblatt der wieder in einer freien Vereinigung ohne Satzung organisierten Geschiebefreunde, hauptsächlich aus Hamburg und Umgebung, später auch aus anderen Teilen Nordwestdeutschlands. Die Gründung einer besonderen Gesellschaft für Geschiebeforschung wurde wie 1924 „nicht von allen Seiten für erforderlich gehalten“.

Die ehemalige Gesellschaft für Geschiebeforschung hatte sich — wie bereits erwähnt — zunächst nur als Trägerin der „Zeitschrift für Geschiebeforschung“ verstanden. Es zeigte sich jedoch bald, daß durch die Zeitschrift nur eine Seite der Tätigkeit der Geschiebesammler und Geschiebeforscher abgedeckt wurde: In der Zeitschrift hatte — wie v. BUBNOFF (1936) treffend mit dem Wahlspruch der Geologen („Mente et malleo“) vergleicht — nur die „mens“ ihre Organisationsform gefunden. Die Forderung nach einer organisatorischen Zusammenfassung der Ergebnisse der Tätigkeit des „malleus“, für die eigentlichen Sammel- und Forschungsobjekte, führte dagegen zur Gründung des „Archivs für Geschiebeforschung“ (auch „Deutsches Geschiebearchiv“ bzw. „Deutsches Archiv für Geschiebeforschung“ genannt) in Greifswald, welches zwar, im Gegensatz zur Zeitschrift, das Kriegsende überlebte, 1956 zur 500-Jahrfeier der Universität Greifswald sein 20-jähriges Bestehen feierte (LUDWIG 1956) und auch noch weiterhin existiert (HERRIG 1984), welches aber mangels einer fördernden Gesellschaft und aus anderen Gründen seine ursprüngliche Bedeutung verlor und seinen Zweck nicht mehr oder nur noch bedingt erfüllen konnte. So war es nur eine Frage der Zeit, bis in Hamburg, wo auch die neue Zeitschrift gegründet wurde, das Projekt eines neuen Geschiebearchivs vorgeschlagen wurde, dessen Aufgaben 1983 formuliert wurden (SCHALLREUTER 1983: 30—31). Diese sind sehr weit gefaßt, da das Archiv nicht nur ein Archiv für *G e s c h i e b e* sondern ein Archiv für *G e s c h i e b e k u n d e* sein soll. Ein solches Vorhaben bedarf jedoch der Unterstützung und Mitarbeit breiter, interessierter Kreise — vor allem der Sammler und Freizeitforscher. Aus diesem Grunde wurde im Frühjahr 1984 der Vorschlag gemacht, einen Förderverein für das geplante Geschiebearchiv zu gründen — ähnlich anderen Vereinen zur Unterstützung bereits existierender Museen (wie z. B. die Vereine „Freunde der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie“, „Freunde des Jura-Museums Eichstätt“ oder der „Museumsverein Messel“). Die Weiterführung dieser Idee führte im Herbst 1984 — 60 Jahre nach der Gründung der „Gesellschaft für Geschiebeforschung“ — auf der Jahresversammlung der Geschiebesammler und -forscher in Sielbeck (Schleswig-Holstein) zur Gründung einer neuen Gesellschaft für Geschiebekunde, deren Funktion und Aufgaben jedoch weiter gefaßt wurden als lediglich der einer Geburtshelferin für ein Geschiebe-Archiv. Die Verwirklichung der Ziele der Gesellschaft hängt nicht nur — wie bei den meisten kulturellen Einrichtungen — von der Unterstützung ab, die von staatlicher Seite geleistet wird, sondern in hohem Maße auch von der Initiative der Mitglieder, von ihrer Bereitschaft und ihren Möglichkeiten zur Mitarbeit. Viele Aufgaben können nur gemeinsam bewältigt werden, in Zusammenarbeit zwischen staatlichen Institutionen und Privatpersonen, wie u. a. die Erfassung und Archivierung geschiebekundlicher Daten, z. B. die oft geforderte „systematische Inventur der übriggebliebenen Findlinge“ (WOLDSTEDT & DUPHORN 1974: 58), die Zusammenstellung aller aus Geschieben erstmals beschriebenen Fossilien, vor allem der Typen, deren Aufbewahrungsort, Katalognummer usw., die Erfassung von in Baudenkmälern verarbeiteter Findlinge und vieles andere mehr. Die Ziele der Gesellschaft sind überregional und vor allem auf den Fortschritt der Geschiebekunde sowie der Volksbildung und der Völkerverständigung ausgerichtet. Die Gesellschaft soll — unabhängig von Ländergrenzen (auf die auch das Inlandeis keine Rücksicht genommen hätte oder nehmen wird) — alle diejenigen vereinigen, die sich mit Geschieben beschäftigen oder an ihnen interessiert sind und mit den Zielen der Gesellschaft übereinstimmen. Sie versteht sich als Nachfolgeorganisation der ehemaligen „Gesellschaft für Geschiebeforschung“ und

hofft deren Traditionen fortsetzen zu können. Sie soll helfen, der Geschiebekunde den Platz in der mitteleuropäischen Kulturlandschaft einzuräumen, der ihrer Bedeutung als einer der ältesten und traditionsreichsten Zweige der Geologie und Paläontologie in Mitteleuropa gebührt. Die staatliche Auszeichnung von Herrn KURT W. EICHBAUM — des jahrelangen Leiters der oben erwähnten Hamburger Sammlergruppe und Herausgebers des „Geschiebe-Sammlers“ — im Oktober 1984 (SCHALLREUTER 1985) ist erst der erste Schritt auf dem Wege zu einer solchen allgemeinen Anerkennung.

R. Schallreuter

Schriftenverzeichnis

- BUBNOFF, S. v. (1936): Ein Archiv für Geschiebeforschung. — Z. Geschiebeforsch. Flachlandsgeol. 12 (3): 115—123; Leipzig.
- HERRIG, E. (1984): 75 Jahre Geologische Landessammlung in der Sektion Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald. — Z. angew. Geol. 30 (2): 107—109, 2 Abb.; Berlin.
- HUCKE, K. (1939): Fünfzehn Jahre „Gesellschaft für Geschiebeforschung“. — Z. Geschiebeforsch. Flachlandsgeol. 15 (3): 197—208; Leipzig.
- & VOIGT, E. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentärgeschiebe). — 132 S., 50 Taf., 24 Abb., 5 Tab., 2 Karten; Oldenzaal (Nederlandse Geol. Ver.). — (Nachdruck 1982).
- LUDWIG, A. (1956): Deutsches Geschiebeearchiv 20 Jahre Deutsches Archiv für Geschiebeforschung. — Festschrift zur 500-Jahrfeier der Universität Greifswald 17. 10. 1956, 2: 494—496; Greifswald.
- LÜTTIG, G. & GRIPP, K. (1964): Die Aufgaben des Geschiebeforschers und des Geschiebesammlers. — Lauenburgische Heimat (N. F.) 45: 6—26, 3 Abb.; Ratzeburg.
- SCHALLREUTER, R. (1983): Ein Archiv für Geschiebekunde. — Der Geschiebesammler 17 (1): 29—34; Hamburg.
- (1985): Die Bedeutung der Geschiebeforschung. Bundesverdienstkreuz für KURT W. EICHBAUM. — Der Geschiebesammler 18 (3): 100—105, 1 Abb.; Hamburg.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — XII + 500 S., 90 Abb., 27 Tab.; Stuttgart (Koehler).

Gesellschaft für Geschiebekunde e. V.

Vorstand: F. STOSSMEISTER, Hans-Eilig-Weg 6, 2105 Seevetal 3

Prof. Dr. G. HILLMER

Dr. R. SCHALLREUTER

Dipl.-Geol. K.-H. EISERHARDT

Geologisch-Paläontolog.

Institut und Museum der

Universität Hamburg

Bundesstr. 55, 2000 Hamburg 13.

U.-M. TROPPEZ, Dorfstraße 29, 2385 Lürschau

B. BRÜGMANN, Braamheide 27 a, 2000 Hamburg 71

P. POSDZIECH, Wesloer Straße 112, 2400 Lübeck 16

Die Anmeldung zur Mitgliedschaft erfolgt bei einem der Vorstandsmitglieder. Jahresbeitrag 30,— DM (Schüler, Studenten, Ehepartner 10,— DM). Postscheckkonto Hamburg 922 43—208.

Vierteljährlich erscheint das Mitteilungsblatt der Gesellschaft Geschiebekunde Aktuell, welches zum Preise von 8,— DM/Heft erhältlich ist bei der Versandbuchhandlung & Antiquariat D. W. Berger, Pommernweg 1, D— 6368 Bad Vilbel 2. An die Mitglieder der Gesellschaft werden die Mitteilungen kostenlos ausgegeben.

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	215—218 1 Photo	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	--------------------	----------------------

Karl Gripp

21. April 1891 — 26. Februar 1985



KARL GRIPP 1927 auf Spitzbergen vor einem Steinringboden
(eine Fotografie aus späteren Lebensjahren
findet sich in *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19, S. 301, Öhringen/Württ. 1968)

Mit KARL GRIPP, verstorben am 26. 2. 1985 zu Lübeck im 94. Lebensjahr als emeritierter Ordinarius für Geologie und Paläontologie der Christian-Albrechts-Universität Kiel, ist wohl der letzte aus der zweiten Generation von Quartärforschern dahingegangen, die über fünf Jahrzehnte unsere Vorstellungen vom Eiszeitalter entscheidend geprägt hat. Mitbestimmend dafür, daß gerade die beiden jüngsten Abschnitte der Erdgeschichte, das Tertiär und das Quartär, immer im Mittelpunkt seiner geologischen Forschungen standen, dürfte zweifelsohne die geographische Lage seiner Vaterstadt Hamburg gewesen sein, wo er am 21. 4. 1891 als Sohn eines Lehrers geboren wurde. Nachdem er 1910 an der Gelehrtenschule des Johanneums seiner Heimatstadt

das Zeugnis der Reife abgelegt hatte, stand für ihn der Entschluß fest, als Geologe in Norddeutschland tätig zu werden, ein Ziel, das er konsequent bis an sein Lebensende verfolgte. Nach Studienjahren in Göttingen, Grenoble und Kiel promovierte er dort am 1. 8. 1914 mit einer Dissertation „Über das marine Altmiozän im Nordseebecken“, wobei im Mittelpunkt der Untersuchungen die Fauna stand. Im Hinblick auf das Datum seiner Promotion pflegte er in späteren Jahren oftmals zu sagen: „Als ich im Examen saß, erfolgte die Mobilmachung“. Auch weiterhin wurde sein Lebensweg und damit der Ablauf seines wissenschaftlichen Wirkens weitgehend durch die politischen Ereignisse bestimmt.

Zurückgekehrt aus dem ersten Weltkrieg, in dem er überwiegend als Kriegsgéologe eingesetzt war, nahm er seine Tätigkeit als wissenschaftlicher Hilfsarbeiter am Mineralogisch-Geologischen Staatsinstitut zu Hamburg, dem er seit dem 1. 1. 1915 angehörte, wieder auf. 1920 habilitierte er sich an der 1919 gegründeten Universität Hamburg mit dem Thema „Steigt das Salz zu Lüneburg, Langenfelde und Segeberg episodisch oder kontinuierlich?“.

In der Folge beschäftigte sich GRIPP dann fast ausschließlich mit dem nordwestdeutschen Quartär. Seine erste hierzu vorliegende Publikation über „Das Rengeweiheil von Langenfelde bei Hamburg“ aus dem Jahre 1923, ein von der Seitenzahl her nur geringfügiger Beitrag in einer umfangreichen Untersuchung des Hamburger Prähistorikers und späteren Ordinarius für Vor- und Urgeschichte an der Universität Kiel GUSTAV SCHWANTES, kann man als beispielhaft für die Arbeitsweise ansehen mit der GRIPP quartärgeologische Probleme anging. Denn nicht nur rein geowissenschaftliche Methoden setzte er zur Klärung der Geschehnisse im Eiszeitalter ein, sondern er zog, besonders für das Spät- und Postglazial, auch die Ergebnisse benachbarter Wissenschaften wie der Botanik und Zoologie sowie der Vorgeschichte heran. Letztere verdankt GRIPP überdies auch die Kenntnis des bedeutenden mesolithischen Fundplatzes im Moor von Duvensee (Kr. Herzogtum Lauenburg), den er 1923 bei Geländearbeiten entdeckte. Die Zusammenarbeit mit SCHWANTES sollte später für den zweiten Abschnitt seines wissenschaftlichen Lebensweges von 1934 bis 1945 eine besondere Bedeutung erlangen.

Im Mittelpunkt der quartärgeologischen Untersuchungen von GRIPP stand von Anfang an die glazialgeologische Deutung der Oberflächenformen, denn er hatte von Beginn seiner Quartärforschungen an erkannt, daß die verschieden alten Ablagerungen meist nicht übereinander sondern neben- und hintereinander angetroffen werden. Den entscheidenden Faktor der Glazialmorphologie arbeitete er schon 1924 in seiner ersten größeren quartärgeologischen Veröffentlichung „Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland“ heraus, in der er unter Ausdeutung der Höhenschichten auf mehr als 100 Blättern der Topographischen Karte 1 : 25 000 die Unterschiede zwischen Alt- und Jungmoränenlandschaften aufzeigte und damit nachweisen konnte, daß die letzte Vereisung die Elbe nicht überschritten hat. Das Studium der durch das Eis entstandenen Landformen, über die er 1964 in seiner „Erdgeschichte von Schleswig-Holstein“ einen Katalog zusammenstellte, beschäftigte ihn noch in den letzten Lebenstagen.

Die von GRIPP entwickelten Vorstellungen vom Geschehen am Rande des nördischen Inlandeises basierten nicht auf theoretischen Überlegungen, sondern er

verschaffte sich durch Forschungsreisen nach Spitzbergen (1925 und 1927) und nach SW-Grönland (1930) Einblick in das Verhalten der dortigen Gletscher. Die in der Arktis gewonnenen Erkenntnisse über die Abschmelzvorgänge am Eisrand, die Erscheinungen des Erdfließens, Frostwirkungen auf lockere Ablagerungen sowie die Entstehung und den Abbau der Moränen übertrug GRIPP auf seine Beobachtungen in Schleswig-Holstein und dem übrigen Nordwestdeutschland.

Als Abschluß seiner Tätigkeiten in Hamburg kann die „Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung“ aus dem Jahre 1933 angesehen werden, ein Buch, dessen Lektüre selbst nach 50 Jahren immer wieder anregend und reizvoll ist.

Die Verbindungen zur Prähistorie wurden nach der 1934 aus politischen Gründen erfolgten Entfernung aus dem hamburgischen Staatsdienst noch enger. Genannt sei hier nur seine Teilnahme an den berühmten Grabungen von Meiendorf und Stellmoor im Ahrensburger Tunneltal am Nordostrand von Hamburg Anfang der dreißiger Jahre, wo er nicht nur die erdgeschichtliche Situation klärte, sondern auch neue Erkenntnisse über die Bedeutung des Toteises und den Zeitpunkt des Tieftauens entwickelte. Gleichzeitig führte er Untersuchungen an den Rengeweißen durch, ein Thema, das ihn als Paläontologe reizte. 1938 angestellt bei der Provinzialstelle für die vor- und frühgeschichtliche Landesaufnahme und Bodendenkmalpflege, erfolgte 1940 seine Ernennung zum außerplanmäßigen Professor neuer Ordnung an der Universität Kiel mit dem Recht, diluviale Vorgeschichte zu vertreten.

Zur gleichen Zeit entstanden aus der Zusammenarbeit mit verschiedenen Dienststellen des Wasserbaus in Schleswig-Holstein Untersuchungen über die jüngste erdgeschichtliche Entwicklung von Nordfriesland und der Deutschen Bucht. Aber ebenso fanden Probleme des Küstenschutzes und des Ausbaus von Wasserstraßen ihre Beachtung. In diesem Zusammenhang sei auf die aktive Betätigung in der 1927 gegründeten Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen hingewiesen, deren Wiederaufleben nach dem Kriege mit ein wesentliches Verdienst von GRIPP war.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die Untersuchungen von GRIPP zu fast allen Bereichen der Quartärforschung beispielhafte Anregungen geliefert haben. So sehr er sich für seine Arbeiten begeisterte und er auch heftigen Diskussionen nicht aus dem Wege ging, ließ er seinen Mitarbeitern und Schülern bei ihren Forschungen alle Freiheiten und übte keinen Einfluß auf sie aus, direkt in seinem Sinne tätig zu werden. Dieses zeigen besonders deutlich die unter GRIPP's Anleitung und Betreuung während seines Wirkens als Ordinarius und Direktor des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Kiel von 1945 bis 1957 entstandenen Dissertationen quartärgeologischen Inhalts. Vom Thema her durchaus mit Fragen des Quartärs in Schleswig-Holstein befaßt, lassen sie in der angewandten Methodik und ihrer Arbeitsweise eine große Vielfalt erkennen, bestimmt durch die Interessensgebiete der Bearbeiter, die sich von den verschiedensten Teilbereichen der Mikropaläontologie und Sedimentologie bis zur Geochemie und Gefügekunde erstreckten. Daß hierbei die GRIPP besonders am Herzen liegende Diluvialmorphologie keine beziehungsweise nur eine geringe Berücksichtigung fand, ist typisch für das Entgegenkommen und Verständnis, das er seinen Studenten entgegenbrachte. Immer um deren Wohl bemüht, war er für sie ein verständnisvoller, stets hilfsbereiter Lehrer, besonders unter den schwierigen Verhältnissen in den ersten Jahren nach dem Zweiten Weltkrieg. Auch als er 1952 die Zeitschrift „Meyniana“

mit dem Untertitel „Veröffentlichungen aus dem Geologischen Institut der Universität Kiel“ begründete, bewegte ihn dabei vor allem der Gedanke, seinen Studenten eine Publikationsmöglichkeit zu schaffen.

Daß Prof. GRIPP für seine Leistungen und Arbeiten zahlreiche Ehrungen zuteil wurden, ist als selbstverständlich anzusehen, und der speziell Interessierte mag sich darüber an anderer Stelle informieren. Hingewiesen sei hier jedoch auf die 1968 erfolgte Verleihung der Albrecht-Penck-Medaille der Deutschen Quartärvereinigung und die Festschrift zum 60. Geburtstag, deren Beiträge — wie es im Vorwort heißt — das breite Spektrum seines Schaffens widerspiegeln, „das in seiner Heimat Schleswig-Holstein verwurzelt ist und von der Geologie und Paläontologie ausgehend in die Geomorphologie und Vorgeschichte hinübergreift, das neben der Forschung ihre Anwendung in der Praxis umfaßt und auf die Weitergabe des Erkannten ausgerichtet ist“.

Die Ergebnisse seiner Forschungen hat GRIPP in 193 wissenschaftlichen Veröffentlichungen niedergelegt. Eine erste Zusammenstellung seiner Publikationen erschien 1961 im Band 11 der *Meyniana* anlässlich seines 80. Geburtstages. Eine Fortsetzung ist für den Band 37 derselben Zeitschrift in Vorbereitung. Wenn in den vorhergehenden Ausführungen fast ausschließlich von dem quartärgeologischen Wirken KARL GRIPP's die Rede war, so erscheint dieses umsomehr gerechtfertigt, als schon aus Anlaß seines 90. Geburtstages eine eingehende Beschreibung seines Lebensweges und eine Würdigung seiner Persönlichkeit vorliegt (PRANGE 1981).

Veröffentlichungen über Karl Gripp

Karl-Gripp-Festschrift (1951): Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst., 25, 210 S., 73 Abb., 12 Tab.; Kiel.

Wissenschaftliche Veröffentlichungen von KARL GRIPP (1961): *Meyniana*, 11, S. 103—108; Kiel.

PRANGE, W. (1981): Professor GRIPP zum 90. Geburtstag. — *Die Heimat. Zeitsch. f. Natur- und Landeskunde v. Schleswig-Holstein u. Hamburg*, 81: S. 109—112, 1 Abb.; Neumünster.

Günther von der Brälie

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	219—220 1 Photo	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	--------------------	----------------------

Karl Picard

1916 — 1984



Am 28. Mai 1984 starb der Leitende Geologiedirektor a. D. Dr. KARL PICARD nach langem Leiden im Alter von 67 Jahren; 30 Jahre hat er dem Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein angehört.

K. PICARD stammte aus einer Familie mit langer geologischer Tradition. Sein Vater war Geologe an der damaligen Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin. Nach seiner Entlassung aus der Kriegsgefangenschaft im Juni 1945 setzte K. PICARD sein in

den Jahren 1938/39 begonnenes Studium der Geologie in Berlin und Bonn fort, wo er 1948 bei H. CLOSS mit einer Arbeit über die Sedimentationsverhältnisse des Hauptbuntsandsteins in der Bucht von Mechernich promovierte. Sein beruflicher Weg führte über die Tätigkeit als Lagerstättengeologe bei der Blei-Zink-Industrie in Mechernich, den Geologischen Landesämtern Nordrhein-Westfalens und Bayerns zum Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein. Dort nahm er im Juni 1951 seine Tätigkeit als Landesgeologe auf.

Die geologischen Arbeiten in Schleswig-Holstein führten ihn zu wichtigen Erkenntnissen über das eiszeitliche Geschehen und den geologischen Bau des Landes, auf deren Grundlage eine sichere Beurteilung von Lage und Form hochwertiger Lagerstätten der Steine und Erden möglich wurde. Der Steine- und Erdenindustrie stand K. PICARD stets beratend zur Seite. Ein besonderes Anliegen war ihm die Rohstoffsicherung. In zahlreichen Vorträgen zeigte er auf, welche bedeutenden Entscheidungshilfen die Geologie den Planungsbehörden geben kann. Sein Bemühen galt auch der Überwindung von Konflikten zwischen der Nutzung der Lagerstätten und den Belangen von Landschaftspflege und Naturschutz.

Die reichen geologischen und lagerstättenkundlichen Erfahrungen fanden ihren Niederschlag in zahlreichen Veröffentlichungen und in geologischen sowie lagerstättenkundlichen Karten.

K. PICARD war eine vitale und lebensbejahende Persönlichkeit. Als Leiter der Abteilung Geologie und Rohstoffe legte er besonderen Wert auf ein kollegiales und menschliches Verhältnis zu seinen Mitarbeitern. Auch scheinbar nebensächlichen Dingen widmete er sich mit großer Sorgfalt.

Von den ersten Anfängen an war K. PICARD Mitglied der Deutschen Quartärvereinigung. 1968 gehörte er dem Vorstand als Schriftführer an, 1969 war er 1. Vorsitzender. Von 1970 bis 1976 hat er mit kurzer Unterbrechung im Beirat der Vereinigung mitgearbeitet.

Zu vielen in- und ausländischen Fachkolleginnen und -kollegen pflegte K. PICARD intensive Kontakte. Er organisierte Gesprächsrunden und Tagungen, so die 15. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung 1970 in Kiel. Am Vorabend dieser Tagung erkrankte er schwer. Obwohl die letzten Jahre seiner Tätigkeit von schwerer Krankheit überschattet waren, gönnte er sich bis zu seiner Pensionierung Ende August 1981 keine Ruhe.

Wolfgang Lange & Burchard Menke

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	35	221—224	<i>Hannover 1985</i>
----------------------------------	----	---------	----------------------

Buchbesprechungen

In zwei Bänden sind die Ergebnisse des DFG-Schwerpunktprogrammes „Archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen an ländlichen und frühstädtischen Siedlungen im deutschen Küstengebiet“ erschienen. — Weinheim (Acta humaniora) 1984. Der Preis für beide nur gemeinsam erhältlichen Bände beträgt 260,— DM.

Hinter dem spröde-wissenschaftlich klingenden Titel verbirgt sich eine spannende Darstellung der Entwicklungsgeschichte der Kulturlandschaft im küstennahen Raum in der Zeitspanne zwischen 400 v. Chr. und 1200 n. Chr. Durch ein Bündeln verschiedenster Disziplinen der Geo- und Biowissenschaften, der Archäologie und der Historie bei großflächigen Grabungen ist es gelungen, das komplexe Wechselspiel zwischen den von der Natur vorgegebenen Lebensbedingungen und den zunehmend gestaltend wirkenden Lebensansprüchen des Menschen zu entschlüsseln.

Bd. 1. KOSSACK, G., BEHRE, K.-E. & SCHMID, P. (Hrsg.): **Ländliche Siedlungen.** — 461 S., 136 Abb., wird mit einem Überblick über Forschungsgeschichte, Ziele, Grabungstechniken und Auswerteverfahren eingeleitet. Aus der Fülle untersuchter ländlicher Siedlungen seien exemplarisch nur einige erwähnt: Boomborg-Hatzum, auf einem Uferwall der Unterems gelegen; Feddersen Wierde, angelegt auf einem marinen Brandungswall im Land Wursten; die Siedlung Flögeln auf einer von Moor umgebenen Geestinsel im Land Hadeln; Tofting und Elisenhof, in der Marsch bzw. auf einem Uferwall der Eider gegründet und Archsum, auf einem von Moor und Marschenklei umgebenen Geestkern der Insel Sylt. Phasen verstärkter Siedlungsaktivität sind vor allem für die Vorrömische Eisenzeit, die Römische Kaiserzeit und das frühe Mittelalter belegt.

Ein regionales Kapitel befaßt sich mit den ursprünglichen Gegebenheiten in den einzelnen Siedelräumen, den Wasserstandsänderungen sowie dem damit verbundenen Wandel der Küstenumrisse und der Salinitätsverhältnisse. Zunächst paßte sich der Mensch durch die Anlage von Flachsiedlungen oder Wurten in der Marsch an die natürlichen Gegebenheiten an. In zunehmendem Maße veränderte er dann aber in der Marsch und auf der Geest die Vegetation, die Böden in den bewirtschafteten Arealen und griff schließlich durch technische Maßnahmen wie Deichbau, Entwässerung und Salztorfgewinnung entscheidend in die Naturvorgänge ein. Er gewann dabei Land, provozierte aber auch Landverluste.

Die Siedlungen selbst werden eingehend betrachtet, wobei sich ein weiter Bogen spannt von ihrer Architektur über die handwerkliche Gestaltung, Struktur, Wirtschaftsweise und Organisation bis hin zur Funktion der Anlagen. Die Nahrungsproduktion (Flurform, Geräte, Düngung und Erzeugnisse), die Kulturpflanzen und Sammelfrüchte (Getreidearten, Früchte, Gemüse, Salate, Obstarten, Nüsse), Tierhaltung, Jagdgewohnheiten und Fischfang werden erläutert ebenso wie die Versorgung (Wasser- und Salzgewinnung), Güterproduktion, Hausrat, Trachten und Schmuck. Weitere Themen sind Bauopfer, Kultplätze, Gräberfelder und die Formen gemeinschaftlichen Lebens.

Bd. 2. JANKUHN, H., SCHIETZEL, K. & REICHSTEIN, H. (Hrsg.): **Handelsplätze des frühen und hohen Mittelalters.** — 453. S., 205 Abb., ist im wesentlichen eine Haithabu-Monographie, in die eine kürzere Betrachtung über die nichtagrarischen oder teilagrarischen Siedlungen im ostfriesischen Küstenraum eingeschoben ist.

Die Geschichte der Haithabuforschung und Ausführungen über Grabungstechnik und Dokumentation der Funde sowie die Auswertemethoden leiten den Band ein. Besonders zu erwähnen sind hier die Methoden der beschreibenden und beurteilenden Statistik z. B. für Keramikreste, Tierknochen etc. Weitere Kapitel zur Entwicklung von Landschaftsformen, Vegetation und Tierwelt sowie über Meeresspiegelveränderungen führen zu den Grabungsergebnissen in der im 8. bis 9. Jahrhundert n. Chr. gegründeten Kaufmannssiedlung Haithabu. Themenschwerpunkte sind die Baubefunde in dem systematisch parzellierten Siedlungskomplex mit seinen Weg-, Brücken- und Stegbauten, Brunnen und den als offene Hallen ausgeführten Häusern mit Wänden aus Flechtwerk oder aus z. T. genuteten Spaltbohlen. Dendrochronologische Studien geben hier Auskunft über Phasen der Siedlungsaktivität sowie über Baugeschichte und Lebensdauer einzelner Häuser. Bei der Erkundung der Hafenanlage wurden flachseismische Methoden und Lasertechniken zur Positionierung eingesetzt, mit deren Hilfe Schiffsländen, Bootsreste und eine Bronzeglocke im Haddebyer Noor geortet werden konnten. Die Befestigungsanlagen des Danewerkes, der Hochburg und des Halbkreiswalles bilden weitere Themen.

Vielfältig sind die Befunde der Paläoethnobotanik über Nahrungskonsum und Nahrungsquellen. Sie eröffnet z. T. überraschende Detailsichten über den Verbrauch pflanzlicher und tierischer Öle und Fette, oder darüber, daß 90 % des Steinobstes als Wildobst gesammelt wurden und nicht aus dem Obstanbau stammen. Die Archäozoologie wies nach, welche geringe Rolle jagdbares Wild neben den ernährungswirtschaftlich wichtigeren Haussäugetieren, vor allem Schwein und Rind, gespielt hat. Der Güterproduktion, dem Transportwesen und damit verbunden den Schiffs- und Wagentypen sind weitere Kapitel gewidmet. Handelswaren, die man konsumiert, produziert, exportiert und umgeschlagen hat, Münzprägungen und Münzströme, Waagen und Gewichte geben Aufschluß über die Nah- und Fernhandelsbeziehungen. Befunde über Hausrat, Kleidung und Bewaffung leiten über zur anthropologischen Struktur und sozialen Gliederung der Bevölkerung von Haithabu. Hier wird, wie auch bei den Handelsbeziehungen, eine Brücke zwischen den geborgenen Funden und historischen Quellen geschlagen. Weitere Kapitel befassen sich mit den Einwirkungen der mittel- und westeuropäischen sowie der skandinavischen Sachkultur auf Haithabu. Historische und sozialgeschichtliche Betrachtungen über die Handelsplätze schließen den Band ab.

In beiden Bänden ist es gelungen, aus 77 Einzelbeiträgen von 33 Autoren ein in sich geschlossenes Handbuch zu gestalten. Vor allem der erste Band besticht durch seine klare Gliederung und die Ausgewogenheit aller Beiträge. Band zwei wirkt nicht ganz so flüssig gegliedert und enthält vereinzelt Artikel, die etwas am Rande des Zentralthemas angesiedelt sind.

Gleichgültig, ob man sich dem Werk als Wissenschaftler nähert oder ob man es als interessierter Laie zur Hand nimmt, nahezu jedes aufgeschlagene Kapitel liest sich fesselnd. Die klaren Texte und eine Fülle ausgezeichneter, äußerst instruktiver schematischer Darstellungen, ergänzende Fotos, Zeichnungen sowie zahlreiche Karten und Graphiken entwickeln dem Leser ein lebendiges und facettenreiches Bild der Zeitspanne zwischen Vorrömischer Eisenzeit und dem Mittelalter. Für alle im Küstenraum tätigen Naturwissenschaftler, für Archäologen, Historiker ist das Handbuch eine wahre Fundgrube an Informationen. Es erschließt darüber hinaus in einem Literaturverzeichnis mit über 1100 Zitaten eine Fülle weiterführender Schriften und sollte griffbereit für eigene Arbeiten bereitstehen. Aber auch handwerklich, technisch oder an Umweltbedingungen und -veränderungen interessierten Lesern und jedem, der sich über die Entwicklung von Kultur- und Handelsbeziehungen informieren möchte, sind diese Bände als spannend und äußerst informative Lektüre zu empfehlen.

LOTHAR EISMANN: Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus 6 Kaltzeiten des Quartärs. — Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der Sicht des Saale-Elbe-Gebietes. —

Altenerburger naturwissenschaftliche Forschungen, Heft 1. Herausgegeben vom Mauritium, Naturkundliches Museum, DDR — 7400 Altenburg, Postfach 128. — 171 Seiten, 67 Abbildungen, 42 Tafeln. 14 Tab.; Altenburg 1981.

Dieses „Sonderheft der Abhandlungen und Berichte des Naturkundlichen Museum Mauritium Altenburg“ schließt an die Tradition der von SOERGEL begründeten, von GALLWITZ und anderen Forschern fortgesetzten Tradition in der Erforschung der geologischen Vorgänge im nicht vereisten Gebiet am Fuße der deutschen Mittelgebirge an. LOTHAR EISMANN hat es verstanden, die Gunst der großartigen Aufschlüsse zu nutzen und stellt hier die Früchte intensiver, mindestens 15jähriger Beobachtungen und Arbeiten vor.

Einem instruktiven allgemeinen Teil, in dem die modernen Erkenntnisse sowohl aus den arktischen Gebieten Kanadas als auch Rußlands verwertet werden, folgt ein umfangreicher, sorgfältig und übersichtlich gegliederter Spezialteil, an den ein umfangreicher Bildteil (40 Seiten) anschließt. Einige sachliche Schwerpunkte seien angedeutet: Frostspalten und Frostrisse, Solikinese (Bodenverdrängung, Bodenaufbruch), und darin besonders die Solikinese in der Braunkohle, beobachtet in den vielen Braunkohlegruben dieses Gebietes.

Besonders angenehm sind mir die vielen, größtenteils sehr eindrucksvollen Zeichnungen aufgefallen, die der Autor seinem Text beigibt. Der Bilderteil mit Aufnahmen aus Alaska, Nordrußland und dem Elbe-Saale-Gebiet rundet die Arbeit ab. Die Überzeichnung auf manchen der Photos ist für meinen Geschmack mitunter etwas zu stark ausgefallen und lenkt von den reinen Befunden ab. Eine gewisse Einmaligkeit dürften die sehr guten Bilder aus den Braunkohlengruben sein, mit Erscheinungen, die man als Nichteingeweihter für Stauchungen durch das Inlandeis halten könnte und die den Autor die Braunkohle unter Periglazialbedingungen mit dem Salz vergleichen läßt.

Nach dem Lehrbuch von O. WEISE: „Das Periglazial“ liegt damit dem deutschsprachigen Leser ein weiteres, durch seinen überwiegend regionalen Bezug das erstere ergänzende Werk über die uns buchstäblich auf Schritt und Tritt begleitenden Periglazialerscheinungen vor.

HANS DIETRICH LANG

STOUGE, SVEND SANDBERGH (1984): *Conodonts of the Middle Ordovician Table Head Formation, western Newfoundland*. — *Fossils and Strata*, 16, 145 S., 18 Taf., 28 Textabb., Oslo.

Aus 8 Aufschlüssen an der Nordwestküste von Neufundland (Great Northern Peninsula) werden die Conodonten der Table Head Formation, die dem Unter-Llanvirn Skandinaviens entspricht, beschrieben. Der Autor geht auf den in den letzten 15 Jahren u. a. durch Untersuchungen von BARNES und BERGSTRÖM bekannt gewordenen Provinzialismus bei den Conodonten-Assoziationen ein: Eine von ihnen charakterisiert die lagunäre „Mid Continent Province“, eine andere die „North Atlantic Province“ der Plattformen und Schelfabhänge. Während bisher zwischen beiden Faziesprovinzen Übergänge kaum bekannt geworden waren und Schichtkorrelationen oft nur mit Hilfe von in beiden Bereichen vorkommenden Graptolithen möglich waren, enthält die Conodonten-Fauna der Table Head Formation Vertreter beider Provinzen. Hierdurch ergeben sich Beziehungen zu südnorwegischen und mittelschwedischen Faunen.

S. S. STOUGE ist ein Schüler des bekannten Bearbeiters ordovizischer Conodonten in Schweden und Neufundland, L. E. FÄHRHAEUS. Er beschreibt insgesamt 70 Conodonten-Arten, die sich auf 35 Gattungen verteilen. 20 Arten und 2 Gattungen sind neu. Es überwiegen Einzahn-Conodonten, daneben kommen auch komplizierter gebaute Elemente (u. a. Amorphognathiden)

vor. Der Reichtum der Schichten ist für europäische Verhältnisse ungewöhnlich: Bis zu 200 Conodonten wurden pro kg Kalkstein gefunden, darunter bis 5 mm große Exemplare. Die Lebensbedingungen für diese Tiergruppe müssen somit optimal gewesen sein.

Der Wert der Veröffentlichung des Autors, der am Institut für Historische Geologie und Paläontologie der Universität Kopenhagen tätig ist, liegt für den deutschen Leser in den vorzüglichen Abbildungen und Beschreibungen der Conodonten, von denen viele auch in Geschieben vorkommen. Sie ist somit für den Mikropaläontologen ein wichtiges Nachschlagwerk bei der Datierung von Kalkstein-Geschieben aus dem norddeutschen Quartär.

DIETER STOPPEL

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Aufbau des satzfertigen Manuskripts

Titel kurz, ggf. Untertitel und Ergänzung, z. B. Name des Landes. Klare Gliederung, nur bei längeren Arbeiten ist ein „Inhaltsverzeichnis“ notwendig. Am Anfang der Arbeit steht eine Kurzfassung (Abstract) in Deutsch und Englisch. Der Titel ist zu übersetzen und in eckigen Klammern dem Abstract voranzustellen. Weitere Übersetzungen der Kurzfassung sind möglich. Die Kurzfassung soll für den Leser einen hohen Informationswert haben. Bei größeren Arbeiten können die Untersuchungsergebnisse in einer Zusammenfassung am Ende des Textes mitgeteilt werden, auch in einer fremden Sprache (z. B. Summary).

Auf Fußnoten bzw. Anmerkungen (ohne Literaturangaben!) ist wegen höherer Druckkosten möglichst zu verzichten; wenn nicht zu vermeiden, dann durchnummerieren. Statt Seitenhinweise Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Format DIN A 4 (210 x 297 mm), nur auf einer Seite beschreiben, 1 1/2zeilig, mit Seitenzahlen versehen und nicht heften. Unter dem Titel der Arbeit folgt der ausgeschriebene Name des Autors und die Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln. Die Anschrift des Verfassers ist auf der Titelseite unten anzugeben.

Literaturzitate im Text sind Kurzzitate. Beispiel: (BÜTTNER 1938). Dieses Zitat bezieht sich auf die gesamte Arbeit. Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, Tafeln usw. gemeint, dann müssen diese genau angegeben werden (nicht BÜTTNER 1938: 34 ff.). Beispiele für richtige und falsche Textzitate. Richtig: „... MÜLLER (1943: 76) ...“ oder „... (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... (KELLER 1956: Taf. 12 Fig. 3 a-b) ...“ Falsch: „... MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76) ...“ oder „... MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt ...“ Werden im Schriftenverzeichnis von einem Autor aus demselben Jahr mehrere Arbeiten aufgeführt, so sind diese durch Ordnungsbuchstaben zu kennzeichnen. Beispiele: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b), (MÜLLER 1954a, b), (MÜLLER 1954a: 147, 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963); (BECKER & FUCHS & RECKE 1967). Bei einer größeren Autorengruppe kann das Zitat auf „... et al.“ gekürzt werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftauszeichnung: Autorennamen unterstreichen Müller wird MÜLLER; wichtig wird wichtig (gesperrt); Holozän wird **Holozän** (fett, z. B. für Überschriften). Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten) erscheinen im Druck *kursiv*; sie sind im Manuskript mit geschlängelter Linie zu kennzeichnen. — Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind auf einem besonderen Blatt beizufügen.

Vorlagen von Abbildungen

Sie sollen eine Verkleinerung auf den Satzspiegel zulassen; es sind daher entsprechende Formate zu wählen und die Zeichnung ist in 2—4facher Größe anzufertigen. Die Schrift darf nach der Verkleinerung nicht niedriger als 1 mm sein. Keine zu dichten Flächensignaturen verwenden und Beschriftung aussparen (freistellen). Photos für Autotypen nur auf glänzendem oder hochglänzendem weißem Papier, nicht chamois o. dgl. Photos nur verwenden, wenn unbedingt notwendig (Autotypen sind wesentlich teurer als Strichätzungen). Alle Vorlagen sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen.

Schriftenverzeichnis

Es steht am Schluß der Arbeit und gibt Auskunft über die im Text zitierten Veröffentlichungen. Es wird nach Verfassern alphabetisch geordnet. Zitate aus Zeitschriften: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zeitschrift (abgekürzt), Bandzahl bzw. Jahrgang (doppelt unterstreichen = Fettdruck), Seitenzahl (: 6—24), Zahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Erscheinungsort. — Zitate von Werken: Autor, Erscheinungsjahr in runden Klammern, Titel. — Zahl der Seiten, Abbildungen, Tabellen und Tafeln, Verlagsort (Verlag).

Beispiele

SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 250—261, 7 Abb.; Öhringen (Rau).

WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. — In: LOTZE, Fr. [Hrsg.]: Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2, VIII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Sonderdrucke: 50 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

DEUQUA-Führer und -Vortragskurzfassungen 1985

Die Deutsche Quartärvereinigung, Hannover, veröffentlichte zur 22. wissenschaftlichen Tagung in Freiburg, September 1985, drei Hefte, die im Januar 1986 in zweiter, verbesserter Auflage erscheinen werden:

Exkursionsführer I: **Südschwarzwald** (C. FLETA-GONZALES, B. METZ, J. MERKT, W. PAUL, P. PESCHKE, G. RAHM, CH. RAMSHORN, A. SCHREINER, J. WENDEBOURG) **Oberschwaben — Bodensee** (J. HAHN, H. MÜLLER-BECK, H. SCHLICHOTHERLE), **südliches Oberrheingebiet** (F. HÄDRICH), herausgegeben von A. SCHREINER und B. METZ, 88 Seiten, zahlreiche Karten und Abbildungen **DM 15,—**

Exkursionsführer II: **Unterelsaß (Rheinebene N Straßburg)** (W. SCHIRMER, K. STRIEDTER), **Lothringische Vogesen** (G. SERET, Übersetzung H. HEUBERGER), herausgegeben von H. HEUBERGER, 97 Seiten, zahlreiche Karten und Abbildungen **DM 15,—**

Kurzfassungen der Vorträge (Thematischer Schwerpunkt „**Vergletscherte Mittelgebirge und ihre Vorländer**“), herausgegeben von H. HEUBERGER und H. WEINGARTNER, 55 Seiten **DM 10,—**

Bestellungen — möglichst noch 1985:

Deutsche Quartärvereinigung, Postfach 51 01 53,
3000 Hannover 51