Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst.	Bd. 44	S. 47—96	Kiel, Dez. 1974

Die Hohwachter Bucht.
Morphologische Entwicklung einer Küstenlandschaft Ostholsteins

Von Thomas Ernst, Regensburg

A. Einleitung

1. Die bisherigen Untersuchungen im südlichen Teil der Kieler Bucht

Im Küstenraum der südwestlichen Ostsee stand das Problem der relativen Verschiebung zwischen Land und Meer stets an vorderer Stelle der Forschung. Die Auswirkungen dieser Bewegungen auf die geomorphologische Entwicklung der Küstenlandschaften wurde dagegen nicht in dem gleichen Maße verfolgt. Betrachtet man unter diesem Aspekt die wissenschaftlichen Arbeiten über den südlichen Teil der Kieler Bucht zwischen der Kieler Förde und dem Fehmarnsund, so ist zu erkennen, daß sowohl der West- als auch der Ostteil relativ gut untersucht sind. Dagegen ist im Raum der Hohwachter Bucht noch eine Lücke zu schließen.

Im folgenden wird zunächst auf die bisherigen Untersuchungen im südlichen Teil der Kieler Bucht eingegangen. Aus dem Ergebnis dieser Übersicht wird der Rahmen der vorliegenden Arbeit deutlich und ergeben sich zugleich die damit angestrebten Ziele.

Aus dem östlichen Abschnitt liegen sehr umfassende Untersuchungen des Küstenraumes, speziell vom Oldenburger Graben, der Strandwallandschaft vor Heiligenhafen und der Insel Fehmarn, vor.

Die ersten Arbeiten in diesem Gebiet führte E. Tapfer (1940) zum Zwecke einer Darstellung der Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht durch. Die von ihm pollenanalytisch untersuchten Transgressionskontakte liegen im Oldenburger Graben. Eine große Anzahl von Bohrungen dieses Raumes wurde neuerdings von G. Seifert (1963) ausgewertet, der dabei zu einigen neuen von Tapfer abweichenden Erkenntnissen über den Transgressionsablauf kam. So lag nach Seifert (1963, S. 39) der Meeresspiegel um 2000 v. Chr. bei —2 m unter NN.

Jüngere Untersuchungen an ur- und frühgeschichtlichen Siedlungen der ostholsteinischen Küste und im Oldenburger Graben von H. Schwabedissen (1972),

R. Schütrumpf (1972) und J. Hoika (1972) bestätigen im wesentlichen Seiferts Annahme.

S. Bressau (1957) befaßte sich mit einer geologischen Kartierung des Seegrundes um Fehmarn von der Hohwachter Bucht bis in den östlichen Teil der Mecklenburger Bucht. G. Brandt (1954, 1955a) untersuchte die Strand- und Riffzonen mit Hilfe sedimentpetrographischer Methoden. C. Magens (1957a und b) wendete sich den Brandungskräften sowie der Wechselbeziehung zwischen Wellenwirkung und Küstenmorphologie zu, und H. Weidemann (1955) widmete sich den Strömungsverhältnissen dieses Küstenabschnittes. Auch die im Gebiet von Heiligenhafen durchgeführten Bohrungen wurden von G. Seifert (1955) stratigraphisch ausgewertet. Während H. Schmitz (1953) diese Bohrproben pollenanalytisch untersuchte, befaßte sich H.-D. Dahm (1956) mit den Diatomeen und ihrer Aussage für den Transgressionsablauf. R. Köster (1955) vervollständigte diese Untersuchungen durch eine umfassende Darstellung der Strandwalllandschaft und der Küstenentwicklung in Wagrien und Fehmarn. Eine spätere Arbeit desselben Autors (1961) faßt die Ergebnisse aus Ostholstein und der Lübecker Bucht sowie archäologische Untersuchungen von Alt-Lübeck zusammen und versucht anhand dieser Daten die isostatischen und eustatischen Bewegungen im südlichen Ostseeraum zu bestimmen. Insbesondere die Frage einer Senkung der schleswig-holsteinischen Ostseeküste seit der Litorinazeit steht dabei im Mittelpunkt der Untersuchung.

Ähnlich umfangreiche Arbeiten wurden am Ausgang der Kieler Förde, in der Probsteier Küstenlandschaft, durchgeführt. Erste Ergebnisse aus diesem Gebiet legte D. Martens (1927) vor. Im Rahmen eines Gesamtüberblickes über die morphologische Entwicklung der Ostküste Schleswig-Holsteins stellte er am Beispiel der Probsteier Salzwiesen die Entstehung von Strandmooren dar. Eine ergänzende pollenanalytische Untersuchung mit Aussagen zur Altersstellung der Probsteier Salzwiesen und damit für den Transgressionsablauf dieses Küstenabschnittes lieferte E. Kolumbe (1932). Eine weitere pollenanalytische Untersuchung an einem Moor der nördlichen Probstei wurde von E. Schütrumpf (1952) durchgeführt. Diese Arbeit wurde ergänzt durch Studien von E. W. Guenther (1952), K. Raddatz (1952) und G. Nobis (1952). Alle hatten in den Moorfunden von Barsbek ein gemeinsames Forschungsobjekt. Diese geologisch-geomorphologischen, archäologischen, vegetations- und haustierkundlichen Untersuchungen sind durch die in ihrer geochronologischen Aussage übereinstimmenden, in interdisziplinärer Zusammenarbeit gewonnenen Ergebnissen von besonderem Wert. Erstmalig konnte hier an der südwestlichen Ostseeküste ein relativ hoher, annähernd dem heutigen NN entsprechender Meeresspiegelstand für die Zeit um Chr. Geb. nachgewiesen werden. G. Brandt (1955a) befaßte sich mit rezenten Vorgängen im Küstenbereich, wie z. B. Riffbildungen in der Brandungszone, während R. A. Hintz (1958b) die Morphologie der Strandwallandschaft näher untersuchte. Die Arbeiten von Hintz und Martens wurden von J. Köhler (1970, unveröffentlicht) durch eine morphologische Untersuchung des Probsteier Küstenbereichs ergänzt. Die Foraminiferen-Fauna der Bottsand-Lagune bearbeitete G. F. Lutze (1968).

Darüber hinaus wird die Geo-Ökologie dieser Küstenlandschaft zur Zeit im Rahmen eines von der DFG geförderten Forschungsprogramms unter Anwendung vielfältigster Arbeitsmethoden untersucht. Erste Untersuchungsergebnisse zum

relativen Meeresspiegelanstieg dieses Küstenraumes liegen bereits vor (H. Klug 1973 a, b und c)[1]).

Das Submarin der Kieler Bucht wurde vor allem durch die neueren Arbeiten der Kieler Meeresgeologie unter der Leitung von E. Seibold (1971 a und b), insbesondere durch die Aufnahme der postglazialen Sedimente, der Datierung des Transgressionsablaufes und der Sedimentationsgeschwindigkeit jüngerer Ablagerungen erschlossen.

2. Das Ziel der Arbeit und einige Bemerkungen zur Methodik und den angewandten Arbeitstechniken[2])

Zwischen den bisher angesprochenen, relativ intensiv erforschten Küstenabschnitten liegt die Hohwachter Bucht. Im Gegensatz zur Probstei, zu Fehmarn und Wagrien wurde dieser Küstenraum — abgesehen von Gesamtdarstellungen der schleswig-holsteinischen Ostseeküste (E. G. Kannenberg 1951, R. Köster 1960, D. Martens 1927), die ihn in einem allgemeinen Rahmen einbeziehen — noch nicht näher untersucht. Es lag daher nahe, speziell in diesem Abschnitt von Todendorf bis Döhnsdorf Küstenuntersuchungen aufzunehmen, zumal hier, durch zwei weit in das Festland hineinreichende Zungenbecken und durch die Mündung der Kossau, des größten nach Norden entwässernden Flusses Ostholsteins, einige zusätzliche Aspekte zur Küstenentwicklung und zum Transgressionsablauf erwartet werden durften.

Die vorliegende Untersuchung ist daher auf die Erfassung der geomorphologischen Entstehung und Entwicklung des Küstenabschnittes zwischen Todendorf/Neuland, dem Kossau/Mühlenau—Mündungsgebiet und Döhnsdorf/Frederikenhof seit der letztglazialen Überformung ausgerichtet. Ein weiteres Ziel liegt in der Überprüfung der bei Hohwacht gewonnenen Ergebnisse auf ihre überregionale Aussage, insbesondere für den Transgressionsablauf im Bereich der südlichen und südwestlichen Ostseeküste.

Am Anfang der Untersuchung steht eine Erfassung des glazialen Reliefs nach der letzteiszeitlichen Überformung. Der auf dem Festland liegende Teil der Reliefformen wird aus den Resultaten der Luftbildauswertung, der Karteninterpretation (1 : 5000) sowie den während der Geländebegehungen aufgenommenen Aufschlüssen, Schürfen und Bohrungen in seinen morphogenetischen Zusammenhängen rekonstruiert. Der heute im Submarin liegende Formenschatz wurde durch die Auswertung von Lotungen erschlossen. Die in ihren morphogenetischen Einheiten erfaßten Reliefformen beider Teilgebiete dienten als Grundlage für die Erfassung der mit dem Meeresspiegelanstieg erfolgten Entwicklung bzw. Veränderung der Küstenlandschaft.

Ausgehend von der heutigen Küstenlandschaft kann danach in einem ersten Abschnitt mit Hilfe einzelner, durch Kartenaufnahmen belegter Entwicklungsphasen (1938, 1879, 1789/96, 1649) der Küstenverlauf rückschreitend bis 1649 verfolgt werden. Daraus sind zugleich die bis zu diesem Zeitpunkt maßgeblichen morphogenetischen Prozesse zu rekonstruieren. Topographische Angaben alter

[1]) Ein Teil der Ergebnisse befindet sich noch im Druck.

[2]) Erläuternde Hinweise zu den einzelnen Arbeitstechniken enthalten die jeweiligen Kapitel.

Schriftstücke und Urkunden, hauptsächlich des Gutes Waterneverstorf, dienen dabei zur Überprüfung und Datierung der gewonnenen Resultate. Die Auswertung zweier Luftbildreihen sowie der farbigen Luftbildschrägaufnahmen einer eigenen Befliegung des Gebietes werden ebenfalls zur Überprüfung einzelner Sachverhalte, insbesondere zur Lokalisierung der ehemaligen Kossaumündungsarme, herangezogen.

In einem zweiten Abschnitt erfolgte eine Vermessung und Kartierung der Strandwallandschaften zunächst mit einfachen Hilfsmitteln wie Bandmaß und Kompaß, die dann im weiteren Verlauf der Untersuchung, vor allem zwischen Lippe und Hohwacht, durch Vermessungen mit dem Theodolithen ergänzt wurden. Die hierbei gewonnenen Ergebnisse ermöglichten zusätzliche Aussagen über die Morphogenese dieser Küstenlandschaft und dienten gleichzeitig als Grundlage für die Auswahl der im dritten Abschnitt durchzuführenden Bohrungen.

Die im Untersuchungsgebiet vorgenommenen Sondierungen und Bohrungen konzentrierten sich vor allem auf den Bereich der Strandwallebenen und den Übergangsbereich zum pleistozänen Untergrund. Neben der Erfassung der pleistozänen Oberfläche dienten sie insbesondere der Erschließung der postglazialen Sedimente.

Diese Arbeiten wurden in einem vierten Abschnitt durch sedimentologische Untersuchungen ergänzt bzw. in ihren Ergebnissen abgesichert. Zu diesem Zweck wurden im Gelände Proben entnommen und nach den gebräuchlichen Verfahren folgende Analysen durchgeführt: Korngrößenanalyse, Bestimmung des Glühverlustes und des Carbonatgehaltes sowie Pollenanalyse und C^{14}-Datierung. Auf diese Weise war es möglich, weitere Erkenntnisse über den Transgressionsablauf und die damit verbundene Morphogenese dieses Raumes zu erhalten.

Die kartographische Grundlage für die Erarbeitung und Darstellung der Untersuchungsergebnisse bildete die Deutsche Grundkarte (1 : 5000), die in den Jahren 1966/67 aufgenommen wurde und bereits auf allen Blättern mit Isohypsen in der 1 m-Äquidistanz versehen war.

3. Die Lage und Abgrenzung des Untersuchungsgebietes

Die vorliegende Arbeit erfaßt den südlichsten Teil der Kieler Bucht, einer Küstenlandschaft Ostholsteins, die geprägt wird durch drei zwischen Moränenwällen liegende Strandseen und deren Niederungen: Sehlendorfer, Großer und Kleiner Binnensee. Im Westen und Osten finden diese flachen Küstenabschnitte durch die Landvorsprünge von Todendorf und Döhnsdorf eine natürliche Begrenzung[1]). Den südlichen Rand bilden zum einen der Höhenzug mit dem Hessenstein parallel zur Linie Panker—Stöfs, zum anderen die Höhenrücken entlang der Linie Sehlendorf, Blekendorf, Helmsdorf. Die Begrenzung der Küstenlandschaft verläuft damit nahezu parallel zu den von K. Gripp (1964, S. 19) als „Futterkamper Eisrandlagen" bezeichneten I-Moräne.

Der Große Binnensee (528 ha, 2—3 m tief) und der Sehlendorfer Binnensee (53 ha, 0,5—1,5 m tief) werden getrennt durch einen von Süd-West nach Nord-Ost verlaufenden, weit in die Bucht ragenden Höhenzug. Von seinem äußersten

[1]) S. Karte der Höhenschichten (Abb. 1).

Punkt (heute 16,1 m über NN) hat man einen weitreichenden Ausblick über den südlichen Teil der Kieler Bucht. Die Entstehung des Namens Hohwacht für diesen Ort und die spätere Bezeichnung Hohwachter Bucht dürften hierauf zurückgeführt werden.

Die seewärtige Grenze der drei Strandseen bildet eine niedrige, nur wenig über den Meeresspiegel reichende (0,00—3,1 m), leicht kuppige und wellige Strandwall-Ebene von unterschiedlicher Breite (150—1300 m). Die Küstenabschnitte des Großen und Kleinen Binnensees (30 ha, 0,5—1,0 m tief) werden seit 1877/78 bzw. 1963 durch Deichbauten geschützt. In den Großen Binnensee mündet von Süden kommend die Kossau. Sie wird südlich von Lippe (Schleuse) in die Ostsee geleitet. Der Entwässerung des Kleinen Binnensees dient ein Siel nordöstlich von Behrensdorf. Der Sehlendorfer Binnensee steht dagegen noch mit der Ostsee in Verbindung. Deichbauten finden sich hier nur vor der Mündung der Mühlenau am südlichsten Ende des Sees und am Abfluß des fast verlandeten Fuhlensees, einer kleinen Niederung, die nahezu parallel zum Sehlendorfer Binnensee verläuft.

Im nördlichen Teil der Küstenlandschaft findet sich ein heute im Submarin liegendes, durch Auswertung von Lotungen rekonstruiertes Becken. Es wird im Norden durch einen WNW-ESE verlaufenden Rücken abgeriegelt, der gleichzeitig die seewärtige Grenze der zu untersuchenden Küstenlandschaft bildet.

B. Die Entstehung der glazialen Formen

Als Grundlage für eine Aufhellung der Küstenentwicklung im Bereich der Hohwachter Bucht muß die Kenntis des glazialen Reliefs nach der letzteiszeitlichen Überformung gelten, da mit dessen Veränderung unter dem Einfluß des transgredierenden Meeres die Entwicklung der heutigen Küstenlandschaft einsetzte, die Gegenstand dieser Untersuchung ist. Bevor auf die Erfassung der verschiedenen Eisrandlagen selbst eingegangen wird, muß geklärt werden, ob und ggf. in welchem Maße der tiefere Untergrund die Entwicklung der Glazialformen beeinflußt hat.

1. Der tiefere Untergrund

Reflexionsseismische Untersuchungen in der westlichen Ostsee, die bis in die Hohwachter Bucht reichten, führten bisher nur für die Tertiärbasis zu einer flächenhaften Darstellung des Reliefs; die quartären Sedimente hingegen ließen durch das Fehlen eines markanten Reflexionshorizontes an ihrer Basis nur an wenigen Abschnitten eine Korrelation einzelner Daten zu (K. Hinz, F. Ch. Kögler, J. Richter, E. Seibold, 1971, S. 20). Für den westlichen Abschnitt des Untersuchungsraumes von Hohenfelde (westl. Todendorfes)[1]) bis nach Hohwacht ist danach ein Abtauchen der Tertiärbasis von — 200 m auf — 600 m unter NN zu erkennen (K. Hinz u. a., 1971). Welche Bedeutung daraus für die Entstehungsgeschichte der glazialen Ablagerungen folgt, läßt sich aufgrund der fehlenden Angaben über die tertiären Schichtmächtigkeiten nicht ermessen.

[1]) W. Wetzel (1953, S. 7) erwähnt eine Aufragung des tertiären Untergrundes bei Hohenfelde. Sie dürfte mit der relativ hochliegenden „Struktur IV" nach K. Hinz u. a. (1971) übereinstimmen, für deren Tertiärbasis eine Tiefe — 200 m zu NN angegeben wird.

Über salinar-tektonische Vorgänge und die eng damit verbundene Anlage pleistozäner Rinnen, wie sie aus dem Neustädter Gebiet (A. JOHANNSEN, 1971) bekannt sind, liegen für den Untersuchungsraum keine Ergebnisse vor. Angesichts der noch geringen Kenntnisse über den tieferen Untergrund des Arbeitsgebietes muß sich die Erklärung der Entstehungsgeschichte des Untersuchungsgebietes vor allem auf die geomorphologische Analyse der glazialen Reliefformen stützen.

2. Die Eisrandlagen

Die genetische Erfassung und kartographische Darstellung der Eisrandlagen (Abb. 2) stützt sich auf Ergebnisse von Wasserbohrungen[1]), die Untersuchung der Materialzusammensetzung einzelner Aufschlüsse und Bohrungen während der Feldarbeit, Geländebegehungen im Anschluß an eine erste morphologische Bearbeitung von Karten (1 : 5000), die Auswertung von zwei Luftbildreihen[2])[3]) sowie auf die Angaben von W. WETZEL (1927) und die von K. GRIPP (1952) veröffentlichte Karte der „Eisrandlagen in Nordostholstein", deren Gliederung jedoch nur die größeren Eisrandlagen berücksichtigt.

Die südwestliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes bildet, wie bereits erwähnt, der Höhenzug Panker—Stöfs. Dabei handelt es sich um mehrere, nahezu parallel laufende NW-SE streichende Moränenwälle von unterschiedlicher Längserstreckung (0,5—2,5 km) mit besonders deutlicher Ausprägung im 40—80 m Niveau. Eine genaue Beschreibung eines Aufschlusses[4]) (40—42,5 m ü. NN, ca. 200 m nördlich der Eetzkate) innerhalb dieser Moränenwälle erfolgte durch W. WETZEL (1927). Danach liegt hier in gestauchten glazialen Ablagerungen ein durch das Eis mitgeschlepptes interglaziales Meeressediment (grober Brandungskies, sandig tonige Ablagerungen mit zweiklappigen Exemplaren der *Ostrea edulis* und *Mytilus edulis*).

Weitere Hinweise für eine Stauchung glazialer Ablagerungen innerhalb dieser Moränen[5]) liefern zwei Wasserbohrungen[6]) von Stöfs. Hier liegen unter einer 11,80 m mächtigen Geschiebemergeldecke jeweils mehrere Meter mächtige Abfolgen der verschiedensten glazialen Sedimente[7]) bis in eine Tiefe von 62 m unter dem Ansatzpunkt (50 m ü. NN).

Nördlich dieses relativ hoch reichenden und nach dem Kartenbild von NE her aufgestauchten Moränenkomplexes liegen zwei weitere, jedoch wesentlich nied-

[1]) Die im folgenden aufgeführten Schichtverzeichnisse der Wasserbohrungen wurden bei der Anlage von Brunnen erstellt. — Für die freundliche Unterstützung und Einsicht in das Bohrarchiv danke ich insbesondere den Herren Prof. Dr. H. Stremme und Wiss. Dir. Dr. A. Johannsen vom geologischen Landesamt.

[2]) Die Luftbildauswertung der beiden Reihen von 1958 und 1961 im Maßstab 1:18000 erfolgte mit dem ODSS III Scanning Stereoskop, Vergrößerungen 1,5 und 4,5.

[3]) Eine Karte der „Höhen mit einer im Luftbild erkennbaren Längserstreckung" von der Kieler Förde bis zum Kellersee von H. REINKE (1965) erfaßt auch den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes, beschränkt sich hier jedoch nur auf die Großformen.

[4]) Seit Ende 1972 nicht mehr zugänglich.

[5]) K. GRIPP, 1964, S. 19 bezeichnet sie als Kerbstauchmoränen.

[6]) Nr. 8 und 52, Blatt 1629 (1:25000), Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes.

[7]) Schluff, Geschiebemergel, Steingerölle, Geschiebemergel, Feinsand, Schluff, Grobsand, Mittel-Feinsand, Geschiebemergel (sandig, kiesig), Mergel, Feinsand mit Tonschichten, Mittelsand, Mergel (grau, steinig).

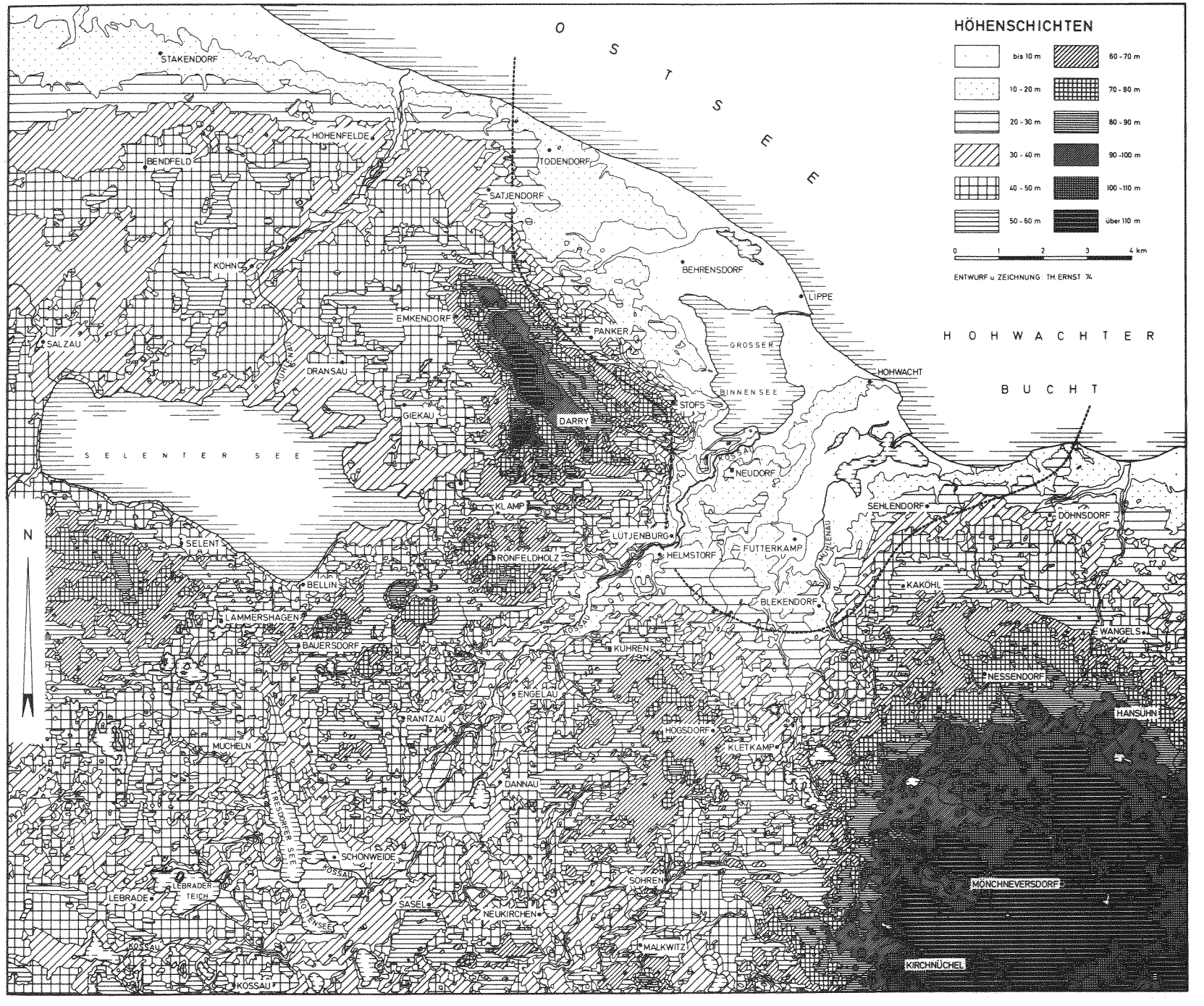


Abb. 1: Höhenschichtenkarte des Einzugsbereiches der Kossau und der Mühlenau.
(———————— Grenze des Untersuchungsgebietes).

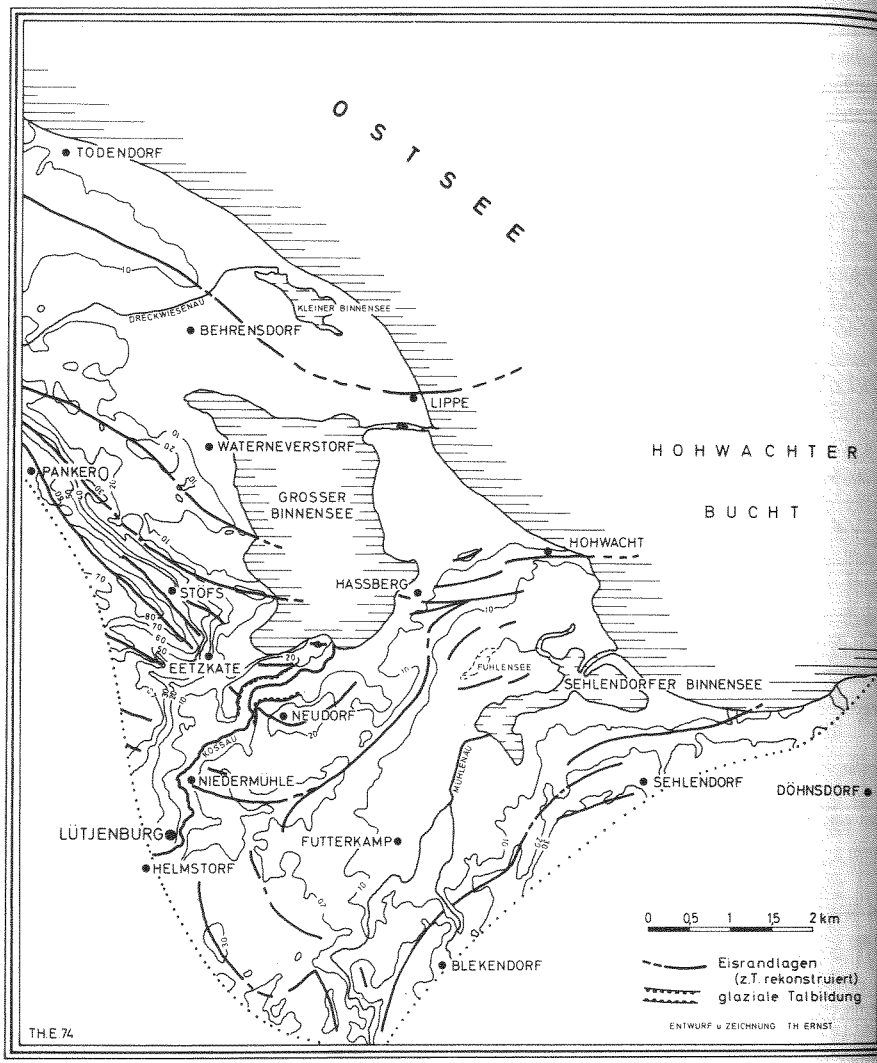


Abb. 2: Kartenskizze der Eisrandlagen im Untersuchungsbereich.
(..... Grenze des Untersuchungsgebietes)

rigere Wälle mit einer Kammhöhe von 20—30 m ü. NN. Ihre vom vorher genannten Komplex abweichende, nämlich WNW-ESE verlaufende Streichrichtung, das aus dem Luftbild und der Höhenschichtenkarte erkennbare Umbiegen nach E in Richtung auf Haßberg-Hohwacht sowie ihre geringe Höhe lassen einen erneuten, bis an den Fuß des aufgestauchten Moränenkomplexes reichenden Vorstoß des Eises erkennen, im folgenden wieder als Neudorfer Eiszunge bezeichnet. Dieser Phase dürften, wie aus der Höhe zu NN ersichtlich ist, auch die südlich der Kossaumündung[1]) liegenden Moränen zugeordnet werden. Die nördliche und somit jüngere der beiden Randlagen führt entlang der Linie Stöfs—Eetzkate—Neudorf, biegt dann nach NE um und reicht bis auf die Höhe der heutigen Kossaumündung.

Die ältere Randlage läßt sich von der Niedermühle (NNE Lütjenburg) noch einen Kilometer weit nach Osten verfolgen. Sie ist darüber hinaus morphologisch nicht weiter nachweisbar, dürfte jedoch dort mit der Randlage der Futterkamper Eiszunge zusammenstoßen. Die beiden Moränenwälle des am weitesten nach Süden reichenden Vorstoßes der Neudorfer Eiszunge werden von einem NNE-SSW gerichteten Schmelzwassertal, dem heutigen Unterlauf der Kossau, durchbrochen.

Das Gesamtbild der kartierten bzw. rekonstruierten Randlagen läßt einen Vorstoß aus nördlicher bis nordöstlicher Richtung vermuten.

Über den Aufbau des Moränenwalles bei Waterneverstorf gibt eine Wasserbohrung[2]) näheren Aufschluß. Lehm und Ton reichen von der Oberfläche (ca. 4 m ü. NN) bis in eine Tiefe von 23 m. Darunter folgen Ton, Ton mit Steinen, feiner toniger Sand, fester Ton bis — 95 m. Der östliche Teil dieser Moräne war zeitweilig bei Haßberg[3]) am Fuße des Tempelberges aufgeschlossen (Geschiebelehm sowie Blockpackungen und nach Süden einfallende Kies- und Sandlagen).

Die nördlichste, aus Luft- und Kartenbild noch erkennbare Randlage verläuft von Behrensdorf (13 m ü. NN) nach Todendorf in WNW-ESE-Richtung (20 m ü. NN). Dieser, in seiner Höhe nur schwach ausgebildete Moränenwall geht südöstlich von Behrensdorf in eine nahezu ebene, nur schwach gewellte Fläche über. Eine Fortsetzung dieses Walles darf jedoch in der Geschiebelehmkuppe von Lippe sowie in der davorlagernden 1,5 km breiten Abrasionsfläche vermutet werden. Den Aufbau dieser Randlage verdeutlichen zwei Wasserbohrungen bei Neuland (1 km NNW Behrensdorf). Sie enthielten gelben, bzw. blauen steinigen Geschiebelehm mit Findlingen sowie Mergel bis zu einer Tiefe von 24 m. Darunter folgten bis 33 m Tiefe blauer Ton, Sand, Kiesgeröll und grauer Sand (Blatt 1629, Nr. 16 und 17, Ansatzpunkt der Bohrungen ca. 5 m ü. NN).

Die süd- bzw. südöstliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes bilden die Moränen der Futterkamper Eiszunge. Eine ältere Randlage dieser Eiszunge reicht bis zur Linie Högsdorf-Kletkamp. K. Gripp (1964, S. 19) bezeichnet sie als Stauchmoränen. Die jüngere, nach K. Gripp (1964, S. 254) der I-Randlage der Lübecker Bucht entsprechend, verläuft entlang der Linie westlich Sehlendorf—Blekendorf, um dann zwischen Futterkamp und Helmstorf nach Norden bzw. Nordosten in Richtung auf Hohwacht umzubiegen. Einige noch jüngere

[1]) In den Großen Binnensee.

[2]) Nr. 7 und 12, Blatt 1629 (1:25000), Bohransatzpunkt 5 m ü. NN.

[3]) ca. 30 m vom Ufer des Großen Binnensees entfernt, 3—3,5 m ü. NN.

Moränenwälle liegen um den heute bereits verlandeten Fulensee, westlich des Sehlendorfer Binnensees. Südlich von Hohwacht stoßen die Moränen der Futterkamper und Neudorfer Eiszunge zusammen. Die von K. Gripp (1964, S. 254) geäußerte Ansicht, daß es sich bei diesem Haßberg-Hohwachter Doppelzug um eine Moränengabel handele, wird durch die Luftbild- und Karteninterpretation (1:5000) bestätigt.

Ein größerer Aufschluß der Futterkamper Eiszunge liegt südlich Haßberg. Hier befinden sich auf dem Geschiebelehm Blöcke bis zu 30 cm Durchmesser und auskeilende, nach Norden bis Westen einfallende Kies- und Grob- bis Feinsandlagen. Die Ausrichtung dieser als Sanderkegel zu interpretierenden Bildung weist auf einen zeitweiligen Abfluß zum oben beschriebenen westlichen Eiszungenbecken hin.

Zusammenfassend ergibt sich folgender Sachverhalt: die Stauchmoränen von Panker-Stöfs entsprechen der älteren Futterkamper Randlage (Högsdorf-Kletkamp), die äußersten Randlagen der Neudorfer Eiszunge dem letzten größeren Futterkamper Eisvorstoß (bis Blekendorf). Während K. Gripp (1964, S. 232—233) diese I-Moränen der Pommerschen Phase zuordnet, sieht Th. Hurtig (1969, S. 7) in ihnen bereits Moränen der spätglazialen Phase I (Älteste Dryaszeit). Die nördlich daran anschließenden jüngeren Randlagen beider Eiszungen lassen keine weitere Parallelisierung zu.

3. Die Entwässerungslinien der Glazial- und Spätglazialzeit

Für die Erarbeitung und Darstellung der heutigen Entwässerungslinien im Festlandsbereich wurden die gleichen Arbeitstechniken wie unter B. 2. (S. 52) angewandt. Die ehemaligen, heute im Submarin liegenden Entwässerungslinien und Reliefzüge des dort zu verfolgenden spätglazialen bzw. postglazialen Flußsystems wurden durch Auswertung von Seekarten[1]) und Arbeitskarten des Deutschen Hydrographischen Instituts[2])[3]) rekonstruiert.

Die wohl bedeutendste glaziale Entwässerungslinie im Untersuchungsgebiet verläuft von Neudorf über Lütjenburg in NNE-SSW-Richtung. Dieses ehemalige Schmelzwassertal wird heute von der Kossau in umgekehrter Richtung durchflossen. Noch weit südlich der Stadt Lütjenburg, in der Nähe des Gutes Rantzau, zeugen mehrere große Aufschlüsse mit Schmelzwasserablagerungen, teilweise sehr grobkörnigen Materials, von einem weit nach Süden reichenden Eisvorstoß und damit einer relativ frühen Anlage dieser Schmelzwasserrinne.

Im Untersuchungsgebiet selbst, zwischen Neudorf und Lütjenburg, weisen Wechsellagen von Sand und Ton auf eine zeitweilige Staubeckenbildung im unteren Kossaulauf hin[4]).

[1]) Gabelsflach bis Heiligenhafen (1:50000), Blatt 43, DHI 1956 u. 1972.

[2]) Hohwacht Bucht Teil I (1:10000), 1965
Hohwacht Bucht Teil II (1:10000), 1965
Fehmarnsund, Seegebiet vor Heiligenhafen und Ostküste bei Großenbrode (östl. Teil) (1:12500), 1964. Seegebiet zwischen Kieler Förde und Hohwacht Bucht (1:25000), 1962. Gewässer um Fehmarn Teil I (1:25000), 1953.

[3]) Herrn Dr. R. Dolezal vom Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten verdanke ich die Einsicht in dieses Kartenmaterial.

[4]) Ein kleines Vorkommen von Beckenton wurde bis kurz nach dem 1. Weltkrieg nordöstlich von Lütjenburg bei der ehemaligen Ziegelei abgebaut.

Die Beckentone reichen von + 18 m bis — 3 m unter NN[1]). Es sind vor allem stark kalkhaltige Schluff- mit Ton- und Feinsandlagen von hell bis dunkelgrauer Färbung.

Neben dieser Schmelzwasserrinne treten eine Vielzahl von kleineren und kleinsten glazialen Entwässerungslinien im Untersuchungsgebiet auf. Ihre hauptsächliche Fließrichtung verläuft im wesentlichen parallel zu den Eisrandlagen und ist daher NW-SE bzw. WNW-ESE gerichtet. Ähnliches gilt für die Entwässerungslinien der Futterkamper Randlagen, doch fehlt hier ein Schmelzwassertal des Ausmaßes, wie es im heutigen Kossautal noch nachzuweisen ist[2]). Im vorhergehenden Abschnitt ist bereits darauf hingewiesen worden, daß die Futterkamper Eiszunge zeitweilig zur Neudorfer Eiszunge nach Westen und damit durch das Schmelzwassertal der Kossau entwässerte. Östlich Lütjenburgs sind noch die Reste eines weiteren Zuflusses der Futterkamper Eiszunge zu erkennen. Da im Süden und Osten dieser Zunge wesentlich höhere und ältere Randlagen den Abfluß der Schmelzwässer verhinderten, muß daher das Schmelzwassertal der Kossau als alleinige Entwässerungslinie der Neudorfer und Futterkamper Eiszunge angesehen werden.

Ein wesentlich verändertes Bild bieten die Entwässerungslinien der Spät- und frühen Postglazialzeit. Mit dem verstärkten Abschmelzen und dem damit verbundenen Rückzug des Eises in das tiefer gelegene Becken der späteren Ostsee erfolgte auch eine Tieferlegung der glazialen Erosionsbasis.

Die kleineren, nahezu parallel zu den Eisrandlagen verlaufenden Entwässerungslinien behielten danach in den meisten Fällen ihre Fließrichtung bei, sofern sie nicht durch das Abschmelzen von Toteis eine Richtungsänderung erfuhren. Für die große, NE-SW verlaufende Schmelzwasserrinne, das spätere Kossautal, führte dies jedoch zu einer Umkehr der Fließrichtung und zum Einschneiden in die ehemals subglazialen Becken; es bedeutete gleichzeitig den ersten Schritt zur Entstehung des jetzigen im Bild der topographischen Karten dargestellten Flußsystemes.

Dieses festländische Flußsystem ist, wie aus Abb. 3 ersichtlich, im Schelfbereich noch mehr als 20 km weit zu verfolgen. Die Rekonstruktion der submarinen Reliefformen läßt ein von zahlreichen Erosionslinien zerschnittenes Becken erkennen, das im Norden durch einen WNW-ESE verlaufenden Rücken begrenzt wird. Unmittelbar nördlich des Sammelpunktes der einzelnen Erosionslinien wird der Rücken auf ca. 1,5 km unterbrochen. Die Tiefenverhältnisse, besonders die weit bis unter die heutige Küste reichende 18 m-Isobathe vor dem Großen Binnensee, lassen auch heute noch, nach Auffüllung dieses Beckens durch holozäne Sedimente, die Entwässerungslinien der Ur-Kossau und ihrer ehemaligen Nebenflüsse erkennen.

Das glaziale Relief, insbesondere der WNW-ESE verlaufende Rücken, beeinflußte den Ablauf aus diesem Becken vor Überflutung der 20 m-Isobathe. Inwieweit hier die Moränen einer weiteren Eisrandlage zu suchen sind, soll da-

[1]) Aufschlüsse nördlich Lütjenburgs und südlich der Eetzkate sowie Bohr-Nr. 99, Blatt 1629, 500 m südl. v. Eetzkate, westl. Ziegelei, Ansatzpunkt ca. 7 m über NN.

[2]) Mehrere Meter mächtige Beckentone bei Futterkamp (BohrNr. 21 und 22, Blatt 1729, 1:25000) lassen auch hier eine Staubeckenbildung erkennen.

hingestellt bleiben[1]). Aus dem vorher geschilderten Sachverhalt ergibt sich jedoch, daß die Hauptentwässerungslinien und der einzige Abfluß durch diesen Rücken bereits im Glazial angelegt wurden und später, ähnlich wie der heute im Festlandsbereich liegende untere Kossaulauf, in umgekehrter Richtung durchflossen wurden.

C. Die Entstehung und Veränderung der Küstenlandschaft im Verlauf der postglazialen Transgression[2])

Im folgenden soll versucht werden, die zur heutigen Küstenlandschaft führenden Entwicklungsabschnitte durch die Auswertung älterer Kartenaufnahmen aufzuzeigen und zurückzuverfolgen. Die bis zum Jahre 1649 (Karte von J. MEJER) aus dem Kartenvergleich ersichtliche Entwicklung wird für die Zeit vor 1649, aus der keine Kartenunterlagen vorliegen, mit Hilfe der morphogenetischen Ergebnisse einer Vermessung und Kartierung der Strandwallebenen bis zur Bildung der ältesten Strandwallsysteme zurückverfolgt. Die davor liegenden Entwicklungsabschnitte der Küstenlandschaft werden anhand stratigraphischer Befunde, dem daraus resultierenden Sedimentationsablauf sowie aus den Ergebnissen der Pollenanalyse und der C^{14}-Datierung einzelner Proben in ihrem räumlich-zeitlichen Verlauf erfaßt.

Zuvor sei jedoch ein kurzer Überblick der Wind- und Strömungsverhältnisse des Untersuchungsgebietes als den ausschlaggebenden Faktoren bei der Materialumlagerung im Küstenbereich vorangestellt.

1. Wind-, Strömungsverhältnisse und Materialtransportrichtungen

Die Hauptwindrichtung[3]) im Mittel über das Jahr ist Südwest (Kiel) bzw. Südwest und West (Marienleuchte, Fehmarn). Nur im Winterhalbjahr zwischen Februar und März stehen Ost- bis Südostwinde an erster Stelle der häufigsten Windrichtungen, wobei die Windstärken $\geqq 6$ nach der Beaufort-Skala einen bis zu 35%igen Anteil haben. Winde dieser Stärken aus dem westlichen Quadranten liegen im Mittel nur für den Monat Dezember vor.

Entsprechend diesen, für das Jahr vorherrschenden Westwinden läßt sich entlang des Untersuchungsgebietes eine überwiegende West-Ost gerichtete Küstenströmung feststellen.

Die Folge ist eine von den Materiallieferanten (Steilküsten, Abrasionsflächen) jeweils nach Osten gerichtete Strandversetzung und, aufgrund des fehlenden bzw. sehr geringen Tidenhubs (8—15 cm im Durchschnitt), die Entstehung einer Ausgleichsküste. Die West-Ost gerichtete Haupttransportrichtung wird zeitweilig, insbesondere vor dem Sehlendorfer Binnensee, durch eine Ost-West gerichtete

[1]) Eine Sedimentkartierung der Kieler Bucht zeigt für diesen Bereich Geschiebelehm bzw. Geschiebemergel an (SEIBOLD u. a., 1971, S. 230).

[2]) Grundlage für die Rekonstruktion der Küstenlinien bildeten Karten der Küsten- und Katasterpläne (1:2000, 1:4000), ferner Karten im Maßstab 1:5000 und 1:25000 der Jahre 1879—1970, das Varendorf'sche Kartenwerk von 1789/97 im Maßstab 1:26293 und 1:105172, Seekarten und Arbeitskarten des DHI 1:10000—1:50000 der Jahre 1953—1973 sowie Hinweise, Urkunden und Quellenangaben aus dem Archiv des Gutes Waterneverstorf. Die das Untersuchungsgebiet erfassenden Tiefenpläne der Blätter 7, 8, 9 aus dem Abschnitt Süd der Ostseeküstenvermessung wurden bisher noch nicht bearbeitet. Aus diesem Grunde konnte darauf nicht zurückgegriffen werden.

[3]) Deutsch. Wetterdienst, 1967: Periode 1951—1960.

Zwischentransportrichtung überlagert, deren Ursache in Winden aus dem östlichen Quadranten zu suchen ist. Diese, vor allem im Februar/März sowie im November auftretenden Winde und Stürme erfüllen daneben noch eine weitere Funktion. Ihre, gemessen an den westlichen Winden, relativ große Wellen- und Brandungsenergie führt zur Entstehung der höheren und damit beständigeren Strandwallbildungen im Untersuchungsbereich.

Eine dritte Transportrichtung, der sogenannte Quertransport, verläuft vom Strand zum tieferen Wasser und führt dabei zu einer für die Flachküste typischen Materialsortierung, bei der die feinsten in Suspension gegangenen Tonanteile erst in tieferen und somit in ruhigeren Muddzonen abgelagert werden.

Neben diesen, durch die Wind- und Strömungsverhältnisse hervorgerufenen Transportrichtungen, beeinflußt in jüngster Zeit eine Anzahl von Buhnen und Molenbauten den Materialtransport und die Strömungsbedingungen des küstennahen Bereiches. Sie führen je nach Wetterlage zu einer verstärkten Lee-Erosion hinter den Schutzbauten. Allerdings überwiegt auch hier die Lee-Erosion östlich bzw. südöstlich der Buhnen und Molen und verdeutlicht somit die vorherrschende West-Ost gerichtete Küstenströmung.

2. Der Küstenrückgang im Bereich der Steilküsten[1])

a) Die heutigen Steilküsten

Der Küstenabschnitt zwischen Todendorf und Döhnsdorf weist neben den bereits von E. KANNENBERG (1951) behandelten Steilküsten von Todendorf, Lippe, Hohwacht und Döhnsdorf noch einige weitere, allerdings fossile Kliffs am Großen Binnensee auf: Waterneverstorf, Stöfs, Alte Burg und Haßberg. Sie werden heute durch die Strandwallebene im NE von der Ostsee getrennt und sind damit der unmittelbaren Zerstörung durch die Brandung entzogen (Abb. 4).

Die nach NE exponierte Steilküste von Todendorf[2]) mit einer Länge von 5,3 km (Truppenübungsplatz-Hohenfelder Mühlenau) ist durchschnittlich 10—15 m hoch. Östlich Hubertsberg erreicht es mit etwas über 20 m die größte Höhe. Das Kliff ist vorwiegend aus Geschiebemergel bzw. Geschiebelehm aufgebaut. Kiese und Sande sowie das öfter damit verbundene Auftreten von Quellhorizonten sind nur vereinzelt zu finden.

In der im SE an das Todendorfer Kliff anschließenden Strandwallebene liegt bei dem Orte Sibirien[3]) der Rest eines weiteren, nach NE exponierten Kliffs. Es reicht heute nur noch einen Meter über NN und ist nach Auskunft von Einheimischen in den letzten drei Jahrzehnten stets mit Strandwällen bedeckt gewesen.

Das wenig südlich davon liegende Kliff von Lippe (Exposition ENE) mit einer Länge von ca. 300 m und einer durchschnittlichen Höhe von drei Metern ist, ähnlich wie das Todendorfer Kliff, fast nur aus Geschiebemergel aufgebaut. Eine verhältnismäßig große Anzahl von Blöcken auf der Abrasionsfläche wurde zur

[1]) Siehe Abb. 5—8 im Anhang: Kartenskizze der Küstenformen und Küstenlinien (1649—1973) zwischen Todendorf und Döhnsdorf. Die Tiefenlinien des Großen Binnensees beruhen auf Angaben des Gutes Waterneverstorf und eigenen Lotungen (max. Tiefe 4,5 m NW der Alten Burg, durchschnittl. Tiefe 2 m). Die jeweilige Seespiegelhöhe wurde dabei am Pegel der Lipper Schleuse ermittelt.

[2]) Bei KANNENBERG (1951, S. 69) „Satjendorfer Steilufer" genannt.

[3]) Blatt 1629, Giekau, 1879 (1:25000), siehe Abb. 6 im Anhang.

Kliffsicherung vorgeschüttet. Nur ein sehr geringer Teil stammt aus der Steilküste selbst.

Südlich Lippe schließt sich eine teilweise einen Kilometer breite, bis zum aktiven Kliff von Hohwacht reichende Strandwallebene an. Dadurch befinden sich von den insgesamt 1,9 km des Hohwachter Kliffs nur noch 600 m im Bereich der marinen Abtragung. Das fossile Kliff von Hohwacht reicht von Strandersberg[1]) bis auf ca. 100 m an den nordöstlichen Vorsprung des Haßberg-Hohwachter Moränenrückens. Während der westliche Teil dieses Kliffs umfangreiche, baumbestandene Hangschuttmassen vor dem Kliffuß aufweist, ist im östlichen Teil noch der ehemalige Steilhang erhalten.

Das aktive, nach ENE exponierte Kliff von Hohwacht ist durchschnittlich 12 m hoch. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Steilküsten sind im geologischen Aufbau dieses Kliffs auch Wechsel von Geschiebemergel sowie Sand- und Schlufflagen in Dezimeter-Mächtigkeit festgestellt worden. Da der Kliffuß bis zu einer Höhe von 2—4 m ü. NN aus Geschiebemergel bzw. -lehm besteht, ist jedoch keine verstärkte marine Abrasion damit verbunden.

Südlich von Hohwacht folgt wiederum eine relativ flache Strandwallzone, die dann nordöstlich von Sehlendorf in das Steilufer von Döhnsdorf übergeht. Dieses Kliff hat, verglichen mit den bisher genannten, den größten Anteil an Sand- und Kiesschichten zu verzeichnen. Der westliche Teil dieser Steilküste mit einer Länge von 1,8 km ist nach NNW, der östliche Teil mit 1,7 km nach N und NE exponiert. Auch am Kliff von Döhnsdorf läßt sich eine ähnliche Entwicklung erkennen, wie sie am Hohwachter Kliff bereits dargestellt wurde. Während der westliche Teil des Kliffs, infolge des Schutzes durch eine 30—40 m breite Strandwallzone, nur noch selten vom Wasser erreicht wird und daher eine dichte Grasvegetation mit vereinzelten Büschen entwickelt hat, unterliegt der östliche Teil weiterhin der marinen Abrasion.

Ein wesentlich geschlosseneres Bild bieten die Steilufer des Großen Binnensees. Diese nicht mehr von der Brandung erreichten und somit fossilen Kliffs sowie die ihnen vorgelagerten Abrasionsflächen sind, bis auf einen kleinen Abschnitt von 150 m nördlich Haßbergs, vollständig mit Vegetation bedeckt.

Die beiden nach NE exponierten Kliffs von Waterneverstorf und Stöfs am westlichen Ufer des Großen Binnensees erreichen eine Höhe von 5—9 m bzw. 4—16 m ü. NN und erstrecken sich beide über nahezu 500 m. Sie sind vorwiegend aus Geschiebemergel aufgebaut. Diese Angaben über den geologischen Aufbau der fossilen Kliffs beziehen sich auf jeweils zwei Hangproben im 100 m-Abstand.

Das auf der Nord- und Nordostseite ausgebildete Kliff der Alten Burg nördlich der Kossaumündung läßt sich über eine Länge von 700 m verfolgen. Es ist mit einer Höhe von 19—20 m im Osten und 10—15 m im Norden das größte fossile Kliff im Untersuchungsraum. Auch hier findet sich vor allem Geschiebemergel, der allerdings auf der Nordseite zeitweilig durch Kies- und Sandlagen abgelöst wird[2]).

[1]) Blatt 1629, Giekau, 1879 (1:25000), auch Strandesberg genannt.

[2]) Aufgrund der Lagerungsverhältnisse muß eine Stauchung dieser Sedimente angenommen werden.

Der nach NW vorspringende Teil des Haßberger Kliffs enthält, wie bereits erwähnt, neben Geschiebemergel deutliche Anzeichen für eine Sanderwurzel. Ob die große Anzahl von Blöcken am Kliffuß damit in Zusammenhang steht, kann nicht mit letzter Sicherheit geklärt werden. Eher ist wohl eine Maßnahme zur Kliffbefestigung zu vermuten[1]).

b) Die Zurückverlegung der Steilküste zwischen 1873/74 und 1949

Genaue Angaben über den Küstenrückgang der jüngsten Zeit macht E. KANNENBERG (1951) in seiner Arbeit über die „Steilufer" an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. Die von ihm ermittelten quantitativen Werte beruhen auf einem kartographischen Vergleich der Katasteraufnahmen (1:2000 und 1:4000) der ersten Landesaufnahme mit den heutigen Katasterkarten (1950). Die daraus errechneten Durchschnittswerte beziehen sich auf einen Zeitraum von 70—80 Jahren.

Der von E. KANNENBERG ermittelte Küstenrückgang erreicht westlich Todendorfs einen Wert von 0,45 m/J. und östlich Todendorfs Werte von 0,24 m/J. und 0,13 m/J.. Für das Kliff von Lippe werden 0,20 m/J.[2]), für das Döhnsdorfer Steilufer ein unterer Wert von 0,35 m/J. und ein mittlerer von 0,4 m/J. angegeben[3]). Der Rückgang bei Hohwacht war geringfügig und betrug nur wenige Meter (1874—1949/50).

c) Die Veränderung der Küstenlinien vor den Steilküsten zwischen 1789/97 bis 1874/79

Während für weite Teile Schleswig-Holsteins, auch aus der Zeit vor 1864, großmaßstäbige kartographische Aufnahmen existieren, ließen sich für den Küstenabschnitt des Untersuchungsraumes neben der Varendorf'schen Karte keine weiteren Aufnahmen ausfindig machen[4]). Diese Tatsache könnte mit dem vergleichsweise geringen Wert der Strandwallebene für die damaligen Besitzer der Güter Waterneverstorf, Neudorf und Weißenhaus erklärt werden. Die Aussagen über die Zurückverlegung der Steilküste und die Veränderung ihrer Küstenlinie müssen sich daher auf den Vergleich der ersten Landesaufnahme mit der Varendorf'schen Karte[5]) im Maßstab 1:26293 aus den Jahren 1789/97 beschränken. Als Bewertungsgrundlage für die Küstenveränderung konnte hier jedoch nicht wie bei KANNENBERG (1951, S. 56) die Kliffoberkante gewählt werden. Wegen fehlender Differenzierung im Kartenbild der älteren Aufnahme wurde die Küstenlinie als Vergleichsbasis herangezogen, die vermutlich der jüngeren Mittelwasser-Linie entspricht.

In diesem Zusammenhang muß auf eine weitere Schwierigkeit bei dem Vergleich mit älteren Karten hingewiesen werden. Neben den unterschiedlichen

[1]) Oberhalb des Kliffs stand früher ein Gebäude des Gutes Neudorf; der Name Tempelberg weist noch darauf hin.

[2]) „15 m in den vergangenen 75 Jahren", (S. 69).

[3]) Diese Werte beziehen sich auf die Hauptabbruchstelle im Nordosten von Döhnsdorf.

[4]) Siehe hierzu auch die Angaben von H. J. KAHLFUSS (1969).

[5]) Für die freundliche Übersendung von Photokopien dieser Aufnahme (Blatt 23 und 24) danke ich dem Geodetic Institute Copenhagen.

Maßstäben dieser Karten verhindert vor allem eine relativ große Winkelverzerrung die direkte Übertragung einzelner Karteninhalte. Die in den meßtechnischen Praktiken der damaligen Aufnahme begründeten Verzerrungen müssen daher, unter Berücksichtigung möglichst vieler in ihrer topographischen Lage unveränderter und heute noch nachweisbarer Gegebenheiten, überprüft und den Umständen entsprechend korrigiert werden.

Die rekonstruierten Küstenlinien von 1874/1879 und 1789/97 wurden in die Grundkarte (1:5000) übertragen[1]). Hierbei zeigte sich, daß die Küstenlinie vor den heute noch aktiven Kliffs von Todendorf, Lippe, Hohwacht und Döhnsdorf in der Zeit von 1789/97—1874/79 teilweise stärker zurückverlegt wurde als in den Jahren 1874/1879—1966[2]). Der westliche Teil der Döhnsdorfer Steilküste nordöstlich von Sehlendorf hat sich nach 1789/1797 kaum verändert. Die Erosions- und Akkumulationsbeträge dürften sich an diesem Küstenabschnitt bereits damals die Waage gehalten haben.

Vor dem westlichen Teil des fossilen Kliffs von Hohwacht wurde für den Zeitraum von 1789/97—1874/79 ein Abtrag von durchschnittlich 1,58 m/J. errechnet. Dieser außerordentlich hohe Betrag ist jedoch nur mit der Aufarbeitung einer breiten Strandwallebene zu erklären und steht in keinem Zusammenhang mit der Anlage des dahinterliegenden, bereits fossilen Kliffs. Da für die Zeit von 1874—1966 ein durchschnittlicher Zuwachs von 25 m abzulesen ist, läßt sich hier auch in der jüngsten Zeit keine marine Abrasion feststellen.

Es muß daher angenommen werden, daß der westliche Teil des fossilen Kliffs nördlich Hohwacht bereits weit vor 1789/97 entstand. Eine breite Strandwallebene, deren Ausmaße heute nicht mehr bekannt sind, legte sich in der Folgezeit davor und wurde bis zum Jahre 1789/97 bis auf eine Breite von 200—220 m abgetragen.

Ähnlich wie für den westlichen Teil des Döhnsdorfer Kliffs ist auch an den Steilufern des Großen Binnensees kein größerer Abtrag nachweisbar. Zwei Hinweise verdeutlichen, daß diese Kliffs jedoch noch von hohen Sturmfluten erreicht und an einigen Stellen zurückverlegt wurden[3]).

Der nordöstlichste Vorsprung des fossilen Kliffs der Alten Burg wird heute noch von den Einheimischen als „Blanke Nees" bezeichnet; an eben dieser Stelle stürzten bei der Sturmflut von 1872 einige Steinblöcke und Bäume, die zuvor auf der Kliffoberkante zu finden waren, in das seichte Uferwasser[4]). Insgesamt gesehen muß jedoch auch hier, am Großen Binnensee, der Zeitpunkt für die Anlage der Steilufer und der Übergang vom aktiven zum fossilen Kliff relativ früh angesetzt werden.

[1]) S. Abb. 5—8 (im Anhang).

[2]) Siehe tabellarische Übersicht: die Veränderung der Küstenlinie vor den Steilküsten des Untersuchungsgebietes, S. 61.

[3]) Auf das nicht vollständig zugewachsene Kliff von Haßberg wurde bereits vorher hingewiesen.

[4]) Handschriftliches Manuskript der Gräfin I. v. Waldersee im Besitz des Gutes Waterneverstorf.

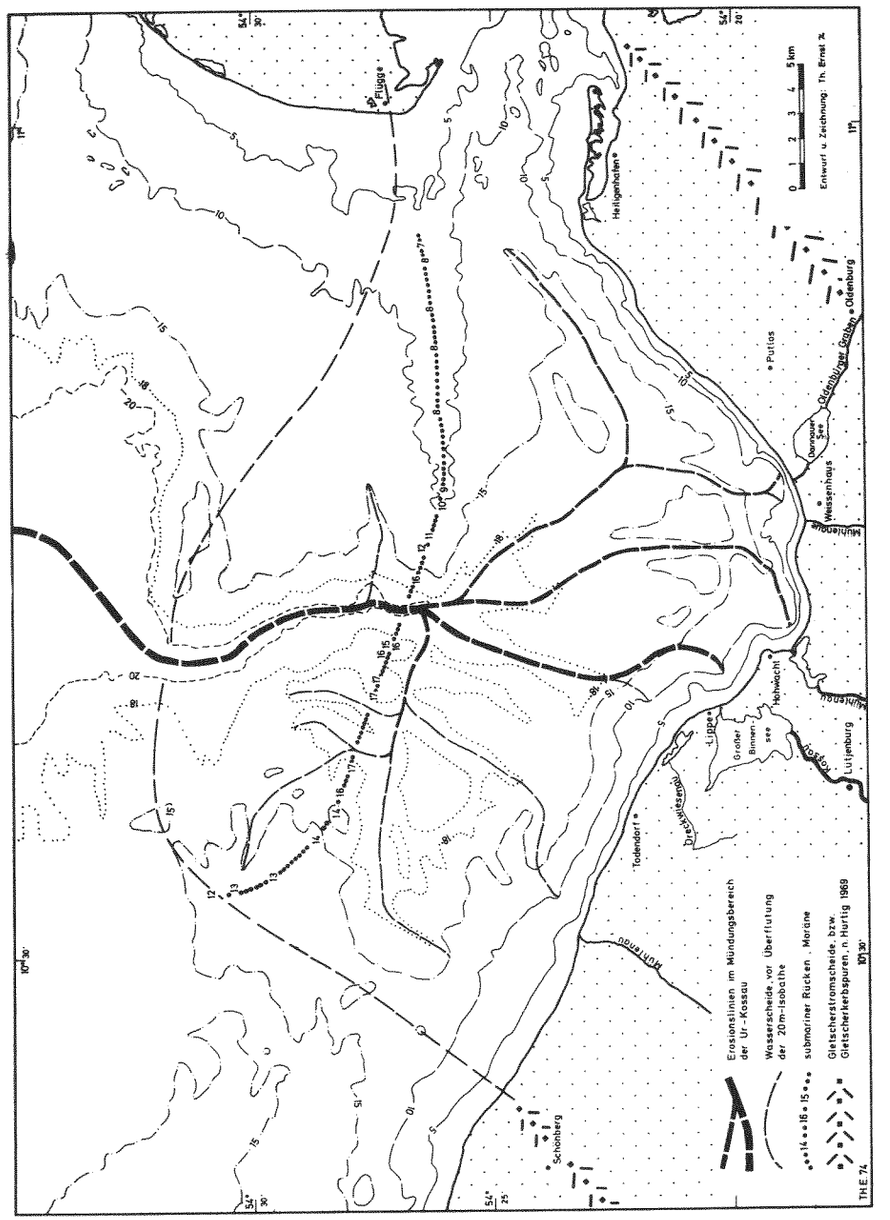


Abb. 3: Kartenskizze der Erosionslinien der Ur-Kossau vor Überflutung der 20 m-Isobathe.

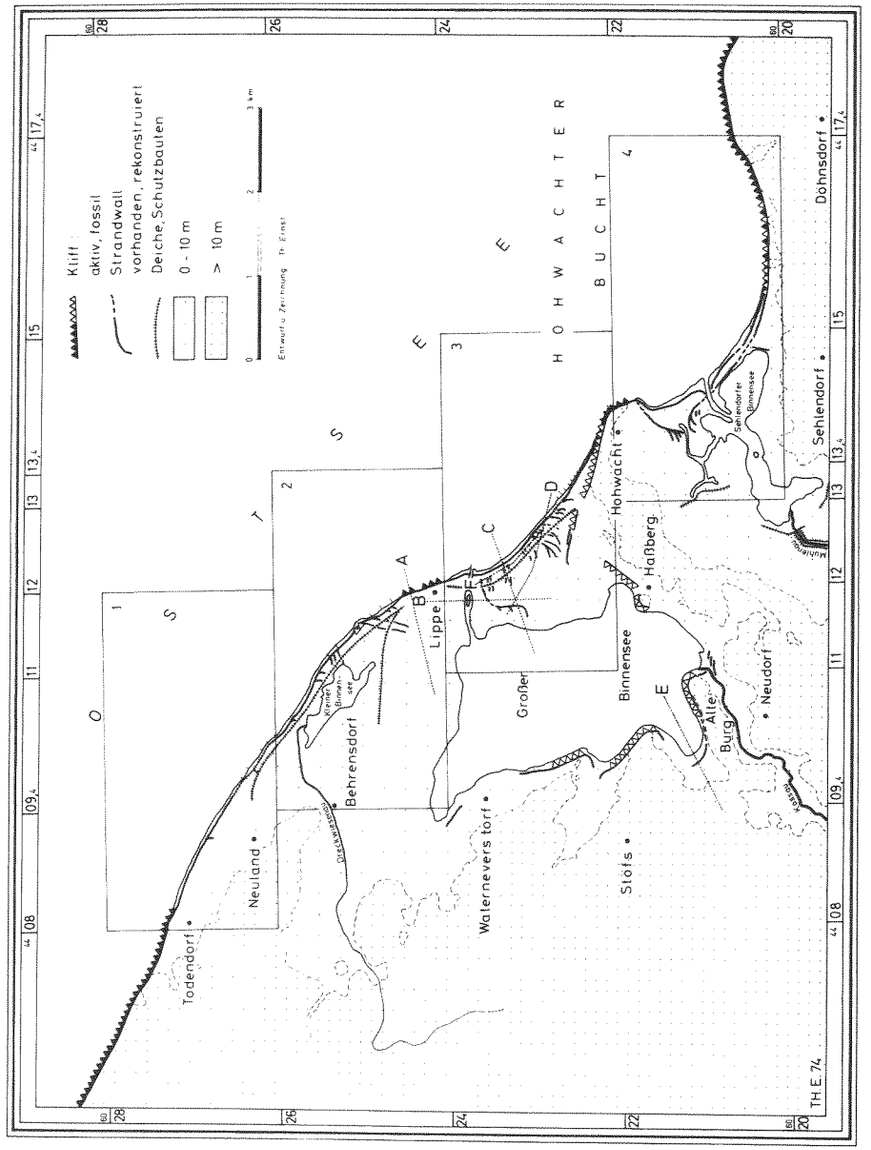


Abb. 4: Übersichtskarte der Küstenformen im Untersuchungsbereich.
(Die Kartenausschnitte 1—4 entsprechen den Abbildungen 5—8 im Anhang, die Profile A—F den Abbildungen 13, 14, 19, 23, 25, 11).

Die Veränderung der Küstenlinie vor den Steilküsten des Untersuchungsgebietes 1789/97—1966[1]) zeigt die folgende tabellarische Übersicht. Darin sind jeweils 3—4 Werte eines Küstenabschnittes in einem Durchschnittswert zusammengefaßt.

1) nördlich Todendorf:

I	45 m = ca. 0,56 m/J.	Abtrag
II	15 m = ca. 0,16 m/J.	,,
III	60 m = ca. 0,35 m/J.	,,

2) nordöstlich Todendorf:

I	23 m = ca. 0,29 m/J.	,,
II	17 m = ca. 0,19 m/J.	,,
III	40 m = ca. 0,24 m/J.	,,

3) östlich Lippe:

I	39 m = ca. 0,48 m/J.	,,
II	17 m = ca. 0,19 m/J.	,,
III	56 m = ca. 0,33 m/J.	,,

4) Strandwallebene vor dem westlichen Teil des fossilen Kliffs nördlich Hohwacht

I	125 m = ca. 1,58 m/J.	Abtrag
II	25 m = ca. 0,37 m/J.	Zuwachs
III	100 m = ca. 0,59 m/J.	Abtrag

5) Strandwallebene vor dem östlichen Teil des fossilen Kliffs nördlich Hohwacht

I	70 m = ca. 0,86 m/J.	Abtrag
II	0 m =	kein Abtrag oder Zuwachs
III	70 m = ca. 0,41 m/J.	Abtrag

6) nordöstlich Hohwacht:

I	50 m = ca. 0,63 m/J.	Abtrag
II	12 m = ca. 0,13 m/J.	,,
III	62 m = ca. 0,36 m/J.	,,

7) Strandwallebene vor dem westlichen Teil des Döhnsdorfer Kliffs (teilweise fossil):

I, II, III = kein meßbarer Abtrag oder Zuwachs

8) nördlich Döhnsdorf:

I	70 m = ca. 0,86 m/J.	Abtrag
II	10 m = ca. 0,11 m/J.	,,
III	80 m = ca. 0,47 m/J.	,,

d) Der Küstenrückgang im Untersuchungsgebiet von 1510/11—1860 am Beispiel der Lipper Halbinsel

Die vorhergehenden Abschnitte haben bereits gezeigt, mit welchen Schwierigkeiten die Rekonstruktion einer Küstenlinie anhand älterer Kartenaufnahmen

[1]) I = 1789/97—1874
II = 1874/79—1966
III = 1789/97—1966.

verbunden ist. Ähnliche Umstände bereitet die Überprüfung einzelner nicht belegter Angaben zum Küstenrückgang. So findet sich bei G. SCHRÖDER[1]) der folgende Hinweis ohne Quellenangabe:

„Früher, vor Jahrhunderten, stand auf der Lippe ein Dorf mit mindestens drei Hufenstellen. Noch 1779 wird Lippe als Dorf bezeichnet."

Spätere Veröffentlichungen, bis in die heutigen Tage (P. MARTENS, 1927, S. 47; H. KAACK, 1970, S. 11), berufen sich insbesondere auf den zweiten Satz, ohne den ersten zu erwähnen. Nach den bisher erarbeiteten Werten für den Küstenrückgang, die für den Zeitraum 1789/97 bis 1974/79 einen durchschnittlichen Betrag von 39 m ergaben, und in Anbetracht der Tatsache, daß auf der Varendorf'schen Karte (1789/97 1:26293) nur ein Gehöft[2]) eingezeichnet ist, dürfte die Richtigkeit dieser Angabe von SCHRÖDER bezweifelt werden. Im folgenden soll daher versucht werden zu klären, bis zu welchem Zeitpunkt das Dorf Lippe[3]) bestand, um auf diesem Weg einen Anhaltspunkt für die Küstenentwicklung zu erhalten.

Die letzte urkundliche Nennung des Dorfes Lippe stammt aus den Jahren 1510 und 1511[4]). Die Urkunde vom 24. September 1510 bezieht sich auf eine von Detlev SEHESTEDE gestiftete Commende und bezeichnet dabei die Dörfer Wigendorpe und Lippe als zu Neverstorf, dem späteren Waterneverstorf gehörig.

„... assignavit summam mille marcarum in villis Wigendorpe et de Lippe, sub parrochia Lutkenborch, nostrae Lub. dioecesis, ad validum virum Hennekum Rantzow in Newerstorpe spectantibus...".

Eine Urkunde aus dem folgenden Jahr — 30. September 1511 — erwähnt wiederum:

„... twen Dorpen, alze Wigendorpe und de Lippe, im Kapsel to Lutkenborch belegen, dem duchtigen Henneken Rantszow to Neverstorpe tobehorich".

Leider finden sich darüber hinaus keine Angaben; insbesondere fehlen solche zur Größe dieses Dorfes; es ist jedoch anzunehmen, daß die bereits genannten „mindestens drei Hufenstellen" zu diesem Zeitpunkt noch existierten[5]). Weitere Hinweise auf das Dorf Lippe liegen erst aus dem folgenden Jahrhundert vor. Im Dankwerth-Atlas[6]) läßt die Signatur neben dem Namen Lippe noch ein Dorf an dieser Stelle vermuten. Die Beschreibung[7]) der einzelnen Güter und Dörfer erwähnt Lippe jedoch nicht mehr als Dorf. Bestätigt wird dies durch eine im Besitz

[1]) G. SCHRÖDER (1909, S. 155).

[2]) Der Namenszug ‚Lippe' der Varendorf'schen Karte wurde dem weiter südlich liegenden Gehöft auf der „Vorder"-Lippe zugeordnet, während das Gehöft auf der eigentlichen ‚Lippe', der Rest des ursprünglichen Dorfes, unbenannt blieb.

[3]) Der Name Lippe bezeichnet nach W. LAUR (1967) eine Halbinsel; nach G. HOERSCHELMANN (1961) stammt er entweder aus dem deutschen „Lippe" (unter Hinweis auf die Kossau, die früher in mehreren Armen den schmalen Dünensaum durchbrach) oder von dem wendischen Wort „lipa" = Linde (unter Hinweis auf ein landeinwärts gelegenes Gehölz mit dem Namen „Lippholz").

[4]) A. L. J. MICHELSEN, 1839, S. 340—344.

[5]) Persönliche Mitteilung von G. HOERSCHELMANN unter Hinweis auf die Abrechnungen der Zehntregister.

[6]) Karte von J. MEJER, 1649, Nordertheill von Wageren (Abb. 10).

[7]) C. DANKWERTH (1652, S. 209).

des Gutes Neverstorf befindliche Urkunde, ein Kaufvertrag vom 11. November 1662[1]). Hof und Gut Neverstorf „mit allen dazu gelegenen Dörfern, alß Stöves, Berensdorff und Kembs" wurden an Henrich Blome verkauft.

Da die Lippe bis zum heutigen Tage zum Gute Waterneverstorf gehört, und ein eventueller Verkauf und erneuter Ankauf nach Aussagen des Besitzers[2]) kaum anzunehmen ist, läßt sich der „Untergang" des Dorfes Lippe auf den Zeitraum 1511—1652 einengen. Während dieser Jahre dürften ein großer Teil der Acker- und Weideflächen sowie mehrere Gehöfte durch die marine Abrasion zerstört worden sein.

Wie umfangreich der Küstenrückgang gewesen sein muß, verdeutlicht der Gesamtplan des Gutes Waterneverstorf aus dem Jahre 1730[3]). Das unter „C" aufgeführte Gebäude des Gutshofes trägt den Namen „Lipper Viehhaus". Diese Tatsache läßt vermuten, daß der Gutsbesitzer angesichts der Zerstörung im Küstenbereich einen Wiederaufbau des Gebäudes auf der Geschiebelehmkuppe nicht für richtig hielt, sei es, daß er eine erneute Zerstörung befürchtete oder der Siedlungsraum es nicht mehr zuließ. Der Zeitpunkt für die Errichtung des Lipper Viehhauses ist nach den bekannten Unterlagen nicht zu ermitteln, dürfte jedoch in die Bauphase nach 1662 gehören.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß der „Untergang" des Dorfes Lippe in der Zeit von 1511—1652 stattfand. Von ehemals mindestens drei Hufenstellen war im Jahre 1860[4]) noch eine halbe Hufe übriggeblieben. Eine Umrechnung dieses Betrages auf die heutige Kliffküste würde einen Küstenrückgang von mehreren hundert Metern ergeben. Inwieweit es sich dabei um die Zurückverlegung eines Kliffs und/oder, wie nördlich von Hohwacht, um die Aufarbeitung einer davorliegenden Strandwallebene handelte, kann nicht mehr geklärt werden.

e) Das submarine Relief[5])[6]) und seine Aussage für den Küstenrückgang

Eine erste Orientierung über die Tiefenlinien im ufernahen Bereich (— 1 m bis — 7 m) läßt folgende Beobachtungen erkennen. Vor den heute noch aktiven Kliffs von Lippe, Hohwacht und Döhnsdorf liegen jeweils größere Abrasionsflächen. Als ihre äußere Begrenzung muß die 6—7 m Isobathe angesehen werden, da mit Erreichen dieser Tiefenlinie das submarine Gefälle wesentlich zunimmt[7]). Die Isobathen der Abrasionsflächen verlaufen nur in wenigen Fällen parallel und unterscheiden sich dadurch von den Tiefenlinien der Flachküste, an der die Brandung durch die vorherrschenden Lockersedimente eher einen Ausgleich und damit einen nahezu parallelen Isobathenverlauf erreicht.

[1]) Die Angaben beziehen sich auf eine Kopie dieser Urkunde im Manuskript der Gräfin I. v. Waldersee.

[2]) Graf K. v. WALDERSEE möchte ich in diesem Zusammenhang für die freundliche Unterstützung sowie die zahlreichen Hinweise danken.

[3]) Stockholmer Gartenplan von 1730, im Besitz des Gutes.

[4]) J. v. SCHRÖDER, 1856, S. 90.

[5]) Grundlage für die Erstellung der Isobathen im küstennahen Bereich waren die Lotungen des DHI aus dem Jahre 1965, aufgenommen in Arbeitskarten im Maßstab 1:10000.

[6]) Tiefenpläne des Untersuchungsraumes liegen noch nicht vor.

[7]) Für das Submarin vor Todendorf liegen nur Lotungen bis zur 5 m-Tiefenlinie vor.

Eine Ausnahme bildet jedoch das submarine Relief vor der Strandwallebene von Neuland und Sibirien. In einem der vorhergehenden Abschnitte (C. 1. a) wurde bereits darauf hingewiesen, daß vor dem ehemaligen Hof Sibirien[1]) ein in der jüngsten Zeit durch Strandwälle verschüttetes Kliff zu suchen ist. Es wird daher angenommen, daß diese Geschiebelehmkuppe, ähnlich wie die im Süden daran anschließende Lippe, Reste eines ehemals nach Nordosten reichenden Landvorsprungs sind. Einen weiteren Hinweis dafür bietet die bereits erwähnte 6 m-Tiefenlinie. Sie ist bei Lippe und Sibirien 900—1500 m von der heutigen Küstenlinie entfernt, während der Wert für das ebenfalls nach NE exponierte Kliff von Hohwacht bei nur 500—800 m liegt[2]). Beide Abrasionsflächen sind mit großen Steinen[3]) und großem Material bedeckt, wie aus den Arbeitskarten des DHI, aus Seekarten und Angaben der Fischer zu erfahren ist[4]). Sie müssen daher als Reste eines aus Geschiebemergel bestehenden Landvorsprungs angesehen werden.

3. Die Entstehung und Entwicklung der Flachküste in regionaler Differenzierung

a) Die Strandwallküste von 1864—1966

Ein Vergleich der Küstenlinien von 1864 und 1966 macht deutlich, daß auch die Strandwälle der Flachküste keine größeren Veränderungen innerhalb der letzten 100 Jahre erfahren haben (Abb. 5—8). Auf einige wenige Punkte sei hier jedoch hingewiesen.

Der Deichbau der Jahre 1877/78 erforderte die Anlage eines Schöpfwerks südlich von Lippe zur Entwässerung der Kossau und kleinerer Zuflüsse des Großen Binnensees. Die alten Mündungsarme der Kossau wie der Hertzberger Strom[5]) vor Strandersberg, der Braenk[6]) zwischen Lippe und Sibirien[7]) und der Brök südlich von Lippe[8]) hatten dadurch ihren Einfluß auf die Küstengestaltung verloren.

Abgesehen von dem Molenbau südlich von Lippe, der zeitweilig auf der Nordseite als Sandfänger diente und auf der Südseite zur Lee-Erosion führte, befindet sich dieser Küstenabschnitt zwischen Lippe und Hohwacht jedoch aufgrund der nahezu gleichgroßen Erosions- und Akkumulationsbeträge in einem Ausgleich.

---

[1]) Die Gebäude auf Sibirien wurden durch die Sturmflut von 1872 stark beschädigt und bald darauf abgerissen.

[2]) Das nach NW exponierte Kliff nördlich Döhnsdorf erreicht nur Werte von 200—350 m.

[3]) „mannshohe Steine"

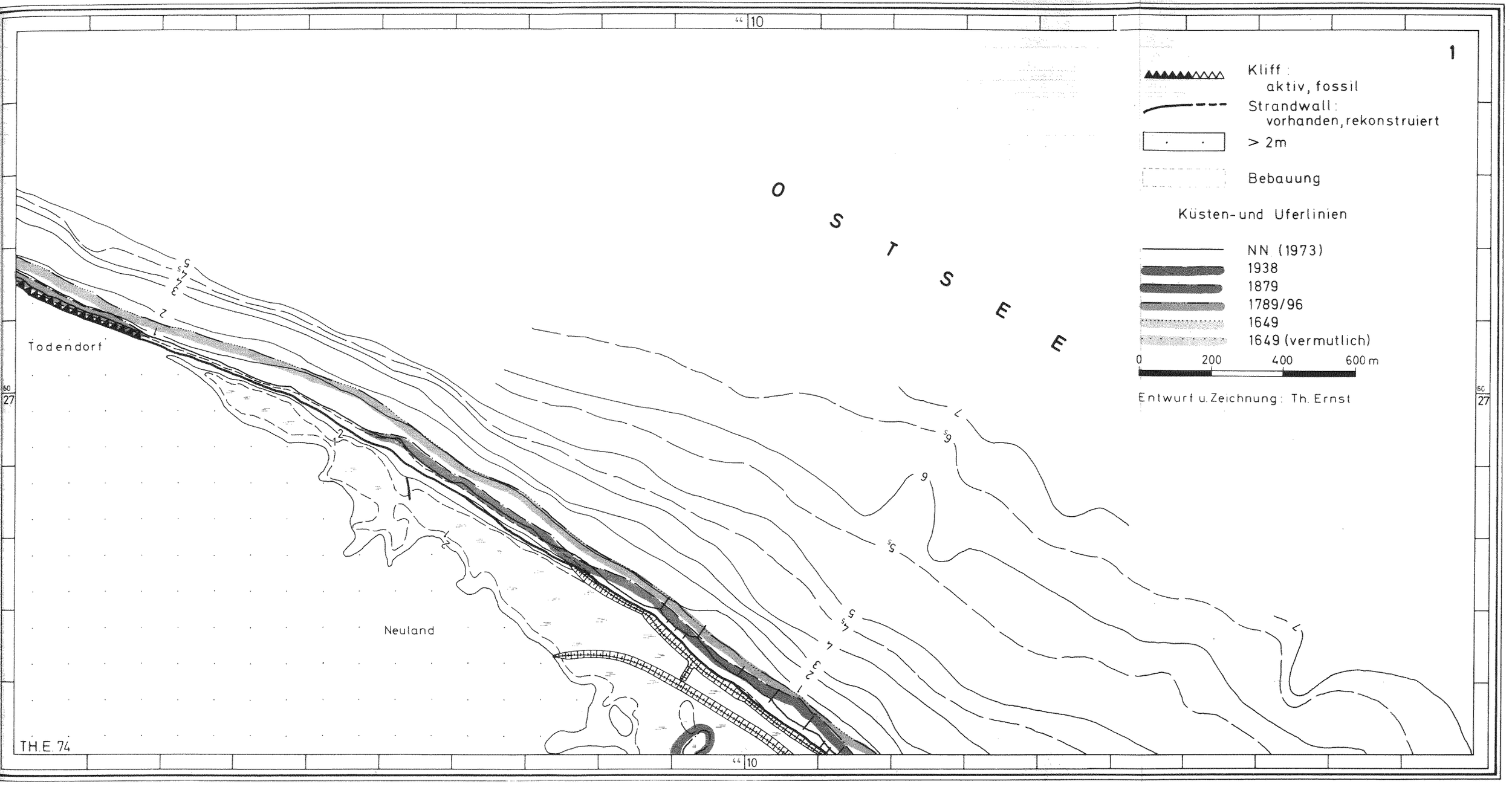
[4]) Nach der freundlichen Auskunft von Dipl.-Geol. K. W. Ruck, Bundesanstalt für Wasserbau, liegen keine Bohrungen aus dem Submarin des Untersuchungsraumes vor.

[5]) Das ehemalige Gebiet dieser einzigen natürlichen Mündung wird heute noch „Am Strom" genannt.

[6]) Ein anderer Name für das später gebräuchlichere „Broek" = Durchbruch des Meeres.

[7]) Der Braenk wird bereits 1793 im Neverstorfer Hufencontract erwähnt (in: Niemann, A., 1798, S. 195) und entspricht damit den Angaben der Varendorf'schen Karte von 1789/97.

[8]) Diese Mündung entstand erst durch das ablaufende Wasser der Sturmflut von 1872.



bb. 5: Kartenskizze der Küstenformen und Küstenlinien (1789—1973) zwischen Todendorf und Neuland (1).

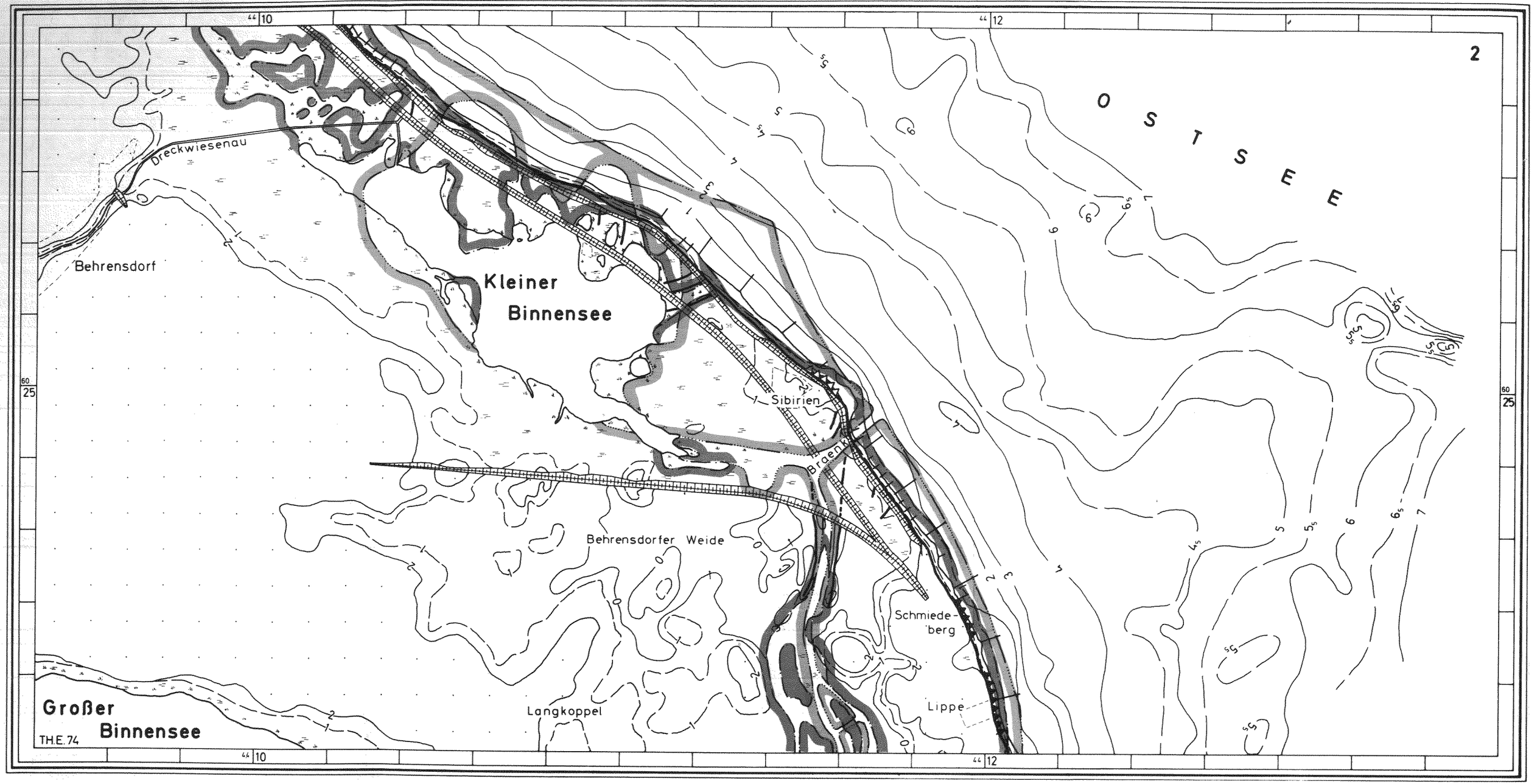


Abb. 6: Kartenskizze der Küstenformen und Küstenlinien (1789—1973) zwischen Sibirien und Lippe (2).

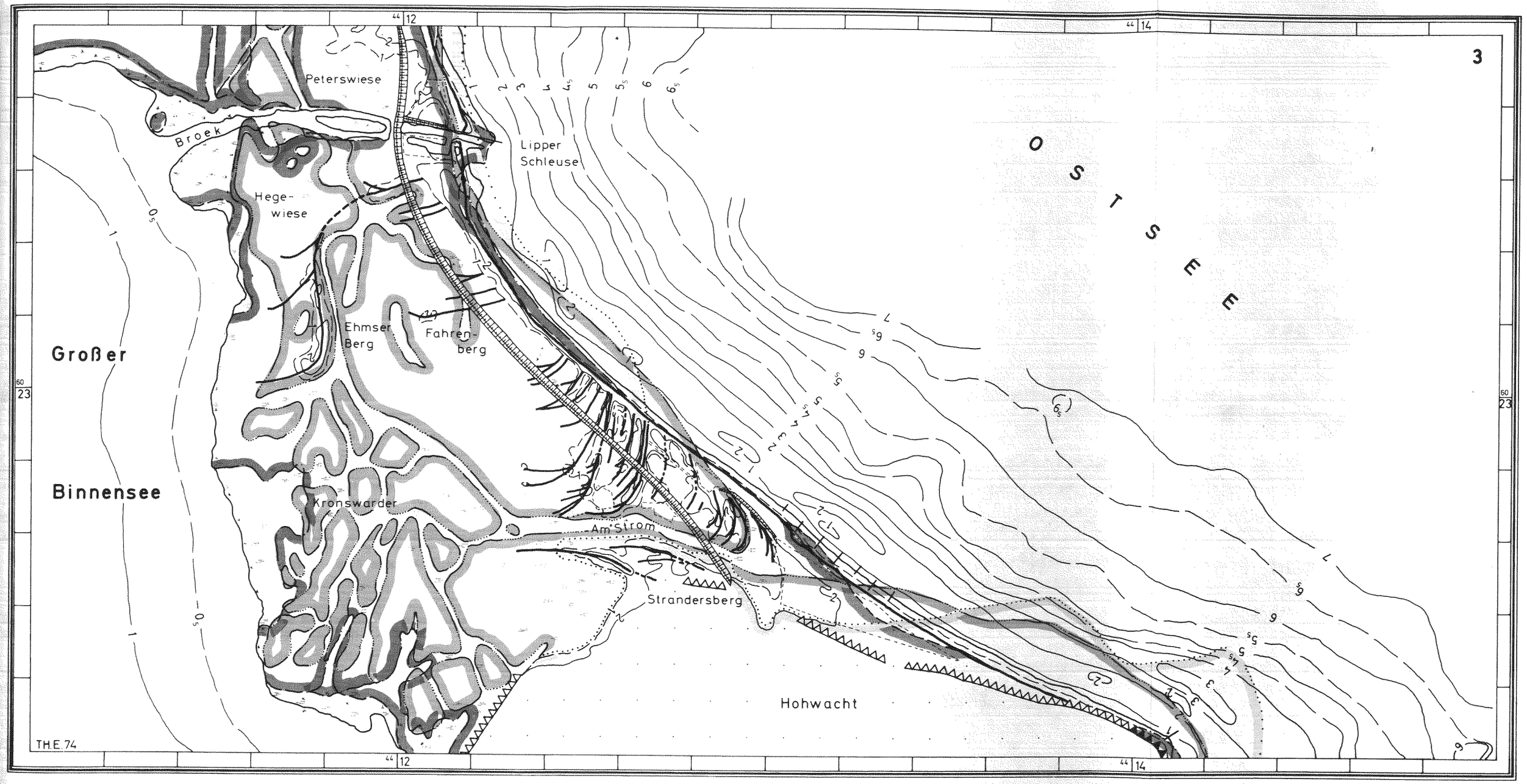


Abb. 7: Kartenskizze der Küstenformen und Küstenlinien (1649—1973) zwischen Lippe und Hohwacht (3).

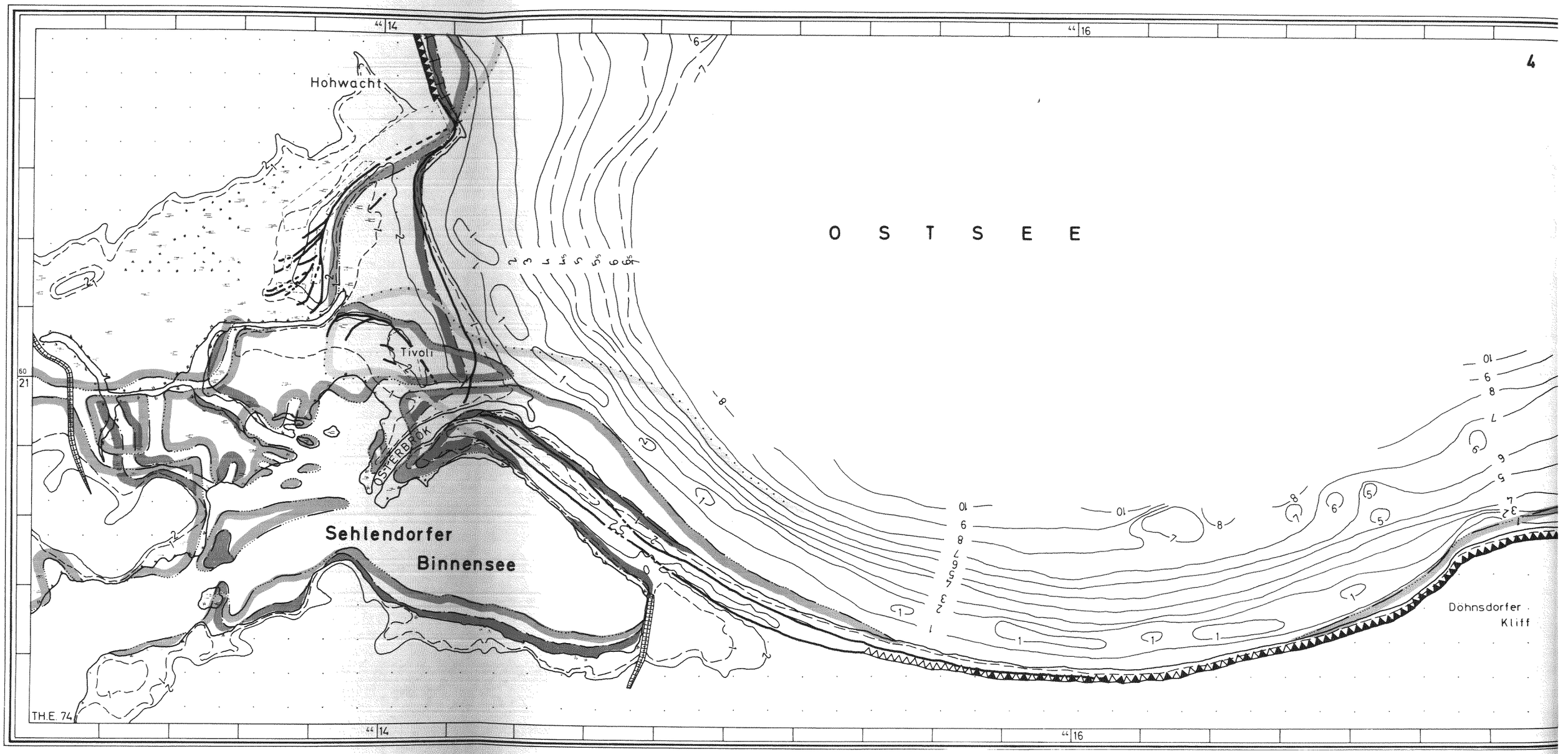


Abb. 8: Kartenskizze der Küstenformen und Küstenlinien (1649—1973) zwischen Hohwacht und Döhnsdor

Zwischen Todendorf und Lippe wurde dieser Zustand weitgehend durch die Anlage einer größeren Zahl von Buhnen erreicht, die zur Verringerung der NW-SE verlaufenden Sandwanderung führte.

Da es auf diesem Abschnitt jedoch fast jährlich zu Strandbrüchen kam, wird seit 1963 ein fast 5 km langes Teilstück von einem hinter dem Strand- und Dünenwall liegenden Deich geschützt[1]). Der durch keinen Deichbau gesicherte Küstenabschnitt erhielt an besonders gefährdeten Stellen eine Verstärkung des Strand- und Dünenwalles.

Für den Küstenstreifen von Hohwacht bis zum Kliff von Döhnsdorf läßt sich neben einer Verbreiterung des Strandes[2]) keine wesentliche Veränderung während dieses Zeitraumes nachweisen.

b) Die Strandwallküste von 1789—1864

In der Varendorf'schen Karte von 1789/97 sind zwei Mündungsarme für den Großen Binnensee und die durch den See fließende Kossau eingezeichnet. Der südliche Arm bildet die Grenzlinie zwischen den Gütern Neudorf und Waterneverstorf. Er durchquert die Strandwallebene entlang der punktierten Linie und mündet vor dem westlichen Teil des fossilen Kliffs von Hohwacht. Der nördliche Arm und der Abfluß des Kleinen Binnensees treffen nordwestlich von Lippe zusammen, um dann weiter östlich, zwischen Sibirien und Lippe, in die Ostsee zu münden[3]). Für die Entwässerung der Niederungen rund um den Großen Binnensee dürfte zu diesem Zeitpunkt nur noch der nördliche Ausfluß von größerer Wichtigkeit gewesen sein, wie aus dem Neverstorfer Hufencontrat von 1793 ersichtlich ist[4]), denn darin heißt es:

„Bey Ueberschwemmungen der Wiesen und Durchbruch des Wassers auf der Lippe, wie auch wenn der Braenk auf der Lippe und der Strohm auf der kleinen See, mit Sand und Steinen zuschlagen solle, muß der Hufener mit den sämmtlichen Hufenern die dabei vorfallende Arbeit unentgeldlich verrichten."

In der Tat läßt die Rekonstruktion des Strandwallsystems vor Strandersberg für das Jahr 1789/97 bereits eine fast vollständige Abschnürung der eigentlichen nach SE verschleppten Kossaumündung erkennen. Wenig später, im Jahre 1855, wird dieser Mündungsarm als „zugewachsener Brök" bezeichnet[5]) und nur noch der nördliche Arm als Abfluß der Kossau und des Großen Binnensees erwähnt.

Eine ähnliche Entwicklung hat die Mündung der Mühlenau und der Abfluß des Sehlendorfer Binnensees während dieses Zeitraumes erfahren. Die ursprüngliche aus dem Strandwallsystem ersichtliche Mündung liegt nordwestlich der Anhöhe mit dem Namen Tivoli und weist auf der Varendorf'schen Karte eine Furt auf. Die heutige Mündung, Brök oder Osterbrök genannt, bestand ebenfalls schon im Jahre 1789[6]). Da dieser jüngere Abfluß des Sehlendorfer Sees einen wesentlich kürzeren Weg durch die vorgelagerten Strandwälle gefunden hatte,

[1]) I. v. Waldersee (1963, S. 11).

[2]) Durchschnittlich 20—25 m.

[3]) Die Karte von J. Mejer aus dem Jahre 1649 enthält nur die südliche Mündung bei Strandersberg (in: C. Dankwerth, 1652).

[4]) In: A. Niemann, 1798, S. 195.

[5]) J. v. Schröder, 1855, S. 219.

[6]) Auch diese Mündung findet sich noch nicht auf der Karte von J. Mejer (1649).

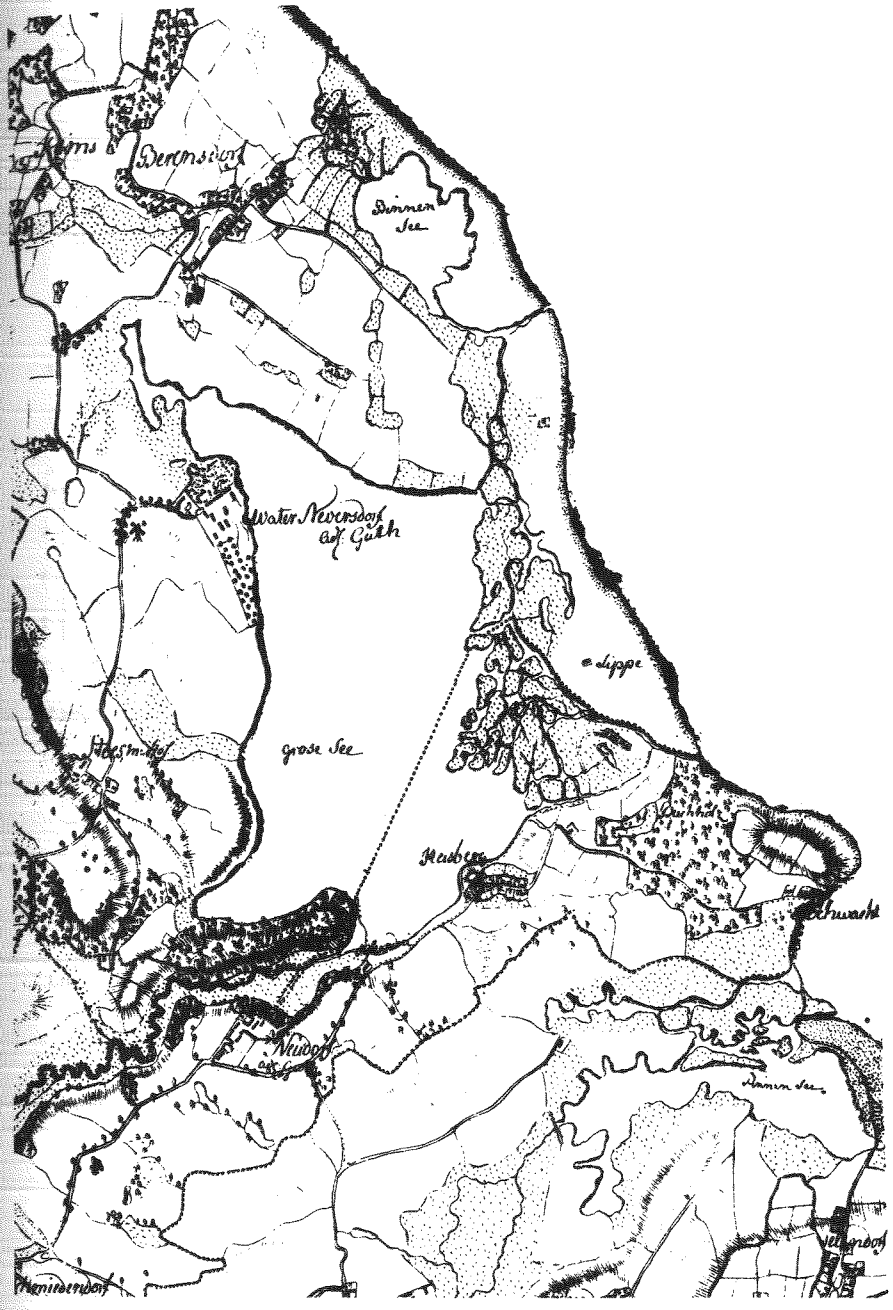


Abb. 9: Ausschnitt des Blattes 23 der Varendorf'schen Karte von 1789/97 im Maßstab 1:26293. Reproduziert mit Genehmigung (A. 214/74) des Geodätischen Institutes, Kopenhagen.

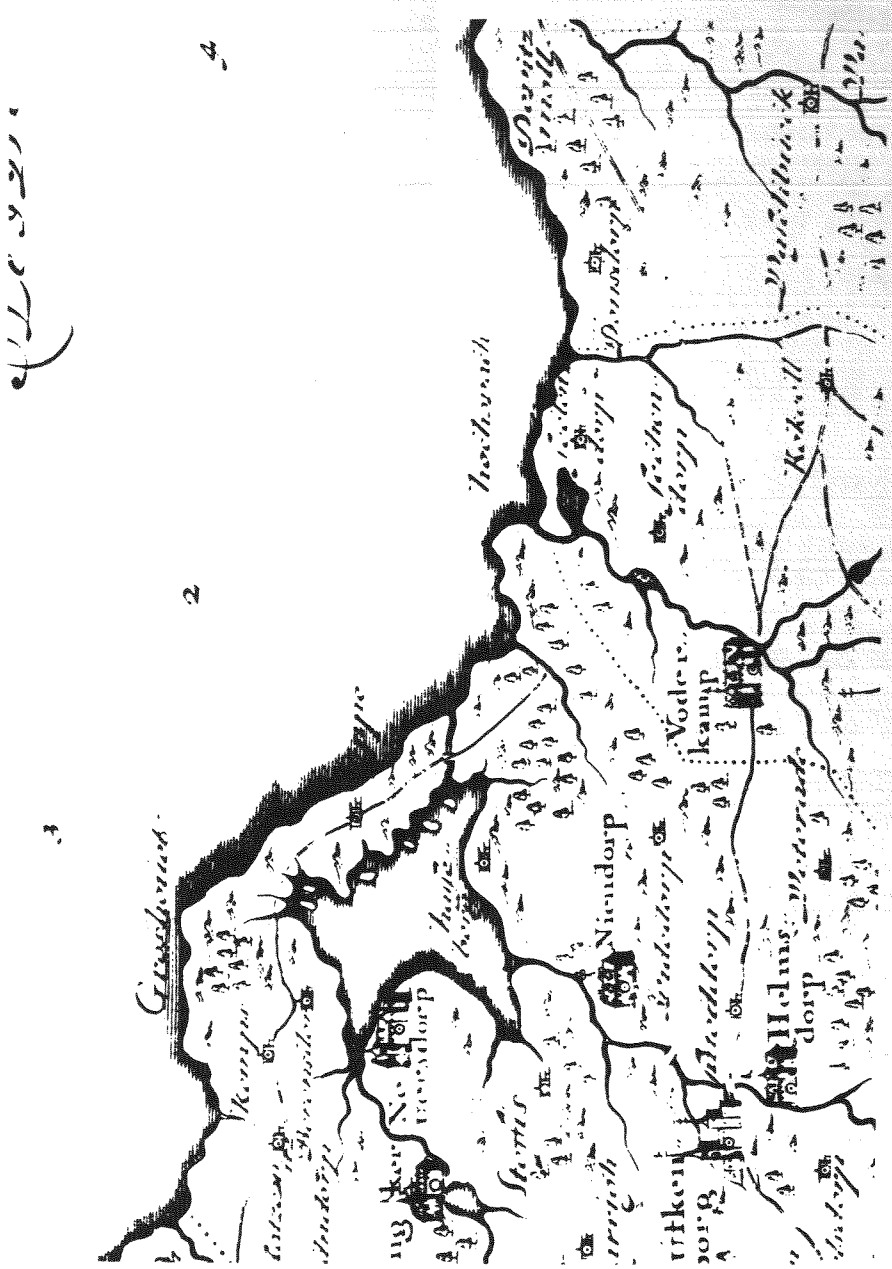


Abb. 10: Ausschnitt aus der Karte „Nordertheill von Wageren" von J. Mejer 1649 (ca. 1:110000).

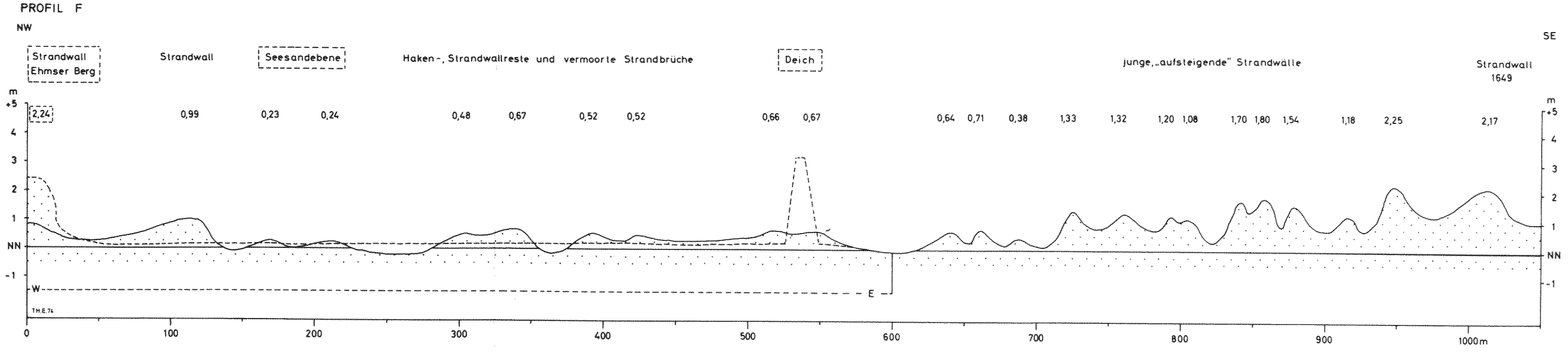


Abb. 11: Vermessungsprofil F — NW-SE und W-E Profil der Seesandebene und der Strandwallkämme zwischen Lippe und Strandersberg.

wurde die alte Mündung zwischen Hohwacht und dem Tivoli mit einem Damm geschützt. In der Folgezeit entstand davor eine, sich bis zum heutigen Tage ständig verbreiternde Strandwallebene.

Neben diesen für die Zeit von 1649—1864 recht typischen Strandbrüchen und Mündungsverlagerungen werden vor allem die Strandwallebenen[1]) erheblich zurückverlegt.

Der 1,6 km lange Küstenabschnitt vor dem Kleinen Binnensee nördlich Sibiriens wurde mit durchschnittlich 140 m Landverlust von 1789/97—1864 am stärksten betroffen. Durch den Küstenrückgang hatte der Kleine Binnensee im NE zeitweilig eine Verbindung zur Ostsee erhalten, die später durch ein Siel, östlich Behrensdorf, ersetzt wurde. Während dieser Phase dürften jene umfangreichen Sandmassen in den See transportiert worden sein, die bereits aus dem Kartenbild von 1864 in Form zweier nach Süden in den See hineinragender Vorsprünge zu erkennen sind. Die ehemalige Seefläche wurde durch diese Vorgänge um nahezu ein Drittel der Gesamtfläche von 1789/97 verringert.

c) Die Küstenlinie von 1649 im Bereich der Kossaumündung

Für den Zeitraum von 1789/97—1966 konnten bei der Erarbeitung der Küstenveränderungen eine relativ große Anzahl von Karten der einzelnen Entwicklungsstadien berücksichtigt werden[2]). Aus der Zeit zwischen 1649 und 1789 liegen jedoch keine weiteren Unterlagen vor. Hinzu kommt, daß die Karte von J. Mejer[3]) aus dem Jahre 1649 in sehr kleinem Maßstab gezeichnet wurde (ca. 1:110000) und daher zur Umzeichnung oder meßtechnischen Auswertung von geringem Wert ist (Abb. 10). Erkenntnisse für die damalige Küstengestaltung lassen sich aus diesen Gründen nur an jenen Punkten erzielen, deren Lage durch heute noch nachweisbare topographische Gegebenheiten festgelegt ist.

Da diese Forderung allein im Bereich der Kossaumündung vor Strandersberg erfüllt wird, beschränkt sich die Darstellung der Küstenlinie von 1649 auf diesen Abschnitt[4]).

Das heutige fossile Kliff von Hohwacht erstreckt sich von Strandersberg bis zum nordöstlichsten Vorsprung des Haßberg—Hohwachter Moränenzuges. Nur an einem Punkt, östlich des Deichendes, wird das Kliff von einer kleinen, glazial angelegten Erosionsrinne unterbrochen, deren Weg noch ca. 600 m nach SSW durch das Buchholz zu verfolgen ist. Ein Vergleich mit der Varendorf'schen Karte läßt dabei erkennen, daß die Kossaumündung von 1789 bereits vor den Ausgang dieser Erosionsrinne reichte. Die Mejer'sche Karte von 1649 zeigt an dieser Stelle einen nach Norden entwässernden Zufluß zur Ostsee. Nach den oben geschilderten Sachverhalten, ist es daher wahrscheinlich, daß dieser Zufluß von 1649 mit der Erosionsrinne von 1789 identisch ist. Eine Bestätigung für eine annähernd genaue Wiedergabe dieses Küstenraumes geben zwei weitere nach NW zum Großen Binnensee reichende Abflüsse, deren Richtung und Einzugsbereich im Vergleich mit heutigen Karten eine gute Übereinstimmung zeigen.

Es kann daher angenommen werden, daß auch die Küstenlinie dieses Abschnitts im wesentlichen richtig wiedergegeben wurde, so daß, wie aus der Karte (Abb. 7) ersichtlich, die Kossaumündung des Jahres 1649 noch ca. 500 m westlich der 1789er Mündung zu suchen ist.

d) Die Entwicklung der Küstenlinien vor 1649 am Beispiel der Strandwallebene zwischen Lippe und Hohwacht

Die Rekonstruktion älterer Küstenlinien aus der Zeit vor 1649 erforderte eine Vermessung[1]) und Kartierung der drei zwischen Todendorf und Döhnsdorf liegenden Strandwallebenen, soweit diese nicht bereits durch anthropogene Eingriffe zerstört worden waren[2]) [3]).

Die weitaus größte Zahl von Strandwallsystemen konnte im Mündungsgebiet der Kossau zwischen Lippe und Hohwacht sowie im Südwesten des Großen Binnensees aufgenommen werden. Die Flachküste zwischen der Geschiebelehmkuppe von Lippe und den Moränen von Hohwacht erreicht hier am Ehmser Berg mit 3 m über NN ihren höchsten Punkt. Sie wird im Norden durch den Brök von 1871, im Süden durch die fossilen Kliffs von Haßberg und Strandersberg begrenzt. Ihre westliche Grenze zum Großen Binnensee bildet ein entlang des Seeufers verlaufender Ringkanal, die östliche Grenze der heutige küstenparallele Strandwall[4]).

In diesem Untersuchungsraum können sechs morphologische Einheiten unterschieden werden:

I. Die älteren Strandwallsysteme

1. Der bereits erwähnte Ehmser Berg im Nordwesten ist einer der älteren Haken[5]) dieses Küstenabschnittes. Seine Ausrichtung läßt erkennen, daß dies System von NE her aufgebaut wurde; sein Aufhängepunkt dürfte

[1]) Der Rückgang der Strandwallebene vor dem fossilen Kliff von Hohwacht wurde bereits unter C.2.c) behandelt.

[2]) 1789/97 (1:26293), 1789/96 (1:105172), 1864 (1:2000 u. 1:4000), 1877/79 (1:25000), 1938 (1:25000), 1949/50 (1:25000), 1969/70 (1:25000), 1966/67 (1:5000).

[3]) In C. Dankwerth (1652).

[4]) Die vermutliche Küstenlinie von 1649 der restlichen Küstenabschnitte wurde mit einer anderen Signatur versehen.

[1]) Für die Einmessung der einzelnen Strandwallsysteme wurden zunächst Behelfsmethoden, wie Kompaß und Bandmaß, verwendet. Eine anschließende Vermessung mit dem Theodolithen ermöglichte eine größere Zahl genauer Höhenbestimmungen. Die Erstellung zweier senkrecht zu den Strandwallkämmen verlaufender Profile (Abb. 11) ergaben zusätzliche Aussagen zur Morphogenese. Die Nivellement-Punkte ‚Lipper Schleuse' und ‚Trafo-Haus-Strandersberg' bildeten die Aufhängepunkte der Vermessungsarbeiten.

[2]) Siehe Abb. 5—8 (im Anhang).

[3]) Herrn Doz. Dr. F. Voss, Hamburg, möchte ich in diesem Zusammenhang für seine freundlichen Hinweise zur Strandwallmorphologie danken.

[4]) Nach R. Köster (1955, S. 56—67) sind flache, aus der Riffentwicklung hervorgehende Sandzungen als Grundlage eines Strandwalles anzusehen. Durch eine langsame Erhöhung bei stärkerer Wasserführung und durch die während der Sturmfluten aufgeworfenen Gerölle, kommt es zur Entstehung des Strandwalles. Vgl. H.-G. Gierloff-Emden (1961, S. 82—83).

[5]) Nach R. Köster (1955, S. 57) ist darunter ein Strandwall zu verstehen, der trotz scharf zurückspringender Küste zunächst in gleicher Richtung, wie sie die Küste vorher hatte, weiter verläuft, um dann langsam nach innen umzubiegen; vgl. Beispiele und Blockdiagramme A. Schou (1945).

daher weit vor der ehemaligen Halbinsel Lippe zu suchen sein. Die Geröllagen auf dem südlichsten Teil seines Strandwallfächers liegen zwischen 2,40 m — 2,60 m über NN; Reste einer Überdünung reichen bis 3,1 m über NN.

2. An das fossile Kliff von Strandersberg schließt sich nach Westen ein ebenso hoher Haken an. Auch hier erreichen die obersten Strandgerölle eine Höhe von 2,40 — 2,60 m ü. NN; eine Überdünung ist ebenfalls festzustellen.

II. Die flachen Senken hinter den älteren Strandwällen

Hinter beiden Hakensystemen I 1. + 2.) weisen größere, flache Senken auf eine vegetative Verlandung hin.

III. Die jüngeren „aufsteigenden" Strandwallsysteme

Diese Haken und Strandwallfächer östlich des Systems I. reichen von Lippe bis vor das fossile Kliff von Strandersberg. Ihre Aufhängepunkte lagen ebenfalls vor der heutigen Küstenlinie von Lippe. Die Höhen der einzelnen Strandwallkämme nehmen, wie das Profil F (Abb. 11) zeigt, von NW nach SE stetig zu (+ 0,90 m ü. NN — + 2,40 m ü. NN). Das Umbiegen der Hakenenden wird nach SE hin geringer; ebenso verringert sich der Schnittwinkel dieser Strandwälle mit denen der heutigen Küste.

IV. Die Ebene zwischen Ehmser Berg und den jüngeren Hakenbildungen

Sie wird geprägt durch einige flache, unregelmäßig verlaufende Wellen und Schlunken; letztere sind zum Teil vermoort.

V. Die trockengelegten Inseln des Kronswarders

Mit Höhen von 0,1 — 0,3 m ü. NN ragte vor der Absenkung des Grundwasserspiegels nur ein kleiner Teil dieses Warders über das Mittelwasser hinaus[1]).

VI. Die alte Mündung der Kossau

Mehrere kleine Mündungsarme sowie eine Vielzahl von Inseln prägen das Bild der alten Kossaumündung. Sie sind ein Hinweis auf die ständig wechselnden Strömungsverhältnisse und die damit verbundenen unterschiedlichen Erosions- und Akkumulationsbedingungen[2]). Die Arme sind zum Teil versandet oder vermoort; einige sind noch als Gräben erhalten.

Am südwestlichen Ufer des Großen Binnensees liegen zwischen den fossilen Kliffs von Waterneverstorf und der Alten Burg einige weitere Haken- und Nehrungssysteme. Da ihre Entstehung im unmittelbaren Zusammenhang mit der Entwicklung der ehemaligen Außenküste zu sehen ist, sollen sie im folgenden, zusammen mit der Strandwallebene Lippe-Hohwacht, behandelt werden.

[1]) Die Karte von J. Mejer aus dem Jahre 1649 gibt, trotz des kleinen Maßstabs, eine gewisse Vorstellung davon.

[2]) Vgl. die heutige Mündung des Sehlendorfer Binnensees mit ihrem deltaartigen Sedimentationskegel (Bild-Nr. 4).

VII. Die Haken und Nehrungen[1]) am Südwestufer des Großen Binnensees

Sie erreichen eine durchschnittliche Höhe von ca. 1,20 m ü. NN und sind bis auf die Nehrung nördlich der Alten Burg durch anthropogene Maßnahmen beeinflußt.

VIII. Die abgeschnürten Senken und Buchten am Südwestufer des Großen Binnensees

Ähnlich wie hinter den älteren Hakensystemen hat auch hier, im Schutze der Haken und Nehrungen, eine vegetative Verlandung eingesetzt.

Die unter I.—VIII. genannten morphologischen Einheiten lassen aufgrund ihrer Exposition, ihrer Höhe zum heutigen NN sowie der Entfernung zur Küstenlinie von 1649 drei Entwicklungsabschnitte dieses Küstenraumes erkennen (Abb. 12).

Nach Überflutung des ehemaligen Neudorfer Zungenbeckens erfolgte in einem ersten Abschnitt der Aufbau der hohen Strandwallsysteme (I.) von Lippe nach Süden und von Hohwacht nach Westen hin. Mit einer Kammhöhe von 2,40—2,60 m ü. NN entsprechen sie den heutigen Strandwallbildungen der Außenküste[2]). Die ehemals 2,2 km breite Verbindung dieser Bucht zur Ostsee wurde auf 850—900 m verringert. Nahezu gleichzeitig dürften die Haken und Nehrungen (VII.) am Südwestufer dieser Bucht, dem späteren Großen Binnensee, entstanden sein.

Ihre wesentlich geringere Höhe muß im Zusammenhang mit der größeren Entfernung zur Außenküste und den damit verbundenen unterschiedlichen Brandungskräften gesehen werden.

Der zweite Entwicklungsabschnitt ist nur an der Außenküste morphologisch nachzuweisen. Während dieser Zeit legen sich weitere, ebenfalls von Norden her aufgebaute Strandwälle und Haken (III.) vor das System I. Einzelne Haken laufen senkrecht auf die alte Küstenlinie zu. Ihre Kammhöhe ist gering (0,60 bis 0,90 m ü. NN), nimmt jedoch nach SE hin stetig zu (1,30 m ü. NN) und läßt einen niedrigeren Meeresspiegel vermuten.

Erst im dritten Entwicklungsabschnitt bis zum Jahre 1649 (Kammhöhe der Haken 2,20 m ü. NN) werden die Höhen der ältesten Systeme (I.) annähernd erreicht. In diesen Zeitraum fällt auch die Verschleppung der Kossaumündung, die Entstehung der einzelnen Mündungsarme (VI.) und Inseln des Kronswarders (V.).

[1]) Nach R. Köster (1955, S. 57) ist die Nehrung als Endstadium eines Strandwallsystems anzusehen, das eine Bucht abschnürt.

[2]) Auf den engen Bezug von Strandwallhöhe und Meeresspiegelstand wies F. Voss (1970, S. 112) hin.

D. Die küstennahen Sedimente und ihre Aussage für die relative Bewegung zwischen Land und Meer

1. Die stratigraphischen Befunde

a) Probengewinnung und -bearbeitung

Während der Voruntersuchung wurden im gesamten Untersuchungsgebiet annähernd 200 Sondierungen[1]) vorgenommen. Neben einer ersten Aussage über die Sedimentabfolge dienten sie gleichzeitig zur Orientierung über die Ansatzpunkte der späteren Bohrungen, von denen insgesamt 176 durchgeführt wurden[2])[3]).

Das Hauptgewicht dieser Bohrungen lag dabei im Bereich des Großen Binnensees, da hier, aufgrund der morphologischen Befunde, mit einer Ergänzung der bisher gewonnenen Kenntnisse über die Entstehungsgeschichte der Strandwallsysteme gerechnet werden konnte[4]).

Von nahezu allen Bohrungen wurden Proben entnommen, die anschließend im Labor eingehend untersucht wurden. Die relativ große Gewichtsmenge der meisten Proben[5]) ließ eine ausreichende Anzahl von Parallelproben der einzelnen Untersuchungsmethoden zu.

Die Korngrößenanalyse:

Die Probenanteile < 0,063 mm Durchmesser wurden naß abgesiebt und anschließend bei 105° C getrocknet. Für die Siebanalyse wurden Siebsätze nach DIN 4188 mit 20 cm Durchmesser und Maschenweiten von 0,063—0,2—0,63—2,0—6,3 mm benutzt[6]). Die Siebdauer betrug 2 × 6 Minuten. Danach wurden die einzelnen Fraktionen und ihr gewichtsprozentualer Anteil an der eingewogenen Probe berechnet.

[1]) Die Sondierungen wurden mit dem Bohrstock nach Pürckhauer und einer weiteren Bohrstange geringeren Durchmessers ausgeführt. Die dabei erbohrten Proben ließen jedoch durch Stauchung sowie durch Auswaschung der Sedimente im Grundwasserbereich keine exakte Horizontierung oder Probeentnahme zu.

[2]) Für diese Untersuchungen wurde ein Spiralhandbohrer benutzt, dessen Spindel einen Durchmesser von 10 cm und eine Länge von 45 cm hatte. Die einzelnen Verlängerungsstücke wurden meterweise aufgesetzt. Um möglichst ungestörte Proben zu gewinnen, wurden nur bis zu 15 cm mächtige Bohrkerne gezogen. Mit zunehmender Tiefe mußte dieser Wert, aufgrund der Vakuumbildung im Grundwasserbereich, noch unterschritten werden. Die Bohrungen reichten von 1 m — 3,65 m Tiefe.

[3]) Wertvolle Hinweise zur praktischen Durchführung verdanke ich Herrn Dr. W. Prange, Geologisches Institut der Universität Kiel.

[4]) Im Gegensatz zur Lippe-Hohwachter Strandwallebene konnten an der Strandwallebene südlich von Hohwacht, wie die Kartierung (Abb. 8 im Anhang) zeigt, keine weiteren Untergliederungen der Strandwallsysteme vorgenommen werden. Hier dürften die Strandwälle der Regressionsphase mit erneutem Meeresspiegelanstieg vollständig durch die Brandung aufgearbeitet worden sein.

[5]) Je nach Schichtmächtigkeit konnten aus der Horizontalen 100—1500 g-Proben entnommen werden.

[6]) Mittelkies (20,0—6,3 mm ⌀), Feinkies (6,3—2,0 mm ⌀), Grobsand (2,0—0,63 mm ⌀), Mittelsand (0,63—0,2 mm ⌀), Feinsand (0,2—0,063 mm ⌀), Ton und Schluff (< 0,063 mm).

Die Carbonatsbestimmung:

Die Bestimmung des Carbonatgehaltes wurde mit Hilfe des gasvolumetrischen Verfahrens nach Scheibler durchgeführt[1]). Sie beruht auf der Messung der CO_2-Menge, die bei der Zerstörung der in der Probe enthaltenen Carbonate durch Salzsäure freigesetzt wird. Um methodische Fehlerquellen auszuschließen und etwaige Alkalicarbonate nicht mit zu erfassen, wurden die Proben vor dem Einwiegen mit Wasser ausgewaschen und getrocknet. Aus der Menge des freigesetzten Gases, der Raumtemperatur, des Luftdrucks und der Probeneinwaage konnte dann der Carbongehalt errechnet werden.

Die Bestimmung des Glühverlustes[2]):

Etwa 5 g einer jeden Probe wurden im Trockenschrank bei 105° C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und im Exsikkator abgekühlt. Je nach Ausgangsmaterial wurden davon 1—3 g in einen gewichtskonstant geglühten und gewogenen Porzellantiegel gefüllt und bei 500° C im Muffelofen bis zur Gewichtskonstanz geglüht. Nach erneutem Abkühlen im Exisikkator konnte dann das Gewicht der Restprobe bestimmt und der Glühverlust bzw. der Anteil der organischen Substanz errechnet werden.

Die Pollenanalyse:

Die Aufbereitung der Pollenpräparate erfolgte mit Hilfe von Kalilauge, durch Acetolysieren (Essigsäureanhydrid und konzentrierte Schwefelsäure im Verhältnis 9 : 1) sowie mit Flußsäure zur Entfernung der Sand- und Tonanteile.

Nach Auswertung der Feld- und Laborergebnisse[3]) wurden die Ansatzpunkte der wichtigsten Bohrungen auf 0,5 cm Genauigkeit in ihrer Höhe zu NN eingemessen, um damit auch über den Untersuchungsraum hinaus einen Vergleich der absoluten und relativen Datierungen zu ermöglichen.

b) Profil A — Querprofil der Kossaumündung nordwestlich von Lippe[4])

Die aufgenommenen Sedimente der Bohrungen P 53, P 52, P 55, P 57 und P 58 sowie einer Anzahl von parallel dazu verlaufenden Sondierungen ließen das für den nördlichsten Kossauabfluß charakteristische Profil A (Abb. 13) entstehen. Es verläuft in WSW-ENE-Richtung von den Gehöftresten südlich der Behrensdorfer Weide bis zum aktiven Kliff von Lippe. Die nach ENE ansteigende kuppige Grundmoräne wird an dieser Stelle auf einer Breite von ca. 170 m durch eine bis zu 2,7 m tief reichende Hohlform unterbrochen (P 55). An ihrer Entstehung dürften zwei Faktoren beteiligt gewesen sein. Zum einen eine während des Eisrückzuges und der glazialen Überformung angelegte Entwässerungslinie und zum anderen eine Vertiefung derselben durch Erosion vor Anstieg des Meeresspiegels über die heutige 3 m-Isobathe. In der Folgezeit wurde über dem Geschiebemergel eine mehr als 1 m mächtige graubraune Tonmudde abgelagert. Ihre durch Korn-

[1]) E. Schlichting (1966) S. 107—108.

[2]) ebenda, S. 120—121.

[3]) Die C^{14}-Datierungen wurden im C^{14}-Labor des Institutes für Reine und Angewandte Kernphysik Kiel und im C^{14}-Labor der Universität Helsinki durchgeführt.

[4]) Lage der Profile siehe Abb. 4.

größe und Wassergehalt bestimmte Festigkeit nimmt nach unten hin zu und dürfte in enger Verbindung mit der Last, vielleicht auch dem Alter der darüberlagernden Sedimente zu sehen sein. Die Materialzusammensetzung im unteren Abschnitt weist darauf hin, daß die im Küstenbereich aufgearbeiteten bzw. in den Zuflüssen in Suspension gegangenen Tone und Schluffe nur in ruhiger Buchten- oder Nehrungslage ohne störende Einwirkungen des Meeres zur Ablagerung kamen. Als Voraussetzung für ihre Sedimentation dürften einige Dezimeter Wassertiefe angenommen werden. Der obere Abschnitt dieser Tonmudde läßt aufgrund der zunehmend größer werdenden Fein- und Mittelsandanteile und der damit verbundenen höheren Transportleistung eine Veränderung der Sedimentationsbedingungen erkennen, als deren Ursache der postglaziale Meeresspiegelanstieg und das damit verbundene Näherrücken der Küstenlinie angesehen werden muß.

Über der Tonmudde von P 55 sowie über der Tonmudde von P 52 ist bei — 1,60—1,65 m ein deutlicher Übergang zu gröberen Sedimenten feststellbar. Während bei P 52 eine Zunahme der Korngrößen bis zum Mutterboden nachzuweisen ist, wurden bei P 55 Torfe erbohrt, die im oberen Abschnitt einzelne dünne Feinsandbänder enthielten.

c) Profil B — Lippe-Fahrenberg/Ehmser Berg

Die Sondierungen und Bohrungen südlich von Lippe (Abb. 14) ließen ein relativ schnelles Abtauchen des Geschiebemergels von über 6,00 m auf nahezu 300 m Entfernung erkennen. Dieser Betrag dürfte nach Süden zum Kossauabfluß hin noch weiter zunehmen, da keine der weiter südlich vorgenommenen Sondierungen den Geschiebemergel bzw. -lehm erreichte[1]). Im Geologischen Landesamt liegen darüber jedoch keine Angaben vor. Die einzig tiefere Bohrung dieses Küstenabschnittes, nordwestlich von Strandersberg, mit einer Tiefe von 54,5 m wurde ohne Schichtenverzeichnis erstellt[2]).

Über dem Geschiebemergel liegt bei P 50 (Abb. 15) eine mehr als einen Meter mächtige Tonmudde. Ihr, verglichen mit dem Geschiebemergel, relativ hoher Carbonatgehalt von über 20% sowie eine große Anzahl von Tertiär-Pollen lassen die Umlagerung und Aufarbeitung einer an der Oberfläche liegenden Tertiär-Scholle im näheren Umkreis vermuten.

Über dieser Tonmudde folgt ein 60 cm mächtiger Torf. Er ist stark zersetzt und bröckelig, enthält einzelne Zweigstückchen und Holzreste (Alnus)[3]) sowie erkennbare Pflanzenteile. Das Pollenspektrum der untersten Probe dieses Torfes ließ sich aufgrund der relativ hohen Quercus-, Tilia-, Ulmus- und Corylus-Werte, dem Fehlen von Fagus sowie den noch nicht auftretenden Kulturanzeigern der Zone VIII nach Overbeck zuordnen. Die niedrigen Pinus-Werte müssen dabei als Anzeichen für die Zone VIIIb gelten (Abb. 17). Das Pollenspektrum der oberen Probe desselben Torfes zeigt in seiner Waldgeschichte kaum Unterschiede. Die Zunahme von Plantago maritima und Chenopodien können auf ein Näher-

[1]) Die 13 m-Isobathe der „Ur-Kossau" reicht bis 1,5 km unter die heutige Küstenlinie.

[2]) Wasserbohrung Nr. 32, Blatt 1629, Giekau.

[3]) Die Bestimmung der Holzreste wurde freundlicherweise von Herrn cand. rer. nat. H. Kroll vorgenommen.

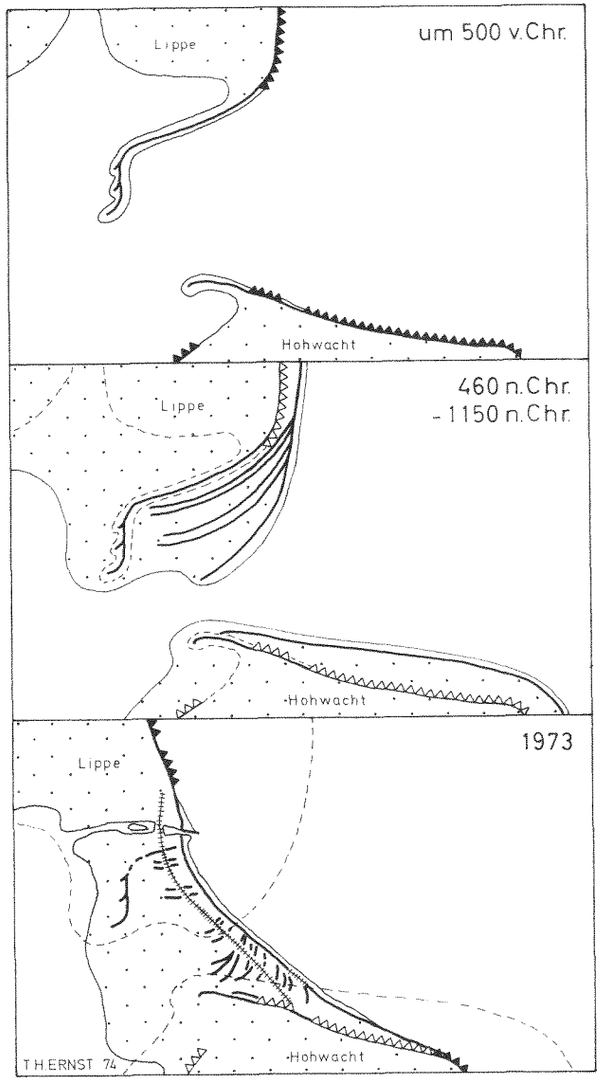


Abb. 12: Kartenskizze der Entwicklungsstadien der Lippe-Hohwachter Strandwallebene (um 500 v. Chr. zum Teil schematisch).
(Zeichenerklärung s. Abb. 5—8 im Anhang)

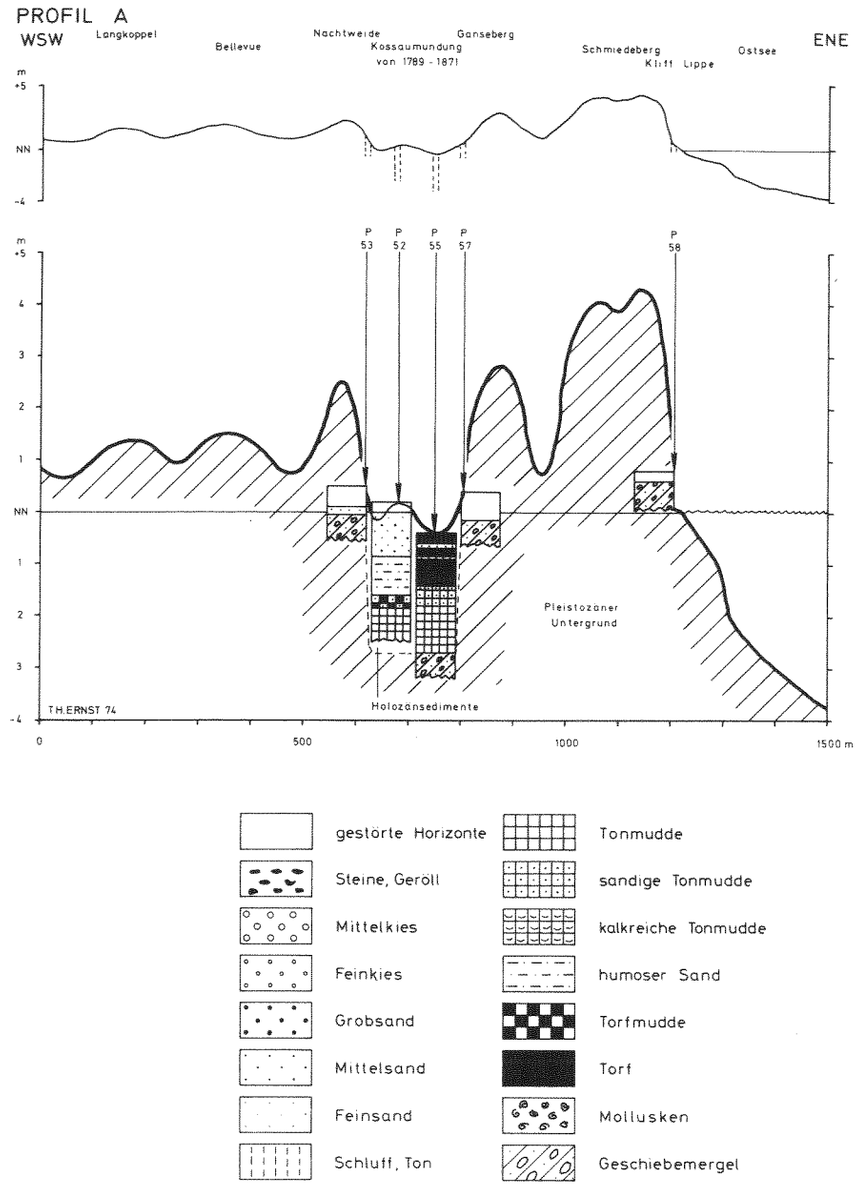


Abb. 13: Bohrprofil A — Kossaumündung nordwestlich von Lippe.
Zeichenerklärung für die Bohrprofile und Analysendiagramme. (Signaturen z. T. nach H. KLIEWE u. a. 1968).

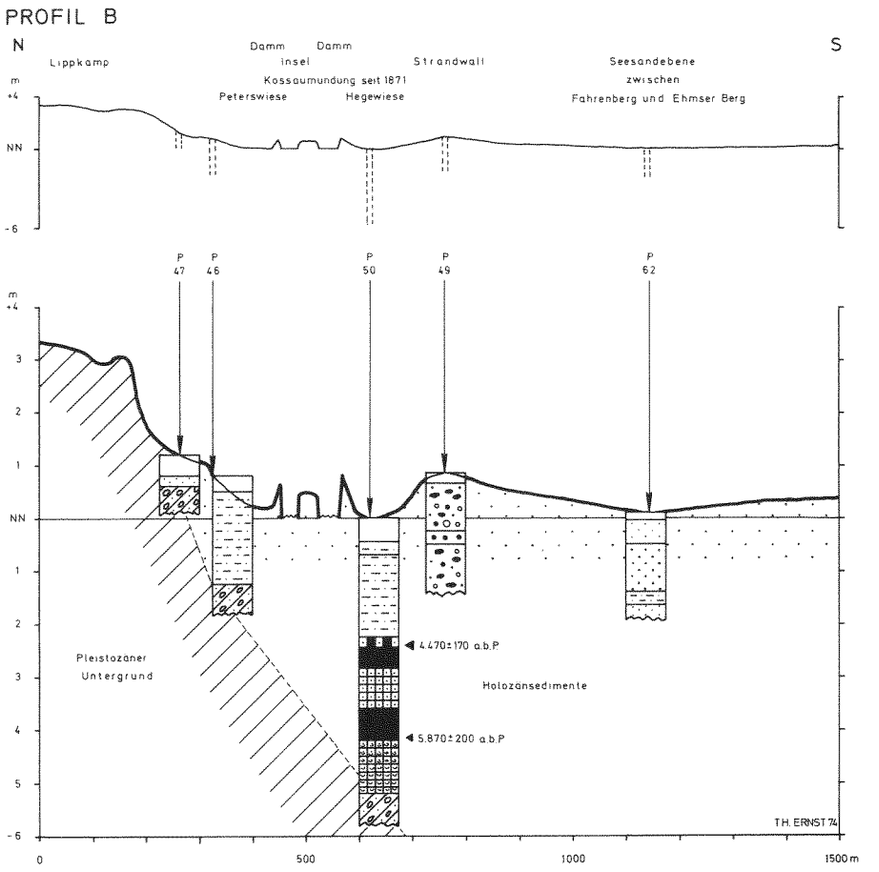


Abb. 14: Bohrprofil B — Lippe-Fahrenberg/Ehmser Berg.
(Zeichenerklärung s. Abb. 13).

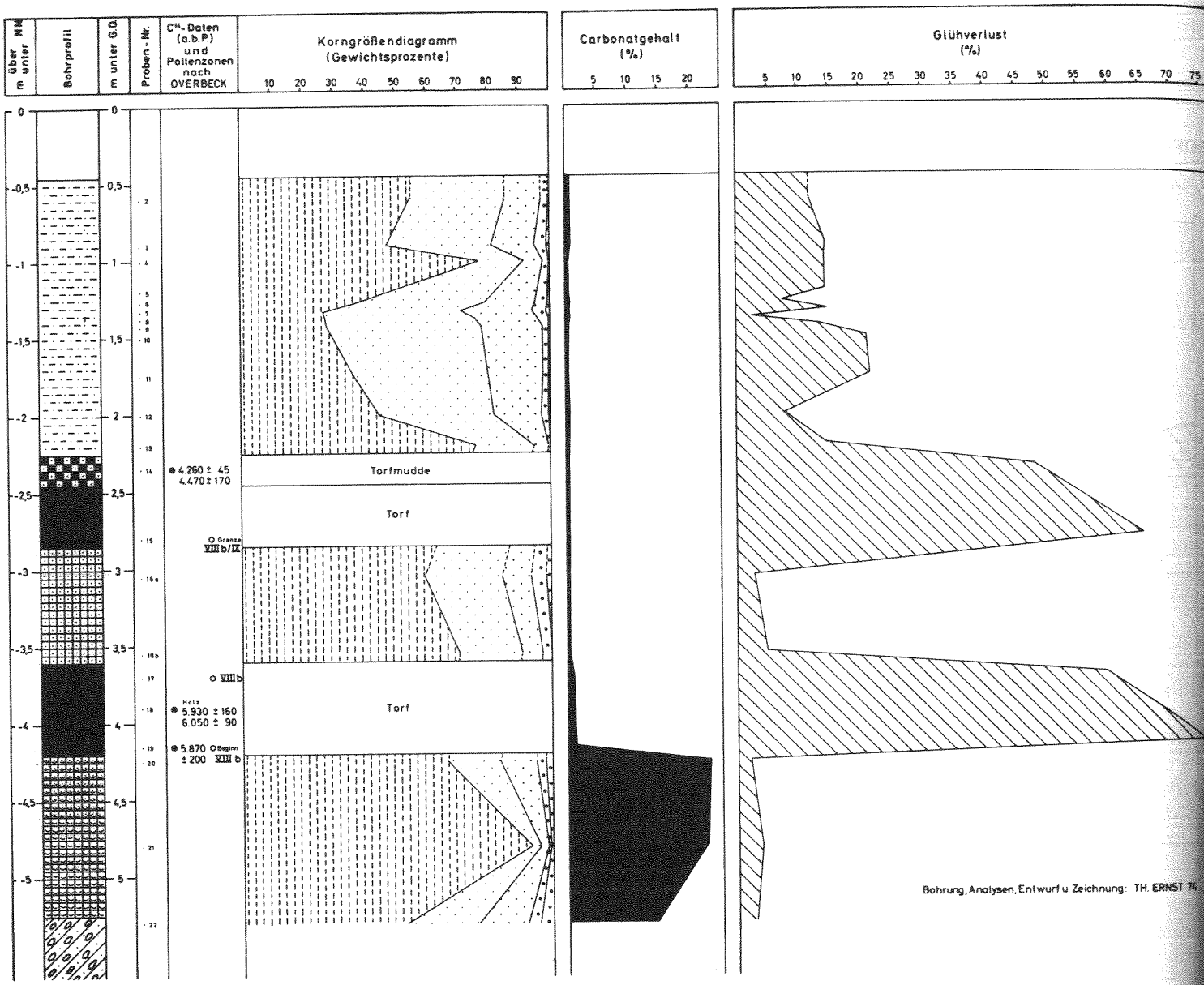


Abb. 15: Analysendiagramm P 50. (Zeichenerklärung s. Abb. 13).

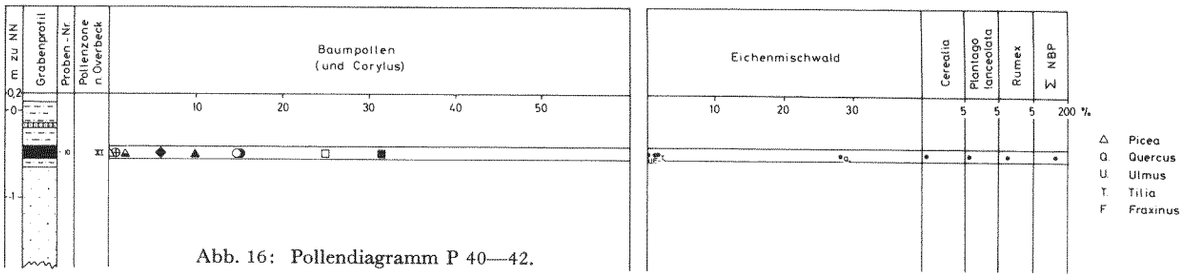


Abb. 16: Pollendiagramm P 40—42.

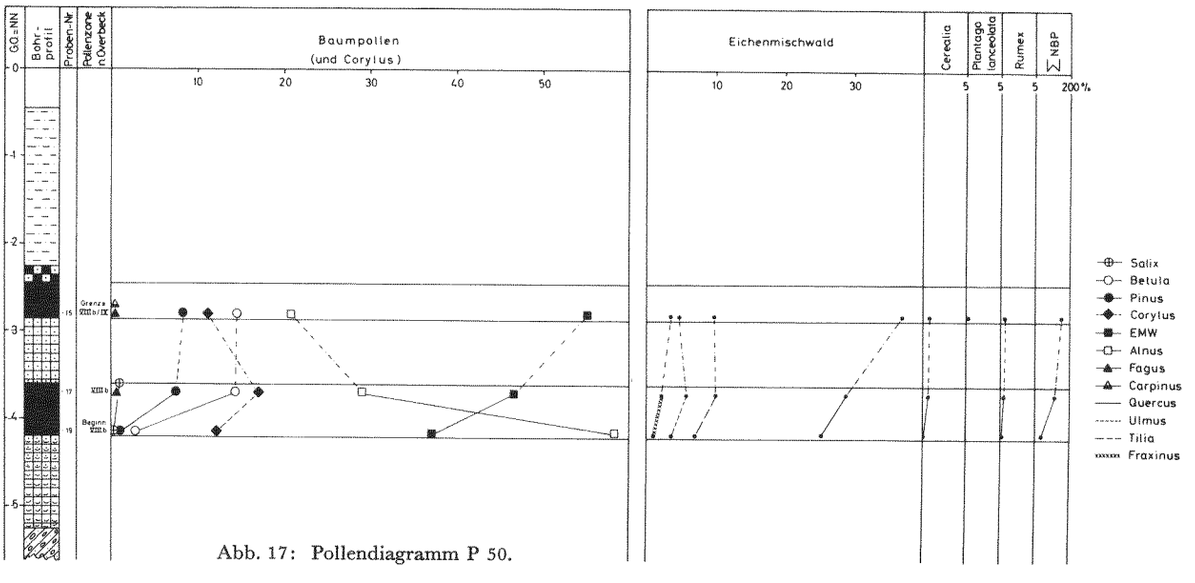


Abb. 17: Pollendiagramm P 50.

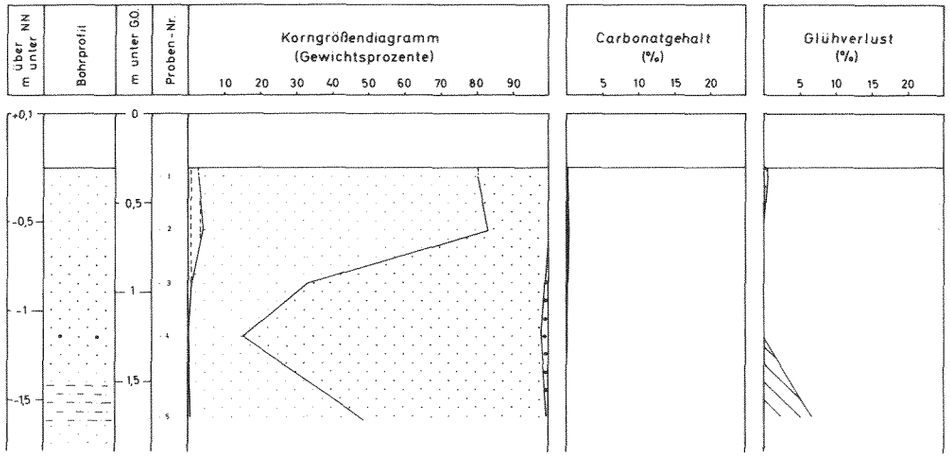


Abb. 18: Analysendiagramm P 62.

rücken des Strandes, das Auftreten von Menyanthes und Lythrum auf eine Vernassung des Standortes zurückgeführt werden. Unterstützt wird diese Annahme durch einen 22,6%igen Polypodiaceenanteil an der gezählten Baumpollensumme.

Auf diesen Torf folgte eine bei P 50 75 cm mächtige Tonmudde. Sie ist blaugrau, im unteren Bereich fest, in den oberen 30—40 cm gut knetbar. Ihre Korngröße nimmt, wie aus den Analysendiagrammen (Abb. 15) zu ersehen ist, nach oben hin zu. Die Entstehungsbedingungen dieser Tonmudde entsprechen weitgehend denen unter P 55 genannten. Die Pollenanalyse ergab nur einige wenige Exemplare der erhaltungsfähigeren Tilia-Pollen; ein Umstand, der auf die große Anzahl der im Sediment enthaltenen Pilzsporen zurückzuführen ist.

Der darauffolgende 60 cm mächtige (Röhricht-)Torf ist stark zersetzt. Er enthält noch erkennbare Pflanzenreste und nicht mehr bestimmbare Wurzeln. Das vereinzelte Auftreten von Fagus und Carpinus im Pollenspektrum könnte auf die Zone IX hinweisen, wenngleich auch die nach wie vor hohen Ulmus- und Tilia-Werte eher das Ende der Zone VIIIb vermuten lassen. Sekundäre Einflüsse, wie Infiltration, müssen jedoch in Rechnung gesetzt werden. Der Standort ist gleichbleibend feucht bis sehr feucht und in Küstennähe zu suchen. Der Anteil an Polypodiaceen hat weiter zugenommen.

Die oberen 20 cm dieses Torfes mit seinen zwischengelagerten Sandschichten bilden bereits das Übergangssediment zu den darauffolgenden humosen Sanden. Wie auch aus den Resultaten bei der Bestimmung des Glühverlusts zu ersehen ist, nimmt der organische Anteil mit gröber werdendem Sediment ab. Die Schluff- und Tonanteile nehmen zugunsten der Fein- und Mittelsandanteile um dreißig Gewichtsprozente ab. Gleichzeitig erreicht der Ton- und Schluffanteil seinen — bezogen auf das gesamte Korngrößendiagramm dieser Bohrung — niedrigsten Wert. Im folgenden nimmt dieser Anteil jedoch wieder zu, um sich dann bis zur Untergrenze des Mutterbodens bei ca. 50% einzupendeln.

Südlich der Bohrung P 50 wurde bei P 49 der an dieser Stelle durch Sturmfluten in seiner Höhe verringerte Rest des älteren Strandwall- und Hakensystems erbohrt. Er ist gekennzeichnet durch einen Wechsel von Grobsand-, Kies- und Geröllagen, der bis in eine Tiefe von 1,50 m unter NN zu verfolgen war.

Die Bohrung P 62 (Abb. 18) wurde auf der dem Strandwall im SE vorgelagerten Ebene durchgeführt. Sie enthält, im Gegensatz zu P 49, überwiegend Fein- und Mittelsande (> 95%) bis in eine Tiefe von — 1,7 m. Da parallele Sondierungen ein ähnliches Bild ergaben, kann aus dem Korngrößendiagramm und der Lage zum älteren Strandwall- und Hakensystem eine dazugehörige Sandriffbildung an dieser Stelle gefolgert werden.

d) Profil C — WSW-ENE Querprofil durch die Strandwallebene

Dieses Profil (Abb. 19) verläuft in Höhe des als Ehmser Berg bezeichneten, von Lippe her aufgebauten Strandwall- und Hakensystems. P 93 (Abb. 20) auf der zum Meer exponierten Seite des Strandwalls, entspricht in seiner Materialzusammensetzung P 49[1]). Parallelen zu P 50 finden sich in der Bohrung P 56. Auch

[1]) Der teilweise recht hohe Carbonatgehalt einzelner Horizonte bei P 93 wurde durch Bruchstücke von Mollusken (Litorina litorea und Cardium edule) hervorgerufen.

hier ist ein Wechsel von marinen Sedimenten und Torfen in ähnlicher Lage zu NN festzustellen. Unterschiede ergaben sich nur in der jüngeren Torfbildung, die jedoch in Verbindung mit der geringen Entfernung zum Großen Binnensee zu sehen sind.

Östlich des Ehmser Berges folgen die oben bereits erwähnten Riffsande[1]). Bei P 61 (Abb. 21) wurde der Haken eines jüngeren, senkrecht auf die älteren Hakensysteme zulaufenden Strandwalles erbohrt. Nach der Korngrößenanalyse sind an seinem Aufbau überwiegend Mittelsande beteiligt (70—85%). In seinem Schutze wurden bei P 60 (Abb. 22) Feinsande (70 Gewichtsprozente) abgelagert, über denen eine 40 cm mächtige Torfmudde sowie weitere Feinsande folgten.

e) Profil D — WNW-ESE Querprofil durch die Strandwallebene

Das Profil (Abb. 23) enthält die Ergebnisse einer Reihe von Sondierungen und Bohrungen sowie eines ca. 300 m langen Grabenaufschlusses, der während des Untersuchungszeitraumes zu Drainagearbeiten angelegt wurde. Ähnlich wie im Profil C wurde hierbei mit den Bohrungen P 43 und P 62 das Hakensystem des Ehmser Berges und die vorgelagerten Sandriffe erfaßt.

Das Grabenprofil P 40—42 (Abb. 24) hingegen ließ über mindestens 1,25 m mächtigen Feinsanden mit relativ geringem Mittelsandanteil einen 15 cm mächtigen Schilftorf erkennen.

Der Torf liegt bei 0,55—0,40 cm unter NN. Er enthält mehrere durchgehende Sandstreifen und läßt im oberen, stärker zersetzten Teil eine weniger gute Pollenerhaltung erkennen. Das Pollenspektrum (Abb. 16) zeigt für die Waldbeschichte ziemlich geringe Fagus- und Carpinus-Werte bei relativ hohen Corylus-Werten. Dies könnte nach H. Schmitz (1953, S. 158) zusammen mit den verhältnismäßig geringen Kulturanzeigern (wenig Gramineen) der Zone XI nach Overbeck entsprechen. Salzliebende Pflanzen, wie Chenopodien und Plantago maritima, weisen auf Strandnähe hin. Eine große Anzahl von Triglochin- oder Potamogetonpollen — sie können pollenanalytisch nicht unterschieden werden — dürfte, aufgrund der Sedimentationsbedingungen und den vorherrschenden salzwasserliebenden Pflanzen, eher die Verbreitung von Triglochin und damit die Nähe von Salzwiesen vermuten lassen.

Den Abschluß dieses Grabenprofils bilden 50 cm mächtige Wechsellagen von Sand- und Schluff- bis Tonschichten, deren Ablagerung nur im Schutze einer weiter seewärts gelegenen Barriere stattfinden konnte. Das Sediment läßt somit eine Veränderung der vor der Torfbildung herrschenden Sedimentationsbedingungen erkennen.

f) Profil E — Südwestufer des Großen Binnensees

Das WSW-ENE ausgerichtete Profil E (Abb. 25) liegt nördlich der Alten Burg am Südwestufer des Großen Binnensees. Es schneidet einen niedrigen Strandwall (Kammhöhe 1,3 m über NN) und eine dahinterliegende Senke, deren Entstehung — wie aus der Lageanordnung der Reliefglieder zu erkennen ist — zu einem

[1]) P 62, Abb. 18.

frühen Zeitpunkt, das heißt bei relativ breitem Zugang der Brandungswellen in die Bucht erfolgt sein muß[1]).

Auf der zum See exponierten Strandwallseite ist bei P 121 (Abb. 26) im unteren Abschnitt des Korngrößendiagramms, abgesehen von zwischengelagerten Kiesschichten, eine deutliche Abnahme der Mittelsandfraktion am Gesamtgewicht zu erkennen. Sie wird abgelöst von einer nahezu 1,3 m mächtigen Feinsandschicht, in der bei — 0,60—0,69 m unter NN eine 9 cm messende Torfmudde liegt. Den Abschluß bilden wiederum Mittelsande mit einem eingeschalteten Kiesband.

Bei P 122 (Abb. 27), unmittelbar hinter dem Kamm des Strandwalles, treten vorwiegend Mittel- und Grobsande auf. Eine Vertorfung, wie sie vor dem Strandwall bei P 121 festgestellt wurde, konnte hier jedoch, auch mit einer Reihe paralleler Sondierungen, nicht festgestellt werden.

Hinter dem Strandwall wurde bei P 123 (Abb. 28) ein bis zu 3,5 m mächtiges Moor erbohrt. Die Torfe und Torfmudden lagern auf der SW-Seite des Profils über Geschiebelehm, an den tiefsten Stellen, wie bei P 123, über Mittelsanden mit geringen Fein- und Grobsandanteilen. Die als Torf zu kennzeichnenden Lagen sind schwach zersetzt mit teilweise gut erkennbaren Pflanzenresten. Nur im Bereich der Torfmudden ist eine stärkere Zersetzung festzustellen. Der prozentuale Anteil an organischer Substanz ist bei ihnen, wie der Glühverlust zeigt, geringer.

2. Der Sedimentationsablauf und seine Datierung

Der für den Bereich der Hohwachter Bucht nachgewiesene Sedimentationsablauf stützt sich im wesentlichen auf die unter Anwendung stratigraphischer und morphologischer Untersuchungsmethoden erzielten Befunde. Die Datierungen einzelner Sedimente beschränken sich auf Torfe und Torfmudden sowie darin auftretende Holzreste. Sie wurden mit Hilfe der Pollenanalyse und der C^{14}-Bestimmung durchgeführt. Für die Darstellung der Ergebnisse wurde auf die herkömmlichen Transgressionskurven mit ihren nicht näher differenzierenden Datierungsmarken verzichtet und statt dessen eine die jeweilige Datierungsmethode erklärende Signatur gewählt (Abb. 29—32).

a) — 27,3—21,1 m um 6400—6120 v. Chr.

Insgesamt vier Bohrkerne vom Ostseeboden erfassen den frühen Meeresspiegelanstieg vor Hohwacht und südwestlich von Fehmarn. Die von F. Werner und H. Willkomm[2]) aufgenommenen bzw. datierten, Proben stammen aus einer Tiefe von 27,3—21,1 m unter NN und einer Entfernung von ca. 9 km zur heutigen Küstenlinie bei Hohwacht. Die Torfproben wurden mit Hilfe der C^{14}-Analysen in die Zeit von 6400—6120 v. Chr. datiert.

[1]) Aus der Höhe der den fossilen Kliffs vorgelagerten Abrasionsflächen am Südwestufer des Großen Binnensees muß auf ein gleichzeitiges, dem heutigen Meeresspiegel entsprechendes Niveau geschlossen werden.

[2]) H. Willkomm 1971, S. 334: Ki 369, 370, 374, 375, 380. Die mit „Ki" bzw. „Hel" (S. 74—75) versehenen Nummern beziehen sich auf im C^{14}-Labor in Kiel bzw. Helsinki durchgeführte Datierungen einzelner Proben. Sie werden unter den gleichen Bezeichnungen in der Zeitschrift ‚Radiocarbon' veröffentlicht.

b) — 12,70—12,75 m um 5600—5350 v. Chr.

Die Ergebnisse der südwestlich von Fehmarn entnommenen Torf- und Holzproben[1]) verdeutlichen einen bis zu diesem Zeitpunkt relativ schnell ansteigenden Meeresspiegel. H. Willkomm (1969) errechnet einen Transgressions-Wert von 7,7 m/Jahrtausend.

c) — 4,2 m um 3920 v. Chr.

Aus dem weiteren Verlauf der Transgression bis zur heutigen 4 m-Isobathe läßt sich ein ähnlicher, wenn auch etwas gebremsterer Anstieg erkennen.

Die nach der C^{14}-Analyse ältesten Torfe (5870 ± 200 B. P.; 3920 v. Chr., Hel—388) des Untersuchungsgebietes konnten südlich von Lippe (P 50) in einer Tiefe von 4,2—3,6 m unter NN erbohrt werden (Abb. 29). Aus der pollenanalytischen Datierung, Anfang der Zone VIIIb nach Overbeck, ergibt sich ein Alter von 6000 Jahren. Der Beginn ihrer Entstehung dürfte aufgrund der bereits erwähnten günstigen Exposition am Nordrande des überfluteten Zungenbeckens und in unmittelbarer Nähe der Kossaumündung in engem Zusammenhang mit dem Anstieg des Meeresspiegels über die 4 m-Tiefenlinie erfolgt sein. Sowohl Transgression als auch Torfwachstum nehmen danach über einen längeren Zeitraum in gleichem Maße zu. In dem Torf liegende Holzreste ergaben ein C^{14}-Alter von 5930 ± 160 B. P. (Hel. — 387) und 6050 ± 90 B. P. (Ki. — 717).

d) — 3,7 m um ca. 3700 v. Chr.

Wie aus dem Pollenspektrum der obersten Probe dieses Torfes hervorgeht, hielt das Torfwachstum bis ca. 3700 v. Chr. an. Es wird dann durch einen wieder verstärkten Meeresspiegelanstieg abgelöst, in dessen Verlauf eine bis zu 75 cm mächtige, zunehmend sandiger werdende Tonmudde über dem Torf abgelagert wurde. Das Ende dieser Entwicklungsphase, bzw. eine Veränderung der Sedimentationsbedingungen tritt bei — 2,85 m mit einer erneuten Vermoorung ein[2]). Während der Zeitpunkt dieser Verlandung nachzuweisen ist, kann der Abschluß der Tonmudden-Sedimentation jedoch nicht festgelegt werden; die Proben waren nahezu pollenleer. Es bleibt daher eine zeitliche Lücke, in der ein Stillstand bzw. eine Regression — zumindest nach theoretischen Überlegungen — nicht ausgeschlossen werden kann.

e) — 2,80 m um ca. 3000 v. Chr.

Die erneute Torfbildung begann, wie die Auswertung des Pollenspektrums zeigt (Abb. 17), an der Grenze der Zonen VIIIb und IX um ca. 3000 v. Chr. Mit dem ansteigenden Meeresspiegel entwickelt sich in der Folgezeit ein nahezu 60 cm mächtiger Torf. Insbesondere die oberen 20 cm weisen dann jedoch durch eine Vielzahl von Sandstreifen und -bändern im Torf auf die wenig später erfolgende Transgression durch das Meer hin.

[1]) H. Willkomm 1969, S. 426—427: Ki 214 u. 215.

[2]) Der Meeresspiegel muß daher zum Ende der Tonmuddensedimentation höher als das — 2,85 m-Niveau gelegen haben.

f) — 2,35 m um 2520 v. Chr.

Der Zeitpunkt dieser Überflutung konnte mit Hilfe von C^{14}-Analysen aus der obersten Probe des sandigen Torfes auf 2520 v. Chr. (4470 ± 170 B. P.; Hel. — 386 und 4260 ± 70 B. P.; Ki. — 716) bestimmt werden. Neben dem erneut verstärkt auftretenden Anstieg des Meeresspiegels ist eine deutliche Veränderung der Sedimentationsbedingungen zu erkennen. Insbesondere die aus dem Analysendiagramm ersichtliche Zunahme der gröberen Korngrößenfraktionen deutet auf ein weiteres Näherrücken der Küstenlinie und einen größeren Einfluß der Brandungswellen hin. Die Sedimente der Bohrung P 56 weisen deutliche Parallelen auf. Die Transgression erfolgte hier bei — 1,85 m um 2090 v. Chr. (4040 ± 80 B. P.; Ki — 718).

g) 2520 v. Chr. — 460 n. Chr.

Der nun folgende Sedimentationsablauf wird bestimmt durch den Aufbau und die Zurückverlegung von Strandwall- und Hakensystemen, deren Material aus dem Bereich der (in vorhergehenden Abschnitten beschriebenen) Abrasionsflächen stammt. Je nach vorherrschender Wind- bzw. Sturmrichtung erfolgt ein weiter nach Westen oder Süden in die Bucht reichender Zuwachs der Haken. Ihren Höhepunkt erfährt diese Entwicklung mit dem Aufbau der älteren Strandwallsysteme (I) südlich Lippe und westlich Strandersberg. Da sie in der Exposition und Höhe den heutigen Strandwällen der Außenküste entsprechen, muß für den Zeitpunkt ihrer Entstehung auf ein ähnliches Meeresspiegelniveau geschlossen werden. Das bedeutet, daß für die Zeit nach 2520 v. Chr. an diesem Küstenabschnitt ein weiterer Meeresspiegelanstieg bis in die Höhe des heutigen Normalnull angenommen werden muß.

In diesem Stadium ist die Verbindung der Bucht zur Ostsee bereits um mehr als die Hälfte verkleinert worden. Die durch die Transgression am Süd- und Südwestufer entstandenen Kliffs sowie Haken und Nehrungen werden nur noch von Wellen mit wesentlich geringerer Brandungsenergie erreicht, so daß ihre Strandwallkämme kaum über das 1,3 m-Niveau hinausreichen.

h) — 0,51 m um 460 n. Chr.

Eine neue Entwicklungsphase leiten die auf den Riffsanden vor den älteren Strandwallsystemen entstandenen Schilftorfe (P 40—42) ein. Sie liegen bei 0,55 bis 0,40 m unter NN und wurden mit Hilfe der Pollen-[1]) und der C^{14}-Analyse in die Zeit um 460 n. Chr. (1490 ± 100 B. P.; Hel. — 389 und 1290 ± 90 B. P.; Ki — 712 und 1440 ± 75 B. P.; Ki — 713) datiert.

Aus den Pollenspektren einzelner Proben wird deutlich, daß sie in Strand- und Salzwiesennähe entstanden und daher mit einiger Sicherheit in ihrem Grundwasserhorizont durch den Meeresspiegel beeinflußt wurden.

Weitere Bohrungen und Sondierungen aus dem Vorstrandbereich der Haken und Nehrungen des südwestlichen Buchtenufers führten zu ähnlichen Ergebnissen, wie aus dem Profil E (P 121, Abb. 25) zu ersehen ist. Auch dort konnten vor den Strandwällen Torfe erbohrt werden, deren Untergrenze jedoch bis zu 0,69 m unter NN reicht

[1]) Untere Grenze: frühe nachchristliche Zeit. Obere Grenze: 800—900 n. Chr.

Aus den bisher gewonnenen Daten läßt sich für die Zeit von 2520 v. Chr. bis 460 n. Chr. folgender Verlauf der Transgressionskurve erkennen. Im Anschluß an den bereits verzeichneten Meeresspiegelanstieg bis in die Höhe des heutigen Ostsee-Niveaus — der Höhepunkt der Transgression dürfte um ca. 500 v. Chr. erreicht sein — erfolgte ein zeitweiliger Stillstand bzw. eine Regression. Um 460 n. Chr. ist der Meeresspiegel bis auf — 0,51 m NN abgesunken.

i) 460 n. Chr. — 1872 n. Chr.

Die nachchristliche Regression dieses Küstenabschnittes dürfte unter Berücksichtigung der Torfe am Südwestufer der Bucht, mit Erreichen des 0,69 m-Niveaus (P 121) abgeschlossen sein. Eine absolute Datierung dieser Torfe liegt jedoch noch nicht vor, so daß eine zeitliche Aussage über das Maximum der Regression im Untersuchungsgebiet bisher nicht möglich ist. Dagegen läßt sich anhand der bei P 60 (0,50—0,55 m Tiefe) unmittelbar nördlich der „aufsteigenden Strandwälle" erbohrten Torfmudden — sie wurden in die Zeit um 1150 n. Chr. datiert (800 ± 90 B. P.; Ki — 719) — eine relativ lang anhaltende Regression ablesen.

Parallel mit dem Absinken des Meeresspiegels erfolgte der Aufbau weiter seewärts gelegener, von NE her aufgebauter Strandwall- und Hakensysteme. Ihre entsprechend geringere Kammhöhe zum heutigen NN nimmt, wie die „aufsteigenden Strandwälle" erkennen lassen, zusammen mit dem darauf folgenden Meeresspiegelanstieg um mehr als 0,7 m zu. Gleichzeitig wird die Küstenlinie erneut zurückverlegt[1]) und die Kossaumündung durch die weit nach SE reichenden Strandwallfächer bis vor die fossilen Kliffs bei Strandersberg verschleppt. Hinter den schützenden Strandwallsystemen der Außenküste kommen feinere Sedimente zur Ablagerung, die dann, wie bei P 40—42, über den Schilftorfen zu finden sind.

Wo der Schutzwall durch die Brandung oder das abfließende Wasser bei Sturmfluten aufgearbeitet oder durchbrochen wird, entstehen neue Mündungsarme für den Abfluß der Kossau und des Strandsees (vor 1789 nordwestlich von Lippe, 1871 südlich von Lippe). Erst nach dem Deichbau von 1877/78 kann auch hier über dem relativ groben, kaum geschichteten Material die Verlandung einsetzen.

j) — 0,09—0,12 m um 1872 n. Chr.

Der weitere Verlauf des Meeresspiegelanstiegs bis in die heutige Zeit ist durch Pegelmessungen belegt. Die dem Untersuchungsgebiet am nächsten liegenden Pegel befinden sich am Fehmarnsund, bei Marienleuchte und in Kiel; eine Übertragung der Meßergebnisse ist aufgrund der zu großen Entfernungen jedoch nicht möglich.

Die von G. Truelsen (1973) neu berechneten Pegel-Beobachtungen können daher nur als Anhaltswerte für den Untersuchungsraum dienen. Danach betrug der durchschnittliche Anstieg der mittleren Jahreswasserstände:

[1]) Vgl. „Untergang" des Dorfes Lippe zwischen 1510/11—1652 und Aufarbeitung der von den fossilen Kliffs nördlich von Hohwacht liegenden Strandwallebene (S. 32—34 und 28—30).

Fehmarnsund	0,9 mm/a	in 33 Jahren
Marienleuchte	1,0 mm/a	in 49 Jahren
Kiel	1,2 mm/a	in 53 Jahren

Die für die Zeit zwischen 1902—1968 ermittelten Werte ergeben einen relativen Meeresspiegelanstieg von ca. 0,09—0,12 m/Jahrhundert.

E. Die Ergebnisse der Untersuchungen in ihrer integrativen Aussage für die Entwicklung der Küstenlandschaft

Die letzteiszeitliche Überformung im Raum der Hohwachter Bucht, der Glaziallandschaft im Bereich des heutigen Sehlendorfer und Großen Binnensees, erfolgte durch zwei von einer Moränengabel getrennten Eiszungen eines bis nach Neudorf bzw. Futterkamp reichenden Eisvorstoßes. Die dabei als Eisrandlagen entstandenen Moränen bilden die südliche Grenze der Küstenlandschaft. Die während des phasenhaften Rückzuges aufgebauten, WSW-ENE verlaufenden Moränenwälle bei Lippe und Hohwacht erstrecken sich noch 1,5 bzw. 1 km in das nördlich an die Küstenlandschaft anschließende, heute submarine Becken. Diese von Erosionslinien zerschnittene eingemuldete Flachform wird durch einen WNW-ENE verlaufenden Rücken abgeriegelt. Dabei handelt es sich um einen ca. 15 km vor der heutigen Küstenlinie liegenden Moränenzug einer jüngsteiszeitlichen Rückzugsphase. Er stellt ein natürliches Hindernis für die nach Norden entwässernden Zuflüsse der „Ur"-Kossau und gleichzeitig die nördliche Begrenzung der Küstenlandschaft dar.

Mit dem postglazialen Meeresspiegelanstieg erfolgt in diesem Raum eine erste Vermoorung in der „Ur"-Kossaumündung. Die hier entstandenen Torfe (— 27 bis — 21 m) werden um 6400—6120 v. Chr. durch das Meer überflutet. Der danach relativ schnell erfolgende Meeresspiegelanstieg erreicht um 3920 v. Chr. das — 4,2 m-Niveau (— 12 m um 5600—5350 v. Chr.). Zu diesem Zeitpunkt erfolgt die Überflutung der Eiszungenbecken und die Entstehung einer reich gegliederten Buchtenküste (Sehlendorfer, Kleiner und Großer Binnensee). Gleichzeitig setzt damit die Entwicklung der heutigen Reliefformen ein. Der in der Folgezeit wesentlich langsamere Transgressionsverlauf führt zur Entwicklung der Kliff- und Strandwallküste am Südwestufer des späteren Großen Binnensees. An den beiden nach ENE exponierten Landvorsprüngen von Lippe und Hohwacht entstehen Kliffküsten.

Aus dem durch das Meer aufgearbeiteten Material wird mit Hilfe des hauptsächlich nach Süden erfolgenden Küstenlängstransportes und insbesondere durch die Wirkung der Brandungswellen bei Sturmfluten ein weit in die Bucht reichendes Strandwall- und Hakensystem aufgebaut. Der weitere Meeresspiegelanstieg und die damit verbundene ständige Zurückverlegung der Küstenlinie läßt vor den Kliffküsten weitreichende Abrasionsflächen entstehen. Die zumeist aus Strandwällen bestehende Flachküste weicht ebenfalls zurück, und in den ehemals ruhigen Buchten und Nehrungslagen werden zunehmend gröbere Sedimente über den Feinsedimenten (Tonmudden) abgelagert.

Zeitweilige Stillstands- bzw. Regressions- sowie Transgressionsphasen führen zur Torfbildung in den ufernahen Bereichen der Buchten. Die darauffolgende

Überlagerung durch marine Sedimente läßt dann jedoch wieder einen weiteren Meeresspiegelanstieg und ein Näherrücken der Außenküste erkennen. Ihren Höhepunkt erreicht diese Entwicklung mit der Ausbildung heute nicht mehr vom Meer erreichter Kliffküstenabschnitte nordwestlich von Hohwacht/Strandersberg sowie dem westlich daran anschließenden Strandwall- und Hakensystem. Zur gleichen Zeit entsteht südlich Lippe ein Strandwallsystem mit einem vor der heutigen Küste von Lippe zu suchenden Aufhängepunkt. Aufbau und Höhe der Kammlinien der beiden Strandwallsysteme entsprechen den Strandwallbildungen an der heutigen Außenküste und lassen zu diesem Zeitpunkt (ca. 500 v. Chr.)ein dem heutigen Ostseespiegel entsprechendes Niveau erkennen.

Auf diesen Meeresspiegelhochstand in der Hohwachter Bucht folgt eine mehr als 0,5 m betragende Regression (um 460 n. Chr.). Sie führt an der Kliffküste vor Lippe und Hohwacht zum Aufbau weiter seewärts gelegener Strandwälle und zur Aufarbeitung der bisher kaum durch die Brandung erreichten Teile der Abrasionsflächen. Die dem Meeresspiegelstand entsprechend niedrigeren Strandwälle und ihre nach Westen umbiegenden, senkrecht auf die Küste zulaufenden Haken, lassen am nördlichen Ausgang der Bucht eine breite Strandwallebene entstehen.

Im Schutze dieser neu aufgebauten Strandwälle entwickeln sich auf den, den ältesten Strandwallsystemen vorgelagerten Riffsanden Schilftorfe und Salzwiesen. Ähnliche Verlandungen treten vor den Strandwällen des südwestlichen Buchtenufers auf.

Mit dem erneut ansteigenden Meeresspiegel erfolgt eine Umkehr der geschilderten Vorgänge. Die Steilküsten vor Lippe und vor dem östlichen Teil des Hohwachter Kliffs sowie die ihnen vorgelagerten Strandwallbildungen werden aufgearbeitet bzw. zurückverlegt. Dies trifft auch für den Bereich der Flachküste zu. Dabei werden jedoch ältere, während der Regressionsphase entstandene Hakenbildungen durch den mit dem Meeresspiegelanstieg in seiner Höhe wachsenden Strandwall der Außenküste zumindest zeitweilig vor der Aufarbeitung bewahrt.

Der Küstenrückgang dieser Entwicklungsphase wird insbesondere am Beispiel der Lipper Halbinsel deutlich. Das ehemals mehr als drei Hufen umfassende Dorf Lippe wird in der Zeit zwischen 1511—1652 durch das vorrückende Meer zerstört.

Im weiteren Verlauf des Meeresspiegelanstiegs und der zurückweichenden Küste erreichen die Strandwall- und Hakenbildungen den südlichen Rand der Bucht bei Strandersberg und bewirken damit eine Verschleppung der Kossaumündung. Der ständige, von Lippe nach SE erfolgende Materialtransport und der im Norden liegende neue Kossauabfluß verhinderten eine vollständige Aufarbeitung der Strandwallebene vor dem westlichen Teil des Hohwachter Kliffs (1649—1789/96).

Die nunmehr vollständige Abriegelung der Bucht läßt den heutigen Strandsee entstehen, dessen Steilufer kaum noch durch die Brandung beeinflußt werden. An der Außenküste hingegen ist ein weiterer, bis in die heutigen Tage zu verfolgender Meeresspiegelanstieg und ein damit verbundener Küstenrückgang festzustellen. Er bewirkte die Aufarbeitung schmaler Strandwallabschnitte und die Entstehung neuer Abflüsse nördlich und südlich von Lippe (1789/96 und 1872) sowie südlich des Tivolis bei Hohwacht (1789/96).

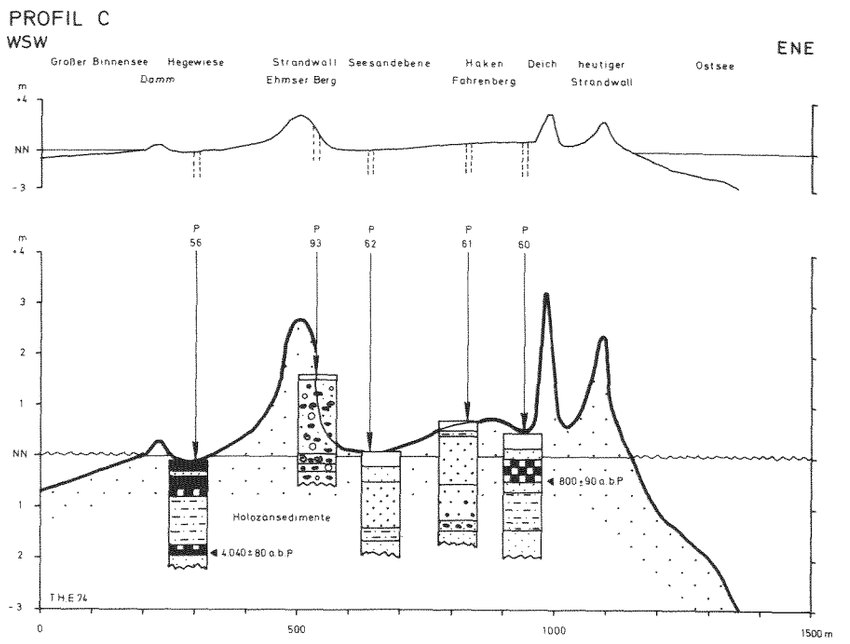


Abb. 19: Bohrprofil C — Strandwallebene Lippe-Hohwacht.

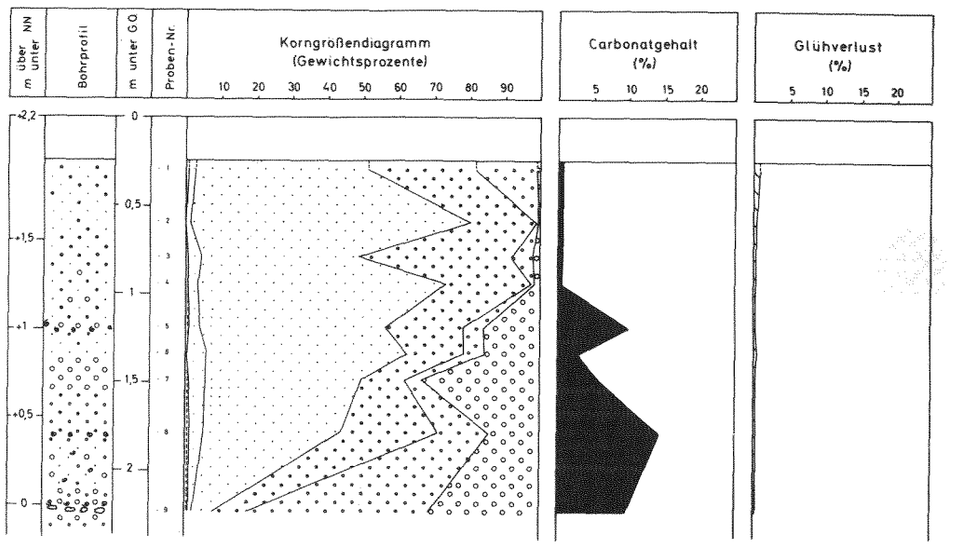


Abb. 20: Analysendiagramm P 93.

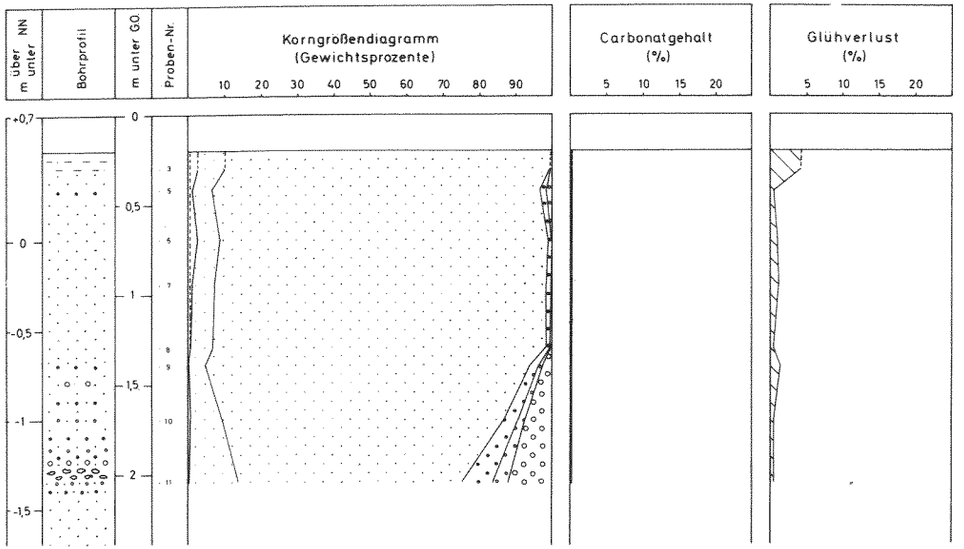


Abb. 21: Analysendiagramm P 61.

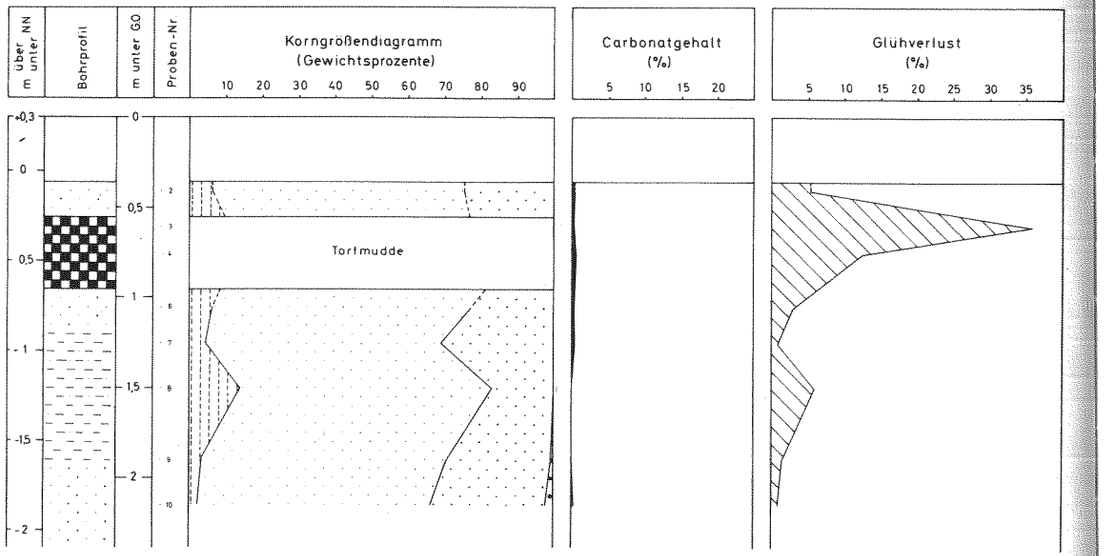


Abb. 22: Analysendiagramm P 60.

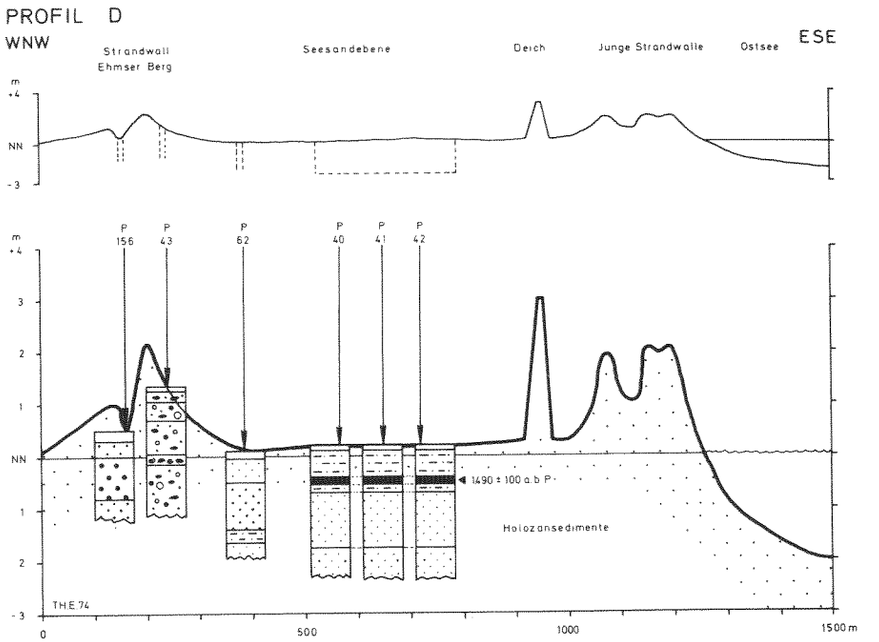


Abb. 23: Bohr- und Grabenprofil D — Strandwallebene Lippe-Hohwacht.

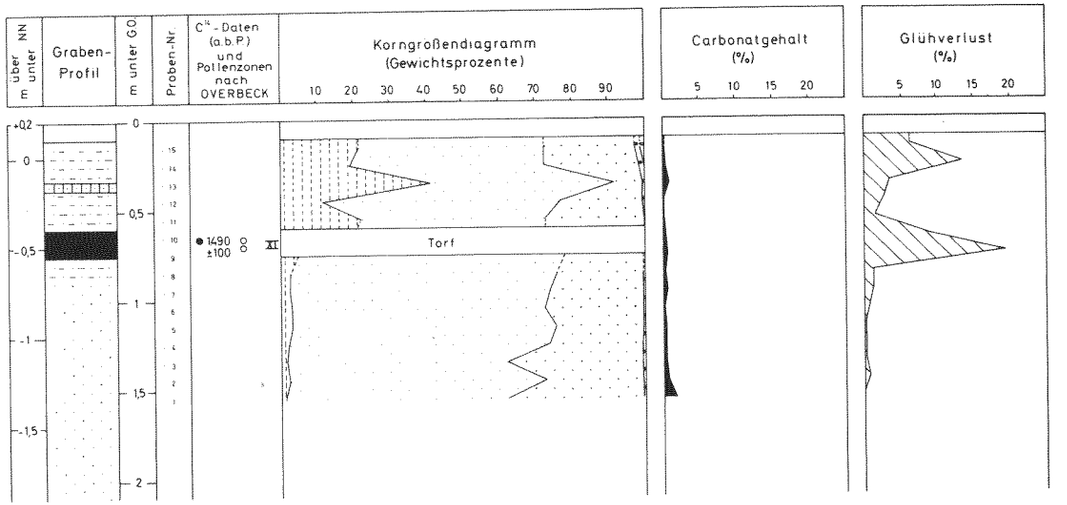


Abb. 24: Analysendiagramm P 40—42. (Pollendiagramm s. Abb. 16).

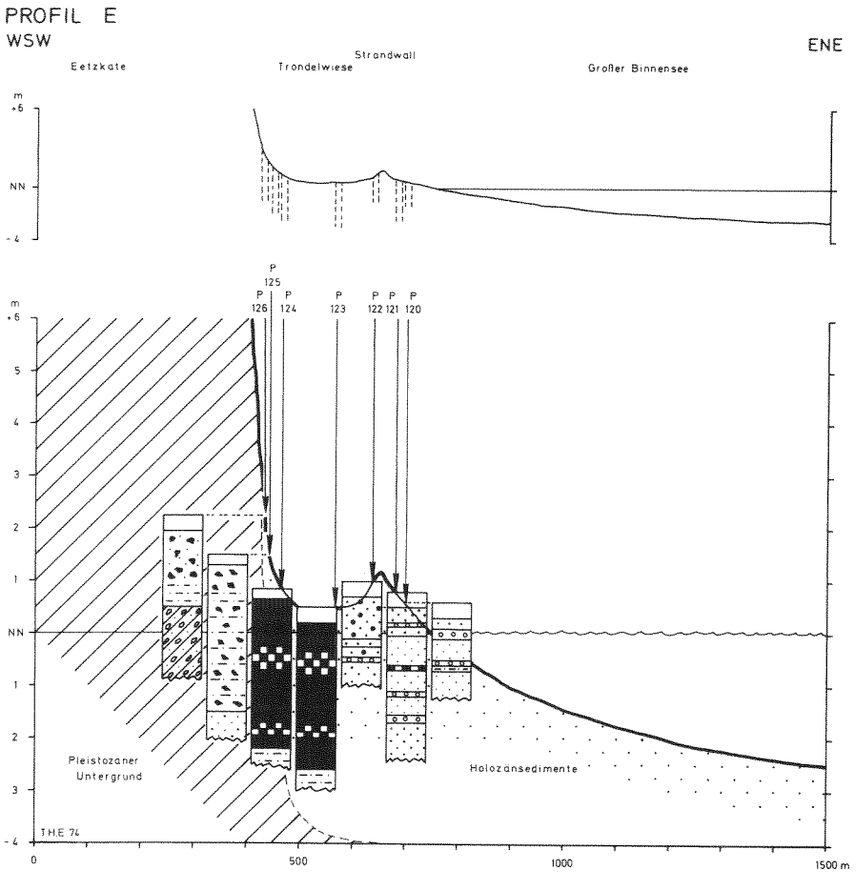


Abb. 25: Bohrprofil E — Südwestufer des Großen Binnensees.

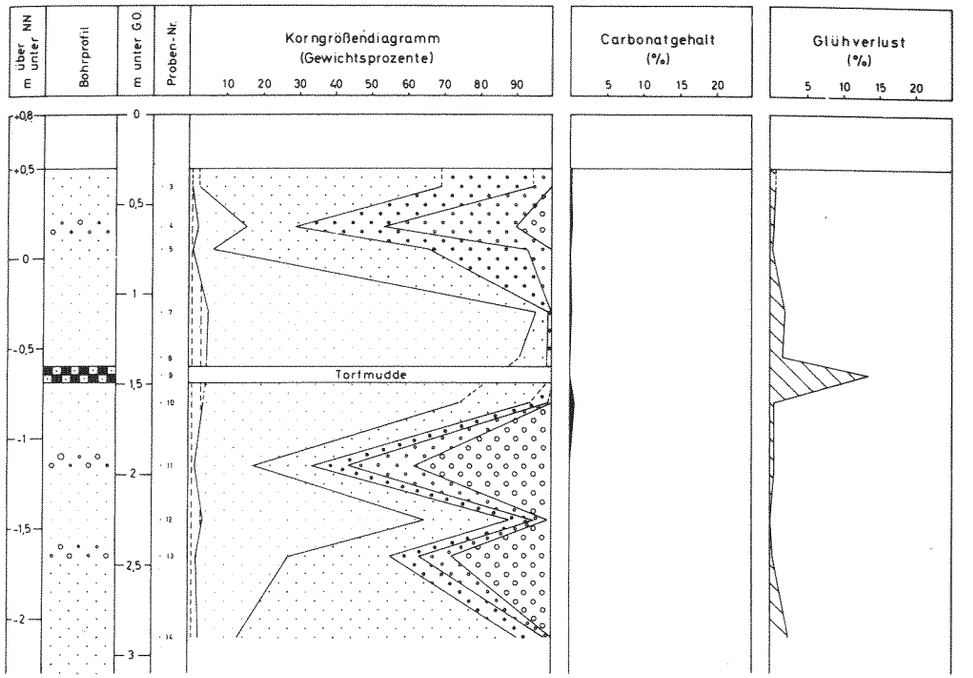


Abb. 26: Analysendiagramm P 121.

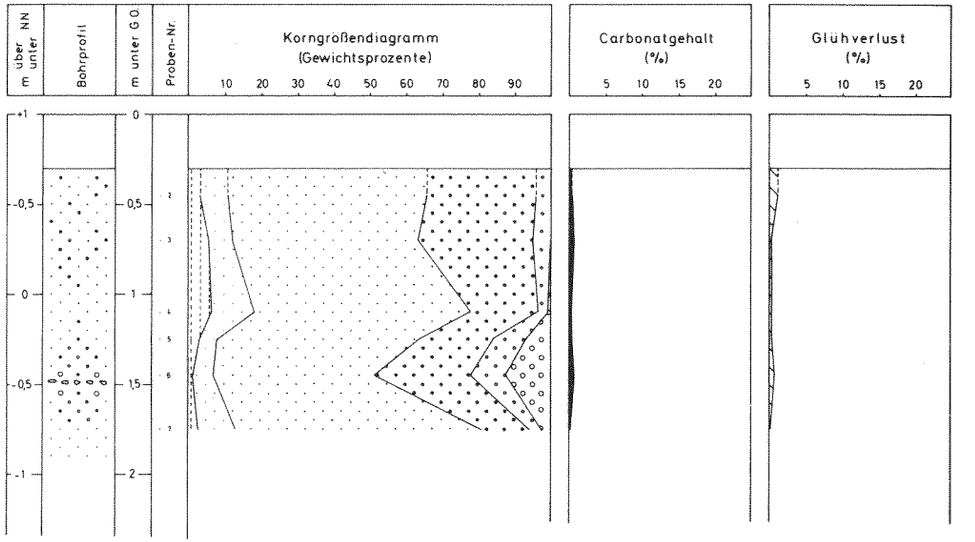


Abb. 27: Analysendiagramm P 122.

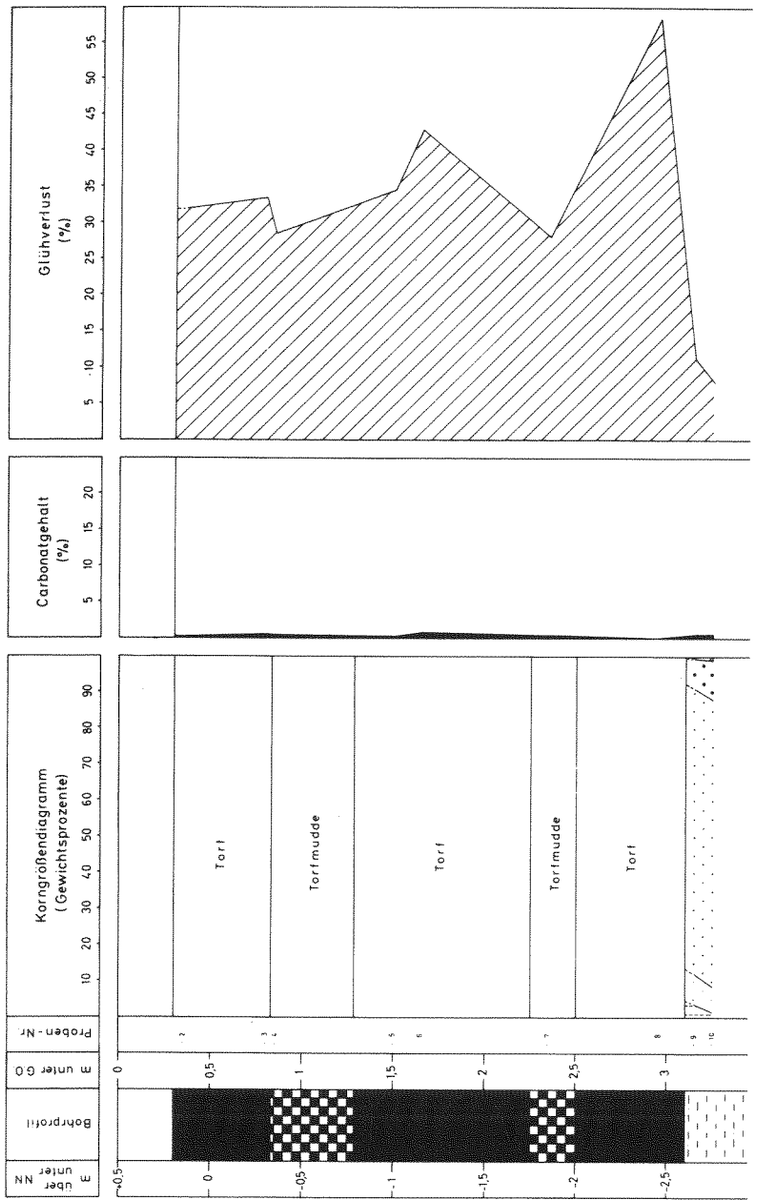


Abb. 28: Analysendiagramm P 123.

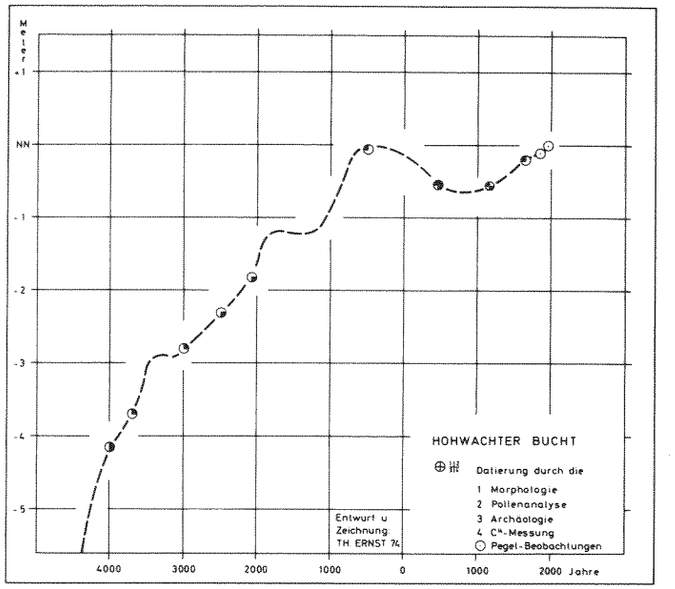


Abb. 29: Der relative Meeresspiegelanstieg in der Hohwachter Bucht.

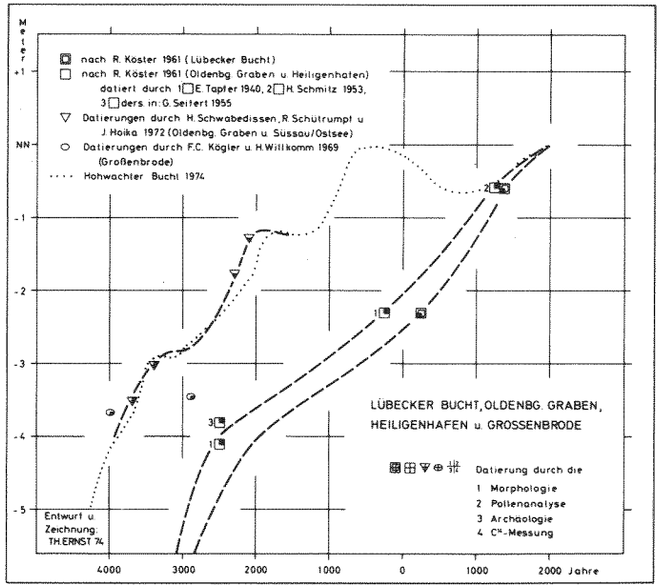


Abb. 30: Der relative Meeresspiegelanstieg in der Lübecker Bucht, im Oldenburger Graben, bei Heiligenhafen und Großenbrode.

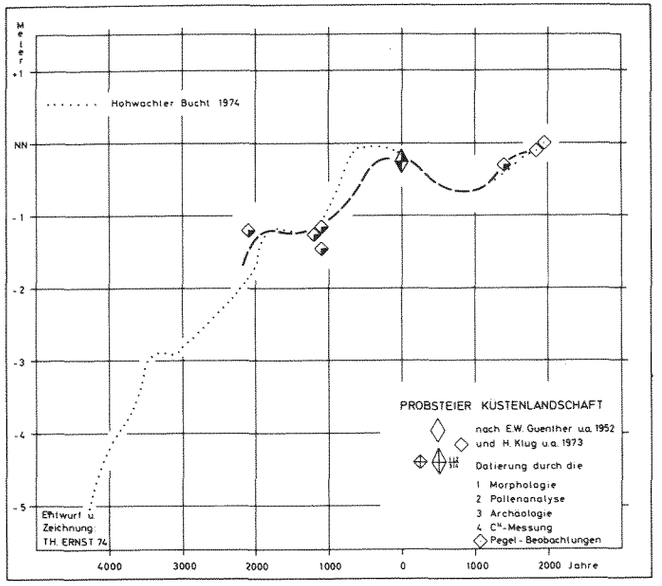


Abb. 31: Der relative Meeresspiegelanstieg in der Probsteier Küstenlandschaft.

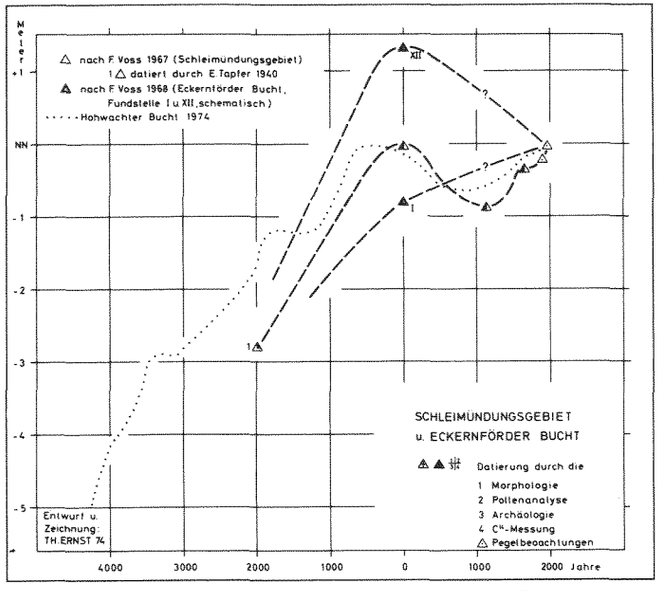


Abb. 32: Der relative Meeresspiegelanstieg in der Eckernförder Bucht und im Mündungsgebiet der Schlei.

F. Der relative Meeresspiegelanstieg der letzten 6000 Jahre im Vergleich mit den Nachbargebieten

Wie in der Einleitung bereits erwähnt, beschäftigten sich eine Reihe von Autoren mit dem Problem des relativen Meeresspiegelanstiegs und seiner Aussage für die Küstenlandschaftsentwicklung, insbesondere für eventuelle Landsenkungen bzw. -hebungen der südwestlichen Ostseeküste.

Die Untersuchungsergebnisse aus der Hohwachter Bucht haben gezeigt, daß die Entwicklung der heutigen Reliefformen unter dem Einfluß des transgredierenden Meeres vor ca. 6000 Jahren begann und bis zum heutigen Tage anhält. Die aus den Nachbargebieten der südlichen Ostsee zusammengestellten Ergebnisse lassen jedoch einen teilweise recht unterschiedlichen Transgressionsverlauf während dieses Zeitraumes erkennen. Im folgenden soll daher geklärt werden, inwieweit die bei Hohwacht ermittelten Resultate mit denen der angrenzenden Küstenräume differieren oder übereinstimmen. Darüber hinaus soll geprüft werden, inwiefern eine überregionale Aussage anhand der bisher vorliegenden Untersuchungsergebnisse für die Entwicklung der südwestlichen Ostseeküste möglich ist.

1. Die Küstenabschnitte der Probstei und Ostholsteins

Zwei Transgressionskurven, von R. Köster (1961)[1]) aus dem Raum Heiligenhafen—Oldenburg (Abb. 30) und von H. Klug u. a. (1973c) aus dem Gebiet der nördlichen Probstei (Abb. 31), liegen bisher vor. Eine weitere Kurve des relativen Meeresspiegelanstiegs[2]) aus dem Raum Heiligenhafen—Oldenburger Graben beruht auf jüngeren Datierungen, die im Zusammenhang mit archäologischen Untersuchungen bei Rosenhof, Dannau und Süssau vorgenommen wurden.

Während die von R. Köster bearbeitete Kurve den gesamten Zeitraum erfaßt, zeigen die beiden anderen Kurven nur Teilstücke des Transgressionsablaufes, wodurch ein direkter Vergleich erschwert wird. Die Untersuchungsergebnisse von Rosenhof (Oldenburger Graben, Abb. 30) wurden mit Hilfe archäologischer Funde, der Pollenanalyse und der C^{14}-Datierungen abgesichert (H. Schwabedissen 1972, R. Schütrumpf 1972). Der dort nachgewiesene Meeresspiegelanstieg in der Zeit von 3800—3500 v. Chr. steht in deutlichem Widerspruch zu dem unteren Abschnitt der von R. Köster (1961) dargestellten Kurve des relativen Meeresspiegelanstiegs im Oldenburger Graben und bei Heiligenhafen. Die zwei von Köster dafür herangezogenen Datierungen wurden jeweils nur pollenanalytisch ermittelt (E. Tapfer 1940, S. 173 und G. Seifert 1955, S. 50: Datierung von H. Schmitz) und später geringfügig in ihrer Lage zu NN korrigiert (G. Seifert 1955, S. 50). Darüber hinaus ist bei dem in der Nähe der Moorkathe (Oldenburger Graben) ermittelten Kontakt die „Umgebung nicht bekannt"[3]); bei dem vor Heiligenhafen datierten Kontakt könnte es sich um die Auswertung einer ‚?Schappenprobe' handeln (G. Seifert 1955, S. 50).

[1]) Die Kurve von R. Köster wurde zum besseren Vergleich mit den anderen Ergebnissen umgezeichnet (Nach S. 57 u. Abb. 22).

[2]) Vom Verfasser nach den Datierungen von H. Schwabedissen (1972), R. Schütrumpf (1972) und J. Hoika (1972) zusammengestellt.

[3]) Gemeint sind wohl die Fundumstände.

Neuere, ebenfalls pollenanalytisch untersuchte Kontakte aus dem Oldenburger Graben (G. Seifert 1963, S. 39) mit — 2 m unter NN um etwa 2000 v. Chr. bestätigen jedoch im wesentlichen die bei Rosenhof erzielten Resultate.

Die in der Nähe von Süssau (Ostsee) und Dannau (westlicher Teil des Oldenburger Grabens) durchgeführten Untersuchungen erfassen den daran anschließenden Meeresspiegelanstieg dieses Küstenabschnittes (J. Hoika, 1972). Auch diese Datierungen wurden durch archäologische Funde sowie die Pollenanalyse und C^{14}-Bestimmung abgesichert. Ein ebenfalls bei Dannau liegender von E. Tapfer (1940, S. 174) ermittelter Kontakt (Pleistozän/Holozän, — 2,30 m um Chr. Geb.) dürfte somit nicht die Höhe des damaligen Meeresspiegelstandes anzeigen (Abb. 30).

Für den darauf folgenden Zeitabschnitt (— 2000 v. Chr. bis 1250 n. Chr.) liegen, da auf die drei genannten Werte aus der Kurve von R. Köster (1961) nicht zurückgegriffen werden kann, keine Datierungen aus diesem Küstenraum vor. Erst ein für die Zeit um 1250 n. Chr. bei — 0,57 m ermittelter Transgressionskontakt (Eichholzniederung, Heiligenhafen) läßt den weiteren Meeresspiegelanstieg erkennen.

Zusammenfassend kann nach den dargelegten Sachverhalten festgestellt werden, daß der im Oldenburger Graben und bei Süssau nachgewiesene relative Meeresspiegelanstieg im — 4 bis — 1 m-Niveau wesentlich früher erfolgte, als bisher angenommen wurde (Abb. 30). Dieser für den Zeitraum von — 4000 bis — 200 v. Chr. geltende Transgressionsverlauf entspricht, wie der Kurvenvergleich (Abb. 29 und 30) erkennen läßt, den bei Hohwacht erzielten Ergebnissen. Der jüngste, bei Heiligenhafen ermittelte Kontakt erfaßt somit den auf die nachchristliche Regression folgenden Anstieg des Meeresspiegels.

Der weitere Vergleich des relativen Meeresspiegelanstiegs benachbarter Küstenräume kann sich infolge der bereits erwähnten stratigraphischen Lücke im Bereich des Oldenburger Grabens und Heiligenhafens nur auf den westlich an die Hohwachter Bucht angrenzenden Küstenbereich beziehen.

Der von H. Klug u. a. (1973c) in der Probsteier Küstenlandschaft festgestellte Transgressionsverlauf (Abb. 31) stützt sich auf die Datierung einzelner Transgressionskontakte (Torfe/marine Sedimente) sowie auf die von E. W. Guenther u. a. (1952) im Zusammenhang mit den Barsbeker Moorfunden erzielten Untersuchungsergebnisse.

Ähnlich wie im Oldenburger Graben konnten dabei archäologische Funde, die Pollenanalyse und die C^{14}-Datierung zur Absicherung der Ergebnisse eingesetzt werden.

Wie aus dem Kurvenverlauf hervorgeht, konnte in der Probsteier Küstenlandschaft für die Zeit vor Chr. Geb. als ganz neues Ergebnis eine annähernd 900 Jahre (4070 $\pm$ 120 B. P.; bis 3170 $\pm$ 65 B. P.) dauernde Stillstands- bzw. eine Regressionsphase im Meeresspiegelanstieg nachgewiesen werden (H. Klug u. a. 1973c). Die danach wieder einsetzende Transgression hat um Chr. Geb. ein nur wenige Zentimeter unter dem heutigen Ostseespiegel liegendes Niveau erreicht. Ein weiterer, um 1400 n. Chr. (520 $\pm$ 45 B. P.) datierter Transgressionskontakt weist auf eine zwischenzeitliche Regressionsphase sowie einen erneuten Meeresspiegelanstieg hin. Dieser Sachverhalt konnte in der Probstei auch anhand der Strandwallmorphologie nachgewiesen werden (H. Klug 1973a). Der Vergleich des relativen Meeresspiegelanstiegs in der Probsteier Küstenlandschaft mit dem oberen Teil der für Hohwacht ermittelten Kurve läßt einen nahezu parallel verlaufenden und phasenhaft erfolgenden Transgressionsverlauf erkennen (Abb. 29 und 31).

2. Lübecker Bucht, Eckernförder Bucht, Schleimündung und Flensburger Förde

Auch aus Küstenräumen der Lübecker und Eckernförder Bucht sowie der Schleimündung und der Flensburger Förde liegen vergleichbare Arbeitsresultate in Form von Transgressionskurven vor (Abb. 30 und 32). Sie sollen im folgenden den bei Hohwacht, in der Probstei und im Oldenburger Graben erzielten Ergebnissen gegenübergestellt werden.

Für den Raum der inneren Lübecker Bucht konnte Köster (1961, S. 57) anhand der Ausgrabungsergebnisse einzelner Siedlungsschichten bei Alt-Lübeck eine relative Senkung von reichlich einem Meter in den letzten 700 Jahren nachweisen. Der damit verbundene, etwas steilere Verlauf der Transgressionskurve scheint jedoch nur für den Bereich der inneren Lübecker Bucht zuzutreffen, wie ein Vergleich mit der aus jüngeren Datierungen zusammengestellten Transgressionskurve der ostholsteinischen Küste und des Oldenburger Grabens zeigt (Abb. 30).

Ähnliches gilt, wenn auch mit z. T. umgekehrten Vorzeichen, für den Bereich der Eckernförder Bucht (Abb. 32). Nach den von F. Voss (1968, S. 189) erzielten Resultaten wird der Verlauf der Transgressionskurve durch junge Erdkrustenbewegungen überlagert. Während westlich des Eckernförder Stadtkerns im Zusammenhang mit einer dort nachgewiesenen salz-tektonischen Hebung eine seit etwa 100 n. Chr. anhaltende Regression nachgewiesen werden konnte, steht demgegenüber eine fortgesetzte Transgression an der östlich von Eckernförde im Norden und Süden daran anschließenden Küste. Somit kann auch hier keine Übereinstimmung mit der für die südliche Ostseeküste erarbeiteten Transgressionskurve erzielt werden.

Dagegen weist die von demselben Autor bereits 1967 veröffentlichte Kurve des relativen Meeresspiegelanstiegs (archäologisch-morphologische Datierungen) im Bereich der Schleimündung einige deutliche Parallelen auf: neben dem relativ hohen Meeresspiegelstand der Zeitenwende entspricht insbesondere die nachchristliche Regression den an der südlichen Ostseeküste gewonnenen Resultaten. Nur mit dem untersten, von E. Tapfer (1940) pollenanalytisch ermittelten Wert der Transgressionskurve (— 2,80 m um 2000 v. Chr.) ist keine Übereinstimmung zu erzielen. Dieser Kontakt dürfte, unter Berücksichtigung eines weiteren im Holmer Moor (Schlei) nachgewiesenen Kontaktes (1940, S. 196) und seiner Datierung (— 1,25 m um 2000 v. Chr.), gewisse Zweifel an der Genauigkeit der pollenanalytischen Aussage und der damit verbundenen Altersstellung zulassen. Der mittels neuer Methoden (s. o.) in der Schleimündung nachgewiesene Transgressionsverlauf wird durch die jüngeren Untersuchungen (F. Voss, 1970, u. 1973)

in der Geltinger Birck und dem Höftland von Langballigau im wesentlichen bestätigt.

Zusammenfassend bleibt festzustellen, daß zumindest während der letzten 2000 Jahre in den bisher untersuchten Küstenabschnitten der südlichen und westlichen Ostseeküste, mit Ausnahme der nachweislich endogen-tektonisch beeinflußten Räume (Lübecker und Eckernförder Bucht), ein nahezu gleichförmiger Transgressionsverlauf stattgefunden hat.

3. Überregionale Schlußfolgerungen

Der vorliegende Vergleich der bisher erarbeiteten Transgressionskurven für den Bereich der südwestlichen Ostseeküste kann sich zur Zeit nur auf die vorwiegend jüngeren Abschnitte des postglazialen Meeresspiegelanstiegs beschränken, da ein die letzten 6000 Jahre umfassender Transgressionsverlauf bisher nur zwischen Lippe und Hohwacht erfaßt werden konnte. Trotzdem lassen die jeweils in einem begrenzten Küstenraum mit unterschiedlichen Methoden erzielten Datierungen und Kurvenverläufe einen synchronen, phasenhaft erfolgenden relativen Meeresspiegelanstieg an der südwestlichen Ostseeküste erkennen. Darüber hinaus ermöglicht die vergleichende Untersuchung und die Berücksichtigung jüngerer Arbeiten eine Überprüfung und Ausschaltung der fraglichen, meist nur unter Anwendung einer einzigen Untersuchungsmethode gewonnenen Ergebnisse und damit eine Korrektur des angenommenen Transgressionsverlaufes einzelner Küstenräume.

Die im wesentlichen auf Transgressionskontakten basierenden Kurvenabschnitte des relativen Meeresspiegelanstiegs konnten, wie bereits angeführt, für den Zeitraum der letzten 2000 Jahre zusätzlich anhand der morphologischen Entwicklung von Strandwallandschaften überprüft und bestätigt werden. Vermessungen und Kartierungen, insbesondere der Kammlinienhöhen einzelner Strandwallsysteme in der Flensburger Förde (Langballigau), der Geltinger Birck und der Schleimündung sowie in der Probstei und der Hohwachter Bucht ließen einen, dem heutigen Ostseespiegelniveau entsprechenden Meeresspiegelhochstand der Zeitenwende und eine darauffolgende Regression sowie einen um ca. 1150 n. Chr. erneut auftretenden, bis zum heutigen Tage anhaltenden Meeresspiegelanstieg erkennen. Die Überprüfung dieses synchron erfolgenden Transgressionsverlaufes erfolgte mit Hilfe archäologischer Funde, der Pollenanalyse und durch C^{14}-Datierungen.

Diese Ergebnisse stehen in Widerspruch zu Resultaten R. Köster's (1961, S. 60), der eine für die gesamte südwestliche Ostseeküste geltende und bis in die Gegenwart andauernde Landsenkung von ca. 10 cm/Jhd. annimmt. Nach den hier erarbeiteten auf geomorphologischen und stratigraphischen Befunden basierenden Ergebnissen kann die Annahme in den bisher untersuchten Küstenlandschaften zumindest für den Zeitraum der letzten 2000 Jahre nicht zutreffen. Vielmehr muß auf eine weder durch Landsenkung noch -hebung beeinflußte Wasserstandsänderung geschlossen werden, deren Ursache nur mit dem überregional wirkenden eustatischen Faktor erklärt werden kann (vgl. H. Klug, 1973a).

Küstenlandschaften, in denen eine endogen-tektonische Beeinflussung der marinen Formenbildungsprozesse auf die Landschaftsentwicklung nachgewiesen wurde, wie in der Eckernförder und inneren Lübecker Bucht, zeigen in ihrem Transgressionsverlauf eine entsprechende Überlagerung des eustatischen Meeresspiegelanstiegs.

Es bleibt zu prüfen, inwieweit der zwischen — 4000 bis Chr. Geb. erfolgte Transgressionsverlauf der südwestlichen Ostseeküste durch Landsenkung und/oder Eustasie hervorgerufen wurde.

Daß auch für diesen Zeitraum der eustatische Faktor zumindest im Transgressionsverlauf der Hohwachter Bucht überwiegen dürfte, zeigen die dort nachgewiesenen Transgressions- und Regressions- bzw. Stillstandsphasen im relativen Meeresspiegelanstieg. Sie entsprechen in ihrer Altersstellung den von St. Florin (1944, in: 1963, S. 253) anhand der Strandverschiebungen von Närke (Södermanland in Ostmittelschweden) ermittelten Litorina-Maxima II und III (um 3500 v. Chr. bzw. um 1800 v. Chr.) und den von H. Kliewe und E. Lange (1968) auf Rügen unter Anwendung geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungsmethoden erzielten Resultaten.

G. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die vorliegende Untersuchung war auf die Erfassung der morphologischen Entstehung und Entwicklung eines zwischen Todendorf, Hohwacht und Döhnsdorf liegenden Küstenabschnittes Ostholsteins, der Hohwachter Bucht (südlicher Teil der Kieler Bucht), ausgerichtet. Ein weiteres Ziel lag in der Überprüfung der bei Hohwacht gewonnenen Ergebnisse auf ihre überregionale Aussage, insbesondere für den Transgressionsablauf im Bereich der südwestlichen Ostseeküste.

Die Grundlage für eine Erfassung der mit dem postglazialen Meeresspiegelanstieg erfolgenden Veränderungen der Küstenlandschaft bildete eine Aufnahme der letztglazialen Reliefformen im terrestrischen und subaquatischen Untersuchungsbereich. Ausgehend von der heutigen Küstenlandschaft wurden dann — zeitlich zurückschreitend — zunächst unter Anwendung von vermessungstechnischen, kartographischen und geomorphologischen Methoden die einzelnen Phasen der morphologischen Landschaftsgenese in diesem Küstenraum rekonstruiert. Die älteren Entwicklungsabschnitte wurden durch stratigraphische Analysen, dem daraus resultierenden Sedimentationsablauf sowie aus den Ergebnissen der Pollenanalyse und der C^{14}-Datierungen in ihrem räumlich-zeitlichen Verlauf erfaßt. Die wichtigsten Ergebnisse sind im folgenden zusammengefaßt.

Die letztglaziale Überformung der Hohwachter Bucht ließ zwei durch eine Moränengabel getrennte Eiszungenbecken zurück. Ein im Submarin, heute weit vor der Küste liegender Moränenrücken einer jüngsteiszeitlichen Rückzugsphase der beide Becken seewärts abriegelt, bildet in der Folgezeit ein natürliches Hindernis für die nach Norden entwässernden Zuflüsse der „Ur"-Kossau, die durch die Auswertung von Lotungen rekonstruiert werden konnten. Durch den postglazialen Meeresspiegelanstieg werden die hier entstandenen Torfe um ca. 6400—6120 v. Chr. überflutet.

Ihren Höhepunkt erreicht die postglaziale Transgression mit dem Aufbau der ältesten, von Nordosten bzw. Osten her am weitesten in die Bucht hineinreichen-

den Strandwallsysteme zwischen Lippe und Hohwacht, deren Entstehung ein dem heutigen Meeresspiegel entsprechendes Niveau voraussetzt (ca. 500 v. Chr.). Im Anschluß daran werden die jüngeren, weiter seewärts gelegenen niedrigeren Strandwallsysteme aufgebaut. Ihre im Vergleich mit den älteren Systemen unterschiedliche Sedimentabfolge ist deutlich anhand von Analysendiagrammen abzulesen.

Ein vor dem älteren, von Nordosten her aufgebauten System (0,55 m — 0,4 m unter NN) entstandener Torf wurde in die Zeit um 460 n. Chr. datiert. Aus Lage, Aufbau und Höhe der davorliegenden Strandwall- und Hakensysteme ist ein gleichzeitiges Absinken des Meeresspiegels zu erkennen. Diese günstige Situation ermöglichte es, den Meeresspiegelhochstand der Zeitenwende und die nachchristliche Regression erstmalig an einem Ort sowohl geomorphologisch anhand von Strandwallsystemen als auch stratigraphisch mit Hilfe von Torfen nachzuweisen (1150 n. Chr., 0,50—0,55 m unter NN).

Der erneute, durch die „aufsteigenden" Strandwälle gekennzeichnete Anstieg des Meeresspiegels führt zu einer weit nach SE über die gesamte Bucht reichenden Verschleppung der Kossaumündung und zur Entstehung des heutigen Strandsees. Die für die weitere Entwicklung der Küstenlandschaft aus historischen Kartenaufnahmen und Quellen gewonnenen Resultate zeigen, insbesondere vor Lippe, dem kleinen Binnensee und dem fossilen Kliff von Hohwacht, einen zeitweilig recht umfangreichen Küstenrückgang.

Für einen Vergleich des bei Hohwacht in seinem phasenhaften Verlauf nachgewiesenen relativen Meeresspiegelanstiegs mit den Ergebnissen benachbarter und entfernterer Küstenabschnitte kann zur Zeit nur auf Teilkurven der vorwiegend jungen Zeitabschnitte der postglazialen Transgression zurückgegriffen werden, da der vollständige Transgressionsverlauf der letzten 6000 Jahre bisher nur zwischen Lippe und Hohwacht erfaßt werden konnte. Trotzdem sind daraus bereits heute Parallelen für den Transgressionsverlauf der bisher untersuchten Küstenräume der südwestlichen Ostsee abzulesen; diese bestehen vor allem im Bereich des Oldenburger Grabens, (Dannau, Rosenhof) der ostholsteinischen Küste (Süssau, Großenbrode), der Probsteier Küstenlandschaft, dem Schleimündungsgebiet, der Flensburger Förde (Langballigau) und der Geltinger Birck.

Auf den Meeresspiegelhochstand der Zeitenwende, der in der Flensburger Förde (Langballigau, F. Voss 1973), der Geltinger Birck (F. Voss 1970) und der Schleimündung (F. Voss 1967) sowie in der Probstei (H. Klug 1973a und c) und der Hohwachter Bucht anhand der Morphogenese einzelner Strandwalllandschaften nachgewiesen werden konnte, folgt eine Regression, die dann um 1150 n. Chr. von einem erneuten Meeresspiegelanstieg abgelöst wird. Dieser mit Hilfe archäologischer Funde, der Pollenanalyse und der C^{14}-Datierung abgesicherte Sachverhalt, läßt die von R. Köster (1961, S. 60) angenommene, für die gesamte südwestliche Ostseeküste geltende Landsenkung von ca. 10 cm/Jhd. als nicht zutreffend erscheinen. Dies gilt zumindest für den relativen Meeresspiegelanstieg der letzten 2000 Jahre in den bisher untersuchten Küstenräumen mit Ausnahme der Eckernförder und inneren Lübecker Bucht, in denen eine endogen-tektonische Überlagerung der Wasserstandsänderungen nachgewiesen werden konnte.

Aufgrund des synchron erfolgenden Transgressionsverlaufes und der morphogenetischen Befunde der genannten Küstenlandschaften ist vielmehr auf eine weder durch Landsenkung noch -hebung beeinflußte Wasserstandsänderung zu schließen. Deren Ursache kann dann aber nur mit dem überregional wirkenden eustatischen Faktor erklärt werden. Es bleibt zu prüfen, inwieweit der zwischen — 4000 bis Chr. Geb. erfolgte Transgressionsverlauf der südwestlichen Ostseeküste durch Landsenkung und/oder Eustasie hervorgerufen wurde. Daß auch für diesen Zeitraum der eustatische Faktor zumindest im Transgressionsverlauf der Hohwachter Bucht überwiegen dürfte, zeigen die dort mit Hilfe absoluter und relativer Datierungen nachgewiesenen Transgressions- und Regressions- bzw. Stillstandsphasen des relativen Meeresspiegelanstiegs. Die Meeresspiegelhochstände entsprechen in ihrer Altersstellung um 3500 v. Chr. bzw. um 1800 v. Chr. den in Mittelschweden und auf Rügen nachgewiesenen Litorina-Maxima II und III.

Quellenverzeichnis

A. Schriften

Ackermann, C. (1883): Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee. 399 S., Hamburg.

Averdieck, F.-R. (1972): Palynologische Untersuchungen an Bohrkernen aus der Flensburger Außenförde (Ostsee). — Meyniana 22, S. 1—4, Kiel.

Baensch, o. Vorname (1875): Die Sturmflut vom 12./13. November 1872 an den Ostseeküsten des Preußischen Staates. — Zeitschrift für Bauwesen 25, Sp. 155—220, Berlin.

Bantelmann, A. (1969): Die Meeresspiegelschwankungen. — Schleswig-Holstein. Ein geogr.-landeskundl. Exkursionsführer, S. 27—29, Kiel.

Bartels, W. (1908): Die Gestalt der Deutschen Ostseeküste. — Geogr. Arbeiten, Stuttgart 1908.

Bentz, A. u. H. J. Martini, (1969): Lehrbuch der Angewandten Geologie, Bd. II, 2. Teil, Stuttgart.

Brand, G., (1955a): Sedimentpetrograph. Untersuchungen zum Erkennen der Sandwanderungsvorgänge am Strand, im Flachwasser und dem daran anschließenden Seegebiet. — Meyniana 4, S. 84—111, Kiel.

Brand, G., (1955b): Neuzeitliche Veränderungen der Ostseeküste vor der Kolberger Heide. — Meyniana 4, S. 112—116, Kiel.

Brand, G., (1956): Riffsanduntersuchungen als Beitrag zu den Fragen der Riffentstehung und der Wasserbewegung innerhalb der Brandungszone. — Meyniana 5, S. 87—91, Kiel.

Brandt, O. u. W. Klüver (1966): Geschichte Schleswig-Holsteins, Kiel.

Breckwoldt, J. (1916): Die hydrographischen Veränderungen in Schleswig-Holstein. — Schriften d. Naturwiss. Vereins f. Schl.-H. 16, Heft 1, S. 44—164, Kiel.

Brelie, G. v. (1952): Die Wiederkehr von Nord- und Ostsee in der Nacheiszeit. — Meyniana 1, S. 23—26, Kiel.

Bressau, S. (1957): Abrasion, Transport und Sedimentation in der Beltsee. — Die Küste 6, Heft 1, S. 64—102, Heide.

Christiansen, W. (1961): Seltene Pflanzen um Lütjenburg. — Die Heimat 68, Heft 10, S. 325—326.

Clausen, O. (1952): Flurnamen Schleswig-Holsteins. — Rendsburg.

Dahm, H. D. (1956): Diatomeenuntersuchungen zur Geschichte der westl. Ostsee. — Meyniana 5, S. 7—50, Kiel.

Dahm, H. D. (1959): Diatomeen aus spätglazialen Ablagerungen der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen (Holstein). — Zeitschr. d. dt. geol. Ges., 111, S. 8—12.

Danckwerth, C. (1652): Newe Landesbeschreibung der zwey Hertzogthümer Schleswig und Holstein. — Husum.

Deutscher Wetterdienst (Hrsg., 1967): Klima-Atlas von Schleswig-Holstein, Hamburg und Bremen. Offenbach/Main.

DITTMER, E. (1960): Neue Beobachtungen und kritische Bemerkungen zur Frage der Küstensenkung. — Die Küste 8, S. 29—44, Heide.
DÖRFER, J. F. A. (1807): Topographie des Herzogthums Holstein, des Fürstenthums Lübeck, des Gebietes der freien Hansestädte Hamburg und Lübeck. — Schleswig.
DÜCKER, A. (1953): Die Ursachen des Kliffrückganges am Brodtener Ufer bei Travemünde. — Schr. d. Geograph. Instituts der Univ. Kiel, Sonderband, S. 38—53, Kiel.
DWARS, F.-W. (1960): Beiträge zur Glazial- und Postglazialgeschichte Südostrügens. — Schriften des Geographischen Instituts der Univ. Kiel 18, Heft 3, Kiel.
ERNST, TH. (1974): Die Hohwachter Bucht. Morphologische Entwicklung einer Küstenlandschaft Ostholsteins, Diss. Kiel.
EXON, N. (1972): Sedimentation in the Outer Flensburg Fjord Area (Baltic Sea) since the last Glaciation. — Meyniana 22, S. 5—62, Kiel.
FAIRBRIDGE, R. W. (1960): The Changing Level of the Sea. — Scientific American, Vol. 202, No. 5, p. 70—79.
FAIRBRIDGE, R. W. (1961): Eustatic Changes in Sea Level. — Physics and Chemics of the Earth 5, S. 99—185.
FLORIN, ST. (1963): Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. — Baltica 1, S. 233—264.
GAGEL, C. (1910): Die sogenannte Ancylushebung und die Litorinasenkung an der deutschen Ostseeküste. — Jahrb. d. preuß. geol. L.—A. 31, S. 203—226.
GAYE, J. (1951): Wasserstandsänderungen in der Ostsee in den letzten 100 Jahren. — Schriften d. Naturw. Vereins f. Schl.-Holst. 25, S. 196—203, Kiel.
GIERLOFF-EMDEN, H.-G. (1961): Nehrungen und Lagunen. Gesetzmäßigkeiten ihrer Formenbildung und Verbreitung. — P. M. 105. Jg., H. 2 S. 81—92 u. H. 3 S. 161—178.
GRAUL, H., (1960): Der Verlauf des glazialeustatischen Meeresspiegelanstieges, berechnet an Hand von C^{14}-Datierungen. — Dtsch. Geogr.tag Berlin 1959, Wiesbaden, S. 232—242.
GRIPP, K. (1952): Die Entstehung der Landschaft Ost-Holsteins. — Meyniana 1, S. 119—129, Kiel.
GRIPP, K. (1952): Die Entstehung der Lübecker Bucht und des Brodtener Ufers. — Die Küste 1, Heft 2, S. 12—14, Heide.
GRIPP, K. (1953): Die Entstehung der ostholsteinischen Seen und ihrer Entwässerung. — Schr. d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, Sonderband, S. 11—26, Kiel.
GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. — Neumünster.
GRONWALD, W. (1960): Welche Erkenntnisse zur Frage der vermuteten neuzeitlichen Nordseeküstensenkung hat die Wiederholung des deutschen Nordseeküstennivellements gebracht. — Die Küste 8, S. 66—82, Heide.
GUDME, o. Vorn. (1834): Wendtorfer und Wischer Hafdeich. — Neues Staatsbürgerl. Magazin 2, S. 884—889.
GUENTHER, E. W., G. NOBIS, K. RADDATZ u. R. SCHÜTRUMPF (1952): Frühgeschichtliche Moorfunde von Barsbek (Kreis Plön). — Meyniana 1, S. 32—57, Kiel.
HAARNAGEL, W. (1959): Meeresspiegelschwankungen an der deutschen Nordseeküste in historischer und prähistorischer Zeit. — Deutscher Geographentag Berlin 1959, Wiesbaden, S. 243—254.
HAFEMANN, D. (1960): Die Frage des eustatischen Meeresspiegelanstiegs in historischer Zeit. — Deutscher Geographentag Berlin 1959, Wiesbaden, S. 218—231.
HAHN, A. u. E. RIETSCHEL, (1938): Langjährige Wasserstandsbeobachtungen an der Ostsee. — VI. Balt. Hydrologische Konferenz, Hauptber. 13, Berlin.
HAHN, K. D., H. J. KÜHN u. M. MÜLLER WILLE (1971): Ein jüngereisenzeitliches Gräberfeld bei Langballigau, Krs. Flensburg-Land (Schleswig-Holstein). — Arch. Korrespondenzbl. 1, S. 231—236, Mainz.
Hassberger Schulchronik im Besitz der Volksschule Haßberg.
HINTZ, R. A. (1955): Die Entwicklung der Schleimündung. — Meyniana 4, S. 66—77, Kiel.
HINTZ, R. A. (1956): Methodisch-sedimentpetrographische Untersuchungen in der Strander Bucht. — Meyniana 5, S. 93—102, Kiel.
HINTZ, R. A. (1958a): Sedimentpetrographische und diluvialgeologische Untersuchungen im Küstenbereich des Landes Angeln. — Meyniana, 6, S. 116—126, Kiel.
HINTZ, R. A. (1958b): Die Strandwälle im Gebiet der Kolberger Heide und die Entstehung des Laboer Sandes. — Meyniana, 6, S. 127—130, Kiel.
HINZ, H. (1973): Der slawische Burgwall „Hochborre" in Ostholstein. — Archäolog. Korrespondenzblatt 3, S. 257—260, Mainz.

HINZ, K., F.-C. KÖGLER u. E. SEIBOLD (1971): Reflexionsseismische Untersuchungen mit einer pneumatischen Schallquelle und einem Sedimentecholot in der westl. Ostsee. — Meyniana 21, S. 17—24, Kiel.
HOERSCHELMANN, G. (1961): Vom Wendischen Gau zum Kirchspiel. — Die Heimat 68, Heft 10, S. 274—287.
HOIKA, J. (1970): Steinzeitliche Siedlungen und ihr Kontakt zur Ostseegeschichte. — Eiszeitalter und Gegenwart 21, S. 187.
HOIKA, J. (1972): Süssau, ein neolithischer Wohnplatz an der Ostsee. — Archäologisches Korrespondenzblatt 2, S. 17—19, Mainz.
HOLSTEIN, HR. v. u. CHR. VOSS (1798): Neverstorfer Hufencontract (1793). — A. Niemann (Hrsg.): Miscellaneen, historischen, statistischen und oekonomischen Inhalts, Bd. 1, Altona u. Leipzig, S. 190—197.
HORN, D. (1965): Zur geologischen Entwicklung der südlichen Schleimündung im Holozän. — Meyniana 15, S. 41—58, Kiel.
HUCKE, K. (1968): Kaköhl und Futterkamp, Kreis Plön. und: Lütjenburg, Kreis Plön. — Neugebauer, W., Führer zu vor- und frühgeschichtl. Denkmälern, Hansestadt Lübeck, Ostholstein, Kiel, Bd. 10, Mainz, S. 175—179 und 182—183.
HURTIG, TH. (1955): Zur Frage der postdiluvialen Überflutung der südwestlichen Ostseeküste. — PM 99, S. 90—99, Leipzig.
HURTIG, TH. (1969): Zum letztglazialen Abschmelzmechanismus im Raume des Baltischen Meeres, — Wiesbaden.
JANKUHN, H. (1957): Die Frühgeschichte. — Geschichte Schleswig-Holsteins, Bd. 3 (Hrsg. O. Klose), Kiel.
JARKE, J. (1951): Die Sedimentation in den schleswig-holsteinischen Förden. — Schriften des Naturw. Vereins f. Schl.-Holst. 25, S. 204—210, Kiel.
JELGERSMA, S. (1971): Sea-level Changes during the Last 10000 Years. — Applied Coastal Geomorphology, J. A. Steers (Hrsg.), London.
KAACK, H. (1970): Die Fremdenverkehrslandschaft in der Hohwachter Bucht. — Unveröff. Realschullehrerexamensarbeit, Kiel.
KAHLFUSS, H. J. (1969): Landesaufnahme und Flurvermessung in den Herzogtümern Schleswig, Holstein und Lauenburg vor 1864. — Neumünster.
KANNENBERG, E.-G. (1951): Die Steilufer der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste. Probleme der marinen und klimat. Abtragung. — Schriften des Geogr. Inst. d. Univ. Kiel 14, Heft 1, Kiel.
KANNENBERG, E.-G. (1953): Der Priwall. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Travemündung im Postglazial.-Schriften d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, Sonderband, S. 27—37, Kiel.
KANNENBERG, E.-G. (1955): Deiche und Entwässerungsanlagen an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste vor 1872. — Die Heimat 62, S. 49—53.
KANNENBERG, E.-G. (1956a): Extrem-Wasserstände an der deutschen Beltseeküste im Zeitraum 1901 bis 1954. — Schriften d. Naturw. Vereins f. Schleswig-Holstein 28, Heft 1, S. 3—16, Kiel.
KANNENBERG, E.-G. (1956b): Das neolithische Grab am Strandwall beim Dahmer Moor und seine fragwürdige Bedeutung für die Datierung des Endes der Litorina-Transgression. — Schriften d. Naturw. Vereins f. Schl.-Holst. 28, Heft 1, S. 17—20, Kiel.
KANNENBERG, E.-G. (1958/59): Schutz und Entwässerung der Niederungsgebiete an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. — Die Küste, 7, S. 47—106, Heide.
KIECKSEE, H. (1972): Die Ostsee-Sturmflut 1872. — Schriften des Deutschen Schiffahrtsmuseum 2, Heide.
KLIEWE, H. (1960): Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. — Neuere Arbeiten zur mecklenburgischen Küstenforschung 5, Berlin.
KLIEWE, H. (1965): Zum Litorinamaximum aus südbaltischer Sicht. — Wiss. Z. d. Univ. Jena, Math.-nat. 14, S. 85—94.
KLIEWE, H. (1966): Quartärmorphologische Prinzipien und Probleme in Küstengebieten pleistozäner Vergletscherung in den Mittelbreiten. Beispiel: Vergleich Südschwedens mit Nordmecklenburg. — Wiss. Veröff. d. Dt. Inst. f. Länderkunde, N. F. 23/24, S. 23—39.
KLIEWE, H. u. E. LANGE (1968): Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. — P. M. Heft 4, S. 241—255, Leipzig.

KLOSE, O. (1955—71): Geschichte Schleswig-Holsteins. — Bd. I—VI, Kiel.
KLOSE, O. (—): Neudorff, Kirchspiel Lütjenburg Kreis Plön. — Unveröffentl. Manuskript.
KLUG, H., (1969): Küstenlandschaft zwischen Kieler Förde und Fehmarn-Sund. — Schriften des Geogr. Inst. d. Univ. Kiel 30, Kiel, S. 147—159.
KLUG, H. (1973a): Neue Forschungen zur Küstenentwicklung im Südwestlichen Ostseeraum. — Kieler Universitätstage 1973. — Skandinavien und Ostseeraum, Kiel, S. 101—126.
KLUG, H. (1973b): Die Landschaft als Geosystem. — Schriften des Naturw. Vereins f. Schl.-Holst. 43, S. 29—43, Kiel.
KLUG, H., H. ERLENKEUSER, TH. ERNST u. H. WILLKOMM (1973c): Sedimentationsabfolge und Transgressionsverlauf im Küstenraum der östlichen Kieler Außenförde während der letzten 5000 Jahre. — Offa 30, (erscheint 1974).
KOCK, O. (1953): Die Orts- und Flurnamen des Kreises. — Heimatbuch des Kreises Plön, Plön, S. 383—389.
KÖHLER, J. (1970): Morphologische Untersuchungen im Küstenbereich der Probstei. — (Unveröffentl. Realschullehrerexamensarbeit), Kiel.
KÖSTER, R. (1955): Die Morphologie der Strandwall-Landschaften und die erdgeschichtliche Entwicklung der Küsten Ostwagriens und Fehmarns. — Meyniana 4, S. 52—65, Kiel.
KÖSTER, R. (1958): Die Küsten der Flensburger Förde. Ein Beispiel für Morphologie und Entwicklung einer Bucht. — Schriften des Naturw. Vereins f. Schl.-Holst. 29, S. 5—18, Kiel.
KÖSTER, R. (1960): Zur Frage der gegenwärtigen Senkung der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. — Die Küste 8, S. 131—159, Heide.
KÖSTER, R. (1960): Junge isostatische und eustatische Bewegungen im südlichen und westlichen Ostseeraum. — Geol. u. Paläont. Jb. Mh., S. 70—95.
KÖSTER, R. (1961): Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. — Meyniana 11, S. 23—81, Kiel.
KOLP, O. (1964): Der eustatische Meeresanstieg im älteren und mittleren Holozän, dargestellt auf Grund der Spiegelschwankungen im Bereich der Beltsee. — P. M. 108, S. 54—61, Leipzig.
KOLP, O. (1965): Paläographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. — Beiträge zur Meereskunde, Heft 12—14, S. 19—59.
KOLUMBE, E. (1932): Pollenanalytische Untersuchung der Schönberger Strandmorre (Salzwiesen) in Holstein. — Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 53, S. 408—420.
LAUR, W. (1967): Historisches Ortsnamenlexikon von Schleswig-Holstein. — Gettorfer Schriften 8, Schleswig.
LILLELUND, K. (1960): Der Sehlendorfer Binnensee. — Zeitschrift Fischerei, N. F., S. 291—320 u. S. 365—406.
LUNDBECK, J. (1926): Die Bodentierwelt norddeutscher Seen. — Archiv f. Hydrobiologie, Suppl. Bd. 7.
LUTZE, G. F. (1965): Zur Foraminiferen-Fauna der Ostsee. — Meyniana 15, S. 75—142, Kiel.
LUTZE, G. F. (1968): Jahresgang der Foraminiferen-Fauna in der Bottsand-Lagune (Westl. Ostsee). — Meyniana 18, S. 13—30, Kiel.
MAGENS, C. (1957): Küstenforschungen im Raum Fehmarn-Nordwagrien. — Die Küste 6 Heft 1, S. 4—39, Heide.
MARTENS, D. (1927): Morphologie der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. — Veröff. d. Schl.-Holst. Univ. Ges. 7, S. 1—72, Breslau.
MICHELSEN, A. L. J. (1839—49): Urkundensammlung der Schleswig-Holstein-Lauenburg. Gesellschaft für vaterländische Geschichte, Kiel.
MÜLLER-WILLE, M., u. F. Voss (1973): Geomorphologische und Archäologische Untersuchungen im Mündungsgebiet der Langballigau. — Archäolog. Korrespondenzblatt 3, S. 123—127, Mainz.
MODEL, F. (1950): Gegenwärtige Hebung im Ostseeraum. — Mitteilungen der Geogr. Ges. Hamburg 49, S. 64—115.
NEUGEBAUER, W. (1968): Zur Frühgeschichte des Ostholsteinisch-Lübeckischen Raumes. — — Führer zu vor- und frühgeschichtl. Denkmälern, Hansestadt Lübeck, Ostholstein, Kiel. Bd. 10, S. 30—42, Mainz.
NIEMANN, A. (1798): Miscellaneen, historischen, statistischen und oekonomischen Inhalts, 1, Altona und Leipzig.
NIETZKE, G. (1937): Die Kossau. — Archiv für Hydrobiologie, S. 1—74.

NILSSON, T. (1948): Versuch einer Anknüpfung der postglazialen Entwicklung des nordwestdeutschen und niederländischen Flachlandes an die pollenfloristische Zonengliederung Südskandinaviens. — Lunds. Univ. Arsskrift N. F. 44, 2.
N.N. (—): Hohwacht. Perle der Ostsee. — Hergestellt im Auftrage der Kurverwaltung.
N.N. (—): Laboratoriumsmethoden der Angewandten Geologie. — Unveröff. Manuskript des Geologischen Instituts, Kiel.
OLDEKOP, H. (1908): Topographie des Herzogtums Holstein. — Kiel.
Ostsee Handbuch (1959 und 1967): IV. Teil Nr. 2003. — Deutsch. Hydrogr. Inst. Hamburg.
OTTO, W. (1952): Sedimentpetrographische Untersuchungen an der Küste der inneren Lübecker Bucht. — Die Küste 1, Heft 2, S. 45—54, Heide.
OVERBECK, H. (1950): Die Moore Niedersachsens. — Veröff. Niedersächs. Amt für Landesplanung und Statistik, Bremen.
PETERSEN, M. (1952): Abbruch und Schutz der Steilufer an der Ostseeküste. — Die Küste 1, Heft 2, S. 100—152, Heide.
PRANGE, W. (1967): Geologie des Holozäns in den Marschen des Nordfriesischen Festlandes. — Meyniana 17, S. 45—94, Kiel.
PRANGE, W. (1970): Die Geologie als Hilfsmittel bei ur- und frühgeschichtlichen Untersuchungen in der Marsch. — Informationsblätter zu Nachbarwissenschaften d. Ur- und Frühgeschichte. Schriften d. Schleswiger Kreises, INW 1, Geologie 3, S. 1—4.
RAABE, E. W. (1968): Über die Vegetation der Wikinger-Gräber vor Langballig/Westerholz. — Jb. d. Angler Heimatvereins, S. 136—142.
RADDATZ, M. (1971): Wo lag der frühgeschichtliche Hafenort Rerik? — Die Heimat 78, S. 18—23.
REINKE, H. (1965): Die stereographische Luftbildanalyse als Hilfsmittel zur Moränengliederung. — Schriften d. Natur-Wiss. Vereins f. Schl.-Holst. 36, S. 91—93, Kiel.
REINKE, S. (1968): Die Entwicklung der alten Schwentine in Ostholstein. — Schrift. d. Naturw. Vereins f. Schl.-Holst. 38, S. 73—92. Kiel.
RUCK, K. W. (1970): Die Küstenverhältnisse im Bereich des Steilufers von Hohwacht. — Unveröff. Kursstudie, S. 1—5.
RUDLOFF, H. v. (1967): Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen Instrumentenbeobachtungen (1670). — Braunschweig.
SAEGEBARTH, J. (1966): Strandwälle, Haken und Nehrungen im Süden der Insel Poel. — Wiss. Zeitschr. d. Univ. Rostock (Math.-Nat. Reihe), Heft 7 /8, S. 905—922.
SCHLICHTING, E. und H.-P. BLUME (1966): Bodenkundliches Praktikum. — Hamburg.
SCHMITZ, H. (1952): Der pollenanalytische Nachweis der Besiedelung im Küstengebiet. — Abh. d. natur. Vereins Bremen 33, S. 57—66.
SCHMITZ, H. (1953): Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. — Berichte der Deutschen Botan. Gesellschaft 66, Heft 3, S. 151—166, Berlin.
SCHMITZ, H. (1954): Der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. — Mitteilungen des Geol. Staatsinst. Hamburg 23, S. 150—155.
SCHMITZ, H. (1955): Die pollenanalytische Gliederung des Postglazials im nordwestdeutschen Flachland — Eiszeitalter und Gegenwart 6, S. 52—59.
SCHOTT, C. (1953): (Hrsg.) Beiträge zur Landeskunde von Schleswig-Holstein. Schriften d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel.
SCHOTT, C. (1956): Die Naturlandschaften Schleswig-Holsteins. — Neumünster.
SCHOU, A. (1945): Det marine foreland. — Folia Geogr. Danica 4. Kopenhagen.
SCHOU, A. (1949): The Landscapes. Atlas över Danmark. (Hrsg.: N. Nielsen), Vol. I, Kopenhagen.
SCHOU, A. (1960): The Coastline of Djursland. A Study in East Danish shoreline development. — Geogr. Tidsskr.
SCHRÖDER, G. (1909): Am Großen Binnensee. — Die Heimat 19, S. 155—162.
SCHRÖDER, J. v. (1841, 1855/56): Topographie der Herzogthümer Holstein und Lauenburg, des Fürstenthums Lübeck und des Gebietes der freien und Hanse-Städte Hamburg und Lübeck. — Oldenburg/Holst.
SCHÜTRUMPF, R. (1954): Die empirische Buchen-Pollengrenze, eine neue Zeitmarke in ostholsteinischen Pollendiagrammen. — Meyniana 2, S. 193—203, Kiel.
SCHÜTRUMPF, R. (1972): Stratigraphie und pollenanalytische Ergebnisse der Ausgrabung des Ellerbekzeitlichen Wohnplatzes Rosenhof (Ostholstein). — Archäolog. Korrespondenzblatt 2, Heft 1, S. 9—16, Mainz.

Schütze, H. (1939): Kliffs, Strand und Riffe der Südküste der Eckernförder Bucht (Ostsee). — Geologie d. Meere und Binnengew. 3, S. 310—350, Berlin.
Schwabedissen, H. (1972): Rosenhof (Ostholstein), ein Ellerbek Wohnplatz am einstigen Ostseeufer. — Archäolog. Korrespondenzblatt 2, Heft 1, S. 1—8, Mainz.
Seefeldt, F. (1956): Aus der Geschichte der Lütjenburger Kirche. — (Festschrift zur 800 Jahr Feier), Lütjenburg.
Seefeldt, F. (1965): Lütjenburger Kirchenchronik. — Eutin 236 S., (vervielf. Maschinensch.)
Seemann, W. (1960): Der Sehlendorfer Binnensee. — Zeitschrift Fischerei N.F. S. 353—364, S. 407—416, S. 603—658.
Seibold, E. (1965): Der Große Belt in seiner Bedeutung für die rezenten Sedimente der Ostsee. — Baltica 2, S. 139—166.
Seibold, E. u. a. (1971): Marine Geology of Kiel Bay. — Sedimentology of parts of Central Europe Guidebook, S. 209—235.
Seifert, G. (1952): Der Aufbau und die geologische Entwicklung des Brodtener Ufers und der angrenzenden Niederungen. — Die Küste 1, Heft 2, S. 15—20, Heide.
Seifert, G. (1955): Die postglaziale Geschichte der Warder und der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen. — Meyniana 4, S. 37—51, Kiel.
Seifert, G. (1955b): Die Steilufer. Materiallieferanten der Sandwanderung. — Meyniana 4, S. 78—83, Kiel.
Seifert, G. (1962): Unveröffentl. Gutachten des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein zum Bau eines Hochwasserschutzdeiches in Kembs-Behrensdorf (Kreis Plön). — S. 1—11.
Seifert, G. (1963): Erdgeschichte der Grube-Wesseker-Niederung. — Jb. f. Heimatkunde im Kr. Oldenburg 7, S. 34—44.
Spethmann, H. (1950): Die Entstehung des Priwalls und die Geschichte der Travemündung. — Lübeckische Blätter 86, Nr. 7, Lübeck, S. 84—85.
Spethmann, H. (1953): Forschungen im innersten Winkel der südwestlichen Ostsee. — Mitt. Geogr. Ges. u. des Nat. hist. Museums in Lübeck, 2. Reihe, Heft 44.
Stanschuss-Attmannspacher, H. (1969): Die Entwicklung der Seeterrassen in Schleswig-Holstein. — Schriften d. Naturw. Vereins f. Schl.-Holst. 39, S. 13—28, Kiel.
Steers, J. A. (1971) (Hrsg.): Applied Coastal Geomorphology. — Introduction to Coastline Development, London.
Stolley, E. (1892): Die Kreide Schleswig-Holsteins. — Mitteil. a. d. Mineralog. Inst. d. Univ. Kiel, I 4, S. 191—309.
Struck, R. (1909): Übersicht der geologischen Verhältnisse Schleswig-Holsteins. — Lübeck.
Struwe, K. W. (1968): Sächsische und Slawische Burgen in Holstein. — Neugebauer, W., Führer zu vor- und frühgeschichtl. Denkmälern, Hansestadt Lübeck, Ostholstein, Kiel. Band 10, Mainz, S. 43—55, S. 179—182.
Struwe, K. W. (1971): Lag Reric an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste? — Die Heimat 78, S. 65—73.
Tapfer, E. (1940): Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. — Geologie der Meere und Binnengewässer 4, S. 113—244, Berlin.
Temmler, H. (1971): Unveröffentl. Gutachten des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein für die Verbindungsstraße Hohwacht-Kaköhl. — S. 1—16.
Tidelski, F. (o. J.): Untersuchungen über spät- und postglaziale Ablagerungen im Becken der kuppigen Grundmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins. — Archiv f. Hydrobiologie 20, S. 345—398.
Truelsen, G. (1973): Die Wasserstandsänderungen in der südwestlichen Ostsee während der letzten 100 Jahre. — Unveröffentl. Realschullehrerexamensarbeit, Geogr. Inst. Kiel.
Valentin, H. (1952): Die Küsten der Erde. Beiträge zur Allgem. und Regionalen Küstenmorphologie. — P. M. Geogr. Mitteilungen, Erg. Heft 246, 118 S. Leipzig.
Voss, F. (1967): Die morphologische Entwicklung der Schleimündung. — Hamburger Geogr. Studien 20.
Voss, F. (1968): Junge Erdkrustenbewegungen im Raume der Eckernförder Bucht. — Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft in Hamburg 57.
Voss, F. (1970): Der Einfluß des jüngsten Transgressionsablaufes auf die Küstenentwicklung der Geltinger Birck im Nordteil der westlichen Ostsee. — Die Küste 20, S. 101—113, Heide.
Voss, F. (1972): Neue Ergebnisse zur relativen Verschiebung zwischen Land und Meer im Raum der westlichen Ostsee. — Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 14, S. 150—168.

Voss, F., E. W. Raabe, u. M. Müller-Wille (1973): Das Höftland von Langballig an der Flensburger Förde. — Offa 30, im Druck, erscheint 1974.
Waldersee, I. v. (—): Berichte, Urkunden und Quellen des Neverstorffer Hauses. — Unveröffentl. Manuskript ca. 170 S.
Waldersee, I. v. (1963): Die Geschichte des Neverstorffer Hauses. — Unveröffentl. Masch.-Manuskript, 11 S.
Wasmund, E. (1926): Biocoenose und Thanatocoenose, biosoziologische Studie über Lebensgemeinschaften und Totengesellschaften. — Archiv f. Hydrobiologie 17, S. 1—116.
Wasmund, E. (1934): Diluviale Formengeschichte Ostholsteins. — Zeitschr. d. dt. geol. Ges. 86, S. 129—140.
Weidemann, H. (1955): Die Strömungsverhältnisse an den Küsten Fehmarns und Wagriens. — Dt. Hydrogr. Zeitschrift 8.
Wegemann, G. (1912): Die Veränderung der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. — Heimat 22, Heft 11, S. 265—270.
Wegemann, G. (1922): Die Seen Ostholsteins. — Ihre Entstehung, Raumverhältnisse und Spiegelschwankungen. Kiel.
Wegemann, G. (1936): Die Seen Nordelbiens. — Die Heimat 46, S. 228—234.
Wemelsfelder, P. J. (1960): Meereshöhe, Nivellementshöhe, Pegelnull. — Die Küste 8, S. 89—107, Heide.
Werner, F. (1963): Über den inneren Aufbau von Strandwällen an einem Küstenabschnitt der Eckernförder Bucht. — Meyniana 13, S. 108—121, Kiel.
Wetzel, W. (1927): Geologische Wanderungen in Schleswig-Holstein. VIII. Das Kossau-Tal von der Quelle bis zum Meer. — Die Heimat 37, S. 273—279.
Wetzel, W. (1953): Erdgeschichte im Kreise Plön. — Heimatbuch des Kreises Plön, Plön, S. 5—24.
Wetzel, W. (1956): Landschaftsgeschichte in Schleswig-Holstein. — Geogr. Rundschau 8, Heft 9, S. 333—338.
Willkomm, H. und H. Erlenkeuser (1969): University of Kiel. Radiocarbon Measurements IV. — Radiocarbon 11, No. 2, S. 423—429.
Willkomm, H. und H. Erlenkeuser (1971): University of Kiel Radiocarbon Measurements VI. — Radiocarbon 13, No. 2, S. 325—339.
Witt, o. Vorn. (1894): Ein Abschnitt aus der Geschichte Lütjenburgs. — Die Heimat 4, Heft 3, S. 60—73.
Witt, H. (1961): Die wilde „Kossau" gibt der Stadt Lütjenburg ihren Namen. — Die Heimat 68, Heft 10, S. 315—317.
Witt, K. H. (1964): Der Strukturwandel in Lütjenburg und seinem Nachbarschaftsgebiet. — (Diss. Univ. Hamburg 1962). Hamburger Geogr. Studien, Sonderheft Plön.
Witt, W. (1962): Die Geomorphologie der Küstengebiete der Ostsee von Schleswig-Holstein bis Pommern. — Erdkunde 16, Heft 1/4, S. 205—215.
Woldstedt, P. (1958): Das Eiszeitalter. — Bd. II, Stuttgart.
Ziegelmeier, E. (1957): Die Muscheln (Bivalvia) der deutschen Meeresgebiete. — Helgoländer wiss. Meeresuntersuchungen 6, Heft 1, S. 1—56.
Ziegelmeier, E. (1966): Die Schnecken (Gastropoda Prosobranchia) der deutschen Meeresgebiete und brackigen Küstengewässer. — Helgoländer wiss. Meeresuntersuchungen 13, Heft 1/2, S. 1—61.

B. Karten

1. Topographische Karten

1649 Nordertheill von Wagrien, ca. 1:110000 von J. Mejer in: C. Dankwerth (1652).

1789/97 Topographisch-Militaerische Charte des Herzogthums Holstein nebst dem Hochstifte Lübeck, dem Gebiethe der Reichsstaedte Hamburg und Lübeck und einem Theil des Herzogthums Lauenburg. — Im Maßstab 1:26293, aufgenommen unter der Direktion des Majors von Varendorf.
Blatt 23 (Hohwacht), Blatt 24 (Sehlendorf).

1789/96 derselbe Titel. — Im Maßstab 1:105172.

1877 Königlich-Preuss. Landesaufnahme von 1877. — Herausgegeben 1879 im Maßstab 1:25000; die Blätter Giekau und Hohwacht.

1938 Desgleichen mit Berichtigungen bis 1938. — Mehrfarbig herausgegeben; die Blätter 1629 Giekau (1950) und 1630 Hohwacht (1947).

1953/64 Desgleichen mit Berichtigungen und Nachträgen bis 1964. — Die Blätter 1628 Schönberg, 1629 Giekau, 1630 Hohwacht, 1728 Selent, 1729 Lütjenburg, 1730 Hansühn, 1828 Plön, 1829 Eutin.

1969/70 Desgleichen neu bearbeitet. — Die Blätter 1629 Giekau (1970), 1630 Hohwacht (1969).

1966/67 Grundkarten (im Maßstab 1:5000) des gesamten Untersuchungsgebietes.

2. Seekarten

1956/73 Deutsches Hydrographisches Institut (Hrsg.): Gabelsflach bis Heiligenhafen — (1:50000) Blatt 43, 1956 und 1973 (2. Ausgabe 1972 mit kleinen Berichtigungen). ders.: unveröffentlichte Arbeitskarten:

1965 Hohwacht Teil I und II, zu o11, 1:10000.

1964 Fehmarnsund, Seegebiet vor Heiligenhafen und Ostküste bei Großenbrode. — Zu o12 und zu o16, 1:12500

1962 Seegebiet zwischen Kieler Förde und Hohwacht Bucht. — Zu o10, 1:25000.

1953 Gewässer um Fehmarn Teil I. — Zu o13, 1:25000.

C. Luftbilder

1958 Todendorf, Behrensdorf, Waterneversdorf, Stöfs, Lütjenburg-Frederikenhof (1:18000) Film Nr. 49/1958, Streifen Nr. 2, 3, 4 Aufnahme Nr. 75, 76, 64, 65, 9—15 (Mil-Geo).

1961 Lütjenburg-Kaköhl (1:18000)
Film Nr. 55/1961, Streifen Nr. 1
Aufnahme Nr. 7335—7338 (Mil-Geo).

D. Luftbildschrägaufnahmen

1973 Todendorf-Döhnsdorf
freigegeben durch den Minister für Wirtschaft und Verkehr des Landes Schleswig-Holstein unter den Nummern SH 158—237 bis SH 158—334
(Aufnahmen des Verfassers).

Bild- und Kartenanhang

Bild 1: Kliff- und Strandwallküste der Hohwachter Bucht und die Strandseen Sehlendorfer und Großer Binnensee.
Im Vordergrund die Sandriff- und Strandwallbildungen vor dem Sehlendorfer Binnensee, daran anschließend das Hohwachter Kliff, die Lippe-Hohwachter Strandwallebene und das Kliff von Lippe mit der weit in die See reichenden Abrasionsterrasse.
Blickrichtung: WNW; Ort des Überfluges: Sehlendorf; 11.45 Uhr, 09.06.73
(freigegeben unter SH 158—286)

Bild 2: Aktive und fossile Kliffküste bei Hohwacht. Blickrichtung: W; Ort des Uberfluges: Ostsee östlich Hohwacht; 11.50 Uhr 09.06.73 (freigegeben unter SH- 158—247).

Bild 3: Junge Sandriff- und Strandwallbildungen vor dem Sehlendorfer Binnensee südlich Hohwacht. Die Häuserreihe am linken oberen Bildrand verläuft parallel zum Strandwallkamm der Küstenlinie von 1789/97.
Blickrichtung: WNW; Ort des Überfluges: Ostsee südlich Hohwacht; 11.50 Uhr, 09.06.73
(freigegeben unter SH- 158—249).

Bild 4: Strandbruch südöstlich des Tivoli, heutige Mündung des Sehlendorfer Binnensees (Osterbrök) mit deltaartigem Sedimentationskegel der eindringenden Sturmfluten. Blickrichtung: N; Ort des Überfluges: Südufer des Sehlendorfer Binnensees; 11.50 Uhr, 09.06.73 (freigegeben unter SH—158—251).

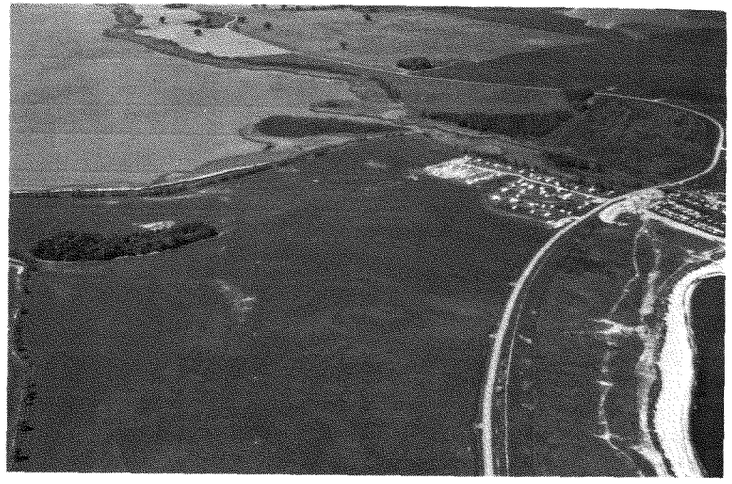


Bild 5: Strandwallebene und Seesandebene zwischen Lippe und Hohwacht, dem Großen Binnensee und der Ostsee.
Am linken Bildrand das bewaldete älteste Strandwall- und Hakensystem (Ehmser Berg). Blickrichtung: NW; Ort des Überfluges: westlich Strandersberg; 12.00 Uhr 09.06.73 (freigegeben unter SH—158—311).

Bild 6: Die ehemaligen Inseln des Kronswarders und der verschleppte Kossaumündungsarm (zum Teil durch Bewaldung verdeckt).
Blickrichtung: ESE; Ort des Überfluges: Ostufer des Großen Binnensees; 12.00 Uhr, 09.06.73 (freigegeben unter SH—158—318).

Bild 7: Schilftorfbildung auf Riffsanden bei P. 40—42 vor dem ältesten Strandwall- und Hakensystem des Ehmser Berges (Größenvergleich: Klappspaten). 10.20 Uhr, 20.11.71.