

ABHANDLUNGEN DES GEOGRAPHISCHEN INSTITUTS
DER
FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

herausgegeben von

E. FELS und J. H. SCHULTZE

BAND 4

GLAZIALMORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
IN OSTENGLAND

Ein Beitrag zum Problem der letzten Vereisung im Nordseeraum

VON

HARTMUT VALENTIN

Mit 28 Bildern, 2 Diagrammen und 10 Karten



1957

DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

ABHANDLUNGEN DES GEOGRAPHISCHEN INSTITUTS
DER
FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

herausgegeben von
E. FELS und J. H. SCHULTZE

BAND 4

GLAZIALMORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
IN OSTENGLAND

Ein Beitrag zum Problem der letzten Vereisung im Nordseeraum

VON
HARTMUT VALENTIN

Mit 28 Bildern, 2 Diagrammen und 10 Karten

1 9 5 7
DIETRICH REIMER VERLAG IN BERLIN

Als Habilitationsschrift

auf Empfehlung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin

gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft



Alle Rechte vorbehalten

2 1958. 2943 2

VORWORT

Seit 1950 habe ich mich bemüht, Bausteine für eine regionale Geographie des Nordseeraums zu gewinnen. Im Sommer 1950 begonnene Untersuchungen an der deutschen Nordseeküste zwischen Elbe- und Wesermündung waren noch nicht abgeschlossen, als mir im Herbst 1951 ein zweijähriges Forschungsstipendium des British Council an der Universität Cambridge zuteil wurde. So ergab sich die Möglichkeit, die Arbeiten auf der anderen Seite der Nordsee fortzusetzen. Ich danke auch an dieser Stelle der Freien Universität Berlin und den beiden damaligen Direktoren des Geographischen Instituts, Prof. Dr. W. BEHRMANN und Prof. Dr. E. FELS, für die Beurlaubung während jener langen Zeit. Vor allem aber gilt mein Dank dem British Council und Professor J. A. STEERS, Direktor des Geographischen Instituts der Universität Cambridge, für die wirklich großzügige Förderung aller meiner Vorhaben in Großbritannien.

Abgesehen von mehreren länderkundlichen Studienreisen durch ganz England und Schottland habe ich mich vorwiegend geomorphologischen Problemen gewidmet. Wohl wurde dabei wieder die Küstenmorphologie berücksichtigt, besonders die Frage der Vertikal- und Horizontalbewegungen an den britischen Küsten. Doch noch wichtiger erschien bald das Problem der Ausdehnung der letzten Vereisung im Nordseeraum. Daher erstreckten sich die hierzu erforderlichen glazialmorphologischen Geländeuntersuchungen in Ostengland auf das Frühjahr, den Sommer und Herbst 1952 sowie den Sommer 1953, während die ergänzenden Innenarbeiten den größten Teil der Zwischenzeit ausfüllten. Bei diesen Arbeiten wurde ich von zahlreichen britischen Behörden und Einzelpersonen unterstützt, ohne daß es möglich wäre, sie hier sämtlich aufzuführen; einige von ihnen sind im Abschnitt A II des Textes genannt.

Das Ergebnis der glazialmorphologischen Untersuchungen wurde im Frühjahr 1955 von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin als Habilitationsschrift angenommen. Aber mehr als zwei Jahre vergingen, bevor mit dem Druck begonnen werden konnte. Zuerst galt es, die finanzielle Grundlage hierfür zu schaffen. Dies war trotz Fortlassung der detaillierten Aufzeichnungen meiner Handbohrungen, der Pollendiagramme sowie von 22 Bildern sehr schwierig. Ich bin der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu großem Dank verpflichtet, daß sie dann durch eine hohe Beihilfe den Druck der Arbeit einschließlich der farbigen

Höhenschichtenkarte ermöglichte. Zweitens jedoch war die Reinzeichnung der Beilagen äußerst langwierig, vor allem jener Höhenschichtenkarte, und wurde durch unvorhergesehene Unterbrechungen immer wieder verzögert. Wenn sie jetzt endlich ihrem Abschluß entgegengeht, so verdanke ich das nur der verständnisvollen Geduld der beiden jetzigen Institutsdirektoren, Prof. Dr. E. FELS und Prof. Dr. Dr. J. H. SCHULTZE, sowie der Kartographin des Instituts, Frau T. MARQUARDT.

Infolge dieses verspäteten Erscheinens der Abhandlung ließ es sich nicht umgehen, einige Ergebnisse schon kurz in anderen Veröffentlichungen anzudeuten. So wurde bereits über das Vorhandensein einer Jungmoränenlandschaft in Ost-Holderness berichtet (1953 b) und die Bedeutung der dortigen Glazialformen für den Kliffrückgang gewürdigt (1954 b, S. 310). Die Hauptresultate wurden im I. Teil meines Vortrags auf dem Deutschen Geographentag Hamburg 1955 zusammengefaßt (erschieden 1957). Umgekehrt sind die Erkenntnisse des II. und III. Teils jenes Vortrags dem Schlußkapitel C II der vorliegenden Arbeit zugute gekommen. Aber von dieser Ausnahme abgesehen, ist das Manuskript im wesentlichen im Februar 1955 abgeschlossen worden; spätere Veröffentlichungen konnten nicht mehr berücksichtigt werden.

Berlin-Zehlendorf, im Dezember 1957.
Am Karpfenpfuhl 1.

Hartmut Valentin

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	3
A. Einleitung: Problemstellung und Untersuchungsmethoden	7
I. Das Problem	7
II. Die Untersuchungsmethoden	10
a. Geomorphologische Methoden	10
b. Geologische Methoden	13
B. Hauptteil: Die regionalen Untersuchungen ..	16
I. Das nördliche Ausgangsgebiet	16
a. Das östliche Vale of Pickering	17
1. Die Fläche von Filey	17
2. Das Hügelland von Muston	17
3. Die Ebene der Carrs	18
b. Die nordöstlichen Yorkshire Wolds	19
1. Der Höhenrücken auf der Nordseite von Flamborough Head	19
2. Das Hügelland auf der Südseite von Flamborough Head	20
3. Das Innere der nordöstlichen Yorkshire Wolds	25
c. Zusammenfassung der Entwicklungsgeschichte	26
II. Holderness und Umrahmung	27
a. Der Osthang der Yorkshire Wolds	27
1. Die Kreidekalkhöhen der Yorkshire Wolds	27
2. Der niedere Osthang der Yorkshire Wolds	29
3. Der Ostfuß der Yorkshire Wolds	30
b. Das Tiefland von West-Holderness	33
1. Die Tiefebene von Hull	33
2. Das Inselhügelland von Mittelwest-Holderness	34
3. Das Hügelland von Nord-Holderness	38
c. Das Hügelland von Ost-Holderness	44
1. Die westliche Begrenzung	44
2. Die Höhenrücken	50
3. Die Täler	55
d. Zusammenfassung der Entwicklungsgeschichte	64
III. Das südliche Anschlußgebiet	67
C. Schluß: Ergebnisse und Folgerungen	74
I. Die Hauptergebnisse	74
II. Die Folgerungen	75
a. Die Ausdehnung der letzten Vereisung am Nordseeboden	75
b. Die Entwässerung des Nordseeraums während der letzten Eiszeit	78
Bohrungsverzeichnis	81
Schriftenverzeichnis	85

Verzeichnis der Bilder, Diagramme und Karten

Bild 1.	Filey Bay und die Fläche um Filey von Norden nach Süden	21
Bild 2.	Kleines Söll am Nordosthang des Beacon Hill bei Filey	21
Bild 3.	Die Jungendmoräne bei Speeton im Nordwesten der Halbinsel Flamborough Head	22
Bild 4.	Die Halbinsel Flamborough Head mit dem Dane's Dyke von Süden	22
Bild 5.	Verwerfung in eiszeitlichen Schottern nördlich Cottingham	23
Bild 6.	Austrittsstelle des alten Kliffs und Strandbes bei Sewerby nordöstlich Bridlington	23
Bild 7.	Blick vom Castle Hill über die Marsch zur Endmoräne von Sutton-on-Hull	24
Bild 8.	Blick auf den geschiebelehmbedeckten Riedel der Yorkshire Wolds bei Ravenhorpe	24
Bild 9.	Gestauchte Sande und Kiese im Cruckley Hill bei Brigham, Nordwest-Holderness	45
Bild 10.	Das Os Barf Hill, gesehen vom letzten Rest des Thornham Hill, Nord-Holderness	45
Bild 11.	Kreuzgeschichteter Kies am Nordende des Oses Thornham Hill	45
Bild 12.	Kliff nordöstlich Bridlington aus Geschiebelehm und Geröllschichten	46
Bild 13.	Kliff bei Wilsthorpe südlich Bridlington aus Bänderton mit Kiesdecke	46
Bild 14.	Niedriges Kliff bei Fraisthorpe (südlich Wilsthorpe) mit postglazialen Seeablagerungen	46
Bild 15.	Withow Hole bei Skipsea, Nordost-Holderness	47
Bild 16.	Söllreiche Jungmoränenlandschaft um das Dorf Swine, Ost-Holderness	47
Bild 17.	Tal des Keyingham Drain mit der Kiesstauchmoräne von Keyingham, Ost-Holderness	48
Bild 18.	Jungmoränenlandschaft bei Sproatley und Burton Constable, Ost-Holderness ..	48
Bild 19.	Die Kliffreihenküste von Ost-Holderness mit Jungmoränen zwischen Grimston und Tunstall	69
Bild 20.	Der Rinnensee Hornsea Mere und Hornsea von Südsüdwesten	69
Bild 21.	Das Tal von Aldbrough mit dem Lambwath Stream südlich Rise, Ost-Holderness	70
Bild 22.	Das Tal von Aldbrough unmittelbar nördlich des gleichnamigen Dorfes	70
Bild 23.	Old Hive zwischen Holmpton und Out Newton, Südost-Holderness	70
Bild 24.	Schmelzwassertal bei Thornton Abbey, Nordost-Lincolnshire	71
Bild 25.	Das jetzt völlig verbaute Geschiebelehmkliff in Cleethorpes östlich Grimsby	71
Bild 26.	Blick von den Lincolnshire Wolds auf die „Middle Marsh“ bei Fotherby nördlich Louth	72
Bild 27.	Kliff bei Hunstanton, Nord-Norfolk, aus Unter- und Oberkreide	72
Bild 28.	Blick vom Blakeney Ridge in Nord-Norfolk nach Westen in Richtung Morston	72
Diagr. 1.	Bohrungen im Tal von Bridlington	41
Diagr. 2.	Bohrungen im Tal von Withernsea	61
Karte 1.	Oberfläche der Kreide unter Hull	bei 32
Karte 2.	Oberfläche des Pleistozäns unter Hull	bei 33
Karte 3.	Oberfläche der Kreide unter Holderness	} im Anhang
Karte 4.	Oberfläche des Pleistozäns in Holderness	
Karte 5.	Höhenschichtenkarte von Holderness und Umrahmung	
Karte 6.	Glazialmorphologische Karte von Holderness und Umrahmung	bei 52
Karte 7.	Tiefenkarte der Silver Pit	76
Karte 8.	Der ostenglische Gletscher während des Höhepunktes der letzten Eiszeit	bei 76
Karte 9.	Tiefenkarte der Nordsee westlich Jütlands	bei 77
Karte 10.	Der Nordseeraum während des Höhepunktes der letzten Eiszeit	79

A. EINLEITUNG

PROBLEMSTELLUNG UND UNTERSUCHUNGSMETHODEN

I. Das Problem

Die Entwicklungsgeschichte des Nordseeraumes ist reich an offenen Fragen. Dies gilt nicht nur für die ältere Vergangenheit, die allein der Geologe zu erforschen hat. Das trifft trotz mancher Fortschritte auch noch für die Entwicklung während des Eiszeitalters zu, welche von so großer geographischer Bedeutung ist.

Die Verhältnisse an der Wende Tertiär/Quartär versuchte ich kürzlich etwas zu erhellen (VALENTIN 1951/52). Danach setzte im mittleren Pliozän eine großartige Auftauchung des Nordseerahmens ein, und in den Ablagerungen des südlichen Nordseeraumes lassen sich zwei durch ein Interstadial getrennte Stadien der Günz-Eiszeit unterscheiden, ohne daß die Gletscher jedoch wesentlich über die norwegischen und schottischen Hochlande hinausgekommen zu sein scheinen. In dem darauf folgenden Günz-Mindel-Interglazial zog sich die Nordsee entgegen der glazial-eustatischen Theorie vielleicht noch weiter zurück (Cromer Forest Bed). Die Mindel- (Elster-) Eiszeit brachte dann eine erste allgemeine Vergletscherung des Nordseeraums: Skandinavisches Eis schob sich bis etwa zu der Linie Weserbergland — nordöstlichste Niederlande — englische Ostküste vor (North Sea Glaciation), britisches Eis dehnte sich angeblich bis zur Themse aus (?), während der Hauptteil der Niederlande eisfrei blieb. Aus der Rückzugsperiode dieser Vereisung dürfte der in Nordwestdeutschland weit verbreitete Lauenburger Ton stammen. Ihm folgten die Ablagerungen der Holstein-See, die sich entsprechend der glazial-eustatischen Theorie im großen Mindel-Riss-Interglazial einstellte. Sind aber die marinen Schichten von Corton, Kirmington und Kelsey Hill in Ostengland mit ihr gleichzusetzen (P. WOLDSTEDT 1950 b)?

Zur Riss- (Saale-) Eiszeit überzogen die Gletscher noch einmal den Nordseeraum, diesmal bis über den Niederrhein und an die Themse (Great Eastern Glaciation). Es herrscht Übereinstimmung darüber, daß das

britische Eis an der englischen Ostküste vom skandinavischen Inlandeis nach Südsüdwesten abgedrängt wurde, daß also beide aneinanderstießen. Es fehlen jedoch alle Beweise für den daraus gefolgerten Eisstausee zwischen Rhein- und Themsemündung sowie für dessen Abfluß durch die Straße von Dover und den Kanal (L. D. STAMP 1936, S. 148). Allgemein wird die nächste Vereisung in Ostengland, die Little Eastern Glaciation, mit dem norddeutschen Warthe-Stadium parallelisiert. D. F. W. BADEN-POWELL (1948) und P. WOLDSTEDT (1950 b) fassen beide aber als Schlußphase der Riss- (Saale-) Eiszeit auf und stellen sie damit vor das letztinterglaziale Eem-Meer, während sie nach F. E. ZEUNER (1937; 1950, S. 189), R. F. FLINT (1947, S. 343), W. J. ARKELL (1951, S. 19) u. a. jünger als das Eem-Meer sind und ein erstes Stadium der letzten Eiszeit verkörpern (Würm I).

Dies sind nur wenige Beispiele von den zahlreichen Problemen der Quartärgeschichte des Nordseeraums. Sie mögen zugleich einen ganz kurzen Überblick über die Entwicklung bis zum letzten Interglazial geben. Das letzte Beispiel hängt nun bereits mit dem geographisch bedeutsamsten Problem zusammen: der Ausdehnung der letzten Vereisung im Nordseeraum. Waren das Warthe-Stadium und die Little Eastern Glaciation tatsächlich eine Frühphase der letzten Vereisung, so erstreckte sich diese auf dem Festlande bis zum Fläming, zur Lüneburger Heide und zum westlichen Schleswig-Holstein sowie in Großbritannien bis nach East Anglia. Dann waren das skandinavische und britisches Inlandeis höchstwahrscheinlich wie bei den beiden vorhergehenden Vereisungen in der Nordsee miteinander verschmolzen. Gehörten das Warthe-Stadium und die Little Eastern Glaciation aber noch zur Riss- (Saale-) Eiszeit, so verlief die Grenze der letzten Vereisung weiter nördlich. Freilich, auch wenn man diese stratigraphische Frage zunächst noch offenläßt und lediglich die Ausdehnung der eindeutig würmglazialen Weichsel-Vereisung mit ihren

Äquivalenten betrachtet, so ergeben sich noch genug Schwierigkeiten. Es empfiehlt sich, in aller Kürze den Stand der Forschung a) auf dem europäischen Festland, b) in Ostengland und c) in der Nordsee selbst zu beleuchten.

a) In Nordwestdeutschland konnten O. TIETZE (1916) und K. GRIPP (1924) die morphologische Grenze der Weichsel-Vereisung nördlich des Glogau-Baruther Urstromtals, im südlichen Mecklenburg und im östlichen Schleswig-Holstein festlegen. Die Grenze setzt sich nach den Untersuchungen N. V. USSINGS (zusammengefaßt 1910, S. 30) in der mitteljütischen Endmoräne fort, welche sich südlich des Lim-Fjords nach Westen wendet und im Bovbjerg in die Nordsee hinausstreicht. Auch V. MILTHERS (1948, S. 225) betont den Gegensatz zwischen der frischen Jungmoränenlandschaft im Osten und der ausgeglichenen Altmoränenlandschaft westlich dieser Linie. Auf dem europäischen Festland scheint der Verlauf der Grenze der Weichsel-Vereisung also geklärt zu sein.

b) Wo aber liegt die entsprechende Grenze in Ostengland? Im bisherigen Schrifttum wurde als Äquivalent der Weichsel-Vereisung allgemein der rotbraune Geschiebelehm von Hessele und Hunstanton angesehen, welcher das östlichste Yorkshire und Lincolnshire sowie das nördlichste Norfolk bedeckt (z. B. F. E. ZEUNER 1937; R. F. FLINT 1947, S. 343; P. WOLDSTEDT 1950 b). Diese Korrelation wurde nun neuerdings von den irischen Wissenschaftlern A. FARRINGTON und G. F. MITCHELL angezweifelt (1951). Auf einer Fahrt durch Ostengland glaubten sie, einen Gegensatz zwischen den frischen Glazialformen nördlich Flamborough Head und einer gealterten Glaziallandschaft südlich davon zu erkennen. Sie folgerten daraus, daß die letzte Vereisung an der englischen Ostküste nur bis Flamborough Head gereicht hätte. So stehen sich hier zur Zeit zwei sehr verschiedene Meinungen gegenüber: Nach der einen wäre die der norddeutschen Weichsel-Eiszeit entsprechende Vergletscherung bis nach Norfolk vorgestoßen; nach der anderen hätte sie sich nur bis Flamborough Head, also 140 km weniger weit, nach Süden erstreckt.

c) Auf Norddeutschland übertragen hieße dies zum Beispiel, daß wir nicht wüßten, ob

die Weichsel-Vereisung bis zum Brandenburger Stadium im Süden der Mark oder nur bis zum Pommerschen Stadium im Norden reichte. Doch so wichtig das für die Umgebung Berlins wäre, die Bedeutung des Unsicherheitsfaktors von 140 km ist noch größer an der englischen Ostküste. Denn jede Rekonstruktion der letzten Vereisung in der jetzigen Nordsee hat selbstverständlich an den beiden Küstenpunkten anzusetzen, wo die Vereisungsgrenze vom Lande in das Meer hinausstreicht. Eine Rekonstruktion wie die jüngst von O. PRATJE veröffentlichte (1951, S. 113), welche nur an den bekannten Ausstreichpunkt in Jütland anknüpft und die Verhältnisse auf der anderen Seite der Nordsee unberücksichtigt läßt, muß in der Luft schweben. Damit kommt der Lage des Ausstreichpunktes in Ostengland eine entscheidende Rolle zu. Dehnte sich der ostenglische Gletscher bis Norfolk aus, so war er wahrscheinlich wie bei den früheren Vereisungen mit dem skandinavischen Inlandeis in der Nordsee vereinigt. Dies wurde auch von K. GRIPP (1937, Fig. 4), P. TESCH (1939, S. 178), H. L. MOVIOUS (1942, Fig. 8), R. F. FLINT (1947, Taf. 3), L. J. WILLS (1951, S. 62) u. a. angenommen, während J. K. CHARLESWORTH (1931, S. 68) und L. D. STAMP (1936; 1949, S. 166) sich trotzdem eine Sonderung der Eismassen vorstellen zu können glauben. Erstreckte sich der ostenglische Gletscher dagegen nur bis Flamborough Head, so war er sicherlich durch die größtenteils trockengefallene Nordsee vom skandinavischen Inlandeis getrennt.

Diese Vereinigung oder Trennung des skandinavischen und britischen Eises mußte aber weitere bedeutende Konsequenzen haben. War die nördliche Nordsee tatsächlich ganz von der Vergletscherung bedeckt, so konnten die Schmelzwässer, vor allem der große Elbe-Urstrom, und die von den Mittelgebirgen kommenden Flüsse Weser, Rhein, Maas, Themse usw. nicht nach Norden ablaufen. Sie sammelten sich entweder in der südlichen Nordsee zu einem ungeheuren Eisstausee, der in der heutigen Straße von Dover überfloß und durch den weitgehend trocken liegenden Kanal zum Atlantik entwässerte, — oder sie liefen, wie bereits A. PENCK (1936, S. 230) annahm, als ein gewaltiger Urstrom durch die südliche Nordsee, die Straße von Dover und

den Kanal zum Atlantik ab. Das dürfte von der damaligen Höhenlage der Dover-Calais-Schwelle gegenüber dem südlichen Nordseebecken abgehangen haben. War die nördliche Nordsee dagegen teilweise eisfrei, so konnte die Entwässerung des Inlandeises und der Mittelgebirge nach Norden vor sich gehen.

Man sieht: Da die Grenze der Weichsel-Vereisung auf dem europäischen Festland festliegt, ist die Kenntnis ihres Verlaufs in Ostengland der Schlüssel zur Rekonstruktion der Vergletscherung und Entwässerung des Nordseeraums während der letzten Eiszeit. Es war daher die Hauptaufgabe der vorliegenden Untersuchung, die Grenze der letzten Vereisung in Ostengland möglichst genau zu bestimmen. Mit den im folgenden Abschnitt (A II) geschilderten Methoden wurden eingehende regionale Untersuchungen durchgeführt, deren Resultate im Hauptteil B

beschrieben sind. Dabei ging ich von dem Gebiet aus, das nach der übereinstimmenden Ansicht aller Wissenschaftler unzweifelhaft von der letzten Vereisung bedeckt war: der Jungmoränenlandschaft bei Filey am Ostende des Vale of Pickering und auf der Nordseite von Flamborough Head (B I). Als besonders problemreich erwies sich der Raum Holderness und Umrahmung in Ost-Yorkshire, welcher deshalb ausführlicher dargestellt ist (B II). Demgegenüber zeigte das südlich anschließende Gebiet von Lincolnshire und Norfolk wieder so eindeutige Verhältnisse, daß es nur ganz kurz gestreift zu werden braucht (B III). Am Schluß der Arbeit werden die Ergebnisse über die Grenze der letzten Vereisung in Ostengland zusammengefaßt (C I) und daraus einige Folgerungen auf die Ausdehnung der Vergletscherung und die Entwässerung im Nordseeraum während der letzten Eiszeit gezogen (C II).

II. Die Untersuchungsmethoden

Die Bestimmung der Grenze der letzten Vereisung in Ostengland kann im wesentlichen a) mit geomorphologischen und b) mit geologischen Methoden erfolgen. Als Geograph lag mir die geomorphologische Arbeitsweise von vornherein näher. Hinzu kam, daß die ostenglische Glaziallandschaft erstaunlicherweise noch niemals geomorphologisch untersucht worden war. Auch die Beobachtungen von FARRINGTON und MITCHELL (1951) waren ja nur ein erster und leider recht flüchtiger Ansatz dazu. So unglaublich es für einen norddeutschen oder dänischen Wissenschaftler klingen mag, so beschränkte sich die Erforschung des ostenglischen Pleistozäns bisher auf eine einfache geologische Kartierung von Geschiebelehm, Sand usw. sowie auf wiederholte Versuche stratigraphischer Gliederung und Korrelation der Ablagerungen.

Dennoch fand keiner dieser Versuche allgemeine Anerkennung. Man vergleiche allein für Ost-Yorkshire und -Lincolnshire außer dem Überblick von V. WILSON (1948, S. 75) die einander widersprechenden Auffassungen von C. REID (1885), G. W. LAMPLUGH (1898), P. F. KENDALL und H. E. WROOT (1924), S. MELMORE (1935), W. S. BISAT (1939), R. G. CARRUTHERS (1947/48), H. H. SWINNERTON und P. E. KENT (1949)! Ich konnte von einem eigenen derartigen Versuch um so mehr absehen, als mein Freund L. F. PENNY, Lecturer in Geology am Hull University College, zur Zeit eine Abhandlung über die Stratigraphie der verschiedenen ostenglischen Geschiebelehme vorbereitet. Daher stand die geomorphologische Arbeitsweise ganz im Vordergrund meiner Untersuchungen, während geologische Verfahren zurücktraten.

a. Geomorphologische Methoden

Das bedeutet, daß ich zur Bestimmung der Grenze der letzten Vereisung in erster Linie den bekannten geomorphologischen Gegensatz zwischen der Jung- und der Altmoränenlandschaft benutzte. In der Jungmoränenlandschaft findet sich noch heute unverwaschen der glaziale Formenschatz, den das Eis bei seinem Abschmelzen zurückließ: unruhige Kuppen mit steilen Böschungen; geschlossene, größtenteils wassererfüllte Hohlformen; ein unregelmäßiges Flußnetz usw. In der Altmoränenlandschaft sind diese Formen dagegen bereits durch die Denudation ausgeglichen: Die Kuppen sind weitgehend eingeebnet, die geschlossenen Hohlformen zugefüllt und die Flüsse begradigt.

Es erwies sich bald als unmöglich, diesen Gegensatz durch ein systematisches Studium großmaßstäblicher Karten aufzufinden, wie es z. B. K. GRIFF in Nordwest-Deutschland gelang (1924). Denn so zuverlässig die britischen Kartenwerke in der Darstellung der Situation sind, so unzureichend sind sie bei der Geländedarstellung im Flachlande. Die weitverbreitete „One-Inch Map“ des Ordnance Survey (1:63 360) hat einen Isohypsenabstand von

50 engl. Fuß (15,2 m). Auf der neuen Karte 1:25 000 und der „Six-Inch Map“ (1:10 560) ist der Höhenlinienabstand zwar auf 25 Fuß (7,6 m) verdichtet, doch sind nicht alle diese Linien wirklich nivelliert worden. In dem hier besonders interessierenden Gebiet von Ost-Yorkshire und -Lincolnshire sind zum Beispiel nur die 25-, 50- und 100-Fuß-Isohypsen vermessen, während die 75-Fuß-Linie eine skizzierte Hilfhöhenlinie darstellt. Hinzu kommt, daß ich in der Bezifferung der Isohypsen verschiedentlich Fehler feststellen mußte, die sich offenbar im Zuge der Neuauflagen in die Karten eingeschlichen haben (Belege siehe Teil B II c dieser Arbeit). Sie täuschen etwa eine geschlossene Hohlform vor, wo es sich in der Natur um einen Hügel handelt — ein morphologisch sehr gefährlicher Irrtum. Aber selbst wenn alle Höhenlinien instrumentell bestimmt und richtig beziffert wären, so bleibt der große Abstand von 25 Fuß (7,6 m) im Flachland unbefriedigend. Die meisten kleinen Kuppen und Hohlformen, auf die es ja gerade bei der Beurteilung des Alters der Moränenlandschaft ankommt, werden dadurch von der Karte verschwiegen. Nur wenn eine Hohlform zufällig das 50-Fuß-Niveau von 52

bis 48 Fuß durchstößt, wird sie vielleicht auf der Karte gezeigt. Wieviel leichter hat es da doch der Glazialmorphologe in Norddeutschland, wo die Meßtischblätter 1 : 25 000 Höhenlinien im Abstand von 1,25 m, also einem Sechstel des englischen, aufweisen!

Unter diesen Umständen kam der Geländearbeit die entscheidende Bedeutung zu. In mehrmonatigen Begehungen wurden zuerst die Oberflächenformen des 20 bis 40 km breiten und etwa 100 km langen Küstengebiets von Ost-Yorkshire und Nordost-Lincolnshire untersucht. Als Kartengrundlage wurden dabei die neuen Blätter 1 : 25 000 benutzt, die praktisch alle topographischen Einzelheiten der „Six-Inch Map“ 1 : 10 560 in viel übersichtlicherer, mehrfarbiger Weise bieten. Sie haben nur den Nachteil, daß sie keine Höhen von Nivellementsfestpunkten („bench marks“) und lediglich einige Höhenkoten („spot heights“) enthalten. Dieser Mangel konnte jedoch durch die Übernahme sämtlicher erreichbaren Höhenzahlen aus den Karten 1 : 10 560 und teilweise aus noch größermaßstäblichen Plänen mehr als ausgeglichen werden. Dazu kamen etliche unveröffentlichte Höhenangaben von trigonometrischen Stationen, die der Direktor des Ordnance Survey dankenswerterweise zur Verfügung stellte.

Die glazialmorphologische Geländeuntersuchung bestand nun aus zwei verschiedenen, wenn auch zeitlich zumeist miteinander verknüpften Teilen: 1. einer verbesserten Kartierung des Großreliefs und 2. der Spezialkartierung der Kleinformen. Wenn die beiden Verfahren im folgenden näher geschildert werden, so sollen an sie anschließend jeweils sofort die ergänzenden Innenarbeiten beschrieben werden, welche ich in Cambridge bzw. nach meiner Rückkehr in Berlin durchführte.

1. In die vorbereiteten Arbeitskarten trug ich im Gelände zunächst das bisher noch nicht kartierte Großrelief mit Formlinien ein. Der Gedanke lag nahe, einige dieser Formlinien zu skizzierten Hilfshöhenlinien auszubauen. Dazu benutzte ich vor allem die übernommenen Höhenzahlen und ein gutes Aneroidbarometer mit Fußteilung, ferner örtlich bei der Einmessung der eigenen Handbohrungen ein Nivellierinstrument mit Meßlatte; außerdem bestimmte ich an zahlreichen Punk-

ten der Ostküste von Holderness nach einem bei VALENTIN (1954 b) dargelegten Verfahren die Kliffhöhe. Es wäre ideal gewesen, zwischen die im Abstand von 25 Fuß (etwa 7,5 m) vorhandenen Isohypsen je zwei Hilfshöhenlinien einzuschalten. Dann hätte sich die metrische Folge 2,5—5—7,5—10 m usw. ergeben, welche unmittelbar mit der festländischen Isohypsenfolge vergleichbar gewesen wäre und den Entwurf einer detaillierten Höhenschichtenkarte des Nordseeraums ermöglicht hätte. Diese Ideallösung wurde jedoch durch zwei Tatsachen verhindert: Erstens reichten die Dichte der Höhenzahlen und die Genauigkeit des Höhenbarometers nicht aus, um die Zeichnung von je zwei Hilfs-Isohypsen mit einiger Zuverlässigkeit zu gewährleisten. Die britischen Höhenzahlen sind ja nur wie Perlen an einer Kette entlang den Nivellementsziügen vorhanden, die zumeist den Straßen folgen; dazwischen liegen weite Flächen ohne jede Höhenangabe. Und das Höhenbarometer gestattet nach meinen Erfahrungen selbst bei günstigen Bedingungen wie stabiler Wetterlage, geringem Wind und häufiger Kontrollmöglichkeit an bekannten Höhenpunkten nur eine Messung mit einer Genauigkeit von ± 5 bis 10 Fuß (etwa 1,50 bis 3 m). Auch B. W. SPARKS (1953) gibt die maximale Genauigkeit mit ± 5 Fuß an. Zweitens aber wäre die Ziehung der 2,5 m-(8,2 Fuß-)Linie ohne ausgedehnte eigene Nivellements überhaupt undenkbar gewesen, da sie irgendwo auf der nahezu ebenen Marsch verläuft.

So wurde denn zwischen die vorhandenen Isohypsen immer nur eine Hilfshöhenlinie eingeschaltet: bei 12,5 Fuß (3,8 m), 37,5 Fuß (11,4 m), 62,5 Fuß (19 m) und 87,5 Fuß (26,7 m). Die Kartierung der 12,5-Fuß-Linie brachte einen großen wissenschaftlichen und praktischen Vorteil. Die 12,5-Fuß-Linie folgt ungefähr der in der Landschaft so auffälligen Grenze zwischen der fast ebenen, postglazialen Marsch und dem darüber aufsteigenden, eiszeitlichen Hügelland. Gleichzeitig wird durch sie die Grenze desjenigen Landes angegeben, welches bei Fehlen der Deiche wenigstens einmal im Jahre überflutet werden würde. Die höchsten Hochwasser eines jeden Jahres erreichen nämlich in Hull, Immingham und Grimsby 14 bis 16 Fuß über Landkarten-

null. Wie ungeheuer wichtig diese bisher in keiner Karte dargestellte Grenze ist, sollte man bei der großen Sturmflut vom 31. Januar 1953 erleben, als die Deiche brachen und weite Teile der Marsch überschwemmt wurden. Durch die Kartierung der höheren Hilfs-Isohypsen kamen schließlich die größeren Formen der Glaziallandschaft wie Endmoränenzüge, Rinnen, Oser usw. erst richtig heraus.

Es erschien aber als ungünstig, die Höhen-darstellung auf das Festland zu beschränken und die Meeresfläche weiß zu lassen. Daher schloß sich später am Schreibtisch eine Auswertung der Seekarten an: der britischen Admiralitätskarte 3497 (1 : 12 500) sowie der deutschen Blätter D 206 (1 : 50 000) und 204 (1 : 150 000) in der neuen Ausgabe von 1950. Die wenigen darin enthaltenen Tiefenlinien waren für meine Zwecke nicht brauchbar, vielmehr zeichnete ich auf Grund der einzelnen Lotungen eine Anzahl Isobathen mit dem gleichen Abstand von 12,5 Fuß (3,8 m) wie die Isohypsen und Hilfhöhenlinien an Land, also bei 12,5 Fuß (3,8 m), 25 Fuß (7,6 m), 37,5 Fuß (11,4 m), 50 Fuß (15,2 m) usw. unter Seekarten-null. Nur bei solcher Äquidistanz der Höhen- und Tiefenlinien kann man das Relief des Festlandes und des Meeresbodens geomorphologisch miteinander vergleichen.

Man muß dabei jedoch zweierlei beachten: Einmal besteht an der ostenglischen Gezeitenküste ein deutlicher Sprung zwischen der Darstellung der Landhöhen und der Meerestiefen. Denn als britisches Landkartennull (Ordnance Datum = O. D.) dient das Mittelwasser bei Newlyn in Cornwall, und als Uferlinie wird sogar die örtliche Mittelhochwasser-Linie benutzt, während als Seekartennull das örtliche mittlere Springniedrigwasser verwendet wird. Zwischen der Uferlinie des Landes (Mittelhochwasser-Linie) und der Nullinie der Meerestiefen (Springniedrigwasser-Linie) liegt also ein Streifen von wechselnder Höhe im Profil und wechselnder Breite auf der Karte. Zum anderen war das zur Verfügung stehende Lotungsmaterial recht ungleich. Die in den gewöhnlichen Seekarten enthaltenen Tiefenzahlen sind ja meistens in ganz verschiedenen Jahren erlotet worden. Strenggenommen sollte man die Isobathen nur nach den Originalauf-

nahmen in einem bestimmten Monat zeichnen. Das Hydrographic Department der Britischen Admiralität war freundlicherweise bereit, mir derartige Originale zugänglich zu machen, doch konnte ich diese Möglichkeit infolge Zeitmangels am Ende meines Englandaufenthalts nicht mehr ausnutzen. Schwerwiegender als die zeitliche Uneinheitlichkeit der Lotungen war aber ihre sehr verschiedene Dichte. Lediglich in der Bridlington Bay, ostwärts des südöstlichen Holderness und im Humber waren genügend Tiefenzahlen vorhanden, um die Einzelzüge des Bodenreliefs wiedergeben zu können, während ostwärts des Hauptteils von Holderness auf allen Seekarten erstaunlich wenig Lotungen verzeichnet waren. Deshalb dürfte der Meeresboden hier zu eben dargestellt sein, wenn auch die Abrasionsplatte vor einer zurückweichenden Kliffreihenküste wohl immer recht einförmig ist.

2. Neben dieser verbesserten Aufnahme des Großreliefs stand die Spezialkartierung derjenigen Kleinformen der Landoberfläche, welche auch bei einem Höhenlinienabstand von 3,8 m noch nicht zu erfassen waren. Hierbei galt mein Augenmerk zunächst vor allem den ganz kleinen, zumeist wassererfüllten Vertiefungen, den „Söllen“ Nordost-Deutschlands. Hunderte derartige Pfuhe wurden genau verzeichnet und im Geiste bereits als Beweise für das letzteiszeitliche Alter der Moränenlandschaft angesehen — bis das Vorkommen ganz ähnlicher Teiche in der Marsch Zweifel auf die Richtigkeit dieser Deutung warf. Nun wurde viel Zeit dem Versuch geopfert, zwischen natürlichen und künstlichen Pfuhen zu unterscheiden; allein mit sehr geringem Erfolg. Einige der Hohlformen waren angesichts ihrer großen Entfernung von den Siedlungen, ihres ganz unwirtschaftlichen mehrfachen Vorkommens auf ein und demselben Feld, ihrer höheren Ufervegetation und ihres unregelmäßigen Umrisses, besonders aber auf Grund des Fehlens einer sie umgebenden Aufschüttung und ihrer dennoch großen Tiefe als echte Sölle zu betrachten. Bei der überwiegenden Zahl ließ sich jedoch nicht feststellen, ob sie vom Menschen umgestaltete Sölle oder ganz künstliche Teiche waren. Befragungen alter Bauern ergaben zumeist, daß der „dew pond“ schon zu Zeiten ihrer Großväter vorhanden gewesen

und seitdem mehrfach wieder ausgetieft worden sei. In wenigen Fällen lautete die Auskunft, daß der Teich vor Jahren angelegt oder gar während des zweiten Weltkriegs als Bombentrichter entstanden sei.

Nachdem sich so die kleinen, wassererfüllten Vertiefungen als ein ungeeignetes Kriterium herausgestellt hatten, wandte ich mich den etwas größeren und flacheren geschlossenen Hohlformen der Glaziallandschaft zu, die hier als „Wannen“ bezeichnet werden mögen. Diese Wannen haben den Vorteil, daß sie in ihrer Weite kaum vom Menschen geschaffen sein können. Sie fehlen dementsprechend völlig auf der Marsch. Ihr Inneres ist während des trockeneren Winters bis Frühsommers in der Regel wasserlos und sticht nur durch die schwarzbraune Farbe seines anmoorigen Bodens oder bestenfalls durch die Verlandungsvegetation eines Flachmoores von den umliegenden rotbraunen Geschiebelehmhöhen ab. Das erschwert ihre Kartierung naturgemäß sehr. Aber nach anhaltenden starken Niederschlägen, wie sie vor allem im Herbst auftreten, füllen sich die Wannen mit einer flachen Wasserschicht und kennzeichnen sich dadurch um so deutlicher. Viele von ihnen hatte ich bereits derart festgestellt, als mich ihre deutliche Markierung in der Landschaft auf den Gedanken brachte, ihre Kartierung nach im Herbst aufgenommenen Luftbildern zu überprüfen und zu ergänzen.

Im Gegensatz zum Nachkriegs-Deutschland ist man ja in Großbritannien in der glücklichen Lage, von fast allen Landesteilen eine mehrfache Bedeckung mit Luftbildern zu besitzen, die zu verschiedenen Jahreszeiten auf-

genommen wurden. Ich danke auch an dieser Stelle Dr. J. K. St. JOSEPH, dem „Curator in Aerial Photography“ der Universität Cambridge, für die freundliche Vermittlung von Tausenden von Senkrechtluftbildern im ungefähren Maßstab 1:10 000, die im Herbst 1946 über Ost-Yorkshire und Nordost-Lincolnshire aufgenommen wurden. Abgesehen von einigen kleinen Lücken bei bestimmten militärischen Anlagen erfaßten die Bildstreifen das ganze glazialmorphologisch entscheidende Gebiet und waren von größtem Nutzen. Denn in den Tagen vor der Aufnahme hatte es kräftig geregnet, so daß die wassererfüllten Wannen sich überaus deutlich durch eine hellgraue bis weiße Tönung abzeichneten. So konnte ich in zwar zeitraubender, aber immer noch viel rascherer Arbeit als im Gelände die Kartierung der Wannen in Cambridge zu Ende führen. Selbstverständlich versuchte ich auch eine stereoskopische Auswertung der mit beträchtlicher Überdeckung aufgenommenen Bilder. Dies war jedoch nur an wenigen Stellen mit stärkerer Reliefeenergie möglich; im allgemeinen war die Parallaxe selbst bei Vergrößerung der Aufnahmebasis durch Auslassen eines Bildes in dem ziemlich flachen Gelände zu klein, um einen guten räumlichen Eindruck der Oberflächenformen zu vermitteln.

Dem soeben erwähnten Dr. St. JOSEPH verdanke ich ebenfalls zahlreiche von ihm aufgenommene Schrägluftbilder. Einige von ihnen sind dieser Abhandlung beigegeben und mögen zusammen mit den übrigen, von mir selbst im Gelände aufgenommenen Bildern zu ihrer Anschaulichkeit beitragen.

b. Geologische Methoden

Wenn die geomorphologische Untersuchung der Oberflächenformen auch den Schwerpunkt meiner Tätigkeit bildete, so suchte ich sie doch durch einige geologische Arbeiten in der dritten Dimension zu ergänzen. Leider waren die Lagerbestände der Veröffentlichungen des Geological Survey während des zweiten Weltkriegs „durch Feindeinwirkung vernichtet“ worden und die unbeschädigten Institute liehen ihre glücklich geretteten geologischen Karten grundsätzlich nicht ins Gelände aus.

Lediglich das allernördlichste in Frage kommende Blatt der geologischen „One-Inch Map“ 1:63 360 war 1950 nachgedruckt worden (54, Scarborough). Daher mußte ich zunächst im Geologischen Institut der Universität Cambridge den Inhalt der übrigen Blätter von Ost-Yorkshire und Ost-Lincolnshire in die entsprechenden topographischen Karten übertragen, während beim Geological Survey and Museum in London für bestimmte Einzelfragen die unveröffentlichten geologischen „Six-

Inch Maps“ 1 : 10 560 eingesehen wurden. Die Geländearbeit bestand dann aus zwei verschiedenen Vorhaben: 1. dem Studium der Aufschlüsse und 2. eigenen Handbohrungen, zu welchen eine planmäßige Sammlung aller schon vorhandenen Bohrprofile in Holderness trat.

1. Den besten aller Aufschlüsse bot zweifellos die etwa 87 km lange Kliffreihe von Filey im Norden bis Kilnsea im südöstlichsten Holderness. Wohl waren mehrere Stellen des Profils durch Uferpromenaden, Rutschungen oder Sandanwehungen verschleiert, doch im ganzen gesehen stellte es einen einzigartigen Längsschnitt durch die einzelnen Schichten von Ost-Yorkshire dar. Von diesen konnte die gut erforschte Kreide unbeachtet bleiben; auch wurde, wie oben bereits angedeutet, von einer eingehenden Untersuchung der verschiedenen eiszeitlichen Geschiebelehme, glazifluvialen und Stauseeablagerungen abgesehen. Dagegen waren die vom Kliff geschnittenen nacheiszeitlichen Beckenausfüllungen von großer Bedeutung für die Frage der Grenze der letzten Vereisung, besonders im nördlichen Teil von Holderness. Ich hatte hier schon das Kliffprofil von Sewerby bis zum Nordende der Promenade von Bridlington und vom Südende dieser Promenade bis südlich Barmston aufgenommen, als mir von ähnlichen Arbeiten der Hull Geological Society berichtet wurde. Sofort setzte ich mich mit dieser vorwiegend aus Heimatforschern bestehenden kleinen Gesellschaft in Verbindung, um unfruchtbare Doppelarbeit zu vermeiden, und erfuhr: Mr. BISAT habe in jahrzehntelangen Begehungen ein vollständiges Kliffprofil von Holderness gezeichnet und Mr. SHILLITO habe die Muschelschicht bei Barmston untersucht, in der auch einige marine Arten enthalten seien. Ich bat, die Manuskripte einsehen und in der vorliegenden Abhandlung zitieren zu dürfen, aber man wollte sie nicht vor der geplanten Veröffentlichung zugänglich machen.

Wieviel großzügiger als diese Heimatforscher war doch der aus Cambridge hervorgegangene Mr. L. F. PENNY, Lecturer in Geology am Hull University College, der mir zu Beginn der Untersuchungen im südlichen Holderness mit seinem Wagen mehrere wichtige Aufschlüsse zeigte, wofür ihm auch hier ge-

dankt sei! Selbstverständlich wurden bei der glazialmorphologischen Kartierung viele weitere Kies-, Sand-, Tongruben und Kalksteinbrüche im Binnenlande studiert.

2. Aber die Aufschlüsse des Binnenlandes waren nach Zahl und Tiefe recht beschränkt. Daher brachte ich an entscheidenden Punkten eine Reihe von Handbohrungen nieder. Überall wurde zunächst ein kleinerer Bohrstock von 1,20 m Länge mit Spiralspitze verwendet. In den festen eiszeitlichen Ablagerungen westlich Bridlington konnte sodann ein großer Spiralbohrer eingesetzt werden, den das Geophysikalische Institut der Universität Cambridge freundlicherweise ausgeliehen hatte und der mit Verlängerungsstangen ein Hinabgehen bis 7,50 m Tiefe erlaubte. Das Gewinde eines derartigen Bohrers zerstört allerdings die Feinschichtung, so daß Bänder-ton nur schwer von Lehm zu unterscheiden war; auch läßt es feuchten Kies und Sand beim Hochziehen des Geräts wieder auslaufen.

Bessere Erfolge konnten in den weicheren nacheiszeitlichen Sedimenten im mittleren und südlichen Holderness mit einem schwedischen Torfbohrer nach HILLER erzielt werden. Mit ihm hatte ich mich auf einem Kurs für Quartärforschung vertraut gemacht, der in den Fens vom „Cambridge University Sub-Department of Quaternary Research“ unter Leitung von Dr. H. GODWIN, F. R. S., veranstaltet wurde, und dieser stellte ihn mir dankenswerterweise zur Verfügung. Der Bohrer ist bei FAEGRI und IVERSEN (1950, S. 51) abgebildet. Er besteht aus einer 0,50 m langen inneren Röhre mit gut fingerbreitem Schlitz in der Längsrichtung, um die eine etwas weitere, äußere Röhre mit ähnlichem Schlitz und einer Schneide drehbar gelagert ist; daran schließt sich das 1 m lange Gestänge mit Handgriff.

Beim Bohren drückt man das geschlossene Gerät unter leichter Rechtsdrehung zuerst 0,50 m in den Boden, dreht es links herum, wodurch die beiden Schlitze übereinander zu liegen kommen und die Schneide eine Probe der Ablagerungen in die innere Röhre befördert; dann wird es durch Rechtsdrehung wieder geschlossen und herausgezogen. Der an der Oberfläche geöffnete Bohrer gestattet eine genaue Prüfung der fast ungestörten Schichten und die Entnahme von Proben zur späteren

Laboratoriumsuntersuchung, etwa der Pollenanalyse (s. u.). Nach gründlicher Säuberung wird der Bohrer beim nächsten Mal auf 1 m hinabgesenkt, beim übernächsten Mal auf 1,50 m usw. Durch 1,50 m lange Verlängerungsstangen ist es so möglich, allmählich Tiefen von 13,50 m und mehr zu erreichen.

Meine Erfahrungen mit diesem Bohrer waren denkbar gute, nicht nur in den feinen organogenen Sedimenten, für die er eigentlich bestimmt ist, sondern auch in gröberen minerogenen. Hier versagte er eigentlich nur im Triebssand im unteren Teil der Bohrung Patrington 9 (vgl. Diagr. 2). Sonst aber konnte ich mit ihm bei ständiger sorgfältiger Reinigung und einiger Anstrengung auch Feinsand, ja sogar geringe Mächtigkeiten von Grobsand, Kies und Geschiebelehm durchdringen. Die schwerste Arbeit war erstaunlicherweise in tiefgelegenen Torf zu leisten, der durch die Last des Hangenden fest zusammengepreßt worden war. Gerade der Torf war jedoch wichtig für die Pollenanalysen. Diese wurden freundlicherweise vom Cambridge University Sub-Department of Quaternary Research selbst übernommen, der führenden Stelle hierfür auf den Britischen Inseln. Ich danke insbesondere Miss C. A. LAMBERT für ihre große Mühewaltung, ohne die eine Datierung der Bohrproben nicht möglich gewesen wäre.

Zu den eigenen Handbohrungen trat dann eine planmäßige Sammlung der Ergebnisse aller früheren Bohrungen in Holderness und im Humber. Für die freundliche Überlassung von zahlreichen Bohrprofilen, oft als Lichtpausen, danke ich dem Chief Engineer for Docks, Hull; den Stadtbauräten in Hull, Bridlington, Hornsea und Withernsea; dem

Humber Conservancy Board, Hull; sowie den Firmen SANGWIN Ltd., Hull, und J. H. HAISTE & Partners, Leeds. Mein besonderer Dank gilt aber dem Direktor des Geological Survey and Museum in London, Dr. PUGH, der mir nach Fürsprache des Direktors des Geologischen Instituts der Universität Cambridge, Professor W. B. R. KING, F. R. S., die reichen Schätze seiner Water Division eröffnete. Diese ist das zentrale Bohrarchiv von England, da sämtliche Bohrungen auf Grundwasser und alle tieferen sonstigen Bohrungen laut Gesetz hierher gemeldet werden müssen. Ihr Leiter, Dr. BUCHAN, und seine liebenswürdigen Mitarbeiterinnen taten ihr Möglichstes, um mir das wochenlange Kopieren des zumeist unveröffentlichten, umfangreichen Materials zu erleichtern. Ohne diese Bohrprofile, die ich wie alle anderen unter Berücksichtigung der Höhe der Landoberfläche an der Bohrstelle auf ein einheitliches Bezugsniveau reduzierte (Ordnance Datum), hätte z. B. die Isohypsenkarte der Oberfläche des Kreidekalks nicht entworfen werden können.

Damit ist die Analyse der verwendeten Untersuchungsmethoden beendet. Sie zeigte, wie geomorphologische und geologische Gelände- und Innenarbeiten sich gegenseitig ergänzten. Sie wurde verhältnismäßig ausführlich gehalten, um dem Leser ein für allemal recht deutlich die Arbeitsweise vor Augen zu führen. Denn es ist in dem engen Rahmen dieser Schrift völlig unmöglich, im folgenden bei jedem individuellen Ort sämtliche einzelnen Unternehmungen wiederzugeben. Vielmehr soll eine großzügige Synthese der regionalen Untersuchungen versucht werden.

B. HAUPTTEIL

DIE REGIONALEN UNTERSUCHUNGEN

Zur regionalen Darstellung muß der weite betrachtete Raum, der annähernd Schleswig-Holstein entspricht, zunächst einmal übersichtlich in natürliche Landschaften gegliedert werden. Manche von ihnen, wie das Vale of Pickering, die Yorkshire Wolds oder Holderness, ergeben sich schon aus den bisherigen Veröffentlichungen (z. B. J. SÖLCH 1951), aber die meisten sind erst aus den Begehungen im Gelände erwachsen und nach den besonderen Bedürfnissen der vorliegenden Arbeit gruppiert. Für diese natürlichen Landschaften werden dann die wichtigsten erkannten Erscheinungen zusammengefaßt. Dabei wird der Text möglichst knapp gehalten, weil vieles durch Bilder, Karten und Profile weit besser dargeboten werden kann als durch Worte. So wird auch die Lage von bestimmten Geländepunkten statt durch umständliche Ortsbeschrei-

bungen meistens durch die sechsstelligen, auf 100 m genauen Koordinaten im neuen britischen Gitternetz angegeben („Normal National Grid Reference“). Um sie aufzufinden, wird der Leser auch mit den größtmäßstättlichen Atlaskarten nicht auskommen können (z. B. STIELER, 10. Aufl., Bl. 37). Er sollte mindestens die „Quarter-Inch Maps“ 1 : 253 440 des Ordnance Survey (4. Aufl., Bl. 3, 6, 9) oder die Höhenschichtenkarte 1 : 100 000 am Ende dieser Arbeit benutzen, welche das Gitternetz im Abstand von 10 km enthalten. Noch besser eignen sich die „One-Inch Maps“ 1 : 63 360 (6. Aufl. = New Popular Edition) oder die neuen Karten 1 : 25 000 des Ordnance Survey, die das Netz im Kilometerabstand enthalten und deren einschlägige Blätter bei den einzelnen Landschaften aufgeführt sind.

I. Das nördliche Ausgangsgebiet

Die regionale Darstellung geht im Norden von demjenigen Teile Englands aus, in welchen von Osten her die verschiedenen Jura- und Kreideschichten einstreichen. Durch ihr schwaches südliches Fallen und ihre unterschiedliche Widerstandsfähigkeit bildete sich hier eine ost-westlich verlaufende Schichtstufenlandschaft heraus. Sie gliedert sich in drei große Gürtel. Zwischen Middlesbrough and Scarborough bauen zunächst harte mittel- bis oberjurassische Sandsteine und Kalke das Mittelgebirge der North Yorkshire Moors auf. Es senkt sich allmählich nach Süden zu dem im weichen oberjurassischen Kimmeridge-Ton ausgeräumten Vale of Pickering, das von Filey an der Küste etwa 50 km weit nach Westen reicht. Darüber erheben sich im Südosten von Flamborough Head bis gegen Malton mit einer Schichtstufe die harten Kreidekalke der Yorkshire Wolds.

Dies ganze Gebiet ist aber nicht bloß durch das ost-westliche Schichtstreichen eine Einheit gegenüber den später zu behandelnden Landschaften. Es ist auch dadurch eine Einheit, daß sein Nordoststrand unzweifel-

haft von der letzten Vereisung bedeckt war. Denn die aus Schottland und über die Pennines aus Nordwestengland zusammengeströmten Gletscher der letzten Vereisung spalteten sich ja nordwestlich der North Yorkshire Moors in zwei Gletscherzungen: Die eine stieß in südöstlicher Richtung im Vale of York bis zur bekannten Endmoräne von Escrick vor und kann im folgenden außer acht gelassen werden. Doch die andere dehnte sich nach Osten aus und bedeckte nach der übereinstimmenden Ansicht aller Wissenschaftler — wie ein einigendes Band — den ganzen Nordosten der Schichtstufenlandschaft von Middlesbrough bis Flamborough Head. Nur über das Ausmaß dieser Eisbedeckung kann man verschiedener Meinung sein. In den North Yorkshire Moors, die zum großen Teil als eisfreies Gebiet die Gletscher überragten, konnte P. F. KENDALL (1902) die Vereisungsgrenze eindeutig festlegen. Seine Karte der Vergletscherung, der in den Tälern abgeriegelten Eisstauseen und ihrer Überflurinnen ist schon so oft wiedergegeben worden (z. B. von WRIGHT 1937, S. 48; WILSON 1948, S. 77;

SÖLCH 1951, S. 477), daß eine weitere Erörterung der jungglazialen Verhältnisse in den Moors hier nicht notwendig erscheint. Dagegen bestehen über die Ausdehnung des letzten Eises im östlichen Vale of Pickering und be-

sonders in den nordöstlichen Yorkshire Wolds noch gewisse Unklarheiten. Daher sollen diese beiden Landschaften etwas näher betrachtet werden.

a. Das östliche Vale of Pickering

(Karten 1 : 63 360 Bl. 92—93; 1 : 25 000 Bl. 44/97—98, 54/07—08, 17)

1. Die Fläche von Filey

Daß das um die Moors herumschwenkende letzte Eis das Ostende des Vale of Pickering erreichte, wird durch recht frische, NNE—SSW gerichtete Gletscherschrammen auf dem Felsuntergrund der kleinen Halbinsel Carr Nase nordöstlich Filey bewiesen. Um so erstaunter war ich, um die Stadt Filey herum eine ganz ausgeglichene Glaziallandschaft vorzufinden (Bild 1). Schon die Oberfläche des rotbraunen Geschiebelehms auf der Carr Nase und auf den Moränenkliffen nördlich und südlich der Stadt ist ziemlich eben; bezeichnenderweise heißt eine Kliffstrecke bei 124 780 „Flat Cliff“. Im Hinterland dehnt sich dann vom Filey Field im Norden bis zum Hunmanby Moor im Süden eine etwa 10 km² große, fast ebene Geschiebelehm-Fläche in rund 125 ft. (38 m) O. D. Diese östlichste Landschaft des Vale of Pickering, die als Fläche von Filey bezeichnet werden soll, ist wohl als eine durch allmähliches Verdunsten der Eiszunge entstandene Grundmoränenebene zu deuten. Ihre einzige Belebung stellen flache Tälchen dar, die sich nach der Küste zu in tief eingeschnittenen Schluchten fortsetzen und die offenbar nach-eiszeitlich durch die von Land kommenden Bäche geschaffen wurden. Vergeblich sucht man nach unruhigen Kuppen, Söllen oder Wannens. Es ist nicht recht zu verstehen, wie FARRINGTON und MITCHELL (1951, S. 103) hier „fresh morainic topography“ kartieren konnten.

2. Das Hügelland von Muston

Weiter im Westen bei Gristhorpe, Muston und Hunmanby schließt sich jedoch tatsächlich eine typische Jungmoränenlandschaft an, die das Hügelland von Muston genannt werden mag. Hier lassen sich drei Teillandschaften unterscheiden.

a) Der 2 km lange und bis 180 ft. (55 m) O. D. aufragende Geschiebelehm-Rücken des

Beacon Hill und Mill Hill ist als die jüngste Endmoräne im Vale of Pickering aufzufassen. Er streicht im ganzen von NW nach SE, beschreibt aber mit seinen niedrigeren Verlängerungen einen nach Nordosten offenen Kreisbogen. Auf der Nordost-(Innen-)Seite und auf der Höhe besitzt er mehrere Sölle (Bild 2).

b) Parallel zu dieser Jugendmoräne folgt dann im Südwesten und Süden ein ganzes System von weiteren Rücken und dazwischen ausgespart gebliebenen Längsrinnen. Besonders gut lassen sich die Endmoränenwälle von der Höhe 118 758 bei der Farm Graffitoe überblicken; sie ziehen sich in ost-südöstlicher Richtung bis zur Küste hin. Vor allem in den Längsrinnen liegen zahlreiche halbverlandete Sölle und Wannens, welche das würmzeitliche Alter auch dieser schon etwas älteren Zone erweisen (z. B. bei 121 765). Doch an einigen Stellen sind die einzelnen Hohlformen der Längsrinnen schon durch Bäche zu kleinen Longitudinaltälern zusammengeschlossen, so nördlich Reighton-Speeton und südöstlich bis nördlich Muston, wo „The Dams“ und die Muston Bottoms von Alluvium erfüllt sind.

c) Zwischen Muston und Gristhorpe beginnt diese unruhige Moränenlandschaft unter nach-eiszeitlichen Ablagerungen unterzutauchen. Im Nordosten kann man noch mit einiger Mühe den Verlauf der Eisrandlagen aus den Rückenresten rekonstruieren, die hier bis fast in die Ost-West-Richtung umschwenken und von den Ausläufern der Alluvialebene unterbrochen werden (Muston Carr, Gristhorpe Carr usw.). Aber nach Südwesten zu ragen nur noch die höchsten Kuppen inselartig aus der Ebene heraus. Alle niedrigeren Teile des glazialen Reliefs werden gleichmäßig von den vorwiegend organogenen Sedimenten überdeckt und, wie einige rasch niedergebrachte Probebohrungen bei 080 806 zeigten, in ihrer ursprünglichen Jugendlichkeit erhalten.

3. Die Ebene der Carrs

So geht das Hügelland von Muston ohne scharfe Grenze in die Ebene der Carrs über, die größte und letzte zu betrachtende Landschaft des Vale of Pickering. Auf ihrer Nordseite ziehen sich die aufgelösten Moränen bis südwestlich Cayton hin. Auch in ihrer Mittelachse scheinen noch einige Kuppen des glazialen Untergrundes bis nahe an die vertorfte Oberfläche aufzuragen. In dieser Weise wurde jedenfalls von D. WALKER der Kies am Boden einer Ausgrabung gedeutet, die im Star Carr südlich Seamer von Cambridger Prähistorikern durchgeführt wurde und die ein Lager mesolithischer Jäger am Seeufer zutage förderte (CLARK u. a. 1950). Doch vielleicht gehört dieser Kies gar nicht mehr zu einem Ausläufer der Jungmoränen des Ostens, sondern stammt von Norden. Von Scarborough her durchbrechen nämlich zwei mit Geschiebelehm ausgekleidete Täler den südöstlichsten Teil der North Yorkshire Moors, und an das besonders tief eingeschnittene westliche Tal, in dem noch heute der längliche See „The Mere“ liegt, schließt sich bei Seamer Station (033 840) wohlgeschichteter Kies an, der nach Süden zu unter den Carrs wegtaucht. Wenn meine Deutung des „Mere“ als Rinnensee und des Kieses als Sanderanfang richtig ist, dann kann sich dieser Sander durchaus bis unter das Star Carr erstrecken. Ein exakter Beweis für die Ausdehnung des Sanders oder der Jungmoränen des Ostens könnte nur durch sehr viele Bohrungen erbracht werden, die durch die nacheiszeitlichen Torfe und Seeablagerungen den eiszeitlichen Untergrund erreichen.

Es gibt aber noch einen anderen Hinweis auf die Grenze der letzten Vergletscherung im Vale of Pickering. Als das Eis bei Scalby (nordwestlich Scarborough) den Unterlauf des River Derwent blockierte, staute es im Mittel- und Oberlauf einen weitverzweigten See auf, der von KENDALL der „Hackness Lake“ genannt wurde. Dieser lief schließlich bei 983 874 nach Süden über und schuf den tief eingeschnittenen Überflusddurchbruch des Forge Valley. Entscheidend ist nun die Tatsache, daß die dabei entstandenen Schotter heute nicht etwa südlich Ayton einen Schwemmkegel im Vale of Pickering bilden, sondern sich am Nordhang des Vale über Hutton Buscel und Wykeham nach

Südwesten als Terrasse hinziehen. Ja, bei genauem Studium der Oberflächenformen erkennt man bei Wykeham und Ruston mehrere fast parallele Rücken in dem Kiese: Nördlich der Eisenbahn liegen zwei, von denen einer bis Gallows Hill House (952 829) reicht, während südlich der Bahn der Hauptrücken im Park bis zur Wykeham Abbey streicht und ein letzter kurzer Rücken sich im Chester Hill (967 853) andeutet. Offensichtlich erstreckte sich die Gletscherzunge des Vale of Pickering zu Beginn des Überlaufens bis nahe Brompton, so daß die ersten Durchbruchgerölle an ihrem Nordrand entlang bis zum Gallows Hill verfrachtet wurden. Später wurde bei geringem Rückgang des Eises die Hauptgeröllmasse im heutigen Park aufgehäuft, und nach abermaligem leichtem Rückgang wurden die letzten Gerölle im Chester Hill abgelagert. So spiegelt sich die Erosion des Durchbruchstales in diesen korrelierten Schichten wider. Da die Erosion in dem harten Gestein gewiß nicht sehr schnell sein konnte, darf man folgern, daß der Eisrand bei Wykeham lange Zeit verharrte.

Die genaue Analyse des Vorgangs und die Folgerung sind neu, doch wurde die Bedeutung der Schotter als Eisranderscheinung im Prinzip schon von P. F. KENDALL erkannt. Er bezeichnete den Kiesrücken im Wykeham Park als Endmoräne. Diese soll sich nach Süden zu entlang eines Kiefernstreifens fortsetzen, welcher „zweifelloos nicht nur zur Verschönerung der Landschaft angepflanzt wurde, sondern weil das Moränenmaterial den Streifen weniger wertvoll für die Landwirtschaft machte als die schwereren Böden des Tales“ (KENDALL und WROOT 1924, S. 678). Dagegen spricht freilich die geologische Karte, die südlich Wykeham Abbey nur postglaziale Ablagerungen verzeichnet. Auch KENDALLS weitere Verlängerung des Eisrandes nach Sherburn (960 770) stützt sich nicht auf Tatsachen. Aber wo auch immer das Gletscherende gelegen haben mag, KENDALL bemerkte, daß das Eis die ursprünglich ostwärtige Entwässerung des Vale of Pickering blockieren mußte. Ähnlich wie beim River Derwent nordwestlich Scarborough, nur in viel größerem Maßstabe, mußte sich ein Stausee bilden — der „Lake Pickering“. Da auch der Westausgang des Tales durch den Vale-of-York-Gletscher abgeriegelt war, stiegen die

aufgestauten Wasser so lange an, bis sie südwestlich Malton an der niedrigsten Stelle der Howardian Hills nach Süden überliefen. Hier schufen sie das 55 m tief eingeschnittene Überflufldurchbruchstal Kirkham Gorge, das auch von der nacheiszeitlichen Entwässerung beibehalten wurde. So kommt es, daß heute die Niederschläge, die bei Filey in gut 1 km Entfernung vom Meere fallen, erst nach rund 240 km langem Umwege über die Ouse und den Humber die Nordsee erreichen. Dies ist ein ganz großartiges Beispiel einer glazialen Flußumkehr!

Eins scheint jedoch bisher noch nicht erkannt zu sein, nämlich daß die Eisrandlage im Wykeham Park keinesfalls die Maximalausdehnung der letzten Vergletscherung angibt. Schon der oben erwähnte Gallows Hill zielt ja nach Südwesten auf Brompton. Außerdem markieren sich alle diese Eisrandlagen nur durch die Schotter, die beim Überlaufen des Hackness Lake entstanden. Bevor dieser See so hoch angestaut war, erstreckte sich die Gletscherzunge des Vale of Pickering wahrscheinlich noch weiter nach Westen, ohne dort

solche markanten Spuren zu hinterlassen. Andererseits machten die bei Ebberston, Wilton und anderen Orten am Nordrand des Tales liegenden Geschiebelehmreste bei einer kurzen Besichtigung einen viel weniger frischen Eindruck als der Geschiebelehm des Hügellandes von Muston; sie dürften einer älteren Vereisung zugehören. Gegen eine so weite Ausdehnung des letzten Eises sprechen auch die Verhältnisse bei Pickering am Süden des Newton Dale, eines fast die ganzen North Yorkshire Moors durchschneidenden Überflufldurchbruchs. Hier ist keine glaziale Verschleppung der Durchbruchsschotter zu beobachten, vielmehr wurden diese in einem großen Delta in den Lake Pickering vorgeschüttet. Daher nehme ich die äußerste Grenze der letzten Vereisung im Vale of Pickering einerseits etwas westlicher an als KENDALL, dessen Linie Wykeham—Sherburn in alle neueren Darstellungen eingegangen ist; andererseits dürfte sie kaum über die Linie Brompton-Foulbridge-East Heslerton hinausgereicht haben.

b. Die nordöstlichen Yorkshire Wolds

(Karten 1 : 63 360 Bl. 93; 1 : 25 000 Bl. 54/07, 17, 27)

Lag KENDALLS Grenze der letzten Vereisung im Vale of Pickering etwas zu östlich, so scheint sie in den Yorkshire Wolds dafür viel zu weit nach Westen gezeichnet zu sein (Karte bei KENDALL und WROOT 1924, S. 491; vereinfacht wiedergegeben von WRIGHT 1937, S. 48; WILSON 1948, S. 77; SÖLCH 1951, S. 477). Denn sie soll angeblich von Sherburn an der Kreidekalk-Schichtstufe entlang bis südwestlich Flixton und von hier in südwestlicher Richtung über die Wolds nach Weaverthorpe—Sledmere verlaufen. Demgegenüber finden sich an der ganzen, durchschnittlich 330 ft. (100 m) hohen Schichtstufe von Sherburn bis East Flotmanby (080 799) keinerlei Ablagerungen oder sonstige Spuren einer jungen Vergletscherung. Westlich Muston und bei Hunmanby, wo eine NNW-SSE streichende Verwerfung die Schichtstufe um 3 km nach Süden zurückspringen läßt, treten dann die bereits beschriebenen jungen Endmoränenwälle des Hügellandes von Muston, brandenden Wellen gleich, an die

Höhe heran. Aber erst bei Hallamfield (112 760) erklimmt die südwestlichste — also älteste — dieser Endmoränen die Höhe, welche sich hier nur etwa 100 ft. (rd. 30 m) über das Vorland erhebt. Damit beginnt die erste Landschaft der Yorkshire Wolds:

1. Der Höhenrücken auf der Nordseite von Flamborough Head

Der Rücken zieht sich zunächst von Hallamfield über Graffitoe und Reighton nach Speeton (vgl. Bild 1, Hintergrund). In diesem Abschnitt ist er recht schmal und hoch, mit zahlreichen steilen Kuppen und Söllen. Besonders gut ist er bei Speeton ausgebildet, wo er bis zu 457 ft. (140 m) über den Meeresspiegel aufragt (Bild 3). Es ist ein Erlebnis, hier von der Höhe der Küstenwachstation Umschau zu halten, und mehrere Ortsbezeichnungen verraten die frühere Bedeutung des Punktes: Nach A. H. SMITH (1937, S. 105) ist Speeton gleich „speech enclosure“, d. h. wahrscheinlich die

Dingstätte, während der Beacon Hill und Bonfire Hill offenbar für Leuchfeuer dienten. Östlich Speeton beginnt der Rücken sich zu verbreitern und zu verflachen, doch erreicht er bei 170 748 vorübergehend noch einmal eine Höhe von über 425 ft. (130 m) O.D. Der obere Teil des Kliffprofils zeigt deutlich, daß dies nicht etwa durch eine Erhebung des Kalkuntergrunds, sondern durch eine stärkere glaziale Aufschüttung bedingt ist. Nach Osten nimmt die Mächtigkeit der rotbraunen Geschiebelehmdecke ab. Dies beruht zum Teil darauf, daß die Achse des Rückens jetzt etwas vom Kliff abrückt und nach Südosten streicht.

Beim Radarturm auf dem immer noch über 360 ft. (110 m) O.D. hohen Standard Hill (191 737) ist man etwas im Zweifel, ob sich die Eisrandlage nach Süden oder Osten fortsetzt. Aber so wenig ich die Auffassung FARRINGTONS und MITCHELLS im allgemeinen teile (siehe Abschnitte B I a 1 und B II c dieser Arbeit!), so muß ich ihnen hier recht geben, daß sie die „fresh morainic topography“ weiter in östlicher Richtung laufen lassen (1951, S. 103). Denn die echte, unruhige Jungmoränenlandschaft zieht sich vom Standard Hill in etwa 1 km Breite nach ESE hin, wo sie zwischen der Wold Farm und der Thornwick Farm prächtig entwickelt ist (Bild 4, Hintergrund rechts). Nur von hier ab bedarf FARRINGTONS und MITCHELLS Skizze wieder einer Korrektur: Wie bei Filey zeichnen sie ihre Signatur „fresh morainic topography“ einfach über eine rund 125 ft. (38 m) O.D. hohe Geschiebelehm-Fläche hinweg, die den Nordosten der Halbinsel einnimmt und ein kleines Zungenbecken zu sein scheint, während sich die junge Endmoräne doch im Bogen über den Nordteil des Dorfes Flamborough, die Ringley Hills (235 705) und Ocean View (239 704) zur Südostseite von Flamborough Head erstreckt. Eine genauere Untersuchung ergab, daß sich die Moräne hier gabelt: Ein Rücken verläuft über die Höhe 178 (246 707) nach Osten zum eigentlichen Kap, wo das stark gegliederte Kreidekliff von mächtigen glazialen Ablagerungen gekrönt wird (und nicht etwa von einer Abrasionsplatte, wie SÖLCH 1951, S. 505, irrtümlich schreibt; vgl. VALENTIN 1954 b, Bild 1). Der andere Rücken streicht über den Cross Bow Hill (247 698) nach Südsüdosten aus.

2. Das Hügelland auf der Südseite von Flamborough Head

Freilich, auch südlich dieser Jungendmoräne liegt im Dreieck Standard Hill — Südostseite von Flamborough Head — Bridlington noch eine ziemlich gut erhaltene Glaziallandschaft. Sie mag das Hügelland auf der Südseite von Flamborough Head genannt werden. Eine Eisrandlage dürfte vom Standard Hill über den Mill Hill (217 702) zum Beacon Hill verlaufen (226 693; VALENTIN 1954 b, Bild 2), eine andere vom Bahnhof Bempton nach Marton—Sewerby und eine dritte von Newsham (180 716) bis nördlich und westlich Bridlington. Die Mächtigkeit der glazialen Ablagerungen ist hier noch bedeutend. So beträgt sie beim Sewerby House fast 18 m (siehe das Bohrungsverzeichnis im Anhang, Nr. 203 691). Besonders interessant sind die ausgedehnten Aufschlüsse in den großen Kiesgruben des Beacon Hill: Die Hauptmasse des Hügels bilden etwa 15 m geschichtete Sande (mit Lagen kleiner Kohleteilchen) und Kiese; sie sind stellenweise verworfen. Darüber folgt im allgemeinen konkordant mit Lehmübergang, doch auf der Nordostseite mit großen Geschieben an der Basis, etwa 1,5 m rotbrauner, zerklüfteter Geschiebelehm, dessen oberer Teil durch Solifluktion umgelagert und verwittert erscheint. Es handelt sich also offenbar um ein subglaziär entstandenes Kame, das bei geringem Rückgang des Eises subaerisch gefror. Beim Wiedervordringen des Gletschers, der an der Nordostseite die Eiskontaktssedimente im Sinne FLINTS hinterließ (1947, S. 143), zerbrach es und wurde von Geschiebelehm bedeckt. Daß es sich hierbei aber nicht um die letzte Vereisung handelte, wird durch die Fließerde und Verwitterung bewiesen.

In Übereinstimmung damit sind die Böschungen des Hügels flach und überhaupt die Oberflächenformen der ganzen Landschaft — vielleicht mit Ausnahme des Gebietes um Marton und Sewerby — wesentlich ausgeglichener als bei den Jungmoränen im Norden. Die einzige kräftige Belebung des Reliefs stellen zwei von dort kommende Täler dar. Das eine beginnt am Rande des kleinen Zungenbeckens nordöstlich des Dorfes Flamborough, durchbricht die Endmoräne zwischen dem Dorf und den Ringley Hills und erreicht tief einge-



Bild 1. Filey Bay (links) und die Fläche um Filey (rechts) von Norden nach Süden. Im Hintergrund die Kreidekalk-Schichtstufe der Yorkshire Wolds mit Reighton. (Aufn. J. K. Sr. JOSEPH 1948. British Crown Copyright reserved. Reproduced by permission of British Air Ministry).

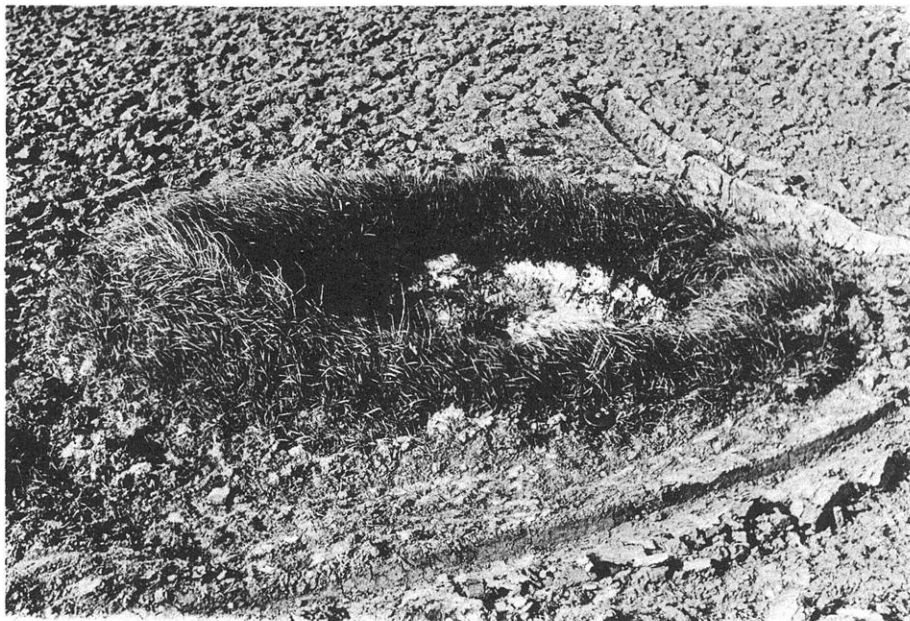


Bild 2. Kleines Söll am Nordosthang des Beacon Hill bei Filey. Durchmesser 3,70 m; Tiefe 1,50 m. (Aufn. VALENTIN 1952).

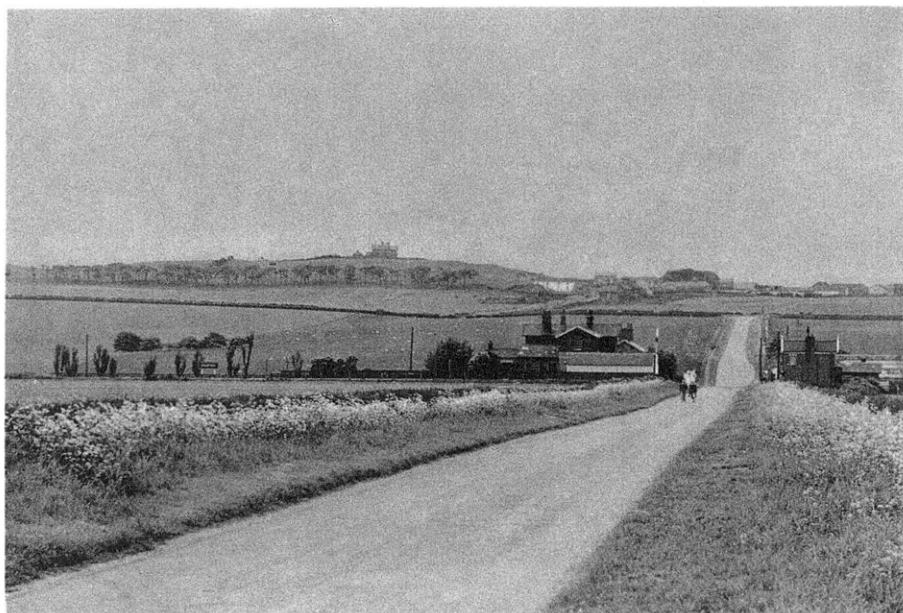


Bild 3. Die Jungendmoräne bei Speeton im Nordwesten der Halbinsel Flamborough Head. Auf der Höhe die Küstenwachstation. (Aufn. VALENTIN 1952).



Bild 4. Die Halbinsel Flamborough Head mit dem Danes' Dyke von Süden. (Aufn. J. K. St. JOSEPH 1948. British Crown Copyright reserved. Reproduced by permission of British Air Ministry).



**Bild 5. Verwerfung in eiszeitlichen Schottern nördlich Cottingham.
(Aufn. VALENTIN 1952).**

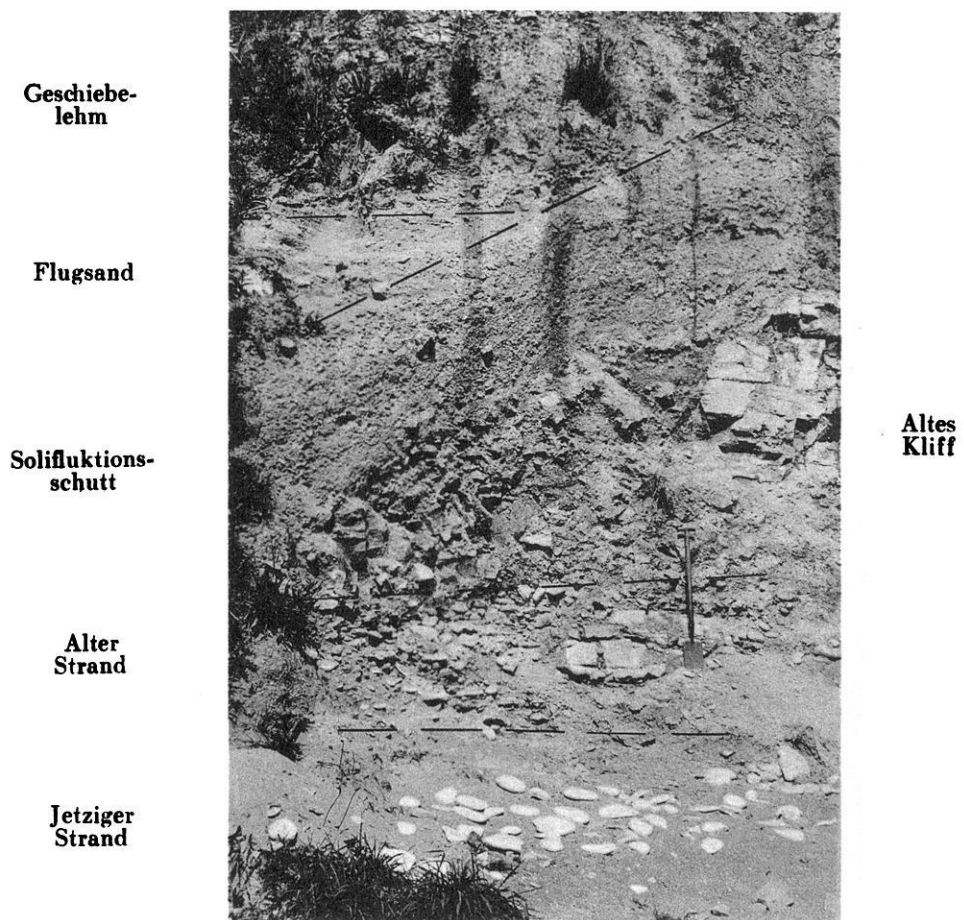


Bild 6. Austrittsstelle des alten Kliffs und Strandes bei Sewerby nordöstlich Bridlington. (Aufn. VALENTIN 1952).

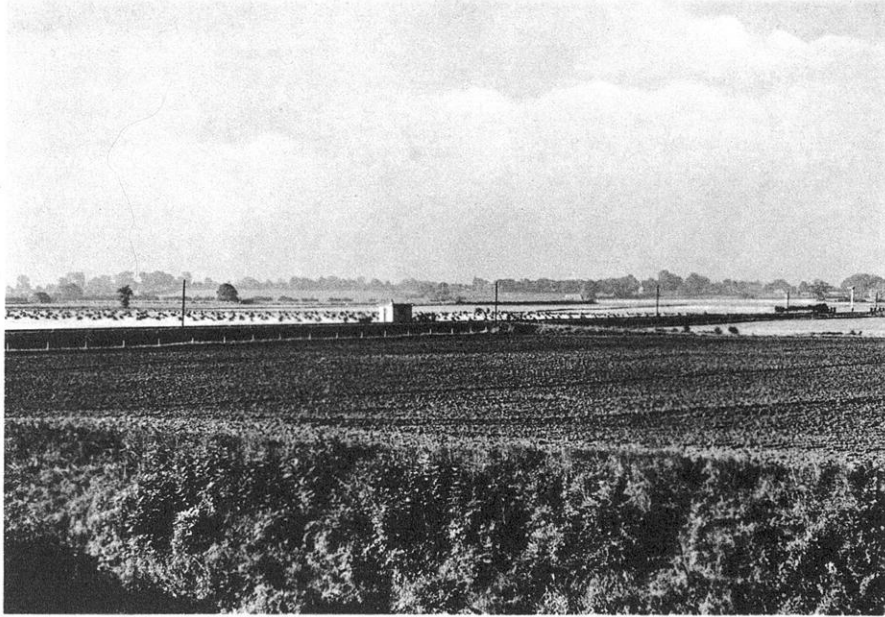


Bild 7. Blick vom Castle Hill nordöstlich Hull über die Marsch zur Endmoräne von Sutton-on-Hull. (Aufn. VALENTIN 1952).



Bild 8. Blick von Nordosten auf den geschiebelehmbedeckten Riedel der Yorkshire Wolds bei der Wüstung Raventhorpe (vorn) und dem Dorf Cherry Burton (hinten). (Aufn. J. K. ST. JOSEPH 1952. British Crown Copyright reserved. Reproduced by permission of British Air Ministry).

schnitten die Südküste der Halbinsel bei South Sea Landing. Das andere Tal setzt an der Endmoräne westlich des Standard Hill an, verläuft dann parallel zu ihr durch Buckton und Bempton nach Südosten und erreicht ebenfalls tief eingekerbt die Südküste beim Danes' Dyke House (Bild 4). An seine letzten 1,5 km lehnte ein wahrscheinlich bronzezeitliches Volk den sogenannten „Danes' Dyke“ an, einen 4 km langen, bewundernswerten Erdwall mit Graben, der es gegen Angriffe von Westen her schützen sollte. Er läßt sich in Bild 4 durch den die Halbinsel querenden Waldstreifen gut erkennen. Mit FARRINGTON und MITCHELL (1951, S. 102) deute ich die beiden Täler als zu der Jugendmoräne im Norden gehörige Schmelzwassertäler, welche die ältere Glaziallandschaft im Süden der Halbinsel durchschneiden. Doch könnte das westliche Tal (Buckton—Bempton—Danes' Dyke House) bereits bei der Eisrandlage Standard Hill — Mill Hill — Beacon Hill wirksam gewesen sein.

3. Das Innere der nordöstlichen Yorkshire Wolds

Ähnliches dürfte für ein weiteres Tal gelten, das schon in der westlich anschließenden Landschaft liegt, dem Innern der nordöstlichen Yorkshire Wolds. Als die letzte Vergletscherung die jungen Endmoränenwälle südlich Muston schuf (s. o.), mußte sich in dem bruchbedingten stumpfen Winkel der Schichtstufe bei Hunmanby ein Eisstausee bilden („Lake Hunmanby“ nach G. DE BOER 1945, S. 224). Dieser lief bei 100 763 in dem etwa der Verwerfung folgenden Überflußdurchbruchstal Hunmanby Dale nach Süden ab. Hier erheben sich in dem nun Bartin Dale genannten, breiteren Tal bei 105 743 mehrere niedrige Hügel, die aus Kies mit einer rotbraunen Soliflukationsdecke bestehen. DE BOER sieht in ihnen das Delta, das die überfließenden Wasser im „Lake Rudston“ aufschütteten und das später zerschnitten wurde, während FARRINGTON und MITCHELL sie als „fresh outwash gravels“ kartieren. Aber die Ablagerungen zeigen weder die typische Deltastruktur, noch können sie infolge der Fließerdeschicht als Teil eines jungen Sanders aufgefaßt werden. Sie dürften vielmehr als Kame am Rande der älteren Vergletscherung entstanden sein, die von Norden her so weit in die Wolds eindrang.

Dennoch schon bei 005 773 und 006 777 auf der Höhe der Schichtstufe südlich Willerby verzeichnet die geologische Karte zwei isolierte Vorkommen glazialen Sandes und Kieses, und von der Höhe südlich Folkton an überzieht eine dünne Decke von teilweise umgelagertem, rotbraunem Geschiebelehm die Kreidekalkflächen im Westen und Süden von Hunmanby. Es ist wohl kein Zufall, daß die Kieshügel im Bartin Dale gerade in der Verlängerung des Randes der Geschiebelehmdecke liegen. Die Decke setzt sich östlich des Tales im Süden von Reighton—Speeton bis nach Bempton und Newsham fort. Besonders auf dieser Strecke zeigt ihre Oberfläche mehrfach kleine trockene Vertiefungen, die einen flüchtigen Beobachter wie Sölle anmuten können (z. B. bei 162 718, 162 721, 165 710). Daß sie jedoch Erdfälle sind, bewiesen nahegelegene Kalksteinbrüche und Gruben, die gerade im Mai 1952 längs der Straße Scarborough — Bridlington für die unterirdische Verlegung der Telephonleitungen ausgehoben wurden. Dort betrug nämlich die Mächtigkeit des Geschiebelehms über dem Kalk nur wenige Dezimeter.

Überhaupt werden die Oberflächenformen der älteren Glaziallandschaft im Innern der nordöstlichen Yorkshire Wolds weitgehend von den Formen des Felsuntergrundes bestimmt, etwa wie es A. K. LOBECK in seinem Lehrbuch allgemein als „topography controlled by bedrock“ dargestellt hat (1939, S. 302). So beruht wohl auch die Fläche des Sportflugfeldes von Speeton (152 732), die sogar in Ortsbezeichnungen wie „Great Flat“ und „Hazelwood Flat“ ihren Ausdruck findet, auf einer voreiszeitlichen Verebnung im Kreidekalk. Damit unterscheidet sich diese Landschaft wesentlich von dem bei Bempton und Newsham mit zwei Moränenzügen anschließenden Hügel-land auf der Südseite von Flamborough Head, dessen glaziale Ablagerungen gleich alt, aber viel mächtiger sind. Sie leitet vielmehr schon zu den unbedeckten Kreidekalkhöhen der Yorkshire Wolds über, die im II. Abschnitt des regionalen Teils im Zusammenhang behandelt werden sollen. Doch zuvor sei es noch gestattet, eine kurze Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse im nördlichen Ausgangsgebiet zu geben.

c. Zusammenfassung der Entwicklungsgeschichte

In dem bisher betrachteten Gebiet ließen sich zwei verschieden alte Vereisungen erkennen, die im folgenden der Kürze halber mit den Buchstaben B und C bezeichnet werden sollen. Die ältere B-Vereisung scheint sich im Vale of Pickering weit nach Westen erstreckt zu haben, nach den Geschiebelehmresten bei Ebberston, Wilton usw. am Nordrand des Tales so zu urteilen. An seinem Südrand schob sich der Gletscher mindestens bei Ganton auf die Kreidekalk-Schichtstufe hinauf. Er bedeckte die nordöstlichen Yorkshire Wolds bis zu einer Linie, die von südlich Folkton nach Südosten bis Newsham verlief und dort in Richtung Bridlington umschwenkte. Bei seinem Rückzug entstand zunächst die Eisrandlage Bahnhof Bampton — Marton — Sewerby, dann verhielt der Gletscher vermutlich etwas länger auf der Linie Hunmanby — Reighton — Speeton — Standard Hill — Mill Hill — Beacon Hill. Bereits zu dieser Zeit dürfte sich bei Hunmanby ein Eisstausee gebildet haben, der nach Süden überlief und das Hunmanby Dale anlegte; ebenso könnte schon das Schmelzwassertal Buckton — Bampton — Danes' Dyke House bestanden haben.

Wie weit die Vergletscherung zurückging, ob nun ein echtes Interglazial oder nur ein Interstadial folgte, kann in dem bisher betrachteten Gebiet nicht entschieden werden. Jedenfalls bedeckte die letzte oder C-Vereisung den Rand der North Yorkshire Moors und stieß im Vale of Pickering vermutlich bis Brompton — Foulbridge — East Heselton vor. Von dort verlief ihre äußerste Grenze entlang der Schichtstufe nach Hallamfield und weiter auf der Nordseite von Flamborough Head über Reighton, Speeton, Stand-

ard Hill und den Nordteil des Dorfes Flamborough zur Südostseite der Halbinsel. Doch darüber hinaus beeinflusste sie nachhaltig ihr Vorland: einmal durch die Bildung periglazialer Fließerden usw., so daß die Formen der älteren Glaziallandschaft ausgeglichen wurden; zweitens aber durch die Abdämmung ausgedehnter Eisstauseen. Westlich Scarborough staute der Gletscher den Hackness Lake auf, dessen Wasser den Überflutdurchbruch des Forge Valley schufen und die dabei entstandenen Schotter am Eisrand von Ayton bis Wykeham Abbey ablagerten. Hier mündeten sie in den viel größeren Lake Pickering, der im Überflutdurchbruchstal Kirkham Gorge nach Süden entwässerte. Als dritter Eisstausee dürfte sich nochmals der Lake Hunmanby gebildet haben und im Hunmanby Dale abgelaufen sein. Auf der Halbinsel Flamborough Head strömten die Schmelzwässer in den Tälern Buckton — Bampton — Danes' Dyke House sowie östlich des Dorfes Flamborough zur offenbar unvergletscherten Bridlington Bay.

Später zog sich das Eis im Vale of Pickering nach Osten und von Flamborough Head nach Norden zurück: Während eine Gletscherzunge in der Rinne südlich Scarborough lag und beim Bahnhof Seamer den Sander vorschütete, entstanden die Endmoränen um Cayton und Gristhorpe sowie die einander parallelen Endmoränenwälle südlich bis südöstlich Muston. Als jüngste Endmoräne im Vale of Pickering bildete sich der Rücken des Beacon Hill und Mill Hill. Östlich davon scheint die Eiszunge tot liegengelassen und allmählich verdunstet zu sein, nach der Grundmoränenebene von Filey zu schließen. Damit war das letzte Eis aus dem Untersuchungsgebiet verschwunden.

II. Holderness und Umrahmung

Konnte das nördliche Ausgangsgebiet als eine ost-westlich verlaufende Schichtstufenlandschaft gekennzeichnet werden, deren Nordstrand unzweifelhaft von der letzten Vereisung bedeckt war, so ist die folgende Region in jeder Hinsicht davon verschieden. Denn die harten mittel- bis oberjurassischen Gesteine, die die North Yorkshire Moors aufbauen, schwenken als Hambleton Hills und Howardian Hills bis südlich Malton herum, von wo sie als schmales, streckenweise unterbrochenes Band ohne geomorphologische Bedeutung über Market Weighton und South Cave nach SSE zum Humber streichen. Der weiche oberjurassische Kimmeridge-Ton, in dem das Vale of Pickering ausgeräumt ist, fehlt von südlich Malton bis zum Humber sogar vollständig. Um so beherrschender werden jetzt die harten Kreidekalke der Yorkshire Wolds, die südlich Malton ebenfalls nach SSE umbiegen. Von hier bis zum Humber westlich Hull ragen sie mit einer durchschnittlich 400 ft. (120 m) hohen Schichtstufe über das weite Vale of York auf. Nach Osten zu erniedrigen sie sich allmählich und setzen sich im Untergrund von Holderness bis zur Nordsee fort. Diese im großen gesehen nach Osten gekippte Kreide-

kalktafel bildet also das feste Fundament für die Ereignisse des Eiszeitalters.

Doch so einheitlich das Fundament auch ist, so bestehen hier bisher gewaltige Meinungsverschiedenheiten über die Ausdehnung der letzten Vereisung. Früher glaubte man ja allgemein, daß die Grenze der letzten Vergletscherung auf dem Osthang der Wolds nach Süden verlief und somit ganz Holderness vom Eis bedeckt war. FARRINGTON und MITCHELL (1951) zogen die Grenze dagegen schon auf der Nordseite von Flamborough Head nach Osten und behaupteten, daß der Gletscher Holderness überhaupt nicht mehr erreicht hätte. Seitdem ist die Zuordnung von Holderness und Umrahmung zur Jung- oder zur Altmoränenlandschaft völlig ungewiß. Daher lag der Schwerpunkt meiner Untersuchungen in diesem Gebiet, welches dementsprechend im folgenden etwas ausführlicher dargestellt werden soll. Dazu wird es von Westen nach Osten in drei etwa meridional streichende Großlandschaften gegliedert: a) den Osthang der Yorkshire Wolds, b) das Tiefland von West-Holderness und c) das Hügelland von Ost-Holderness.

a. Der Osthang der Yorkshire Wolds

(Karten 1 : 63 560 Bl. 95, 98, 99; 1 : 25 000 Bl. 44/92—96, 54/02—06, 16)

1. Die Kreidekalkhöhen der Yorkshire Wolds

Die westlichste Landschaft stellen die von jüngeren Ablagerungen praktisch unbedeckten Kreidekalkhöhen der Yorkshire Wolds dar. Sie bilden weite Hochflächen, die nahe der Schichtstufe bei 821 570 bis 808 ft. (246 m) O. D. aufragen und sich in Richtung Holderness ganz allmählich auf 500, 400, ja 300 ft. erniedrigen. Dabei kann es sich aber nicht um eine Schichtfläche handeln, da die Aufschlüsse im Westen den mittleren „Chalk“ mit Feuersteinbändern und im Osten den obersten, feuersteinfreien Chalk zeigen. Es ist vielmehr offenbar eine Schnittfläche, welche die im allgemeinen mit wenigen Grad zur Nordsee einfallenden Schichten kappte und später selbst leicht nach Osten gekippt wurde. Vielleicht

liegen statt eines einheitlichen Tafelrumpfes auch mehrere verschiedene Flächen vor. Ich habe mich mit dieser interessanten Frage nicht näher befaßt, weil Mr. G. DE BOER, Lecturer in Geography am Hull University College, sich zur Zeit damit beschäftigt (frdl. mdl. Mitteilung). Immerhin gewann ich den Eindruck, daß die Verebnung bei 500 bis 400 ft. (rd. 150 bis 120 m) O. D. besonders ausgedehnt ist. Hier finden sich auch besonders viele der ortsfremden Quarzit- und Sandsteingerölle, die bereits von J. W. STATHER (1906) beschrieben wurden. Die Quarzite sind gelblich bis rötlich, wohlgerundet und haben einen mittleren Durchmesser von etwa 6 cm, während die selteneren Sandsteine rot, weniger gerundet und zumeist größer sind. Die Gerölle fehlen da-

gegen fast ganz an den Flanken der zahlreichen Trockentäler, die die Fläche des Osthangs der Wolds vorwiegend von Westen nach Osten zerschneiden. Diese Täler bieten ein eigenes Problem: Wie konnten sie überhaupt so tief in dem durchlässigen Kreidekalk eingekerbt werden, der doch von vielen Dolinen bedeckt ist? Besser noch als im Gelände kommt die pockennarbige Dolinenlandschaft in den Luftbildern zum Ausdruck (z. B. in Bild C. P. E./U. K. 1748, Nr. 2186).

Ein Erklärungsversuch all dieser Tatsachen muß angesichts des Fehlens datierbarer postkretazischer Ablagerungen von der bekannten Entwicklungsgeschichte in anderen Teilen des Nordseeraums ausgehen. Die erste Phase war die alttertiäre Aufwölbung des Britischen Schildes, die in der Scheitelregion — Westschottland, Nordostirland, Irische See und Nordwales — von Zerspaltung und Vulkanismus begleitet war (H. Cloos 1939, S. 500, 512). Dabei wurde auch die Kreidedecke zur Nordsee hin schräggestellt. Die sich darauf entwickelnden konsequenten Flüsse, die von D. L. Linton (1951, S. 68) rekonstruiert wurden, begannen die Kreidedecke abzutragen und sich zuerst im Westen in den älteren Untergrund einzuschneiden. Von dort brachten sie vermutlich die Quarzit- und Sandsteingerölle nach Osten auf die im Miozän in über 100 m O. D. entstehende Rumpffläche. Im Unterpliozän dehnte sich ja eine Fastebene rings um die stark erweiterte Nordsee, deren Spiegel in etwa 100 m Höhe über dem heutigen Meeresniveau gelegen haben mag (Valentin 1951/52).

Doch im mittleren Pliozän setzte eine erneute Hebung der britischen Schwelle gegenüber dem sinkenden Nordseebecken ein, so daß die Rumpffläche leicht nach Osten gekippt und die Erosion wieder belebt wurde. Die Bildung der Täler war also die jüngste Phase, und in Anlehnung an die in Südostengland gewonnene Auffassung C. C. Faggs (1923) kann man sie sich etwa folgendermaßen vorstellen. Solange die Keuper- und Liastone westlich des Kreidekalks und der Meerespiegel im Osten noch relativ hoch lagen, war auch der Grundwasserspiegel im Kreidekalk hoch gespannt, so daß Flüsse auf ihm verlaufen konnten. In dem Maße aber, wie die Tone im Vale of York durch subseque-

nterflüsse ausgeräumt wurden und der Meeresspiegel tektonisch-eustatisch fiel, mußte sich das Grundwasserniveau in dem nunmehr mit einer Schichtstufe aufragenden Kreidekalk senken. Dadurch konnten sich seine Flüsse nur noch in den Mittel-, ja Unterläufen weiter eintiefen, während die oberen bis mittleren Talstrecken zu Trockentälern wurden. Gleichzeitig begann auf den Hochflächen die Dolinenbildung.

Selbstverständlich wurde diese Entwicklung durch die Vorgänge des Pleistozäns beeinflusst. Doch im Gegensatz zu der weitverbreiteten Vorstellung, daß die Yorkshire Wolds völlig von der größten Vergletscherung überwältigt wurden (vgl. z. B. Stamp 1949, S. 160), konnte ich in den höheren Teilen des Berglandes keinerlei Beweise für eine frühere Eisbedeckung finden. Vielmehr zeugen die hier als einzige ortsfremde Gesteine vorkommenden Quarzit- und Sandsteingerölle geradezu dafür, daß dies Gebiet unvergletschert blieb. Denn hätte das Eis sie abgelagert, so würde es bestimmt wie im Vale of York und in Holderness noch eine Vielfalt anderer Geschiebe aus den Pennines, dem Lake District, Südschottland und Skandinavien hinterlassen haben. Hätten die Gletscher die Wolds aber rein erosiv überfahren, so wären die Gerölle abgetragen worden. Dies Gebiet ragte also offenbar wie die höheren Teile der North Yorkshire Moors aus dem Inlandeis heraus und wurde nur periglazial geformt. Dabei ist in erster Linie an ein Abwandern der miopliozänen Schotterdecke in die Täler zu denken, die durch die Schneeschmelzwässer verstärkt in den jetzt gefrorenen und damit undurchlässigen Kreidekalk eingekerbt wurden.

Erst in den etwas niedrigeren Teilen des Berglandes sind gewisse Erscheinungen zu beobachten, die von der größten oder A-Ver-eisung selbst geschaffen sein könnten. So liegt etwa bei High Hunsley (956 354) in 475 ft. (145 m) O. D. ein isolierter Rest stark verwitterten Geschiebelehms, und an mehreren Stellen verlaufen Trockentäler derart, daß man sie vielleicht als altglaziale Überflußdurchbruchstäler auffassen darf. Das gilt besonders von den Tälern zwischen Weaverthorpe (966 709) und Bf. Sledmere-Fimber (908 610) sowie zwischen Weaverthorpe und Wintring-

ham (885 732), deren Talwasserscheiden bis auf 380 bzw. 360 ft. (116 bzw. 110 m) O.D. erniedrigt sind. Infolge meiner besonderen Problemstellung konnte ich diese frühen Vereisungsspuren nicht näher untersuchen; hier liegt also noch ein sehr aussichtsreiches Arbeitsfeld.

2. Der niedere Osthang der Yorkshire Wolds

Unterhalb 250 ft. (rd. 75 m) O.D. zieht dann ein frischeres System von Überflurinnen von Norden nach Süden. Es scheint die äußerste Grenze einer späteren Vereisung anzugeben, die östlich davon eine nahezu geschlossene Decke von rotbraunem Geschiebelehm hinterließ. Es soll daher auch als Westgrenze einer neuen Landschaft dienen, des von glazialen Ablagerungen bedeckten niederen Osthangs der Yorkshire Wolds. Das relative Alter dieser Eisrandlage ergibt sich daraus, daß sie bei Bridlington an die äußerste Eisrandlage des Hügellandes auf der Südseite von Flamborough Head anschließt (B I b 2), welches der B-Vergletscherung zugehört. Dort verläuft der Rand der Geschiebelehmdecke nämlich von Newsham nördlich und westlich der Stadt Bridlington im Tal der Gypsy Race bis Boynton (136 682). Dann schwingt er auf der steilen Südseite des Tales, vermutlich infolge nachträglicher Erosion, etwas zurück und streicht auf einem 250 bis 300 ft. (rd. 75 bis 90 m) O.D. hohen, von den eigentlichen Wolds getrennten Kreidekalkkrücken nach Westsüdwesten bis Kilham (064 644). In dem Tal unmittelbar östlich dieses Dorfes zeigt ein S—N gestrecktes Os die Richtung der hier vorstoßenden Gletscherzunge an. Von Kilham zieht der Rand des Geschiebelehms über eine weitere isolierte Kreidekalkhöhe nach Garton on the Wolds (982 595). Bei Garton kreuzte der Eisrand offenbar das von Westen nach Great Driffield verlaufende breite Tal, nach den Hügelresten auf beiden Talseiten zu schließen. Der Craike Hill auf der Südseite besteht aus geschichtetem Sand und Kies (darin skandinavischer Rhombenporphyr und Bruchstücke der Meeresmuschel *Tellina baltica*) mit einer rotbraunen Solifluktsdecke. Er ähnelt in vielem den Hügeln im Bartin Dale (B I b 3) und dürfte wie jene ein Kame der B-Vergletscherung darstellen. Von hier

streicht der Rand des Geschiebelehms über Middleton on the Wolds (947 495) nach Süden.

Es ist schon früher erkannt worden, daß das Eis in dieser Position die von den Wolds kommenden Täler blockieren und in Stauseen verwandeln mußte. G. DE BOER hat ihre Spuren in einer Spezialarbeit behandelt (1945), die durch meine Beobachtungen im wesentlichen bestätigt wurde. Der größte See scheint der nach dem Dorf Rudston (097 675) benannte „Lake Rudston“ gewesen zu sein, der sich im Tal der Gypsy Race und einigen kleineren Tälern bei Kilham bis zur 225 ft.- (68 m-) Isohypse ausdehnte. Denn sein Abfluß im Danesdale (026 616) ist bis etwas unter diese Höhe eingeschnitten. Dort ging er in den ebenfalls noch recht ansehnlichen „Lake Garton“ über, der das von Westen nach Great Driffield verlaufende breite Tal sowie kleinere Täler nördlich und besonders südlich davon bis zur gleichen Höhe ertränkte. Dieser See entwässerte durch eine kurze Überflurinne bei 940 505 in den kleinen „Lake Middleton“. Die schönste eisrandparallele Überflurinne liegt aber südlich Middleton. Hier winden sich das Hugill Dale, Holme Dale, Short Dale, Long Dale und Old Dale eingetieft durch mehrere Kreidekalkriedel nach Süden. Ihr Wasser vereinigte sich wohl bei 940 439 mit demjenigen, das in einer schwach angedeuteten Rinne nach Norden geströmt sein mag, und lief nach Westsüdwesten über. So schuf es das großartige Überflußdurchbruchstal Goodmanham Dale und die korrelierten, aus Kalk und einigen Erratika bestehenden Schotter bei Market Weighton im Vale of York.

Während man zu dem Befund DE BOERS im Nord- und Mittelteil der Wolds kaum noch etwas hinzufügen kann, bedarf seine Darstellung im Süden einer Ergänzung. Denn hier scheint er die Grenze der B-Vergletscherung zu weit östlich angenommen zu haben. Der Rand der dünnen rotbraunen Geschiebelehmdecke zieht doch etwa über Bishop Burton, wo sich im Crawberry Dale bei 980 381 der osartige, 225 ft. (68 m) O.D. hohe Crawberry Hill von NE nach SW erstreckt, Walkington und Little Weighton nach Swanland. Dort erklimmt er bei 988 277 eine Höhe von fast 300 ft. (rd. 90 m) O.D. Es kann wohl keinem

Zweifel unterliegen, daß das westlich davon gelegene, die Wolds in etwa 220 ft. (67 m) O.D. durchbrechende Tal Melton Bottom von den Schmelzwässern vertieft wurde. Ebenso darf man wohl aus der großen Höhe schließen, die das Eis bei Swanland erreichte, daß es sich in diesem Stadium — ähnlich wie ins Vale of Pickering — nach Westen ins Vale of York und nach Süden ins Ancholme-Tal erstreckte. Aus dieser Zeit stammen vermutlich der Geschiebelehm bei Melton, die skandinavischen Geschiebe auf dem Mill Hill von Elloughton (942 278) und die Endmoränen im Ancholme-Tal zwischen Waddingham (984 962) und South Kelsey (042 982) sowie bei Brigg (000 072).

Etwas jünger als diese äußerste Rاندlage der B-Vergletscherung dürfte die z w e i t e sein, welche die bogenförmige Endmoräne im nördlichen Ancholme-Tal hinterließ. Sie zieht von South Ferriby (988 210) über Horkstow (987 185) östlich Winterton (930 185) und Winteringham (932 222) vorbei zum Humber. Vielleicht reichte ein ähnlicher Eislobus ein wenig humberaufwärts. Als einen Rest seiner Moräne kann man den niedrigen Rücken südlich Melton ansehen, auf dem vor wenigen Jahren die Schmelzhütte errichtet wurde (973 254). Von hier strich der Gletscherrand offenbar über North Ferriby und den niedrigen südöstlichsten Ausläufer der Wolds hinweg nach West Ella (010 292). Möglicherweise liegt in diesem von mächtigem rotbraunem Geschiebelehm bedeckten Riedel zwischen der Humber Dale Farm (003 272) und der Grundale Pit (010 279) eine Überflußrinne, die später durch Solifluktion verhüllt wurde; die zugehörige Moräne würde vom rd. 170 ft. (52 m) O.D. hohen Middlebrough Hill (004 226) nach NNE verlaufen.

Von West Ella nordwärts scheint der Eisrand immer noch zusammenhängend in 150 bis 175 ft. (46 bis 53 m) O.D. dem Osthang der Wolds gefolgt zu sein. An zahlreichen Stellen finden sich nämlich in dieser Höhe Reste von Endmoränen usw. in den West-Ost-Tälern sowie Spuren von Überflußrinnen auf den sie trennenden Riedeln. Besonders schöne Beispiele konnte ich im Willerby Bottom (011 307) und um Skidby herum (015 337) beobachten. Auch der N—S ziehende Teil des Rinnen-

systems im Risby Park (002 355) dürfte schon zu dieser Zeit angelegt worden sein. Die Eisrandlage setzt sich an der Überflußrinne süd-südöstlich Bishop Burton (996 385), den Hügeln im westlichen Bishop Burton Park und mehreren endmoränenartigen Rücken nach Norden fort, von denen hier wenigstens die Gitternetz-Koordinaten genannt seien: 976 414 (Dunken Hill), 973 421, 972 437, 970 445, 968 456, 968 463, 970 476, 971 486, 978 498 (Horn Hill) und 984 517. Westlich der beiden letzteren sind die Überflußrinnen teilweise bis zum Kreidekalk eingeschnitten.

An dieser Stelle bog der Rand der Vergletscherung offensichtlich nach Nordosten um und lagerte die prächtige Endmoräne ab, die sich in 6 km Länge über Sunderlandwick bis südlich Great Driffield erstreckt. Von ihrer Höhe blickt man nach den Wolds zu in das weite, flache Becken, das damals ein sehr großer Eisstausee eingenommen haben muß. Er war durch den Rückzug der Vergletscherung aus DE BOERS „Lake Garton“ hervorgegangen und möge zum Unterschied von jenem kleineren See als „Lake Driffield“ bezeichnet werden. Sein Spiegel lag bei 150—175 ft. (46—53 m) O.D., denn das ist die Höhe der in ihn mündenden Überflußrinnen und vor allem die Einlaßhöhe seines Abflusses Goodmanham Dale, welcher die Schmelzwässer auch noch in dieser Phase in das Vale of York abführte. Nach einer Unterbrechung von 3 km ist die erwähnte Endmoräne in dem flachen Riedel westlich Nafferton wiederzuerkennen (046 589). Auf den Hügel und die Überflußrinne bei Ruston Parva (062 628) sowie auf den Überlauf aus dem „Lake Rudston“ längs der Kilham Lane (081 661) hat bereits G. DE BOER aufmerksam gemacht (1945, S. 228). Nordöstlich hiervon dürfte der Eisrand genau so verlaufen sein wie während der vorhergehenden Phase.

3. Der Ostfuß der Yorkshire Wolds

Im Gegensatz zu den beiden bisher beschriebenen Rاندlagen der B-Vergletscherung führt die d r i t t e schon hinaus nach Osten und damit in eine neue Landschaft: den Ostfuß der Yorkshire Wolds. Die Eisrandlage beginnt im Humberdurchbruch. Auf seiner Südseite tritt im South Ferriby Cliff (997 223) ein rot-

brauner, auch skandinavischen Rhombenporphyr und Augitsyenit enthaltender Geschiebelehm auf. Der gleiche Geschiebelehm kehrt auf der Nordseite im „Red Cliff“ wieder (980 250) und streicht als ein durchschnittlich 40 ft. (12 m) O.D. hoher Rücken zum Dorf North Ferriby. Ohne Zweifel liegen hier die Reste einer Endmoräne vor, die einst den Humber kreuzte. Bis zu diesem jüngeren Stadium war also der Humberdurchbruch von einer Gletscherzunge versperrt. Die von allen Seiten in das Vale of York strömenden Wasser mußten sich, wie bereits von den englischen Forschern erkannt wurde, zu einem gewaltigen Eisstausee sammeln: dem „Lake Humber“, der seinen Abfluß weiter im Süden suchen mußte.

Von North Ferriby zog sich der Gletschertrand offenbar ähnlich wie in der zweiten Phase über den südöstlichsten Ausläufer der Wolds hinweg, nur ein wenig weiter abwärts. Ganz entsprechend könnte zwischen den Punkten 013 270 und 015 275 eine später durch Solifluktion verhüllte Überflußrinne liegen, mit einer Moräne im Tranby Park. Doch bei Willerby (024 306) deutet sich zum ersten Male eine Teilung der vordem so geschlossenen Front des Inlandeises an. Südlich hiervon sind die von den Wolds kommenden Riedel und Täler von ziemlich mächtigem rotbraunem Geschiebelehm bedeckt. Nördlich davon ist die Decke dagegen nur schwach, ja an den steilen Talhängen tritt weithin der Kreidekalk zutage; die Talböden werden von Sand und Kies eingenommen, und am Ostfuß der Wolds, wo ein flacher Moränenrücken bis südlich Cottingham (053 319) vorspringt, wird der Geschiebelehm stark sandig.

Von Cottingham erstreckt sich sogar eine etwa 6 km lange und 1 bis 2 km breite Schotterfläche nach Norden. Bohrungen zeigen, daß die Gerölle und Sande stellenweise in 12 m Mächtigkeit bis zum Kreidekalk hinabreichen (vgl. Nr. 050 332 des Bohrungsverzeichnisses). In den Kiesgruben konnte ich eine Verwerfung beobachten, die wohl nur bei Gefronnis der Schichten entstanden sein kann (Bild 5), und suchte vergeblich nach Muscheln. Es handelt sich also um eiszeitliche Schotter und nicht etwa um den Strand der postglazialen brackischen Meeresbucht, welche die Marschen

um Hull ablagerte. Dafür spricht auch die ganz flache Moräne nordöstlich Cottingham, die zwischen den Schottern im W und der Marsch im E von 057 336 nach 055 351 streicht.

Aus allen diesen Tatsachen gewinnt man den Eindruck, daß der Eisrand von Willerby bis südlich und nordöstlich Cottingham herumschwankte. Das am Woldhang freigegebene Gebiet wurde einer starken periglazialen Abtragung ausgesetzt, deren Schutt talabwärts wanderte und sich nördlich Cottingham vor der Gletscherfront anhäufte. Die Hauptmasse der Schotter dürfte aber aus dem Rinnensystem im Risby Park gekommen sein (002 355). Es besteht aus der eigentlichen, N—S ziehenden Überflußrinne, die m. E. schon während der vorhergehenden Phase angelegt wurde (s. o.), und zwei nach ENE führenden Ausläufen. Der südliche Ausfluß beginnt bei 150 ft. (46 m) O.D., der nördliche bei 125 ft. (38 m) O.D., und in diesem gehen die Talbodenkiese in die Schotterfläche von Cottingham über. Hier bog also der Rand des im Norden verbleibenden Eises nach ENE um und verlief südlich Beverley vorbei zu den flachen Moränen von Woodmansey (055 380) und Kenley House (078 376). Etwa bei Wawne (090 370) müssen damals der nördliche und der südliche Eislobus, die im folgenden als „Holderness-Gletscher“ und „Humber-Gletscher“ bezeichnet werden sollen, zusammengestoßen sein.

Bevor jedoch ihr weiterer Rückzug von den Höhen ins Flachland dargestellt wird, empfiehlt sich eine kurze Betrachtung, wie sich der Übergang der Yorkshire Wolds nach Holderness im großen vollzieht. Schon auf der Höhenschichtenkarte der heutigen Oberfläche (Karte 5) sieht man den ziemlich steilen Abfall der Wolds im Nord- und Südabschnitt, während er im Mittelabschnitt zumeist sanft ist. Deckt man die den Kreidekalk verhüllenden quartären Ablagerungen ab, wie ich es auf Karte 3 versuchte, so ist der Abfall im Norden und Süden noch viel steiler. Besonders deutlich tritt er bei Harland Rise nahe Cottingham in Erscheinung, wo 1922 eigens zum Zwecke seiner Feststellung eine Reihe von Bohrungen in kurzen Abständen niedergebracht wurde (vgl. als Beispiele die nur 120 m voneinander entfernten Nrn. 030 339

und 031 339 des Bohrungsverzeichnisses!). C. B. NEWTON (1925) hat das daraus abzuleitende Profil veröffentlicht, so daß es hier nicht noch einmal gezeichnet zu werden braucht.

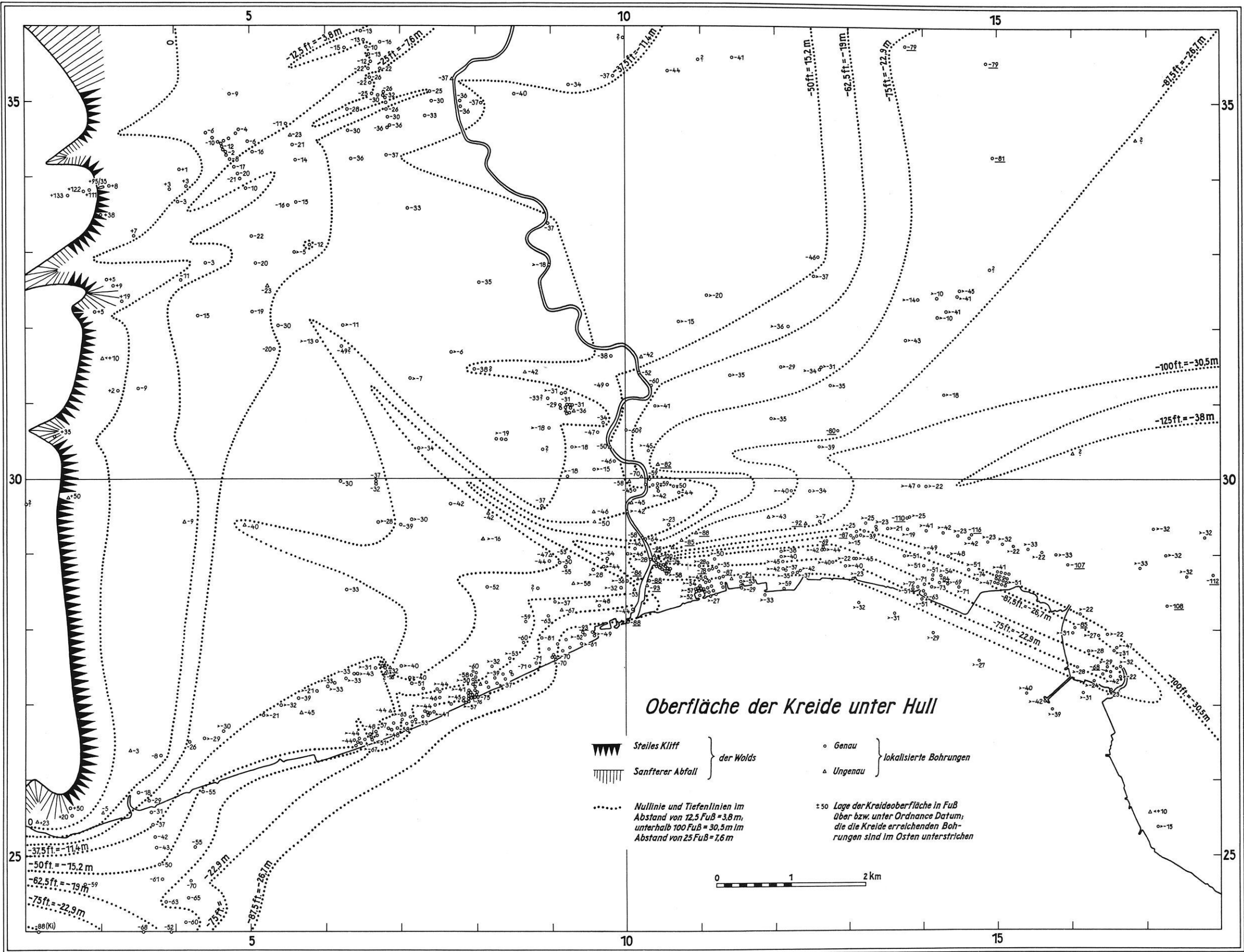
Bei der Deutung der Kreidekalkstufe wird man sich den englischen Forschern anschließen, die darin ein altes Meeresskliff erblicken. Sie nehmen allerdings verallgemeinernd ein Kliff auf der ganzen Länge von Bridlington bis zum Humber an. Demgegenüber muß auf die abweichenden Verhältnisse im Mittelabschnitt aufmerksam gemacht werden: Obwohl dort nur wenige Bohrungen zur Verfügung stehen, lassen sie erkennen, daß der Abfall der Kreideoberfläche wesentlich sanfter erfolgt. Entweder war dort — im Innern der alten Meeresbucht — das Kliff niemals richtig entwickelt, oder es wurde später durch die Erosion der Gletscher zerstört, welche z. B. während der B-Vereisung im Mittelabschnitt besonders weit nach Westen vordrangen. Letzteres ist m. E. wahrscheinlicher. Denn die begrabene Oberfläche der Kreide unter Ost-England ist ja gleich der des Tertiärs unter Berlin keinesfalls präglazialen Alters und fossil unter den quartären Ablagerungen erhalten worden, wie viele britische Autoren noch immer meinen (z. B. WILSON 1948, S. 71). Vielmehr wurde sie gewiß durch die Erosion der Gletscher, des fließenden Wassers und — wie sofort gezeigt werden wird — sogar des Meeres im Eiszeitalter weitergeformt. Daher habe ich auch im Titel der Karten den Ausdruck „präglazial“ bewußt vermieden.

Der Beweis, daß es sich bei der Kreidekalkstufe im Nordabschnitt um ein echtes Meeresskliff handelt, liegt bei Sewerby nordöstlich Bridlington (199 685). Hier tritt es an der Küste unter den quartären Deckschichten hervor und setzt sich weißschimmernd als fast senkrechte Wand nach Nordosten fort (vgl. VALENTIN 1954 b, Bild 2). Die bedeutsame Austrittsstelle fand seit ihrer wissenschaftlichen Entdeckung durch C. REID (1885, S. 48) mehrfach das Interesse der englischen Geologen, deren Beobachtungen zuletzt von S. MELMORE (1935, S. 8—9) und V. WILSON (1948, S. 73—74) zusammengefaßt wurden und von mir nur noch bestätigt werden konnten.

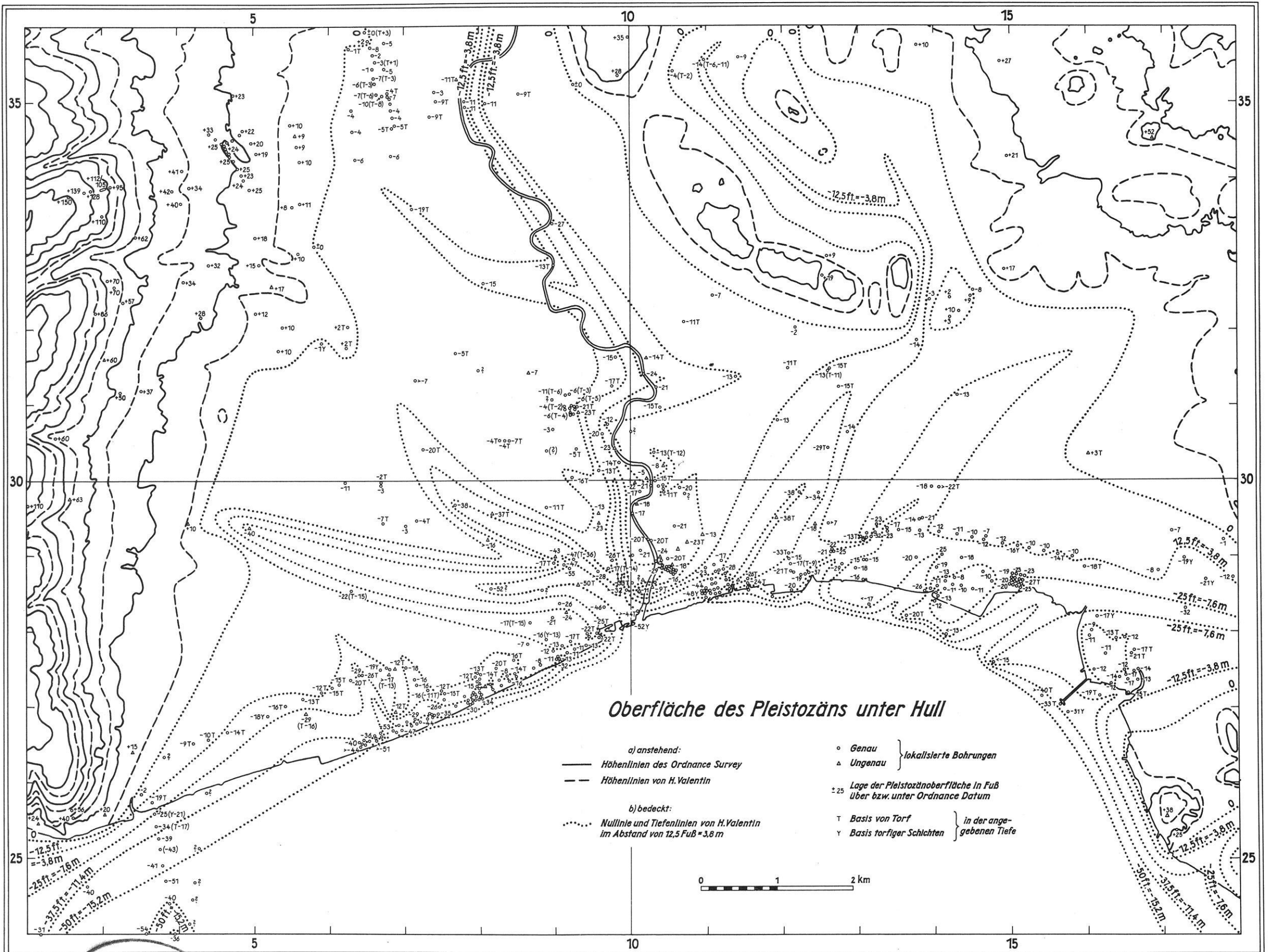
In Bild 6 erhebt sich rechts das alte Kliff. Auf der links unten im heutigen Mittelhoch-

wasser-Niveau anschließenden und deshalb im Bilde nicht sichtbaren Abrasionsplattform liegt der rund 1,20 m mächtige alte Geröllstrand. Auf den ersten Blick unterscheidet er sich von dem jetzigen, lockeren Strand im Vordergrund nur durch seine Verfestigung. Er besteht wie dieser vorwiegend aus flachen Kreidekalkgeröllen und enthält merkwürdigerweise auch schon einige skandinavische Geschiebe. Aber in ihm fand sich neben Meeresmuscheln eine wärmeliebende Landfauna mit dem Waldelefanten *Elephas antiquus*, dem Nashorn *Rhinoceros leptorhinus*, dem Flußpferd *Hippopotamus amphibius* usw. Über dem alten Strand folgen Solifluktionsschutt und Flugsand (in Bild 6 links), schließlich die eindeutig glazialen Ablagerungen: der blaugraue „Basement Boulder Clay“, welcher zu meist als der älteste Geschiebelehm in Holderness angesehen wird, der rotbraune „Purple Boulder Clay“ und ganz oben eine Kalkgeröllschicht.

Wenn das Kliff vielleicht auch schon im obersten Pliozän angelegt wurde, so wurde es jedenfalls im Pleistozän weiter angegriffen. Denn die im alten Strand von Sewerby enthaltenen skandinavischen Geschiebe, die wohl nur von Eisbergen herübergebracht werden konnten, bezeugen eine vorhergehende erste Eiszeit. Meines Erachtens ist diese glaziale Phase ein Äquivalent des Red Crag in East Anglia, in dem ebenfalls bereits nordische Geschiebe vorkommen, und damit der Günz-Eiszeit (vgl. VALENTIN 1951/52, der entsprechend zu ergänzen ist). Die wärmeliebende Fauna von Sewerby dürfte aber mit der Fauna des Cromer Forest Bed zu parallelisieren sein, in der ebenfalls *Elephas antiquus* usw. auftreten, also mit dem Günz-Mindel-Interglazial. Erst danach zog sich das Meer (glazialeustatisch?) zurück, und der Solifluktionsschutt und Flugsand zeigen das Nahen der den Basement Boulder Clay ablagernden Vereisung an. Nach dem Vorherrschen skandinavischer Geschiebe zu urteilen, war dies die gleiche Vergletscherung, welche den skandinavischen Geschiebelehm in Durham sowie die North Sea Drift (Cromer Till und Norwich Brick Earth) in East Anglia absetzte, d. h. die Mindel- (Elster-) Vereisung.

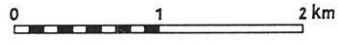


Karte 1



Oberfläche des Pleistozäns unter Hull

- a) anstehend:
- Höhenlinien des Ordnance Survey
 - - - Höhenlinien von H. Valentin
- b) bedeckt:
- ⋯ Nulllinie und Tiefenlinien von H. Valentin im Abstand von 12,5 Fuß = 3,8 m
- o Genau } lokalisierte Bohrungen
 Δ Ungenau }
- ± 2,5 Lage der Pleistozänoberfläche in Fuß über bzw. unter Ordnance Datum
- T Basis von Torf } in der angegebenen Tiefe
 Y Basis torfiger Schichten }



Noch jünger als bei Sewerby scheint das begrabene Kliff an seinem anderen Ende zu sein, bei Hessle am Humber (027 256). Leider ist der entscheidende Aufschluß heute nicht mehr zu sehen, so daß ich allein auf den Beschreibungen von C. REID (1885, S. 50), W. H. CROFTS (1906) und S. MELMORE (1935, S. 10—12) fußen muß. Dort liegt auf der rd. 6 m (20 ft.) O.D. hohen Abrasionsplattform ein ähnlicher Strand aus Kreidekalkgeröllen und Meeresmuscheln, jedoch mit folgender kälteliebender, jungpleistozäner Fauna: dem Mammut *Elephas primigenius*, dem Renntier *Cervus tarandus*, dem Edel-

hirsch *Cervus elaphus*, dem Pferd *Equus caballus* u. a. Darüber fehlen der Basement und der Purple Boulder Clay; vielmehr lagert auf dem Strand unmittelbar der nach diesem Ort benannte rotbraune „Hessle Boulder Clay“. Er gleicht dem mehrfach erwähnten rotbraunen Geschiebelehm auf dem Woldhang und wird von den meisten Geologen als der jüngste Geschiebelehm in Ostengland betrachtet. Die Zuordnung des Purple und des Hessle Boulder Clay soll aber erst weiter unten behandelt werden, nachdem genügend Anhaltspunkte dafür gewonnen sind.

b. Das Tiefland von West-Holderness

(Karten 1 : 63 560 Bl. 95, 99; 1 : 25 000 Bl. 54/02—06, 12—16)

1. Die Tiefebene von Hull

Von dem begrabenen Kliff bei Hessle senkt sich die Kreidekalkplattform nach Osten unter die Tiefebene von Hull. Hier sind so zahlreiche Bohrungen niedergebracht worden, daß ich sie gesondert in größerem Maßstab darstellen mußte (Karte 1; der Ausschnitt ist auf Karte 3 umrahmt). Die Bohrungen auf Wasser erreichen sämtlich den Kreidekalk, wo sie in der Regel süßes, von den Wolds kommendes Grundwasser finden. Doch auch die nicht so tief hinabgehenden übrigen Bohrungen wurden beim Entwurf der Isohypsenkarte der Kreideoberfläche berücksichtigt, da sie deren Mindesttiefe angeben (z. B. > — 50).

Im nördlichen Drittel der Karte erniedrigt sich die Plattform ganz allmählich nach Osten, mit einer Neigung von ungefähr 1 : 500, wie sie auch die gegenwärtige Abrasionsplattform der Ostküste von Holderness besitzt. Nur bei der meridionalen Gitternetzlinie 130 fällt sie plötzlich von — 41 und — 46 auf — 79 bis — 81 ft. ab. Vielleicht liegt dort ein zweites begrabenes Kliff, das bei einem niedrigeren Stand des Meeresspiegels bzw. einer höheren Lage des Festlandes gebildet wurde. Im mittleren und südlichen Drittel wird die Plattform dagegen von mehreren Tälern zerschnitten. Bei flüchtiger Betrachtung scheinen sie einem konsequenten Talsystem anzugehören, das sich nach Rückzug des Meeres auf der Abrasionsplattform entwickelte und einkerbte. Nach

dieser Auffassung zog das Haupttal als ein früherer Humberlauf von Südwesten über die heutige Hullmündung nach Ostnordosten; mit ihm vereinigten sich Nebentäler aus W und NW. Aber vermutlich sind die Täler gar nicht gleichzeitig als einheitliches Talsystem entstanden, sondern wurden zu verschiedenen Zeiten des Pleistozäns von Gletschern oder Flüssen — eventuell durch schon vorhandene Deckschichten hindurch — in den Kreideuntergrund eingeprägt.

Für diese Deutung sprechen die beiden mit — 40 und — 49? im Westen von Hull beginnenden Täler. Ein Vergleich der Karte der Kreideoberfläche (Karte 1) mit derjenigen der Pleistozänoberfläche (Karte 2) lehrt nämlich, daß die beiden Täler streckenweise durch alle glazialen Ablagerungen hindurch bis in die Kreide eingeschnitten sind. An anderen Stellen liegt auf dem Kreidekalk nur eine dünne Kies- und Sandschicht, welche bei der Erosion oder durch nachfolgende Denudation gebildet sein kann. Als Beispiel sei auf die Nr. 082 296 des Bohrungsverzeichnisses verwiesen. Da die Kreideoberfläche nach Osten absinkt, konnte sie von den übrigen Tälern der Pleistozänoberfläche nicht erreicht werden, die von Norden, Nordosten und Osten ebenfalls zum Humber bei Hull konvergieren. Hier münden alle diese Täler in etwa — 50 ft. (— 15 m) O.D. aus. Das weist darauf hin, daß sie im Gegensatz zu den Tälern im Kreidekalk einheitlicher Entstehung sind. Sie dürften

während der letzten Eiszeit von Flüssen geschaffen worden sein, die sich bei Hull in der angegebenen Tiefe sammelten und von hier humberabwärts dem auf rund — 100 m erniedrigten Meeresspiegel zustrebten.

Die Flüsse tiefen sich in eine fast ebene Fläche ein, deren Reste zwischen den Tälern in — 2 bis — 12 ft. O.D. erhalten sind. Nach den Bohrungen besteht die Fläche aus Geschiebelehm, unter dem oft eine Sandschicht und ein weiterer Geschiebelehm liegen. Ein typisches Beispiel gibt Nr. 077 353 des Bohrungsverzeichnisses. Die Ausschachtungen für die verschiedenen Hafengebäude und ein neues Universitätsgebäude zeigten, daß es sich bei dem oberen Geschiebelehm um den rotbraunen Hesse Boulder Clay und bei dem unteren um den ähnlichen Purple Boulder Clay handelt. Die Geschiebelehmfläche muß älter sein als die sie zerschneidenden letzteiszeitlichen Täler. Gewiß könnte sie aus einer früheren Phase der letzten Vergletscherung stammen, doch ihr so ausgeglichenes Relief entspricht in keiner Weise dem einer Jungmoränenlandschaft. Nur mit großer Phantasie kann man ja noch einige niedrige Rücken erkennen, die etwa parallel zum Humber streichen und beim Rückzug der Nordseite des Humber-Gletschers entstanden sein können: Einer zieht von der oben erwähnten, ganz flachen Moräne um 056 342 nach NE; je einer von den flachen Moränenenden bei 053 319 und bei 048 288 nach E; und einer folgt dem Humberufer nach E bis ESE, wo er unter dem King George Dock und der Erdö Raffinerie von Salt End isolierte Platten bildet. Ich nehme daher an, daß der Hesse Boulder Clay unter Hull — wie am Osthang der Wolds — während der B-Vereisung abgelagert wurde. Möglicherweise wurde er schon durch ein interglaziales Meer eingeebnet, wenn auch eindeutige Spuren eines solchen fehlen. Spätestens wurde das Relief während der letzten Eiszeit durch die periglaziale Solifluktion ausgeglichen.

Jedenfalls kann die Geschiebelehmfläche nicht erst im Postglazial durch das wieder ansteigende Meer eingeebnet worden sein. Denn dann hätte es dabei den Basistorf zerstört, der sich vorher infolge Ansteigens des Grundwassers bildete und in vielen Bohrungen in Tiefen von — 52 bis + 3 ft. (— 16 bis

+ 0,90 m) O.D. angetroffen wurde („T“ in Karte 2). Auch hätte es mit den Abrasionsprodukten die tiefeingeschnittenen Täler erfüllt. Nein, der Anstieg des Meeres vollzog sich in dieser stillen Seitenbucht des Humber sehr friedlich. Es drang zunächst in die Täler ein, breitete sich dann auch auf den dazwischen gelegenen Flächenresten aus und setzte über dem Basistorf den blauschwarzen, feinsandigen Schlick ab. Der Schlick enthält besonders in seinem untersten Teil marine und Brackwasser-Muscheln. Etwa im Mittelwasser-Niveau (O.D.) geht er nach oben in rotbraunen Ton über. Dieser ist mit durchschnittlich 2 m zu mächtig, um bloß ein Verwitterungsboden zu sein. Er dürfte seit Beendigung des Ansteigens oder gar infolge eines schwachen Fallens des Meeresspiegels durch die Flüsse von den umliegenden rotbraunen Geschiebelehmhöhen herabgeschwemmt worden sein.

Aus der alles überziehenden Schlick- und Tondecke ragt im Stadtgebiet von Hull nur eine derartige Geschiebelehmhöhe heraus. Das ist der im Osten bei Bilton beginnende (148 328), dann durchbrochene und im East Mount (136 327) wiedererscheinende Rücken von Sutton-on-Hull (Bild 7, Hintergrund). Seine geringe Breite, große Länge und beträchtliche Höhe (33 ft. = 10 m O.D.) sowie sein bogenförmiger Verlauf sprechen dafür, daß er eine Endmoräne ist. Aber seiner Oberfläche fehlen alle unruhigen Kuppen und Hohlformen; sie ist so glatt und regelmäßig, daß dies sogar in der wohl gemerkt vermessenen 25-Fuß-Isohypse zum Ausdruck kommt. Daher muß die Endmoräne ebenfalls noch von der B-Vergletscherung geschaffen und während der letzten Eiszeit durch Solifluktion ausgeglättet worden sein. Sie setzt sich nach Nordwesten in der Gemeinde Wawne fort, wo sie sich verbreitert und bis 37 ft. (über 11 m) O.D. ansteigt. Damit leitet sie bereits in die nächste Landschaft über:

2. Das Inselhügelland von Mittelwest-Holderness

Im Gegensatz zur Tiefebene von Hull ragen hier aus den postglazialen Deckschichten zahlreiche isolierte Glazialhöhen auf. Ich deute dies so: Während der Holderness-Gletscher im Süden lange Zeit an der Endmoräne

Bilton—Sutton—Wawne verharnte, wo er ja zunächst noch an den Humber-Gletscher grenzte, zog er sich weiter nördlich langsam von Westen nach Osten zurück. Man kann m. E. mehrere Rückzugsphasen unterscheiden, die auf Karte 6 mit römischen Ziffern bezeichnet sind.

In der dritten Phase verlief der Eisrand, wie oben angedeutet, von Wawne über Kenley House — Woodmansey südlich Beverley vorbei zum Rinnensystem im Risby Park und von dort in etwa 150—175 ft. (46—53 m) O. D. am Woldhang nach Norden.

In der vierten Phase begann der Gletscherrand sich von den Wolds zu lösen, besonders an den beiden Flanken. Auf der Südflanke wurden die Überflusrrinnen im Risby Park und bei Bishop Burton aufgegeben. An ihre Stelle trat eine Rinne in Beverley. Eine Analyse der vielen Bohrungen, die unter dieser Hauptstadt des East Riding von Yorkshire niedergebracht wurden, ergibt nämlich folgendes: Im Südwesten der Stadt bedeckt mächtiger Geschiebelehm den Fuß der Wolds; parallel dazu zieht entlang der Hauptverkehrsstraße A 164 von 028 401 bis 035 389 eine zumeist bis in den Kreidekalk eingekerbte Rinne, die ganz von Sand und Kies gefüllt ist; und nordostwärts davon zeigen die Bohrungen wieder Geschiebelehm. Als Beleg sind im Anhang drei beispielhafte Bohrungen aufgeführt, die rund 400 m voneinander entfernt fast in einer Linie liegen (Nr. 029 395, 031 398 und 034 400). Während die drei Streifen in der Stadt selbst nicht im Relief zum Ausdruck kommen, setzt sich die Rinne südsüdöstlich Beverley in einem flachen, kieserfüllten Tal fort, das in die Schotterfläche von Cottingham übergeht. Auch der nordostwärts anschließende Geschiebelehm erhebt sich hier zu einem niedrigen, NW—SE streichenden Endmoränenrücken (042 383). Auf ihm bog der von Wawne — Kenley House — Woodmansey kommende Gletscherrand jetzt also nach Beverley um.

Nordwestlich Beverley kann man die Eisrandlage an einigen verwaschenen Überflusrrinnen bei 100—125 ft. (30—38 m) O. D. auf den Riedeln verfolgen. Eine ist zwischen 008 406 und 002 410 angedeutet, eine andere bei 989 412 (Bild 8, hinten links). In dies

System dürfte auch die Rinne nördlich Cherry Burton gehören (987 426), welche schon G. DE BOER bemerkte (1945, S. 228), ohne ihre Bedeutung zu verstehen. Sie zieht über die Punkte 986 432 und 982 439 bei Etton weiter. Vermutlich erstreckte sich der Gletscherrand dann über Lockington — Kilnwick nach Cranswick (023 524). Westlich dieses Ortes trennt ein Überflusrdurchbruch den Riedel ab, auf dem das Nachbardorf Hutton weithin sichtbar steht. Der Eisrand muß somit zeitweilig über die Höhe von Hutton hinweg zur Endmoräne von Sunderlandwick verlaufen sein, wo er ja bereits früher lag (s. Abschnitt B II a 2).

Doch während er damals nach Nordosten weiterstrich, scheint er nun nach Osten herumgeschwenkt zu sein. Denn südlich Great Driffield biegt die Endmoräne über den Skerne Hill (035 564) in diese Richtung um. Damit kündigt sich zum ersten Male eine Spaltung des Holderness-Gletschers in zwei Teilloben an. Der hier betrachtete Lobus soll der „mittlere Holderness-Gletscher“ genannt werden; der andere Lobus wird als „nördlicher Holderness-Gletscher“ im nächsten Abschnitt untersucht werden. Beide stießen in der zweiten Phase etwa bei Wansford zusammen (064 560). Die Lobennaht wird durch ausgedehnte, aus Kalkgeröllen bestehende Schotterterrassen angegeben, welche zwischen Great Driffield und Wansford auf beiden Seiten die nacheiszeitliche Flußaue des River Hull begleiten. Wieviel ausgeglichener ist dies Bild doch als das einer jungglazialen Lobennaht mit ihren Rinnenseen usw.! Das ist ein Beweis mehr für die Zugehörigkeit der Landschaft zur B-Vereisung.

Während der fünften Phase vertiefte sich die Spaltung der beiden Eiszungen noch dadurch, daß der Nordrand des mittleren Holderness-Gletschers rasch weiter zurückwich. Als er auf der Linie Cranswick — Skerne (045 552) — Wansford lag, bildete sich an ihm entlang ein schmaler, bogenförmiger Schotterstreifen. Reste eines ähnlichen Streifens erstrecken sich parallel zum Fluß Hull von 060 530 bis 065 551. Aber die Haupteisrandlage dieser Phase beginnt im über 50 ft. (15 m) O. D. hohen Cruckley Hill nordöstlich Brig-ham (085 545), wo die beiden Loben jetzt zusammengestoßen sein dürften. Hier zeigen die

Aufschlüsse eine mächtige Serie von wohlgeschichteten und gefalteten Sanden und Kiesen, mit einer Fließerdedecke an den Hängen (Bild 9). Von gleicher Art ist der benachbarte, sogar 65 ft. (20 m) O. D. hohe Brigham Hill, der im Hintergrund des Bildes aufragt.

Sieht man lediglich die beiden Hügel, so glaubt man sich fast in eine Jungmoränenlandschaft versetzt. Doch ihr ungewöhnliches Relief ist ja offenbar durch die Aufstauchung des glazifluviatilen Materials bedingt, welches in reichem Maße von ESE unter dem Eise heranströmte (vgl. unten). Solche Kiesstauchmoränen können ihre Höhe außerordentlich gut bewahren, wie z. B. die saaleiszeitlichen, hauptsächlich aus Rheinschottern gebildeten Stauchmoränen am Niederrhein lehren, da das Niederschlagswasser in ihnen versickert und nur wenig abspült. Ihr Relief kann daher nicht zur Beurteilung des Alters der Glaziallandschaft herangezogen werden. Entscheidend für die Zuordnung der Hügel von Brigham zur B-Vergletscherung sind vielmehr a) die Fließerde an ihren Hängen und b) die flachen Geschiebelehmücken südwestlich von ihnen, in denen sie sich fortsetzen.

Auf diesen verläuft die Eisrandlage über die Over Hills (070 535) sowie die niedrigen Hügel bei 060 523, 052 516, 041 511 und 036 506 zur Watton Abbey. Von dort läßt sie sich in nord-südlicher Richtung über die Lickhamhall Farm und Leconfield Grange bis Beverley verfolgen. Zwischen ihr und dem Woldfuß zieht sich bei Beswick, Scorborough, dem Dorf Leconfield und Leconfield Parks House ein 8 km langer Schotterstreifen dahin. Mehrere Bohrungen ergeben, daß der Kies stellenweise wie in Beverley bis zum Kreidekalk hinabreicht. Ein Vergleich der als Beispiel angeführten Nr. 014 436 des Bohrungsverzeichnisses mit Nr. 031 398 bestärkt einen in der Annahme, daß hier eine von Beswick bis Beverley durchgehende eisrandparallele Abflurinne vorliegt.

Aber in dieser Phase entwässerte sie augenscheinlich nicht mehr nach SSE zur Schotterfläche von Cottingham, sondern nach Osten. Von der oben beschriebenen Rinne in Beverley zweigt nämlich bei 032 398 eine andere zum Bahnhof ab (siehe Nr. 037 397 des Bohrungsverzeichnisses!), welche sich vielleicht

über das Tal des Beverley Beck bis zum Fluß Hull erstreckt. Dementsprechend dürfte der Südrand des mittleren Holderness-Gletschers nun über die niedrigen Moränenrücken von Grovehill (049 397) und nördlich Weel (065 400) nach Meaux gestrichen sein. Dort vereinigte er sich mit dem Rand des Eises, das im Süden immer noch an der Endmoräne von Bilton — Sutton — Wawne verharrete und in ihrer Verlängerung den Geschiebelehmücken Foxholme (093 375) — Halfpenny Hill (093 388) — Meaux Abbey schuf. Angesichts dieses rechtwinkligen Knicks des Randes der Vergletscherung ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß sich das Eis im Süden ebenfalls zu einem selbständigen Lobus entwickelte. Für ihn sei der Name „südlicher Holderness-Gletscher“ vorgeschlagen.

Die Möglichkeit wird zur Gewißheit, wenn man schließlich die sechste Rückzugsphase betrachtet. Denn wiederum blieb der Rand des südlichen Holderness-Gletschers praktisch stationär; er wich nur zwischen Wawne und Meaux um 400 bis 500 m auf die Endmoräne von Wawne Grange zurück (097 384). Demgegenüber schmolz der mittlere Holderness-Gletscher so stark zusammen, daß sich die Vereinigungsstelle beider Loben bis in die Gegend nordöstlich Routh verlagerte (095 434). Von Routh erstreckt sich eine breite Schwelle aus Geschiebelehm und Sand nach Westen. Eine im Anhang wiedergegebene Bohrung bei 089 428 zeigt gut, wie der Eisrand wiederholt auf ihr hin- und herschwankte; darunter liegt eine offenbar interglaziale Torf- und Schlickschicht. Die Schwelle weist etwa in ihrer Mitte eine besonders tiefe Einmuldung auf, die heute vom Holderness Drain benutzt wird. Hier fanden die Schmelzwässer wahrscheinlich ihren Abfluß nach Süden und schütteten den bei Tickton Grange ansetzenden Sander vor.

Von Tickton verlief der Gletscherrand zunächst vielleicht wie die gegenwärtige Hauptverkehrsstraße A 1035 über Storkhill nach WSW weiter. Dann schwenkte er im Uhrzeigersinn herum. Erst strich er in Richtung Leconfield Grange, später an der schmalen Moräne von Arram Grange — Arram — Arram Green entlang. Die Haupteisrandlage dieser Phase zieht m. E. jedoch über den 36 ft. (11 m) O. D. hohen Rücken von High Eske, den Hügel

von Aike und den 33 ft. (10 m) O. D. hohen Barf Hill nach Wilfholme (051 479). Von dort setzt sie sich über Throstlenest (052 500) und Rotsea nach North Frodingham fort. Im Westen wird dieser Bogen von einer Reihe von Alluvialniederungen begleitet: Brigham Carr, Tal westlich Rotsea — Throstlenest, Lockington Carrs, Arram Carrs usw. Mit Ausnahme des Rotsea Drain folgen ihnen heute keine Flüsse; diese strömen vielmehr senkrecht dazu von den Wolds zum River Hull. Der Niederungstreifen wurde daher wohl von den Schmelzwässern angelegt, die vor dem Gletscherrand nach Süden abflossen. Er dürfte ein kleines Urstromtal sein.

Östlich des erwähnten Endmoränenbogens dehnen sich noch weitere Ebenen, die aus nacheiszeitlichen Ablagerungen aufgebaut sind. In den randlichen Ebenen ist die Alluvialdecke zumeist nur dünn. So konnte G. W. LAMPLUGH (1925) an einer Stelle ost-süd-östlich Rotsea (079 510) bei Ausschachtungsarbeiten für einen neuen Entwässerungsgraben den Untergrund beobachten: „Roter“ Hessele-Geschiebelehm war mit dem hangenden Bänderton, Sand und Kies in eigenartiger Weise verknüttet. LAMPLUGH führte als eine der möglichen Ursachen die Solifluktion an. Tatsächlich lassen seine Zeichnungen keinen Zweifel daran zu, daß hier ein periglazialer Taschenboden vorliegt. Dieser zeugt m. E. ebenfalls dafür, daß die letzte Vergletscherung das Gebiet nicht mehr erreichte. Unter der großen zentralen Ebene von Holderness, die von den Aike Carrs, Burshill Carrs, Eske Carrs und besonders den Leven Carrs gebildet wird, scheinen die nacheiszeitlichen Schichten dagegen recht mächtig zu sein. In einer Bohrung bei Wilfholme Landing am Hull (Nr. 062 470 des Verzeichnisses) sind sie über 5 m stark; davon ist die Hälfte Torf. Es ist gewiß vor allem der Schrumpfung des weitverbreiteten Torfes zuzuschreiben, daß sich die gegenwärtige Oberfläche hier auf viele Quadratkilometer hin bei + 2, + 1 oder gar 0 ft. O. D. befindet. Damit ergeben sich in West-Holderness ganz ähnliche Verhältnisse wie an der Elbe-Weser-Mündung und im Fensland: Dem aufgeschlickten „Hochland“ am Humber steht das vertorfte, niedrige „Sietland“ im Innern gegenüber. Wenn aber schon

die heutige Oberfläche so tief ist, dann muß die Oberfläche des Pleistozäns bestimmt unter O. D. liegen. Deshalb durfte ich auf Karte 4 die Nulllinie um den Kern der großen zentralen Ebene (und um einige andere ganz niedrige Gebiete) herumführen, obwohl Bohrungen leider fehlen. Vermutlich würde man die Pleistozänoberfläche in der Mitte der Ebene sogar erst unter — 12,5 ft. (— 3,8 m) O. D. antreffen. Hier könnte also ein eiszeitliches Zungenbecken begraben sein.

Aus den Ebenen östlich des Endmoränenbogens ragen einige wallartige Sand- und Kieshügel auf. Ein flacher Rücken, der nur an einer Stelle + 12,5 ft. (+ 3,8 m) O. D. übersteigt, streicht von High Baswick (070 473) über Low Baswick nach ESE. Seine Lage senkrecht zum Eisrand, seine Form und sein Material sprechen dafür, daß er ein Os ist. Das großartigste Os, das ich in Ostengland fand, zieht sich jedoch zwischen Brigham und Brandesburton in fast 10 km Länge hin. Es beginnt unweit der Stauchmoränen Cruckley Hill und Brigham Hill, die ja aus demselben glazifluviatilen Material gebildet sind (s. o.), mit dem Pea Hill und Howes Hill (087 532). Von dort verläuft es zunächst in SSE-Richtung über die Howes Farm, High Emmotland, den Langholm Hill, Frodingham Hill, Hempholme und den langen Barff Hill bis östlich Burshill (096 481). Dann biegt es als Barff Hill und Starcarr Hill nach SE um und ist schließlich im Coneygarth Hill, Gildholm Hill, Fosse Hill (127 466) nach E zu verfolgen, wobei es immer mehr unter einer im Abschnitt B II c 3 zu behandelnden Sand- und Schotterfläche verschwindet. Nach den Karten zu urteilen, muß das Os früher auf lange Strecken die typische Form eines Eisenbahndammes besessen haben und über 25 ft. (7,6 m) O. D. hoch gewesen sein. Trotzdem wurde es bisher nicht als solches erkannt, weil man — wie überhaupt in der ostenglischen Glaziallandschaft — stets nur den inneren Bau untersuchte: den „interglazialen“ Kies mit zahlreichen Meeresmuscheln, die aber stark zerbrochen und offensichtlich umgelagert sind. In den letzten Jahrzehnten, besonders während des zweiten Weltkriegs, wurde der Kies weithin bis unter den Grundwasserspiegel abgegraben. So zieht sich

heute vielfach anstelle des Oses eine Kette von länglichen Seen dahin.

Der NNW—SSE streichende Teil des Oses verläuft etwa senkrecht zum Gletscherrand der fünften Phase (Over Hills — Brigham Hill — Cruckley Hill) und der sechsten Phase (Rotsea — North Frodingham). Dementsprechend dürfte das Umbiegen des Oses nach SE mit einer siebenten Eisrandlage zusammenhängen. In Verlängerung des Endmoränenzuges Bilton — Sutton — Wawne — Meaux — Routh erheben sich nämlich der Bracken Hill (098 453) und andere Hügel westlich Leven sowie der Rücken von Heigholme bis Burshill, welcher sich flach nach Nordosten fortsetzt. Das weitere Umbiegen des Oses nach E könnte eine nochmalige Änderung der Bewegungsrichtung des Gletschers anzeigen, der jetzt vielleicht den Vinegar Hill (109 445), die Gravel Hills bei Leven und den Rücken südwestlich der Brandesburton Hall schuf. Aber die Rekonstruktion der alten Eisrandlagen wird im Raum Leven — Brandesburton infolge der Überdeckung durch den jüngeren Sander sehr unsicher. Daher soll hier die Betrachtung des mittleren Holderness-Gletschers beendet und nun der nördliche Lobus untersucht werden.

3. Das Hügelland von Nord-Holderness

Im Vergleich zu den vorhergehenden Landschaften spielen die postglazialen Schichten im Hügelland von Nord-Holderness nur eine untergeordnete Rolle. Während sie die Tiefebene von Hull ganz und das Inselhügelland von Mittelwest-Holderness noch weithin beherrschen, beschränken sie sich hier auf die Täler. In demselben Maße nimmt der Flächenanteil der glazialen Ablagerungen zu und damit die Möglichkeit, das Schwinden des Eises unmittelbar im Gelände abzulesen. Man kann wiederum mehrere Rückzugsphasen unterscheiden, die auf Karte 6 mit römischen Ziffern bezeichnet sind.

Während der dritten Phase strich der Eisrand ja noch zusammenhängend von südlich Great Driffield über den Riedel bei Nafferton, Ruston Parva und Kilham am Woldhang nach Nordosten (s. Abschnitt B II a 2). Als dann in der vierten Phase die Spaltung des mittleren und nördlichen Holderness-Gletschers ein-

setzte, wich der Rand des letzteren auf die Linie Riedel bei Nafferton — Höhe 055 576 — Wansford zurück. In der fünften Phase schmolz der mittlere Lobus stark ab, doch der nördliche verharrte offenbar an der Linie: Riedel bei Nafferton — Höhe 055 576 — Wansford — The Grange (072 556) — Cruckley Hill (085 545). Dies erinnert an die Verhältnisse im Süden, wo der mittlere Lobus ebenfalls stark abschmolz, während der südliche stationär blieb.

In der sechsten Phase zog sich der Rand des nördlichen Holderness-Gletschers allerdings etwas zurück. Bei Harpham springt ein auffälliger Riedel von den Wolds nach SW vor (087 620). Von ihm verlief der Eisrand über den hohen Rücken, auf dem die Kirche von Lowthorpe steht (079 608), nach S und SSE. Er wurde auf der Westseite von einem Schmelzwassertal begleitet, das sich mit seinem ebenen Schotterboden besonders deutlich zwischen den Wolds und dem Rücken der Kirche von Lowthorpe markiert. Die Höhe bei Cattleholmes (083 570), einige Hügel beim Foston Carr House und der Mill Hill (092 548) sind weitere Teile der Endmoräne des Gletschers, der zu dieser Zeit bei North Frodingham mit dem mittleren Lobus zusammenstieß. Später verlagerte sich der Eisrand bei Harpham — Lowthorpe leicht nach Osten. Davon zeugen die Moränen zwischen Conygarth Hill (088 611) und Bf. Lowthorpe, bei 086 602 und 085 595 sowie südlich Millingdale House.

Nur wenig ostwärts hiervon entstand aber in der siebenten Phase die größte Endmoräne von Nord-Holderness. Sie beginnt am Woldfuß mit zwei parallelen Wällen: Einer erstreckt sich von Haisthorpe über die Höhe 122 636, deren Nordteil von der Eisenbahn Hull — Bridlington durchschnitten wird, und den westlichen Rücken von Burton Agnes Moor. Der andere zieht sich ganz niedrig von Carnaby nach Südwesten, kaum sichtbar auf dem Flugplatz südlich der Bahn; dafür gewinnt er eine um so deutlichere Gestalt als östlicher Rücken von Burton Agnes Moor, welcher im Blakey Hill auf etwa 70 ft. (21 m) O. D. ansteigt. Bei Little Kelk vereinigen sich die beiden Wälle zu einer breiten, oben flachen Schwelle von durchschnittlich 45 ft. (14 m) Höhe über O. D. Sie läßt sich westlich Great

Kelk und Gembling nach Foston on the Wolds verfolgen. Hier erhebt sie sich bis 63 ft. (19 m) O. D.; eine von der Kuppe niedergebrachte Bohrung zeigt, daß sie aus mächtigem Geschiebelehm besteht (Nr. 100 557 des Bohrungsverzeichnisses). Die Schwelle streicht über den Ostteil des Dorfes North Frodingham und Mount Pleasant nach Highthorns House (113 509) weiter. Dort verschwindet sie unter den Moränen des Hügellandes von Ost-Holderness, welche im nächsten Abschnitt behandelt werden. Sie macht sich jedoch selbst dort noch durch ihre Decke hindurch an der Oberfläche bemerkbar. Ihre begrabene Fortsetzung scheint viel zu der Höhe des Rückens Warley-cross Hill — Billings Hill — Bewholme beizutragen, der beim Punkt 149 504 bis zu 100 ft. (30,5 m) O. D. aufragt.

An Geschlossenheit ähnelt diese insgesamt 16 km lange Endmoräne dem rund 20 km langen Zug von Bilton — Sutton — Wawne — Meaux — Routh — Bracken Hill — Burshill. Tatsächlich dürfte sie gleichaltrig mit ihm sein. Denn erstens hat auch sie die ruhigen, ausgeglichenen Formen, wie sie für die Landschaft der B-Vereisung kennzeichnend sind. Nur bei 116 624 und 101 588 konnte ich zwei ganz flache Wannsen beobachten, die alte, verlandete Sölle der B-Vergletscherung mit einer letzteiszeitlichen Fließerdedecke sein mögen; Bohrungen würden hier also vermutlich Inter-glaziale vom Bröruptyp finden (vgl. WOLDSTEDT 1950 a, S. 98). Zweitens aber sprechen die für das bisherige Untersuchungsgebiet ungewöhnliche Breite und Höhe sowie der großzügig-geschwungene Verlauf der beiden Endmoränenbögen für eine gemeinsame Entstehung. Auf die Zeit des kraftlosen Abschmelzens des Eises folgte jetzt eine längere Periode des Gleichgewichts zwischen Ablation und Eisnachschub — jedenfalls beim nördlichen und südlichen Holderness-Gletscher. Der mittlere Lobus dagegen, der beim Höhepunkt der B-Vereisung am weitesten nach Westen vorgestoßen war, wurde später offenbar schlechter ernährt als seine Nachbarn. Diese breiteten sich daher auf seine Kosten seitlich aus, ja schnürten vielleicht sogar seinen Nachschub ein und begünstigten so nach dem Prinzip der Selbstverstärkung seine Abtrennung zu einem

isolierten Toteisblock im Gebiet der Leven Carrs.

Auf der Westseite wird die große Endmoräne von Nord-Holderness von einem Urstromtal begleitet. Bei Haisthorpe, Thornholme, Burton Agnes, Harpham und Little Kelk sind noch Reste des alten Talbodens als Schotterterrassen erhalten. Dazwischen und vor allem weiter südlich wird das Tal von den Auen verschiedener Bäche eingenommen, besonders des Kelk Beck und Foston Beck. Senkrecht dazu mündet bei Little Kelk das kleine Tal des Gransmoor Drain aus, mit dem eine 5 km lange, wenn auch zuweilen unterbrochene Reihe von gewundenen Kiesrücken verknüpft ist. Es sind dies der Hügel bei 096 602, der Kelk Hill, die Höhen 107 604 und 112 601, der Thornham Hill, Barf Hill, Ellison Hill und die Yew Hills (126 577). Zu C. REIDS Zeiten war der Barf Hill in einer Grube aufgeschlossen, die „interglaziale“ Gerölle mit zahlreichen Meeresmuscheln zeigte, überlagert von Geschiebelehm (1885, S. 52). Heute ist er von dichtem Laubwald bestanden (Bild 10, Hintergrund), während der rund 100 m breite, 700 m lange und 8 m hohe Thornham Hill völlig abgetragen ist (Vordergrund). Ja, stellenweise wird der Kies auch hier bis tief unter den Grundwasserspiegel ausgebaggert. Am Nordende der Grube sieht man gut die Kreuzschichtung der Schotter und Sande mit Muschelbruchstücken (Bild 11); der darüber liegende lehmige Boden geht an den Seiten des Rückens in mächtige Fließerde über, die allmählich unter der umgebenden vertorftten Niederung verschwindet.

Es kann wohl kein Zweifel bestehen, daß das Tal des Gransmoor Drain eine kleine subglaziäre Rinne und die Hügelkette ein Os ist. Subglaziäre Rinnen als Erosionsformen und Oser als Akkumulationsformen der Schmelzwässer sind ja auch in Norddeutschland häufig miteinander vergesellschaftet. Doch ich stimme A. FARRINGTON und G. F. MITCHELL zu (1951, S. 104), die dies Os ebenfalls besuchten, daß es nicht aus der letzten Eiszeit stammen kann. Wenn es und das oben behandelte große Os von Brigham — Brandesburton überhaupt noch so frisch erscheinen, so dürfte das wie bei den Kiesstauchmoränen um Brigham an der Durchlässigkeit des sie aufbauenden Materials liegen.

Abgesehen von dem Os ist das Relief östlich der großen Endmoräne jedenfalls sehr ausdruckslos. Das gilt insbesondere für den nördlichen Abschnitt zwischen Bridlington und dem Burtoncarr House (128 613). Hier erstreckt sich ein 7,5 km langer und 1 km breiter Streifen ebenen Landes, der sich ganz unmerklich von 35 ft. (10,7 m) O.D. in Bridlington auf unter 25 ft. (7,6 m) O.D. beim Burtoncarr House senkt. Ihm folgen einige Bäche wie der Bessingby Beck ein Stück nach Südwesten, bevor sie nach Osten zur Nordsee durchbrechen. Ihre Alluvionen bedecken einen Teil der Niederung, aber im übrigen wird diese von Geschiebelehm gebildet (vgl. Nr. 150 649 des Bohrungsverzeichnisses). Daher kann der Niederungstreifen kein Urstromtal sein, wofür man ihn auf den ersten Blick halten möchte. Er ist vielmehr offenbar der Rest einer Grundmoränenebene, die beim allmählichen Abschmelzen einer Toteismasse entstand.

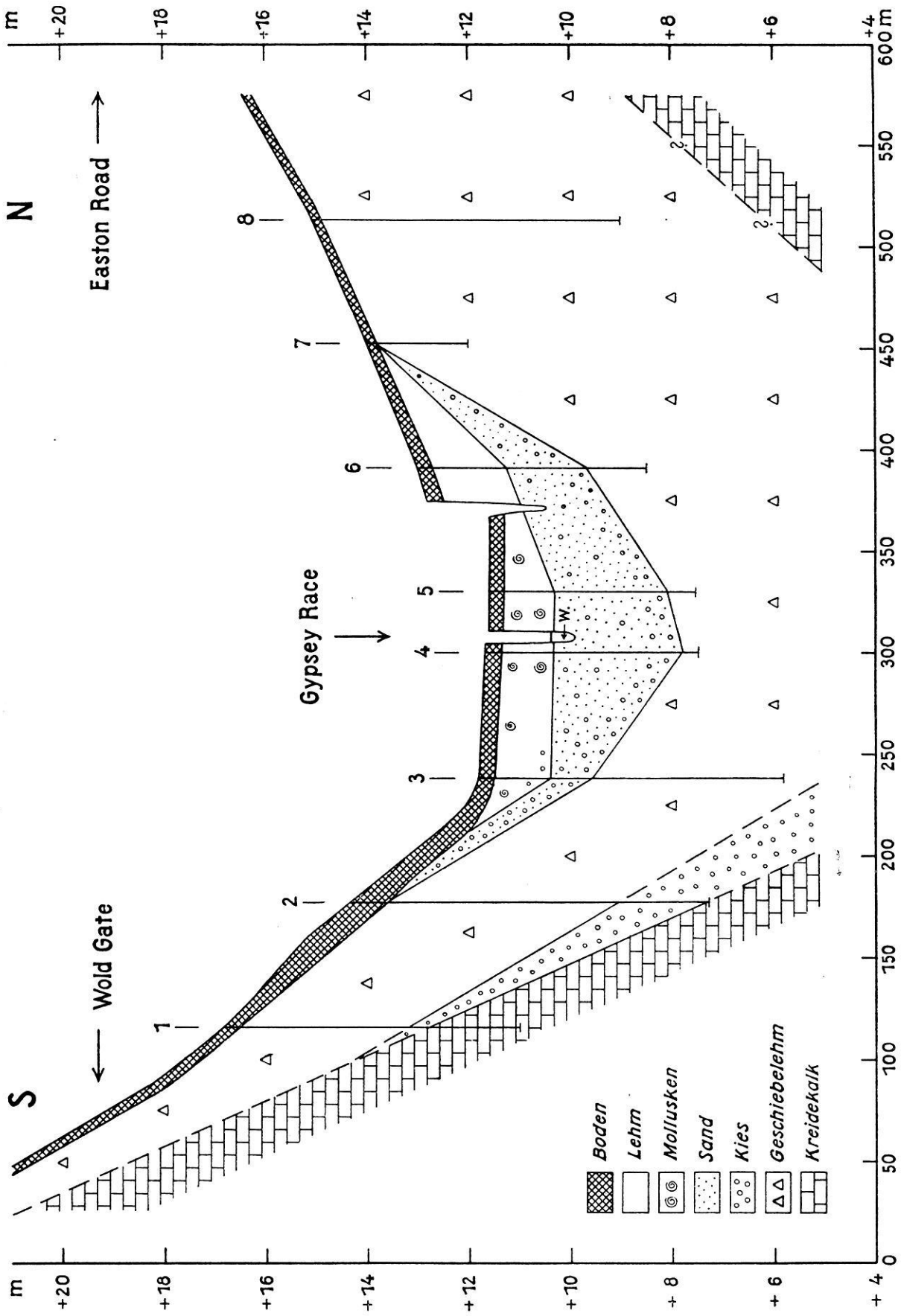
Für diese Deutung sprechen auch die folgenden Erscheinungen am Nordwest- und Südoststrande der Niederung. Im Nordwesten fällt der Woldhang zwischen Carnaby und Bridlington an mehreren Stellen nicht gleichmäßig ab, sondern es schalten sich Verebnungen, ja, hangparallele Täler ein. So beobachtete ich unmittelbar nordöstlich des Dorfes Carnaby in etwa 100 ft. (30,5 m) O.D. eine Geschiebelehmterrasse, die sich nach Bessingby zu in ein flaches Tal und einen es gegen das Tiefland begrenzenden Geschiebelehmücken auflöst. Etwas ganz Ähnliches findet sich in rund 90 ft. (27,5 m) O.D. nahe der Bessingby Lodge (162 665). Wahrscheinlich gehören die sich nach NE abdachenden Talstrecken zu demselben eisrandparallelen Entwässerungssystem wie die beiden bis 85 ft. (26 m) O.D. eingetieften Überflurinnen westlich Bridlington, welche man in eindrucksvoller Weise auf der Hauptstraße A 165 bei 166 670 und 168 669 kreuzt. Diese wurden bereits von G. DE BOER erwähnt (1945, S. 229), der freilich annahm, daß hier die Wasser des Lake Rudston von Norden nach Süden ausströmten. Aber da das Relief auf der Südseite des Riedels auch vor dem Bau der neuen Siedlung höher und ausgeglichener war als auf der Nordseite und da der Einlaß von Überflurinnen stets höher liegt als ihr tief eingeschnittener Ausfluß, so

müssen die Schmelzwässer von Süden nach Norden geströmt sein. Daraus ergibt sich, daß die Schmelzwässer bei Bridlington ablaufen konnten und — falls man nicht gerade einen subglaziären Abfluß konstruieren will — daß die zwischen Carnaby und Bridlington liegende Eismasse von dem Hauptgletscher abgetrennt war.

Um die eiszeitliche Entwässerung bei Bridlington weiter zu klären, habe ich an der Einmündung der westlichen Überflurinne ein Profil von acht Handbohrungen durch das Tal des Gypsey Race gelegt (165 673 bis 166 677). Ich danke auch an dieser Stelle Mr. P. N. HAINS, M. A., F. R. G. S., und seinen Schülern der Bridlington School, die mir mit großem Interesse bei der schweren Arbeit in den festen Ablagerungen halfen. Diagr. 1 zeigt das Ergebnis der Bohrungen. Der Auelehm wird noch heute gebildet, wenn bei gelegentlichen Hochwassern des Gypsey Race die ganze Talsohle überschwemmt ist; auch die Lehmterrasse auf der Nordseite dürfte noch holozän sein. Die darunter liegenden Sande und Kiese sind wahrscheinlich während der letzten Eiszeit aus dem Überflurdurchbruchstal Hunmanby Dale usw. talabwärts gekommen (vgl. Abschnitt B I b 3). Sie sind in den braunen Geschiebelehm der B-Vereisung eingeschnitten.

Der Geschiebelehm ist am steilen südlichen Hang im allgemeinen so geringmächtig, daß dieser auf der geologischen Karte überhaupt als Kreidekalk angegeben ist. Lediglich in der von den Bohrungen 1 und 2 durchteuften Überflurinne ist der Abfall nach Norden etwas sanfter und der offenbar durch Solifluktion umgelagerte Geschiebelehm mächtiger. Unter ihm folgen hier Kalkgerölle, vermutlich die Produkte des nach Norden überfließenden Schmelzwasserstroms, und der eigentümlich lockere Kreidekalk selbst. In der Mitte des Tales und am sanften nördlichen Hang ist der braune Geschiebelehm dagegen so mächtig, daß er mit dem zur Verfügung stehenden Bohrgeschäft nicht durchsunken werden konnte. Es bleibt daher ungeklärt, ob darunter noch ein älterer Geschiebelehm liegt und wie tief das ganze Tal in den Kreidekalk eingekerbt ist. Da die Kreide 600 m weiter westlich bei + 1 ft. (+ 0,3 m) O.D. und unter der Gasanstalt Bridlington erst bei — 31 ft. (— 9,5) O.D. erreicht

BOHRUNGEN IM TAL VON BRIDLINGTON



Diagr. 1

wurde (Nr. 160 675 bzw. 181 672 des Bohrungsverzeichnisses), dürfte sie in unserem Profil bis wenige Meter unter Ordnance Datum erodiert worden sein.

Doch nun zu den Verhältnissen auf der Südostseite der von Bridlington zum Burtoncarr House ziehenden Niederung! Zwischen der Austrittsstelle des Kreidekalkkliffs bei Sewerby (siehe Abschnitt B II a 3) und Bridlington besteht das Kliff hauptsächlich aus schräg geböschtem und schütter bewachsenem Geschiebelehm. Er wird von steil abfallendem, unbewachsenem Kies überlagert. In den Vertiefungen der Geschiebelehmoberfläche werden die wohlgeschichteten Kalkgerölle und Sande mächtiger. Hier sammelt sich das Grundwasser und durchfeuchtet den sonst trockenen Geschiebelehm, was sich schon von ferne durch die dunklere Farbe und dichtere Bewachsung kundtut (Bild 12). Über diesen Stellen ist auch der obere, ungeschichtete Teil des Kieses mächtiger und trägt einen schwärzlichen Boden. Die Entschichtung des oberen Kieses könnte durch Pflanzenwurzeln oder Lösung des Kalks bewirkt worden sein; wahrscheinlich ist sie jedoch eine Folge periglazialer Vorgänge. Zusammen mit vereinzelt Frostspalten und Taschen, die bis in die unteren Schichten hinabreichen, spricht sie dafür, daß auch der Kies noch der B-Vereisung zugehört. Vielleicht stellt die ganze vom Beacon Hill über Sewerby nach Bridlington reichende und allmählich an Höhe abnehmende Schotterfläche einen Sander jener Vereisung dar, der zwischen den Höhen im Norden und dem Gletscherrand im Süden nach WSW vorgeschüttet wurde.

Der Eisrand verlief in dieser achten Phase vermutlich vom Beacon Hill über den Potter Hill (194 680) durch das Stadtgebiet von Bridlington nach Südwesten. Davon zeugen der Hügel bei 179 664 und der von Hildethorpe zum Wilsthorpe Covert streichende Rücken. Die Moräne setzt sich in den Crossham Hills fort (155 633), und hier findet sich ein weiterer Beweis für die in der Niederung gelegene Toteismasse. Westlich der Crossham Hills dehnt sich nämlich in etwa 40 ft. (12 m) O. D. ein fast ebener Sanderanfang bis Brackendale, wo er infolge des Abschmelzens des Toteises unvermittelt zur Niederung abfällt. Nach Südwesten zu ist die Moräne zu-

nächst stark zerstückelt zwischen South Kingsfield (145 623) und dem Demming Hill (140 620) sowie im Wharram Hill (132 609) zu erkennen, dann geschlossener nordöstlich und besonders westsüdwestlich Gransmoor. Nach Unterbrechung durch die Rinne und das Os am Gransmoor Drain streicht sie über das Park House (115 582) bei Gembling vorbei. Von Foston on the Wolds bis North Frodingham scheint sie sich an die große Endmoräne der vorhergehenden Phase anzulehnen, doch dann zweigt sie sich wieder über das Field House in Richtung Pinderhill Farm ab (133 520). Dort verschwindet sie unter den Moränen des Hügellandes von Ost-Holderness.

Verharrte der nördliche Holderness-Gletscher bis zu dieser Zeit im Südwesten, so zog er sich nun vor allem hier zurück. In der neunten Phase lag sein Rand wohl auf der Linie Gembling — The Barrier (112 559) — Westfield Farm (112 550) — Höhe 114 542 — Westteil des Dorfes Beeford — Wisefield Farm (135 531). In der zehnten Phase dürfte er vom Gembling House über die North Pasture Farm und Beeford Grange (130 559) nach Upton verlaufen sein. Beide Eisrandlagen sind durch niedrige Moränenrücken in der Landschaft gekennzeichnet. Demgegenüber ist das nordöstlich anschließende Land derart eben — es trägt bezeichnenderweise den Flugplatz von Lissett —, daß dort ebenfalls eine isolierte Toteismasse langsam abgeschmolzen sein muß.

Durch die Ablösung von totem Eis erst im Norden und jetzt auch im Süden war der Gletscherrand in der elften Phase bis auf wenige Kilometer von der heutigen Küste zurückgefallen. Zu seinen Spuren gehören zu Beginn der Phase der von South Kingsfield (145 623) nach SSW ziehende Rücken, später die sich vom Wilsthorpe Covert über die Höhe 161 630, Fraisthorpe und Höhe 152 610 erstreckende Endmoräne, insbesondere aber die Stone Hills südsüdwestlich Fraisthorpe. Diese mit fünf Kuppen über 50 ft. (15,2 m) O. D. aufragende Hügelgruppe war 1952 durch eine große Kiesgrube im Südteil aufgeschlossen. Sie zeigte stark gestörte Kies- und Sandschichten, die stellenweise bis unter den Grundwasserspiegel ausgebaggert waren. Über ihnen folgte in der Ostwand der Grube brauner Geschiebelehm, dessen oberer Teil durch Solifluktion

umgelagert erschien. Es handelt sich also offenbar um eine Kiesstauchmoräne der B-Vereisung. Daher dürfte die ganz flache Vertiefung mit schwärzlichem Boden, die unmittelbar östlich der Stone Hills bei 150 602 liegt, ein verlandetes Söll der B-Vergletscherung mit einer letzteiszeitlichen Fließerdedecke sein (Bröruptyp), wenn sie nicht überhaupt eine zugeschüttete alte Kiesgrube ist. Die Moräne setzt sich nach Süden zu über Lissett, den Brougham Hill (146 568) und Burnt Tofts (148 557) in Richtung Dringhoe fort.

In der zwölften Phase schuf der Gletscher den von der Höhe 161 630 drei Kilometer nach Süden streichenden Rücken, der landwärts sanft, seewärts aber steil abfällt. Er erreicht seine größte Erhebung am Süden im 86 ft. (26 m) O.D. hohen Hamilton Hill (163 603). Von dessen Kuppe schweift der Blick weit über das flache umliegende Land. Aufschlüsse fehlen in diesem rundlichen Hügel. Da die geologische Karte jedoch Sand und Kies angibt, könnte er wie der Beacon Hill auf Flamborough Head ein Kame sein. Vom Hamilton Hill zieht die Eisrandlage zuerst über den kleinen Hügel 159 601 nach Südwesten, dann im Mill Hill östlich Lissett nach Süden und scheint schließlich nach Südosten in Richtung Ulrome herumzuschwenken. Man gewinnt so den Eindruck einer Gletscherzunge, die dem breiten, vom heutigen Barmston Main Drain benutzten Tal südlich Barmston folgte.

Dieser Eindruck verstärkt sich noch bei Betrachtung der dreizehnten Eisrandlage. Die Dorfstraße von Barmston verläuft auf und neben einer bis 40 ft. (12,2 m) O.D. hohen Endmoräne, die sich vom Kliff bis zur Kirche erstreckt. Bei der Kirche biegt sie nach Süden um und ist auf der anderen Seite des Barmston Main Drain als ganz flache Schwelle nördlich und östlich der Ulrome Grange bis zum Ostende des Dorfes Ulrome zu beobachten. Vielleicht stellen die bogenförmig um die Mündung des Barmston Main Drain angeordneten Höhen den Rest einer vierzehnten Rückzugsmoräne des Gletschers dar. Seine weiteren Spuren sind leider der nacheiszeitlichen Abrasion der Nordsee zum Opfer gefallen.

Der Angriff des Meeres hatte jedoch auch ein Gutes: Durch ihn wurde das Land in einem sehr interessanten Kliffprofil aufge-

schlossen. Der 3,7 km lange Abschnitt vom Süden der Promenade von Bridlington bis zum Earl's Dike (170 614) ist bereits an anderer Stelle wiedergegeben (VALENTIN 1954 b, S. 302 sowie Bild 3 und 4). Jetzt sei das ganze Profil von Bridlington bis südöstlich Barmston mit wenigen Worten geschildert.

Der nördlich Bridlington vorherrschende braune Geschiebelehm sinkt bei dem Hafen ab und ist südlich der Stadt auf einige Vorkommen am Kliffuß beschränkt. Lediglich an der Ausstreichstelle der Endmoräne Nr. XIII östlich Barmston steigt er im Kliff empor, um dann wieder rasch zum Barmston Main Drain abzufallen. Über dem Geschiebelehm liegt oft eine dünne Kiesschicht. Den Großteil des Kliffs nimmt aber der darauf folgende braune Bänderton ein. Seine feinen Sand- und Tonschichten zeigen gelegentlich eine Kleinwellung, wie sie bei Rippelmarken entsteht. Südöstlich Barmston sind sie jedoch zu größeren Falten zusammengestaucht. Der Bänderton wird in den höheren Kliffstrecken nahe Bridlington, bei Barmston und nahe Ulrome von einem Geröllhorizont bedeckt. Das von Wils-thorpe (171 640) nach NNE aufgenommene Bild 13 ist kennzeichnend für diese Strecken. In den dazwischen gelegenen niedrigen Teilen an den Mündungen des Earl's Dike und besonders des Barmston Main Drain sind in ihn einige postglaziale Seeablagerungen eingesenkt — Muschelschichten, Seekreide, Torf —, und unter den darin enthaltenen Mollusken befinden sich nach SHILLITO auch marine Arten (vgl. Abschnitt A II b 1). Für diese Stellen ist das östlich Fraisthorpe (170 618) aufgenommene Bild 14 charakteristisch, welches über den Seeablagerungen bei den Disteln alten Dünen-sand, dann das Fundament der früheren Küstenstraße und ganz oben jungen Flugsand zeigt.

Wie ist das Profil nun zu deuten? Bei der Oberfläche des Geschiebelehms handelt es sich offenbar um ein weites Zungenbecken der B-Vergletscherung, das durch die Endmoräne von Barmston in zwei Teile gegliedert wird. In dem Becken bildete sich während der letzten Vergletscherung ein Eisstausee, welcher in wahrscheinlich jahreszeitlichem Rhythmus den Bänderton absetzte. Die Höhe des Seespiegels hing zunächst von der Höhe der das Becken

im Westen und Südwesten umrahmenden Altmoränen ab, vor allem der großen Endmoräne von Burton Agnes Moor — Kelk — Foston on the Wolds — North Frodingham. Später schufen sich die angestauten Wasser zwischen Foston und North Frodingham einen Überflusdurchbruch nach Westen, dem noch heute der Bach Old Howe folgt. Dadurch lief der Stausee ab, und auf der trockenfallenden Oberfläche des Bändertons breiteten die letzt-eiszeitlichen Schmelzwässer ihre Schotter aus. Die aus dem Überflusdurchbruch Hunmanby Dale durch das Tal des Gypsey Race herabgekommenen Gerölle wurden schon bei den Handbohrungen westlich Bridlington erwähnt. Weitere Schotter gelangten von der Jungmoräne auf der Nordseite von Flamborough Head durch die Täler beim Danes' Dyke House und bei der South Sea Landing nach Süden (vgl. Abschnitt B I b 2).

Vor allem aber dürfte der letzteiszeitliche Gletscher, der das Becken im Osten und Süden abschloß, seine Sander über dem Bänderton vorgeschüttet haben. Für den Verlauf des Eis-

randes in der Bridlington Bay ergeben sich die folgenden drei Anhaltspunkte. Erstens streicht die äußerste Jungendmoräne auf Flamborough Head im Cross Bow Hill nach Südosten aus (siehe Abschnitt B I b 1). Zweitens erstreckt sich südlich des Kaps die 10 km lange und bis zu 2,7 m unter Springniedrigwasser aufragende Sandbank Smithic nach Südsüdwesten. Nach dem englischen North Sea Pilot soll ihr Inneres aus Kreidekalk bestehen, doch konnte ich das nirgends sonst bestätigt finden; schon das deutsche Nordsee-Handbuch drückt sich viel vorsichtiger aus. Wahrscheinlicher ist es, daß die Sandbank in ihrem Kern die äußerste Endmoräne der letzten Vergletscherung birgt. Drittens zeugt die Stauchung des Bändertons im Kliff zwischen Barmston und Ulrome für die Nähe des Eisrandes, der etwa bei 175 574 nach Holderness eingetreten sein muß. Hier liegt die Grenze zwischen der Altmoränenlandschaft von Nord-Holderness und der Jungmoränenlandschaft von Ost-Holderness, welche jetzt behandelt werden soll.

c. Das Hügelland von Ost-Holderness

(Karte 1 : 63 560 Bl. 99, 105; 1 : 25 000 Bl. 54/12—15, 22—24, 31—32)

1. Die westliche Begrenzung

Schon unmittelbar an der angegebenen Grenze findet sich im Kliff bei der Küstenwachstation Ulrome (176 571) der erste Beweis für das letzteiszeitliche Alter der neuen Landschaft. In den wieder angestiegenen Geschiebelehm ist dort eine glaziale Wanne eingesenkt, die von Ton mit Süßwassermollusken erfüllt ist. Darüber folgt keine Fließerde! Würde die Hohlform aus einer älteren Vergletscherung stammen, so wäre ihre Füllung gewiß von einer Solifluktionsschicht bedeckt. Ein noch schöneres Vorkommen befindet sich nahe Skipsea im Withow Hole (184 546). An dieser Stelle geben zwar die moderne Karte 1 : 25 000 und die neueste „Six-Inch Map“ 1 : 10 560 eine Erhebung von über 50 ft. (15,2 m) O. D. an, doch hat die alte „Six-Inch Map“ von 1854 recht, welche eine Vertiefung bis unter 25 ft. (7,6 m) O. D. verzeichnet. In ihr sinkt der sonst überall das Kliff aufbauende Geschiebelehm vorübergehend bis unter das Mittelhochwasser-(Strand-)Niveau. Darüber lagert erst Ton mit Süßwassermollusken, dann prächtig

erhaltener Torf mit Wurzeln, Zweigen usw. Eine Fließerdedecke fehlt; die in Bild 15 ganz oben sichtbaren Steine gehören zum Fundament der jetzt durch den Kliffrückgang unterbrochenen Küstenstraße.

Wenn der Landverlust so stark anhält wie in den letzten hundert Jahren (etwa 1,50 m/Jahr nach VALENTIN 1954 b, S. 298), dann werden bald weitere Wannens und Sölle im Kliff aufgeschlossen erscheinen. Sie sind um Ulrome und Skipsea recht häufig, wofür auch die Ortsbezeichnungen sprechen: Folly Hole (180 543), Foul Holes (177 560), Tranmere Cliff (181 558), Soumers (170 561), Bass Marr (179 548), White Marr (175 543) usw. Das englische Wort „hole“ bedeutet ja Loch, „mere“ See und das verwandte altskandinavische „marr“ einen Teich (SMITH 1937, S. 51).

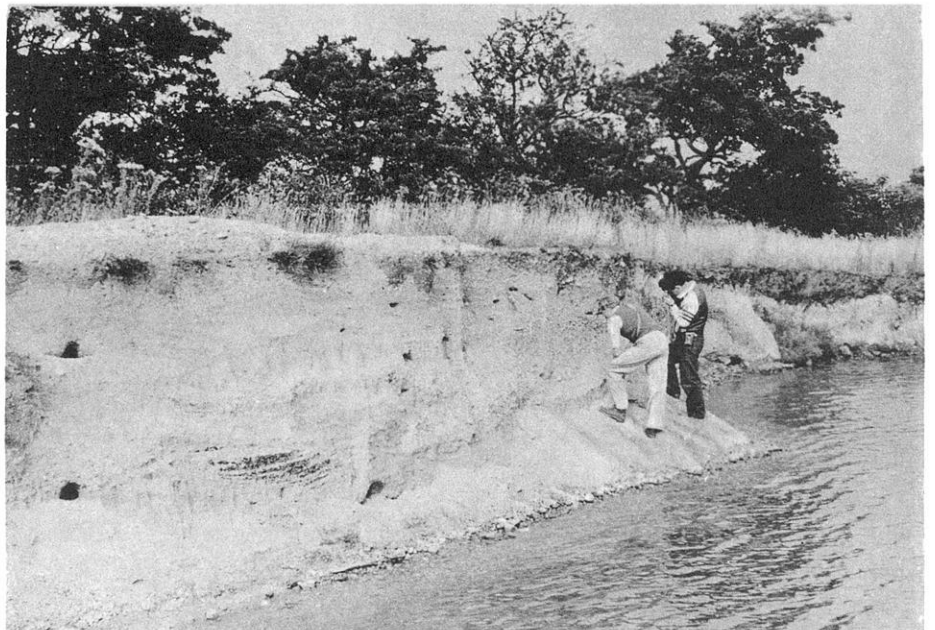
Auf Grund der Verbreitung dieser geschlossenen Hohlformen und der übrigen morphologischen Kennzeichen der Jungmoränenlandschaft konnte ich die äußerste Grenze der letzten Vereisung weiter binnenwärts verfolgen. Sie verläuft zunächst hart nördlich des

Bild 9. Gestauchte Sande und Kiese im Cruckley Hill bei Brigham, Nordwest - Holderness. (Aufn. VALENTIN 1953).



Bild 10. Das Os Barf Hill, gesehen vom letzten Rest des Thornham Hill, Nord-Holderness. (Aufn. VALENTIN 1952).

Bild 11. Kreuzgeschichteter Kies am Nordende des Oses Thornham Hill. (Aufn. VALENTIN 1953).



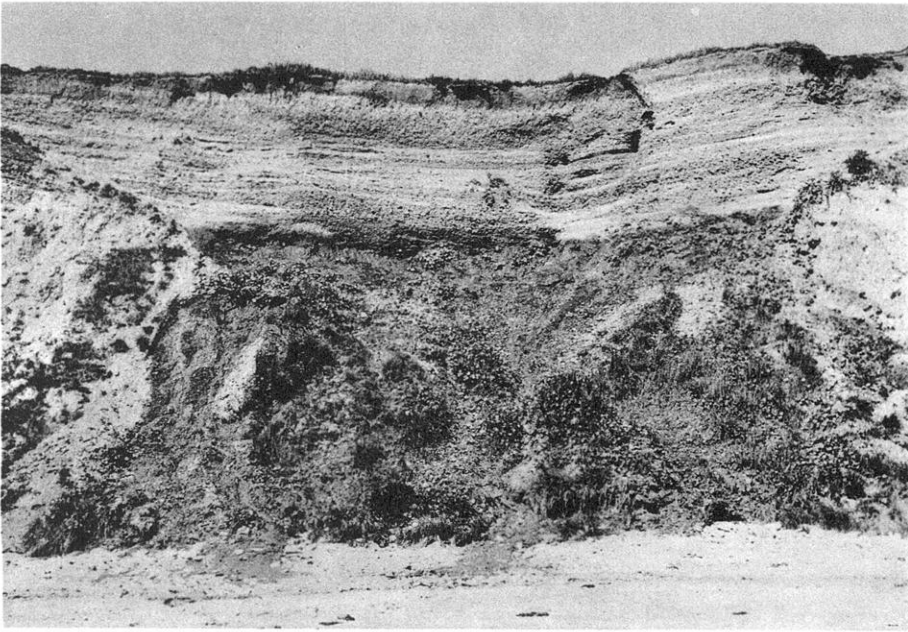


Bild 12. Kliff nordöstlich Bridlington aus Geschiebelehm und Geröllschichten mit austretendem Grundwasser. (Aufn. VALENTIN 1952).

Bild 15. Kliff bei Wilsthorpe südlich Bridlington aus Bänder-ton mit Kiesdecke. (Aufn. VALENTIN 1952).

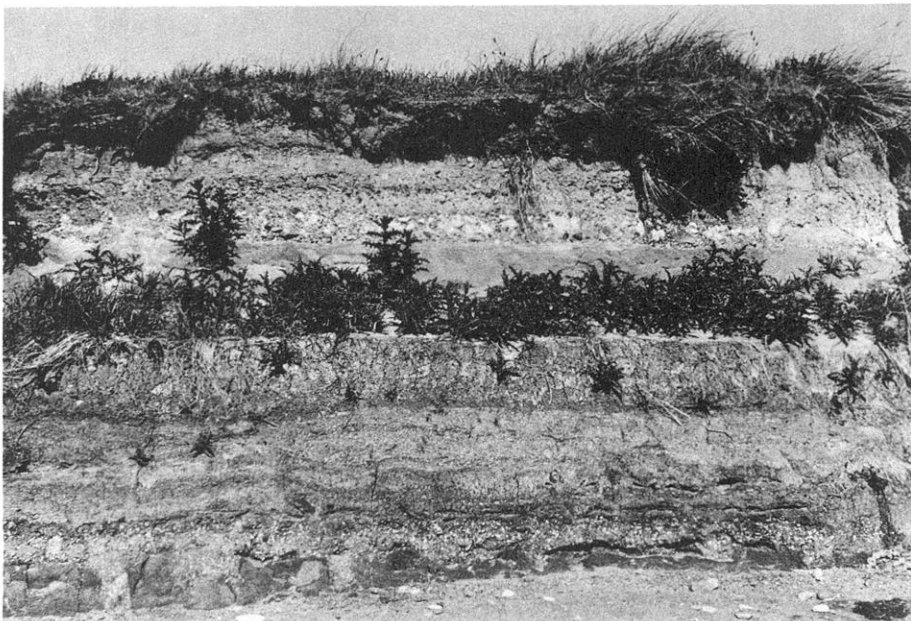


Bild 14. Niedriges Kliff bei Fraisthorpe (südlich Wilsthorpe) mit postglazialen Seeablagerungen. (Aufn. VALENTIN 1952).

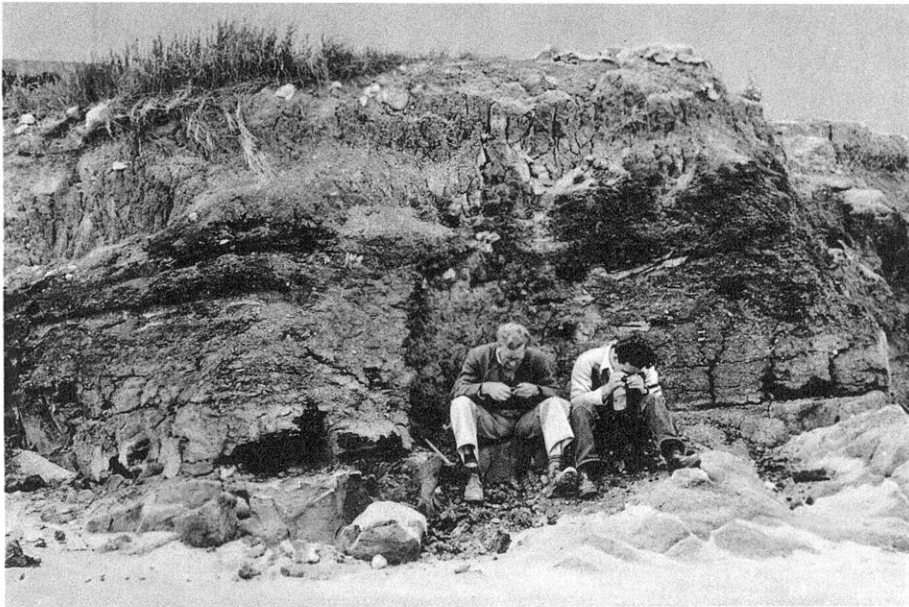


Bild 15. Withow Hole bei Skipsea, Nordost-Holderness, eine im Kliff aufgeschlossene letzteiszeitliche Wanne mit postglazialen Süßwasserablagerungen. (Aufn. VALENTIN 1953).



Bild 16. Söllreiche Jungmoränenlandschaft um das Dorf Swine, Ost-Holderness. (Aufn. J. K. St. JOSEPH 1931. British Crown Copyright reserved. Reproduced by permission of British Air Ministry).



Bild 17. Tal des Keyingham Drain mit der Kiesstauchmoräne von Keyingham; dahinter die Sendemasten von Ottringham, Ost-Holderness. (Aufn. VALENTIN 1952).



Bild 18. Jungmoränenlandschaft mit See und Söllen bei Sproatley (vorn) und Burton Constable (im Park), Ost-Holderness. (Aufn. J. K. Sr. JOSEPH 1951. British Crown Copyright reserved. Reproduced by permission of British Air Ministry).

Dorfes Ulrome, wo mehrere parallele Endmoränenwälle von ENE nach WSW streichen, deren höchster bei der Kirche bis über 50 ft. (15,2 m) O.D. aufragt. Dann kreuzt sie das nachher noch zu betrachtende Tal des Skipsea Drain und zieht weniger scharf ausgebildet nördlich Dringhoe und Upton vorbei nach Beeford. Die Höhe nördlich Burnt Tofts (148 561), die Pannierman Hills (132 552) und der Hügel der Kirche von Beeford dürften ungefähr die Grenze angeben. Von hier erstreckt sie sich einige Kilometer nach Südsüdwesten, ohne daß sie jedoch in einer Endmoräne zum Ausdruck käme. Erst von Highthorns House (113 509) an südwärts fällt sie wieder mit einem Geschiebelehmücken zusammen, der bei der Glebe Farm (117 486) auf 50 ft. (15,2 m) O.D. ansteigt und bis Brandesburton reicht.

Es ist sehr schwierig, die äußerste Grenze der letzten Vergletscherung in dem südlich anschließenden Sand- und Kiesgebiet festzulegen. Sie scheint erst bis nahe Catwick zurück-, dann zur Leven Grange (111 444) vorzuspringen. Von dort verläuft sie auf einem niedrigen Endmoränenzug über das Riston Carr House (108 424) und Arnold Carr (113 400) zur Benningholme Grange (118 388). Auf das südlich davon gelegene kleine Zungenbecken mit dem Pitfield Fish Pond hat bereits L. S. PALMER aufmerksam gemacht (1939, S. 8); es gehört noch zur Jungmoränenlandschaft. Das gleiche gilt für die Geschiebelehmhöhen nordwestlich und in Swine, wie die zahlreichen wassererfüllten und verlandeten Sölle in Bild 16 zeigen. Nun folgt nochmals ein längerer Abschnitt, in dem die Grenze in der Landschaft durch keine Endmoräne betont wird. Sie streicht etwa über Ganstead, wo sich ein isolierter Hügel bis 25 ft. (7,6 m) O.D. erhebt, östlich Bilton und westlich Preston vorbei. Zwischen Preston und dem Städtchen Hedon gewinnt sie in Form eines bis 25 ft. (7,6 m) O.D. hohen Rückens vorübergehend wieder festere Gestalt und schließt eine größere, mit postglazialen Schichten erfüllte Wanne ein (186 299). Die Endmoräne setzt sich in dem gleich hohen Hügel der Kirche von Hedon fort, welche als „König von Holderness“ das flache Land ringsum überragt.

Dies ist der südwestlichste Ausläufer der Jungmoränenlandschaft, denn von hier zieht

die Grenze etwa an der Eisenbahn entlang bis zum Bahnhof Ryhill. Nördlich der Bahn erheben sich unruhige Geschiebelehmhöhen mit steilen Kuppen (z. B. Hallfield 214 292) und Söllen. Auf der Südseite dagegen tauchen mehrere ausgeglichene Kies- und Sandrücken ganz flach aus der Marsch empor. Lediglich der Hügel von Paull (171 257) und der Boreas Hill (192 253) erreichen über 40 ft. (12,2 m) O.D. Der Hügel von Paull wurde bis zur Mitte des vorigen Jahrhunderts vom Humber in einem Kliff angegriffen, das an seinem Fuß Geschiebelehm, darüber 1,8 m steinlosen Lehm, 3,7 m Sand und Kies mit Mollusken sowie ganz oben 2,4 m anlehmigen Kies und den Boden zeigte (REID 1885, S. 54). Seitdem ist das Kliff künstlich abgeböscht und befestigt worden. Doch konnte ich auch in einer Kiesgrube bei Paull Holme im Westteil des Boreas Hill (183 250) Gerölle mit *Cardium edule* und anderen Meeresmuscheln sowie *Corbicula fluminalis* beobachten, die teilweise von Fließerde überlagert waren. Ein weiteres derartiges Profil findet sich in einer Grube auf der Südseite des Boreas Hill (192 252). Es handelt sich bei den Geröllen offenbar um Strandbildungen eines interglazialen Meeres, in das, nach dem Vorkommen von *Corbicula fluminalis* zu schließen, der Humber mündete. Später wurden die Gerölle vom Humber-Gletscher der vorletzten (B-) Vereisung zu den zwei bis stellenweise vier hintereinander liegenden, etwa WSW — ENE streichenden Kiesstaudmoränen aufgepreßt, deren Reste uns heute im Hügel von Paull, im Boreas Hill, in der Höhe von Thorngumbald usw. entgegentreten.

Zwischen dem Bahnhof Ryhill und Keyingham werden diese Rücken von der NW—SE verlaufenden Grenze der letzten (C-) Vergletscherung gekreuzt. In ihrem Bereich wurden sie erneut aufgestaucht und von jungem Geschiebelehm mit Söllen bedeckt. So ist wohl das berühmte Profil in den Kiesgruben im Kelsey Hill zu deuten (237 267), welches REID (1885, S. 55, 75), MELMORE (1935, S. 17—22) und andere beschrieben haben. Dort liegen auf bei etwa — 30 ft. (— 9 m) erbohrtem Purple Boulder Clay bis zu 80 ft. (24 m) mächtige Gerölle und Sande. Sie enthalten neben Meeresmollusken außerordentlich zahlreiche *Corbiculae* und Reste einer kälteliebenden, jung-

pleistozänen Säugetierfauna: des Mammut *Elephas primigenius*, des Renttiers *Cervus tarandus*, des Wisents *Bison priscus*, des Nashorns *Rhinoceros leptorhinus* usw. Darüber lagert jüngerer Purple und Hesse Boulder Clay. In diesen eingesenkt, war bei REIDS Besuch ein verlandetes Söll aufgeschlossen, offensichtlich ohne Fließerdedecke. Heute befindet sich der beste Aufschluß südöstlich des Keyingham Drain im niedrigen Ken Hill (236 254). Auch hier kann man im Kies viele Meeresmollusken und *Corbiculae* sammeln; darüber folgt jedenfalls in der Ostwand der Grube rotbrauner Geschiebelehm.

Südöstlich Keyingham, das auf einer dem Kelsey Hill ähnlichen, ebenfalls 50 ft. (15 m) O.D. hohen Kiesstauchmoräne liegt (Bild 17), läßt sich die äußerste Grenze der letzten Vergletscherung schwer festlegen. Denn entlang der Linie Keyingham—Patrington Haven Side (306 212) — Easington versinken die Jungmoränen unter der ebenen Marsch. Diese erstreckt sich bis zum Humber, ohne daß aus ihr irgendwelche Glazialhügel auftauchen würden oder wenigstens genügend Bohrungen vorhanden wären, welche etwas über die Ausdehnung des letzten Eises aussagen könnten. Es bleibt daher zunächst offen, ob die letzte Vergletscherung über die angegebene Linie hinaus bis zum Humber oder gar bis nach Lincolnshire reichte. Das kann erst im Abschnitt B III geklärt werden.

Eindeutig sind dagegen die Verhältnisse zwischen Easington und Kilnsea im südöstlichsten Holderness. Dort erheben sich nämlich aus der Marsch drei niedrige Geschiebelehmhöhen: der kleine Hügel des Kilnsea Beacon (411 177), die eigentliche Platte von Kilnsea und der How Hill (419 152). Nach REID (1885, S. 35) handelt es sich um älteren Geschiebelehm, den blaugrauen Basement Clay und den rotbraunen Lower Purple Clay. Das sind gewiß die beiden obersten Schichten der Nr. 417 162 des Bohrungsverzeichnisses. In Übereinstimmung mit der geologischen Datierung besitzt die Oberfläche die Ausgeglichenheit einer Altmoräne. Über dem Geschiebelehm fanden PHILLIPS (1875, S. 69) und REID (1885, S. 74) etwas weiter östlich im damaligen Kliff stark gewellten Bänderton. Dieser dürfte inzwischen dem Angriff der Nordsee zum Opfer

gefallen sein, welche bei Kilnsea bis 2,75 m/Jahr vorrückte (VALENTIN 1954 b, S. 304). Bei meiner Begehung konnte ich keine Spur mehr davon entdecken, wobei allerdings zu berücksichtigen ist, daß ich hier in der Bewegungsmöglichkeit sehr durch die militärischen Anlagen beschränkt war. Jedenfalls ähnelt die ganze Anordnung südlich Easington derjenigen nördlich Ulrome, wo sich ja ebenfalls zwischen den Altmoränen und dem Gletscherrand die Bändertone eines Eisstausees niederschlugen.

Damit ist die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Holderness von Ulrome bis Easington festgelegt, wobei nur noch die erwähnte Ungewißheit zwischen Keyingham und Easington bleibt. Von jener unsicheren Strecke und einigen kleinen Unregelmäßigkeiten abgesehen, verläuft die Grenze in einem weiten, nach Nordosten offenen Kreisbogen. Sie unterscheidet sich in ihrer großzügigen Linienführung grundsätzlich von den zahlreichen kleinen Endmoränenbögen weiter westlich, welche die in einzelne Gletscher zerfallene B-Vereisung bei ihrem Rückzug hinterließ. Der Grenzverlauf bezeugt also ebenfalls die Ankunft von etwas völlig Neuem: Um die Höhen von Flamborough Head herumschwendend, drang jetzt ein mächtiger, junger Eislobus mit geschlossener Front nach Holderness ein. Er mag der „östliche Holderness-Gletscher“ genannt werden.

Die Linie des weitesten Vordringens dieses Eises ist, wie oben geschildert, nicht überall deutlich gekennzeichnet. Das ist aber m. E. auch gar nicht erforderlich. In Jütland und Teilen Nordostdeutschlands ist die letzte Vergletscherung ja ebenfalls zunächst weit vorgestoßen und bald wieder etwas zurückgeschmolzen, ohne die Randlandschaft nachhaltig zu beeinflussen (vgl. MILTHERS 1948, S. 231). Die geschlossenen Endmoränenwälle entstanden erst dahinter, während längerer Stillstände beim Rückzug des Eises, und diese gilt es nun zu verfolgen.

2. Die Höhenrücken

Auch die älteste Rückzugsmoräne des östlichen Holderness-Gletschers ist noch wenig ausgeprägt und beweist damit, daß der Eisrand an ihr nur kurz verhielt. Wenn man die größte Ausdehnung als Phase 1 bezeichnet, so

verläuft die Endmoräne dieser zweiten Phase etwa von Ulrome über die Höhe bei der Dringhoe Manor Farm (150 554), die Höhe von Upton (142 546) und die Pinderhill Farm (135 520) zum Warleycross Hill (126 507). Von dort streicht ein Rücken nach Süden bis östlich Brandesburton. In dem Sand- und Kiesgebiet bei Catwick ist die Eisrandlage nicht zu erkennen, doch von der Riston Grange (113 435) erstreckt sich ein vielleicht gleichaltriger niedriger Rücken zur Arnold Grange (119 416). Vermutlich zog der Gletscherrand über die Benningholme Hall (128 386), Kelwell (142 364), die Höhe bei Coniston (159 352) und die Gravel Hills in Thirtleby (168 346) nach Sproatley weiter. Am Ende der Phase fiel der Eisrand unter Abtrennung von Toteismassen nach Osten zurück. Durch eine solche dürfte z. B. die fast ebene Fläche zwischen Brandesburton und Catfoss Grange (146 482) entstanden sein, die während des letzten Krieges als Flugplatz diente.

Die schon besser entwickelte Endmoräne der dritten Phase zweigt von der vorhergehenden bei Dringhoe nach Süden ab. Sie verläuft über Dunnington, den bis zu 100 ft. (30,5 m) O. D. aufragenden Billings Hill (149 504), Acron Hill, Catfoss Grange und Manor Farm (143 470) nach Catwick. Unmittelbar östlich Long Riston und Arnold bildet sie einen flachen Rücken und setzt sich über South Skirlaugh, den 75 ft. (23 m) O. D. hohen Horse Hill (161 374) usw. ebenfalls in Richtung Sproatley fort. Auch nach dieser Phase zog sich der Gletscherrand unter Ablösung von Toteisblöcken nach Osten zurück; eine besonders schöne Toteiswanne von 1 km Durchmesser liegt bei 153 488 zwischen Catfoss Grange und Bewholme.

Die großartigste Endmoräne von Holderness entstand aber in der vierten Phase, welche dementsprechend lange gedauert haben muß. Die Moräne ist mit einer Länge von 52 km und einer Höhe von oft über 75 ft. (23 m) O. D. derart auffallend, daß es unverständlich bleibt, wie selbst sie bisher übersehen werden konnte. Sie streicht zunächst von Ulrome in zwei Zügen nach Süden. Der Hauptrücken zieht über Dringhoe, unmittelbar östlich Dunnington und westlich Bewholme vorbei; der andere erstreckt sich von den Butt Hills (156 557)

über Skipsea Brough, die Ladies' Fields (163 536) und High Bonwick (165 524) nach Bewholme. An der eben erwähnten Toteiswanne biegt die Moräne etwas nach Osten aus und zeigt damit, daß der Toteisblock zur Zeit ihrer Aufschüttung noch recht mächtig war. Beim Bassymoor Hill (159 481) sowie der Höhe von Bonfield nordwestlich Seaton gabelt sie sich wieder und tritt beim Dorf Siggleshorne in drei parallelen Rücken auf, von denen der mittlere der geschlossenste und mit 82 ft. (25 m) O. D. der höchste ist. Das bleibt so in der Gemeinde Rise, in der die Wälle sich am weitesten voneinander entfernen, und bei Ellerby, wo der westliche sich mit dem Hauptzug wiedervereinigt.

Dieser Hauptzug wird vor allem auf der 6 km langen Strecke zwischen Bahnhof Ellerby und Sproatley von dem östlichen Rücken durch eine interessante Längsrinne geschieden. In ihr liegt in Marton der verlandete längliche Teich, welcher der Ortschaft einst den Namen gab (Marton = „Gehöft nahe dem Teich“ nach SMITH 1937, S. 49). Weiter südlich sind in der Rinne drei geschlossene Hohlformen von unter 50 ft. (15,2 m) O. D. aneinandergereiht, wenn die Karte 1 : 25 000 hier auch fälschlicherweise Erhebungen bis über 75 ft. (23 m) O. D. angibt. Die Ortsbezeichnung Sallymere Plantation spricht für eine frühere Wasserfüllung der Hohlformen. Im Park von Burton Constable erstreckt sich sogar heute noch ein 1 km langer See, der auf Bild 18 in der Mitte links sichtbar ist. Die Rinne setzt sich im Bogen zum rechten Vordergrund des Bildes fort. Dort ist gerade noch der Beginn einer weiteren geschlossenen Hohlform zu erkennen, welche wieder auf der Karte 1 : 25 000 als Erhebung verzeichnet ist. Die ganze Längsrinne mit ihren Wannens und sie trennenden Schwellen kann nicht durch subaerisch fließendes Wasser erodiert worden sein; auch Auskolkung durch subglaziäre Schmelzwässer kommt bei einer so großen Strecke parallel zum Eisrand kaum in Frage. Die Rinne dürfte vielmehr bei der Akkumulation des sich ruckhaft zurückziehenden Gletscherrandes ausgespart worden sein, möglicherweise unter Mithilfe hineingefallenen Toteises.

Südsüdöstlich Sproatley verlaufen die beiden Moränenwälle von Little Nuttles (201 317)

bis South Park (220 290) bzw. von Nuttles Hall (201 325) bis Daisy Hill (224 304) so nahe beieinander, daß sie oft kaum zu trennen sind. Erst bei Burstwick wird ihr Abstand größer. Der Haupt Rücken zieht über den Kelsey Hill und die Höhe von Keyingham (vgl. oben) an Ottringham vorbei bis westlich Winestead. Von hier schwenkt er im Bogen nach Patrington, dessen schöne Kirche, die „Königin von Holderness“, weithin sichtbar auf ihm aufragt. Über den Thorpe Hill (329 219), Longmar Hill (350 217) und den 98 ft. (30 m) O.D. hohen Hügel bei Rysome Garth setzt er sich zum Dimlington High Land an der Küste fort.

Die Kuppe von Dimlington ist mit 125 ft. (38 m) O.D. die höchste Erhebung von Holderness. Sie ist von der Nordsee in einem mächtigen Kliffprofil aufgeschlossen, das in den alleruntersten Metern blaugrauen Basement Boulder Clay der Mindel- (Elster-) Vereisung zeigt. In dessen Oberfläche konnte W. S. BISAT (1948) mehrere Wannens beobachten, die von geschichtetem Schlick mit Moosbändern gefüllt sind — also von interstadialen Ablagerungen, wenn auch kaum von interglazialen, wie BISAT glaubt. Überwiegend besteht das Kliffprofil aber aus rotbraunem Purple Boulder Clay. Infolge ausgedehnter Rutschungen kann man seine verschiedenen Horizonte schlecht verfolgen. Im obersten, wieder steil geböschten Kliffteil liegt jedenfalls schon ein jüngerer, dem Hessle Boulder Clay ähnlicher Geschiebelehm mit schottischen Erratika (vgl. VALENTIN 1954 b, Bild 6). Noch vor hundert Jahren erreichte Dimlington High Land in 175 m Entfernung von der jetzigen Kliffoberkante die große Höhe von 139 ft. (42 m) O.D. Es kann daher keinem Zweifel unterliegen, daß sich hier früher ein besonders hoher Endmoränenrücken nach Osten erstreckte.

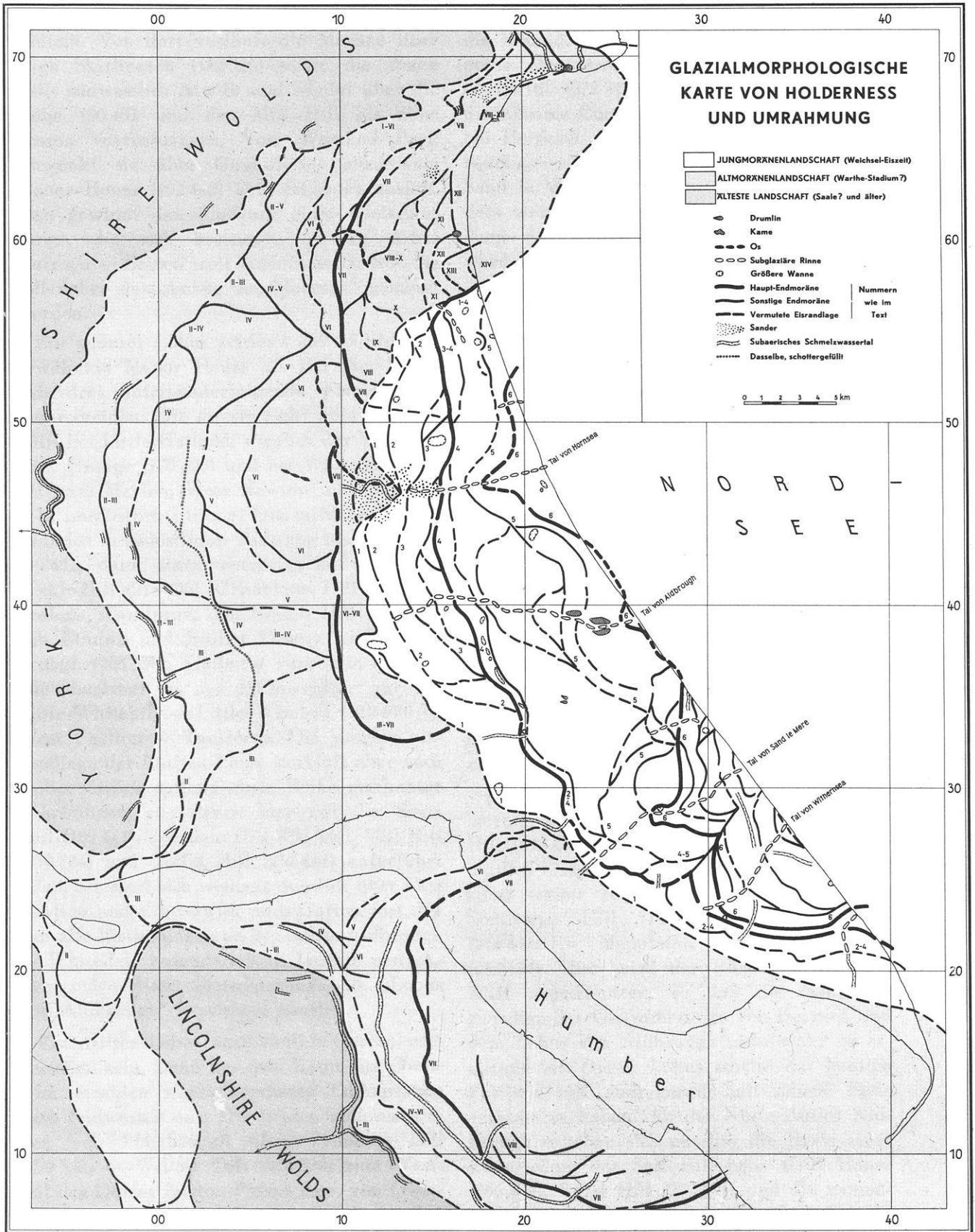
Die ganze Endmoräne der vierten Phase weist eine unruhige Oberfläche mit vielen Kuppen und geschlossenen Hohlformen auf. Vor allem in der nördlichen Hälfte sind die größtenteils verlandeten Wannens und Sölle sehr zahlreich. Aus der Umgebung von Ulrome und Skipsea wurden sie bereits zu Beginn des Abschnitts B II c 1 erwähnt. Dort sowie bei Dunnington und Bewholme treten sie häufig sogar durch die Höhenlinien auf den großmaßstäblichen topographischen Kar-

ten oder als Flecken von Alluvium auf den geologischen Karten in Erscheinung. Am unruhigsten ist der Rücken aber in dem Dreieck Rise — South Skirlaugh — Marton. Hierher muß man die Leser der Arbeit von FARRINGTON und MITCHELL (1951) führen, um sie von dem Vorhandensein einer Jungmoränenlandschaft in Ost-Holderness zu überzeugen.

So tat ich es auch im Juli 1953 mit Dr. R. WEST (Cambridge University Sub-Department of Quaternary Research) und Dr. D. LIVINGSTONE (Yale University, derzeit ebenfalls in Cambridge), als ich ihnen die wichtigsten Punkte meines ostenglischen Arbeitsgebiets zeigte. Am Boden einer kleinen geschlossenen Hohlform südöstlich Rise machten wir zusammen eine Bohrung, die unter Lehm verschiedene Süßwasserablagerungen und rotbraunen Geschiebelehm ergab (Nr. 163 411 des Bohrungsverzeichnisses). Wir stimmten darin überein, daß die Lehmdecke keine periglaziale Fließerde ist, sondern durch junge Abspülung von den umliegenden Kuppen entstand. Daher sind die Süßwasserbildungen nicht etwa interglazial, sondern nacheiszeitlich. Ortsbezeichnungen wie Bittern Boom Mere (157 398) und Hazelmere (148 392) zeugen für die Wasserfüllung der Hohlformen noch in historischer Zeit. All dies beweist ebenfalls die Zugehörigkeit der Landschaft zur letzten Vergletscherung.

Östlich des beschriebenen Endmoränenrückens mit seiner unruhigen Oberfläche dehnt sich ein bis 6 km breiter, auffallend flacher Geländestreifen. Es handelt sich um Grundmoränenebenen mit vereinzelt Drumlins und weiten Glazialwannen, von denen hier lediglich Atwick Mask und Flinton Carr genannt seien. Wenn man dies Gelände allein betrachtet, so glaubt man kaum, in einer Jungmoränenlandschaft zu sein. Das ausgeglichene Relief ist wohl nur so zu erklären, daß sich der Gletscherrand bei seinem Zurückweichen nach der vierten Phase in große Toteismassen auflöste.

Als der Gletscherrand dann in der fünften Phase wieder etwas vorstieß und eine neue Endmoräne schuf, war das Toteis vielfach noch vorhanden. Besonders schön ist die Umschüttung eines Toteisblocks südöstlich Skipsea zu sehen, wo der über 50 ft. (15,2 m)



Karte 6

hohe Bogen Sand Hills — Skipsea Hill halbkreisförmig die Wanne des White Marr einschließt. Von dort verläuft die Moräne über High Skirlington (182 526) sowie die Waite Hills südwestlich Atwick und scheint über die Höhe 180 483 und den Mill Hill bis nahe Seaton vorzuspringen. Vom Wassand Park schwenkt sie über Goxhill bis etwa zum Manor House (192 442) nach Südosten zurück. Man gewinnt den Eindruck einer Gletscherzunge, die sich besonders in der Achse Hornsea — Seaton weit landein erstreckte. Sie soll daher der „Lobus von Hornsea“ genannt werden.

Ein anderer Lobus zeichnet sich südlich des erwähnten Manor House ab. Bei ihm lassen sich drei aufeinanderfolgende Eisrandlagen unterscheiden: Die älteste zieht über die Rye Hills bei Little Hatfield, westlich der Withernwick Grange (175 420) und bei Whitedale vorbei nach Marton, West Newton und den Hügeln nordöstlich Flinton. Die mittlere streicht zunächst in südöstlicher Richtung bis zur Höhe 219 421, dann stark vorspringend über den Mickle Hill (218 406), Crimbleton Hill (206 400), Fosham, Tansterne, den Rough Hill nordöstlich Flinton und Fitling Grange nach Longbrough (268 338). Vielleicht verkürzte sich die Gletscherfront in der Mitte später auf die Linie Whitehill — Little Westhill (221 400) — West Carlton — Tansterne. Die jüngste Eisrandlage der fünften Phase verläuft aber noch weiter östlich entlang einer Reihe markanter Erhebungen, von denen hier nur der Seats Hill (199 441), Scardale Hill (211 441), Mill Hill (230 424) und Collin Hill (232 414) aufgeführt seien. Sie setzt sich weniger deutlich über East Carlton und Etherdwick nach Garton fort. Da sich alle Eisrandlagen an der Achse Aldbrough — Whitedale besonders weit landein erstrecken, möge diese Gletscherzunge als „Lobus von Aldbrough“ bezeichnet werden.

Ein dritter Lobus muß südlich Garton vorgestoßen sein. Denn aus dem Raum um Owstwick strahlen wieder mehrere Endmoränen nach Südwesten aus. Die beiden äußeren ziehen von Longbrough über Primrose Hill (259 332) — Willow Toft (254 324) zum Westteil des Dorfes Burton Pidsea bzw. von Owstwick zum Ostteil des Dorfes. Sie vereinigen sich im Keldy Hill (248 303) und streichen ge-

meinsam im Bogen über den Hinderst Hill bei Ridgmont, Burstwick Grange (243 280) und die Höhe 270 263 zur Winestead Hall. Ein innerer Moränenkranz läßt sich von südlich Owstwick (272 318) über die Kuppe 263 311, die Elmtree Cottage (261 296) und den Rücken bei Halsham nach Osten verfolgen. Alle Eisrandlagen erstrecken sich längs der Achse Sand le Mere (320 310) — Kelsey Hill besonders weit landein. Daher soll die Gletscherzunge der „Lobus von Sand le Mere“ genannt werden.

An diesen Lobus schloß sich nach Südosten zu höchstwahrscheinlich eine weitere Gletscherzunge an. Da ihre Achse von Withernsea nach Patrington verlief, möge sie als „Lobus von Withernsea“ bezeichnet werden. Doch fiel ihre äußerste Eisrandlage in der fünften Phase mit derjenigen der sechsten Phase zusammen oder wurde sogar von ihr überschritten, so daß sie hier nicht näher beschrieben zu werden braucht. Von dieser Ausnahme abgesehen, blieb der Gletscherrand in der sechsten Phase überall hinter der fünften zurück. Er schuf jetzt eine weitaus großartigere Endmoräne als vorher — eine Endmoräne, die mit einer Länge von etwa 47 km und einer Höhe von oft über 75 ft. (23 m) O. D. nur mit derjenigen der vierten Phase zu vergleichen ist. Stärker als vorher machte sich jetzt aber auch die Auflösung des Eises in die vier Gletscherzungen bemerkbar.

Der Lobus von Hornsea lagerte die Endmoräne Moor Hill (192 522) — Atwick — Leys Hill (195 486) ab. Bei Hornsea sprang er vermutlich einige Kilometer nach WSW vor und schuf weiter südöstlich den Moränenrücken Southorpe Hill (195 461) — Euber Hill (214 444) — Mappleton — Whinfield Hill (232 434). Hier wird der Rücken heute vom Kliff abgeschnitten, so daß die Nahtstelle zwischen der Gletscherzunge von Hornsea und dem Lobus von Aldbrough nicht mehr zu ermitteln ist. Dieser Lobus scheint das heutige Festland nur noch gerade mit seinem Ende erreicht zu haben. An der Küste östlich Aldbrough erheben sich nämlich die Reste einer Endmoräne: der Salf Hill beim Cliff House (256 400), Burst Hill (252 391) und die namenlose Höhe von über 75 ft. (23 m) O. D. bei der Hill Top Farm (264 387).

Um so deutlicher sind die verschiedenen Eisrandlagen des Lobus von Sand le Mere erhalten. In seinem Nordteil dürfte eine kleine „Gletscherzunge von Hilston“ eine Zeitlang selbständige Bewegungen ausgeführt haben. Durch sie entstanden wohl die Moränenbögen Beacon Hill (279 366) — Kirche von Garton — Longbrough — Owstwick, später Beacon Hill — Kirche von Garton — Höhe 271 338 — Owstwick Hall und schließlich Grimston Hall — Millfield Hill (280 342) — Owstwick Hall. Doch dann bildete sich die große, durchgehende Endmoräne, die vom Bracken Hill (286 349, Bild 19 Vordergrund) über den Hilston Mount mit Admiral Storr's Tower und den Rücken 283 326 westlich des Dorfes Roos entlang zieht. Bei „The Elms“ springt sie plötzlich nach WSW vor, schließt die modellartige, moorerfüllte Glazialwanne mit dem bezeichnenden Namen „The Bog“ ein und läuft südlich des Roos Drain über die Hill Farm und das East End von Halsham nach Osten zurück. Offenbar konzentrierte sich das Eis jetzt mehr zu einer schmalen Gletscherzunge längs der alten Achse Sand le Mere — Kelsey Hill.

Etwa bei Batty's Corner (306 278) grenzte diese Zunge an den Lobus von Withernsea. Dessen Endmoräne ist über Little Newsome, östlich der Winestead Hall und des Dorfes Winestead vorbei bis zum Whin Hill Clump zu verfolgen (307 239). Auf der anderen Seite des noch näher zu betrachtenden Tales zieht die Moräne vom Bahnhof Patrington über den Nordteil des Ortes, den 86 ft. (26 m) O. D. hohen Beacon Hill (345 223) und den gleich hohen Rücken bei 364 224 zum Mill Hill bei Holmpton (373 234). Hier streicht die Eisrandlage nach Osten in die Nordsee hinaus. Der Lobus von Withernsea schrumpfte also nicht in gleichem Maße wie die übrigen drei zu einer schmalen Gletscherzunge zusammen; doch erstreckte auch er sich an seiner alten Achse Withernsea — Patrington deutlich zugespitzt landein.

Vor allem bei den beiden südlichen Loben lassen sich noch weitere Rückzugsmoränen erkennen. Beim Lobus von Sand le Mere verläuft eine solche z. B. von Hooks (291 345, Bild 19 Mitte) über die Höhen südöstlich Hilston, nordöstlich und südöstlich Roos in

Richtung Rimswell. Vielleicht entspricht ihr beim Lobus von Withernsea diejenige, die von Rimswell über Little Newsome, den Dam Hill (308 258) und Piper Hill (313 242) sowie die Kuppen 324 236 und 339 232 nach Holmpton zieht. Im Bereich dieser stellenweise dicht geschichteten Moränenzüge ist das Relief wieder sehr unruhig, besonders zwischen Hilston und Tunstall. Daher führte ich Dr. West und Dr. Livingstone auch hierher. Am Boden der länglichen Glazialwanne, die in Bild 19 als dunkler Fleck kurz vor dem Dorfe Tunstall zu erkennen ist, brachten wir rasch eine Bohrung nieder. Eine Fließerdedecke fehlte; vielmehr mußten wir zu unserer eigenen Überraschung fast 6 m nacheiszeitliche Seeablagerungen durchdringen, um den rotbraunen Geschiebelehm zu erreichen, der die umliegenden Höhen bildet (Einzelheiten siehe Nr. 299 331 des Bohrungsverzeichnisses). Die Verlandungsvegetation und die Ortsbezeichnung „Gills Mere“ sprechen dafür, daß der See noch vor kurzem bestand. Bei dem benachbarten Row Mere (302 326) ist inmitten des Schilfes sogar noch eine offene Wasserstelle erhalten.

Während jene Kuppen und geschlossenen Hohlformen auch dem größten Zweifler das Vorhandensein einer Jungmoränenlandschaft beweisen, ist das östlich anschließende Gelände weniger überzeugend. Hier dehnt sich nämlich nochmals eine auffallend ebene Fläche. Insbesondere um das Dorf Hollym herum ist sie in rund 33 ft. (10 m) sehr ausgeprägt, so daß sie die „Fläche von Hollym“ genannt werden soll. Auf der Fläche fand ich in einem Acker bei Weldon's Plantation (317 252) zahlreiche gut erhaltene Meeresschalen, vorwiegend *Cardium edule*. Gelegentlich waren die beiden Schalenklappen noch vereint, doch das Innere war von Lehm erfüllt. Eine genauere Untersuchung ergab, daß Muschelbruchstücke am Westrand der Fläche bis zu einer Höhe von 50 bis 60 ft. (15 bis 18 m) O. D. vorkommen, z. B. bei 309 247, 310 253 und 313 258. Man könnte daher versucht sein, eine postglaziale Meerestransgression bis zu diesem Niveau anzunehmen, wodurch die Fläche von Hollym eingeebnet wurde.

Gegen eine derartig weittragende Hypothese sprechen aber sehr viele andere Beob-

achtungen. U. a. zeigen eine Bohrung in Hollym (Nr. 338 254 im Anhang), ein 3,6 m tiefer Entwässerungsgraben bei Weldon's Plantation und die Äcker, daß die Fläche ganz von rotbraunem Geschiebelehm aufgebaut wird. Es fehlt jede sandig-geröllige Deckschicht, wie sie — ähnlich dem Transgressionskonglomerat in älteren Formationen — bei der Aufarbeitung des Geschiebelehms durch das Meer hätte entstehen müssen. Die gefundenen Muscheln liegen zumeist auf dem lehmigen Ackerboden. Dahin können sie jedoch ohne weiteres durch die Möven gelangt sein, welche sich von See kommend gerne auf den meernahen Äckern niederlassen. Wenn man diese Möglichkeit eingesteht, erklärt sich der überaus gute Erhaltungszustand einiger Muscheln einfach dadurch, daß sie eben erst kürzlich von den Vögeln hergebracht wurden. Die im Ackerboden befindlichen Muschelbruchstücke sind dann entweder solche auf dem Luftwege herangeführten und beim Umpflügen zerkleinerten Muscheln, oder aber sie sind vom Menschen hierher transportiert worden. Nach Angabe der Bauern wurden vor allem im vorigen Jahrhundert vielfach Muscheln vom Strand auf die Felder gekarrt, um als Kalkdünger untergepflügt zu werden. Es ist jedenfalls keineswegs notwendig, wegen der Muscheln eine postglaziale Meerestransgression über die Fläche von Hollym anzunehmen.

Viel wahrscheinlicher ist es, daß die Fläche wie die Fläche von Filey (Abschnitt B I a 1) eine Grundmoränenebene darstellt, welche durch allmähliche Ablation der zu Toteis gewordenen Gletscherzunge entstand. Offenbar vollzog sich ihre Bildung in zwei Abschnitten. Zunächst wurde wohl nur das Zungenende zu Toteis, während der nachfolgende Gletscherteil noch aktiv blieb und eine kleine Endmoräne schuf. Diese streicht von Waxholme über Foothed Garth, den Great England Hill und Jenny Carr Hill (332 261) zum Bowmer Hill südwestlich Hollym (340 248), der auf der modernen Karte 1 : 25 000 und der neuesten „Six-Inch Map“ 1 : 10 560 fälschlicherweise als Vertiefung, auf der alten „Six-Inch Map“ von 1852 jedoch noch richtig als Erhebung über 50 ft. (15 m) O.D. verzeichnet ist. Von hier zieht die Moräne über den gleich hohen Scarborough Hill (348 243) und die Kuppe 351 238

nach Holmpton. Später wurde die ganze Gletscherzunge bis zur heutigen Küste zu Toteis. Bei dessen langsamem Abschmelzen und Verdunsten entwickelte sich die besonders gut ausgeprägte Grundmoränenebene um Hollym. Erst an der Küste um Withernsea erheben sich die Reste einer neuen Endmoräne, obwohl die „Six-Inch Map“ von 1951 südöstlich Withernsea wieder fälschlich Vertiefungen angibt. Dies ist meines Erachtens die jüngste Endmoräne in Holderness. Nach ihrer Aufschüttung zog sich das letzte aktive Eis aus Holderness zurück.

3. Die Täler

Etwa rechtwinklig zu den Endmoränenbögen wird das Hügelland von Ost-Holderness von mehreren eigenartigen Tälern durchquert. Die Höhenschichtenkarte (Karte 5) zeigt vor allem vier derartige Täler. Nach dem jeweiligen Ort an ihrem Ostende seien die beiden E—W streichenden als Täler von Hornsea und Aldbrough, die beiden NE—SW verlaufenden als Täler von Sand le Mere und Withernsea bezeichnet. Sie gliedern die Glaziallandschaft von Ost-Holderness in fünf Platten. Die nördlichste möge die Platte von Bewholme, diejenige zwischen den Tälern von Hornsea und Aldbrough die Platte von Rise genannt werden. Zwischen den Tälern von Aldbrough und Sand le Mere folgt die besonders große Platte von Sproatley, während für diejenige zwischen den Tälern von Sand le Mere und Withernsea sowie für die südöstlichste die Namen Platte von Rimswell bzw. Platte von Patrington vorgeschlagen werden. Diese radiale Gliederung in einzelne Täler und Platten überlagert also die oben geschilderte konzentrische in Höhenrücken und Tiefenzonen. Dadurch entsteht eine schachbrettartige Kammerung der Glaziallandschaft in zahlreiche naturräumliche Einheiten, die hier wohl nicht alle aufgeführt zu werden brauchen.

Doch wann und wie wurden die Täler gebildet? Im bisherigen Schrifttum wurden die Täler — wie überhaupt die Oberflächenformen von Holderness — zumeist gar nicht erwähnt. Der einzige, der sich über sie Gedanken machte, scheint P. DAVIS gewesen zu sein (1898). Er erklärte sie durch nacheiszeitliche subaerische Flußerosion. Demgegenüber deutete

ich sie als eiszeitlich angelegte subglaziale Rinnen, die durch Toteis konserviert wurden. Diese Deutung stützt sich nicht nur auf die beschriebene radiale Anordnung der Täler senkrecht zu den Endmoränenbögen, sondern auch auf ihre Weitung an einigen Strecken und ihre Verengung an den Durchbruchstellen durch die Endmoränen. In Übereinstimmung damit zeigt ihr Längsprofil nach Abdeckung des Holozäns kein gleichsinniges Gefälle wie ein Flußtal, sondern einen Wechsel von tiefen Becken, in denen z. B. der Rinnensee Hornsea Mere liegt, mit deutlichen Schwellen, etwa bei Seaton westlich davon. Ja, an das Tal von Hornsea schließt sich noch weiter westlich um Leven herum ein zerschnittener Schotter- und Sandkegel an, der nur ein Sander mit Trompetentälchen sein kann.

Das Tal von Hornsea ist nun besonders geeignet zur Untersuchung der Frage, ob die Rinnen durch subglaziale Schmelzwasserströme oder durch den Gletscher selbst erodiert wurden. Bei der äußersten Ausdehnung der letzten Vereisung bildete der Gletschertrand hier eine keilförmige Einbuchtung, in welcher der Sander von Leven entstand, während das Eis nördlich und südlich davon weiter vordrang (vgl. Karte 6). Zu jener Zeit muß hier also eine Lobennaht gelegen haben, längs der die westwärts strömenden Schmelzwässer eine Rinne auskolkten und das Material in der Einbuchtung als Sander vorschütteten. Ich möchte für eine derartige Rinne, die an der Naht (Sutur) zweier Eisloben vorwiegend durch Schmelzwässer erodiert wurde, den Ausdruck „s u t u r a l e R i n n e“ vorschlagen. Suturale Rinnen mit Sandern kommen außer an der Grenze der letzten Vereisung in Holderness sehr zahlreich an der Grenze der letzten Vereisung in Norddeutschland vor, so z. B. bei Mölln in Holstein und südwestlich Potsdam, wo sie insbesondere von P. WOLDSTEDT (1926; 1954, S. 139) und W. BEHRMANN (1949/50) beschrieben wurden.

Betrachtet man aber auf Karte 6 die jüngeren Eisrandlagen in Ost-Holderness, so sieht man, daß die Achsen der vier zu unterscheidenden Loben mit den vier subglazialen Rinnen zusammenfallen. Offenbar folgten die Gletscherzungen jetzt den von den Schmelz-

wässern vorgezeichneten Rinnen, erweiterten sie und gestalteten sie zu schmalen Zungenbecken um. Die die Zungenbecken umgürtenden Endmoränen lassen keinen Zweifel daran zu. Der größte Teil der Rinnen ist also in seiner heutigen Form ein Ergebnis der Gletschererosion. Damit bestätigt sich auf ostenglischem Boden die neue Auffassung P. WOLDSTEDTS (1952; 1954, S. 87). Ich schlage für eine Rinne, die etwa an der Mittelachse eines Eislobus vorwiegend durch Gletschererosion entstand, den Ausdruck „z e n t r a l e R i n n e“ vor. Dieser Typ ist besonders gut im nördlichen und südlichen Alpenvorland ausgeprägt (z. B. Würm-See, Garda-See). Er tritt jedoch außer bei den jüngeren Eisrandlagen in Holderness auch beim Pommerschen Stadium in Norddeutschland auf, wo sich vor allem die Förden durch ihre Umgürtung mit Endmoränen als zentrale Rinnen erweisen (vgl. WOLDSTEDT 1926, S. 119).

Die Verbreitung der beiden Rinnentypen läßt sich durch ein einfaches Prinzip erklären. Entscheidend war m. E. das Verhältnis der Mächtigkeit des vorrückenden Eises zur Energie des vorgefundenen Reliefs. Wo sich eine mächtige Inlandeisdecke auf einem ziemlich ebenen Flachland ausbreitete, wie es Holderness und Norddeutschland zu Beginn des letzten Glazials gewesen sein müssen, da wurde sie kaum vom Untergrund beeinflusst. Sie scheint sich lediglich je nach der lokalen Ernährung bald hier, bald dort schneller oder langsamer bewegt zu haben. Nach W. BEHRMANN (1949/50, S. 94) bildeten sich einzelne Eisströme heraus, an deren Nähten zahlreiche Spalten die Schmelzwässer sammelten. So entstanden hier die suturalen Rinnen. Wo dagegen weniger mächtige Talgletscher aus den Gebirgstälern in das zerschnittene Vorland austraten, wie etwa das Alpenvorland, da wurden sie leicht von den vorhandenen Hohlformen geleitet. Dabei konnten sie diese erweitern und zu zentralen Rinnen umgestalten. Ganz ähnliche Verhältnisse lagen aber auch im ostenglischen und norddeutschen Flachland gegen Ende des letzten Glazials vor. Das im großen gesehen zurückschmelzende Inlandeis war jetzt weit weniger mächtig. Es hinterließ glazifluviale Täler, z. T. sogar suturale Rinnen, welche seine Bewegung bei einem vor-

übergehenden Wiedervorrücken leiteten. Schmale Gletscherzungen drangen in ihnen vor und formten sie zu zentralen Rinnen um.

Nach diesen allgemeinen Überlegungen sollen im folgenden kurz die einzelnen subglaziären Rinnen von Ost-Holderness geschildert werden, einschließlich der bisher nicht erwähnten kleineren. Eine solche kleinere Rinne scheint bis zur vierten Phase im Nordteil des Tals von Skipsea bestanden zu haben. Sie verläuft fast senkrecht zu den damaligen Eisrandlagen; bei Skipsea ist sie noch breit, doch an der Durchbruchsstelle durch die Endmoränen zwischen Ulrome und Dringhoe verengt sie sich stark. Während der fünften und sechsten Phase wurde die Rinne dann von einem subaerischen Schmelzwassertal benutzt, das sich parallel zur neuen Gletscherfront entwickelte. Es zieht von nordöstlich Seaton bis westlich Atwick, wo vermutlich vom Dorf her eine kleine subglaziäre Rinne einmündet, und weiter über Skipsea bis westlich Ulrome. Zu seiner Zeit war der am Ende des Abschnitts B II b 3 erkannte Eisstausee wohl schon abgelaufen. Daher strömten die Schmelzwässer auf dem trockengefallenen Seeboden und durch den Überflurdurchbruch zwischen Foston und North Frodingham nach Westen.

Das bereits oben als Beispiel herangezogene Tal von Hornsea wurde bei der äußersten Ausdehnung der letzten Vereisung als suturale Rinne angelegt. Die westwärts fließenden Schmelzwässer schütteten in der keilförmigen Einbuchtung des Gletscherrandes den Sander von Leven auf. Bei Catwick ist der Sander am höchsten und schmalsten und sein Material am gröbsten. In Richtung Leven erniedrigt und verbreitert er sich; sein Material wird immer feiner, so daß er sich auch petrographisch von den aus ihm auftauchenden alten Kiesrücken unterscheidet — einem Os und niedrigen Stauchmoränenresten der B-Vereisung (vgl. Abschnitt B II b 2).

Als der Gletscherrand dann zwischen der dritten und vierten Phase nach Osten zurückwich, scheint sich in der Rinne ein kleiner Stausee gebildet zu haben. Ein Aufschluß unmittelbar östlich der Catwick Mill Farm (142 460) zeigt nämlich über Kies einen Bänder-ton, der vermutlich beim Wiedervorstößen

des Eises in der vierten Phase von jüngerem Kies bedeckt wurde. Die Schmelzwässer dieser Phase schnitten sich in den Sander von Leven ein, am schärfsten in den Sanderanfang bei Catwick, flacher und breiter bei Leven selbst. Es entstand ein typisches Trompetentälchen im Sinne C. TROLLS (1926, S. 170). Der Vorgang wiederholte sich während der fünften Phase, als der Gletscher in der Rinne bis nahe Seaton vorrückte: Die dem Gletschertor entströmenden Schmelzwässer tieften in den Talboden ein schmäleres, gewundenes Trompetentälchen ein, dem noch jetzt ein Bach mit verschiedenen Namen folgt (New Drain usw.). So besitzt die Westhälfte des Tals von Hornsea heute ein durchaus subaerisches Gepräge mit fluviatilen Schotterterrassen, die sich von Seaton bis Catwick deutlich neigen und ab Catwick im Sander von Leven verlieren.

Demgegenüber weist das Tal östlich der etwa 30 ft. (9 m) O. D. hohen Talwasserscheide bei Seaton, die im Zuge der Endmoräne der fünften Phase liegt, alle Kennzeichen einer zentralen subglaziären Rinne auf. Ja, es ist die am besten erhaltene subglaziäre Rinne, die ich in Ostengland fand. Die hier vorgestoßene Gletscherzunge hat bis — 128 ft. (— 39 m) O. D. in den Kreideuntergrund erodiert; ihre Schmelzwässer füllten die Rinne mit mächtigen Sanden und Kiesen auf (siehe Karte 3 und Nr. 200 476 des Bohrungsverzeichnisses). In der Rinne müssen aber etliche Toteisblöcke verblieben sein, bei deren Abschmelzen sich mehrere Becken in die Schotter einsenkten. Schon zwischen Seaton und Wassand Hall befinden sich drei kleine verlandete Wannen.

Jenseits des niedrigen Kiesrückens, auf dem der Fahrweg von der Hauptstraße B 1244 nach Wassand Hall führt, folgt dann das große Becken des Rinnensees Hornsea Mere (Bild 20). Der heutige See ist 2,4 km lang und 0,2 bis 0,9 km breit. Sein Spiegel liegt bei 12,5 ft. (3,8 m) O. D. Eine Tiefenkarte ist mir nicht bekanntgeworden; auch hatte ich infolge der Ausdehnung des gesamten Untersuchungsgebiets nicht Zeit, den See auszuloten. Ich vermute jedoch, daß er bis unter Ordnance Datum hinabreicht, da die Verlandungsvegetation von den Ufern her bis jetzt nur geringe Fortschritte machen konnte. Lediglich an seinem Westende ist ein größeres Stück zugewachsen,

der 0,6 km lange Low Wood. Vorher muß der See also 3 km lang gewesen sein.

Östlich einer niedrigen Schwelle, auf der die von Hornsea nach Mappleton ziehende Straße verläuft, beleben weitere Wannen den Boden in der eigentlichen Stadt Hornsea. Auch die vom Stream Dike durchflossene Aue südlich der Stadt birgt solche im Untergrunde. An ihrem Ostende zeugen zahlreiche Bohrungen längs des Strandes von mit schwarzem Schlamm erfüllten Becken, vor allem bei den Punkten 210 476 und 211 474. Über ihnen ist die ursprünglich horizontal angelegte Ufermauer bis zu 1,25 m tief eingesackt, während sie über den trennenden Schwellen noch annähernd die alte Höhe aufweist. Nordöstlich davon waren zur Zeit von PHILLIPS (1875, S. 75 bis 77) und REID (1885, S. 81—82) ausgedehnte Süßwasserablagerungen auf der Schorre entblößt. Leider konnte ich sie genau so wenig wiederfinden wie die von den gleichen Verfassern und SHEPPARD (1912, S. 185 bis 187) beschriebenen Aufschlüsse im Kliff beim Marine Hotel, dem isolierten Gebäude im Hintergrunde des Bildes 5 bei VALENTIN 1954 b. Dort lagen auf rotbraunem Geschiebelehm und glazialen Kies einige mit Süßwasserbildungen gefüllte Wannen — offenbar ebenfalls verlandete Toteiskessel —, die aber von jüngerem Kies gekappt waren.

Diesen Aufschlüssen kommt eine weitaus größere Bedeutung zu, als ihnen von den Verfassern beigemessen wurde. Denn der obere Kies gehört zu einer Terrasse, die sich in etwa 30 ft. (9 m) O. D. von Seaton um den Rinnensee herum bis zur Küste erstreckt und im Vordergrund des Bildes 20 sichtbar ist. Sie ist zumeist eine Akkumulationsterrasse, deren Gerölle freilich größtenteils umgelagerte glaziale Schotter sein dürften; stellenweise ist sie auch eine Erosionsterrasse im nördlich und südlich angrenzenden Geschiebelehm. Augenscheinlich wurde sie vom See geschaffen, als er rd. 5 m höher stand und in mindestens 4,5 km Länge das ganze Tal von Seaton bis zur heutigen Küste einnahm.

Zur Zeit dieses Hochstandes waren also einige kleinere Toteisblöcke schon abgeschmolzen und die entstandenen Wannen verlandet, so daß sie von den Terrassenschottern bedeckt wurden. Die übrigen Toteisklötze können da-

gegen erst später völlig ausgetaut sein, da die durch sie hervorgerufenen Hohlformen in die Terrassenoberfläche eingesenkt sind. Gelänge es nun, den Hochstand des Sees zu datieren, so ließe sich auch die Abschmelzzeit des Toteises bestimmen. Lediglich der Höhe nach könnte man annehmen, daß er mit dem ebenfalls etwa + 5 m erreichenden Hochstand des Meeresspiegels während des postglazialen Klimaoptimums zusammenhängt (VALENTIN 1952, S. 91). Doch erstens liegen die Spuren jenes Meeresstrandes in Holderness unter dem heutigen, wie die Bohrungen im Tal von Withernsea zeigen (s. u.); zweitens ergäbe das eine außerordentlich späte Abschmelzzeit des Toteises.

Auf das Tal von Hornsea folgt nach Süden zu das Tal von Aldbrough. Auch hier war der westliche Abschnitt zwischen der Lambwath Bridge (167 403) und Skirlaugh zuerst eine echte subglaziäre Rinne und wurde später durch die Schmelzwässer des zurückweichenden Eises subaerisch umgestaltet. Heute durchbricht er als schmales, gewundenes Flußtal die von Rise nach Ellerby ziehenden Endmoränen. In ihm beobachtet man westwärts geneigte Schotterterrassen. In diese ist wiederum der in gleicher Richtung fließende Lambwath Stream teilweise künstlich eingeschnitten (Bild 21).

Östlich der 27 ft. (8 m) O. D. hohen Schwelle bei der Lambwath Bridge, die mit der Schwelle bei Seaton zu vergleichen ist, erstreckt sich dann die der Osthälfte des Tals von Hornsea entsprechende zentrale subglaziäre Rinne. Das Tal weitet und verengt sich mehrmals und besteht offensichtlich aus einigen aneinandergereihten Becken. Aber im Gegensatz zum Tal von Hornsea enthält es keinen offenen Rinnensee mehr. Nur alte Uferterrassen und feuchte, bei Hochwässern sogar überschwemmte Wiesen kennzeichnen noch die Lage zweier 1,8 bzw. 2,9 km langer Rinnenseen, die bei 192 395 durch eine Schwelle getrennt gewesen zu sein scheinen.

Ein Unterschied zum Tal von Hornsea besteht auch darin, daß sich im Osten noch ein dritter Abschnitt anschließt. In diesem von Carlton bis zur Küste reichenden Teil ist die Rinne wieder schmal. Dafür wird sie auf beiden Seiten von langgestreckten, über 50 ft.

(15 m) O. D. hohen und oben flachen Rücken begleitet. Von dem südlichen Rücken, auf dem sich das Dorf Aldbrough erhebt, blickt Bild 22 über das Tal hinweg zum nördlichen (Castle Hill). Da die Rücken vorwiegend aus geschichtetem Sand und Kies aufgebaut werden, dürften sie Kames sein. Subglaziäre Rinnen als Erosionsformen und Kames als Akkumulationsformen der Schmelzwässer sind auch in Norddeutschland öfters miteinander verknüpft.

Einige Kilometer weiter südöstlich liegt im Tal von Hilston eine kleinere subglaziäre Rinne vor. Nach dem Verlauf der Endmoränen zu schließen, entstand sie in der fünften Phase als suturale Rinne. Während der sechsten Phase folgte ihr die kleine „Gletscherzunge von Hilston“ und gestaltete sie zu einer zentralen Rinne um. So verläuft sie heute senkrecht zu den jungen Endmoränenbögen, ist eng an den Durchbruchstellen und weitet sich dazwischen in vier Becken.

Eine noch längere Entwicklungsgeschichte weist aber das Tal von Sand le Mere auf, welches sich wie das Tal von Hornsea aus zwei recht verschiedenen Hälften zusammensetzt. Vermutlich wurde der von südlich Owstwick bis westlich Keyingham streichende Westteil schon während der äußersten Ausdehnung der letzten Vereisung angelegt. In den späteren Phasen wurde er durch die Erosion des in ihm befindlichen Gletscherlobus zu einer verhältnismäßig breiten zentralen subglaziären Rinne erweitert. In dieser müssen die Schmelzwässer nach Südwesten abgeflossen sein, als das Eis dann während der sechsten Phase nur noch den Ostteil des Tales bedeckte und hier die schmale zentrale Rinne schuf, welche mit ihrem außerordentlich unruhigen Relief die zweitbeste subglaziäre Rinne in ganz Ostengland ist.

Über das Ausmaß der subaerischen Umformung des Westteils und der subglaziären Übertiefung des Ostteils läßt sich jedoch nichts Genaues aussagen. Denn da fast die gesamte Rinne unter 12,5 ft. (3,8 m) O. D. liegt, drang beim nacheiszeitlichen Steigen des Meeresspiegels vom Humber her Brackwasser in sie ein und füllte sie mit seinen Absätzen. Die Marschenbildung scheint sogar noch während des Mittelalters andauert zu haben. In den Roos Carrs fand man nämlich bei 271 306 in

1,80 m unter der Oberfläche — also etwa in O. D. — in blauem Ton mehrere Holzfiguren, die der frühen Wikingerzeit um 750 bis 800 entstammen (SHEPPARD 1912, S. 140—141; ELGEE 1933, S. 202—203). Lediglich am Nordostende der Rinne bei 320 310 treten neben den Brackwassersedimenten Süßwasserlehm und Torf mit Baumwurzeln auf. Dies sind die letzten Spuren eines Sees, auf den noch der Ortsname Sand le Mere hinweist.

Ganz ähnliche Verhältnisse wie im Tal von Sand le Mere herrschen im Tal von Withernsea. Auch hier ist die subglaziäre Rinne zumeist von nacheiszeitlichen Brackwasserabsätzen erfüllt. An ihrem Südwestende beobachtete ich in der neuen Lehmgrube der Ziegelei Patrington (298 231) das folgende Profil: Auf braunem Sand, der vielleicht dem Sander angehört, lagen etwa 2,30 m blauschwarzer feinsandiger Schlick mit kleinen Meeresmollusken, darüber rund 1,50 m vorwiegend brauner, doch in der Mitte bläulicher Ton, schließlich 0,10 m Boden. Nun ergab eine alte Bohrung nur 400 m weiter nordöstlich beim Bahnwärterhaus schon eine Schlickmächtigkeit von 9 m (Nr. 300 234 im Anhang). Daher entschloß ich mich, die interessante Rinne genauer zu untersuchen.

Zu diesem Zweck brachte ich nochmals 700 m weiter östlich auf einer Linie zwischen dem Whin Hill Clump (307 239) und der neuen Kläranlage am Bf. Patrington (308 233) in mehrwöchiger Arbeit neun Handbohrungen nieder. Über die dabei angewendete Technik ist bereits im Abschnitt A II b 2 berichtet worden. Das Ergebnis ist im Diagramm 2 graphisch dargestellt. Der Querschnitt läßt erkennen, daß der eiszeitliche Untergrund nahezu überall aus rotbraunem Geschiebelehm besteht. Nur auf der Südseite deuten die Bohrungen 8 und 9 eine Einschaltung von braunem Sand und Kies an. Sie wird durch eine 10. Bohrung auf dem Gelände der Kläranlage bestätigt, die ich der Baufirma verdanke und entsprechend ihrer etwas östlicheren Lage gerissen gezeichnet habe.

In den eiszeitlichen Untergrund ist ein etwa 500 m weites Tal mit drei einzelnen Hohlformen eingesenkt. Im großen gesehen dürfte das Relief dieses Tales noch das der zentralen subglaziären Rinne sein, welche wohl eine

Zeitlang von totem Eis eingenommen wurde. So könnte die durch Bohrung Nr. 4 nachgewiesene Hohlform ein Toteiskessel und die von Nr. 5 erfaßte Geschiebelehmhöhe eine ursprüngliche Moränenkuppe sein. An anderen Stellen der Rinne ragen derartige isolierte Kuppen sogar bis zur heutigen Oberfläche auf, z. B. der Piper Hill (313 242), der Bracken Hill (325 247) und der Jenny Carr Hill (332 261).

In die Rinne münden aber auch eindeutig subaerisch entstandene Nebentäler. Das prächtigste führt vom Tal von Sand le Mere westlich Waxholme, Foothed Garth und Great England Hill herüber. In ihm sind offenbar die Schmelzwässer nach Süden geströmt, als der Gletscherrand auf der angegebenen Linie lag. Ein anderes Tälchen zieht von Intack (358 259) nach Westen. Es wurde anscheinend von den Schmelzwässern geschaffen, als sich das Gletscherende etwas später um Withernsea befand. Die Schmelzwässer müssen in der Rinne abgefließen sein und in ihr unregelmäßiges Relief einige Täler mit gleichsinnigem Gefälle nach Südwesten eingekerbt haben. Drei Probebohrungen, die ich zwischen Willow House und Toffling mit dem allerdings sehr weiten Abstand von 180 m machte, ergaben als größte Eintiefung — 4 m O. D. (Nr. 322 253, 324 252, 325 251 im Anhang). In dem Querprofil bei Patrington geht Bohrung Nr. 7 bis etwa — 6,50 m hinab; dies ist nach Lage und Tiefe vermutlich dasselbe Tal, welches etwas weiter westlich unter dem Bahnwärterhaus in — 6,10 m gefunden wurde. Das Tal bei Bohrung Nr. 2 erreicht sogar — 11,50 m O. D. Die Täler scheinen den Sander durchschnitten und sich zum Humber fortgesetzt zu haben.

Die Darstellung der weiteren Entwicklungsgeschichte hängt von den Pollenanalysen meiner Bohrproben ab (siehe Abschnitt A II b 2). Leider waren sie beim Schreiben dieser Zeilen noch nicht abgeschlossen, und der versprochene ausführliche Bericht vom Cambridge University Sub-Department of Quaternary Research lag noch nicht vor. Immerhin lassen die mir von Mr. A. G. SMITH zugegangenen ersten Pollendiagramme und brieflichen Andeutungen schon die folgende vorläufige Datierung zu.

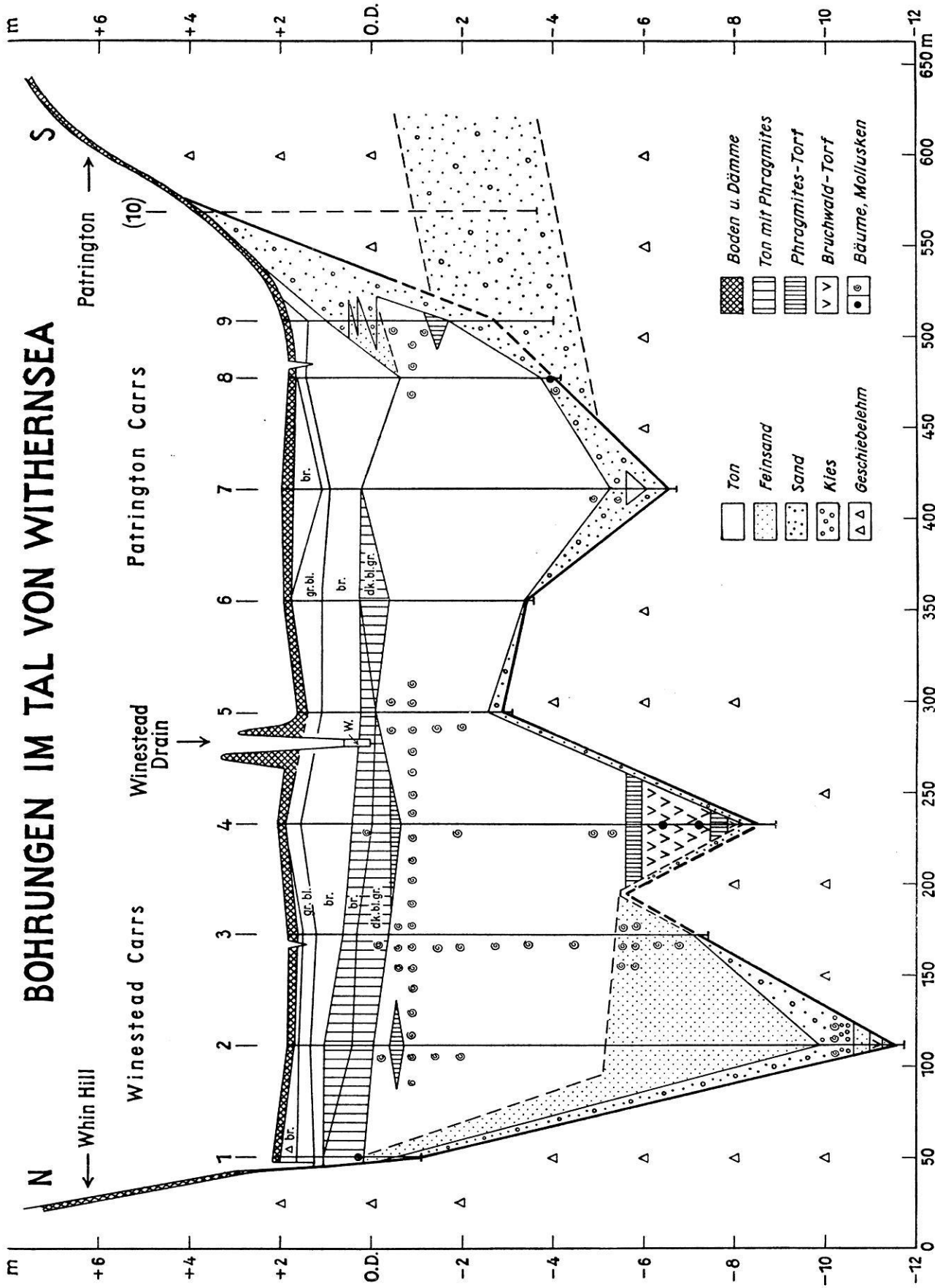
Offensichtlich hat die Bohrung Nr. 2 ganz unten die organogenen Sedimente der Pollen-

zone II erfaßt, die sich während des verhältnismäßig warmen Alleröd-Interstadials um 9000 v. Chr. bildeten. Damit befindet sich hier eine der ganz wenigen Stellen Großbritanniens, an denen die Alleröd-Schwankung bisher nachgewiesen wurde. Auf dem Kontinent und in Irland ist sie ja wohlbekannt. Die über jenen Sedimenten bei — 10,64 bis — 10,42 m O. D. liegende minerogene Schicht ist in meinem Feldbuch so beschrieben: „Dunkelgraubrauner (schmutzig-brauner) lehmiger Kies und Sand. Die Gerölle sind nur schlecht gerundet, wie Geschiebe. Doch wohl noch nicht der richtige Geschiebelehm.“ Es handelt sich gewiß um eine Fließerde der nochmals kalten Jüngerer Dryaszeit um 8500 v. Chr. (Pollenzone III). Zu dieser Zeit stieß das Eis in Schottland und Fennoskandien noch einmal vor (mittelschwedische und Salpausselkä-Moränen).

Mit der endgültigen Erwärmung des Klimas um 8000 v. Chr. ging die Spät- in die Nacheiszeit über. Damit begann auch ein neuer Abschnitt in der Entwicklung des Tals von Withernsea: Vom Humber her drang jetzt das Meer in das Tal ein. In Bohrung Nr. 2 folgt nämlich über der Fließerde dunkelblaugrauer Sand mit Geröllen und zahlreichen Muschelbruchstücken, u. a. von einer kräftigen Austernschale. Die erste Ingression muß bald nach Entstehung der Fließerde geschehen sein, denn sonst hätten sich festländische organogene Sedimente dazwischengeschaltet. Vermutlich setzte sie schon in der Vorwärmezeit ein, dem Präboreal um 7500 v. Chr. (Pollenzone IV). Da der Meeresspiegel zu dieser Zeit noch kaum bei — 10,40 m O. D. gestanden haben dürfte, ist anzunehmen, daß das immer noch glazial-eustatisch erniedrigte Meer in das immer noch glazial-isostatisch gesenkte Land in einem tieferen Niveau eindrang. Die Ingression in Holderness vollzog sich also genau so wie die Yoldia-Transgression im Ostseegebiet, — und tatsächlich fällt sie zeitlich mit ihr zusammen.

Zur gleichen Zeit, als sich ein Meeresarm im tiefen Tal der Bohrung 2 vorschob, bildete sich im Toteiskessel der Bohrung 4 der erste Torf (— 8,21 bis — 7,86 m O. D.). Denn dieser Torf gehört entsprechend der großen Zahl von Birken- und Nichtbaumpollen ebenfalls zur

BOHRUNGEN IM TAL VON WITHERNSEA



- | | |
|--|--------------------|
| | Boden u. Dämme |
| | Ton mit Phragmites |
| | Phragmites-Torf |
| | Bruchwald-Torf |
| | Bäume, Mollusken |
| | Ton |
| | Feinsand |
| | Sand |
| | Kies |
| | Geschiebelehm |

Diagr. 2

Pollenzone IV. Die darüber liegenden Torfschichten dürften in der frühen Wärmezeit entstanden sein, dem Boreal um 6500 v. Chr. (Pollenzonen V und VI). Neben der Birke erlangen jetzt die Kiefer, wärmeliebende Laubbäume und vor allem der Haselstrauch große Bedeutung, während der Anteil der Nichtbaumpollen abnimmt. Die ungewöhnlich hohe Zahl von Erlenpollen kann zwanglos durch den überdurchschnittlich feuchten Standort erklärt werden, an dem sich schon früh ein Erlenbruch entwickelte (vgl. H. GODWIN 1940, S. 372). In dem obersten Meter des Torfes tritt die Erle jedenfalls „vorschriftsmäßig“ an die Spitze, gefolgt von der Eiche und den übrigen wärmeliebenden Laubbäumen. Das ist bereits der erste Teil der mittleren Wärmezeit, des Atlantikums (Pollenzone VII a). Da er gegen 6000 v. Chr. begann und die durchschnittliche Bildungsgeschwindigkeit des Torfes seit dem Präboreal von etwa 1 m/Jahrtausend wohl andauerte, dürfte der alleroberste Torf bei — 5,60 m O. D. ungefähr um 5000 v. Chr. entstanden sein. Danach wurde er von Meeresablagerungen bedeckt.

Um 5000 v. Chr. war also das Meer im Tal der Bohrung 2 so weit angestiegen, daß es den vertorften Toteiskessel überflutete. Von 7500 v. Chr. (— 10,40 m) bis 5000 v. Chr. (— 5,60 m) war es demnach um rund 5 m gegenüber dem Land gestiegen. In Wirklichkeit bewegten sich wahrscheinlich beide: Der Meeresspiegel hob sich schneller glazial-eustatisch als sich das Land glazial-isostatisch aufwölbte. Aber entscheidend für die Auswirkung in der Landschaft war allein die Relativbewegung, die Untertauchung von durchschnittlich 2 m/Jahrtausend.

Unter der Annahme, daß die Untertauchungsgeschwindigkeit etwa konstant war, kann man die relative Lage des Meeresspiegels während des boreal-atlantischen Übergangshorizonts um 6000 v. Chr. zu — 7,50 m interpolieren, abgerundet — 8 m. Damit ist ein weiterer Wert für die Karte der Höhenlage dieses Horizonts gewonnen (H. GODWIN 1945, S. 66), und er paßt gut hinein. Ich habe schon an anderer Stelle (1954 a, S. 106) auf die befriedigende Übereinstimmung zwischen Godwins Karte und meinen Karten der gegenwärtigen Niveauveränderungen hingewiesen

(VALENTIN 1953 a, Fig. 2; 1954 a, Taf. 15; 1955, Abb. 4). Für den neuen Wert gilt die Übereinstimmung in besonderem Maße. Denn eine Untertauchung von 8 m in den letzten 8000 Jahren ergibt 1 mm/Jahr, und die heutige — 1 mm-Isobase verläuft nahe Holderness.

Unter der Annahme, daß die präboreal-atlantische Untertauchungsgeschwindigkeit von 2 m/Jahrtausend zunächst noch konstant blieb, darf man vielleicht auch extrapolieren. Bald nach 5000 v. Chr. drang das leicht brackische Meer auch im Tal der Bohrung 7 vor. Die Kuppe bei Bohrung 5 ragte wohl noch eine Zeitlang als Insel heraus, bis sie etwa um 3500 v. Chr. ebenfalls überflutet wurde. Das ist bereits der Beginn des zweiten Teils des Atlantikums (Pollenzone VII b). Doch die Flandrische Transgression der Nordsee, die der Litorina-Transgression im Ostseegebiet entsprach, setzte sich in Holderness noch fort. Ab 3500 v. Chr. nahm das brackische Meer die ganze Breite des Tals von Withernsea ein. Erst gegen 3000 v. Chr., als der Meeresspiegel schon bei — 1,50 m O. D. stand, machten sich Anzeichen einer stärkeren Verbrackung bemerkbar. In den Bohrungen treten an Stelle verschiedenster, verhältnismäßig dickschaliger und großer Meeresmuscheln jetzt einige dünnchalige Kümmerformen auf; dazu kommen kleine Brackwasserschnecken wie *Hydrobia ulvae* PENN., welche Mr. B. W. SPARKS in Cambridge freundlicherweise bestimmte.

In der randlichen Bohrung 9 findet sich schon bei — 1,50 m O. D. etwas Schilftorf. Die weiter talaufwärts gelegenen Bohrungen 324 252 und 325 251 zeigen ab — 1,20 m O. D. Ton mit *Phragmites* (siehe das Verzeichnis im Anhang), und von ungefähr — 0,50 m O. D. an schieben sich auch in fast allen anderen Bohrungen des Tales Schilfablagerungen in den Vordergrund. Das Pollendiagramm der Bohrung 1 gibt das Alter der Schilfbildung an: am Ende der Pollenzone VII b in der späten Wärmezeit (Subboreal, 2000 bis 500 v. Chr.) und am Beginn der Pollenzone VIII, der Nachwärmezeit (Subatlantikum, ab 500 v. Chr.). Der Ton mit Schilf selbst und vor allem die überaus zahlreichen Pollen von Gänsefußgewächsen sprechen dafür, daß die Schichten unmittelbar über dem Hochwasserniveau entstanden. Sie sind daher Zeugen einer bronze-

eisenzeitlichen Meeresregression. Eine derartige Regression ist auch an anderen Stellen des Nordseeraumes nachgewiesen worden und war wohl durch ein schwaches eustatisches Fallen des Meeresspiegels verursacht (H. Godwin 1945, S. 64—65), welches meines Erachtens mit dem „Larstig-Vorstoß“ der Alpengletscher zusammenhing (H. Heuberger 1954).

Entsprechend könnte der über den Schilfschichten liegende Ton durch das Wiederanstiegen des Meeresspiegels nach Christi Geburt bedingt sein, die „Dünkirchen-Transgression“. Ja, bei näherer Betrachtung vermag man in dem Ton eine Dreiteilung zu erkennen: Auf braunen Ton folgen eine Lage graublauer Ton und zumeist nochmals brauner. Vielleicht ging die Aufhöhung des Talbodens sogar in zwei Phasen vor sich: Bald nach Christi Geburt wurde die untere Schicht abgesetzt, welche später braun verwitterte (bis in den Schilfhorizont hinein), und erst in jüngerer Zeit breitete sich der graublaue Ton darüber, der demgemäß nur unvollständig oxydiert ist. Vor Errichtung der Deiche mußte der in nur 6 bis 7 ft. (rd. 2 m) O. D. liegende Talboden ja mindestens einmal im Jahr überflutet werden, da die höchsten Hochwasser eines jeden Jahres im Humber 14 bis 16 ft. (rd. 4,6 m) über O. D. erreichen. Selbst heute wird die Talsohle noch gelegentlich überschwemmt. Dann fährt die Eisenbahn nach Withernsea, die streckenweise auf ihr verläuft, zwischen weiten Wasserflächen einher.

Dort in Withernsea, am Nordostende der Rinne, herrschen ähnlich wie am Nordostende des Tals von Sand le Mere ganz besondere Verhältnisse. Eine über 20 ft. (6 m) O. D. hohe Schwelle, die im Zuge der jüngsten Endmoräne von Holderness liegt und von der Hauptstraße der Stadt benutzt wird, trennt von dem bisher betrachteten Teil der Rinne ein altes Seebecken ab. In ihm konnte man früher Süßwasserlehm und Torf mit Ästen, Haselnüssen usw. beobachten (Phillips 1875, S. 72). Noch auf der „Six-Inch Map“ von 1852 sind die letzten Seereste als Withernsea Mere und Owthorne Mere verzeichnet. Seitdem ist alles durch den Landverlust und den Bau der Promenade verschwunden.

6 km weiter südöstlich ist mit dem Tal des Old Hive die letzte kleine Rinne von Hol-

derness erreicht. Wie die beiden vorhergehenden großen Rinnen besteht sie aus einem subaerisch umgeformten und einem echt subglaziären Abschnitt. Aber im Gegensatz zu ihnen stellt ihr subaerisch umgestalteter Südabschnitt ein zumeist trockenes, uninteressantes Kerbtal dar, das nahe Skeffling unter der Humber-Marsch verschwindet. Dafür besitzt ihr subglaziärer Nordabschnitt eine um so größere Bedeutung. Denn hier ist im Kliff bei 381 231 das auf Bild 23 sichtbare Profil aufgeschlossen. Links und ganz rechts bildet Geschiebelehm den Untergrund. Darüber folgen links wohlgeschichtete Sande und Kiese. Sie lagern zunächst ziemlich waagrecht, bis sie nach dem Tälchen zu plötzlich stark abbiegen. Diese Abbiegung ist nicht bei der ursprünglichen Aufschüttung entstanden, etwa als Teil einer Kreuzschichtung; sie ist auch nicht auf eine Rutschung zurückzuführen. Sie ist vielmehr ein Beweis für das Einsinken der Deckschichten über austauendem Toteis — und damit für die bei den Wannern der übrigen Rinnen gegebene Erklärung. Später bildete sich in der entstandenen Hohlform ein See. Seine Absätze sind zum Teil noch auf der Höhe des Kliffs erhalten. Doch beim Vordringen der Nordsee, das hier allein von 1852 bis 1952 rund 160 m betrug (Valentin 1954 b, S. 299), schnitt sich in sie das Tälchen mit rückläufigem, meerwärtigem Gefälle ein.

Sämtliche untersuchten subglaziären Rinnen von Holderness entwässerten während der Eiszeit nach Westen und Süden, wie sie es bemerkenswerterweise auch heute noch tun (mit Ausnahme des Tals von Skipsea, des östlichen Tals von Hornsea und des eben erwähnten Tälchens, die sich jetzt unmittelbar zur Nordsee entleeren). Daher soll abschließend noch kurz der weitere Abfluß der glazialen Schmelzwässer verfolgt werden. Diejenigen des Tals von Skipsea liefen wie die Wasser des Eisstausees von Nord-Holderness durch den Überflusdurchbruch zwischen Foston und North Frodingham nach Westen. In den North Frodingham Carrs spricht die sehr tiefe Lage der gegenwärtigen Oberfläche (+ 3 bis + 5 ft. O. D.) für ein südwärts ziehendes Tal im pleistozänen Untergrund. Ein zweites derartiges Tal ist durch die Bohrungen bei Hempholme und Wilfholme Landing längs des

heutigen River Hull belegt (siehe Nr. 078 499 und 062 470 des Verzeichnisses sowie Karte 4).

Westlich Leven vereinigten sich die beiden leicht eingekerbten Flüsse mit den Schmelzwässern des Tals von Hornsea und strömten gemeinsam unter dem River Hull nach Süden. Bei der South Bullock Pumping Station ist ihr Tal schon bis — 24 ft. (— 7,3 m) O. D., bei der Hull Bridge sogar bis — 32 ft. (— 9,8 m) O. D. eingeschnitten (Nr. 053 426 und 055 417 des Bohrungsverzeichnisses). Wenn auch südlichere Bohrungen wieder geringere Werte ergaben, weil sie offenbar nicht die Talsohle trafen, so tieften sich die Wasser doch höchstwahrscheinlich weiter in Richtung Hull ein. Auf ihrem Wege wurden sie durch Nebenflüsse verstärkt, die teils durch die außerordentlich tiefe Lage der gegenwärtigen Oberfläche (bis O. D.), teils durch Bohrungen nachgewiesen sind. Besonders unter der Stadt Hull mündeten in sie zahlreiche Zuflüsse ein, darunter von Nordosten her die Schmelzwässer des Tals von Aldbrough (Karte 2). Sie alle zusammen ergossen sich nahe der heutigen Hullmündung in etwa — 50 ft. (— 15 m) O. D. in den Humber.

Der Humber selbst führte während der letzten Eiszeit nicht nur die Niederschläge seines jetzigen Einzugsgebiets ab, sondern auch die Schmelzwässer der von Westen über die Penines dringenden Gletscherzungen, des großen Lobus im Vale of York und des Eises im östlichen Vale of Pickering (vgl. Abschnitt B I a). So müssen damals erhebliche Wassermassen durch den alten Humberdurchbruch nach

Osten geströmt sein. Bei Hull gesellten sich ihnen von Norden her die soeben beschriebenen Wasser bei. Aber es hieß wohl deren Kraft überschätzen, wollte man das nun folgende Umbiegen des Humber nach Südosten auf sie zurückführen. Vielleicht wurde das Knie schon während der vorhergehenden B-Eiszeit durch eine NW—SE streichende subglaziäre Rinne des Humber-Gletschers vorgezeichnet, die der Humber nachher benutzte. Spätestens entstand es beim Höhepunkt der letzten Vereisung, als der Rand des östlichen Holderness-Gletschers bei Swine — Hedon — Keyingham lag und den Humber in die Südostrichtung abdrängte.

Unterhalb des Knies nahm der letzteiszeitliche Humber noch die Schmelzwässer der Täler von Sand le Mere und Withernsea auf. Damit sammelte das untere Humbertal die ganzen Schmelzwässer Ostenglands und leitete sie parallel zum Eisrand nach Südosten ab. Es verdient daher mit vollem Recht unseren norddeutschen Ausdruck „Urstromtal“. Das Urstromtal war an der heutigen Humbermündung bis mindestens — 88 ft. (— 27 m) O. D. eingeschnitten und strebte auf dem Nordseeboden dem bis etwa — 100 m erniedrigten Meeresspiegel zu. Sein Verlauf auf dem Nordseeboden soll am Schluß der Arbeit beleuchtet werden (Abschnitt C II b). Doch zuvor sei es noch gestattet, eine Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse in Holderness und Umrahmung zu geben (B II d) und einen ganz kurzen Blick auf das Gebiet südlich des Humber zu werfen (B III).

d. Zusammenfassung der Entwicklungsgeschichte

In dem Hauptuntersuchungsgebiet, das Holderness und seine Umrahmung umfaßt, fanden sich Zeugen einer langen und vielfältigen Entwicklungsgeschichte. Selbst wenn man von den tertiären Rumpfflächen und Quarzitgeröllen auf den höchsten, unvergletschert gebliebenen Teilen der Yorkshire Wolds sowie von den nacheiszeitlichen Bildungen in den Tälern von Holderness absieht, waren die Spuren des Pleistozäns mannigfach genug. Es ließen sich sechs Kaltzeiten unterscheiden, die durch drei Warmzeiten getrennt waren.

Während der Günz-Eiszeit scheinen nur Eisberge über die Nordsee gekommen zu

sein und die skandinavischen Geschiebe abgesetzt zu haben, welche im alten Strand von Sewerby enthalten sind. Der Strand mit seiner wärmeliebenden Fauna dürfte vom Meer der Günz - Mindel - Warmzeit geschaffen worden sein. Durch den Solifluktionsschutt und Flugsand bei Sewerby angekündigt, nahten dann in der Mindel-(Elster-) Eiszeit die skandinavischen Gletscher selbst. Sie hinterließen den blaugrauen, muschelhaltigen Basement Boulder Clay, den ältesten Geschiebelehm in Holderness. Nach dem Rückzug der skandinavischen Gletscher lag die Geschiebelehmoberfläche offenbar kurzzeitig frei,

so daß sie bei Bridlington und Dimlington zerschnitten wurde und ihre Wannensich bei Dimlington mit interstadialen, moosführenden Schichten füllten. Aber bald stieß britisches Eis nach Holderness vor und bewirkte hier einen grundlegenden Wandel im Geschiebelehmcharakter. Vermutlich weil es das permisch-triassische New-Red-Sandstone-Gebiet in Nordostengland überschritt, erhielt der von ihm abgelagerte Lower Purple Boulder Clay eine rotbraune Farbe.

Erst nach dem völligen Schwinden des Mindel-Eises breitete sich das interglaziale Meer aus, dessen Strandbildungen bei Hessle, Paull, Kelsey Hill usw. angetroffen wurden. Es war — wenn ich jetzt einmal über das bisher Gesagte hinausgehen darf — das Meer der großen Mindel-Riss-Warmzeit. Denn die Molluskenfauna von Kelsey Hill (REID 1885, S. 70—71) gleicht weitgehendst derjenigen der Holstein-See, wie sie z. B. von WOLDSTEDT (1950 a, S. 54) und MADSEN (1928, S. 97—100) aufgeführt ist. Besonders wichtig für diese Korrelation sind *Cyprina islandica*, *Natica groenlandica*, *Saxicava arctica* usw., da sie nur für die Holstein-See und nicht für das letztinterglaziale Eem-Meer angegeben werden, vor allem aber die Flußmuschel *Corbicula fluminalis*. Diese ist von Dänemark (MADSEN 1928, S. 103), dem Interglazial von Münster, vom Rhein und überhaupt von den Flüssen Mittel- und Westdeutschlands aus der Mindel-Riss-Warmzeit bekannt (WOLDSTEDT 1950 a, S. 175, 201, 357 u. a.). Sie kommt dagegen nach R. TAVERNIER nicht im Eem Nordeuropas vor (1946, S. 120). Umgekehrt fehlen in Kelsey Hill sämtliche für das warme Eem-Meer bezeichnenden lusitanischen Arten.

Zu Beginn der Riss-(Saale-)Eiszeit dehnten sich die britischen Gletscher wieder aus und lagerten, da Herkunftsgebiete und Stromstriche ganz ähnlich waren wie gegen Ende der Mindel-Eiszeit, in Holderness einen Upper Purple Boulder Clay ab. Die Vergletscherung erstreckte sich mit wechselnder Fazies des Geschiebelehms bis zur Themse und war die größte der Britischen Inseln. Daher dürften ihr die auf den Yorkshire Wolds gelegenen Moränenreste und Überflußdurchbruchstäler meiner A-Vereisung angehören. Dies scheinen jedoch die einzigen Oberflächenformen zu

sein, die sich aus der Hauptphase jener Eiszeit bis heute erhalten haben.

Nach einiger Zeit, vermutlich einem Interstadial, stießen nämlich die britischen Gletscher erneut bis zum Osthang der Yorkshire Wolds vor. An ihrem recht geschlossenen Rand entwickelte sich ein System von Eisstauseen mit Überflußrinnen, die einen frischeren Eindruck machen als die alten auf der Höhe (Karte 5 und 6). Andererseits ist der rotbraune, schottische Geschiebe enthaltende Hessle Boulder Clay, mit dem die Gletscher den niederen Osthang der Wolds bedeckten, stark verwittert und umgelagert. Seine Oberfläche weist keine unruhigen Kuppen und Hohlformen mehr auf, sondern zeigt den ausgeglicheneren Formenschatz der Altmoränenlandschaft. Wahrscheinlich entsprach diese B-Vereisung dem norddeutschen Warthe-Stadium. Bei seinem Rückzug teilte sich das Eis in den Holderness-Gletscher, der später in einen nördlichen, mittleren und südlichen Lobus zerfiel, und in den Humber-Gletscher. Sie schufen mehrere Endmoränen, deren bedeutendste von Haisthorpe über Kelk—Foston — North Frodingham nach Highthorns House und von Burshill über Routh — Meaux — Wawne — Sutton nach Bilton streichen.

Die Verwitterung des Hessle-Geschiebelehms erfolgte wohl während der Riss-Würm-Warmzeit, seine periglaziale Umlagerung und damit die Ausglättung seiner Oberflächenformen aber in der bisher mit C bezeichneten Würm-(Weichsel-)Eiszeit. In Ost-Holderness ist er entweder in dem oben rötlichen Middle Drab von W. S. BISAT erhalten (1939), oder er wurde vom nachfolgenden Eise erodiert. Denn um die Höhen von Flamborough Head herumschwenkend, drang jetzt wieder eine britische Gletscherzunge mit geschlossener Front nach Ost-Holderness ein. Sie erstreckte sich bis zur Linie Ulrome — Beeford — Brandesburton — Arnold Carr — Swine — Hedon — Keyingham — Easington, wobei allerdings noch ungeklärt ist, ob sie zwischen Keyingham und Easington vielleicht bis Lincolnshire reichte. Die Gletscherzunge lagerte nochmals rotbraunen Purple Boulder Clay und einen hessle-ähnlichen Geschiebelehm mit schottischen Erratika ab (BISATS Upper Drab — Lower Purple bzw. Upper

Purple?), die der Top Purple Boulder Clay und Top Hessle Boulder Clay genannt werden sollen.

In ihrem Bereich herrscht der frische Formenschatz der Jungmoränenlandschaft: steilgeböschte Kuppen; geschlossene Hohlformen, die von nacheiszeitlichen Süßwassersedimenten ohne Fließerdedecke erfüllt sind; subglaziäre Rinnen, z. T. noch mit Rinnensee usw. Ausgeprägte Endmoränenwälle geben den Rückzug des Eises an (Karte 5 und 6). Zunächst schmolz es noch als Ganzes zurück, und bei einem vorübergehenden Vorstoß entstand der großartige Endmoränenzug von Ulrome — Bewholme —

Rise — Sproatley — Keyingham — Patrington — Dimlington. Später löste es sich genau wie beim Warthe-Stadium in vier einzelne Loben auf, welche nahe der heutigen Küste bei Atwick, Mappleton, Grimston, Patrington und Holmpton eine weitere große Endmoräne schufen. Die Schmelzwässer aber, die sich teilweise bei Bridlington zu einem See aufstauten, flossen durch West-Holderness oder unmittelbar nach Süden zum unteren Humbertal. Dieses sammelte sie und leitete sie als echtes Urstromtal parallel zum Eisrand nach Südosten ab.

III. Das südliche Anschlußgebiet

(Karten 1 : 63 360 Bl. 99, 104, 105, 114, 124—126, 134—136)

Erreichte die letzte Vergletscherung nun auch Lincolnshire? Die Antwort auf diese Frage ist eigentlich schon durch die Darstellung des unteren Humber als Urstromtal am Rande der letzten Vereisung vorweggenommen. Tatsächlich habe ich südlich des Humber keine Jungmoränenlandschaft mehr gefunden, obwohl ich die Untersuchungen mit nahezu unveränderter Intensität in Ost-Lincolnshire und Nord-Norfolk fortführte. Nirgends in diesem Gebiet, das nach der herkömmlichen Auffassung von der letzten Vergletscherung bedeckt war, konnte ich den frischen Formenschatz und kaum verwitterten Geschiebelehm der Jungmoränenlandschaft beobachten. Daher kann ich mich hier sehr kurz fassen, zumal die ältere Entwicklungsgeschichte ganz derjenigen in West-Holderness und am Osthang der Yorkshire Wolds entspricht.

Verhältnismäßig am besten erhalten sind noch die Endmoränen in Nordost-Lincolnshire (vgl. Karte 5 und 6). Offenbar als Fortsetzung der Kiesstauchmoränen von Paull und Boreas Hill (B II c 1) ziehen einige Geschiebelehm Rücken aus dem Raum Goxhill—East Halton nach Süden. Sie werden von einem kleinen Urstromtal begleitet, dem heute der East Halton Beck folgt. Bild 24 zeigt jenes Tal mit den Ruinen von Thornton Abbey (115 190) in der Mitte, dahinter die wichtigste Endmoräne zwischen East Halton und North Killingholme. Dieser breite Rücken wirkt nicht nur im Luftbild sehr flach, sondern er ist tatsächlich so stark ausgeglichen, daß auf ihm der Flugplatz von Killingholme angelegt wurde. Über Habrough, Stallingborough Top, nördlich Aylesby und Bradley erstreckt er sich im Bogen nach Osten weiter. Hier, im Gebiet von Grimsby, streichen alle Endmoränen dieser Phase nach Osten zum Meere aus. Leider ist das schöne Kliff in Cleethorpes heute durch Kunstbauten verborgen (Bild 25), während die Rücken von Waltham — Humberston und von Barnoldby le Beck — Holton le Clay bereits seit langem mit Ruhekliffen gegen die Marsch absinken. Durch den letztgenannten Wall

wurde der Barnoldby-Bach, der in den Lincolnshire Wolds in NNE-Richtung fließt, seinerzeit nach Osten abgelenkt. Wahrscheinlich wurden alle diese Endmoränen vom Humber-Gletscher gegen Schluß des Warthe-Stadiums geschaffen, als in West-Holderness die auffallenden Moränenzüge von Foston und Sutton entstanden.

In einer etwas älteren Phase des Warthe-Stadiums dürfte der Humber-Gletscher die Moränen aufgeschüttet haben, die vom Humberdurchbruch her (B II a 3) bei Barton und Barrow upon Humber nach Goxhill verlaufen. Dort verschwinden sie teilweise unter den soeben geschilderten jüngeren Rücken. Vielleicht treten sie südlich des Barnoldby-Baches wieder darunter hervor. Denn von hier an erstrecken sich längs der Lincolnshire Wolds in der sogenannten „Middle Marsh“ einige Hügelreihen nach Südosten. Bild 26 blickt von der Höhe der Wolds zwischen Ludborough und Louth hinab auf diese flache Landschaft; in der Mitte links erkennt man den Hügel bei der Fotherby Grange (308 926). Die Moränen werden von den aus dem Bergland nach NE austretenden Bächen durchschnitten. Ihre Kuppen sind sanft geböscht, und geschlossene Hohlformen fehlen. In Übereinstimmung damit sieht man in Aufschlüssen den rotbraunen, stark verwitterten Hesse Boulder Clay. Ab Louth entfernen sich die Hügelreihen immer mehr von den Wolds, so daß sich dazwischen am Woldfuß entlangziehende Schmelzwassertäler bilden konnten — welche freilich heute ebenfalls von den aus dem Bergland nach NE strömenden Bächen gequert werden. Zugleich werden die Moränen immer niedriger, bis sie östlich Alford in der postglazialen „Outmarsh“ unterzutauchen beginnen. Im Gebiet von Mumby — Hogsthorpe — Chapel St. Leonards ragen nur noch die höchsten Kuppen inselartig aus den Nordseemarschen auf. Ohne Zweifel strich der Eisrand nach Südosten weiter; es ist aber fraglich, ob er Norfolk erreichte.

Das dürfte nur während des Höhepunktes des Warthe-Stadiums der Fall

gewesen sein. Zu jener Zeit lag der Gletscher-
rand ja, wie im Abschnitt B II a 2 auf Grund
der Überflurinnen usw. gezeigt wurde, am
Osthang der Yorkshire Wolds. Ein ganz ähn-
liches System von Überflurinnen wie dort,
welches jedoch im bisherigen Schrifttum noch
kaum erwähnt wurde, findet sich nun auch am
Osthang der Lincolnshire Wolds
(siehe Karte 6). Von Barton upon Humber
läßt es sich über Walk House südlich Barrow
upon Humber, Thornton Curtis und Ulceby
in rund 100 ft. (30 m) O.D. zum Tal von Kir-
mington verfolgen. Das Warthe-Eis kann in
diesem Tal lediglich bis zum Hügel bei Kir-
mington vorgedrungen sein. Denn sonst hätte
es gewiß die darin enthaltenen interglazialen
Schichten zerstört, die m. E. wie diejenigen von
Hessle und Kelsey Hill der Mindel-Riss-
Warmzeit entstammen. So erodierte es höch-
stens einen dort vorkommenden rifzeitlichen
Geschiebelehm und lagerte darauf den Hessle
Boulder Clay ab. Seine Schmelzwässer mußten
sich westlich Kirmington in einem Eisstausee
sammeln, der „Lake Kirmington“ genannt sei,
und strömten durch das alte Durchbruchstal
von Melton Ross — Barnetby le Wold in Rich-
tung Wrawby über. Dieses Tal besaß also für
die nördlichen Lincolnshire Wolds die gleiche
Funktion wie das Goodmanham Dale für die
Yorkshire Wolds.

In das Tal von Kirmington münden aber
auch von Südosten her einige Überflurinnen.
Ihnen entsprechend verlief der Eisrand etwa
folgendermaßen weiter: Little und Great Lim-
ber — westlich Riby — Swallow — westlich
Hatcliffe — Thorganby — Wold Newton —
westlich Wyham und North Ormsby — North
und South Elkington — westlich Louth —
Raithby — Tathwell — westlich Haugham
und Burwell — Walmsgate — South Ormsby
(370 755). Hier konnten die Schmelzwässer süd-
westwärts in den Raum Somersby und dann
im Tal des River Lymn zum Südrand der
Wolds entweichen, wie es bereits SWINNERTON
und KENT feststellten (1949, S. 104 — 105).
Doch ihr Weg wurde m. E. noch einmal von
der Gletscherfront behindert, die sich über
Driby — Ulceby — Skendleby bis zum Unter-
kreide-Riedel bei Spilsby erstreckte und so-
mit das Lymn-Tal blockierte. Denn bei den
Dörfern Halton Hologate und Toynton All

Saints befinden sich noch zwei letzte Über-
flurinnen. Durch sie strömten die Wasser in
südwestlicher Richtung entlang des Eisrandes,
dessen Endmoräne noch heute von Halton
Hologate über Toynton All Saints, Stickford,
Stickney und Sibsey bis nahe Boston zu er-
kennen ist.

Über die Ausdehnung des Warthe-Gletschers
im übrigen Fenland läßt sich infolge der
mächtigen postglazialen Sedimentdecke leider
nichts Genaues sagen. Wahrscheinlich reichte
er nur bis etwa zu der Linie Boston — Hol-
beach — Sutton Bridge — Hunstanton. Aber
das genügte bereits, um den Abfluß der
Schmelzwässer durch den Wash zu versperren
und im Fen-Distrikt einen riesigen Eisstau-
see entstehen zu lassen: den von L. D. STAMP
postulierten „Lake Fenland“ (1949, S. 166).
Dieser See war ein prächtiges Gegenstück zu
dem durch Sperrung des Humberdurchbruchs
aufgestauten „Lake Humber“ (vgl. B II a 3).
Vermutlich floß der See im Tal der Little Ouse
und des Waveney nach Osten über, da sich
die kaum merkliche Talwasserscheide bei
Botesdale in nur rund 80 ft. (24 m) O.D.
befindet.

Für die angegebene geringe Ausbreitung des
Warthe-Gletschers sprechen erstens die von
D. F. W. BADEN-POWELL (1934) beschriebenen
Verhältnisse auf den Jurahügeln bei Peter-
borough, Whittlesey, March und Manea im
mittleren Fenland. Dort liegen auf einem
älteren Geschiebelehm fossilführende marine
Sande und Kiese. Ihre Molluskenfauna ähnelt
stark derjenigen der Holstein-See und enthält
auch wieder *Corbicula fluminalis*, so daß ich
sie ebenfalls der Mindel-Riss-Warmzeit zu-
ordne. Die oberen marinen Schichten sind ver-
schiebentlich als Taschenböden verknüpfet und
von Keilen des darüber folgenden braunen
Lehms mit Steinen durchzogen. Dieser Lehm
dürfte daher eine Moräne der eigentlichen
Riss-Vereisung sein, welche allerdings durch
Umlagerung in dem erwähnten „Lake Fen-
land“, durch interglaziale Verwitterung und
nochmalige periglaziale Beeinflussung wäh-
rend der Würmeiszeit ihren ursprünglichen
Geschiebelehmcharakter weitgehend eingebüßt
hat. Der Warthe-Gletscher scheint demnach
das Gebiet um March nicht mehr erreicht zu
haben.



Bild 19. Die Kliffreihenküste von Ost-Holderness mit Jungmoränen zwischen Grimston (vorn) und Tunstall (vor den Schatten). (Aufn. J. K. St. JOSEPH 1951. British Crown Copyright reserved. Reproduced by permission of British Air Ministry).



Bild 20. Der Rinnensee Hornsea Mere und Hornsea von Südsüdwesten. (Aufn. VALENTIN 1952).



Bild 21. Das Tal von Aldbrough mit dem Lambwath Stream südlich Rise, Ost-Holderness. (Aufn. VALENTIN 1953).



Bild 22. Das Tal von Aldbrough unmittelbar nördlich des gleichnamigen Dorfes. (Aufn. VALENTIN 1953).



Bild 23. Old Hive zwischen Holmpton und Out Newton, Südost-Holderness. Links Abbiegung der Deckschichten über ausgetautem Toteis. (Aufn. VALENTIN 1953).

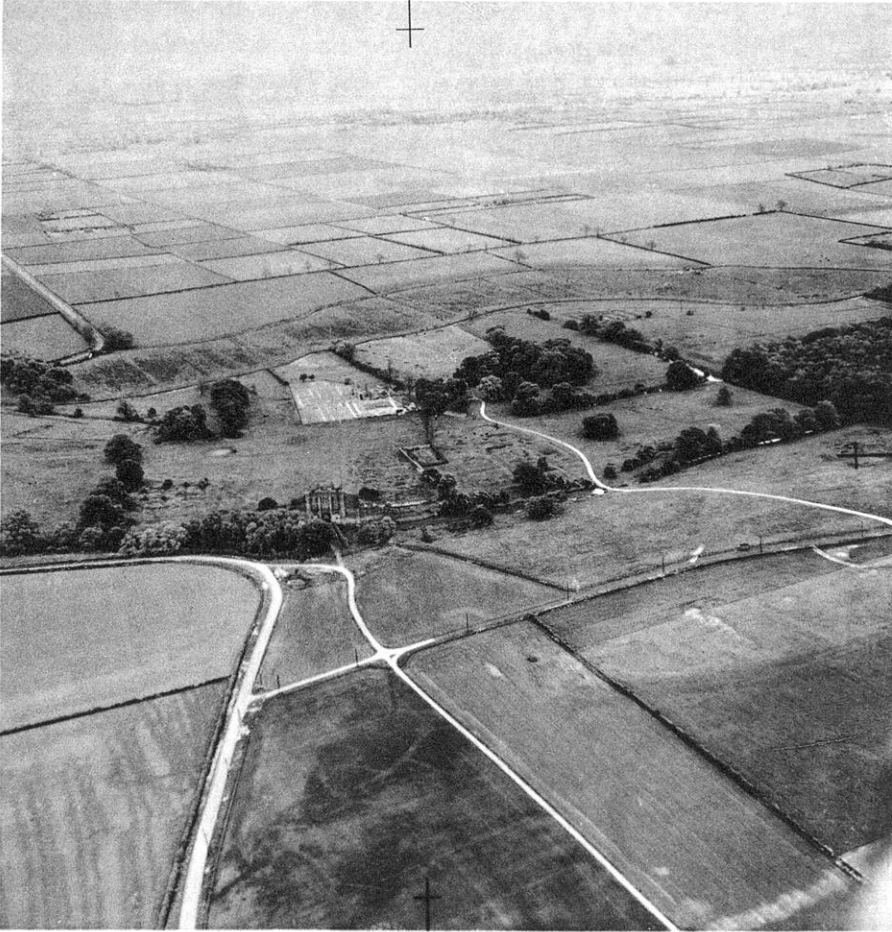


Bild 24. Schmelzwassertal bei Thornton Abbey, Nordost-Lincolnshire. Dahinter die Endmoräne von Killingholme; ganz hinten der Humber. (Aufn. J. K. St. JOSEPH 1951. British Crown Copyright reserved. Reproduced by permission of British Air Ministry).



Bild 25. Das jetzt völlig verbaute Geschiebelehmkliff in Cleethorpes östlich Grimsby. (Aufn. VALENTIN 1952).



Bild 26. Blick von den Lincolnshire Wolds auf die „Middle Marsh“ bei Fotherby nördlich Louth. (Aufn. VALENTIN 1952).

Bild 27. Kliff bei Hunstanton, Nord-Norfolk, aus brauner und roter Unterkreide (im Bilde dunkel) sowie weißem Oberkreidekalk. Auf der Höhe des Kliffs setzt der rotbraune Hunstanton Boulder Clay ein, der sich von hier längs der Küste von Norfolk nach Osten erstreckt. (Aufn. VALENTIN 1951).



Bild 28. Blick vom Blakeney Ridge in Nord-Norfolk nach Westen in Richtung Morston, wo der Hunstanton-Geschiebelehm ausstreicht. (Aufn. VALENTIN 1952).

Einen zweiten Anhalt für seine geringe Ausdehnung gibt die Verbreitung des rotbraunen Hunstanton Boulder Clay, der nach J. D. SOLOMON (1932) und eigener Anschauung ein Äquivalent des Hessle-Geschiebelehms ist. Er beschränkt sich auf einen ganz schmalen Streifen niedrigen Landes an der Nordküste von Norfolk. Ich habe ihn von Hunstanton (Bild 27) über Holkham bis Stiffkey beobachtet. Überall zeigt er ausgeglichene Oberflächenformen sowie starke Verwitterung und Umlagerung. Zwischen Stiffkey und Morston bedeckt er angeblich einen ungestörten Geröllstrand (SOLOMON 1932, S. 257). Offenbar ist die steinige Lehmdecke jedoch nur eine Fließerde, die von den warthezeitlichen Hügeln auf den wohl im Riss-Würm-Interglazial entstandenen Strand während der Würm-Eiszeit hinabwanderte. Bei Morston streicht der rotbraune Geschiebelehm und damit die Grenze der Warthe-Vergletscherung in ENE-Richtung in die Nordsee hinaus.

Der östlich Morston beginnende langgestreckte Kiesrücken von Blakeney (017 437; Bild 28) gehört jedenfalls bereits einer andersartigen Glaziallandschaft an, welche sich über Weybourne — Sheringham nach Cromer verfolgen läßt und auch den hohen Cromer Ridge

umfaßt. Sie ist durch Oser, Kames und Endmoränen aus sehr grobem Geröll mit viel grauem Feuerstein gekennzeichnet. Diese Formen machen oft einen recht frischen Eindruck. Aber bei näherer Untersuchung sieht man, daß die isoliert aufragenden Oser, Kames und Stauchmoränenreste zwischen Blakeney und Cromer ihre gute Erhaltung nur ihrem groben Material verdanken, in dem das Niederschlagswasser versickert und nicht abspült. Demgegenüber sind die sie umgebenden Grundmoränenflächen stark ausgeglichen und weisen keine geschlossenen Hohlformen mehr auf (Parallele zum Brigham Hill usw. in West-Holderness; vgl. Abschnitt B II b 2). Für die steile Nordseite des Cromer Ridge haben ja schon FARRINGTON und MITCHELL festgestellt, daß ihre „Frische“ nur auf späterer Zerschichtung beruht, während der breite Endmoränenrücken sonst sehr sanfte Oberflächenformen besitzt (1951, S. 105). Wahrscheinlich wurden alle erwähnten Bildungen bereits in einer Rückzugsphase der eigentlichen Riss-(Saale-)Vereisung aufgeschüttet. Damit erweist sich auch die ganze Glaziallandschaft von Nord-Norfolk als älter als die letzte Vereisung, und ich komme zum Schluß.

C. SCHLUSS

ERGEBNISSE UND FOLGERUNGEN

I. Die Hauptergebnisse

Das untersuchte Gebiet von Ost-Yorkshire, Ost-Lincolnshire und Nord-Norfolk, welches gewöhnlich auf Grund des rotbraunen Hesse- und Hunstanton-Geschiebelehm der letzten Vereisung zugeordnet wurde, ist größtenteils eine *Altmoränenlandschaft*. Ihre Oberflächenformen sind ausgeglichen: Die Hügel sind flach, die Böschungen sanft, die früheren geschlossenen Hohlformen zugefüllt, und das Flußnetz ist regelmäßig. In Übereinstimmung damit ist der Geschiebelehm stark verwittert und an den Hängen periglazial umgelagert.

Wahrscheinlich entstand jene Landschaft während des norddeutschen *Warthe-Stadiums*. Beim Höhepunkt des Stadiums drang das Eis im Vale of Pickering weit nach Westen vor und bedeckte die östlichen Yorkshire Wolds (Karte 6). Es erstreckte sich durch den Humberdurchbruch ins Vale of York sowie ins Ancholme-Tal und lag am Osthang der Lincolnshire Wolds. Doch im Süden reichte es wohl nur bis zur Linie Boston — Holbeach — Sutton Bridge — Hunstanton — Morston, wo sein Rand nach Osten ausstrich. In einer etwas jüngeren Phase des Warthe-Stadiums verlief der Gletscherrand am Ostfuß der Yorkshire und Lincolnshire Wolds bis Louth und von dort über Chapel St. Leonards nach Südosten. Später teilte sich das Eis in den Holderness-Gletscher, der weiter in einen nördlichen, mittleren und südlichen Lobus zerfiel, und in den Humber-Gletscher. Sie schufen mehrere Endmoränen. Ihre bedeutendsten sind die Rücken von Foston und Sutton in West-Holderness sowie die Bögen in Nordost-Lincolnshire.

Grundverschieden von jener Landschaft ist die *Jungmoränenlandschaft* nördlich Flamborough Head und in Ost-Holderness. Hier findet sich noch heute unverwaschen der

Formenschatz, den das Eis bei seinem Abschmelzen zurückließ: steilgeböschte Kuppen; geschlossene Hohlformen, die von postglazialen Süßwassersedimenten ohne Fließerdedecke erfüllt sind; subglaziäre Rinnen, z. T. noch mit Rinnensee; und ein wirres Gewässernetz. Dementsprechend erscheint im Kliffprofil zuoberst jüngerer rotbrauner Geschiebelehm.

Die Grenze dieser Landschaft ist zugleich die Grenze der letzten Vergletscherung in Ostengland, welche der norddeutschen Weichsel-Vereisung entspricht. Sie folgt dem Osthang der North Yorkshire Moors und springt im Vale of Pickering vermutlich bis Brompton — Foulbridge — East Heslerton vor. Von dort läuft sie längs der Schichtstufe der Yorkshire Wolds nach Osten zurück und weiter auf der Nordseite von Flamborough Head über Reighton, Speeton, Standard Hill und das Dorf Flamborough zur Südostseite der Halbinsel (Karte 6). Dann quert die Grenze die Bridlington Bay, vielleicht entlang der Sandbank Smithic. In Holderness zieht sie im großen Bogen von Ulrome über Beeford — Brandesburton — Arnold Carr — Swine — Hedon — Keyingham — Patrington Haven Side nach Easington. Hier, bei Easington, streicht die Grenze der jüngsten Vergletscherung endgültig in südöstlicher Richtung in die Nordsee hinaus, und der untere Humber erweist sich als ein Urstromtal am Rande der letzten Vereisung.

Dies ist wohl das wichtigste Ergebnis der Geländearbeit. Statt daher die Geschichte des Rückzugs der letzten Vergletscherung noch einmal zu wiederholen, die bereits am Ende der Abschnitte B I c und B II d zusammengefaßt wurde, sollen jetzt sofort die Folgerungen aus diesem Ergebnis gezogen werden.

II. Die Folgerungen¹

a. Die Ausdehnung der letzten Vereisung am Nordseeboden

Nachdem der Punkt nunmehr bekannt ist, an dem die Grenze der letzten Vergletscherung von England in die Nordsee hinausstreicht, läßt sich die Grenze am Nordsee-Grund weiterverfolgen. Einen ganz brauchbaren Überblick über das Relief des Nordseebodens gibt schon STIELERS Handatlas (10. Aufl., Bl. 35). Besser sind die farbigen Tiefenkarten von R. G. LEWIS (1935) und K. LÜDERS (1950, Abb. 2). Bei der vorliegenden Untersuchung griff ich jedoch auf die Seekarten zurück: die britischen Admiralkarten und vor allem die Karten des Deutschen Hydrographischen Instituts in Hamburg. Letztere sind im nachstehenden mit D und der betreffenden Nummer bezeichnet; der angegebene Maßstab ist derjenige auf der mittleren Breite der Karte.

Als Übersichtskarte diente die Fischereikarte D 112 FC in der neuen Ausgabe von 1952 (1 : 900 000). Sie stellt in zwei Blättern die gesamte Nordsee mit Isobathen von 10 zu 10 m dar und verzeichnet auch anschaulich die Bodensedimente. Für einige Teile der Nordsee war sie die einzige Quelle. Soweit aber größermaßstäbliche Karten vorlagen, benutzte ich selbstverständlich diese. Da sie nur wenige Tiefenlinien enthalten, zog ich auf Grund der zahlreichen Lotungen Isobathen im Abstand von 5 m. Dabei ergab sich das folgende Bild.

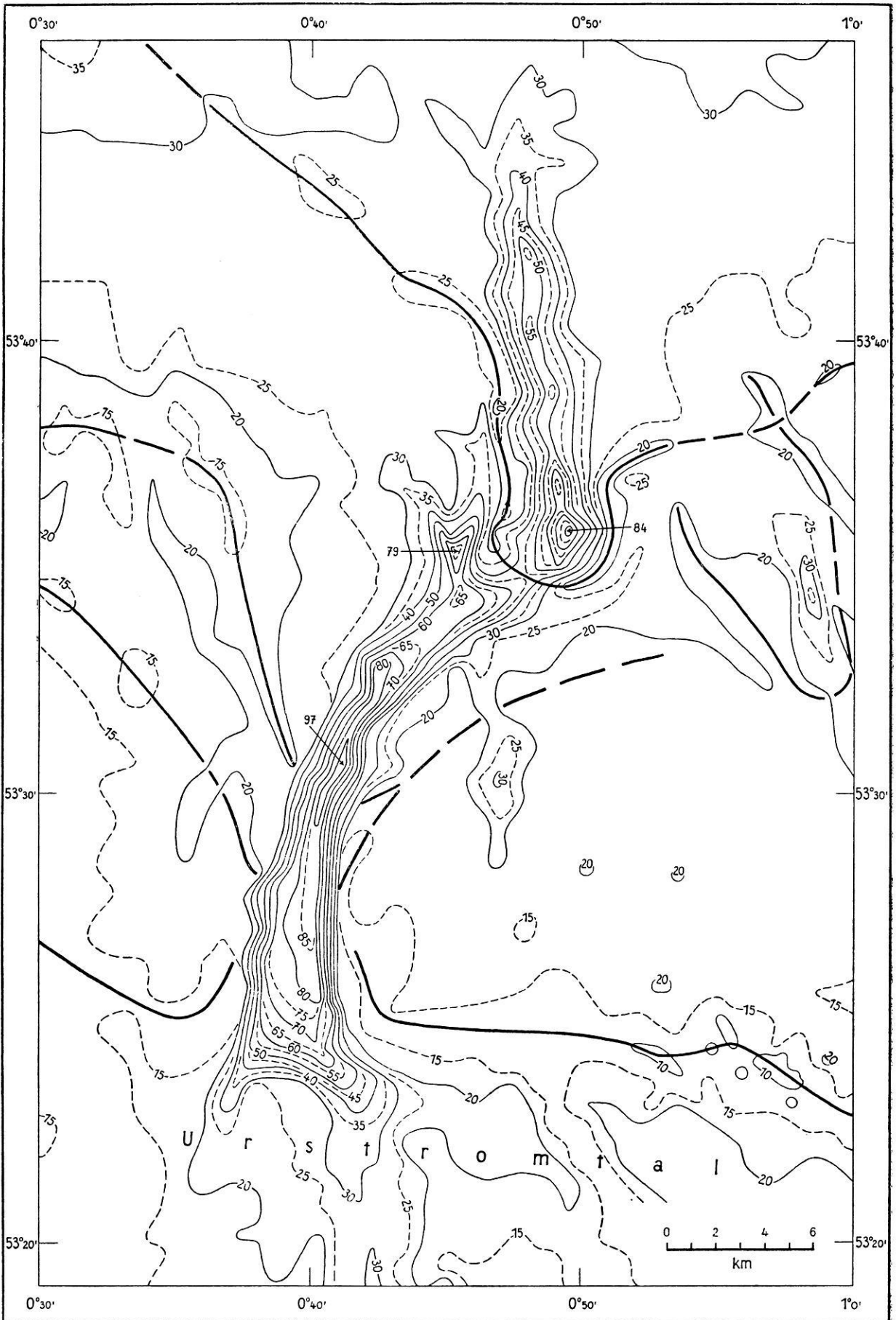
Etwa 14 km südöstlich Easington zeigen die Karten D 206 (1 : 50 000) und D 204 (1 : 150 000) das „New Sand Hole“. Es ist eine in NE—SW-Richtung rund 11 km lange und knapp 1 km breite Rinne, die mit einer Tiefe von bis zu 44 m in die nur 10 bis 15 m tiefe Sand- und Kiesfläche eingesenkt ist. Auf den ersten Blick könnte man sie für ein Gezeitentief halten, wie es wohl der ähnlich tiefe Kolk im Wash zwischen Gibraltar Point und Hunstanton Point ist (D 205, 1 : 75 000). Doch ihre Lage so weit vor der Humbermündung, wo der Tidenstrom durch keinerlei Landvorsprünge eingengt wird, und vor allem ihre Lage in

einem eigentümlichen System gleichartiger Rinnen sprechen dagegen.

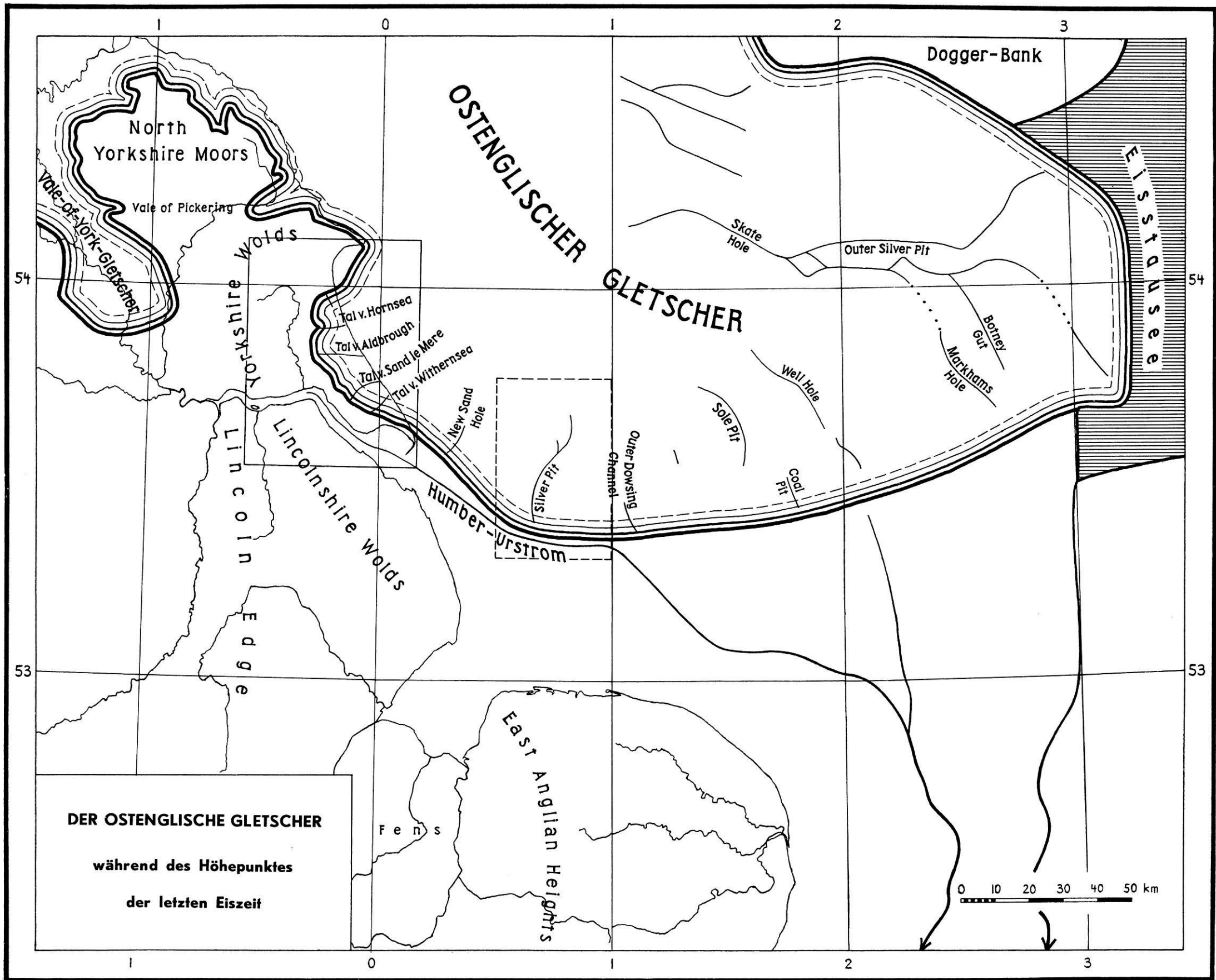
Etwa 25 km weiter ost-südöstlich befindet sich nämlich schon die nächste Rinne: die „Silver Pit“ (D 204). Sie erstreckt sich leicht gewunden von NNE nach SSW und ist mit einer Länge von 40 km, einer durchschnittlichen Breite von 2,5 km und einer größten Tiefe von 97 m besonders eindrucksvoll. A. GUILCHER (1951, S. 315 bis 316) hat ihren Hauptteil mit 10-m-Isobathen abgebildet. Er deutet sie als subaerisches Tal der Wash-Flüsse, die während der letzten Eiszeit nach Norden gestrebt seien, und weist darauf hin, daß heute die nord-südlich verlaufenden Gezeitenströme eine Zuschüttung des Tales verhindern helfen. Unverständlich bleibt dann allerdings, warum der Talboden nach Norden zu wieder auf über 30 m ansteigt. Zur Begründung eines derartigen Profils nahm R. G. LEWIS (1935) eine vorübergehende Aufwölbung an, in die sich der Fluß einschnitt und nach deren Zurücksinken das Durchbruchstal eine längliche Hohlform bildete. Aber auch diese Hypothese kann nicht befriedigen. Erstens fehlen alle Beweise für die geforderten Krustenbewegungen, und zweitens zeigt eine genauere Darstellung der Silver Pit mit 5-m-Isobathen, daß es sich gar nicht um eine einheitliche Hohlform handelt (Karte 7).

Vielmehr besteht sie aus einer ganzen Reihe von Becken, die durch deutliche Schwellen voneinander getrennt werden. Nördlich des bisher wohl meist allein betrachteten Hauptbeckens mit 97 m Tiefe folgen eine 62 m hohe Schwelle und zwei geschlossene Hohlformen von 66 und 79 m. Östlich davon ragt eine Schwelle sogar bis 44 m auf und trennt ein 84 m tiefes Nebenbecken ab, das sich ebenfalls mit mehreren kleineren Hohlformen nach Norden erstreckt. Ein solches Längsprofil war aber typisch für die subglaziären Rinnen in Ost-Holderness, welche im Abschnitt B II c 3 behandelt wurden, und so erkläre ich die Silver Pit in gleicher Weise. Ja, die Ähnlichkeit mit jenen Rinnen geht noch weiter, denn ganz wie z. B. beim Tal von Hornsea verlaufen auch hier die Endmoränenbögen: Zunächst bilden sie

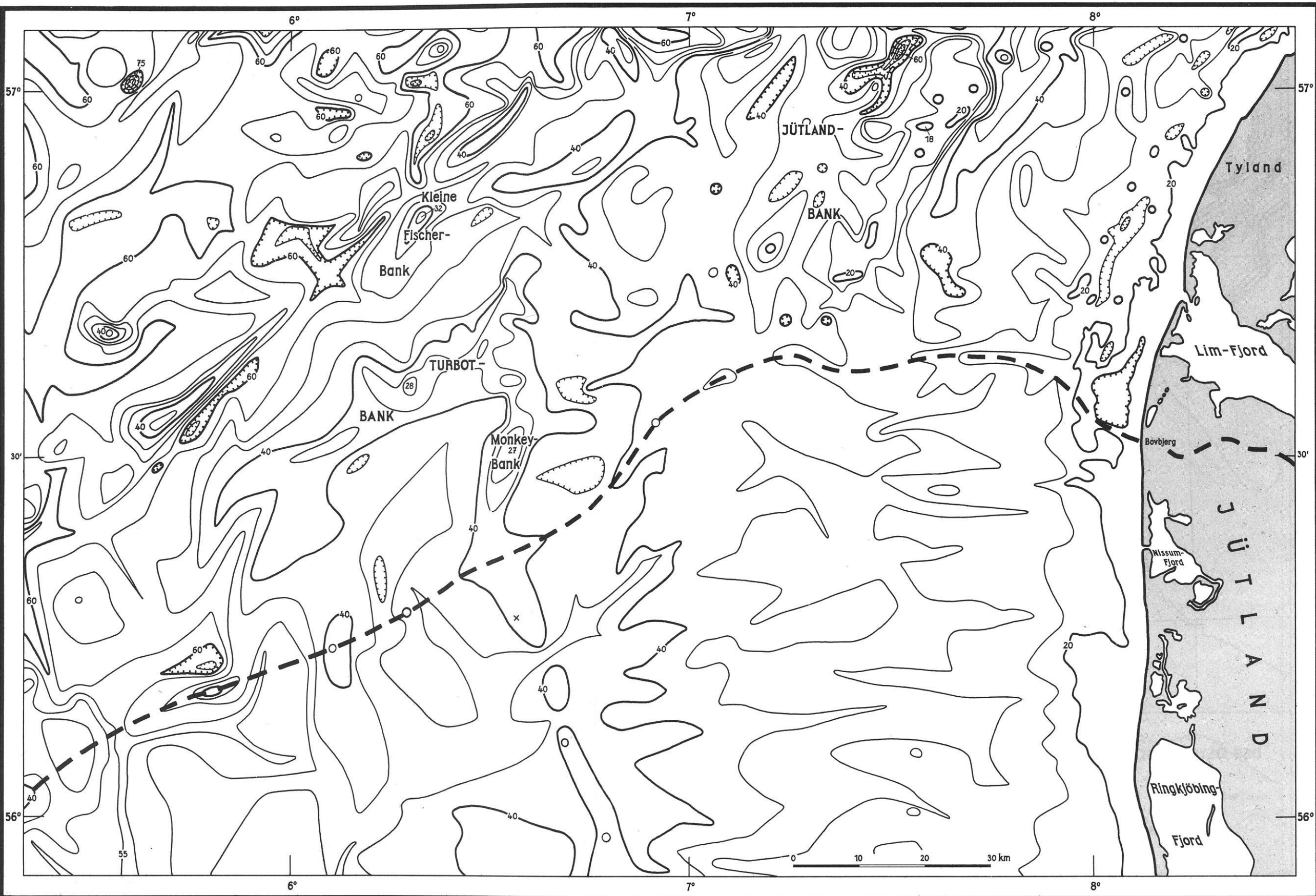
¹ Erweiterte Fassung des II. und III. Teils meines Vortrags auf dem Deutschen Geographentag Hamburg 1955 (VALENTIN 1957).



Karte 7. Tiefenkarte der Silver Pit, einer unterseeischen subglazialen Rinne, mit Endmoränen der letzten Vereisung. (Fette Linie: Endmoräne, fette gestrichelte Linie: vermutete Endmoräne.)



Karte 8. Der ostenglische Gletscher während des Höhepunktes der letzten Eiszeit. Mit subglaziären Rinnen und subaerischer Entwässerung nach Süden. Ein ausgezogenes Rechteck gibt den Ausschnitt der Karten 3 bis 6 an, das gerissene Viereck den der Karte 7.



Karte 9. Tiefenkarte der Nordsee westlich Jütlands. In Küstennähe die 20-m-Isobathe; darunter Tiefenlinien im Abstand von 5 m, verstärkt im Abstand von 20 m. Das Kreuz südlich der Monkey-Bank bezeichnet eine ganz isolierte Lotung von 18 m, die wahrscheinlich auf einem Wrack beruht und daher beim Ziehen der Isobathen unberücksichtigt blieb. Kräftige gerissene Linie: Grenze der letzten Vereisung.



eine keilförmige Einbuchtung und geben damit das Ende einer „suturalen Rinne“ an; dann springen sie stark nach Süden vor und beweisen damit, daß diese Form später von einer Gletscherzunge zu einer „zentralen Rinne“ umgestaltet wurde. Schließlich besteht selbst in der Richtung ein sehr bezeichnender Zusammenhang zwischen den Tälern in Holderness und den länglichen Hohlformen des Meeresbodens, wie die Beschreibung der übrigen Rinnen zeigen möge.

Wenn man von einigen kleinen Formen abieht, etwa der NNW—SSE streichenden am rechten Rand der Karte 7, so liegt die nächste Rinne nochmals 25 km weiter ostwärts im östlichen „Outer Dowsing Channel“. Auch sie erstreckt sich von NNW nach SSE. Während ihre größte Tiefe auf der Karte D 204 von 1950 mit 46 m angegeben ist, erreicht sie nach der neuen Fischereikarte D 112 FC sogar 81 m. Rund 18 km nordöstlich davon lassen zwei Lotungen auf der D 195 (1 : 250 000) eine ähnlich verlaufende Rinne vermuten. Ihre bisherige Maximaltiefe von 49 m dürfte sich durch zusätzliche Lotungen ebenfalls noch vergrößern. Besser bekannt ist die 19 km entfernte „Sole Pit“. Sie zieht sich 25 km lang und knapp 2 km breit in schwachem Bogen von NNW nach SSE; die größte Tiefe beträgt 91 m. Vielleicht setzte sich die Rinne früher in der südöstlich gelegenen „Coal Pit“ fort (68 m). Entsprechend könnte das in 20 km Abstand folgende, NW—SE streichende „Well Hole“ (84 m) mit der südöstlich anschließenden Tiefe von 62 m verknüpft sein.

Besonders eng sind jedoch die Beziehungen zwischen den letzten zu betrachtenden Rinnen. Sowohl das „Markhams Hole“ (82 m) als auch der „Botney Gut“ (55 m) und die namenlose Tiefe von 75 m weiter östlich erstrecken sich von der „Outer Silver Pit“ her nach SE. Die Äußere Silber-Grube, wie man auch deutsch sagen kann, verläuft selbst in W-E-Richtung. Sie ist mit einer Länge von etwa 100 km und einer durchschnittlichen Breite von 10 km die ausgedehnteste der erwähnten Rinnen. Zugleich birgt sie, seitdem die frühere Maximaltiefe von 89 m (D 195) durch eine neue Lotung von 102 m im Skate Hole übertroffen wurde (D 112 FC), die größte Tiefe der südlichen

Nordsee. Nordwestlich der Äußeren Silber-Grube liegen noch einige kleinere Rinnen.

Ein Vergleich der Richtung sämtlicher Rinnen in Ost-Holderness und auf dem Meeresboden ergibt nun folgendes. Wie im Abschnitt B II c 3 dargelegt, erstrecken sich die subglaziären Rinnen in Holderness von SE nach NW (Tal von Skipsea), von E nach W (Täler von Atwick, Hornsea, Aldbrough und Hilston) sowie von NE nach SW (Täler von Sand le Mere, Withernsea und Old Hive). Demgegenüber streichen die Rinnen auf dem Meeresboden NE—SW, NNE—SSW, NNW—SSE, NW—SE und W—E. Daher deute ich alle Formen als Glieder eines radialen Systems von subglaziären Rinnen, welches der zwischen Yorkshire und der Doggerbank nach Südosten vordringende ostenglische Gletscher bei seiner fächerförmigen Ausbreitung entstehen ließ.

In Holderness wie am Meeresboden gibt das äußere Ende der Rinnen ungefähr die Grenze der letzten Vereisung an (Karte 8). Die Endmoränenzone ist als breite, weniger als 30 m tiefe Schwelle erhalten. Besonders klar tritt sie hervor, wenn man die aufsitzenden, im nächsten Kapitel behandelten Sandbänke beim Zeichnen der Isobathen fortläßt. Dann fällt die Schwelle nach Norden verhältnismäßig rasch zum Zungenbecken ab, während sie sich nach Süden ganz sanft erniedrigt, vielleicht weil sich dort ein großes Sandergebiet anschloß. Die Eisrandlage wird auch durch die bogenförmige Verbreitung von grobem Bodenmaterial in der Fischereikarte D 112 FC und in der Sedimentkarte von K. LÜDERS (1950, S. 217) bestätigt. Demnach dehnte sich die jüngste britische Vergletscherung im Süden bis auf 40 km Abstand von der Küste Norfolks und im Südosten bis auf 120 km Entfernung von der niederländischen Küste aus. Der Eisrand verlief über die Cleaver Bank und das Südwest-Flach, das mit nur 13 bis 19 m unter Springniedrigwasser der höchste Teil der Doggerbank ist, zum Dogger-Riff.

Nordwestlich der Doggerbank dürften das britische und das skandinavische Eis zusammengestoßen sein. Denn erstens ergab die sedimentpetrographische Untersuchung von J. A. BAAK (1936), daß hier das britische und das skandinavische Material

ineinander übergehen. Zweitens zieht aus dem Bereich des Swallow Hole ($0^{\circ} 03' \text{ ö. L.}, 55^{\circ} 54' \text{ n. Br.}$) eine Schar außerordentlich tiefer Rinnen nach Norden. Das Swallow Hole selbst erreicht 159 m, das Devil's Hole 243 m, der Fladengrund 228 m und die Fladengrund-Rinne 295 m (D 112 FC). Die Rinnen können wohl nur durch Erosion an der Berührungsnaht der beiden Eismassen erklärt werden, wenn man nicht tektonische Ursachen annehmen will. Schließlich zeigen die leider nur spärlichen Lotungen auf der Nordseite der Doggerbank mitunter ebenso starke relative Höhenunterschiede wie weiter westlich — ganz im Gegensatz zu der fast ebenen Oberfläche der Doggerbank selbst oder der Gründe zwischen ihr und der Deutschen Bucht.

Der norwegische Gletscher erstreckte sich also wahrscheinlich bis zum Nordhang der Doggerbank, doch ist die Doggerbank sicher nicht allein das Werk der letzten Vereisung. Sie stellt m. E. im Untergrund die Fortsetzung der in Yorkshire nach Osten umbiegenden Kreide- und Jura-Schichtstufen dar, deren Gesteine ja vereinzelt wieder in Dänemark, Schonen und Rügen auftreten. Darüber häuften sich die Moränen der älteren Vergletscherungen. So war die Bank schon zu Beginn des Weichsel-Glazials als Höhenrücken vorhanden. Die jüngste Ver-

eisung bedeckte lediglich ihren Süd-, West- und Nordhang.

Vom Nordhang der Doggerbank läßt sich die Grenze der letzten skandinavischen Vergletscherung über das „Schwanz-Ende“ und die „Kaffee-Suhle“ nach NE verfolgen. Eine genaue Analyse der Karte D 82 (1 : 300 000) zeigt deutlich den Gegensatz zwischen einer untergetauchten Jungmoränenlandschaft im Nordwesten und einer ertrunkenen Altmoränenlandschaft im Südosten (Karte 9): Die Turbot-, Monkey-, Kleine Fischer- und Jütland-Bank erheben sich kräftig über ihre Umgebung und besitzen eine unruhige Oberfläche mit zahlreichen geschlossenen Hohlformen (vgl. auch die Echogramme bei PRATJE 1951, S. 110). Südöstlich davon herrscht dagegen ein flaches, ausgeglichenes Relief mit sich von Jütland her nach Westen abdachenden Riedeln und Tälern. Hier ist offensichtlich der Anschluß an die dänische Glaziallandschaft erreicht, mit ihren Jungmoränen nördlich des Bovbjergs und den von den letzteiszeitlichen Schmelzwässern zerschnittenen Altmoränen südlich davon.

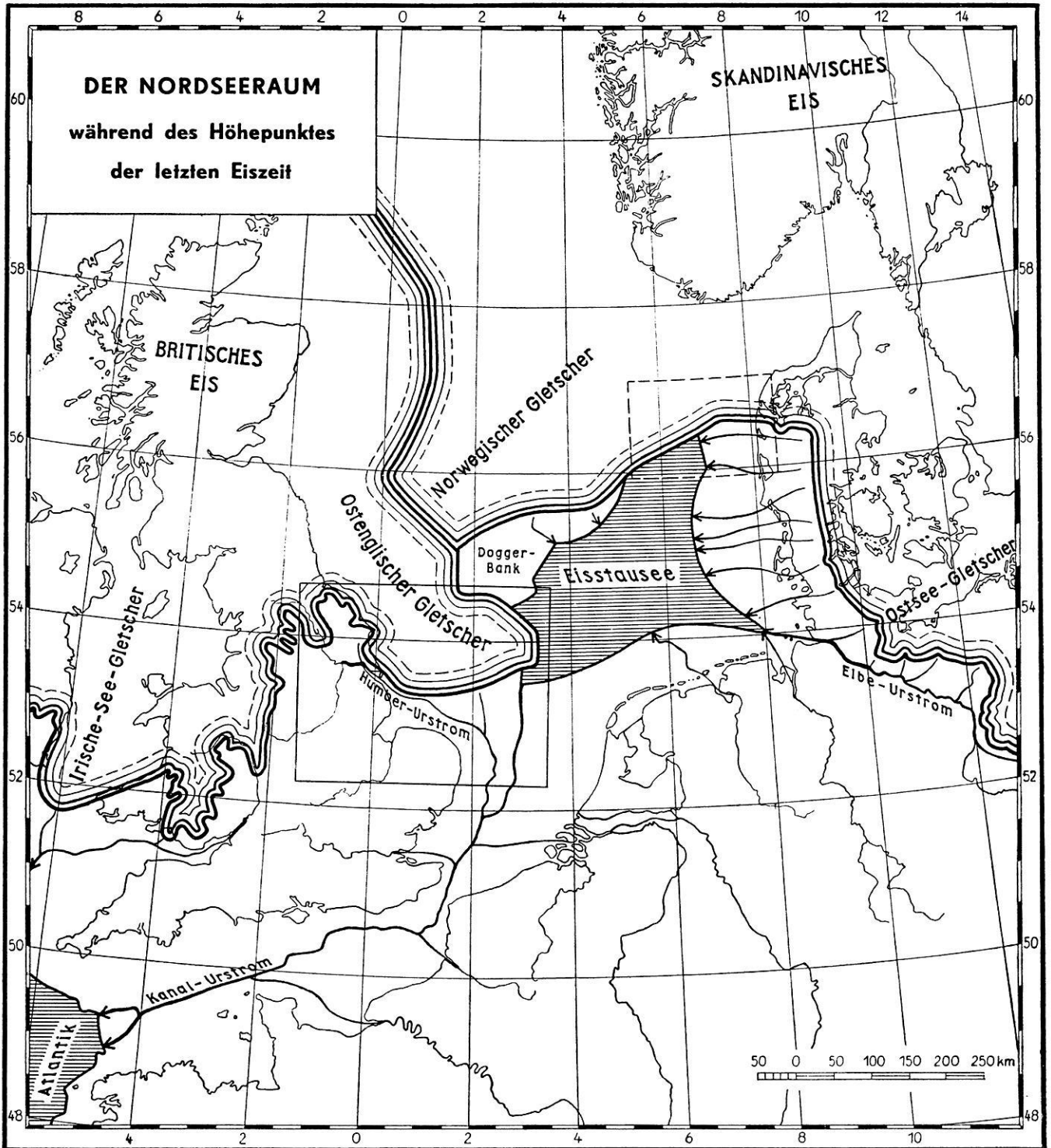
Damit ist die Grenze der Würm-(Weichsel-) Vergletscherung von dem gefundenen Ausstreichpunkt in Holderness bis zu dem wohl bekannten Ausstreichpunkt in Jütland festgelegt, und es bleibt nur noch eine letzte Folgerung zu ziehen.

b. Die Entwässerung des Nordseeraums während der letzten Eiszeit

Da die nördliche Nordsee während des Höhepunktes der jüngsten Eiszeit ganz vergletschert war (Karte 10), konnte eine Entwässerung nach Norden nicht stattfinden. So mußten die Flüsse, wie es schon in der Einleitung erörtert wurde, tatsächlich einen anderen Ausweg suchen. Die Schmelzwässer der skandinavischen Gletscher an der Dogger- und Jütland-Bank, in Jütland und Schleswig-Holstein, der große Elbe-Urstrom, Weser und Ems — sie alle flossen in Tälern, die auf den Seekarten D 195, 82 und 50 (1 : 250 000) zu erkennen sind, in einen ausgedehnten Eisstausee zwischen der Doggerbank und der Deutschen Bucht. Noch heute ist das weite Becken der Südlichen Schlickbank, des Austerngrundes usw. mit 40 bis 50 m Tiefe auffallend

eben und von Schlick erfüllt. In ihm überwiegen nach BAAK (1936) skandinavische Mineralien. Lediglich in unmittelbarer Nähe der rekonstruierten ostenglischen Gletscherzunge kommen britische Mineralien vor, welche zeigen, daß auch ein Teil jener Zunge in den See abschmolz. Der Spiegel des Sees scheint zuletzt bei — 35 m gelegen zu haben, denn südlich des Botney-Grundes ist bei der jetzigen 35-m-Tiefenlinie ein Überlauf nach Süden vorhanden (D 195, 53).

Mit seinem mächtigen Ausfluß vereinigte sich gewiß der oben erwähnte Humber-Urstrom, wenn dessen Bett später auch durch die Sandbänke vor der Küste von Norfolk verschleiert wurde. Es fällt auf, daß diese Bänke und die Rücken weiter südlich (vgl. die Über-



Karte 10. Der Nordseeraum während des Höhepunktes der letzten Eiszeit. Mit Ausdehnung des britischen und skandinavischen Eises und Entwässerung nach Südwesten. Das ausgezogene Rechteck gibt den Ausschnitt der Karte 8 an, das gerissene Viereck den der Karte 9.

sichtskarte von GUILCHER 1951, S. 313) im wesentlichen auf das Gebiet außerhalb des ostenglischen Gletschers beschränkt sind. Daher könnten sie aus den Sandflächen der verwilderten, südwärts ziehenden Schmelzwasserläufe entstanden sein, vielleicht zunächst als späteiszeitliche Dünen, welche nach der postglazialen Meeresüberflutung zu langgestreckten submarinen Bänken in Richtung der Gezeitenströme umgeformt wurden. Wie dem auch sei, das gemeinsame Tal all jener Flüsse war jedenfalls die sich auf — 40 bis — 60 m erniedrigende Tiefe Rinne (D 53, 1 : 300 000). Östlich der Themsemündung wird das Tal zur Zeit spitzwinklig von dem langen Sandrücken der Falls gekreuzt. Ohne Zweifel setzte es sich aber nach Aufnahme von Rhein, Maas und Themse in der bis 70 m tiefen Straße von Dover fort, die schon während der Saale-Eiszeit durchbrochen wurde (D 53, 66).

Südlich Dungeness wird der Lauf noch einmal durch die äußersten jener Rücken gequert, besonders die Bassurelle-Bank, wodurch auch die Einmündung der jungglazialen Somme kaum mehr zu erkennen ist. Doch ab Hastings zeigt die Karte D 66 (1 : 400 000) das ständig weiter abfallende Bett des Kanal-Urstroms wieder sehr klar. Nordwestlich Cherbourg, bei — 100 m, gesellte sich ihm die ebenfalls deutlich zu verfolgende Seine bei. Dann ergossen sich die gesammelten Wassermassen durch das Hurd-Tief, das nahe Alderney sogar — 172 m erreicht. Seine große Tiefe, sein asymmetrischer Querschnitt (A. H. W. ROBINSON 1952, S. 78) und seine fast völlige Geradlinigkeit auf 150 km Länge sprechen für eine Mitwirkung junger Tektonik. Es liegt ja am Südrand der sich in der Achse des Kanals erstreckenden Kreide-Tertiär-Mulde (W. B. R. KING 1954, Taf. IV) und der noch gegenwärtig in Abwärtsbewegung begriffenen „Kanal-Senke“ (VALENTIN 1954 a, Taf. 15). Für eine tektonische Beeinflussung des Hurd-Tiefs zeugt auch, daß man weder durch Bodenproben noch durch geophysikalische Methoden eine etwa nachträglich zugefüllte westliche Fortsetzung der Furche entdecken konnte. Vielmehr steigt der Felsuntergrund vorübergehend nochmals an und ist nur von einer dünnen Kies- und Grobsandschicht überzogen. In ihr zeichnen sich zwei ganz sanfte Talungen

ab, deren Boden aus Sand besteht (vgl. D 66 und O. PRATJE 1950, Taf. 14). Vermutlich sind dies die Delta-Arme, mit denen der gewaltige Urstrom schließlich bei der heutigen 100-m-Isobathe in den Atlantik mündete.

Damit ist auch die Entwässerung des Nordseeraums während der letzten Eiszeit geklärt, und zwar im Sinne A. PENCKs, der bereits 1936 (S. 230) intuitiv einen Abfluß durch den Kanal annahm. Es sei jedoch betont, daß sich alle geschilderten Verhältnisse selbstverständlich nur auf den Höhepunkt der letzten Vereisung beziehen. Später zog sich der ostenglische Gletscher langsam zurück, wobei seine subglaziären Rinnen durch in ihnen liegende gebenes und überschüttetes Toteis konserviert wurden. Besonders aber schmolz der norwegische Gletscher stark zurück. So löste sich der Zusammenhang des britischen und skandinavischen Eises, und der Stausee konnte im Norden zwischen dem Schwanz-Ende der Doggerbank und der Turbot-Bank ausbrechen. Durch die Erosion des ausströmenden Wassers entstanden wohl die über 50 m tiefen Talungen in der Südlichen Schlickbank (D 112 FC). Sie vereinigten sich in dem Durchbruchstal, das von der 55-m-Isobathe in der Südwestecke der Karte 9 dargestellt wird. Dann liefen die Wassermassen in nordwestlicher Richtung ab, entlang des Randes des norwegischen Gletschers, wie ihn uns O. PRATJE (1951, Taf. 7) in zwei sehr auffallenden Rückzugsstadien gezeigt hat. Den Wassern des Stausees folgten die Flüsse Jütlands und Schleswig-Holsteins, die Elbe, Weser und Ems nach Norden und schnitten sich zu der jetzt tiefer gelegenen Erosionsbasis ein. Hierauf dürfte z. B. die spätglaziale Erosion der unteren Elbe beruhen, welche H. ILLIES (1952, S. 555) durch den eustatischen Meeresspiegelanstieg erklären wollte. Mit dem Auslaufen des großen Eisstausees endete die Hocheiszeit im Nordseeraum, die durch die Vergletscherung der nördlichen Nordsee und Entwässerung nach Südwesten charakterisiert war. Es begann die durch Entwässerung nach Norden gekennzeichnete Späteiszeit, welche bald von der Nacheiszeit mit ihrer bekannten Meeresüberflutung abgelöst wurde.

BOHRUNGSVERZEICHNIS

Aus den Hunderten von benutzten Bohrungen sind hier nur einige besonders typische Beispiele zusammengestellt, auf die im Text verwiesen wurde. Sie sind nach den Gitternetzkoordinaten geordnet und einheitlich auf Ordnance Datum bezogen.

Dabei sind die beim Geological Survey in London kopierten Profile in engl. Fuß sowie umgerechnet in Metern angegeben. Demgegenüber ist bei den eigenen, in Metern gemessenen Handbohrungen nur die Höhe der Ober-

fläche des Pleistozäns und des Holozäns in Fuß hinzugefügt, um einen Vergleich mit den Karten 4 und 5 zu ermöglichen.

Die sehr eingehenden Aufzeichnungen der 17 eigenen Handbohrungen in den Tälern von Bridlington und Withernsea, welche der Habilitationsschrift 1955 beigelegt waren, müssen hier wegen Raummangels leider entfallen. Statt dessen sei auf ihre graphische Darstellung in den Diagrammen 1 und 2 verwiesen.

<p>014436: Geological Survey Nr. 72/168 (1920)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>+ 44</td> <td>+ 13,40</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Boden</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>+ 43</td> <td>+ 13,10</td> <td>Lehm (Fließerde?)</td> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2">Pleistozän</td> </tr> <tr> <td>+ 41</td> <td>+ 12,50</td> <td>Kies</td> </tr> <tr> <td>+ 16</td> <td>+ 4,90</td> <td>Kreidekalkgerölle</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>+ 11</td> <td>+ 3,35</td> <td>Weicher Kreidekalk</td> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2">Kreide</td> </tr> <tr> <td>— 7</td> <td>— 2,15</td> <td>Kreidekalk</td> </tr> <tr> <td>— 36</td> <td>— 11,00</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	ft.	m				+ 44	+ 13,40						Boden			+ 43	+ 13,10	Lehm (Fließerde?)	}	Pleistozän	+ 41	+ 12,50	Kies	+ 16	+ 4,90	Kreidekalkgerölle			+ 11	+ 3,35	Weicher Kreidekalk	}	Kreide	— 7	— 2,15	Kreidekalk	— 36	— 11,00				<p>034400: Geological Survey Nr. 72/86 (1870)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>+ 33</td> <td>+ 10,05</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Geschiebelehm</td> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2">Pleistozän</td> </tr> <tr> <td>+ 13</td> <td>+ 3,95</td> <td>Weißer Mergel</td> </tr> <tr> <td>+ 3</td> <td>+ 0,90</td> <td>Kreidekalk</td> <td></td> <td>Kreide</td> </tr> </tbody> </table> <p>037397: Geological Survey Nr. 72/106 (1870)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>+ 30</td> <td>+ 9,15</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Kies</td> <td></td> <td>Pleistozän</td> </tr> <tr> <td>± 0</td> <td>± 0</td> <td>Kreidekalk</td> <td></td> <td>Kreide</td> </tr> </tbody> </table>	ft.	m				+ 33	+ 10,05						Geschiebelehm	}	Pleistozän	+ 13	+ 3,95	Weißer Mergel	+ 3	+ 0,90	Kreidekalk		Kreide	ft.	m				+ 30	+ 9,15						Kies		Pleistozän	± 0	± 0	Kreidekalk		Kreide
ft.	m																																																																																				
+ 44	+ 13,40																																																																																				
		Boden																																																																																			
+ 43	+ 13,10	Lehm (Fließerde?)	}	Pleistozän																																																																																	
+ 41	+ 12,50	Kies																																																																																			
+ 16	+ 4,90	Kreidekalkgerölle																																																																																			
+ 11	+ 3,35	Weicher Kreidekalk	}	Kreide																																																																																	
— 7	— 2,15	Kreidekalk																																																																																			
— 36	— 11,00																																																																																				
ft.	m																																																																																				
+ 33	+ 10,05																																																																																				
		Geschiebelehm	}	Pleistozän																																																																																	
+ 13	+ 3,95	Weißer Mergel																																																																																			
+ 3	+ 0,90	Kreidekalk		Kreide																																																																																	
ft.	m																																																																																				
+ 30	+ 9,15																																																																																				
		Kies		Pleistozän																																																																																	
± 0	± 0	Kreidekalk		Kreide																																																																																	
<p>029395: Geological Survey Nr. 72/77 (1869)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>+ 55</td> <td>+ 16,80</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Geschiebelehm</td> <td></td> <td>Pleistozän</td> </tr> <tr> <td>+ 5</td> <td>+ 1,50</td> <td>Kreidekalk</td> <td></td> <td>Kreide</td> </tr> </tbody> </table>	ft.	m				+ 55	+ 16,80						Geschiebelehm		Pleistozän	+ 5	+ 1,50	Kreidekalk		Kreide	<p>050332: Geological Survey Nr. 72/153 (1888)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>+ 18</td> <td>+ 5,50</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Kies</td> <td></td> <td>Pleistozän</td> </tr> <tr> <td>— 22</td> <td>— 6,70</td> <td>Kreidekalk</td> <td></td> <td>Kreide</td> </tr> <tr> <td>— 44</td> <td>— 13,40</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	ft.	m				+ 18	+ 5,50						Kies		Pleistozän	— 22	— 6,70	Kreidekalk		Kreide	— 44	— 13,40																																										
ft.	m																																																																																				
+ 55	+ 16,80																																																																																				
		Geschiebelehm		Pleistozän																																																																																	
+ 5	+ 1,50	Kreidekalk		Kreide																																																																																	
ft.	m																																																																																				
+ 18	+ 5,50																																																																																				
		Kies		Pleistozän																																																																																	
— 22	— 6,70	Kreidekalk		Kreide																																																																																	
— 44	— 13,40																																																																																				
<p>030339: Geological Survey Nr. 72/334 (1922)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>+ 112</td> <td>+ 34,20</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Boden</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>+ 111</td> <td>+ 33,90</td> <td>Geschiebelehm</td> <td></td> <td>Pleistozän</td> </tr> <tr> <td>+ 95</td> <td>+ 29,00</td> <td>Lockerer Kreidekalk</td> <td></td> <td>Kreide</td> </tr> <tr> <td>+ 92</td> <td>+ 28,10</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	ft.	m				+ 112	+ 34,20						Boden			+ 111	+ 33,90	Geschiebelehm		Pleistozän	+ 95	+ 29,00	Lockerer Kreidekalk		Kreide	+ 92	+ 28,10				<p>053426: Geological Survey Nr. 72/112 (1903)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>+ 10</td> <td>+ 3,05</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Boden und Ton</td> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2">Holozän</td> </tr> <tr> <td>+ 4</td> <td>+ 1,20</td> <td>Sehr weicher schwarzer Schlick</td> </tr> <tr> <td>— 24</td> <td>— 7,30</td> <td>Feuersteingerölle</td> <td></td> <td>Pleistozän</td> </tr> <tr> <td>— 25</td> <td>— 7,60</td> <td>Sehr weicher Kreidekalk</td> <td></td> <td>Kreide</td> </tr> <tr> <td>— 66</td> <td>— 20,15</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	ft.	m				+ 10	+ 3,05						Boden und Ton	}	Holozän	+ 4	+ 1,20	Sehr weicher schwarzer Schlick	— 24	— 7,30	Feuersteingerölle		Pleistozän	— 25	— 7,60	Sehr weicher Kreidekalk		Kreide	— 66	— 20,15																								
ft.	m																																																																																				
+ 112	+ 34,20																																																																																				
		Boden																																																																																			
+ 111	+ 33,90	Geschiebelehm		Pleistozän																																																																																	
+ 95	+ 29,00	Lockerer Kreidekalk		Kreide																																																																																	
+ 92	+ 28,10																																																																																				
ft.	m																																																																																				
+ 10	+ 3,05																																																																																				
		Boden und Ton	}	Holozän																																																																																	
+ 4	+ 1,20	Sehr weicher schwarzer Schlick																																																																																			
— 24	— 7,30	Feuersteingerölle		Pleistozän																																																																																	
— 25	— 7,60	Sehr weicher Kreidekalk		Kreide																																																																																	
— 66	— 20,15																																																																																				
<p>051339: Geological Survey Nr. 72/340 (1922)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>+ 95</td> <td>+ 29,00</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Boden</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>+ 94</td> <td>+ 28,70</td> <td>Geschiebelehm</td> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2">Pleistozän</td> </tr> <tr> <td>+ 82</td> <td>+ 25,05</td> <td>Kies</td> </tr> <tr> <td>+ 23</td> <td>+ 7,00</td> <td>Geschiebelehm</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>+ 8</td> <td>+ 2,45</td> <td>Lockerer Kreidekalk</td> <td></td> <td>Kreide</td> </tr> <tr> <td>+ 3</td> <td>+ 0,90</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	ft.	m				+ 95	+ 29,00						Boden			+ 94	+ 28,70	Geschiebelehm	}	Pleistozän	+ 82	+ 25,05	Kies	+ 23	+ 7,00	Geschiebelehm			+ 8	+ 2,45	Lockerer Kreidekalk		Kreide	+ 3	+ 0,90				<p>055417: Geological Survey Nr. 72/323 D (1941)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>± 0</td> <td>± 0</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Wasser</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>— 8</td> <td>— 2,45</td> <td>Anthropogen</td> <td rowspan="2" style="font-size: 3em; vertical-align: middle;">}</td> <td rowspan="2">Holozän</td> </tr> <tr> <td>— 13</td> <td>— 3,95</td> <td>Schwarzer Torf</td> </tr> <tr> <td>— 15</td> <td>— 4,55</td> <td>Weicher Schlick</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>— 32</td> <td>— 9,75</td> <td>Kreidekalk</td> <td></td> <td>Kreide</td> </tr> <tr> <td>— 35</td> <td>— 10,70</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	ft.	m				± 0	± 0						Wasser			— 8	— 2,45	Anthropogen	}	Holozän	— 13	— 3,95	Schwarzer Torf	— 15	— 4,55	Weicher Schlick			— 32	— 9,75	Kreidekalk		Kreide	— 35	— 10,70											
ft.	m																																																																																				
+ 95	+ 29,00																																																																																				
		Boden																																																																																			
+ 94	+ 28,70	Geschiebelehm	}	Pleistozän																																																																																	
+ 82	+ 25,05	Kies																																																																																			
+ 23	+ 7,00	Geschiebelehm																																																																																			
+ 8	+ 2,45	Lockerer Kreidekalk		Kreide																																																																																	
+ 3	+ 0,90																																																																																				
ft.	m																																																																																				
± 0	± 0																																																																																				
		Wasser																																																																																			
— 8	— 2,45	Anthropogen	}	Holozän																																																																																	
— 13	— 3,95	Schwarzer Torf																																																																																			
— 15	— 4,55	Weicher Schlick																																																																																			
— 32	— 9,75	Kreidekalk		Kreide																																																																																	
— 35	— 10,70																																																																																				
<p>031398: Geological Survey Nr. 72/66 (1909)</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">ft.</th> <th style="text-align: left;">m</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>+ 38</td> <td>+ 11,60</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td>Anthropogen</td> <td></td> <td></td> </tr> <tr> <td>+ 32</td> <td>+ 9,75</td> <td>Sand und Kies</td> <td></td> <td>Pleistozän</td> </tr> <tr> <td>+ 1</td> <td>+ 0,30</td> <td>Kreidekalk</td> <td></td> <td>Kreide</td> </tr> <tr> <td>— 62</td> <td>— 18,90</td> <td></td> <td></td> <td></td> </tr> </tbody> </table>	ft.	m				+ 38	+ 11,60						Anthropogen			+ 32	+ 9,75	Sand und Kies		Pleistozän	+ 1	+ 0,30	Kreidekalk		Kreide	— 62	— 18,90																																																										
ft.	m																																																																																				
+ 38	+ 11,60																																																																																				
		Anthropogen																																																																																			
+ 32	+ 9,75	Sand und Kies		Pleistozän																																																																																	
+ 1	+ 0,30	Kreidekalk		Kreide																																																																																	
— 62	— 18,90																																																																																				

062470: Geological Survey Nr. 72/209(1937)

ft.	m		
+ 6	+ 1,80	Anthropogen	} Holozän
+ 5	+ 1,50	Torf	
-- 1	-- 0,50	Grauer Schlick	
-- 3	-- 0,90	Torf	
-- 5	-- 1,50	Sandiger Schlick	
-- 11	-- 3,35	Geschiebelehm	} Pleistozän
-- 30	-- 9,15	Kreidekalk- und Feuersteingerölle	
-- 34	-- 10,35	Kreidekalk	
-- 74	-- 22,55		Kreide

089428: Geological Survey Nr. 72/211 (1938)

ft.	m		
+ 15	+ 4,60	Boden (und Fließerde?)	} Pleistozän
+ 12	+ 3,65	Geschiebelehm	
+ 11	+ 3,35	Sand	
+ 10	+ 3,05	Geschiebelehm	
+ 3	+ 0,90	Sand	
+ 2	+ 0,60	Geschiebelehm	
-- 12	-- 3,65	Torf und Schlick	
-- 14	-- 4,25	Sand	
-- 19	-- 5,80	Blauer Geschiebelehm	
-- 34	-- 10,35	Kreidekalk	
-- 74	-- 22,55		

077353: Geological Survey Nr. 72/43 (1893)

ft.	m		
+ 7	+ 2,15	Ton	} Holozän
+ 1	+ 0,30	Schwarzer Schlick	
-- 10	-- 3,05	Torf	
-- 11	-- 3,35	Geschiebelehm	} Pleistozän
-- 23	-- 7,00	Sand	
-- 24	-- 7,50	Geschiebelehm	
-- 36	-- 11,00	Feuersteingerölle	
-- 37	-- 11,50	Lockerer Kreidekalk	
-- 40	-- 12,20		

100557: Geological Survey Nr. 64/81 (1915)

ft.	m		
+ 63	+ 19,20	Boden	} Pleistozän
+ 62	+ 18,90	Geschiebelehm	
-- 19	-- 5,80	Grüner Lehm	
-- 29	-- 8,85	Blauer Lehm	
-- 31	-- 9,45	Kies	
-- 35	-- 10,05	Kreidekalk	
-- 68	-- 20,75		

078499: Geological Survey Nr. 72/386 (1949)

ft.	m		
+ 5	+ 1,50	Torfiger Boden	Holozän
-- 1	-- 0,30	Feiner brauner Lehm	} Pleistozän
-- 33	-- 10,05	Kreidekalkgerölle und Sand	
-- 37	-- 11,30		

150649: Geological Survey Nr. 65/27 (1905)

ft.	m		
+ 33	+ 10,05	Geschiebelehm	Pleistozän
-- 7	-- 2,15	Kreidekalk	Kreide
-- 42	-- 12,80		

082296: Geological Survey Nr. 80/131 (vor 1870)

ft.	m		
+ 8	+ 2,45	Steifer Ton	} Holozän
+ 1	+ 0,30	Schlick und Sand	
-- 34	-- 10,35	Sehr fester Torf	
-- 37	-- 11,30	Kies und roter Sand	Pleistozän
-- 42	-- 12,80	Kreidekalk	Kreide

160675: Geological Survey Nr. 65/3 (1905)

ft.	m		
+ 40	+ 12,20	Boden (und Auelehm)	Holozän
+ 37	+ 11,30	Kies	} Pleistozän
+ 27	+ 8,25	Lehm	
+ 25	+ 7,60	Sand	
+ 15	+ 4,60	Lehm	
+ 1	+ 0,30	Lockerer Kreidekalk	} Kreide
-- 5	-- 1,50	Kreidekalk	
-- 30	-- 9,15		

163411: VALENTIN, WEST UND LIVINGSTONE (1953)

ft.	m			
+ 49	+ 14,95	Hellbrauner Lehm	} Holozän	
	+ 14,45	Gefleckter brauner Lehm		
	+ 14,30	Dunkelbrauner, stärker organischer Lehm		
	+ 14,15	Schwarzbrauner Ton-schlamm		
	+ 14,00	Hellgraue Seekreide mit <i>Lymnaea peregra</i> , <i>Planorbis laevis</i> , <i>Planorbis crista</i> , <i>Pisidium obtusale</i> , <i>Pisidium milium</i> und <i>Pisidium nitidum</i> (frdl. bestimmt durch Mr. B. W. SPARKS, Cambridge)		
	+ 13,80	Dunkel-blaugrauer Mergel mit kleinen Kreidekalkgeröllen und gelegentlichen Molluskenbruchstücken		
+ 44	+ 13,45	Rotbrauner Geschiebe-mergel (Purple?)		} Pleistozän
	+ 12,95			

203691: Geological Survey Nr. 65/5 (1868)

ft.	m		
+ 115	+ 35,10	Kies	} Pleistozän
+ 109	+ 33,25	Geschiebelehm	
+ 57	+ 17,40	Kreidekalk mit Feuersteinbändern	
- 45	- 13,70		

299331: VALENTIN, WEST UND LIVINGSTONE (1953)

ft.	m		
+ 50	+ 15,25	Blaugrauer Ton mit Wurzeln	} Holozän
	+ 14,75	Braunschwarzer Faulschlamm, nach unten zu feiner	
+ 31	+ 9,45	Rotbrauner weicher Geschiebelehm (Purple?)	
	+ 8,75		

181672: Geological Survey Nr. 65/24 (1912)

ft.	m			
+ 35	+ 10,65	Boden	} Holozän	
+ 34	+ 10,35	Lehm mit schwarzen Torfschichten		
+ 28	+ 8,55	Kies	} Pleistozän	
+ 26	+ 7,95	Brauner Lehm		
- 6	- 1,80	Kies		
- 17	- 5,20	Triebssand		
- 26	- 7,95	Kies und Kreidekalk-mergel		
- 31	- 9,45	Lockerer Kreidekalk		
- 43	- 13,10	Festerer Kreidekalk		} Kreide
- 75	- 22,85	Kreidekalk		
- 115	- 35,05			

300234: Geological Survey Nr. 81/38 (vor 1862)

ft.	m		
+ 10	+ 3,05	Schlick	} Holozän
- 20	- 6,10	Fester roter Mergel	
- 25	- 7,60	Geschiebemergel	} Pleistozän
- 55	- 16,80	Schmutziger Sand	

200476: Geological Survey Nr. 73/13 (vor 1868)

ft.	m		
+ 33	+ 10,05	Sand	} Holozän
+ 24	+ 7,30	Sand und Kies mit kleinen Muscheln	
- 28	- 8,55	Schlick	
- 29	- 8,85	Sand und Kies ohne Muscheln	
- 128	- 39,05	Kreidekalk	} Kreide

322253: VALENTIN (1952)

ft.	m		
+ 6	+ 1,80	Schwarzbrauner torfiger Boden	} Holozän
	+ 1,60	Brauner Ton mit <i>Phragmites</i>	
	+ 1,45	Blaugrauer Ton mit viel <i>Phragmites</i> , unten fast ein Schilftorf	
- 0,30		Rotbrauner weicher Lehm mit wenigen Geröllen	
ca. - 2	- 0,70	Rotbrauner harter Geschiebelehm	} Pleistozän
	- 1,00		

324252: VALENTIN (1952)

ft.	m			
+ 6	+ 1,80	Schwarzbrauner torfiger Boden	} Holozän	
+ 1,60		Brauner Ton		
+ 0,80		Brauner und blaugrauer Ton mit <i>Phragmites</i>		
+ 0,50		Dunkel-blaugrauer feinsandiger Ton mit viel <i>Phragmites</i>		
- 1,20		Blauschwarzer feinsandiger Ton		
- 2,80		Dunkel-blaugrauer toniger Feinsand mit Muschelresten		
- 3,02		Blaugrauer feiner Sand		
- 3,52		Rotbrauner weicher Lehm mit wenigen kleinen Geröllen		
ca. - 12	- 5,60	Rotbrauner harter Geschiebelehm		} Pleistozän
- 3,80				

338254: Geological Survey Nr. 81/186 (1942)

ft.	m			
+ 26	+ 7,95	Boden	} Pleistozän	
+ 25	+ 7,60	Brauner Geschiebelehm		
- 16	- 4,90	Lehm und Kies		
- 20	- 6,10	Brauner Geschiebelehm		
- 67	- 20,45	Brauner Lehm mit Geröllen		
- 78	- 23,80	Brauner Lehm		
- 89	- 27,15	Weicher brauner Sand		
- 104	- 31,70	Schmutziger Kreidekalk und brauner Sand		
- 114	- 34,75	Sehr weicher Kreidekalk		} Kreide
- 117	- 35,70	Weicher Kreidekalk		
- 149	- 45,45	Härterer Kreidekalk		
- 242	- 73,80			

325251: VALENTIN (1952)

ft.	m			
+ 6	+ 1,80	Schwarzbrauner torfiger Boden	} Holozän	
+ 1,60		Brauner Ton, unten bläulich		
+ 1,50		Brauner Ton mit <i>Phragmites</i>		
+ 0,70		Blaugrauer Ton mit <i>Phragmites</i>		
+ 0,50		Blauschwarzer feinsandiger Ton mit etwas <i>Phragmites</i>		
- 1,20		Dunkel-blaugrauer feinsandiger Ton		
- 3,20		Rotbrauner feinsandiger Ton		
- 3,70		Rotbrauner weicher Lehm mit wenigen kleinen Geröllen		
ca. - 13	- 4,00	Rotbrauner harter Geschiebelehm		} Pleistozän
- 4,20				

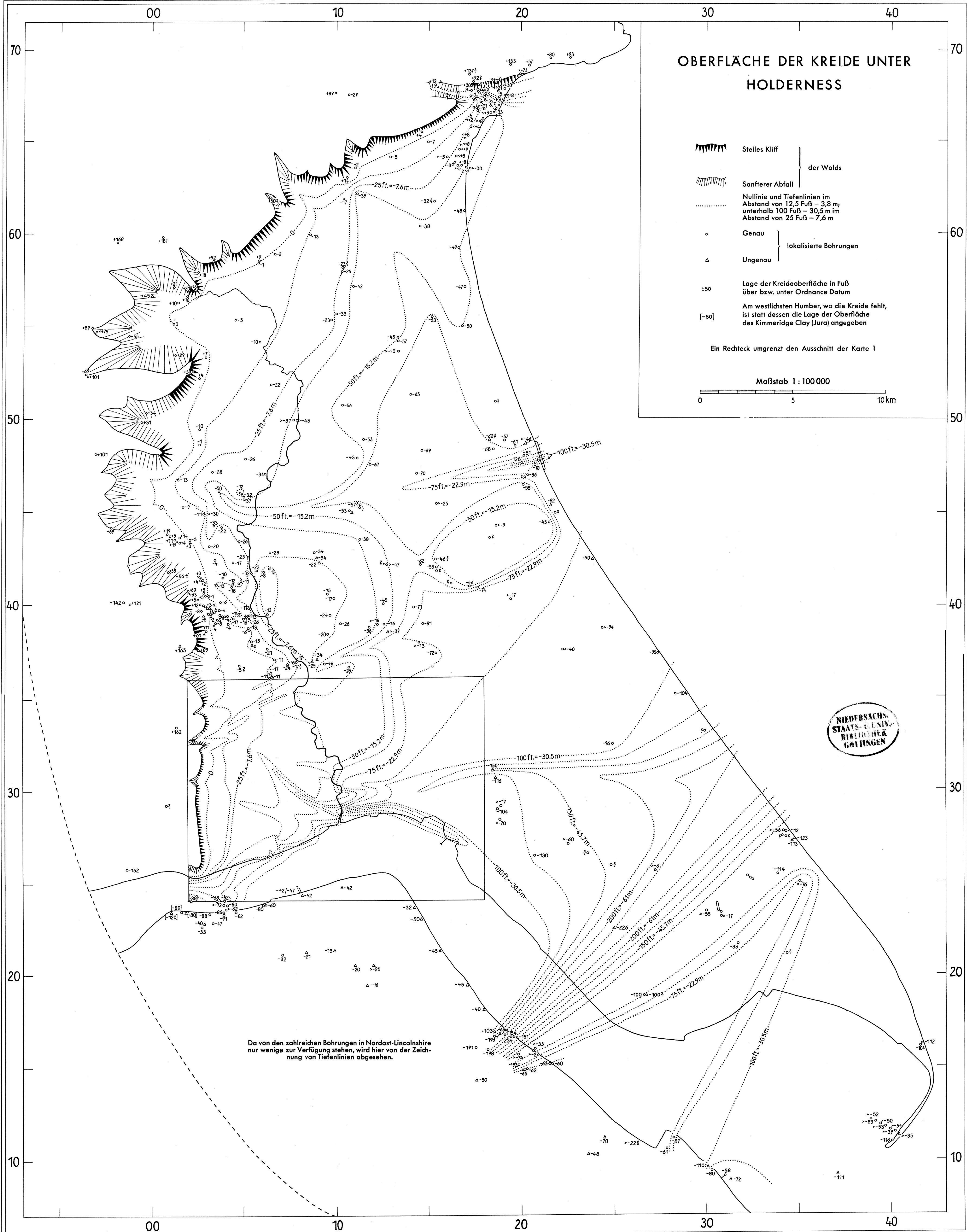
417162: Geological Survey Nr. 81/21 B (1917)

ft.	m			
+ 25	+ 7,60	Roter Geschiebelehm	} Pleistozän	
+ 15	+ 4,60	Blauer Geschiebelehm		
- 36	- 11,00	Feinsand		
- 38	- 11,60	Geschiebelehm		
- 97	- 29,60	Roter Lehm		
- 102	- 31,10	Feinsand		
- 105	- 32,00	Kreidekalkgerölle		
- 112	- 34,20	Kreidekalk		
- 145	- 44,25	Weicher Kreidekalk		} Kreide
- 613	- 186,95	Harter Kreidekalk ohne Feuerstein		
- 1043	- 318,10			

SCHRIFTENVERZEICHNIS

- ARKELL, W. J. 1951: Thames terraces and Alpine glaciations. Some recent correlations. — *Archaeol. News Letter* 4, 2, S. 17—19.
- BAAK, J. A. 1936: Regional petrology of the southern North Sea. — *Diss. Univ. Leiden, Wageningen*. 128 S.
- BADEN-POWELL, D. F. W. 1954: On the marine gravels at March, Cambridgeshire. — *Geol. Mag.* 71, 5, S. 193—219.
— 1948: The Chalky Boulder Clays of Norfolk and Suffolk. — *Geol. Mag.* 85, 5, S. 279—296.
- BEHRMANN, W. 1949/50: Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet. — *Die Erde* 1, 2, S. 93—122.
- BISAT, W. S. 1939: Older and Newer Drift in East Yorkshire. — *Proc. Yorks. Geol. Soc.* 24, S. 137 bis 151.
— 1948: Interglacial moss at Dimlington, Yorkshire. — *Naturalist*, 1, S. 1.
- DE BOER, G. 1945: A system of glacier lakes in the Yorkshire Wolds. — *Proc. Yorks. Geol. Soc.* 25, 4, S. 223—233.
- CARRUTHERS, R. G. 1947/48: The secret of the Glacial Drifts. — *Proc. Yorks. Geol. Soc.* 27, 2, S. 43—57; 3, S. 129—172.
- CHARLESWORTH, J. K. 1931: A tentative reconstruction of the successive margins of the Quaternary ice-sheets in the region of the North Sea. — *Proc. Roy. Ir. Acad.* 40, B 4, S. 67—83.
- CLARK, J. G. D. u. a. 1950: Preliminary report on excavations at Star Carr, Seamer, Scarborough, Yorkshire. — *Proc. Prehist. Soc.* 9, S. 109—129.
- CLOOS, H. 1939: Hebung — Spaltung — Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irischer Großformen. — *Geol. Rdsch.* 30, 4 A, S. 401—527.
- CROFTS, W. H. 1906: Notes on the indications of a raised beach at Hessle. — *Trans. Hull Geol. Soc.* 6, 1, S. 58—64.
- DAVIS, P. 1898: The configuration of Holderness. — *Trans. Hull Geol. Soc.* 4, S. 23.
- ELGEE, F. & ELGEE, H. W. 1933: The Archaeology of Yorkshire. — London. XVI + 272 S.
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J. 1950: Text-book of modern pollen analysis. — Copenhagen. 168 S.
- FAGG, C. C. 1923: The recession of the Chalk escarpment. — *Proc. Croydon Nat. Hist. Soc.* 9, S. 93 bis 112.
- FARRINGTON, A. & MITCHELL, G. F. 1951: The end-moraine north of Flamborough Head. — *Proc. Geol. Ass.* 62, 2, S. 100—106.
- FLINT, R. F. 1947: Glacial geology and the Pleistocene epoch. — New York. XVIII + 589 S.
- GODWIN, H. 1940: Pollen analysis and forest history of England and Wales. — *New Phytol.* 39, 4, S. 370—400.
— 1945: Coastal peat-beds of the North Sea region, as indices of land- and sea-level changes. — *New Phytol.* 44, 1, S. 29—69.
- GRIPP, K. 1924: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland. — *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg* 36, S. 159—245.
— 1937: Die Entstehung der Nordsee. — In: *Werdendes Land am Meer*. Berlin. S. 1—41.
- GUILCHER, A. 1951: La formation de la Mer du Nord, du Pas de Calais et des plaines maritimes environnantes. — *Rev. Géogr. Lyon* 26, 3, S. 311—329.
- HEUBERGER, H. 1954: Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernau-Stadium in den nördlichen Stubai-Alpen (Tirol). — *Ztschr. Gletscherkde. Glazialgeol.* 3, 1, S. 91—98.
- ILLIES, H. 1952: Die eiszeitliche Fluß- und Formen-geschichte des Unterelbe-Gebietes. — *Geol. Jahrb.* 66, S. 525—558.
- KENDALL, P. F. 1902: A system of glacier-lakes in the Cleveland Hills. — *Quart. Journ. Geol. Soc.* 58, S. 471—571.
— & WROOT, H. E. 1924: Geology of Yorkshire. An illustration of the evolution of Northern England. — Vienna. XXII + 995 S.
- KING, W. B. R. 1954: The geological history of the English Channel. — *Quart. Journ. Geol. Soc.* London 110, 1, S. 77—101.
- LAMPLUGH, G. W. 1898: Some open questions in East Yorkshire geology. — *Trans. Hull Geol. Soc.* 4, S. 24—36.
— 1925: Inland sections in Holderness. — *Trans. Hull Geol. Soc.* 6, 5, S. 282—285.
- LEWIS, R. G. 1935: The orography of the North Sea bed. — *Geogr. Journ.* 86, 4, S. 334—342.
- LINTON, D. L. 1951: Problems of Scottish scenery. — *Scott. Geogr. Mag.* 67, 2, S. 65—85.
- LOBECK, A. K. 1939: Geomorphology. An introduction to the study of landscapes. — New York. XII + 731 S.
- LÜDERS, K. 1950: Die Sedimente der Nordsee. — *N. Arch. Niedersachsen* 16, S. 213—226.
- MADSEN, V. 1928: Übersicht über die Geologie von Dänemark. — *Danm. Geol. Unders.* 5, 4, 225 S.
- MELMORE, S. 1935: The glacial geology of Holderness and the Vale of York. — *Arbroath*. VIII + 96 S.
- MILTHERS, V. 1948: Det danske Istidslandskabs Ter-rænformer og deres Opstaaen. — *Danm. Geol. Unders.* 3, 28, 234 S.
- MOVIUS, H. L. 1942: The Irish Stone Age. Its chrono-logy, development and relationships. — *Cambridge*. XXIV + 339 S.
- NEWTON, C. B. 1925: New section across the buried cliff, Holderness. — *Trans. Hull Geol. Soc.* 6, 5, S. 290—292.
- PALMER, L. S. 1939: Holderness in the making. — In: *The History of the East Riding of Yorkshire*. Hull. S. 5—11.
- PENCK, A. 1936: Europa zur letzten Eiszeit. — In: *Ldkdl. Forsch., Festschr. N. KREBS*. Stuttgart. S. 222—237.
- PHILLIPS, J. 1875: Illustrations of the geology of Yorkshire; or, a description of the strata and organic remains. Part I: The Yorkshire Coast. — London. 3.ed., XII + 354 S.
- PRATJE, O. 1950: Die Bodenbedeckung des Englischen Kanals und die maximalen Gezeitenstrom-geschwindigkeiten. — *Dtsch. Hydrogr. Ztschr.* 3, 3/4, S. 201—205.
— 1951: Die Deutung der Steingründe in der Nord-see als Endmoränen. — *Dtsch. Hydrogr. Ztschr.* 4, 3, S. 106—114.
- REID, C. 1885: The geology of Holderness, and the adjoining parts of Yorkshire and Lincolnshire. — *Mems. Geol. Surv. London*. 177 S.
- ROBINSON, A. H. W. 1952: The floor of the British Seas. — *Scott. Geogr. Mag.* 68, 2, S. 64—79.
- SHEPPARD, T. 1912: The lost towns of the Yorkshire coast and other chapters bearing upon the geo-graphy of the district. — London. XVIII + 329 S.
- SMITH, A. H. 1937: The place-names of the East Riding of Yorkshire and York. — *Engl. Place-Name Soc.* 14. Cambridge, LX + 351 S.
- SÖLCH, J. 1951: Die Landschaften der Britischen Inseln. I. Bd.: England und Wales. — Wien. XII + 850 S.

- SOLOMON, J. D. 1932: The glacial succession on the North Norfolk coast. — *Proc. Geol. Ass.* **43**, S. 241—271.
- SPARKS, B. W. 1953: Effects of weather on the determination of heights by aneroid barometer in Great Britain. — *Geogr. Journ.* **119**, 1, S. 73—80.
- STAMP, L. D. 1936: The geographical evolution of the North Sea Basin. — *Journ. Cons. Perm. Intern. Explor. Mer* **11**, 2. Copenhagen. S. 135—163.
- 1949: Britain's structure and scenery. — London. 3.ed. XVI + 255 S.
- STATHER, J. W. 1906: Quartzite pebbles on the Yorkshire Wolds. — *Trans. Hull Geol. Soc.* **6**, 1, S. 38—40.
- SWINNERTON, H. H., & KENT, P. E. 1949: The geology of Lincolnshire. — *Lincs. Nat. Hist. Broch.* **1**, 126 S.
- TAVERNIER, R. 1946: L'évolution du Bas Escaut au Pléistocène supérieur. — *Bull. Soc. Belge Géol.* **55**, 1, S. 106—125.
- TESCH, P. 1939: De onderscheiding van de plistoceene vormingen in Oostelijk Engeland. — *Geol. en Mijnb., N. S.* **1**, 7, S. 176—179.
- TIETZE, O. 1916: Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. — *Geol. Rdsch.* **7**, 3/4, S. 110—122.
- TROLL, K. 1926: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Ihre Oberflächen-gestalt, ihre Vegetation und ihr Landschaftscharakter. — *Forsch. Dtsch. Lds.- u. Volksk.* **24**, 4, S. 161—256.
- USSING, N. V. 1910: Dänemark. — *Hdb. Reg. Geol.* **1**, 2. Heidelberg. 38 S.
- VALENTIN, H. 1951/52: Der Nordseeraum an der Wende Tertiär/Quartär. — *Die Erde* **3**, 3—4, S. 285—303.
- 1952: Die Küsten der Erde. Beiträge zur Allgemeinen und Regionalen Küstenmorphologie. — *Pet. Mitt., Erg.-H.* **246**, VIII + 118 S. (2. Aufl. 1954).
- 1953 a: Present vertical movements of the British Isles. — *Geogr. Journ.* **119**, 3, S. 299—305.
- 1953 b: Young morainic topography in Holderness. — *Nature, London*, **172**, 4385, S. 919—920.
- 1954 a: Gegenwärtige Niveauveränderungen im Nordseeraum. — *Pet. Mitt.* **98**, 2, S. 103—108.
- 1954 b: Der Landverlust in Holderness, Ostengland, von 1852 bis 1952. — *Die Erde* **6**, 3—4, S. 296—315.
- 1955: Gegenwärtige Vertikalbewegungen der Britischen Inseln und des Meeresspiegels. — *Verh. 29. Dtsch. Geographentags Essen 1953*, S. 148—153.
- 1957: Die Grenze der letzten Vereisung im Nordseeraum. — *Verh. 30. Dtsch. Geographentags Hamburg 1955*, S. 359—366.
- WILLS, L. J. 1951: A palaeogeographical atlas of the British Isles and adjacent parts of Europe. — London. 64 S.
- WILSON, V. 1948: East Yorkshire and Lincolnshire. — *Brit. Reg. Geology, London*. IV + 94 S.
- WOLDSTEDT, P. 1926: Probleme der Seenbildung in Norddeutschland. — *Ztschr. Ges. Erdk. Berlin*, **2**, S. 103—124.
- 1950 a: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. — *Geogr. Hdb. Stuttgart*. XII + 464 S.
- 1950 b: Das Vereisungsgebiet der Britischen Inseln und seine Beziehungen zum festländischen Pleistozän. — *Geol. Jahrb.* **65**, S. 621—640.
- 1952: Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* **2**, S. 146—153.
- 1954: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. I. Bd.: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. — *Stuttgart*. 2. Aufl. VIII + 374 S.
- WRIGHT, W. B. 1937: The Quaternary Ice Age. — London. 2.ed. XXVI + 478 S.
- ZEUNER, F. E. 1937: A comparison of the Pleistocene of East Anglia with that of Germany. — *Proc. Prehist. Soc. N. S.* **3**, 1, S. 136—157.
- 1950: Dating the past. An introduction to geochronology. — London. 2.ed. XVIII + 474 S.

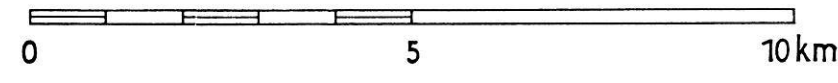


OBERFLÄCHE DER KREIDE UNTER HOLDERNESS

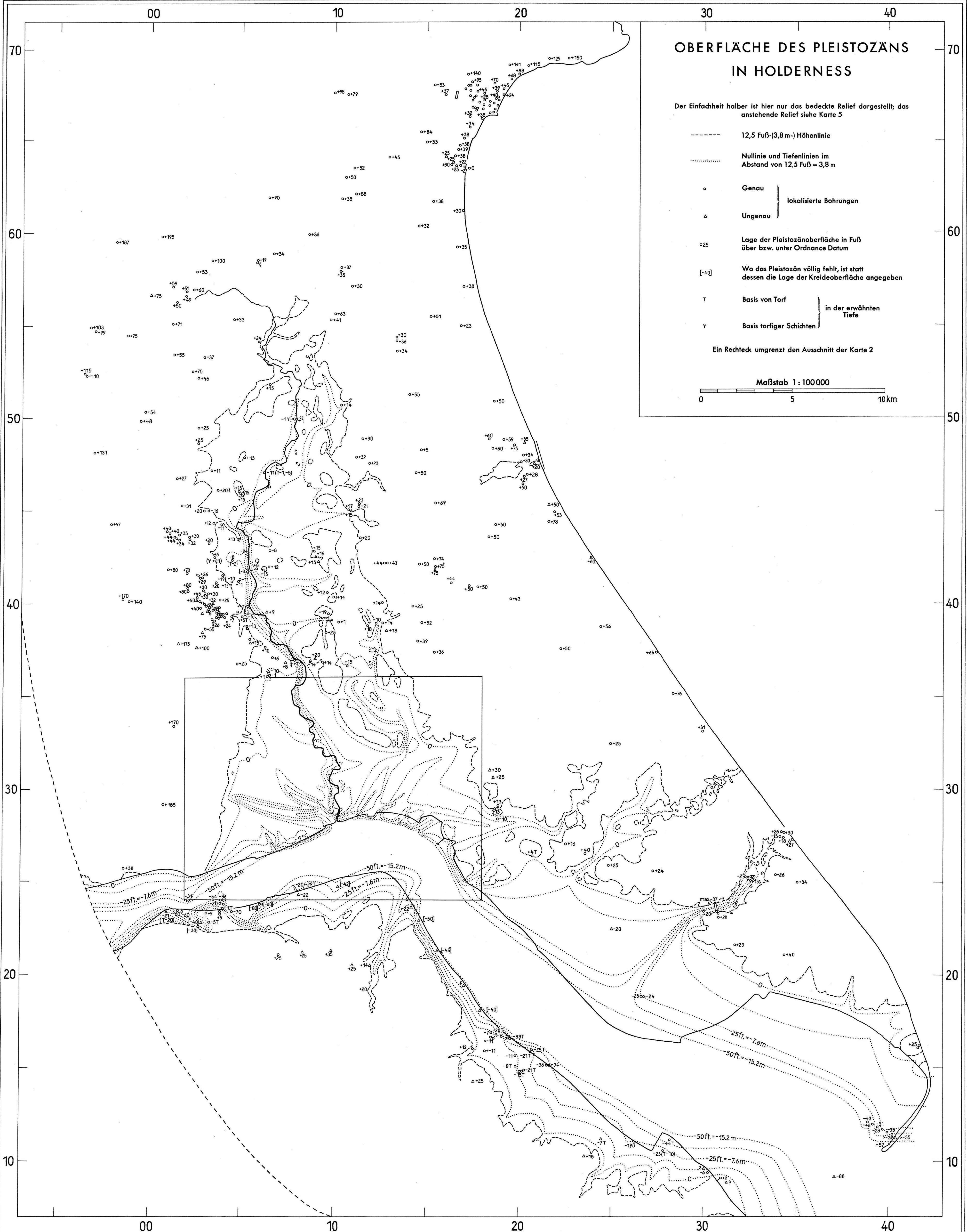
- Steiles Kliff
- Sanfterer Abfall
- Nulllinie und Tiefenlinien im Abstand von 12,5 Fuß = 3,8 m; unterhalb 100 Fuß = 30,5 m im Abstand von 25 Fuß = 7,6 m
- Genau
- Ungenau
- Lage der Kreideoberfläche in Fuß über bzw. unter Ordnance Datum
- Am westlichsten Humber, wo die Kreide fehlt, ist statt dessen die Lage der Oberfläche des Kimmeridge Clay (Jura) angegeben

Ein Rechteck umgrenzt den Ausschnitt der Karte 1

Maßstab 1 : 100 000



Da von den zahlreichen Bohrungen in Nordost-Lincolnshire nur wenige zur Verfügung stehen, wird hier von der Zeichnung von Tiefenlinien abgesehen.

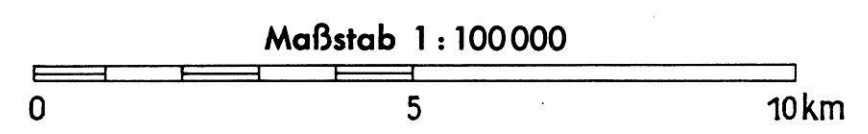


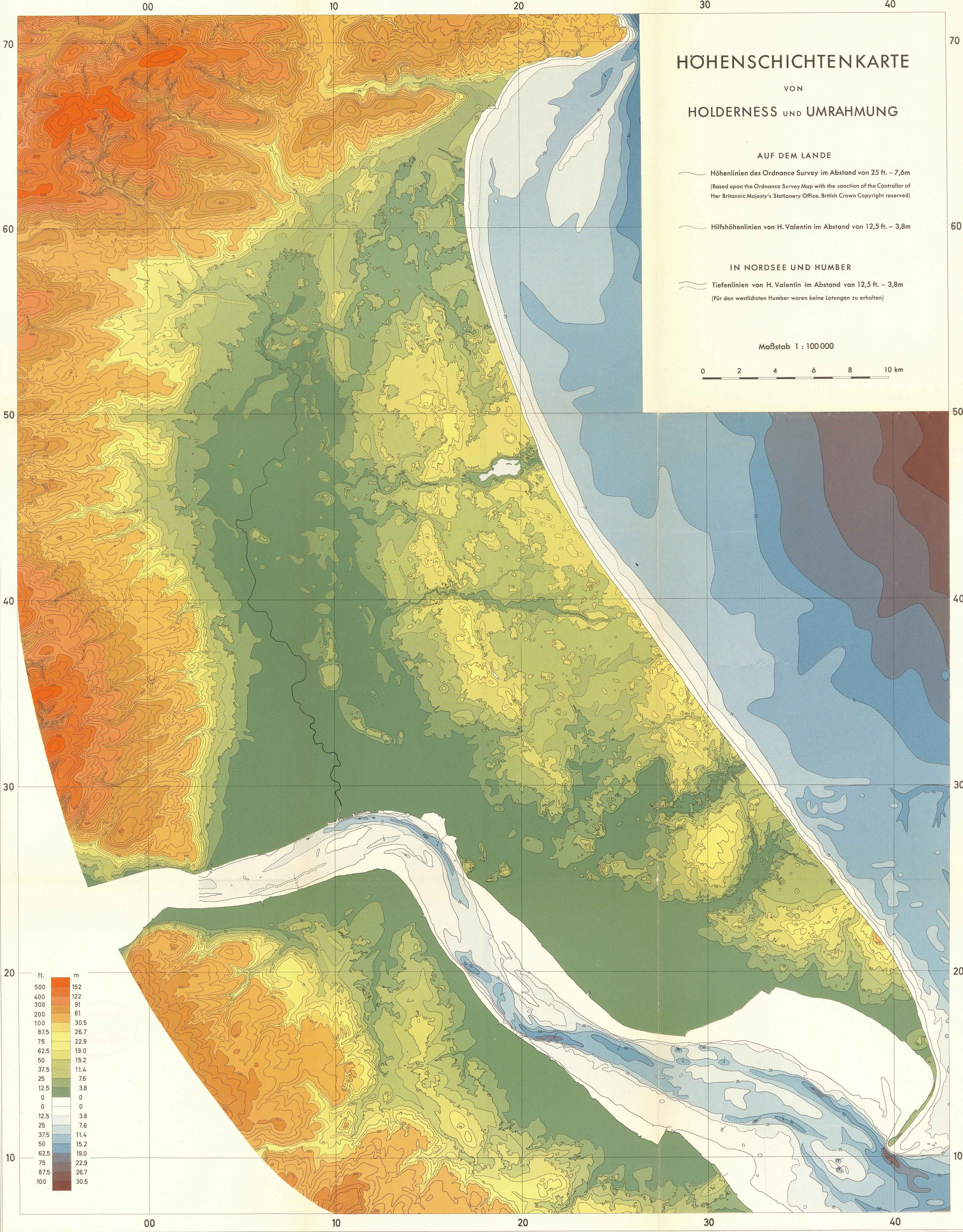
OBERFLÄCHE DES PLEISTOZÄNS IN HOLDERNESS

Der Einfachheit halber ist hier nur das bedeckte Relief dargestellt; das anstehende Relief siehe Karte 5

- 12,5 Fuß-(3,8 m-) Höhenlinie
- Nulllinie und Tiefenlinien im Abstand von 12,5 Fuß = 3,8 m
- o Genau } lokalisierte Bohrungen
- Δ Ungenau }
- +25 Lage der Pleistozänoberfläche in Fuß über bzw. unter Ordnance Datum
- [-40] Wo das Pleistozän völlig fehlt, ist statt dessen die Lage der Kreideoberfläche angegeben
- T Basis von Torf } in der erwähnten Tiefe
- Y Basis torfiger Schichten }

Ein Rechteck umgrenzt den Ausschnitt der Karte 2





HÖHENSCHICHTENKARTE

VON

HOLDERNESS UND UMRAHMUNG

AUF DEM LANDE

— Höhenlinien des Ordnance Survey im Abstand von 25 ft. = 7,6m
 (Based upon the Ordnance Survey Map with the sanction of the Controller of Her Britannic Majesty's Stationery Office. British Crown Copyright reserved)

--- Hilfhöhenlinien von H. Valentin im Abstand von 12,5 ft. = 3,8m

IN NORDSEE UND HUMBER

— Tiefenlinien von H. Valentin im Abstand von 12,5 ft. = 3,8m
 (Für den westlichsten Humber waren keine Lotungen zu erhalten)

Maßstab 1 : 100 000



ft.	m
500	152
400	122
300	91
200	61
100	30.5
87.5	26.7
75	22.9
62.5	19.0
50	15.2
37.5	11.4
25	7.6
12.5	3.8
0	0
0	0
12.5	3.8
25	7.6
37.5	11.4
50	15.2
62.5	19.0
75	22.9
87.5	26.7
100	30.5