

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur und Wilhelm Wöhlke
Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 52

Michael Walther

**Untersuchungsergebnisse zur
jungpleistozänen Landschafts-
entwicklung Schwansens
(Schleswig-Holstein)**

143 Seiten, 60 Abbildungen, 4 Tabellen, 9 Fotos

1990

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-052-1

Michael Walther

Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein)

Berliner Geogr. Abh., Heft 52: 1 - 143, Berlin 1990

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur und Wilhelm Wöhlke
Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 52

Michael Walther

**Untersuchungsergebnisse zur
jungpleistozänen Landschafts-
entwicklung Schwansens
(Schleswig-Holstein)**

143 Seiten, 60 Abbildungen, 4 Tabellen, 9 Fotos

1990

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-052-1

Vorwort

Die Geländearbeiten und die Einführung in die Problemstellung wurden von Herrn Prof. Dr. K. Kaiser ab 1980 auf zahlreichen Exkursionen nach Schleswig-Holstein angeregt und in den nachfolgenden Jahren vertieft. Dabei stand der Leitgedanke im Vordergrund, daß an einem eng begrenzten Beispiel datierbares Material einer weichseleiszeitlichen Altersstellung in von Moränen abgeschnürten bzw. umgrenzten und abgedämmten Beckenbereichen gewonnen werden könnte und damit ein Beitrag zur Klärung des Eisabbaus während der Weichseleiszeit geleistet werden könnte. Meine vegetationsgeschichtlichen Arbeiten konnte ich anlässlich dieser Problemstellung fortsetzen, jedoch erwiesen sich alle bisher untersuchten Lokalitäten hinsichtlich der Fragestellung nach einer altersmäßigen Abfolge vom älteren, westlichen Teil zum jüngeren, östlichen Teil des Untersuchungsraumes als bislang noch ungeeignet. Jedoch erbrachte die Kombination morpho-, litho-, chrono- und biostratigraphischen Arbeitens doch differenzierte Ergebnisse zum hochglazialen Formungsgeschehen an der westlichen Grenze des nordischen Inlandeises. Die bei diesen Arbeiten erzielten vegetationsgeschichtlichen Resultate aus dem Spät- und Postglazial werden in dieser vorgelegten Arbeit nur hinsichtlich ihrer Hauptaussagen vorgestellt. An anderer Stelle soll genauer auf diese Ergebnisse eingegangen werden.

Herrn Prof. Dr. K. Kaiser, dem Initiator und Förderer dieser vorliegenden Arbeit, gebührt für seine anregenden kritischen Diskussionen und für die Freistellung von zeitraubenden anderen Arbeiten mein herzlichster Dank. Ohne ihn wäre in der knapp bemessenen Zeit der beschleunigte Fortgang der Arbeit nicht möglich gewesen.

Den Mitarbeitern und Studenten des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität – insbesondere während des Abschlusses der Arbeiten in Schleswig-Holstein Herrn cand. rer. nat. Bernd Wünnemann – danke ich für die Mithilfe bei den Geländearbeiten und der Aufbereitung der Befunde.

Ohne die Hilfe und Genehmigungen verschiedener Institutionen und Ämter sowie vieler Privatpersonen in Schleswig-Holstein wären viele Ergebnisse nicht oder nur sehr zögerlich erzielt worden. Daher gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. F. Grube, Herrn Dr. B. Menke (beide Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein), Herrn Prof. Dr. K. Schietzel (Landesmuseum Schleswig-Holstein in Schloß Gottorf), Herrn Prof. Dr. W. Reichstein (Landesamt für Vor- und Frühgeschichte in Schloß Gottorf), Herrn Dr. W. Riedel (Landesnaturschutzbeauftragter und Direktor der Zentralstelle für Landeskunde des Heimatbundes Schleswig-Holstein in Eckernförde) und den Amtsleitern der zuständigen Naturschutzbehörden der Landkreise Schleswig-Flensburg und Rendsburg-Eckernförde sowie dem Standortkommandierenden des Pionierbataillons der Bundeswehr in der Kaserne "Auf der Freiheit" in Schleswig und den Verantwortlichen der Kampftaucherabteilung der Bundesmarine in Kiel.

Die durch diese Arbeit veranlaßten Entbehrungen und Einschränkungen im privaten Bereich hat meine Frau mit Verständnis, Geduld und unterstützender Förderung mitgetragen, wofür ihr ganz besonderer Dank gilt.

Berlin, im Januar 1990

Michael Walther

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	10
2. Zum Forschungsstand	11
2.1 Nördliche DDR	11
2.2 Schleswig-Holstein	13
2.3 Dänemark	16
2.4 Südschweden	21
3. Arbeitsmethoden	22
3.1 Feldarbeiten	22
3.2 Laborarbeiten	23
3.3 Auswertungen	23
4. Das Arbeitsgebiet	24
4.1 Teilarbeitsgebiet Owschlag	25
4.2 Teilarbeitsgebiet Schleswig-West	25
4.3 Teilarbeitsgebiet Hüttener Berge und Große Hüttener Au	27
4.4 Teilarbeitsgebiet Weseby - Kosel	27
4.5 Teilarbeitsgebiet Bültsee - Windebyer Noor	29
4.6 Teilarbeitsgebiet Söbyer See - Ludwigsburg	29
4.7 Teilarbeitsgebiet Schwansener See - Arnis	29
4.8 Teilarbeitsgebiet Aas-See - Langholzer See	30
4.9 Teilarbeitsgebiet Goos-See und Kronsbek-Gebiet	30
5. Bem-Vorkommen	31
5.1 Margarethenwall	31
5.2 Loopstedt	33
5.3 Brekendorf	35
5.4 Bohrungen im Rahmen der Geol. Landesaufnahme der TK 25 Owschlag/Rendsburg	35
6. Das Hochglazial	36
6.1 Die maximale weichseleiszeitliche Randlage (WH 1 ₁₋₂)	36
6.1.1 Untersuchungsergebnisse im Teilarbeitsgebiet Owschlag	40
6.1.1.1 Owschlag See	40
6.1.1.2 Umgebung des Owschlag Sees und Moores	41
6.1.1.3 Exkurs zur spätglazialen und holozänen äolischen Formung des mittleren Sorgelaufs	43
6.1.2 Untersuchungsergebnisse im Teilarbeitsgebiet Schleswig-West	45
6.1.3 Ergebnisse zur Landschaftsentwicklung des Gebietes der maximalweichseleiszeitlichen Randlagen (WH 1 ₁₋₂) und der westlich angrenzenden Bereiche bis zur Treene-Linie	47
6.2 Die älteren Randlagen (WH 2) und die ältere Eisstauseephase	50
6.2.1 Owschlag und Umgebung (WH 2 ₁ und 2-Randlagen)	51
6.2.2 Gebiet zwischen Brekendorf, Selk und Güby (WH 2 ₁ -Randlage)	52
6.2.3 Schleswig-West (WH 2 ₂ -Randlage)	53
6.2.4 Die Hüttener Berge mit dem östlich angrenzenden Bereich der Großen Hüttener Au (WH 2 ₃ -Randlage) ...	58
6.2.5 Ergebnisse zur Landschaftsentwicklung der älteren Randlagen (WH 2 ₁₋₃) im Arbeitsgebiet und zur Bildung der Beckenabsätze der Innenschlei	63
6.3 Die mittleren und jüngeren Randlagen (WH 3 ₁₋₃ , WH 4 ₁) sowie die jüngere Eisstauseephase der Innenschlei	64
6.3.1 Der Wesebyer Sander und die Randlagen von Missunde mit einem Exkurs zum Bistensee (WH 3 ₁ -Randlagen)	64
6.3.2 Die Randlagen des Windebyer Noores WH 3 ₂₋₃ - und WH 4 ₁ -Randlagen	70
6.3.3 Ergebnisse zur Landschaftsentwicklung des Gebiets der mittleren und jüngeren Randlagen (WH 3 ₁₋₃ , WH 4 ₁) und jüngeren Innenchlei-Eisstauseephase	74
6.4 Die jüngeren Randlagen von Schwansen (WH 4 ₁₋₄)	77
6.4.1 Die Randlagen Innerschwansens und ihre Entwässerung (WH 4 ₁₋₂ -Randlagen)	77
6.4.2 Der Schwansener See und die Schönhagener Ostsee-Kliffzone (WH 4 ₃ -Randlage)	80
6.4.3 Der Küstenstreifen zwischen Aas-See und Langholzer See (WH 4 ₃)	91
6.4.4 Der Goos-See und die Mündung der Kronsbek bei Aschau (WH 4 ₃ -Randlagen)	95
6.4.5 Ergebnisse zur Landschaftsentwicklung des Gebiets der jüngeren Randlagen (WH 4)	100

7.	Ergebnisse	107
7.1	Zur Morphostratigraphie	107
7.2	Zur Lithostratigraphie unter besonderer Berücksichtigung der Sedimente	110
7.3	Zur Pedostratigraphie	116
7.4	Zur Chrono- und Biostratigraphie (Klimastratigraphie)	116
8.	Literaturverzeichnis	117
9.	Zusammenfassung	126
10.	Summary	126
11.	Anhang	127
11.1	Verzeichnis aller Bohrungen	127
11.2	Verzeichnis aller Grabungen	130
11.3	Verzeichnis aller Aufschlüsse	130
11.4	Ausgewählte Radiokarbondatierungen in Mittel- und Nordeuropa	131
11.5	Fototafeln	140

Verzeichnis aller Abbildungen, Tabellen und Fotos

Abbildungen

Abb. 1: Karte der weichseleiszeitlichen Eisrandlagen der Nordischen Vereisung in Mitteleuropa nach LIEDTKE (1981) mit der Lage des Arbeitsgebietes.	12
Abb. 2: Kartenvergleich der Randlagen des weichseleiszeitlichen Inlandeises nach EGGERS (1934), GRIPP (1954) und DÜCKER (1958).	14
Abb. 3: Die Hauptweichsel-Vergletscherung in Dänemark aus M. HOUMARK-NIELSEN (1987).	17
Abb. 4: Die weichselzeitliche "Young Baltic"-Vergletscherung in Dänemark nach M. HOUMARK-NIELSEN (1987).	17
Abb. 5: Stratigraphisches Schema der Weichseleiszeit in Dänemark nach M. HOUMARK-NIELSEN (1987).	19
Abb. 6: Die Lage des Arbeitsgebietes.	25
Abb. 7: Karte der im Text genannten Bohrungen, Aufschlüsse und Grabungen. -- Westblatt --	26
Abb. 8: Karte der in Text genannten Bohrungen, Aufschlüsse und Grabungen. -- Ostblatt --	28
Abb. 9: Kies- und Sandgrube Margarethenwall, südwestlich Friedrichsberg; Südwestteil der Westwand.	32
Abb. 10: Kies- und Sandgrube Margarethenwall, südwestlich Friedrichsberg; Profilausschnitt aus der Südwand.	32
Abb. 11: Karte eemzeitlicher/frühweichseleiszeitlicher und weichselspätglazialer Profile im nördlichen Schleswig-Holstein zwischen Flensburg und Neumünster.	34
Abb. 12: Bohrprofil Owschlager See 2 (OWS 2).	38
Abb. 13: Bohrprofil Owschlager See 1 (OWS 1).	38
Abb. 14: Bohrungen zwischen Owschlager See und der Sorgeniederung bei Krummenort.	42
Abb. 15: Bohrprofil Nr. 176, Sorgeschleife (SOR-5), ca. 1,5 km nordnordöstlich Krummenort.	42
Abb. 16: Querprofil durch die Sorgeniederung ca. 1,5 km westlich von Stenten.	43
Abb. 17: Lage des des Loher Bodens und Allerødbodens im W-E-Schnitt durch des Südteil des Rendsburger Staatsforstes.	44
Abb. 18: Karte der Eisrandlagen und -entwässerung in der Umgebung von Owschlag.	46
Abb. 19: Karte der Geestgebiete zwischen Treene und dem weichseleiszeitlichen Maximalrand des Inlandeises.	49
Abb. 20: Sandschurf an der Straße Alt-Duvenstedt - Ahlefeld, ca. 800 m nordöstlich der Straßenerunterführung der Bundesautobahn bzw. 200 m südöstlich der Weggabelung nach Tegelkate/Holzbung am südöstlichen Talhang eines ehemaligen, höher liegenden Bistensee-Abflusses.	51
Abb. 21: Bohrprofile der Bohrungen Busdorf (BUS-1 = Nr. 87 in Abb. 7); Borgwedel (BOW-3 = Nr. 202 in Abb. 7) und Appeljord (APP-1 = Nr. 146 in Abb. 7).	54
Abb. 22: Bohrprofil der Bohrung Fahrdorf (Nr. 88 in Abb. 7).	55
Abb. 23: Bohrprofil der Bohrung Thyraburg (THY-1; Nr.130 in Abb. 7).	56
Abb. 24: Nordostwand der ehemaligen Ziegeleitongrube Pulvermühle bei Friedrichsberg (Nr. 222 in Abb. 7).	56
Abb. 25: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Teilarbeitsgebiet Schleswig-West.	57
Abb. 26: Bohrprofil der Bohrung Ascheffeler Moor (ASM-1; Nr. 149 in Abb. 7); Bohrprofil der Bohrung Langstückener Moor (LAM-1/3; Nr. 150-152 in Abb. 7).	58
Abb. 27: Querprofil durch die Gr. Hüttener Au (Nr. 131-143 in Abb. 8).	59
Abb. 28: Bohrprofil der Bohrung Hüttener Au 23 (HAU-23; Nr. 144 in Abb. 8).	60
Abb. 29: Bohrprofil der Bohrung Hüttener Au 4.1 (HAU-4.1).	61
Abb. 30: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Teilarbeitsgebiet Große Hüttener Au.	62
Abb. 31: Säulenprofil-Darstellungen des Kliffprofils an der Großen Breite (Innenschlei) bei Weseby (aus BENNER et al. 1990).	65
Abb. 32: Bohrungen im Bereich Missunde-Langsee-Kosel; Lage der Bohrungen s. Abb. 8.	66
Abb. 33: Bohrprofile der Bohrungen MISS-1 (Nr. 106 in Abb.8) und MISS-4 (Nr. 109 in Abb. 8).	67
Abb. 34: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Teilarbeitsgebiet Missunde und Kosel (Karte A) und im Teilarbeitsgebiet Bültsee und Windebyer Noor (Karte B).	68
Abb. 35: Bohrprofil der Bohrung Bistensee (BIS-2; Nr. 180 in Abb. 8).	69
Abb. 36: Bohrprofil der Bohrung Bültsee (BUL-1; Nr. 145 in Abb. 8).	71
Abb. 37: Kiesgrube südwestlich Gammelby (Nr. 234 in Abb. 8).	72
Abb. 38: Grabung und Bohrung am Kiesrücken westlich des Kl. Schnaaper Sees (Nr. 205 in Abb. 8).	72
Abb. 39: Bohrprofile der Bohrungen Söbyer See 1 und 2 (SÖS-1 und 2; Nr. 114 und 115 in Abb.8).	78

Abb. 40: Bohrprofile der Bohrungen Großes Moor 2 und 3 (GRM-2 und 3; Nr. 116 und 117 in Abb. 8).	79
Abb. 41: Bohrprofil der Bohrung Großes Moor 34 (GRM-34; Nr. 118 in Abb. 8).	80
Abb. 42: Bohrprofil der Bohrung Ludwigsburger Moor (LUB-1/2; Nr. 120 und 121 in Abb. 8).	81
Abb. 43: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Teilarbeitsgebiet Söby, Großes Moor und Ludwigsburger Moor.	82
Abb. 44: Gesamtprofil des Schönhagener Ostseekliffs (n. M. GROBMANN 1983; Nr. 23 in Abb. 8).	84
Abb. 45: Säulenprofilardarstellung ausgewählter Profile der Kliffwand von Schönhagen n. M. GROBMANN (1983); Zeichnung: K. KAISER.	85
Abb. 46: Überkippte Falte im Profil 4 des Schönhagener Ostsee-Kliffs n. M. GROBMANN (1983); Zeichnung K. KAISER.	86
Abb. 47: Bohrprofil der Bohrung Schwansener See (Seemitte, SWS-1; Nr. 67 in Abb. 8).	89
Abb. 48: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Teilarbeitsgebiet Schwansener See-Arnis (Karte A) und im Teilarbeitsgebiet Langholzer See und Aas-See (Karte B).	90
Abb. 49: Bohrprofil der Bohrung Aas-See (AAS-2; entspricht Nr. 124 in Abb. 8).	92
Abb. 50: Bohrprofil der Bohrung Aas-See, Seemitte (AAS-5; Nr. 123 in Abb. 8).	93
Abb. 51: Bohrprofil der Bohrung Langholzer See (LAG-1; entspricht Nr. 211 in Abb. 8).	94
Abb. 52: Bohrprofil der Bohrung Goos-See (GOS-1; Nr. 153 in Abb. 8).	96
Abb. 53: Bohrprofil der Bohrung Haltestelle Altenhof (HAA-20; Nr. 161 in Abb. 8).	97
Abb. 54: Querprofil an der Haltestelle Altenhof.	98
Abb. 55: Bohrprofil der Bohrung Aschau (ASA-20; Nr. 162 in Abb. 8).	99
Abb. 56: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Arbeitsgebiet Goos-See - Kronsbek.	102
Abb. 57: Übersichtskarte der Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Arbeitsgebiet Schwansen und westlich angrenzender Vorlandbereiche; Westblatt und Ostblatt.	109
Abb. 58: Querprofile und Basisdatierungen der Bohrungen Arenholzer See, Owschlager See, Selker Noor, Bistensee I und III.	111
Abb. 59: Querprofile und Basisdatierungen der Bohrungen Langstückener Moor, Gr. Hüttener Au, Bültsee, Ludwigsburger Moor, Großes Moor (Schwansen) und Söbyer See.	112
Abb. 60: Querprofile und Basisdatierungen der Bohrungen Goos-See, Kronsbek, Aas-See, Langholzer See und Schwansener See.	113

Tabellen:

Tab. 1: Konnektierung der Weichsel-Vereisung in Ostholstein und Mecklenburg auf der Grundlage der Arbeiten von GRIPP (1964), BRONGER & BUCHHOFER (1969), W. SCHULZ (1967) und anderen (aus: WOLDSTEDT & DUPHORN 1974: 48).	16
Tab. 2: Mittelweichseleiszeitliche Gletschervorstöße in Dänemark (n. M. HOUMARK-NIELSEN 1983, 1987, M. HOUMARK-NIELSEN & E. LAGERLUND 1987, S.A. ANDERSEN 1966, S. SJÖRRING 1977, K.S.PETERSEN 1984, 1985 und H.-J. STEPHAN et al. 1983).	19
Tab. 3: Übersicht der Radiokarbondatierungen.	24
Tab. 4: Landschaftsprägende Prozesse in Schwansen und seinem westlich angrenzenden Vorland.	114

Fototafeln:

Tafel 1:	140
Foto 1: Umgelagerte, paläozoische (?) Korallenbruchstücke aus weichseleiszeitlichen Schmelzwassersanden.	140
Foto 2: Characeae aus basisnahen Seesanden.	140
Foto 3: Faunenvergesellschaftung mit Characeen und Gastropoden in basisnahen Seesanden.	140
Tafel 2:	141
Foto 4: Aufschluß der Kies-/Sandgrube Margarethenwall bei Friedrichsberg, Südwand; die Zahlen beziehen sich auf Abb. 10.	141
Foto 5: Aufschluß der Kies-/Sandgrube Margarethenwall bei Friedrichsberg; Südwand; Paläobodenkomplex auf der liegenden, wartheiszeitlichen Moräne; die Zahlen beziehen sich auf die Abb. 10.	141

Foto 6: Aufschluß der Kies-/Sandgrube Margarethenwall bei Friedrichsberg, oberer Teil der Südwestwand mit Allerød-Boden (auf der Höhe des Schildes) auf älterem, äolischem Sand und unter jungtundrenzeitlichen (?) Flugsanden.	141
Tafel 3:	142
Foto 7: Aufschluß der Kies-/Sandgrube Margarethenwall bei Friedrichsberg, Südwestteil der Westwand; Zahlen beziehen sich auf die Abb. 9.	142
Tafel 4:	143
Foto 8: Grabung und Aufschluß an der Düne Meierei Kruppenorter Heide 1: jüngere, subrezente Initialbodenbildungen mit zwischengeschalteten Flugsandbändern; 2: Loher Boden auf einem Dünensandkörper; 3: Dünenkörper; 4: Allerød-Boden auf Flugsand (?).	142
Foto 9: Bohrung Goos See; Ausschnitt des Bohrkerns zwischen 1000 und 1100 cm unter Seespiegel: rhythmisch geschichtete, hellgraue Ton-Siltbänder mit braungelber Feinlaminiierung in einer braunen bis braunschwarzen Feindetritusmudde.	143

1. Einleitung

"Auch die naturwissenschaftliche Forschung ist vom Geist der jeweiligen Zeit abhängig. Die Geologie oder Erdgeschichte, eine Tochter von Mineralogie und Petrographie, entstand in den Gebirgen und erschien während langer Zeit nur auf diese anwendbar. Daher galt in unserem Lande das Interesse der Geologen, von den Pionieren FORCHHAMMER und MEYN abgesehen, den Vorkommen älterer Schichten, wie Helgoland, Lägerdorf und Segeberg" (GRIPP 1964).

Mit diesen Worten leitet der Geologe Karl Gripp das Vorwort zu dem wohl umfassendsten Werk zur geologisch-paläontologischen Entwicklung Schleswig-Holsteins ein. Er weist nachfolgend darauf hin, daß eine Zeit des Umbruchs sich andeutet und bereits schon teilweise vollzogen hat. "Mikroskopische Größen" einerseits, "Statistik beziehungsweise Kurve" andererseits sind die Schlagworte der neuen Zeit, die auf eine analytischinterpretierende Geowissenschaft hinauslaufen. Heute wird mehr denn je die Erdoberfläche nicht allein von ihrer äußeren Gestalt (Morphographie) beschrieben, sondern die Analyse der Inhalte (Sedimente) und ihres Aufbaus sind das Entscheidende.

In der vorliegenden Arbeit soll versucht werden, am räumlichen Beispiel die Hinterlassenschaften der Weichseleiszeit mit ihrer Phase des Eisaufbaus und -zerfalls bis hin zum völligen Verschwinden der Eismassen im Arbeitsgebiet zu erläutern.

Eine ausführliche Darstellung des tieferen geologischen Untergrundes Schleswig-Holsteins würde bei weitem den Rahmen dieser Arbeit sprengen, jedoch sei lediglich darauf hingewiesen, daß über dem tieferen Untergrund, der nach oben hin abgerumpft und alpinotyp gestaltet ist und an keiner Stelle in Schleswig-Holstein an die Oberfläche tritt, das zweigeteilte Deckgebirge liegt, das seinerseits an der landschaftsprägenden Gestaltung Schleswig-Holsteins stark bis in die heutige Zeit hinein in Form von halotektonischen Vorgängen mitwirkt. In dieses germanotyp gestaltete tiefere Deckgebirge gehören

stratigraphisch die permischen Rotliegend- und Zechstein-Serien, in denen maßgeblich die Salze vorkommen, deren Dome, Hüte und Langhorste sich heute an der Oberfläche von Schleswig-Holstein z.T. recht markant abzeichnen.

Das jüngere Deckgebirge liegt diskordant über dem älteren und ist tektonisch – wenn man die Glazialtektonik einmal unberücksichtigt läßt – nicht mehr beansprucht worden.

Die in der vorliegenden Arbeit zur Diskussion stehenden geologischen Abschnitte gehören zu den jüngsten in Schleswig-Holstein anzutreffenden Sedimentserien – den quartären Deckschichten des pleistozänen Eiszeitalters. Hierbei sind es nun auch gerade die jüngeren pleistozänen Schichten, die im Arbeitsgebiet Gegenstand der vorgelegten Untersuchung sind. Sie gehören hinsichtlich einer landschaftlichen Gliederung Schleswig-Holsteins zur Niederen Geest und dem östlichen Hügelland und stellen damit flächenmäßig einen verhältnismäßig großen Teil in einem West-Ost-Profil durch Schleswig-Holstein dar, sind jedoch gemessen an der Gesamtvergletscherungsfläche des letzteiszeitlichen nordischen Inlandeises zwischen dem nördlich angrenzenden Dänemark – und damit der Westgrenze des Inlandeises – und dem südlich angrenzenden Bereich Mecklenburgs, Pommerns und Brandenburgs als Bindeglied von großer Bedeutung.

Die Notwendigkeit, sich mit einer Gliederung der weichselkaltzeitlichen Eisrandlagen in diesem ehemals vergletscherten Raum erneut zu beschäftigen, liegt in den immer weiter fortschreitenden Methoden und Methodenkombinationen und in den durch sie erlangten neuen Erkenntnissen der Nachbargebiete. Außer der Geologischen Landesaufnahme – für meinen Arbeitsbereich jedoch nur in Form von 2 Kartenblättern (TK 25: 1623 und 1624) – liegen im Arbeitsgebiet seit GRIPP (1964) keine wesentlichen neueren Erkenntnisse vor.

2. Zum Forschungsstand

Die Lage der Rückzugs- und Vorstoßphasen des weichseleiszeitlichen Inlandeises – hier besonders der Süd-, Südwest- und Westrand des skandinavischen Inlandeises – sollte im nördlichen Landesteil der DDR, im südlichen Landesteil Schleswig-Holsteins, in Dänemark und in Südschweden betrachtet werden, da in diesen Gebieten im Hochweichselglazial sowie im Laufe der Deglaziation dieser Gebiete eine zusammenhängende bzw. verfallende Eisfront gelegen haben muß.

Dabei stehen folgende Fragen im Vordergrund:

(1) Hat es schon einen frühweichseleiszeitlichen Gletschervorstoß bis über das Ostseebecken hinaus gegeben, also eine Eisbedeckung in Dänemark, Schleswig-Holstein, Mecklenburg und Pommern sowie in den östlich angrenzenden Gebieten?

(2) Wie ist räumlich und zeitlich der Verlauf der Maximalrandlage des weichseleiszeitlichen hochglazialen Inlandeises zu beurteilen?

(3) In welchen Schritten (Phasen, Staffeln, Rückzugslagen) hat sich im räumlichen und zeitlichen Zusammenhang der Eisrückzug von der maximalen hochglazialen Eisausdehnung bis hin zum "Verlassen" schleswig-holsteinischen Festlandes vollzogen?

Vor allem die Arbeiten aus dem mecklenburgischen und pommerschen Raum haben hinsichtlich der Gliederung der Weichseleiszeit stratigraphische Leitfunktionen übernommen. Über Jahrzehnte orientierte sich die Gliederung in Schleswig-Holstein an diesen stratigraphischen Einordnungen bzw. wurde mit ihnen verglichen.

Es erscheint als eine zwingende Notwendigkeit, daß die Randlagen weichseleiszeitlichen Eises von Schleswig-Holstein aus nach Norden in Dänemark ihre Fortsetzung finden müssen. Dabei kommt Jütland eine wichtige Stellung zu, allerdings muß auch der Raum der dänischen Inseln Alsen, Fünen, Langeland, Lolland, Samsö, Mön, Anholt und Seeland betrachtet werden, da gerade hier wichtige Untersuchungen zur Deglaziation angestellt wurden.

Süd-Schweden spielt für den weichselhochglazialen Eisabbau insofern eine wichtige Rolle, als dieses Gebiet schon recht früh eisfrei wurde, wie noch näher zu erläuternde Daten belegen. Der hier dargestellte Stand der Forschung ist mit Ausnahme Schleswig-Holsteins eher als ein derzeit aktueller allgemeiner

Forschungsstand denn eine Erforschungsgeschichte dieses Raumes zu verstehen, weshalb ältere Arbeiten nicht in ihrem Wert gemindert werden sollen. Es fanden daher überwiegend besonders neuere Arbeiten Beachtung.

2.1 Nördliche DDR

In Mecklenburg, Pommern und Brandenburg wurden am Ende des vergangenen Jahrhunderts und zu Beginn unseres Jahrhunderts die Grundsteine nicht nur der norddeutschen Weichselstratigraphie, sondern der Eiszeitforschung überhaupt gelegt (vgl. die Zusammenfassungen von 100 jährigen Jubiläum der Eiszeitforschung von GRIPP 1975 und KAISER 1975). Die bis heute üblichen Bezeichnungen für die drei großen Gletschervorstoßphasen – Brandenburger, Posener (ab 1928 dann: Frankfurter) und Pommersches Stadium – gehen auf WOLDSTEDT (1925) zurück. 1927 führte dann KEILHACK die Begriffe Elster, Saale- und Weichsel-Vereisung ein. Bereits schon 1879 wurden von BERENDT der Begriff "Urstromtal" und die einzelnen Benennungen dieser in Dresden-Magdeburg-Bremer, Glogau-Baruther, Warschau-Berliner und Thorn-Eberswalder Urstromtal eingeführt. 1899 nannte KEILHACK das Dresden-Magdeburg-Bremer Urstromtal in Breslau-Magdeburg-Bremer Urstromtal um und erweiterte diese Reihe um das Pommersche Urstromtal. An dieser stratigraphischen und räumlichen Einteilung und Verknüpfung zwischen Eisrandlagen und Urstromtälern änderte sich Grundsätzliches bis in die 50er Jahre hinein nicht. Die Eisrandentwässerungen – hier besonders der Frankfurter und Pommerschen Randlage – wurden dann von LIEDTKE (1956/57, 1961) genauer untersucht.

Im Laufe des weiteren Rückzugs bzw. Zerfalls des Eises der Pommerschen Randlage wurde dann zunächst die Angermünder und später die Gerswalder Staffel geschaffen. Für den Raum Mecklenburg und Pommern waren dann die Staffeln von Rosenthal (RICHTER 1937, WOLDSTEDT 1955, SCHULZ 1965, 1975), Franzburg (n. KLIEWE & JANKE 1972) sowie Velgast und die Nordrügen-Staffel weitere Rückzugslagen des Inlandeises von der Pommerschen Randlage (WOLDSTEDT & DUPHORN 1974).

Nach MARCINEK & NITZ (1973) sind im Hinterland des Brandenburger Stadiums mehrere Rückzugsstaffeln bis hin zur Frankfurter Staffel verzeichnet. Namentlich hervorgehoben werden die Saarmund-Reicherskreuzer, Babelsberger, Storkower und Erkner Staffel als Rückzugsrandlagen des Brandenburger Stadiums.

holsteinisches Gebiet hinein – es in der Höhe von Wittstock südlich des Plauer Sees zu einem Überlagern der Frankfurter Randlage über die der Brandenburger Randlage kommt. Wie später zu zeigen sein wird, könnte diese weit nach Westen vorgeschobene Lage der Frankfurter Phase ebenso für Schleswig-Holstein gelten (s.u.). WOLDSTEDT & DUPHORN (1974: 49) führen dann weiter aus:

"Es zeigt sich also, daß die Bildungen des Brandenburger Stadiums in Mecklenburg, Schleswig-Holstein und zum Teil auch in Polen in breiter Front vom Eise des Frankfurter Stadiums überfahren wurden. Auch morphologisch treten die Endmoränen des Frankfurter Stadiums viel stärker in Erscheinung als die des Brandenburger Stadiums. Reliefreiche Endmoränen, darunter verbreitet Stauchendmoränen, große Sander, Zungenbecken und Tunneltäler lassen die glaziale Serie des Frankfurter Stadiums in Mecklenburg nach SCHULZ (1967) vollständiger erscheinen als die des Brandenburger Stadiums" (WOLDSTEDT & DUPHORN 1974: 49 f.).

2.2 Schleswig-Holstein

In Schleswig-Holstein begann 1847 mit FORCHHAMMER und seiner Arbeit über "Die Bodenbildung der Herzogtümer Schleswig-Holstein und Lauenburg" die geologische Forschung in einem Anwendungsbezug auf die quartären Lockersedimente. Ihm folgte MEYN (1820 - 1878) mit einer ersten geologischen Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung.

Auch für Schleswig-Holstein war das Jahr 1875, in dem TORELL in Berlin der Inlandeistheorie zum vollständigen Durchbruch verhalf, ein entscheidendes Jahr hinsichtlich der Ansprache der Sedimente. HELLAND erkannte 1879 die schon zuvor von BERENDT (1866) und LOSSEN (1875) zweigeteilten Ablagerungen als Hinterlassenschaften von zwei aufeinander folgenden Eiszeiten.

PENCK (1879, 1884) scheidet zunächst drei Eiszeiten für das "norddeutsche Diluvium" aus und spricht 1884 als erster von "äußeren Moränen, die stärker abgetragen und zum Teil von Löß bedeckt sind, und von inneren, seenreichen Moränen" (zit. n. GRIPP 1924: 167)

HAAS (1888), ZEISE (1889) und GOTTSCHKE (1897) beschäftigten sich mit z.T. recht genauen Vorstellungen über die Verbreitung und Begrenzung quartärer Ablagerungen in Schleswig-Holstein. Ab 1900 begann die systematische geologische Kartierung, die mit den Namen GAGEL (1902, 1903, 1911) und STRUCK (1909) verbunden war.

Mit seiner Dissertation zur Morphologie Nordschleswigs begann dann WOLDSTEDT (1913) eine im Grunde bis in die heutige Zeit andauernde Forschungsära, die sich inhaltlich mit

Teilgebieten Schleswig-Holsteins beschäftigten oder später dann in Zuge einer zweiten Ausrichtung parallel dazu methodisch neue Ansätze lieferten. Zusammenfassende Darstellungen wurden aber trotzdem immer wieder vorgelegt. In diesem Sinn wurden dann die Förden der schleswig-holsteinischen Ostseeküste von WAHNSCHAFFE (1912) als glazialerosive Formen gedeutet. Vorher hatten jedoch schon ACKERMANN (1883), GEINTZ (1886, 1906), HAAS (1888), WOLFF (1909) und STRUCK (1909) die Fördenentstehung und -entwicklung z.T. recht unterschiedlich wirkenden Kräften zugeschrieben.

Hinsichtlich der quartärmorphologischen Erforschung im Gesamtüberblick Schleswig-Holsteins und der angrenzenden Räume war GRIPP (1924) derjenige, der sich wieder mit weiten Landesteilen in einer zunächst morphographisch arbeitenden Weise (Höhenschichtenkarten) mit der Oberflächenmorphologie Schleswig-Holsteins beschäftigte. Weit über die Landesgrenzen hinaus bis in den niedersächsischen, mecklenburgischen, pommerschen und brandenburgischen Raum hinein reichten seine Untersuchungen zur Unterscheidung von vier Oberflächentypen, die sich als Erosions- und Akkumulationsformen in die Erosionslandschaft als "A" (i.S. PENCK's: Altmoränen) und in die Akkumulationslandschaft als "J" (i. S. PENCK's: Jungmoränen) einordnen ließen. So war das Resultat seiner Arbeit eine recht genaue Karte der Eisrandlagen Norddeutschlands, wobei er eine morphologische Grenze sowie wichtige Endmoränen innerhalb und außerhalb derselben zog.

SIMON (1937, 1938) vertrat aufgrund des Geschiebeinhalts folgende Zuordnung:

Brandenburger Stadium	A 0
Älteres Frankfurter St.	A 1 - A 6
Jüngeres Frankfurter St.	A 7 - M 3
Pommersches Stadium	I-Randlagen

Kurz zuvor und in den folgenden Jahrzehnten gehen Arbeiten über regionale Aspekte der Quartärgeologie u.a. auf WOLFF (1925), EGGERS (1934), HECK (1937a,b; 1943), FREYDANCK (1953) und GRIPP (1953, 1954) zurück. Sie finden an entsprechender Stelle im weiteren Text unter Bezug auf die einzelnen regionalen Gegebenheiten Berücksichtigung.

DÜCKER (1958) gibt in seiner Karte zur Geologie Schleswig-Holsteins im Deutschen Planungsatlas einen Gesamtüberblick der neueren geologischen Forschung in Schleswig-Holstein. Er unterscheidet dabei für die äußerste Grenze der Weichselkaltzeit die A-Moränen, die im südlichen Landesteil an der Grenze zur DDR zusammen mit den M-Moränen einen besonders breiten Raum einnehmen, die mittleren Moränen mit der Bezeichnung M-Moränen, wobei er in der letzten Kategorie die Kerb- bzw. Stirnstauchmoränen von sechs zeitlich unterschiedlichen Eisrandlagen abgrenzt. Im Gebiet nördlich Bad Segeberg wird der weichseleiszeitlich

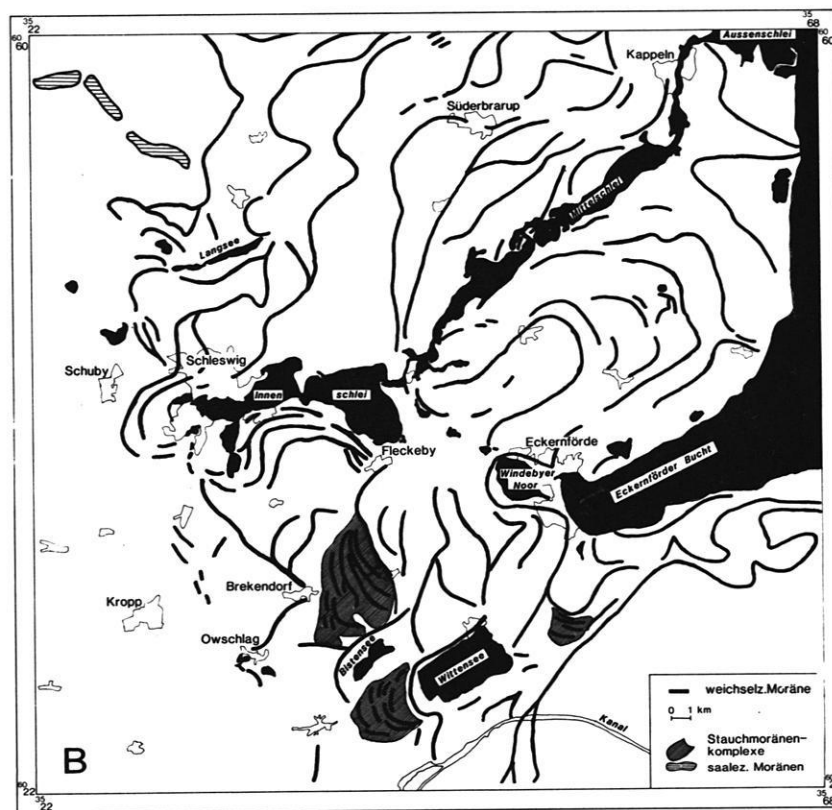
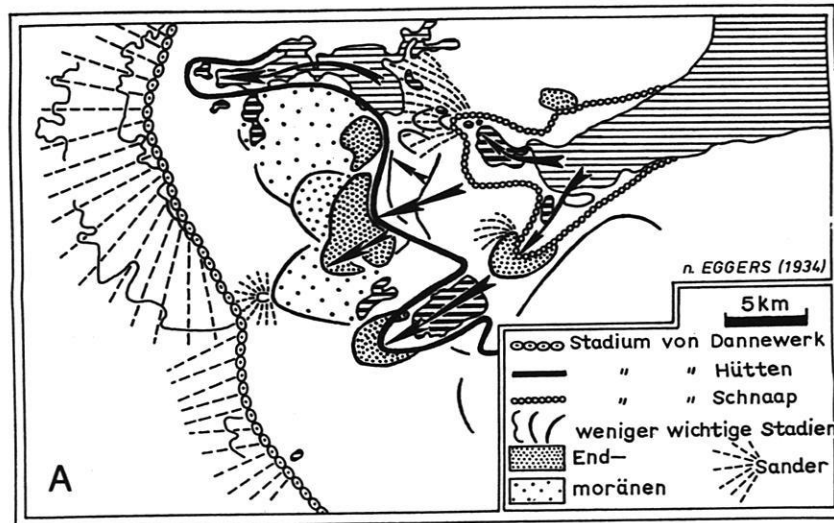


Abb. 2: Kartenvergleich der Randlagen des weichseleiszeitlichen Inlandeises nach A: EGGERS (1934) und B: GRIPP (1954).



Abb. 2: Kartenvergleich der Randlagen des weichseleiszeitlichen Inlandeises nach C: GRIPP (1954, Beikarte) und D: DÜCKER (1958).

14C-Jahre v. Chr.	Chrono- stratigraphie	Eisrandlagen	
		Ostholstein	Mecklenburg
ca. 11 000	Älteste Tundrenzeit	Grömitz-Fehmarn- Vorstoß	Rosenthaler Staffel
ca. 11 600	Meiendorf- Interstadial	Torfe und Mudden	?
	Pommersches Stadium	I-Endmoränen M-Endmoränen	Hauptendmoräne Vorstaffel des Pomm. Stadiums
ca. 14 300	Blankenberg- Interstadial	?	Beckentone von Blankenberg
	Frankfurter Stadium	A ₂ – A ₈ – Endmoränen A ₁ -Endmoräne A ₀ -Endmoräne	Seenstaffelzone Hauptendmoräne Vorstaffel des Frankf. Stadiums
ca. 18 000	Brandenburger Stadium	tritt in Holstein und Mecklenburg glazialmorphologisch nicht in Erscheinung	

Tab. 1: Konnektierung der Eisrandlagen der Weichsel-Vereisung in Ostholstein und Mecklenburg auf der Grundlage der Arbeiten von GRIPP (1964), BRONGER & BUCHHOFER (1969), SCHULZ (1967) und anderen (aus: WOLDSTEDT & DUPHORN 1974: 48).

vergleichterte Raum, der südlich fast bis vor die Tore Hamburgs reichte, auf nahezu die Hälfte des Landes zwischen Nord- und Ostsee zusammengedrängt.

GRIPP (1964) übernimmt weitgehend die Vorstellungen DÜCKERS (1958), weist jedoch auf die Schwierigkeit im Verfolgen der Moränenzüge hin. Er stellt im Gegensatz zu DÜCKER zwischen gleicher Signatur eine Gleichaltrigkeit her und weist in seiner Kartenerläuterung (1964, Karte 3) besonders auf den Moränenzug um das Lübecker Zungenbecken = M-Moräne und die innere Moräne = I-Moräne östlich davon hin. Hinsichtlich der von WOLDSTEDT (1925) für Norddeutschland eingeführten Gliederung der weichseleiszeitlichen Endmoränen in Pommersches, Frankfurter und Brandenburger Stadium ist die Einschätzung von GRIPP (1964: 258) folgende:

"Hiermit war keine Gliederung des würmzeitlichen erdgeschichtlichen Abschnitts gegeben, sondern 'von den zahlreichen Rاندlagen sind die' gewählt, 'an denen der Gletscher offensichtlich für längere Zeit relativ feststand und die sich über weitere Erstreckung hin verfolgen lassen' (WOLDSTEDT 1925, S. 174). Da dies in unserem Land nicht der Fall war, konnte die Gliederung auf Schleswig-Holstein nur beschränkt angewandt werden" (GRIPP 1964: 258).

GRIPP sieht den äußersten Rand der Weichselvereisung aus A- und M-Moränen aufgebaut an. Um Rendsburg und nördlich davon sowie bei Schleswig und Flensburg sieht er als äußerste Westrandlage auch die I-Moränen an.

"Das ungleiche Alter der verschiedenen Abschnitte des äußersten Randes der jüngsten Vereisung sowie die Karte über den Verlauf der Eisrand-Lagen zeigen, wie verwickelt die Vorgänge waren, denen das schmale Band würmzeitlicher Eisabsätze im Osten unseres Landes seine Entstehung verdankt" (GRIPP 1964: 258).

WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) fassen unter Bezugnahme auf GRIPP (1964), BRONGER & BUCHHOFER (1969), SCHULZ (1967) und andere die Eisrandlagen Ostholsteins und Mecklenburgs wie in Tab. 1 dargestellt zusammen. Danach ist bemerkenswert, daß das Brandenburger Stadium in Holstein und Mecklenburg glazialmorphologisch nicht in Erscheinung tritt, dem Frankfurter Stadium in Ostholstein die A 0- bis A 8-Endmoränen und in Mecklenburg eine Vorstaffel des Frankfurter Stadiums, die Hauptendmoräne und eine Seenstaffelzone zugeordnet werden. Dem Pommerschen Stadium entsprechen nach dieser Tabelle die M- und I-Moränen in Ostholstein und eine Vorstaffel sowie die Hauptendmoräne in Mecklenburg. Der Grömitz-Fehmarn-Vorstoß als jüngster für diesen Raum wichtige Eisvorstoß entspricht der Rosenthaler Staffel in Mecklenburg.

2.3 Dänemark

Eine umfassende erforschungsgeschichtliche Zusammenfassung der Entwicklung der dänischen Glaziallandschaft gibt HOUMARK-NIELSEN (1987: 8 ff.).



Abb. 3

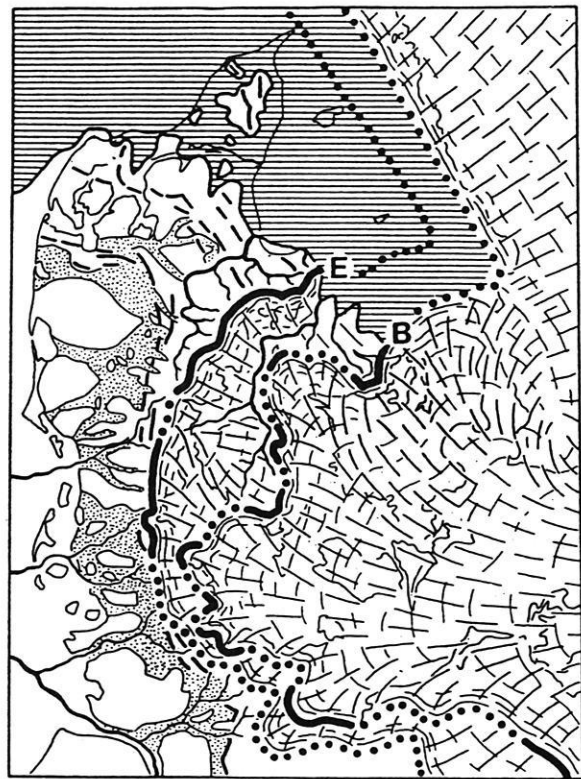


Abb. 4

Abb. 3: Die Hauptweichsel-Vergletscherung in Dänemark nach HOUMARK-NIELSEN (1987) in Anlehnung an HURTIG (1969), SMED (1980) und WOLDSTEDT (1935).

Abb. 4: Die weichselzeitliche "Young Baltic"-Vergletscherung in Dänemark nach HOUMARK-NIELSEN (1987).

Legende:

1: Eisrandlage; 2: Sander und Schmelzwasserablagerungen; 3: Eis; 4: Vermutete Ausdehnung des Jüngerer Yoldia-Meeress. M: weichseleiszeitlich Haupteisrandlage; F: Fyn-West-Limfjord-Eisrandlage; S: Storebælt-Nord-Jütland-Eisrandlage; V: Vendsyssel-Gribskov-Eisrandlage; E: Ostjütische Eisrandlage; B: Bælthav-Eisrandlage.

HANSEN (1965) verzeichnet eine weichseleiszeitliche Haupteisrandlage ("C"), die er auch als morphologische Haupteisrandlage beschreibt. Jedoch sollen an wenigen Stellen Eisvorstöße von morphologisch geringer Bedeutung einige Kilometer darüber hinaus gegangen sein. HANSEN will diese Vorstöße anhand noch vorhandener Hohlformen erkennen, wobei LIEDTKE (1981) dies nicht als stichhaltig für einen eindeutigen Beweis eines "ansonsten zeugenlosen Eisvorstoßes" sieht. Er schließt die Bildung von Aufeis "... auf einem Sander im Vorland der Brandenburger Eisrandlage ..." nicht aus (LIEDTKE 1981: 117).

Der norwegische Gletscherstrom in Nordjütland und der Beltseegletscherstrom aus östlicher Richtung kommend (als zunächst altbaltischer Eisstrom) hinterließen im Südosten Dänemarks Moränen mit einer unterschiedlichen Geschiebezusammensetzung. Zwischen und teilweise die beiden genannten Gletscherströme überlagernd kam der Dalekariisch-Baltische Eisstrom aus nordöstlicher Richtung. Er zeichnet sich in seiner

Geschiebezusammensetzung durch das Auftreten von roten Ostseequarzporphyren, tertiären Basalten und Ålandgraniten aus.

Nach dem Rückschmelzen von der Haupteisrandlage ("C" n. HANSEN 1965), während Jütland überwiegend eisfrei wurde, kam es zur Herausbildung der Ostjütischen Endmoränen (D), die von der südlichen Landesgrenze an zunächst einen ± gemeinsamen Verlauf mit der Haupteisrandlage aufweist, dann aber in der Höhe von Vejle in Richtung Aarhus nach Nordosten abbiegt. Es ist nach LIEDTKE (1981) noch offen, ob der Ansicht GRIPP's (1967), der eine Fortsetzung über die Insel Anholt zum Kullen nördlich Helsingborg annimmt, oder der Kritik ANDERSEN's (1967) an dieser Anschauung mehr Beachtung zu schenken ist.

Als dritte Eisrandlage in Dänemark wird von HANSEN (1965) die Belt-Eisrandlage (E) ausgewiesen, die nach LIEDTKE (1981) der Pommerschen Endmoräne entspricht. Die Deut-

lichkeit dieser Randlege wird von LIEDTKE (1981: 119) durch die "Umorientierung des Beltseegletscherstroms" erklärt; "... während bisher das nordische Inlandeis aus Nordosten kam, wurde die Pommersche Eisrandlage von Eis genährt, das aus der Ostseerinne als Jungbaltischer Eisstrom von Südosten heranströmte und offensichtlich in der sich verengenden Tiefenlinie im Bereich der dänischen Inseln ältere Ablagerungen überdeckte" (LIEDTKE 1981: 119).

HANSEN (1965) geht davon aus, daß Kleiner und Großer Belt zu Leitlinien des Gletschervorstoßes wurden, wobei Nord-schleswig, Fünen und Seeland als Strompfeiler wirkten.

Ausgehend von dieser bei LIEDTKE (1981) zusammengefaßten Auffassung von MILTHERS (1939), HANSEN (1965), GRIPP (1967) und MARCUSSEN (1977) haben sich nun Abweichungen durch neuere Forschungsergebnisse ergeben. Hier wären u.a. BERTHELSEN (1973, 1979), SJÖRRING (1977a, b, 1983), HURTIG (1969) und HOUMARK-NIELSEN (1976, 1983, 1987) zu nennen.

BERTHELSEN (1975) erkennt aufgrund geochemischer Untersuchungen das Asnæs-Interstadial zwischen der NE-Eisrandlage und der Jungbaltischen Eisrandlage.

PETERSEN (1977) kann anhand glazialtektonischer Messungen an ausgewählten Lokalitäten im südlichen Dänemark zwischen einem älteren Eisvorstoß aus Nordosten und einem jüngeren baltischen Eisvorstoß aus Südosten unterscheiden. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt auch gleichzeitig SJÖRRING (1977a, b und 1983), der besonders mit Hilfe glazialtektonischer Untersuchungen ("kinetostratigraphic unit") drei weichseleiszeitliche Moränen trennen kann. SJÖRRING (1977 b: 10) gibt dann eine Übersicht folgender glazialer Ablagerungen:

"Pommern stage: Deposition of a till; Dislocations from south and southeast; Glaciofluvial deposits laid down in front of the advancing ice; Frankfurt stage: Readvances from northeast and east with dislocations; Deposition of glaciofluvial sediments; Dislocations and deposits of a till; Glaciofluvial deposits laid down in front of the advancing ice, partly flow till;

Brandenburg stage: Deposition of a till; Glaciofluvial deposits laid down in front of the advancing ice ..." (SJÖRRING 1977 b: 10).

Weiter führt SJÖRRING aus, daß die Moräne des Brandenburger Stadiums in Dänemark selten zu finden ist und auf die nördlichen Küstenabschnitte der Ostsee beschränkt ist, bzw. westlich von der Insel Alsen bislang nicht gefunden wurde. Unter der Moräne der Frankfurter Randlege werden als Cha-

rakteristikum mächtige glaziofluviale Absätze auf Seeland, Fünen und Teilen Jütlands (östlich der Haupteisrandlage) erkannt. Die Haupteisrandlage wird von SJÖRRING (1977b: 60) dem Frankfurter Stadium zugeschrieben. Damit stehen seine Untersuchungsergebnisse im Gegensatz zu den Befunden von HANSEN (1965), der in der Haupteisrandlage das Brandenburger Stadium vertreten sieht. In Übereinstimmung mit BERTHELSEN (1973, 1979) sieht SJÖRRING (1977 b: 11) in der Ostjütischen Eisrandlage das Pommersche Stadium vertreten.

BERTHELSEN (1979) geht von vier weichseleiszeitlichen Hauptvorstößen (25 000 - 13 000) im südöstlichen Dänemark aus (vgl. Tab. 2):

1. Der Norwegische Eisvorstoß von Norden
2. Der "Old Baltic advance" von Südosten
3. Der "NE Ice advance", der der Haupteisrandlage im zentralen Jütland entspricht und die größte Ausdehnung aufweist.
4. Der "Young Baltic advance", der seine maximale Ausdehnung an der Ostjütischen Randlege erreichte.

HOUMARK-NIELSEN (1983, 1987) hat sich in jüngster Vergangenheit umfassend u.a. mit der weichseleiszeitlichen Stratigraphie Dänemarks beschäftigt. 1983 unterscheidet er 4 Hauptphasen:

1. "the 'Old Baltic'
2. the 'Norwegian'
3. the 'Main Weichselian'
4. the 'Young Baltic' advances" (letzterer Vorstoß in Anlehnung an BERTHELSEN 1979).

Die letzte, vierte Phase kann noch in einen Ostjütischen ("East Jylland") und einen "Bælthav"-Vorstoß unterteilt werden (HOUMARK-NIELSEN 1980, 1981).

Der älteste weichseleiszeitliche Gletschervorstoß in Dänemark – "the 'Norwegian' advance" – ist aus einer nördlichen Richtung gekommen, arm an paläozoischen Geschieben (10-15 %) und hat marine frühweichselinterstadiale Ablagerungen ("Skærumhede"-Serien) in hohem Maß mit aufgearbeitet.

Der zweite weichseleiszeitliche Eisvorstoß – "the 'Old Baltic' advance" – überfuhr nicht die nördliche Bælt Region, jedoch sedimentierten die Schmelzwässer mächtige Sander-schüttungen. Dieser Eisvorstoß scheint für das glazialmorphologische Geschehen in Dänemark nur eine mittelbare Rolle gespielt zu haben.

Der dritte weichseleiszeitliche Eisvorstoß – "the 'Main Weichselian' advance" – überfuhr Dänemark aus nordöstlicher Richtung. Weit gespannte Sand- und Kiesflächen im Westen wur-

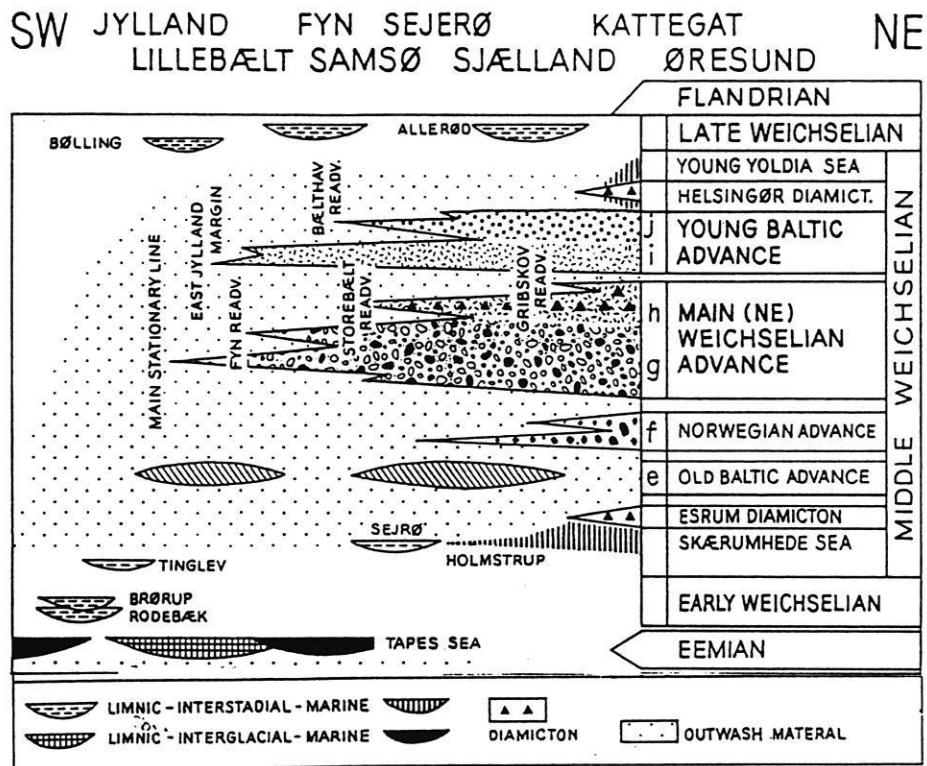


Abb. 5: Stratigraphisches Schema der Weichseleiszeit in Dänemark nach HOUMARK-NIELSEN (1987).

		Helsingør Diamikt	
Young Baltic Advance	Balthav Readvance East Jylland Margin	Ostjütische Moräne	(= Fehmarn Vorstoß) 13.500-14.000 J. b.p. (= Pommerisches Stadium)
Main Weichselian Advance	Gribskov Readvance Storebælt Readvance Fyn Readvance MAIN STATIONARY LINE	Nordseeland Moräne Mitteldänische Moräne	14.500-15.000 J. b.p. 15.000-20.000 J. b.p. (= Frankfurter Stadium)
		Kattegat Moräne	
Old Baltic Advance		Ristinge Klint Moräne	< 36.000 J. b.p. (= Brandenburger Stadium)
		Esrum Diamikt	< 40.000 J. b.p.

Tab. 2: Mittelweichseleiszeitliche Gletschervorstöße in Dänemark und Südschweden n. HOUMARK-NIELSEN (1983), in Anlehnung an BERTHELSEN (1979).

den aufgeschüttet, die gelegentlich von zwei Moränen überlagert werden. In der Lokalität Sejerø liegen unter dieser Nordost-Moräne limnische interstadiale Ablagerungen aus dem Hengelo-Interstadial (HOUMARK-NIELSEN & KOLSTRUP 1981), woraus auf ein jüngeres Alter (als Hengelo) des weichseleiszeitlichen Hauptvorstoßes geschlossen werden kann. Lokal soll es zu verschiedenen Oszillationen während der Vorstoß- und Rückzugsphase gekommen sein, was aus der glazialtektonischen Beanspruchung der Sedimente zu schließen ist und worauf weiter unten noch näher eingegangen wird. Paläozoische Sedimentgesteine sind mit etwa 5 bis 15 % vertreten.

Der vierte weichseleiszeitliche Eisvorstoß – "the 'east Jylland' advance", der der ältere "Young Baltic advance" i.S. BERTHELSEN (1979) ist – muß nach den Einregelungsmessungen in Mols, Samsø, Sejerø, Sjællands Odde, Lammefjord-Isefjord, Hornsherred und der Halsnæs-Arresø-Region aus östlichen bis südöstlichen, gelegentlich bis südwestlichen Richtungen gekommen sein. Zwischen 15 und 35 % paläozoischer Sedimentgesteine sind in dieser Moräne im Mittel enthalten, wobei im Westen die Werte höher liegen als im Osten.

Der "Bælthav-advance", der jüngere Eisvorstoß des Jungbaltischen Eisvorstoßes i.S. BERTHELSEN (1979) weist wie der zuvor genannte Ostjütische Eisvorstoß eine östliche und südliche bis südwestliche Richtung auf. Der Anteil an paläozoischen Sedimentgesteinen liegt mit 40 % am höchsten. Eine Auflösung in einzelne Eisloben wird von HOUMARK-NIELSEN (1983) angenommen und extra herausgestellt.

Einem "Røsnæs"-Vorstoß innerhalb des "Bælthav-advance" kommt lokale Bedeutung zu.

HOUMARK-NIELSEN (1987) unterscheidet sechs weichseleiszeitliche lithostratigraphische Moräneneinheiten in Dänemark. Sie verdanken ihre Entstehung vier Hauptvorstößen, die durch glaziofluviale und periglaziale Aktivitätsphasen unterbrochen werden (vgl. Abb. 3 bis 5).

Ein erster mittelweichseleiszeitlicher Eisvorstoß wurde bisher nur in einer Bohrung im Esrum-Alnarp-Tal im nördlichen Seeland gefunden (SCHULDT 1981). Aus Parallelisierungen mit der Bohrung Skærumhede II ergibt sich nach Untersuchungsbefunden aus Foraminiferen-Abfolgen (KNUDSEN & FEYLING-HANSEN 1976, KNUDSEN & LYKKE-ANDERSEN 1982) ein post-Moershof-Alter (nach 47.000 bis 40.000 Jahre b.p.) (SCHULDT 1981). HOUMARK-NIELSEN (1987) weist jedoch darauf hin, daß der Esrum-Diamiktit bislang nur über Bohrungen belegt wurde. Die überlagernden "Esrum sands" sind n. HOUMARK-NIELSEN (1987) gleichaltrig mit Teilen der "Gärslöv beds" von BERGLUND & LAGERLUND (1981), auf die weiter unten näher eingegangen

wird. Sie werden in eine interstadiale Phase zwischen 35.000 und 20.000 Jahren b.p. gestellt. Nach HOUMARK-NIELSEN (1987) ist es jedoch noch ungeklärt, ob der Esrum-Diamiktit eine "echte" Moräne oder nicht vielleicht ein "Eisbergsediment" – also ausgeschmolzenes, zu Boden gesunkenes Material aus Eisbergen – ist. Die Frage nach der Altersstellung wird von HOUMARK-NIELSEN über die bereits genannten Parallelisierungen mit den fluvialen "Grävslöv beds" in Skåne vorgenommen. Er schließt für Dänemark eine frühere gar frühweichseleiszeitliche Vergletscherung aus. In Würdigung der polnischen Arbeiten von DROSDOWSKI (1980) und MOJSKI (1985), die nicht unumstrittene Belege für eine frühweichseleiszeitliche Vergletscherung im unteren Weichselgebiet vorlegen, schließt er im Gegensatz zu PETERSEN (1984, 1985) die Möglichkeit nicht aus, daß dort weit nach Süden reichende Gletscher gelegen haben können, während Dänemark eisfrei blieb.

Der Altbaltische Eisvorstoß hinterließ eine quarzarme, tonige, mit baltischen Leitgeschichten und aufgearbeiteten eemzeitlichen Ablagerungen versehene (Ristinge Klint)-Moräne. Über weitere Korrellierungen mit der Moräne von Allarp (Skåne) und den interstadialen Ablagerungen von Sejerø kommt HOUMARK-NIELSEN zu dem Schluß, daß die Moräne vom Ristinge Klint nach dem Hengelo Interstadial (nach 36.000 Jahre b.p.) abgelagert sein muß. Dies wäre der erste nachweisbare Gletschervorstoß, und er wird unter Vorbehalt mit dem Brandenburger Stadium parallelisiert. Diese Moräne erreichte Seeland, die südliche und zentrale Große Belt-Region, Südfünen und Südost-Jütland.

HOUMARK-NIELSEN folgert weiter, daß aufgrund glazialtektonischer Beziehungen die Ristinge Klint-Moräne eher als die Kattegat Moräne abgelagert wurde. Die Kattegat-Moräne gehört dem von Norden kommenden, für Dänemark zweiten Norwegischen Eisvorstoß an, der die nördliche Bælthav-Region, Nordost-Seeland und Nordwest-Skåne mit einer tonigen, quarzarmen, mit norwegischen Geschieben versehenen (Kattegat)-Moräne bedeckte.

Die Mitteldänische Moräne ("mid Danish till") – quarzarm, tonig, mittelschwedische Leitgeschichten, aufgearbeitete ältere Yoldia Tone/obere Skærumhede Schichten – wird flächendeckend östlich der Haupteisrandlage gefunden, die etwa um 20.000 Jahre b.p. aus nordöstlicher Richtung abgelagert wurde. Sie überdeckt die Kattegat Moräne und wird selbst von der Nord-Seeland Moräne im nordöstlichen Seeland überlagert. Diese Nord-Seeland Moräne wird einem Wiedervorstoßen des Haupteises zugeschrieben. HOUMARK-NIELSEN sieht in der Mitteldänischen Moräne und der Nord-Seeland Moräne in Nordost-Seeland eine Einheit des Hauptvorstoßes. Es werden somit dem weichseleiszeitlichen Hauptvorstoß nach der ei-

gentlichen Hauptstillstandslinie ("main stationary line") drei kurzzeitige Wiedervorstoßphasen untergeordnet:

1. Fyn Readvance,
2. Store Bælt Readvance
3. Gribskov Readvance (15.000 bis 14.500 Jahre b.p.

Ihnen werden lithogenetisch zwei Moränen zugeordnet: die ältere Mitteldänische Moräne ("mid danish till") und die jüngere Nord-Seeland Moräne ("north Sjælland till"). Wie auch ANDERSEN (1966) und SJÖRRING (1977) sieht HOUMARK-NIELSEN (1987) in der "Main Weichselian advance" eine Übereinstimmung mit der Frankfurter Eisrandlage.

Nach dem Eindringen des jüngeren Yoldia-Meeres kam es nach 14.000 b.p. zu einem letzten relativ weitreichenden Eisvorstoß. Die Ostjütische ("east Jylland till") und "Bælthav"-Moräne wurden vom Jungbaltischen Eisvorstoß abgelagert, der nach HOUMARK-NIELSEN zwischen 14.000 und 13.500 Jahren b.p. aus einer südöstlichen Richtung aus dem Ostseebecken vordrang. In westlichen Teilen Dänemarks wird die Mitteldänische Moräne, in östlichen Teilen die Nordseeland Moräne überlagert. Als Wiedervorstoßrandlage während des Eisrückzugs von der Ostjütischen Eisrandlage wird der Bælthav-Wiedervorstoß mit der dazugehörigen Bælthav-Moräne gesehen. Diese wird in der Öresund Region und in Skåne von einem Diamiktit überlagert ("Helsingør diamicton" n. HOUMARK-NIELSEN & LAGERLUND 1987), der sich mit einer späten mittelweichseleiszeitlichen Meerestransgression verzahnt bzw. von limnischen spätglazialen (Bølling- und Allerød-Serien) Sedimenten überlagert wird. Wie auch ANDERSEN (1966) und SJÖRRING (1977) sieht HOUMARK-NIELSEN (1987) im Ostjütischen-Vorstoß ein Korrelat zur Pommerschen Eisrandlage. Das Eis des jüngeren Bælthav-Vorstoßes hat wie auch schon zuvor das Eis während des Ostjütischen-Vorstoßes in einen Jüngerer Yoldia Eisstausee gekalbt, der von Norden über Skagerak und Kattegat nach Süden vordrang. HOUMARK-NIELSEN (1987) schließt sich dem Vorschlag von STEPHAN, KABEL & SCHLÜTER (1983) an, die in dem Bælthav-Vorstoß ein Äquivalent zum Fehmarn-Vorstoß sehen.

2.4 Südschweden

In den vergangenen zehn Jahren haben RINGBERG (1979), BERGLUND (1979), HILLEFORS (1979), MÖRNER (1979), BERGLUND & LAGERLUND (1981), LAGERLUND (1987), LUNDQUIST (1981, 1983 a-c, 1987) zusammenfassende Darstellungen der Entwicklung des Inlandeises in Südschweden gegeben. Dabei wurden u.a. auch Modelle der Deglaziation entwickelt (s. u.a. LAGERLUND 1987) und be-

sonders der Eisabbau bzw. der Rückzug der Inlandeisfront in dem Zeitraum von 15.000 bis 10.000 Jahren b.p. betrachtet. Für die Deglaziation Schleswig-Holsteins – und dabei auch nur für den letzten bzw. jüngsten Akt der Eisfreiwerdung – ist dabei der ältere Zeitabschnitt von ca. 15.000 bis 13.000 Jahren b.p. von Interesse, da man nicht von einer noch jüngeren Beteiligung von aktiv bewegtem Gletschereis auf schleswig-holsteinischem Boden ausgehen kann. Im Zusammenhang mit den schwedischen Untersuchungsbefunden ist also die Frage nach der ersten endgültigen Rückzugsphase des Eises von der schwedischen Südküste von Bedeutung.

Nach LIEDTKE (1981: Abb. 10 und beigefügte Großkarte) werden zum Zeitpunkt der Velgaster Staffel (G) in Schonen buchtförmig erste Landesteile eisfrei (vgl. Abb. 1). Dabei verläuft der Eisrand von Helsingborg zunächst nach ± Süden bis Südosten, nähert sich jedoch nur bis ca. 10 km der Küste, springt dann im Abstand von ± 10 km nach Osten bis Nordnordosten um, um dann auf der Höhe von Simrishamn wieder nach Nordnordwest in Richtung auf die schwedische Westküste zu verlaufen. Zur Zeit dieser Eisrandlage wird nach LIEDTKE (1981), der sich wiederum auf HANSEN (1965) und GRIPP (1967) stützt, kein aktiv bewegtes Gletschereis mehr in Schleswig-Holstein gelegen haben. Allerdings muß bereits die Phase zuvor, bei LIEDTKE als Rosenthaler Staffel (F) verzeichnet, noch aktives Gletschereis auf schleswig-holsteinischen Boden – und hier in den ostseeküstennahen Buchten sowie auf Fehmarn – gelegen haben, jedoch waren bestenfalls hier nur wenige schmale nördliche Küstenabschnitte der südschwedischen Westküste eisfrei.

Nach den Modellvorstellungen von LAGERLUND (1987) soll bereits vor dem Erreichen des hochglazialen Maximalstandes des Inlandeises ein weichseleiszeitlicher Eisvorstoß ("Dalby till, lower Baltic facies") den nahezu gesamten Ostseetrog mit Eis erfüllt und dabei auch schleswig-holsteinisches Gebiet überfahren haben. Erst danach soll mit den weichseleiszeitlichen Maximalrandlagen der "Dalby till, NE-facies" abgelagert worden sein. Auf Schleswig-Holstein bezogen soll dann in einem dritten Vorstoß ("East Jylland Advance") das zwischenzeitlich stagnierende Eis wieder neu ernährt worden sein. Zu einem echten vierten Wiedervorstoßen des Inlandeises soll es dann während der "Bælthav Readvance" mit dem "Læbrink till, Dalby till, upper Baltic facies" gekommen sein, dem wiederum eine Zeit des Eisverfalls folgte. Völlige Eisfreiheit nimmt LAGERLUND für Teile Südschwedens zur Zeit der Ablagerung des Allarp Till vor den weichseleiszeitlichen Vorstößen an, die mit der Vorstoßphase des "Dalby till; lower Baltic facies" beginnt. Nach Radiokarbondatierungen in den "Gärdslov Beds (fluvial)", die die Allarp-Moräne unterlagern, muß von einem Alter von ± 22.000 bis ± 27.000 Jahren b.p. ausgegangen werden, so daß es also vorher keine

weichseizeitlichen Vergletscherungsphasen gegeben haben kann. Ausdrücklich verweist LAGERLUND (1987: 436 f.) auch für den Fund des Mammutunterkiefers von Örsjö (BERGLUND, HÅKANSSON & LAGERLUND 1976) darauf, daß es keine Anzeichen für einen frühweichseizeitlichen Gletschervorstoß gibt.

Zwischen dem ersten Schleswig-Holstein noch erreichenden Gletschervorstoß ("Dalby till, lower Baltic till") und dem zweiten Vorstoß ("Weichselian Maximum; Dalby till, NE-facies") soll sich das Eis nach LAGERLUND (1987: Fig. 9) bis an die äußerste Südwestspitze von Schonen zurückgezogen haben, um

dann erneut zur Maximalrandlage vorzustoßen. Darauf folgt eine Phase des Niedertauens ("Recessional stage of NE ice"), die von einer erneuten "East Jylland Advance" abgelöst wurde, während dessen hauptsächlich das Toteis und stagnierende Eis offenbar neu ernährt wurde. Endgültig eisfrei soll dann Südschweden zur Zeit des "Simrishamn Readvance" geworden sein, als dieser Vorstoß noch die östliche Ostsee bis auf die Höhe von Rügen erfüllt haben soll. Um 13.300 Jahren b.p. lag kein Eis mehr im westlichen Skåne, wie u.a. die Mammut-Funde von Lockarp beweisen (BERGLUND et al. 1976). Schleswig-Holstein wurde von diesem Eis nicht mehr erreicht.

3. Arbeitsmethoden

Die angewandten Arbeitsmethoden sind in Feldarbeiten und Laborarbeiten mit ihren jeweiligen Auswertungen zu unterteilen. Dabei wurde bei den Bohrungen auf den Seen im Arbeitsgebiet eine schwimmende Bohrplattform aus Profilblechen mit den Maßen 5 m x 6 m Arbeitsfläche und einer Bohrluke von ca. 1 m x 1 m eingesetzt, die zerlegbar war und mit wenigen Handgriffen aufgebaut werden konnte. Sie wurde dann auf zwei Schlauchbooten schwimmend an der möglichst tiefsten Stelle der Seen positioniert und mit vier Ankertauen festgemacht. Im Laufe der Arbeiten stellte sich jedoch heraus, daß selbst bei Vertäuerungen der Plattform mit dem Land bei Windstärken ab 3-4 bereits eine so erhebliche Abdrift der Plattform geschah, daß sich die Verrohrung des Wasserkörpers oft verbog. Deshalb wurden in den nachfolgenden Jahren die Bohraktivitäten auf das Winterhalbjahr verlegt, um von tragenden Eisdecken aus die Bohrungen niederzubringen.

3.1 Feldarbeiten

Als Geländearbeiten wurden verschiedene Bohrverfahren angewandt. Als das wichtigste Bohrverfahren sei hier die Stechrohrbohrmethode nach STREIF & MERKT (modifiziertes Livingston Bohrverfahren) genannt, die 48 mm starke Bohrkerne liefert. Sie wurde sowohl von der schwimmenden Bohrplattform aus als auch am Land eingesetzt. Um zu gewährleisten, daß am Seegrund immer wieder dasselbe Bohrloch getroffen wurde, verwendete ich eine ca. 15 cm im Durchmesser messende Plastikschraubverrohrung, die ca. 2 m in die oft weichen oberen Seesedimente gedrückt wurde. Gearbeitet wurde mit einem Brennkrafthammer als Vortriebsgerät und 16 mm oder neuerdings auch 32 mm dicken und 1 m langen Verlängerungsstangen. Die normalerweise 140 cm langen Stechrohre wurden an der unteren Seite durch einen Kugelklemmkolben verschlossen und mit Hilfe eines Stahlseils, das am oberen Ende des Kugelklemmkolbens befestigt war, in der ge-

wünschten Tiefe ausgelöst. Danach schob sich das Stechrohr über den in konstanter Höhe gehaltenen Kugelklemmkolben in das abzubohrende Sediment. Kontrolle darüber, ob auch wirklich der richtige Bohrmeter abgebohrt wurde, erhielt man, indem man bis zu einem vorher eingestellten Anschlag des Kolbens am oberen Verbindungsstückrand bohrte. Spürte man schon Druck auf dem Seil bevor der theoretische Bohrmeter erreicht wurde, so hatte der Kolben zu früh ausgelöst, und im Stechrohr befand sich ein von der Tiefe her undefinierbares Sediment. War der Anschlag nach dem Erreichen der theoretischen Teufe noch nicht erreicht, was man erst nach dem Bergen des Stechrohres feststellen konnte, jedoch selten vorkam, so fehlte am Top ein Teil des Bohrkerns. In der Praxis zeigte sich, daß man die besten Ergebnisse bekam, wenn man bis zur Ausgangsteufe das verschlossene Stechrohr per Hand in das Sediment drücken konnte und erst dann mit dem Maschineneinsatz für den neuen Bohrkern begann. Verwendete man schon vorher den Brennkrafthammer zum Vortrieb des Gestänges mit dem Stechrohr, geschah häufig durch die Vibration ein zu frühes Auslösen des Kugelklemmkolbens. Auch bei sorgfältiger Vorbereitung der Rohre und sauberer Arbeitsweise waren bei den 1 m langen Bohrkernen Fehlbeträge im cm Bereich nicht zu vermeiden. Deshalb wurde bei den Bohrungen dicht neben dem ersten Bohrloch eine zweite Parallelbohrung niedergebracht, die eine versetzte Probenentnahme der Bohrkerne möglich machte. Da besonders die basisnahen Sedimente in störungsfreier Abfolge für die Datierung der Sedimente wichtig waren, kamen schon recht schnell 340 cm lange Kernrohre zum Einsatz, die dann einen ungestörten ± 3 m langen Kern lieferten. Außerdem wurde die gesamte Bohr- und Schraubarbeit um zwei Drittel reduziert, was sich besonders bei großen Teufen ab 20 m sehr positiv bemerkbar machte.

Routinemäßig fanden bei jeder Stechrohrbohrung Vorsondierungen statt, die schon Aufschluß über die Abfolge der Sedi-

mente gaben. Danach konnte die Stechrohrbohrung so erfolgen, daß im unteren halben bis einem Meter die meist sandig-siltige Basis der limnischen Serien enthalten war. Es wurde dann immer mit einer Rammkernsonde die anstehende Basis der Seebecken erbohrt, um sicher zu sein, daß nicht noch weitere organogene Abfolgen tiefer lagen. Dabei kam eine 2 m lange und 45 mm im Durchmesser messende Rammkernsonde mit einer 25 mm breiten Nut zum Einsatz.

Das Auspressen der Bohrkerne aus den Stechrohren wurde mit einem mechanischen Kettenzug durchgeführt, wobei Sande ab 50 cm Dicke schon gewisse Schwierigkeiten machten. Wenn sich diese Schwierigkeiten bei den basisnahen Bohrkerne ergaben, wurden die Rohre dann mit einer Trennscheibe längs getrennt.

Bei der Kartierung des oberflächennahen Untergrundes in den Teilarbeitsgebieten wurden Nutstangen mit unterschiedlich breiter Nut und bis zu 3 m Länge verwendet. Auch hier ergab sich bei den langen Nutstangen ein wesentlich zeiteffektiverer Einsatz. Der Vortrieb geschah auch hier immer mit einem Brennkrafthammer.

Alle Aufschlüsse, die durch Kies- und Sandentnahme, Bautätigkeiten während der Jahre 1984 bis 1988 und Straßenbaumaßnahmen (auch das Verlegen einer Erdgaspipeline) sich boten, wurden systematisch aufgenommen und vermessen. Neben der sedimentologischen Ansprache wurden Messungen zur Schüttrichtung und zum Fallen und Streichen einzelner Sedimentpakete vorgenommen. Schichtungsphänomene (Diskordanzen, Rippel und Wellenschichtung, Periglazialerscheinungen u.a.m.) wurden verzeichnet.

3.2 Laborarbeiten

Die sedimentologische Bearbeitung der Bohrkerne erfolgte als Grobbeschreibung zunächst schon beim Auspressen der Bohrkerne und dann später im Labor. Eine Beprobung der Kerne fand im 10-cm-Abstand, bei den basisnahen Abschnitten alle 5 cm statt.

Es wurde sodann bei den auch meist zur Darstellung gekommenen basisnahen Profilabschnitten durchgängig Glühverlust (= Verlust an organischer Substanz) und eine Kalkbestimmung vorgenommen. Letztere wurde mit der Apparatur nach SCHEIBLER, mit der WOESTHOFF-Anlage oder der Karbonatbombe nach MÜLLER durchgeführt. Da für die Laborbeschreibung und Klassifizierung limnischer Sedimente nach MERKT, LÜTTIG & SCHNEEKLOTH (1971) eine Genauigkeit von $\pm 2\%$ Gesamtkarbonatgehalt ausreichend ist, erwies sich die Kalkbombe n. MÜLLER als ein schnelles und hilf-

ches Mittel, um in Zweifelsfällen den Mengenanteil an (x-) Karbonaten bestimmen zu können. In Einzelfällen wurden genauere Bestimmungen mit der WOESTHOFF-Anlage durchgeführt. Die Bestimmung an verglühbare organischer Substanz wurde durch Trocknen der Proben (jeweils eine 1 cm dicke Scheibe des Bohrkerns) bei ca. 80° Celsius im Trockenschrank und nachfolgenden mindestens 3 stündigem Glühen bei ca. 500° Celsius ermittelt.

Die Beschreibung und Klassifizierung der limnischen Sedimente erfolgte nach dem Gliederungsvorschlag von MERKT, LÜTTIG & SCHNEEKLOTH (1971).

Über die Untersuchungen und Ergebnisse der palynologischen Bearbeitung der Bohrkerne wird umfassend an anderer Stelle berichtet.

3.3 Auswertungen

Alle Untersuchungsergebnisse wurden graphisch dargestellt. Auf eine zusätzliche tabellarische Darstellung wurde weitgehend verzichtet. Es wurde vorübergehend eine digitalisierte Darstellungsart mit Hilfe der EDV erwogen, jedoch konnte diese bei der unterschiedlichen Darstellungsart der Diagramme und Profile nicht effektiv genug eingesetzt werden, so daß letztendlich zum "handgeschnittenen" Profil und Diagramm zurückgegangen wurde.

Die im Feld erhobenen Daten der Aufschlüsse, Bohrungen und Grabungen wurden graphisch umgesetzt und anschließend im gesamt-morphologischen Zusammenhang interpretiert. Dabei standen glazialmorphologische Grundprinzipien, wie das Erkennen glazialer Serien oder deren Teile, im Vordergrund. In den Säulendarstellungen der Bohrprofile wurden die Glühverlust und (x-) Karbonatwerte als Kurvendiagramm den entsprechenden Probenentnahmetiefen zugeordnet. In den meisten Profildarstellungen ist zusätzlich die Sedimentansprache beige-fügt, oder sie läßt sich aus der Darstellungsart (Signaturen) relativ schnell ableiten.

Ereignisse, die sich in der Art plötzlicher Sedimentwechsel in einem Bohrprofil abzeichnen, werden interpretiert und nach Möglichkeit in ein stratigraphisches System eingeordnet.

Es wurden – zumeist basisnahe – Abschnitte von 11 Bohrprofilen und 2 A_n-Horizonten von Podsolen (vgl. KAISER, MÜHMEL-HORN & WALTHER 1989) pollenanalytisch untersucht. Die Ergebnisse werden im folgenden nur kurz dargestellt und an anderer Stelle ausführlicher behandelt.

14C-Datierungen an Hölzern, Holzkohle und Muddeproben wurden von Prof. Dr. M.A. GEYH, Hannover, durchgeführt. Er schreibt dazu in seinem Kommentar:

"Im Rahmen pollenanalytischer Sedimentuntersuchungen von schleswig-holsteinischen Seen wurden ¹⁴C-Datierungen zur Absicherung der Alterseinstufungen durchgeführt. In diesem Gebiet ist nach Untersuchungen von ERLLENKEUSER mit einem Reservoirereffekt von bis zu 600 Jahren zu rechnen, um die die ¹⁴C-Alter zu groß sein könnten.

Die Ergebnisse bestätigen die Alterseinstufungen. Eine gravierende Ausnahme bildet die Probe LUB 2, die viel jünger als vermutet ist. Die beiden Proben SÖS haben ein gemeinsames Alter von 8.810 ± 100 Jahre, die von OWS eines von 12.440 ± 155 Jahren. ... "(briefl. Mitteilung von Prof. Dr. M.A. Geyh vom 19.8.88)

Somit kommt eine zusätzliche Altersabsicherung der Sedimente in den Seen und Mooren zustande. Auf die weiterführende Interpretation der einzelnen Daten wird im Text näher einzugehen sein.

Tab. 3: Übersicht der Radiokarbondatierungen

15271	AAS-5	Torf	-27,7	6.690 ± 285
15272	LAS-1	org. Mat.	-28,1	10.685 ± 110
15273	BUL-1	org. Mat.	-25,9	9.325 ± 100
15274	BUL-1	Holz	-25,9	8.755 ± 90
15275	GOS-1	org. Mat.	-27,4	7.230 ± 70
15276	GRM-34	org. Mat.	-24,3	9.160 ± 90
15277	ARS-2	org. Mat.	-25,3	9.790 ± 70
15278	BIL-4.1	Holz	-25,5	11.180 ± 100
15279	HEI-1	Holz	-27,9	11.270 ± 100
15280	LUB-2	Holz	-26,7	5.785 ± 100
15281	LUB-2	org. Mat.	-25,3	8.410 ± 65
15282	SÖS-1	org. Mat.	-29,8	8.815 ± 105
15283	SÖS-2	Holz	-29,8	8.785 ± 300
15284	OWS-2	org. Mat.	-30,4	12.560 ± 185
15285	OWS-1	org. Mat.	-34,2	12.150 ± 285
15287	FU-1	Ah-Horizont	-28,3	570 ± 55
15468	LAM-3	org. Mat.	-29,0	10.450 ± 315
15468	J-76	Ah-Horizont	-27,6	950 ± 60
15932	LAG-1	Torf	-28,	7.440 ± 245
15933	LAG-1	Holz	-25,3	7.220 ± 230

4. Das Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet liegt im Nordostteil des Bundeslandes Schleswig-Holstein und umfaßt den Landesteil Schwansen, der von der Mittelschlei und Außenschlei im Nordwesten, der Ostsee im Osten und der Eckernförder Bucht im Südosten begrenzt wird, sowie den westlich und südwestlich daran anschließenden Landesteil mit dem Wittensee im Südwesten, dem Fockbeker Moor und dem Rendsburger Staatsforst im Westen und den sich an die Endmoränenumgrenzung der Inenschlei anschließenden Sanderflächen im Nordwesten (Jagel, Dannewerk, Schuby).

Aus diesem Arbeitsgebiet wurden Teilarbeitsgebiete ausgewählt, die eine relativ lückenlose glaziale Serie erkennen ließen und die in einer gewissen chronologischen Reihenfolge vom Älteren zum Jüngeren (von Westen nach Osten) lagen und die Besonderheiten wie günstig gelegene Depressionen, vermutete Eisstauseen, Stauchendmoränen, u.a.m. aufweisen (vgl. Abb. 7 und 8). Folgende TK 25 dienten als Grundlage für die Kartenausschnitte:

4.1 Owschlag: Blatt 358 (1623), Owschlag, Preußische Landesaufnahme 1877, Nachträge 1921; Blatt 359 (1624), Rendsburg, Preußische Landesaufnahme.

4.2 Schleswig-West: Blatt 250 (1422), Jübeck, Königliche Preußische Landesaufnahme 1877, Kleine Nachträge 1919; Blatt 251 (1423), Schleswig, Preußische Landesaufnahme 1879; Blatt 300 (1522), Hollingstedt, Preußische Landesaufnahme 1877, Nachträge 1919; Blatt 301 (1523), Kropp, Preußische Landesaufnahme, hrsg. 1879.

4.3 Hüttener Au: Blatt 302 (1524), Hütten, Preußische Landesaufnahme 1877, hrsg. 1879.

4.4 Weseby - Kosel: Blatt 252 (1424), Brodersby, Preußische Landesaufnahme 1877, hrsg. 1879.

4.5 Bültsee - Windebyer Noor: Blatt 302 (1524), Hütten, Preußische Landesaufnahme 1877, hrsg. 1879.

4.6 Söbyer See - Ludwigsburg: Blatt 253 (1425), Sieseby, Preußische Landesaufnahme 1877, Nachträge 1919.

4.7 Schwansener See - Arnis: Blatt 209 (1325), Kappeln, Preußische Landesaufnahme 1877, hrsg. 1879, Nachträge 1919; Blatt 210 (1326), Schönhagen, Preußische Landesaufnahme 1877; Blatt 253 (1425), Sieseby, Preußische Landesaufnahme 1877, Nachträge 1919; Blatt 254 (1426), Dorotheenthal, Königliche Preußische Landesaufnahme 1877, hrsg. 1879

4.8 Aas-See - Langholzer See: Blatt 253 (1425), Sieseby, Preußische Landesaufnahme 1877, Nachträge 1919; Blatt 303 (1525), Eckernförde, Königlich Preussische Landesaufnahme 1877, hrsg. 1879, Aufgedruck 1916.

4.9 Goos-See - Kronsbek: Blatt 303 (1525), Eckernförde, Königl. Preussische Landesaufnahme 1877; hrsg. 1879, Aufgedruck 1916.

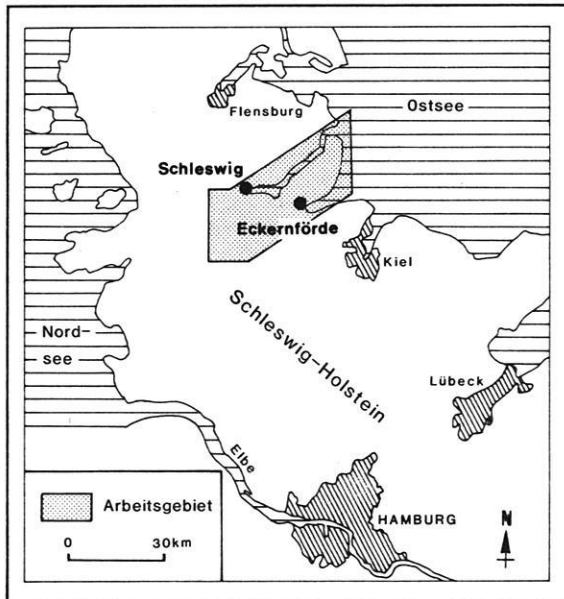


Abb. 6: Lage des Arbeitsgebietes.

4.1 Teilarbeitsgebiet: Owschlag

Das Teilarbeitsgebiet Owschlag umfaßt mit seinem größten Flächenanteil die Topographische Karte (1:25 000) Blatt Owschlag (1623) sowie zu einem kleineren Teil das östlich angrenzende Gebiet der TK 25, Blatt Rendsburg (1624). Das Arbeitsgebiet wird umgrenzt vom südwestlichen Teil des Bistensees, den höchsten Erhebungen im Bereich der Duvenstedter Berge bis in die Umgebung südlich Neu-Duvenstedt am Ostrand des Blattschnittes. Die Grenze verläuft dann nach Westen, im Süden des Duvenstedter Moores vorbei, durchquert das Fockbeker Moor und die Ortschaft Lohe und erreicht gerade noch den östlichen Ortsrand von Förhden im Westen des Arbeitsgebietes. Von dort ist der Verlauf nach Norden gerichtet durch die Ortschaft Tetenhusen nördlich der Sorgeniederung, durchläuft die Bennebniederung bis ca. 3 km in den nördlichen Teil des Rendsburger Staatsforstes. Die Nordbegrenzung verläuft genau am nördlichen Rand der TK 25, Bl. Owschlag (1623), durch den Nordteil des Rendsburger Staatsforstes, zwischen Norby und Owschlag wenig südlich der Anschlußstelle Owschlag der Bundesautobahn bis zu den Ausläufern der Hüttener Berge.

Die Koordinaten des Arbeitsgebietes liegen nach Hoch- und Rechtswerten bei: $35^{\circ}44'50''$ für die Ostbegrenzung, $35^{\circ}32'60''$ für die Westbegrenzung, $60^{\circ}30'00''$ für die Nordbegrenzung und $60^{\circ}23'10''$ für die Südbegrenzung.

Topographisch lassen sich im Arbeitsgebiet im Nordosten eine Hügelzone – die Ausläufer der Hüttener Berge und die höchsten Erhebungen der Duvenstedter Berge – und im Westen bzw. Südwesten die davor liegenden schwachgewellten, zumeist ebenen Sanderflächen unterscheiden. Die erstgenannte Hügelzone im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes umfaßt flachwellige bis hügel-/kuppenförmige Ausläufer der nordöstlich gelegenen Hüttener Berge (Scheelsberg: 106,1 m N.N., Aschberg: 97,8 m N.N.), die im Südosten vom Bistensee und im Südwesten von der Linie Owschlag See - Steinsieken - Stenten bis an die Sorge begrenzt sind. Die Höhen liegen durchschnittlich zwischen 10 und 20 m N.N. und sind im Osten um Friedrichshof und Meierhof oft höher als 20 m N.N. Hier schalten sich zwischen die oft steil geböschten Hügel auch heute vermoorte Depressionen ein. Im Westen werden in unmittelbarer Nähe des Heidteiches und Owschlag See auch noch Höhen in flachen Kuppen und Rücken von 19 bis 23 m N.N. erreicht. Der Owschlag See liegt in einer Meereshöhe von 3,6 m N.N.

Der zweite Bereich dieser Hügelzone umfaßt die z.T. recht markanten, rücken- bis wallförmigen, hintereinander angeordneten und oft einen geschwungenen Grundriß aufweisenden Erhebungen. Die größte Höhe wird hier mit 72 m N.N. ca. 500 m südlich Tegelkate erreicht und ist nicht mehr im Arbeitsgebiet gelegen. In den langgestreckten schmalen Depressionen sind hier nur wenige Vermoorungen anzutreffen.

Zwischen diesen beiden Gebieten hat sich die Sorge als Abfluß aus dem Bistensee eine schmale Rinne geschaffen, die bei Stenten am Westrand der Hügelzone ausläuft und hier in eine Niederung übergeht. Die Sorgeniederung westlich Stenten geht unmittelbar bis an die Bahnlinie Alt-Duvenstedt - Owschlag und setzt sich sowohl nach Nordwesten in Richtung Owschlag See und in den Mühlenbach hinein als auch nach Südosten ca. 2,5 km weit fort. Ab der Bahnbrücke über die Sorge fließt die vor der Kanalisierung mäandrierende Sorge in einer zunächst ± 1 km breiten, kastentalartig ausgeweiteten Niederung bis nach ca. 4 km bei Sorgwohld die Niederung bis auf wenige 100 m schmal wird. Der weitere 5 km lange Sorgelauf erfolgt in dieser schmalen, beiderseits mit hügeligen und kuppenförmigen bewaldeten Dünen versehenen Rinne.

4.2 Teilarbeitsgebiet: Schleswig-West

Dieses Arbeitsgebiet wird durch den südwestlichen Teil der TK 25, Blatt Schleswig (1423), den nach Westen anschließen-

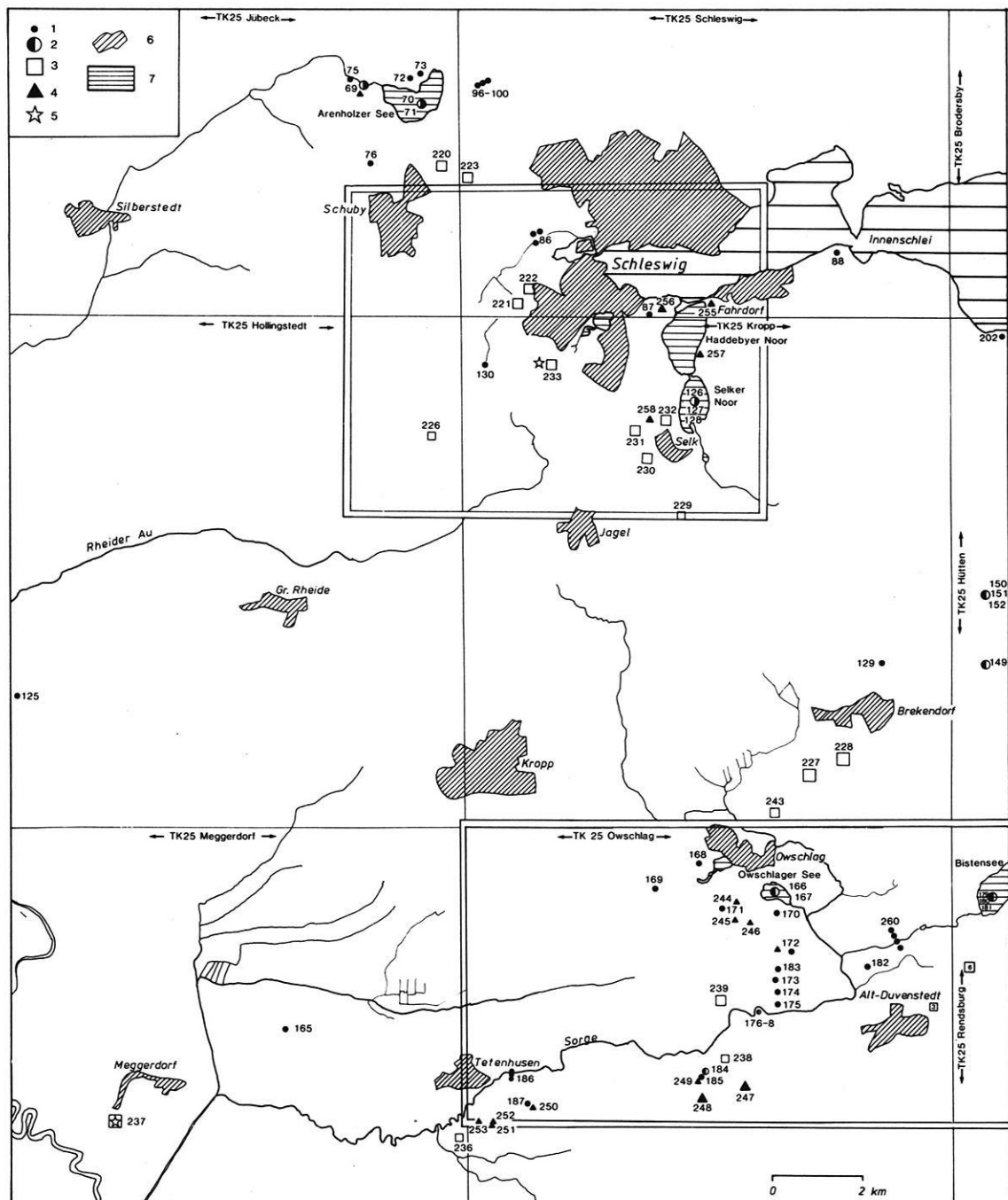


Abb. 7: Karte der im Text genannten Bohrungen, Aufschlüsse und Grabungen. -- Westblatt --

Legende:

1: Nutstangensondierung; 2: Stechrohrbohrung; 3: Aufschluß; 4: Grabung; 5: Geschiebezählung; 6: Ortschaft; 7: Gewässer.

den südöstlichen Teil der TK 25, Blatt Jübeck (1422), den südlich daran angrenzenden nordöstlichen Teil der TK 25, Blatt Kropp (1523) und den östlich angrenzenden nordwestlichen Teil der TK 25, Blatt Hütten (1524) begrenzt.

Die Koordinaten nach Hoch- und Rechtswerten lauten für die Begrenzung der Arbeitsfläche im Osten $35^{\circ}39'00''$, im Süden $60^{\circ}35'00''$, im Norden $60^{\circ}43'50''$ und im Westen $35^{\circ}43'80''$.

Danach verläuft die Nordbegrenzung in Ost-West-Richtung am Bahnhof Schuby südlich der Bundesstr. 201 durch das Waldstück Gehege Pöhl und durch den nördlichen Teil des Geheges Tiergarten, durch die nördlichen zumeist industriellen Ansiedlungen am Stadtrand von Schleswig bis zur heutigen Zuckerfabrik. Von dort verläuft die östliche Grenze des Arbeitsgebiets nach Süden über Fehrdorf bis an den westlichen Ortsrand von

Geltorf, um von dort nach Westen nördlich Lottorf und Jagel und südlich Friedrichsheide (dem heutigen Flugplatz Jagel) bis ca. 1 km nördlich Klein-Rheide zu verlaufen. Die Westbegrenzung liegt ca. 1 - 2 km westlich der Orte Schuby und Hüsby sowie Kurburg am Dannewerk.

Topographisch lassen sich drei größere Einheiten in diesem Gebiet unterscheiden:

1. Der Westsaum mit einer Ausbuchtung nach Osten bei Kurburg südlich und südwestlich Klein-Dannewerk bis hin an den Südrand des Kartenausschnittes wird gebildet von einer weitgespannten, fast ebenen, leicht nach Westen und Südwesten abfallenden Fläche, in die nur 1 km südlich Schuby und Hüsby sowie südwestlich Klein-Dannewerk flache Rinnen eingetieft sind.

2. Gegenüber dieser ersten Einheit zeichnet sich die zweite durch ein deutlich stärker bewegtes Relief ab. Die größte Fläche dieser Einheit liegt unmittelbar östlich und nordöstlich von Jagel am unteren Kartenrand sowie wenig östlich von Schuby. Es handelt sich hier um flachgewellte jedoch noch deutlich sichtbare kuppen- und flachschildartige Rückenformen mit einem breitovalen bis runden Grundriß.

3. Die dritte Einheit umfaßt den größten Teil des Kartenausschnittes und ist charakterisiert durch eine stark reliefierte Oberfläche mit Höhen um maximal 41,5 m N.N. im Königshügel nordnordwestlich Oberselk oder 44 m N.N. nordnordöstlich Groß-Dannewerk. Im Durchschnitt liegen die Höhen zwischen 25 und 33 m N.N. Die dieser Einheit zuzurechnende Zone stellt sich als ein halbkreisförmig nach Westen vorspringendes, durch oft hintereinander parallel zueinander angeordnete Wälle gegliedertes Gebiet dar, das sich westlich und südwestlich der Innenschlei bei Schleswig sowie auch das Haddebyer und Selker Noor umgrenzend ausdehnt. Die Gehege Pöhl und Tiergarten westnordwestlich Schleswig, das Gebiet zwischen Hüsby und Friedrichsberg und zwischen Groß-Dannewerk und Friedrichsberg, die Umgebung von Busdorf und Selk sowie Fahrdorf sind dieser dritten Einheit zuzurechnen.

4.3 Teilarbeitsgebiet: Hüttener Berge und Große Hüttener Au

Das Teilarbeitsgebiet Hüttener Au umfaßt den Nordwestteil auf der TK 25, Blatt Hütten 1524. Die Koordinaten der Blattgrenzen verlaufen nach Hoch- und Rechtswerten für die Nordgrenze ⁶⁰41000, für die Südgrenze ⁶⁰32800, für die Westgrenze ³⁵43400 und für die Ostgrenze ³⁵49000.

Am westlichen Nordrand des Kartenausschnittes liegen die Endmoränen von Fleckeby und Louisenlund und weiter östlich dann die Große Breite und der Holmer See. Im östlichen Teil sind der Kollsee und Bültsee auch auf dem östlich angrenzenden Kartenausschnitt des Windebyer Noores enthalten. Im Süden wird der Kartenausschnitt durch die Hüttener Berge und Ascheffel bis hin zum Gut Damm nördlich Damendorf begrenzt. Die Westgrenze verläuft von Borgwedel über Guby nach

Süden bis südlich der höchsten Erhebungen der Hüttener Berge. Die Ostgrenze verläuft vom Bültsee bis zum Gut Damm nördlich Damendorf.

Die westliche Hälfte des Kartierungsausschnittes wird auf der Linie der Großen Hüttener Au von den Stauchmoränenwällen der Hüttener Berge, sowie deren nördliche Fortsetzung in die Randlagen von Fleckeby hin geprägt. Hier liegen mit 106 m N.N. (Scheelsberg) und zwischen 35 m und 45 m N.N. südwestlich Fleckeby die höchsten Erhebungen des gesamten Arbeitsgebietes. Das Relief ist stark bewegt und weist die größten relativen Höhenunterschiede im gesamten Arbeitsgebiet auf.

In diese Einheit hinein greift in nordwestlicher Richtung schlauchartig die Kleine Hüttener Au, die südlich Fleckeby bei Appeljord auf die Große Hüttener Au stößt. Nach Norden geht dann diese Niederung unter trichterartiger Erweiterung in die Große Breite über. Östlich der Linie Große Breite -Gr. Hüttener Au wird landschaftlich der Nordteil von einer leicht nach Westen bis Westnordwesten geneigten Fläche charakterisiert, die kleine, kesselartige, abflußlose Hohlformen mit ovalem bis rundem Grundriß aufweist. Eine flache Rinne zieht vom Bültsee über den Kollsee westsüdwestlich zur Großen Breite; eine zweite steilwandige Rinne (Osterbek) kommt aus der Gegend von Osterby-Möhlhorst und läuft in nordwestlicher später dann westnordwestlicher Richtung auf dem Niveau der Großen Breite aus. Der Südteil dieser Osthälfte stellt sich hügelig bis flachwellig dar mit deutlich niedrigeren Höhen (25 m bis 30 m N.N.) als die Hüttener Berge im Westen.

4.4 Teilarbeitsgebiet: Weseby - Kosel

Dieses Arbeitsgebiet umfaßt einen südwestlichen Ausschnitt der TK 25, Blatt Brodersby (1424). Die Koordinaten der Grenzen laufen nach Hoch- und Rechtswerten für die Ostgrenze ³⁵52000, die Westgrenze ³⁵43400, die Nordgrenze ⁶⁰45700 und die Südgrenze ⁶⁰41000.

Die Nordbegrenzung verläuft auf der Höhe nördlich Groß-Brodersby von West nach Ost, quert knapp südlich der Schleiinsel Kiehholm die Mittelschlei und erreicht 0,5 km südlich Norby die Ostbegrenzung. Von dort verläuft die Ostgrenze über Sönderbyhof, westlich Sönderby und Pukholt bis an den östlichen Ortsrand von Gammelby an der südlichen Begrenzung der TK 25, Blatt Brodersby (1424). Diese südliche Begrenzung ist durch den Ost-West-Verlauf ca. 0,5 km südlich des Kollsees und ca. 1 km südlich Weseby den Südteil der Großen Breite querend bis Borgwedel zu verfolgen. Hier wird der Westrand der TK 25, Blatt Brodersby (1424) erreicht, von wo aus die Begrenzung des Teilarbeitsbereichs wieder mit dem Westrand der TK 25, Blatt Brodersby (1424) identisch ist.

Ein kleiner Teil des Arbeitsgebietes wird von der Großen Breite, einer breit nach Süden reichenden, flachen Bucht der östlichen Innenschlei und von dem südwestlichen Teil der Mittelschlei im oberen und mittleren Abschnitt des Arbeitsgebietes

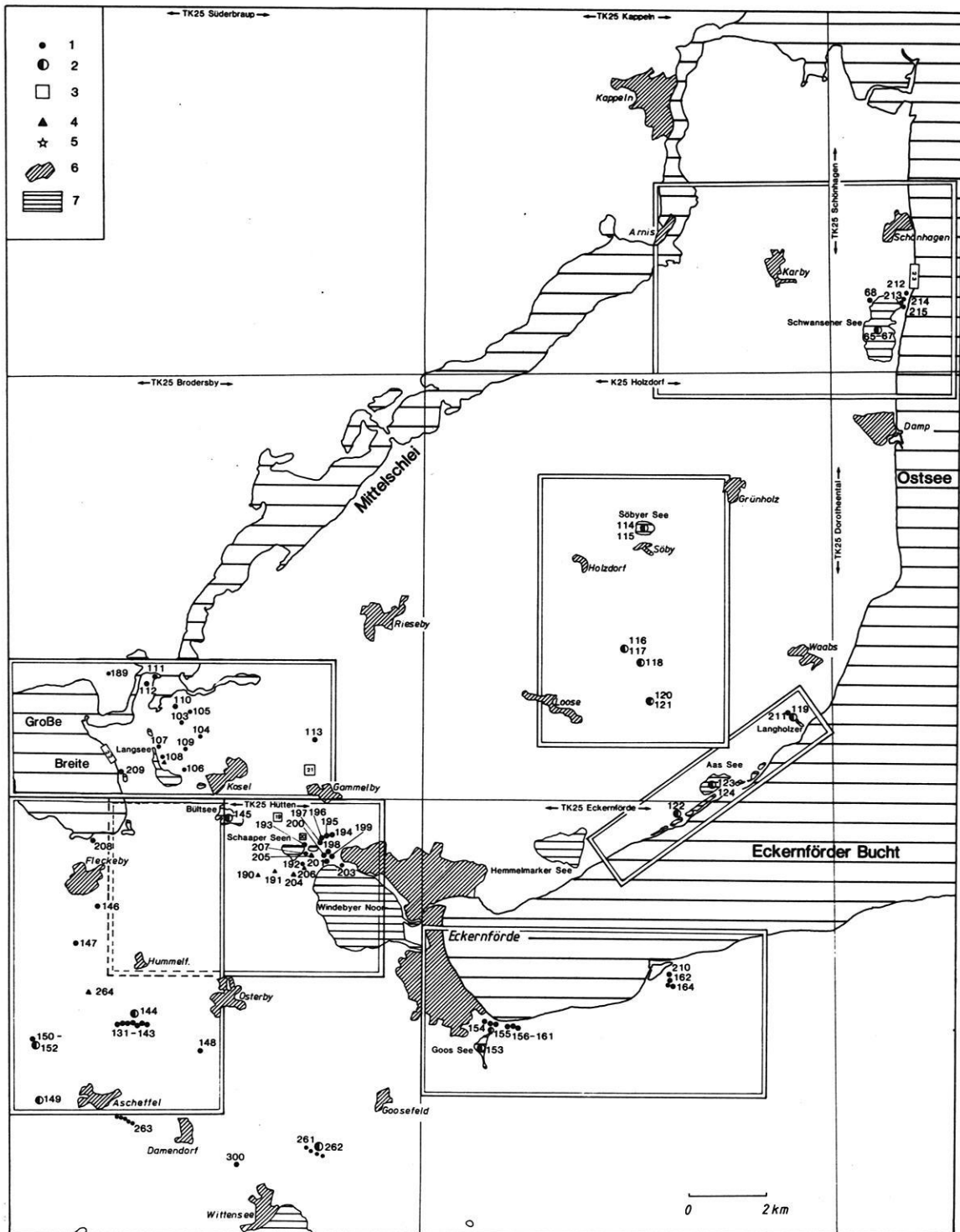


Abb. 8: Karte der in Text genannten Bohrungen, Aufschlüsse und Grabungen. -- Ostblatt --

Legende:

1: Nutstangensondierung; 2: Stechrohrbohrung; 3: Aufschluß; 4: Grabung; 5: Geschiebezählung; 6: Ortschaft; 7: Gewässer.

eingonnen. Die Mittelschlei verengt sich zwischen Kiefert und dem Brodersbyer Noor schlauchartig bis auf wenige hundert Meter, um dann nordöstlich von Missunde beim Zusammentreffen mit dem Ornumer Noor wieder buchtenfö-

mig breiter zu werden. Das Ornumer Noor setzt sich in direkt ostnordöstlicher Richtung noch ca. 2,5 km bis Bohnert und Eschelsmark fort. Wenig östlich der Ausmündung des Ornumer Noors in die Mittelschlei mündet die Koseler Au. Sie verläuft

ca. 1,5 km in südwestlicher Richtung und biegt dann auf etwa 3 km Länge in eine östliche Richtung um. Bei Kosel verengt sich das Tal bis zum Zusammentreffen mit der Kolholmer Au, die in einer schmalen Talung von Gammelby aus von Süden auf die Koseler Au trifft. Mit einer Breite von ca. 500 m setzt sich die Koseler Au ab dem Zusammenfluß mit der Kolholmer Au nach Nordosten noch bis Sønderby fort. Der obere und mittlere östliche Teil des Kartierungsgebietes zwischen Bohnert, Mittelschlei, der Koseler und Kolholmer Au mit ihrer westlichen und südlichen Taleinfassung stellt eine flachwellige und -kuppige Landschaft dar. Die flachen Rücken, Wälle und Kuppen erreichen Höhen zwischen 18 und 24 m N.N., im Einzelfall auch 29,4 m N.N. östlich Ornum. Der südlich bzw. westlich der Koseler und Kolholmer Au bis an die Große Breite reichende Landschaftsteil ist eher eben bis flachwellig und fällt mit ca. 2 bis 4⁰ nach Westnordwest ein und weist nur zwischen dem Koll- und Langsee und der nordnordwestlichen Fortsetzung Richtung Missunde ein stärker kuppiges Relief auf. Hier werden Höhen von 13 bis 15 m N.N. nicht überschritten. Der ebene bis flachwellige Charakter ist besonders zwischen Kosel, Bültsee und Weseby ausgeprägt. Auf dem angrenzenden Teilbereich wird der Anschluß nach Süden als Koselfeld bezeichnet.

4.5 Teilarbeitsgebiet: Bültsee - Windebyer Noor

Das Teilarbeitsgebiet 5 liegt am nördlichen Rand des Kartenblattes TK 25, Blatt Hütten (1524) und deckt eine Fläche von 31,9 km² ab. Es wird durch folgende Hoch- und Rechtswerte begrenzt: die Nordgrenze ⁶⁰41000, die Südgrenze ⁶⁰36800, die Westgrenze ³⁵46000 und die Ostgrenze ³⁵54000.

In der nordwestlichen Ecke des Kartierausschnitts ist gerade noch das Südostufer der Großen Breite mit dem Holmer See enthalten. Nach Osten verläuft der Blattrand dann knapp nördlich des Bültsees vorbei über Kleingammelby, um dann rechtwinkelig nach Süden durch das Windebyer Noor bis zum Ort Windeby hin zu verlaufen. Die Südgrenze verläuft dann nach Westen, nördlich Osterby und quert die Große Hüttener Au ca. 500 m südlich Hummelfeld. Dieser südwestliche Kartenausschnitt ist mit dem Kartierungsausschnitt des Teilarbeitsgebietes 3 (Hüttener Au) identisch. Nach Norden beinhaltet das Detailkartierungsgebiet noch die Orte Götheby und Holm östlich Fleckeby.

In diesem Kartierungsausschnitt sind im wesentlichen drei landschaftsprägende Elemente enthalten. Das sind fünf Seen; von Westen nach Osten: der Holmer See, der Bültsee, der Große und Kleine Schnaaper See, sowie als der größte der genannten Seen das Windebyer Noor. Daneben gibt es in zahlreichen Depressionen Vermoorungen – als Beispiele seien genannt ein Moorgebiet südwestlich und wenig nördlich Möhlhorst sowie ca. 0,5 km westlich Westertal – und andere Verlandungsbildungen wie Weiden- und Erlenbruchwälder unmittelbar westlich des

Bültsees und den buchtförmigen Erweiterungen des Osterbek-tals. Der nördliche und mittlere Kartenausschnitt wird von einer fast ebenen, mit abflußlosen, im Grundriß runden bis breitovalen Depressionen versehenen, schiefen Fläche gebildet, die mit ca. 3 - 5⁰ Neigung nach Westen bis Nordwesten hin geneigt ist. Diese Fläche weist an der Ostseite eine Höhe von knapp 25 m N.N. auf. Nördlich und westlich des Windebyer Noores sowie südöstlich der Linie Kochendorf-Möhlhorst-Hummelfeld ist das Relief hügelig bis stark wellig und weist Höhen zwischen 25 und 38 m N.N. auf. Durch das Detailkartierungsgebiet fließt, von Osterby knapp außerhalb des Gebiets kommend, die Osterbek in wenigen Windungen zunächst nach Norden, um dann ab Möhlhorst nach Nordwesten umzubiegen; bei Holm erreicht sie dann das Schleiniveau und mündet am Holmer See in die Große Breite.

4.6 Teilarbeitsgebiet: Söbyer See - Ludwigsburg

Das Teilarbeitsgebiet 6 liegt im mittleren Teil des Kartenblattes TK 25, Blatt Holzdorf (1425), früher Sieseby, und deckt eine Fläche von 40,9 km² ab. Es wird durch folgende Hoch- und Rechtswerte begrenzt: die Nordgrenze ⁶⁰50200, die Südgrenze ⁶⁰42800, die Westgrenze ³⁵57000 und die Ostgrenze ³⁵62400.

Die Nordgrenze des Detailkartierungsgebietes verläuft nördlich Maasleben bis ca. 1 km nordöstlich Grünholz, biegt dann rechtwinkelig nach Süden und verläuft östlich Pommerby, Hül-senhain, Buschenrade bis westlich Lehberg. Von dort geht die Südgrenze südlich Ludwigsburg vorbei bis südlich Loose und springt dort wieder als Westgrenze nach Norden östlich Charlottenhof vorbei bis auf die Höhe westlich Maasleben.

In diesem soeben beschriebenen Ausschnitt liegen mit 23,1 m N.N. Seespiegelhöhe der Söbyer See als einzige heute noch offene Wasserfläche, sowie größere vermoorte Depressionen wie das zwischen Ile Witt und Glasholz gelegene Große Moor (18 m N.N.) und das westlich davon gelegene Kuh-Moor mit einer nord-südlichen Längserstreckung. Zwischen dem Großen Moor und dem Gutshof Ludwigsburg ist das Ludwigsburger Moor gelegen, sowie am nördlichen Kartenrand südwestlich Grünholz das Moorholz. Das Relief ist abgesehen von den verlandeten und vermoorten Depressionen stark bewegt und weist Höhen durchschnittlich bis zu 40 m N.N. auf, vereinzelt im Kronsberg nordöstlich Ludwigsburg sogar 47,9 m N.N. Die Bäche im Nordwestteil des Ausschnitts entwässern zur Schlei, im Nordostteil über die Schwastrumer Au zur Eckernförder Bucht und im Südabschnitt über die Kolholmer Au Richtung Ornumer Noor. Das Große Moor besitzt aufgrund seiner Wasserscheidenposition einen nordöstlichen und westlichen Abfluß.

4.7 Teilarbeitsgebiet: Schwansener See - Arnis

Das Teilarbeitsgebiet 7 deckt die inneren Flächen von vier TK 25 ab: Blatt Kappeln (1325), Blatt Schönhagen (1326), Blatt

Holzdorf (1425) sowie Blatt Dorotheental (1426) und deckt eine Fläche von 41,2 km² ab. Es wird durch folgende Hoch- und Rechtswerte begrenzt: die Nordgrenze ⁶⁰57500, die Südgrenze ⁶⁰51850, die Westgrenze ³⁵60000 und die Ostgrenze ³⁵67100.

Die nördliche Grenze verläuft von der Schlei nördlich Kopperby nach Osten bis an die Ostseeküste nördlich Schönhagen, folgt dann dem Küstenverlauf nach Süden bis ca. 1,5 km südlich des Schwansener Sees. Von dort geht die Südgrenze nach Westen bis zum Gutshof Staun, um dann als Westgrenze nach Norden verlaufend bei Arnis die Schlei zu erreichen.

Im Nordwesten bilden die Schlei und im Osten der Schwansener Haffsee zusammen mit der Ostsee die offenen Wasserflächen dieses Detailkartierungsgebietes.

Es wird in diesem Teilarbeitsgebiet ein Musterbeispiel einer Kliff-Haff-Nehrungsküste mit dem Schönhagener Kliff und dem südlich daran anschließenden Schwansener See (Haffsee), der nahezu vollständig – abgesehen von einem künstlich freigehaltenen Abfluß – von der Ostsee abgeschnürt ist. Seine Fläche beträgt 110 ha, die durchschnittliche Wassertiefe 0,8 m und der Salzgehalt 3 bis 13 ‰ (L.-A. f. Wasserhaushalt u. Küsten 1983). Im nördlichen Kartenausschnitt, im Hinterland der Schönhagener Kliffzone, werden in einem welligen bis hügeligen Relief Höhen zwischen 25 m und 36 m N.N. erreicht. Südlich der Rinne Schwansener See-Karlsburg ist das Relief nur flach-wellig mit Höhen um ± 15 m N.N.

4.8 Teilarbeitsgebiet: Aas-See - Langholzer See

Dieses Arbeitsgebiet umfaßt den nordwestlichen Küstensaum der Eckernförder Bucht am Nordrand der TK 25, Blatt Eckernförde (1525), und dem südöstlichen Abschnitt der TK 25, Blatt Sieseby (1425). Die Koordinaten der Begrenzung sind in Fig. 48 mit eingetragen, da zweckmäßigerweise der Ausschnitt der Karte nicht genordet wurde.

Am Südwestrand der Karte erstreckt sich vom Gut Hohenstein ein Tal mit weitgehend ebenem Talboden und mündet auf der Höhe der angelagerten marinen Sande aus. Weiter nordöstlich ziehen vom Gut Ludwigsburg und Karlsminde ebensolche Täler, die kurz vor dem Erreichen des Aas-Sees sich zu einem größeren Tal vereinen. Auch der den nordöstlichen Abschluß des Kartenausschnittes bildende Langholzer See liegt am Ausgang eines Talzuges mit einem im unteren $\frac{2}{3}$ fast ebenen Talboden, der als Hohlgrund bezeichnet wird.

An größeren zusammenhängenden Einheiten lassen sich im wesentlichen außer diesen gliedernden Tälern zwei verschiedenen hohe Niveaus unterscheiden. Dies ist einmal die Küste selbst mit sich nordwestlich daran anschließenden, nur maximal 1,5 m N.N. hoch liegenden, marinen Sandaufschüttungen, die bisweilen im ursprünglichen Zustand (vgl. die ersten preußischen

Landesaufnahmen) offenbar schwach erkennbare, sanfte Rückvertiefungen mit feuchten Wiesen enthielten. Erst in den 30er Jahren fand hier eine starke Kies- und Sandausbeute statt, so daß die heute noch existierenden Seen südwestlich und nordöstlich des Aas-Sees als Baggerseen zu betrachten sind. Eng mit dieser natürlichen, küstenparallelen Sandaufschüttung sind die beiden naturbelassenen Seen – der Aas-See und der Langholzer See – verbunden.

Die zweite Einheit stellen die nordwestlich angrenzenden Höhen dar, die mit einer deutlichen Grenze von der zuvor beschriebenen Zone zu trennen sind. Das Gelände steigt hier über einen Steilabbruch innerhalb weniger Zehner von Metern Horizontalabstand im südwestlichen Blattausschnitt auf 11 m N.N. im mittleren und nordöstlichen Kartenausschnitt sogar auf Höhen über 25 m N.N. an. Diese Steilkante selbst ist mit unterschiedlichen Sprunghöhen fast lückenlos verfolgbar und zieht sich in den vorher genannten Tälern weit in die zweite höherliegende Zone hinein. Diese selbst weist ein kuppig- und wellig-bewegtes Relief auf.

4.9 Teilarbeitsgebiet: Goos-See und Kronsbek-Gebiet

Dieses Arbeitsgebiet umfaßt einen fast 5 km breiten, West-Ost gerichteten Streifen, der am Westrand der TK 25, Blatt Eckernförde (1525) ansetzt. Die Koordinaten für die Westgrenze liegen bei ³⁵54250, für die Ostgrenze bei ³⁵62720, für die Nordgrenze bei ⁶⁰38000 und für die Südgrenze bei ⁶⁰33240. Die Nordgrenze verläuft vom Südrand der Stadt Eckernförde durch die Eckernförder Bucht nach Osten. Nördlich des Gutes Lindhof setzt dann die Ostgrenze an und setzt sich bis zum Gut Neudamm fort, um von hier aus wieder nach Westen südlich des Gutes Hohenlieth bis zum westlichen Kartenrand westlich Harzhof zu führen. Die Westgrenze fällt mit dem westlichen Kartenrand der TK 25 zusammen.

Das Gebiet wird im Norden von der Eckernförder Bucht mit ihrer von West über Südwest bis Südsüdost verlaufenden Küste begrenzt. Die Küste ist im östlichen Teil als sandig-kiesige Anlagerungsküste, im Mittelteil als Kliffküste und im südwestlichen bis westlichen Abschnitt wieder als Anlagerungsküste ausgebildet. Auf diesem Küstensaum laufen drei Talzüge aus – die Kronsbek im Osten und zwei nicht näher bezeichnete Täler, die nahe der Haltestelle Altenhof zusammentreffen. Eine breite, an den Hängen gegliederte, schüsselförmige Depression liegt westlich Altenhof; sie wird heute von dem Restsee des Goos-Sees ausgefüllt, der im Vergleich zur rund 100 Jahre alten preußischen Landesaufnahme erheblich an freier Seefläche abgenommen hat. Diese genannten Hohlformen sind in eine stark reliefierte, kuppig bis wellig ausgestaltete Oberfläche eingelassen. Sie ragt bis maximal 35 m N.N. auf, hat aber durchschnittlich Höhen zwischen 15 und 23 m N.N.

5. Eem- und Frühweichselvorkommen im Arbeitsgebiet und unmittelbar angrenzenden Gebieten.

5.1 Margarethenwall

Im Aufschluß der Sand- und Kiesgrube am Margarethenwall ca. 1 km südsüdwestlich Friedrichsberg (233 in Abb. 7) wurde in einem neuen Südstoß eine ehemalige Hohlform angefahren. Die Abb. 9 zeigt den südwestlichen Teil der Westwand (vgl. Foto 7 auf Tafel 3), die Abb. 10 einen Profilausschnitt aus der Süd- wand des Südstoßes (vgl. Foto 4 auf Tafel 2). Die Basis beider kartierten Ausschnitte besteht im Liegenden aus den in der Grube abgebauten Kiesen, die zuweilen auch Sandbänke enthalten und an der gesamten Westwand eine beachtliche Mächtigkeit von bis zu 15 m erreichen können (Schicht 1 in Abb. 9 und 10). Darüber lagert eine bis zu 1,5 m mächtige olivgraue, stark lehmige Moräne, die in ihrem oberen Teil eine deutliche Bodenbildung trägt (2a in Abb. 9). Es wurde außer einer deutlichen Verlehmung noch eine Pseudovergleyung festgestellt, die sich in einer Marmorierung der oberen Dezimeter der Moräne zusammen mit einer Auflösung in einzelne brockig-prismatische Bodenaggregate absetzt. Insgesamt kann man diesen Bodenrest als einen Unterboden einer pseudovergleyten Parabraunerde ansprechen. Danach erfolgte als dritter bodenbildender Prozeß eine Podsolierung, dessen Podsol nachfolgend partiell abgetragen wurde. Es muß allerdings vorerst offenbleiben, ob die Podsolierung direkt mit der Braunerdebildung in zeitlich direkter Reihenfolge geschah, oder ob die Podsolbildung als ein zeitlich davon abzusetzender Vorgang zu betrachten ist. Parabraunerden bzw. auch pseudovergleyte Parabraunerden sind nach lößstratigraphischen Forschungsergebnissen als echte interglaziale Waldböden zu betrachten (vgl. u.a. ROHDENBURG & MEYER 1966, SCHÖNHALS, ROHDENBURG & SEMMEL 1964, WALTHER & BROSCHE 1982). Es befinden sich unmittelbar über der pseudovergleyten Moräne zwei A_h -Horizonte (4 und 8 in Abb. 10), zu denen auch jeweils ein A_e -Horizont (3 und 7) im Liegenden zuzurechnen ist. Diese A_h - und A_e -Horizonte sowie ein weiterer A_e -Horizont (5) und ein schwach entwickelter B_t -Horizont (6) weisen deutliche Verlagerungsspuren auf, so daß nicht sicher geklärt werden konnte, ob es sich nicht um eine Bodenbildung – eine podsolierte, pseudovergleyte Parabraunerde. – handelt, bei der es mit dem Einsetzen der Gelifluktion an den Hängen zu einer Überlagerung der Bodenhorizonte kam oder ob es sich nicht um zwei fossile A_h -Horizonte mit ihren Unterböden – wenn auch deutlich verlagert – in einer annähernd abfolgerichtigen Lagerung handelt. Fehlende Anzeichen einer Durchmischung sprechen für die zweite Deutung. Die Folge mit den Böden wird mit dem Horizont 9 in Abb. 10 und Horizont 3 in Abb. 9 zum Hangenden hin mit einer Fließerde abgeschlossen, aus der der Hinweis auf einen feucht-kalten Klimaabschnitt abzuleiten wäre. Die

Horizonte 4 und 5 in Abb. 9 sowie der Horizont 10 in Abb. 10 bestehen aus gut geschichteten und sortierten Sanden. Sie weisen besonders im unteren Teil stark glazialtektonische Beanspruchung auf. Die Sande werden wiederum von einer braunen bis braungrauen bis zu 2 m mächtigen Moräne überdeckt (6 in Abb. 9 und 11 in Abb. 10). Nur im südwestlichen Teil der Westwand (Abb. 9) waren dann noch die hangenden Sedimente aufgeschlossen. Hier lagen über der braunen Moräne gelbe bis gelbbraune Sande (7 und 8 in Abb. 9), die im unteren Teil von einer umgelagerten, relativ schwachen Bodenbildung durchzogen wurden. Nach Vergleichen mit den Flug- und Dünen sandgebieten im Rendsburger Staatsforst (vgl. Kap. 6.1.1.3. und KAISER, WALTHER & MÜHMEL-HORN 1989) handelt es sich hier um eine allerdzeitliche Bodenbildung, bei den liegenden Sanden um dryas-2-zeitliche Flugsande und bei den hangenden Sanden um jüngere äolische Sande. Der aktuelle Boden ist als Pflughorizont stark durchmischt.

Stratigraphisch kann die interglaziale Bodenbildung auf der unteren Moräne nur als eemzeitlich eingestuft werden. Die palynologische Untersuchung einer Probe aus dem hangenden A_h -Horizont erbrachte kein Ergebnis, da die Pollendichte zu gering und der Pollenerhaltungszustand sehr schlecht war.

Die liegende Moräne sowie die unterlagernden groben Vorstoßschotter sind somit warthezeitlich, die hangenden, schwächeren, umgelagerten Bodenbildungen können – sofern man geneigt ist, in ihnen zeitlich zu trennende Horizonte zu sehen – den frühweichseleiszeitlichen Interstadialbildungen zugerechnet werden. Es kann somit von einem trennenden Interglazial- und/oder Interstadialabschnitt ausgegangen werden. Die hangenden Sande sowie die braune Moräne sind somit weichseleiszeitlich einzuordnen.

Die Korngrößenanalyse des Feinmatrixanteils ergab für die karbonathaltige (bis 18 %), braune Hangendmoräne 61,1 % zwischen 2000 und 63 μm , 24,6 % zwischen 63 und 2 μm und 14,3 % < 2 μm . Die olivbraune, kalkfreie Liegendmoräne wies 64,7 % von 2000 bis 63 μm , 23,8 % von 63 bis 2 μm und 11,5 % < 2 μm auf. Der Unterschied im Matrixmaterial dieser beiden Moränen ist also nicht sehr groß.

Die stratigraphische Zuordnung wird von drei Geschiebeanalysen von WÜNNEMANN (1989) gestützt. Danach sind in der braunen Hangendmoräne 20 % baltische Geschiebe enthalten; der Flintkoeffizient beträgt 0,50. Auf der Grundlage von 53 Leitgeschieben ergibt sich eine Hesemann-Zahl (HZ) von 2350, und das Theoretische Geschiebezentrums (TGZ) wird mit α

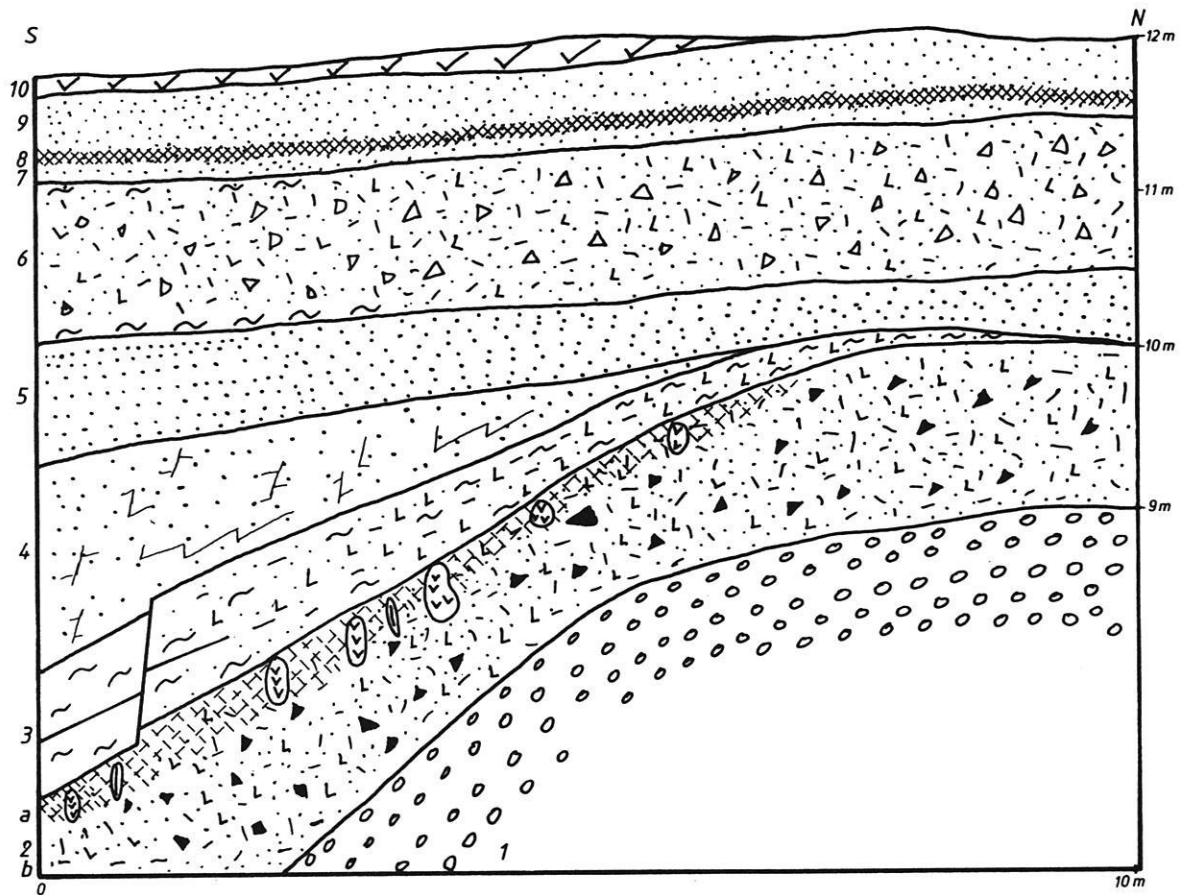


Abb. 9: Kies- und Sandgrube Margarethenwall, südwestlich Friedrichsberg; Südwestteil der Westwand.

Legende:

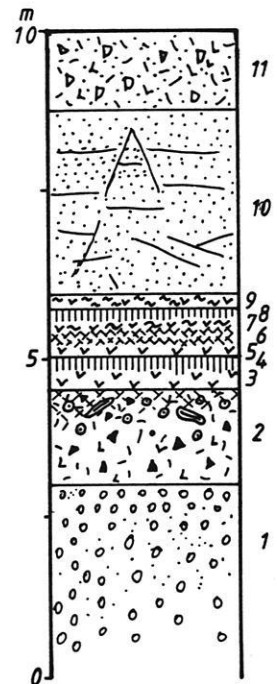
- 1: wartheiszeitliche Vorstoßschotter; 2a: pseudovergleyter, oberer Teil der olivgrauen wartheiszeitlichen Moräne (2b); 3: dunkel graugrünliche Fließerde; 4: geschichtete mit 60° einfallende, glazialtektonisch beanspruchte Sande; 5: ± horizontal geschichtete gelbweiße Sande; 6: graubraune weichseleiszeitliche Moräne; 7: spätglaziale (präallerödzeitliche) Flugsande; 8: Allerød-Boden; 9: dryas-3-zeitliche oder jüngere Flugsande; 10: A_p-Horizont.

Abb. 10: Kies- und Sandgrube Margarethenwall, südwestlich Friedrichsberg

Profillausschnitt aus der Südwand.

Legende:

- 1: wartheiszeitliche Vorstoßschotter;
- 2: olivgraue, wartheiszeitliche lehmige Moräne, im oberen Teil deutliche Pseudovergleyungsspuren;
- 3: (f) Ae-Horizont;
- 4: (f) Ah-Horizont;
- 5: (f) Ae-Horizont;
- 6: (f) Bt-Horizont;
- 7: (f) Ae-Horizont;
- 8: (f) Ah-Horizont;
- 9: verlagertes Bodensediment;
- 10: weichseleiszeitlicher Sand und Kies in diskordanter Wechsellagerung mit Sackungen;
- 11: weichseleiszeitliche, braune Moräne.



17,2 und σ 58,6 berechnet. In der olivbraunen Liegendmoräne stellt WÜNNEMANN 32,6 % baltische Geschiebe fest; braunen Ostsee-Porphyr findet er nicht; der Flintkoeffizient liegt bei 0,957. Er errechnet eine HZ von 3430 und gibt ein TGZ von α 16,8 und σ 59,5 an, d.h. der erhöhte mittelschwedische Anteil geht zu Lasten der südschwedischen Geschiebegemeinschaft, was bei weichseleiszeitlichen Proben genau umgekehrt ist. Eine zweite Auszählung an der Liegendmoräne ergab ein voll vergleichbares Ergebnis. Folgt man bei der Interpretation SCHLÜTER (1980), so ergibt sich für die Liegendmoräne eine gute Übereinstimmung mit den von ihm ausgewerteten Warthemoränen. Die Werte für die Hangendmoräne hingegen stimmen mit Daten überein, die WÜNNEMANN (1990) für Moränen aus eindeutig weichseleiszeitlich geprägten Gebieten Nord-Schleswig-Holsteins erstellt hat. Damit erfährt die zunächst pedostratigraphisch vorgenommene Deutung der Bodenbildungen sowie der hangenden und liegenden Sand-, Kies- und Moränenablagerungen eine Bestätigung.

5.2 Loopstedt

WOLFF (1912) beschrieb eine Schichtenfolge mit limnischen Serien und Torfen nördlich Loopstedt am Ostufer des Haddebyer Noores. Nach SCHÜTRUMPF (1967: 136 f.) wurde dabei von WOLFF folgende sedimentologische Beschreibung gegeben:

"Auf dem Geschiebemergeluntergrund liegt zunächst - unter dem Wasserspiegel ca. 1 m festgelagerte Kalkmudde mit Resten einer vollkommen gemäßigten Vegetation. Darüber liegt vom Wasserspiegel aufwärts:

- 0 - 80 cm harte, geschichtete hellbraune, an der Luft sich schwärzende Torfmudde mit Früchten, Blättern und vielen Moosresten;
- 80 - 190 cm grünlich- dunkelgrauer, horizontal geschichteter Sapropelsand. Der Sapropel- bzw. Humusgehalt wechselt schichtweise;
- 190 - 195 cm etwas gröberer grauer Sand mit Steinchen bis Nußgröße;
- 195 - 260 cm grauer, steinfreier, mittelfeiner, sapropelhaltiger bzw. humoser Sand;
- 260 - 310 cm sehr humusreicher, bzw. sapropelhaltiger Sand, der in frischem Zustand braungrau, an der Luft aber rasch schwarz wird und wie Torf aussieht;
- 310 - Obfl. hierüber folgt, abgetrennt durch einen bis 15 cm anschwellenden Keil, teils groben, teils dichten sapropelhaltigen Sandes, ein Schweif ziemlich reinen 10-20 cm mächtigen dichten Torfes, dessen Farbe im frischen Anstich tabakbraun ist, an der Luft aber tiefschwarz wird. In dem Torf liegen zahlreiche Holzstücke (Bruchwaldtorf).

Zuoberst liegt steinfreier, grauer, mittelkörniger Sand, etwa 1 m mächtig bis zur Grasnarbe. Bergeinwärts, d.h. in der Schlucht-

wand nach Osten wird derselbe in ziemlich steiler Überlagerung begrenzt durch eine 2 m mächtige und etwa 5 m breite Masse von bräunlichem, undeutlich geschichtetem Geschiebelehm, der teilweise kalkhaltig ist und einzelne Geschiebe, darunter einen Granitblock von 50 cm Durchmesser enthält. Aus diesem Lehm stammt ein geritztes Geschiebe." (WOLFF 1912 zit. n. SCHÜTRUMPF 1967: 136 f.)

WOLFF (1922) beschrieb dieses Profil nochmals. Die pollenanalytische Bearbeitung wurde von JESSEN & MILTHERS (1928) vorgenommen. Danach stellten sie die Zonen f, g und h fest, die eher zu einem mittel- bis späteemzeitlichen Abschnitt zu zählen sind. Dieses Ergebnis wurde dann von KOLUMBE (1955) bestätigt und im Hangenden darüber hinaus noch die eemzeitlichen Zonen i und k herausgestellt. Dies entspricht der Zoneneinteilung Vc bis IX nach SELLE (1941). Anlässlich weiterer Arbeiten fand KOLUMBE (1955) im südlichen Teil der interglazialen Sedimente außer Kryoturbarationen noch eine siltige Gytija und Feindetritusgyttja, die von Kiesen, Grobsanden und Schottern überlagert bzw. mit Gytija "in der für Brodelerscheinungen charakteristischen Form miteinander vermenget" sind. Über diesem Brodelhorizont werden dann erstmalig von KOLUMBE (1955: 40) Torf-, Sand- und Siltserien mit einer interstadialen Zeitstellung beschrieben. Der interstadiale Charakter wird palynologisch belegt, indem ein Vorherrschen von *Betula* und *Pinus* festgestellt wurde. Vom Liegenden zum Hangenden werden eine Zone mit *Betula*-Werten von 85 %, eine Birken-Kiefern-Phase, eine Kiefern-Fichten-Phase und abschließend eine Kiefern-Phase mit Werten um 80 % beschrieben. In einem Parallelprofil wird die Schlußphase von *Betula* gebildet. Thermophile Arten werden mit 5 % angegeben. Eine stratigraphische Zuordnung zu einem Weichselinterstadial wird nicht vorgenommen.

SCHÜTRUMPF (1967: 140 f.) beschreibt dann von unten nach oben detailliert die aufgegrabene Schichtenfolge des gesamten Profils.

Die von SCHÜTRUMPF (1967) vorgenommene palynologische Auswertung des Profils ergab einen Beginn in der Pollenzone VI b (n. SELLE), einer Hasel-Eichenmischwaldzeit, der die Zone VI c sowie der erste Abschnitt der Zone VII a folgt. Allerdings konnten auch früheemzeitliche Schichten (Pollenzone III = Birkenzone) in einer Kernbohrung (I) über dem Geschiebelehm angetroffen werden.

Im zweiten Abschnitt der Zone VII a erfolgt dann schon eine deutliche Klimaverschlechterung (Abkühlung und Niederschlagszunahme), die sich am Rückgang thermophiler Arten und dem Auftreten der Tanne und Hainbuche dokumentieren läßt. Auch die folgenden Zonen VIII und IX werden beschrieben, die dann schon als Nadelwaldphase das Ende der Eemwarmzeit erkennen lassen.

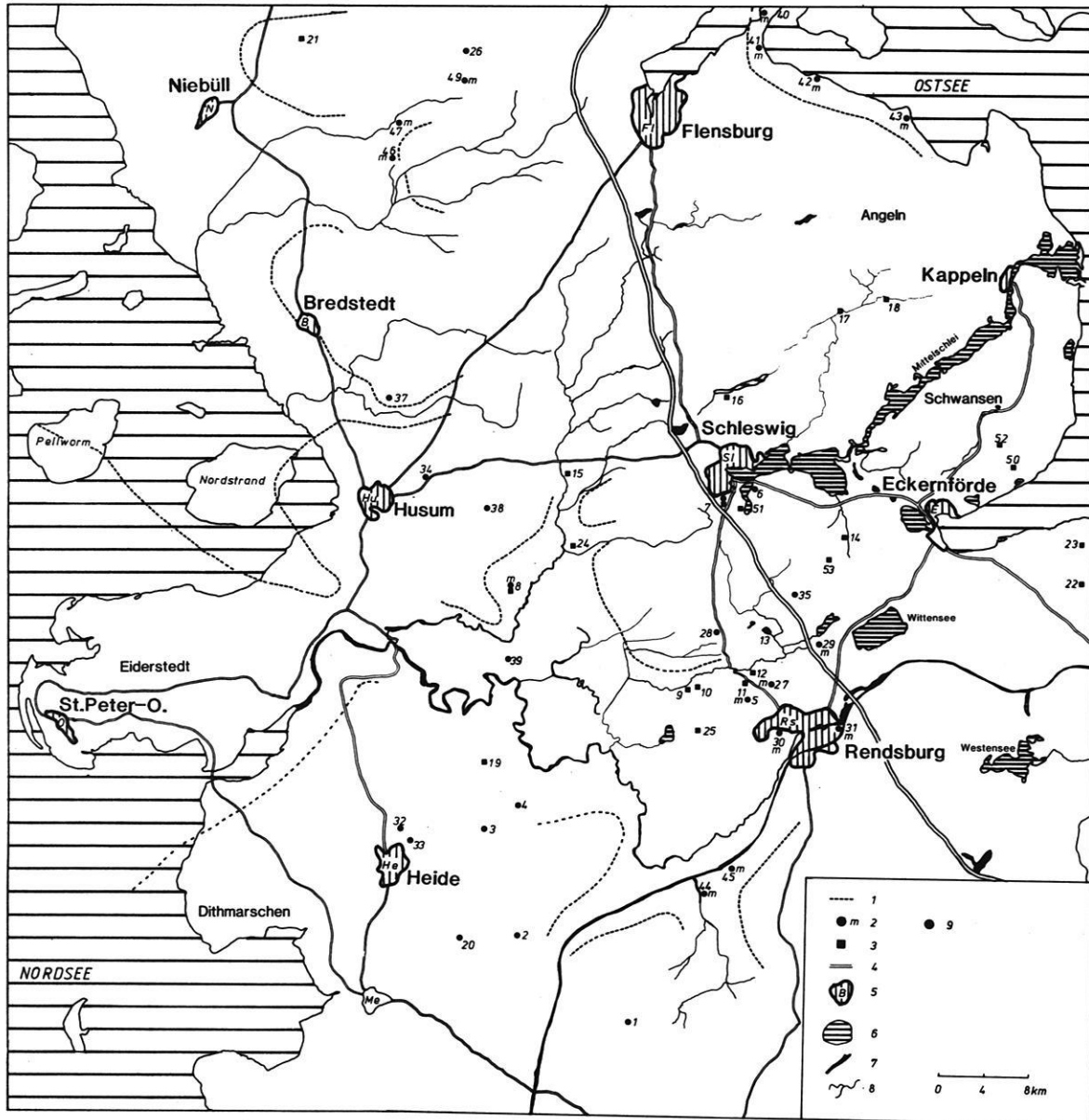


Abb. 11: Karte eemzeitlicher/frühweichseleiszeitlicher und weichselspätglazialer Profile im nördlichen Schleswig-Holstein zwischen Flensburg und Neumünster.

Legende:

1: Grenze des Eem-Meeres nach E. DITTMER, K.H. SINDOWSKI & G. SPAINK (1958); 2: marine Eemvorkommen; 3: Spätglazialvorkommen, 4: Bundesstraße, Autobahn; 5: Ortschaften; 6: See, Meer (in weitabständiger Schraffur); 7: Fluß; 8: Fluß; 9: terrestrische Eemvorkommen.

Zahlenschlüssel:

Eem und Frühweichsel

1. Hof Keller (MENKE 1976); 2. Abersdorf (DÜCKER 1967); 3. Redderstall (MENKE & TYNNI 1984); 4. Schalkholz (MENKE 1976); 5. Fockbeker Moor (E. STREHL 1985); 6. Loopstedt (SCHÜTRUMPF 1967); 7. Margarethenwall; 8. Wildes Moor (BOCK et al. 1985); 20. Odderade (DÜCKER 1967, AVERDIEK 1967); 26. Böslund; 27. Bohrung 1623/22-2B im Duvenstedter Moor (E. STREHL 1985); 28. Bohrung 3 E, NW Heidbunge (E. STREHL 1985); 29. Bohrung 1623/12-10W, Alt-Duvenstedt (E. STREHL 1985); 30. Bohrung 1623/35-28W, östlich Armensee (E. STREHL 1985); 31. Bohrung 1624/52W, Rendsburg-Nobiskrug (E. STREHL 1985); 32. Weddingstedt (DÜCKER 1967); 33. Ostrohe (DÜCKER 1967); 34. Schwesing (DÜCKER 1967); 35. Brekendort (DÜCKER 1967); 37. Ahrenshöft (DÜCKER 1967); 38. Ostenfeld (KOLUMBE & BEYLE 1940); 39. Norderstapel (KOLUMBE & BEYLE 1940); 40. Holnis; 41. Bockholm (KÖSTER 1958); 42. Langballigau (KÖSTER 1958); 43. Habernis (GRIPP 1964); 44. Haalerau (GRIPP 1964); 45. Meckelmoor (GRIPP 1964); 46. Stadumfeld (DITTMER n. GRIPP 1964); 47. Sprakebüll (DITTMER n. GRIPP 1964); 48. Lütjenhornfeld (DITTMER n. GRIPP 1964); 49. Medelby (DITTMER n. GRIPP 1964).

<<< Weichselspätglazial:

8. Wildes Moor (BOCK et al. 1985); 9. Sandgr. Föhren; 10. Fuchsbau Südseite; 11. Düne Meierei Krummenort; 12. Sandgr. Krummenort; 13. Bohrprofil Owschlag See 2 (OWS 2); 14. Hüttener Au; 15. Treia; 16. Langsee (Angeln); 17. Billmoor; 18. Heidberg-Teich; 19. Glüsing (MENKE 1968); 21. Rabenberg Moor (H. USINGER 1975); 22. Kubitzbergmoor; 23. Scharnhagener Moor; 24. Hollingstedt (BOCK et al. 1985); 25. Hohn (BOCK et al. 1985); 50. Ludwigsburger Moor; 52. Großes Moor (Schwansen); 53. Langstückener Moor.

Von den hangenden interstadialen Torfen wird eine hohe Beteiligung von *Betula* und geringe Beteiligung von *Pinus* beschrieben. *Picea* weist eine geschlossene Kurve auf, *Corylus* und *Alnus* sind durchgehend in geringen Werten vorhanden ebenso wie thermophile Arten in lückenhafter Verbreitung.

Für das Interstadial WI_1e kommt dann *Picea omoricoides* als charakteristische Art hinzu. Auch thermophile Arten sowie sporadisch *Carpinus* sind vertreten. Auch ein zweiter Abschnitt der Zone WI_1e wird als typische Nadelwaldphase beschrieben, dabei kommt den Birken eine lokale Bedeutung zu.

In dem dritten Abschnitt (WI_1f) dominiert *Pinus*, während Fichte und Birke zurückgehen. Elemente des EMW sind nicht mehr vorhanden.

SCHÜTRUMPF (1967: 144) teilt dann unter kritischer Betrachtung der Datierung solch alter Proben aus den interstadialen und interglazialen Torfschichten vier ^{14}C -Datierungen mit:

GrN 1270 37 270 ± 500 Jahre b.p.

GrN 1234 37 850 ± 1000 Jahre b.p.

GrN 1242 40 020 ± 1000 Jahre b.p.

GrN 1254 > 53 000 (Eem) Jahre b.p.

Eine Nachmessung der verunreinigten Probe der Datierung GrN 1270 ergab schon ein wesentlich höheres Alter von 45 300 ± 2000 Jahren b.p. (GrN 1329). Aus der gleichen Schicht wurde später dann noch ein Stück Holzkohle datiert mit dem Ergebnis 53 000 + $\frac{4000}{-2500}$ Jahre b.p. (GrN 1365), was aber als umgelagert gelten kann.

Für die interstadialen Schichten von Loopstedt, die SCHÜTRUMPF (1967) dem Brörup-Interstadial zuordnet, unterscheidet er im ersten Abschnitt eine *Betula*-Zone mit einer steigenden Tendenz bei *Picea* und geringen *Corylus* und *Alnus*-Werten. Im zweiten Abschnitt tritt dann *Picea omoricoides* auf. Thermophile Arten sind hier vertreten. Der dritte Abschnitt ist durch *Pinus* charakterisiert. Steigende NBP-Werte weisen deutlich auf das Ende des Stadials hin.

SCHÜTRUMPF (1967: 163) parallelisiert in einem Vergleich mit den Standardprofilen aus Holland und Dänemark die Bildung WI_2 aus Geesthacht mit dem Paudorf-Interstadial (aus Österreich), die untereinander vergleichbaren Bildungen WI_1 von Loopstedt und Geesthacht mit dem Brörup-Interstadial und nimmt die eemzeitlichen Bildungen als in den Vergleichsprofilen stratigraphisch und pollenanalytisch belegte Bildungen der letzten Warmzeit an.

5.3 Brekendorf

DÜCKER (1967) beschreibt eine Kiesgrube östlich der Straße Langenberg - Brekendorf an der Fußzone der Hüttener Berge. Unter einem A_p -Horizont mit einem noch vorhandenen B-Horizont wird von 110 bis 165 cm ein schwarzer, polyedrische Strukturen aufweisender, fossiler A_h -Horizont beschrieben. Darunter folgen ein A_3 -Horizont, ein als B_1 -Horizont anzusprechender Horizont und ein braungelber, schluffiger Sand als C-Horizont. DÜCKER (1967: 61) schreibt bezüglich der stratigraphischen Einordnung des Bodens:

"Die stratigraphische Deutung der Brekendorfer Schichtenfolge hat davon auszugehen, daß die Parabraunerde erst gebildet wurde, als der Stauchmoränenkomplex der Hüttener Berge entstanden war. Wir müssen also annehmen, daß das Inlandeis der Weichsel-Kaltzeit in einer sicherlich längeren Stadiaphase den schleswig-holsteinischen Boden überschritten hatte. ... Es wird angenommen, daß (die Entstehung der Hüttener Berge) zu einem Zeitpunkt geschah, als im übrigen norddeutschen Raum die Randlagen des Frankfurter und Brandenburger Stadiums gebildet wurden. Unter diesen Gesichtspunkten betrachtet ist die Bodenbildung von Brekendorf eine wichtige Zeitmarke im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit, die als wichtiges Interstadial sich zwischen dem nachfolgenden Pommerschen und dem vorangehenden Frankfurter Stadiäl einschaltet." (DÜCKER 1967: 61 f.).

Nach dem heutigen Kenntnisstand kann nicht von einer innerweichseleiszeitlichen Interstadialbildung gesprochen werden, wenn die Bodenbildung wirklich eine Parabraunerde gewesen sein soll, wie sie DÜCKER beschreibt. Er ordnet sie auch keinem Interstadial zu. Sie soll zwischen dem Zeitraum des Pommerschen Stadiums und der Frankfurter Eisrandlage gebildet worden sein. Danach wäre die Bodenbildung dem Blankenberg-Interstadial zuzuordnen. Jedoch spricht der von DÜCKER beschriebene Ausprägungsgrad wenig für einen interstadialen Boden, sondern vielmehr für eine echte, voll interglaziale Bodenbildung. Trotz intensiver Feldarbeiten konnte dieser Aufschluß nicht wieder freigelegt werden.

5.4 Bohrungen im Rahmen der Geol. Landesaufnahme der TK 25 Owschlag/Rendsburg

Bei der geologischen Kartierung der Blätter Rendsburg (1624) und Owschlag (1623) von STREHL und Mitarbeitern (1985) wurden in zwei Bohrungen marine eemzeitliche Sande und z.T. auch Kiese angetroffen. Die Bohrung 1623/22 - 1B wurde im

Fockbeker Moor niedergebracht und fuhr in 28 m Tiefe die mit Molluskenschalenresten durchsetzten Sande an; sie waren etwa 1,5 m mächtig. In der zweiten Bohrung - 1623/22 - 2 B - wurden am Südrand des Duvenstedter Moores zwischen 16,6 und 22 m zwei Lagen mit eemzeitlichen Molluskenresten angetroffen. Nach den Bestimmungen von HINSCH wurden bei der Bohrung 22 - 1 B *Ostrea edulis*, *Cerastoderma edulis*, *Bitium reticulatum* und *Littorina littorea* gefunden.

Weiterhin wurden schon früher Faunenreste des Eem-Meeress gefunden. So bei der Erdölbohrung Hamdorf 2 - nordwestlich von Heidbunge - zwischen 45 und 50 m mit Molluskenresten von *Mytilus edulis*, *Ostrea edulis*, *Cerastoderma edulis*, *Acanthocardia echinata*, *Venerupis senescens*, *Varicorbula gibba*, *Bitium reticulatum* und *Hinia reticulata*, bei einer weiteren Bohrung an der heutigen Mülldeponie des Kreises Rendsburg-Eckernförde bei Alt-Duvenstedt zwischen 54,8 und 57,3 m mit Molluskenresten von *Mytilus edulis*, *Cerastoderma edulis*, *Peringia ulvae*, *Bitium reticulatum*, cf. *Littorina littorea* und *Balanus* sp., bei einer Brunnenbohrung östlich des Armensees in 17,8 bis 21,7 m Tiefe und in einer weiteren Brunnenbohrung bei Rendsburg-Nobiskrug zwischen 30 und 31 m (STREHL 1985: 22 f.).

Zusammenfassend kann man also festhalten, daß in dem Arbeitsgebiet in fünf Bohrungen im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme von STREHL (1985) marine eemzeitliche Ablagerungen – nachgewiesen aufgrund der Molluskenfauna – belegt wurden. Ein marines Eemvorkommen wird von BOCK, MENKE, STREHL & ZIEMUS (1985) knapp westlich außerhalb des Arbeitsgebiets im Bereich des Wilden Moores bei Schwabstedt beschrieben. Limnische und terrestrische Eem-Ablagerungen sind im Arbeitsgebiet nur von Loopstedt (vgl. SCHÜTRUMPF 1967 und die dort angeführte Literatur) und von mir erstmalig aus der Kies-/Sandgrube am Margarethenwall beschrieben worden. Außerhalb des Arbeitsgebiets gibt es im Altmoränenbereich des nördlichen Landesteils von Schleswig-Holstein zahlreiche terrestrische – in Form von Paläoböden oder Torflagern auftretend – und limnische Eem- und Frühweichsel-Vorkommen, von denen die wichtigsten beschrieben

und zu dem neuen Fundort Margarethenwall in Beziehung gesetzt wurden. Die Ausdehnung des Eem-Meeress nach DITTMER, SINDOWSKI & SPAINK (1958) ist in Abb. 11 abgebildet, wobei die hier neu beschriebenen Funde mit verzeichnet sind und damit zu einer mehr nach Osten greifenden schlauchartigen Erweiterung (Fortsetzung der Nordmann-Rinne) des Eem-Meeress – besonders im Eider-Treene-Sorge-Bereich – führten. Die bereits von GRIPP (1952) diskutierte Frage nach einer Verbindung zwischen Nord- und Ostsee erhält durch diese neuen Funde des marinen Eems in relativer Nähe zur Ostsee an Aktualität. GRIPP (1967: 216) nennt im Eidertal vollmarine Eemabsätze bis ins Beringstedter Moor, im Tal der Haalerau südöstlich des Nord-Ostsee-Kanals, und Meckelmoor, im Treental bis Fresendelf und südlich Husum Platenhörn. Nach Mitteilung von DITTMER (in GRIPP 1967) reicht in der Soholmer Au die Eem-Ablagerung über Stadumfeld-Sprakebüll bis Lütjenhornfeld, wahrscheinlich bis Medelby. Funde marinen Ostsee-Eems sind allerdings spärlich bekannt. Ungestörte – nicht von weichseleiszeitlichem Eis verschleppte – Vorkommen nennt GRIPP (1964: 216) nur bei Haffkrug und Blankensee. In Schollen liegen Eem-Tone bei Holtenua (WETZEL 1921), Stohl (GRAHLE 1936), Pottloch (n. eigenen Befunden), Habernis (GRIPP 1964), Langballigau (GRIPP 1967), Bockholm (GRIPP 1967) und Holnis bei Flensburg.

An terrestrisch-sedentären Eemfunden nennt GRIPP (1967) die von WEBER (1891) in der Umgebung von Beldorf und Großen- und Lütjenbornholt, von SCHRÖDER & STOLLER (1906) von der Lokalität Schulau, von KOLUMBE & BEYLE (1940) in Ostenfeld Husum, von KOLUMBE & BEYLE (1940) in Norderstapel und von NORDMANN, JESSEN & MILTHERS (1923) von Tuul von Westerland (Sylt). Neuerdings konnte auch ein Interglazial-/Interstadial-Fundort bei Boxlund nahe der Arlau-Niederung aufgenommen werden.

Die hier genannten Eem- und Frühweichselvorkommen sind in Abb. 11 für den Raum des nördlichen Schleswig-Holstein verzeichnet.

6. Das Weichsel-Hochglazial (WH)

6.1 Die maximale weichseleiszeitliche Randlage (WH 1₁₋₂)

Als erste haben sich SCHLICHTING & FACK (1867) mit einer Grenze des Maximalstandes weichseleiszeitlichen Inlandeises im Raum des nördlichen Schleswig-Holsteins beschäftigt. Dabei zogen sie die Oberflächenformen, Geschiebeführung, Bodenbeschaffenheit und Vegetation für die Grenzziehung heran; sie gehen allerdings dabei noch von der Fluthypothese

FORCHHAMMERS aus. Ihre Grenze ist etwa durch folgende Lokalitäten festgelegt: westlich Jagel und Lottorf, östlich Kropp und dem Owschlag Sander, die Fußzone der Duvenstedter Berge bis Borgdorf an der Eider. Sie räumen allerdings in der Höhe von Owschlag einen weiter östlichen und bei Rendsburg einen weiter westlich von Borgdorf gerichteten Verlauf ein. WOLFF (1915) verzeichnet im wesentlichen denselben Verlauf der Maximalgrenze wie in der zuvor erwähnten Arbeit von SCHLICHTING & FACK (1867).

Es ist dann WOLDSTEDT (1921), der sich ebenfalls mit der maximalen Eisausdehnung in der Weichseleiszeit im Untersuchungsraum beschäftigt. Seine Ergebnisse beruhen auf der Festlegung der Lage des Eisrandes bei Beendigung der Aufschüttung der Sander, was vielleicht die östlichere Lage der Grenzziehung begründen mag.

Ebenfalls zu einem vergleichsweise östlichen Verlauf der Grenze kommt GRIPP (1925), indem er den Maximalrand an die Fußzone der Hüttener und Duvenstedter Berge legt.

WOLFF (1925) läßt die Grenze im Südteil meines Arbeitsgebietes etwa "entlang der Linie Owschlag - Steinsieken - Alt-Duvenstedt - Bultvieh - Suhmberg - Fockbek" (zit. n. STREHL 1986: 37) verlaufen.

EGGERS (1934: 10) schreibt zum Verlauf des Maximalstandes des letzten Inlandeises im Raum Arenholz - Jagel:

"In der Gegend von Schleswig buchtet sich die maximale Randlage des letzten Inlandeises etwas nach Westen aus. Man erkennt sie hier an dem Nebeneinander von kuppig-unruhiger, aus Sand, Kies und Geschiebemergel aufgebaute Landschaft, die vielfach Laub- und Mischwald trägt, und der einförmigen nur aus geschichteten Sanden aufgebauten, weithin moorigen Sanderebene. ... Vom Arenholzer See, in dem sich eine bis 10 1/2 m übertiefte Rinne verbirgt, zieht sich die Grenze etwa 1 km westlich des Bahnhofes Schuby vorbei" (EGGERS 1934: 10 f.).

Im Hinblick auf die Umgebung südlich Schuby fährt er fort:

"Weiter südlich grenzen Geschiebemergel und Sanderfläche in knapp 30 m Meereshöhe ziemlich scharf aneinander, ... Westlich des Dorfes Klein-Danneverk biegt die Grenze wieder nach Osten zurück, gleichzeitig verliert sie an Schärfe. Südlich des Danneverk hört der steile Hang auf, und die Glaziallandschaft zeigt sich nur noch in schwach-kuppigen Formen; hier findet man an Stelle des Geschiebemergels geschichtete Kiese und feine Sande; grobe Gerölle und kantengerundete Blöcke deuten auf Eisrandnähe hin" (EGGERS 1934: 11).

Zum Verlauf der Maximalgrenze südlich Jagel schreibt er:

"Bei Friedrichsheide ist die Grenzlinie durch das Tal der Rheider Au unterbrochen. Von hier zieht sie in südwestlicher Richtung in der Nähe von Mielberg hart an mehreren größeren abflußlosen Moorbecken vorbei. Im Aufbau der glazialen Formen, die hier mehr flachrückig sind, tritt keine Änderung ein. Östlich von Kropp grenzt der Sander auf einige Kilometer an ein etwa 3 m tiefer gelegenes Moorgebiet, aus dem sich die Moränenlandschaft insel- oder halbinselartig erhebt. ... (Der weitere Verlauf wird) durch die Trennungslinie zwischen dem Hauptsander und einem jüngeren Aufschüttungskegel bei Owschlag (gegeben). Der Westrand des Fockbeker Moores leitet uns hinüber nach Fockbek, wo durch das Nebeneinander von subglazialer Rinne (S. 40) und Sander die Lage des Eisrandes unzweifelhaft festliegt" (EGGERS 1934: 11).

FREYDANCK (1953) kommt wiederum zu einem weiter östlichen Verlauf der weichseleiszeitlichen Maximalgrenze an den Fuß der Duvenstedter Berge.

GRIPP (1954) behandelt im Text nicht die Maximalrandlage des weichseleiszeitlichen Inlandeises; er geht allerdings in seiner diesem Text beigelegten "Karte der Eisrandlagen der jüngsten Vereisung in Ost-Schleswig" auf die morphologisch zu kartierenden Moränen ein. Wenig östlich des Arenholzer Sees verläuft danach ein dreifach nach Osten gestaffelter Moränenzug, den er der T-Eisrandlage zurechnet. Er verzeichnet dann weiter einen gedoppelten Moränenzug östlich Schuby im Gehege Pöhl, der sich nach Westen schwingend bis ca. 1 km östlich Hüsby zieht, um dann wieder bis an den östlichen Ortsrand von Klein-Danneverk nach Osten umzubiegen. Auch er wird in seiner Beikarte der T-Eisrandlage zugerechnet. Weiter südlich im Raum Jagel-Boklund werden von GRIPP (1954) zwischen Jagel und Mielberg zwei Moränenrücken, nordnordwestlich Boklund im Bereich der Boklunder Au die südliche Fortsetzung und westlich Boklund ein weiterer Moränenrücken verzeichnet. Am südlichen Ortsrand von Boklund schwingt sich ein flacher Rücken zunächst nach Nordost und zieht dann nördlich des Westermoores nach Ostsüdost. Von Brekendorf wird dann eine Rückenzone über Ramsdorf bis nach Owschlag verzeichnet, die sich halbkreisförmig um den nordwestlichen, westlichen bis südwestlichen Ortsrand von Owschlag durch den Heidteich verlaufend zieht. Sie biegt in Höhe der Bahnlinie Owschlag - Alt-Duvenstedt wieder nach Südsüdwest und verliert sich am nördlichen Rand des Owschlag Moores. Eine südliche Rückenzone setzt am südlichen Ortsrand von Alt-Duvenstedt ein und zieht in gerader Linie nach Südsüdwest bis nach Fockbek, wo der Armensee im Westen umgrenzt wird. Die genannten Moränenverläufe von Boklund, Brekendorf-Owschlag und Alt-Duvenstedt-Fockbek werden von GRIPP (1954) in seiner Beikarte, die die gleichaltrigen Eisrandlagen (vgl. Abb. 2) zeigt, nicht verzeichnet. Sie sind gemäß der Erläuterung zur großen Karte in ihrem charakteristischen Verlauf markiert, nicht in Hinsicht auf eine Altersgleichheit (vgl. Abb. 2).

DÜCKER (1958) gibt in seiner Karte zur Geologie (Quartär) im Deutschen Planungsatlas, Band Schleswig-Holstein, einen weiteren Überblick über die Verbreitung weichseleiszeitlicher Sedimente. Hier wird eine Trennungslinie zwischen der in hellem Grün dargestellten, weichseleiszeitlichen Sanderfläche und in Rot abgebildeten Moränenabsätzen gezogen, wobei die markanten Moränenzüge als A-, M- und I-Moränen als nicht altersgleiche Randlagen verzeichnet sind. Nimmt man die Ostbegrenzung der weichseleiszeitlichen Sanderbildungen als eine mögliche maximale Verbreitungsgrenze des Inlandeises, so ist der Verlauf am östlichen Ufer des Arenholzer Sees in einem zunächst nach Süden, später dann durch die östlichen Ortsteile von Schuby gehend und schwach nach Westen ausbuchtend bis nach Groß-Danneverk zu verzeichnen. Von dort wendet sich diese Trennungslinie wieder nach Südsüdwest, umläuft im Abstand von ca. 0,5 km den westlichen Ortsrand von Jagel, wo be-

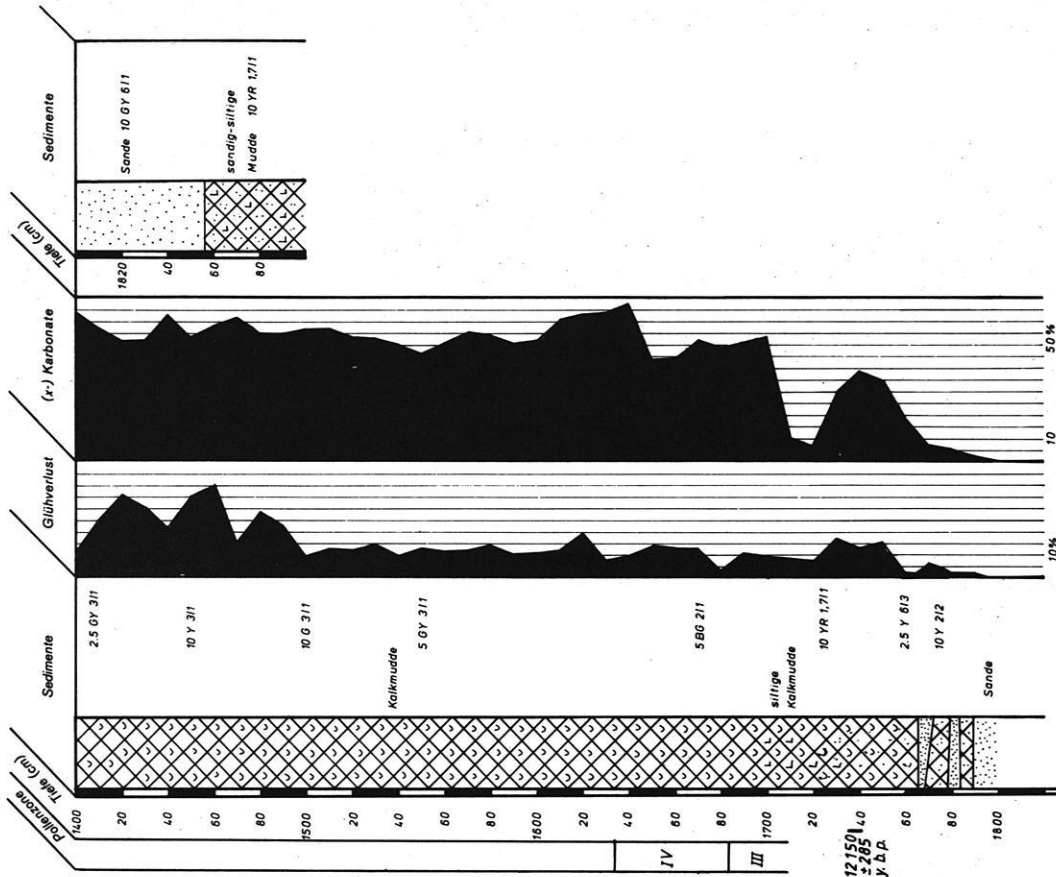


Abb.13: Bohrprofil Owschlager See 2 (OWS 2)

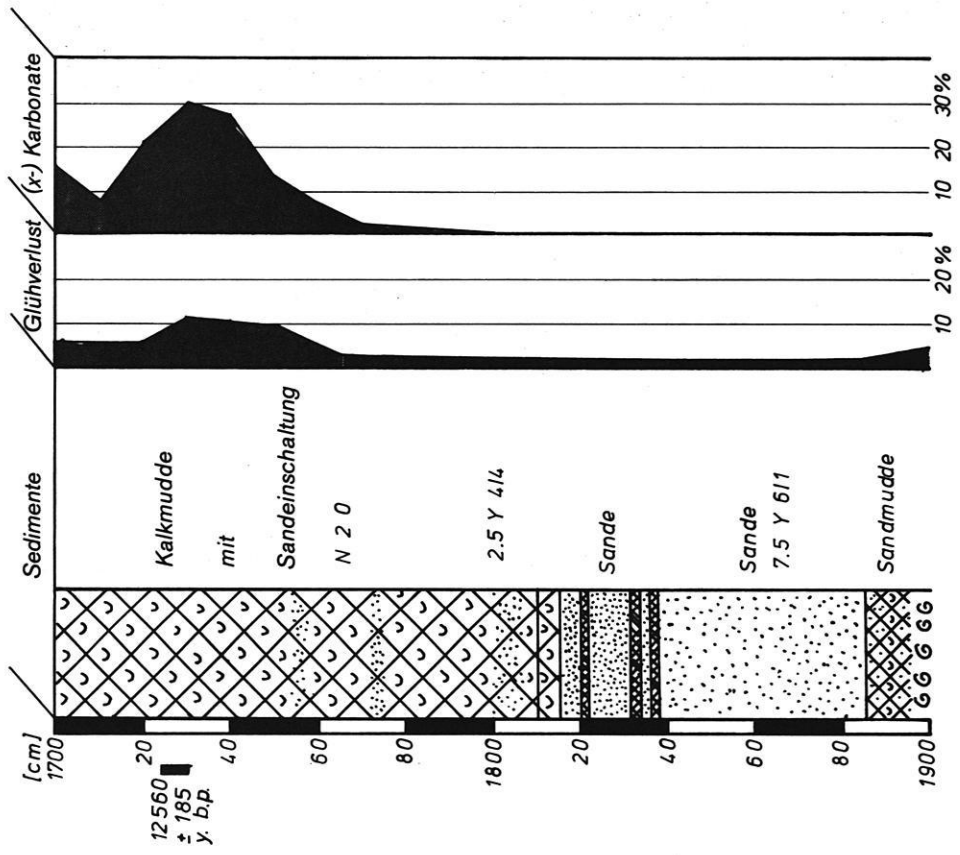


Abb.12: Bohrprofil Owschlager See 1 (OWS 1)

sonders südöstlich von DÜCKER (1958) die ältesten A-Moränen in flachen Rücken zonen gesehen werden. Deutlich ist der Karte ein westlicherer Verlauf im Vergleich zur Karte von GRIPP (1954) zu entnehmen. Ein Gletschertor wird am Heidteich westlich Owschlag ebenso angenommen wie eine ausmündende, einen Sanderkegel aufschüttende Rinne aus dem Bistensee bis in die Höhe Krummenort. Die beschriebene Trennungslinie springt nach dem Überschreiten der Sorge etwa auf der Höhe von Krummenort nahezu parallel zur Sorge bis an den westlichen Ortsrand von Alt-Duvenstedt zurück und verläuft dann wieder nach Südwesten – den Armensee umfassend – auf Fockbek zu.

GRIPP (1964) gibt "nach den Untersuchungen von: FREYDANCK, GRIPP, HOFMANN, HÖLTING, ILLIES, PICARD, PIELES, SEIFERT, SIMON, TODTMANN, WEISS, WOLDSTEDT" einen bis ins Detail identischen Verlauf einerseits der Trennlinie zwischen weichseleiszeitlichem Sander und andererseits der Moränenverbreitung der einzelnen Moränenverläufe von der Karte von DÜCKER (1958) wieder.

Wenn STREHL (1986: 37) also schreibt: "Diese Grenze (gemeint ist die Grenzziehung von FREYDANCK 1953) wurde später von DÜCKER (1958) und von GRIPP (1964, Karte 3) übernommen, ..." so kann ihm hierin nicht zugestimmt werden. Gerade die Karten von DÜCKER (1958) und die damit identische Karte von GRIPP (1964) unterscheiden sich in Hinsicht auf den Verlauf der weichseleiszeitlichen Maximalrandlage von dem von FREYDANCK (1953) beschriebenen weiter östlich liegenden Verlauf.

GLÜCKERT (1973) kennzeichnet in seiner "Morphogenetischen Karte im Raume des Eckernförder Zungenbeckens" hinsichtlich einer maximalen weichseleiszeitlichen Ausdehnung des Inlandeises außerhalb der morphologischen Grenze Sander/Weichselmoräne westlich vor dieser Grenze "undeutliche, gewisse Eisrandlage(n)". Solche verzeichnet er im Raum Boklund und als zwei ovale, flache Kuppen westsüdwestlich Boklund. Die genannte Grenze "Sander/Weichselmoräne" verläuft nach GLÜCKERT (1973) im südlichen Arbeitsgebiet von der Bahnlinie Owschlag - Schleswig ca. 1 km westlich Lottorf in einem mehrfach gebuchteten Verlauf nach Südosten bis nach Brekendorf, wo – aus einer Rinne geschüttet – der Brekendorfer Sander verzeichnet ist. Von dort über Nortorf – dort nach Nordwesten ausgebuchtet – ist der Verlauf nach Südwesten bis zum Heidteich-Gletschertor verzeichnet. Dann springt die Grenze wieder nach Südosten zurück – entlang einer als "Sanderrücken, z.T. Satzmoräne" verzeichneten langgestreckten Form – ca. 2 km parallel der Bahnlinie Owschlag - Alt-Duvenstedt, um dann jedoch noch vor Erreichen der Sorge nach Osten Richtung Bistensee umzubiegen; die Grenze verläuft an Stenten vorbei, eine weitere Rinne aus den Duvenstedter Bergen querend wieder auf Richtung Alt-Duvenstedt, nach Südwesten ausholend, entlang der Fußzone der Duvenstedter Berge mit einer weiteren Ausbuchtung westlich Neu-Duvenstedt.

BENNER & KAISER (1987) lehnen sich in ihrer Kartendarstellung der "Jungmoränen-Landschaft des Schlei- und Eckernförde - Gebietes" eng an DÜCKER (1958), GRIPP (1964) und WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) an. Hinsichtlich des Verlaufs der von ihnen in Anlehnung an DÜCKER (1958) bezeichneten A- und M-Moränen ist eine große Übereinstimmung zu vermerken, jedoch wird die Grenze zwischen dem z.T. älteren Flächensander (weitgehend jedoch dem Pommerschen Stadium zugeschriebenen Sander) und der Moränenverbreitung, nicht so geschlossen verzeichnet wie dies etwa DÜCKER (1958) tut. So springt die Grenze zwischen Flächensander und Grundmoränenkomplexen im Bereich der kegelförmig nach Westen bzw. Südwesten geschütteten Sander der auslaufenden Langseerinne mit ihren beiden Ästen (Idstedter und Arenholzer Rinne), der Dannewerker und Busdorfer Rinne südwestlich Friedrichsberg weit nach Osten zurück, während bei DÜCKER (1958) die gleiche Grenze durchgezogen ist.

STREHL (1985: 24 f.) unterscheidet im Bereich der TK 25, Blatt Owschlag und Rendsburg, insgesamt 4 Eisvorstöße, von denen der erste als Fockbeker Vorstoß die Linie Owschlag - Owschlag Moor - Krummenort - Fockbeker Moor - Fockbek erreicht haben soll. Er stellte zugleich den maximalen bekannten Eisrand aus dem Hochglazial ("vor etwa 20 000 Jahren") dar. Die weiteren von STREHL (1985: 24 f.) beschriebenen Eisvorstöße werden weiter unten beschrieben. Die Grenzlinie des Fockbeker Vorstoßes

"verläuft nicht geradlinig sondern lobenförmig, entsprechend der Gliederung des ehemaligen Eisrandes in einzelne Eiszungen. Für eine weichselzeitliche Entstehung der Randlage spricht neben den morphologischen Verhältnissen vor allem der Nachweis von marinem Eem in der Bohrung Nr. 1623/22-1B im Fockbeker Moor. Diese Bohrung liegt im Bereich der Weichselmoräne" (STREHL 1985: 25).

Nördlich des Owschlag Moores wird der äußere Rand der Weichselvereisung von STREHL (1985) über den Höhenmesspunkt von 23,9 m N.N. westlich des Owschlag Sees und an der Straßenerunterführung der Bahnlinie Owschlag - Alt-Duvenstedt am südwestlichen Ortsrand von Owschlag verzeichnet. In zwei flachen Kuppen im Owschlag Moor werden ferner Geschiebemergel und -lehm mit Mächtigkeiten von 5,2 m (Bohrung des Geologischen Landesamtes 1623/10-5B) als Reste der weichseleiszeitlichen Maximalrandlage angegeben. Im Untergrund der Schießanlage auf der Krummenorter Heide wurde von KOBOLD (1958) ein 0,1 bis 1,7 m mächtiger Geschiebemergel erbohrt. Weiterhin sieht STREHL (1985: 26) in den zwei flachen, im Fockbeker Moor liegenden, sandigen, staffelförmigen Kuppen mit Blockstreu die wenig hinter dem weitesten Vorstoß zurückliegenden Hinterlassenschaften des ersten Eisvorstoßes. Ebenso zählt er die am Westrand des Fockbeker Moores gelegene blockreiche Moräne zu dem weitesten Vorstoß. Grundmoränen in zerspülter oder auch als

Geschiebemergel oder -lehm erhaltener Form sind östlich vom Fockbeker Moor kartiert.

6.1.1 Untersuchungsergebnisse im Teilarbeitsgebiet Owschlag

Der Owschlag See liegt im glazialmorphologischen Formungsbereich, der direkt in Verlängerung der Wirkung Schwansenscher Eismassen gelegen hat und der von daher mit in die Untersuchungen einzubeziehen ist.

Zur Klärung des kleinräumigen glazialmorphologischen Formenschatzes in der Umgebung des Owschlag Sees sowie der südlich und westlich daran anschließenden Depressionen und Sanderflächen wurden zahlreiche Bohrungen (Rammkern- und Nutstandensondierungen, sowie Stechrohrbohrungen) durchgeführt (vgl. hierzu das Bohr-, Grabungs- und Aufschlußregister in Anhang).

6.1.1.1 Owschlag See

Die Bohrungen im Owschlag See sind als OWS 1 und 2 bezeichnet worden. Sie sind in Abb. 12 und Abb. 13 dargestellt. Bei einer Wassertiefe von maximal 1,9 m wurde bei OWS 1 bei 1790 cm unter dem Wasserspiegel ($\approx 4,5$ m N.N.) und bei OWS 2 bei 1800 cm Sand erreicht, der dann noch bis zu einer Mächtigkeit von 1 m in beiden Bohrungen verfolgt wurde.

Die Bohrung OWS 1 erreichte eine Gesamttiefe von 1890 cm unter dem Wasserspiegel ($\approx 4,5$ m N.N.). Die Basis der Bohrung lag in einer stark sandig-siltigen Mude, über der bis 1790 cm grünlich graue Sande anstanden. Es folgten zwischen einer hangenden, siltig-sandigen Kalkmude zwei Sandeinschaltungen – vermutlich handelt es sich um Abspülmassen vom steilen Hang der Depression oder um äolische Einträge –, bei 1768 cm und 1780 cm zunächst eine 50 cm mächtige, schwarze, sandig-siltige Kalkmude, aus der zwischen 1736 cm bis 1740 cm ein Stück radiometrisch datiert werden konnte. Diese Probe (Hv 15285) ergab ein konventionelles ^{14}C -Alter von 12.150 ± 285 Jahren b.p. Nach einem Vergleich mit anderen Radiokohlenstoffdatierungen in Mittel- und Nordeuropa dürfte damit ein dryas-2-zeitlicher oder böllingzeitlicher Abschnitt erreicht sein, wenn man nicht eine Korrektur aufgrund des Reservoirreffekts anbringt, der ein zu hohes Alter in den Proben bewirkt (s.u.). Ab 1690 cm nehmen die Karbonatwerte erheblich und in geringerem Maße die Organikwerte zu; bis zu den sapropelitischen Schichten, ca. 150 cm unter dem heutigen Seegrund, steht diese braunschwarze bis schwarze Kalkmude an. Eine Laminierung wie sie häufig in Kalkmuden zu finden ist, konnte nicht festgestellt werden.

Die Parallelbohrung OWS 2 wurde bis 1900 cm unter dem Wasserspiegel niedergebracht. Hier wurde an der Basis eine sandige Kalkmude mit Molluskenschill angetroffen, die bis 1885 cm reichte und von dort bis 1807 cm in einen grauen Sand über-

geht. In diesem sind einige dünne Muddebänder eingeschaltet. Im hangenden Bohrmeter folgen dann wechselnd lagernde Kalkmude und Sandmuddeabschnitte. Die Kalkmude zwischen 1736 cm und 1740 cm unter dem Wasserspiegel konnte auf 12.560 ± 185 Jahre b.p. (Hv 15284) datiert werden. Damit datieren beide Radiokarbonmessungen einen Abschnitt mit wenig erhöhten Organikgehalten und deutlich erhöhten Karbonatwerten. Auch diese zweite, nicht korrigierte Datierung liegt offenbar in einem böllingzeitlichen Zeitabschnitt. Ab 1710 cm beginnt dann die Sedimentation einer gleichförmigen, schwarzen Kalkmude, die bis ca. 150 cm unter den heutigen Seeboden reicht.

Palynologisch wurde der Bohrkern OWS 1 von 1400 bis 1690 cm untersucht, jedoch werden die Ergebnisse an anderer Stelle im Zusammenhang mit weiteren paläolimnischen Untersuchungen behandelt. An der Basis der pollenanalytisch bearbeiteten Bohrkernstrecke wurde bei 1670 cm ein jungtundrenzeitlicher Diagrammabschnitt erreicht.

Die Probenentnahmestelle für die Radiokarbonatierung Hv 15285 mit dem Ergebnis 12.150 ± 285 Jahren b.p. (korrigiert nach Abzug von 600 Jahren aufgrund des Reservoirreffekts: 11.550 ± 285 Jahre b.p.) liegt unter der pollenanalytisch bearbeiteten Bohrkernstrecke. Wenn man die angegebene Schwankung des Alters und eine im Kommentar von Prof. Dr. M.A. GEYH angegebene mögliche zusätzliche zu hohe Altersbestimmung aufgrund des Reservoirreffekts von ERLKENKEUSER von 600 Jahren berücksichtigt, käme ein allerödzeitliches Alter für diese sandig-siltigen Kalkmuden in Frage. Auch eine böllingzeitliche Altersstellung ist letztendlich nicht auszuschließen, wenn der Reservoirreffekt geringer wirksam wäre. Dies gilt auch für die Datierung des Abschnitts 1723 cm bis 1730 cm der Bohrung OWS 2 (Hv 15284). Das Durchschnittsalter beider Datierungen liegt bei 12.440 ± 155 Jahren b.p. (korrigiert nach Abzug von 600 Jahren aufgrund des Reservoirreffekts: 11.840 ± 155 Jahre b.p.).

Aus diesen Untersuchungsbefunden muß geschlossen werden, daß die mit 14 m unter N.N. liegende Oberfläche der steilwandigen Depression des heutigen Owschlag Sees bereits im Alleröd weitgehend frei von Toteis gewesen sein muß. Die verhältnismäßig steilen Hänge des Seebeckens in den umgebenden Sanden lassen jedoch andererseits vermuten, daß diese nur über eine recht langdauernde Abstützung durch Toteis erhalten werden können. Es ist somit im Einzelfall nur recht schwer zu entscheiden, ob nicht in einem Seebecken bereits limnische Serien abgelagert wurden, während Toteis – unter einer Sedimentbedeckung – noch lag. Demgegenüber weisen PACHUR & RÖPER (1987) aufgrund einer Modellrechnung von BRAUN (unpub.) nach, daß die Wärmeabgabe eines stehenden Wassers über Toteis – das auch in einem Sediment eingebettet ist – dazu führen muß, daß bei 4° Wassertemperatur und -15° Eis-temperatur mit einem Abschmelzbetrag von 0,6 m in 100 Tagen zu rechnen ist, was einem Betrag von 219 m Eisdicke in einem Jahrhundert entspricht.

6.1.1.2 Umgebung des Owschlagers Sees und Moores

Weitere Bohrungen wurden in dem westlich an den Owschlagers See angrenzenden Bereich nördlich des Owschlagers Moores durchgeführt. Es wurde in der Bohrung 168 (OW 1 in Abb. 14) unmittelbar westlich des Heidteiches bis 500 cm und in der Bohrung 169 (OW 2 in Abb. 14) bereits auf der sanft nach Westen abgedachten Fläche westlich des Heidteiches bis 700 cm kein Geschiebemergel/-lehm angetroffen. Wie auch an der Bohrstelle 171 (OW 4 in Abb. 14) südlich des Heidteiches (500 cm Gesamttiefe) stehen hier an der Oberfläche Sande an, die nach unten zu in Mittel- und Grobkiese übergehen. Hingegen wurde in der Bohrung 170 (OW 3 in Abb. 14) unmittelbar südlich des Owschlagers Sees, nordöstlich der Straße Owschlag - Alt-Duvenstedt, bereits in 3 m Tiefe Geschiebelehm angetroffen. Auch die westlich davon gelegenen Grabungen 244 bis 246 (Lage vgl. Abb. 7) zwischen Owschlagers Moor und Heidteich erbrachten glazifluviale Sande und Kiese. Die Bohrung 172 (OWM 1 in Abb. 14) erschloß folgende Schichtenserie:

0 - 147 cm Torfe, 2.5YR2/1;
147 - 246 cm gelb-braune (10YR5/6) und graue (2Y5/4) Sande;
246 - 349 cm blaugraue (10G6/1) tonig-siltige, ab 300 cm auch kiesige Ablagerung (Moräne ?);
349 - 500 cm grüngraue (2.5GY5/1) siltig-sandige Moräne;
500 - 900 cm sandige Kiese mit Sandeinschaltungen.

Die Bohrung des Geologischen Landesamts (1623/10-5B) erschloß in ca. 1 m Tiefe einen 5,2 m mächtigen Geschiebelehm/-mergel, der nach STREHL (1985) der weichseleiszeitlichen Maximalrandlage zugerechnet wird (OWM/GLA in Abb. 14). Nur wenig südsüdwestlich dieser Bohrstelle konnte in der Bohrung 173 (OWM 2 in Abb. 14) der Geschiebelehm/-mergel von der Oberfläche bis in eine Tiefe von 5 m erbohrt werden. Auch die südliche Fortsetzung dieser Profilverreihe mit den Bohrungen 174 (OWM 3 in Abb. 14) und 175 (OWM 4 in Abb. 14) weist den Geschiebelehm/-mergel in $\pm 1,5$ m unter der Oberfläche anstehend aus.

In der Sandgrube Krummenort (Nr. 238 in Abb. 7) am südwestlichen Ortsrand von Krummenort werden von KAISER, WALTHER & MÜHMEL-HORN (im Druck) im basalen Grubenteil weichseleiszeitliche Schmelzwasserbildungen beschrieben, die zuunterst deutlich geschichtet und wechselnd mit schmalen Siltbänken durchzogen sind. Darüber werden schräggeschichtete, sortierte, nach SW bis SSW einfallende, in der Art von Delta-"foreset-beds" gelagerte Sande beschrieben, die von einer gering mächtigen, horizontal geschichteten Sandbank in der Art von Delta-"topset-beds" überlagert werden. Es bleibt dabei offen, ob hier zu einem relativ späten Zeitpunkt im ausgehenden Weichselhochglazial ein See gelegen hat oder diese Schichten dem Verband glazifluvialer Schmelzwasserbildungen zuzurechnen ist. Die Silte und teilweise eingeschalteten Lehmschichten sprechen sehr für die erste Deutung. Die hangenden Sedimentserien werden von einem ca. 20 cm mächtigen,

stellenweise schwach naßgebleichten und mit punktförmigen weichen Sesquioxidkonkretionen versehenen Lehmband, sowie gelbgrauen, wahrscheinlich fluvialen Sanden gebildet. Auf diesem ca. 1,5 m mächtigen Sandpaket ist in der Grube umlaufend und am Sorgehang dann ausstreichend deutlich eine allerödzeitliche Bodenbildung zu beobachten, die stellenweise von dryas-3-zeitlichen Eiskeilpseudomorphosen gestört wird.

Die Stechrohrbohrung 176 (SOR 5; Nr. 176 in Abb. 7), sowie die Vorsondierungen 177 und 178 (SOR 6 und 7) in der Sorgeniederung an gleicher Stelle ca. 1 km nordöstlich Krummenort trifft in ± 21 m unter Sorgeniveau auf einen Geschiebelehm/-mergel. Darüber wurden bis 1700 cm gelbe Schmelzwassersande angetroffen, die über eine hellgraue Silt-/Tonmudde ab 1570 cm in eine laminierte, schwach kalkhaltige Feindetritusmudde übergehen. Von 1470 cm steht eine schwarze Kalkmudde an.

Eine weitere Bohrreihe wurde mit 16 Bohrungen ca. 1 km östlich Tetenhusen direkt durch die Sorgeniederung gelegt (Nr. 186 in Abb. 7). MÜHMEL (1985, unpub.) stellte dabei in nur 4,5 m unter dem heutigen Sorgeniveau die Sandbasis weichseleiszeitlicher Schmelzwasserbildungen fest, die nach den nördlichen und südlichen Rändern der Sorge hin ansteigt. Somit handelt es sich offenbar um eine Erosionssohle von z.Z. noch unbekannter Zeitstellung.

In der nördlich Alt-Duvenstedt gelegenen Bohrung Nr. 182 (SOR 1) konnte in 545 cm Tiefe ein 1,5 m mächtiger, sandiger Geschiebemergel (2.5 Y 5/1) unter 545 cm mächtigen sandigen Kiesen (10 YR 3/3) festgestellt werden.

Bei dem weiteren Verfolgen der Geschiebelehm/-mergeldecke konnte in der Bohrung 185 (Abb. 7) auf dem nordwestlich am Bundeswehrrschießstand angrenzenden Grundstück in ca. 5 m Tiefe ein sandiger Geschiebelehm angetroffen werden. Nur wenig südöstlich – auf der anderen Straßenseite – steht der Geschiebelehm mit 170 cm Mächtigkeit fast an der Oberfläche an (KOBOLD 1958, zit. n. STREHL 1985). Eine weitere Bohrung nur ca. 400 m westlich dieser Bohrstelle 185 am Schießplatz erbrachte in 16,5 m noch keinen Geschiebelehm/-mergel.

In der Bohrung 187 (Lage in Abb. 7) an der Westseite des Jagen 76 im Südteil des Rendsburger Staatsforstes konnten bis in 26 m unter Oberkante nur Sande und Feinkiese festgestellt werden. Sie werden als weichseleiszeitliche Schmelzwassererien betrachtet.

In der Sandgrube Föhrden (Nr. 236 in Abb. 7) ca. 250 m nördlich des Ortes Föhrden am südlichen Oberhang der Sorgeniederung wurden von WALTHER & MÜHMEL (in MÜHMEL 1985, unpub.) an der Basis graugelbe, roststreifige Sande und Silte mit kryoturpaten Verwürgungen beschrieben. Sie sind m.E. dem Weichselhochglazial zuzuschreiben, worauf

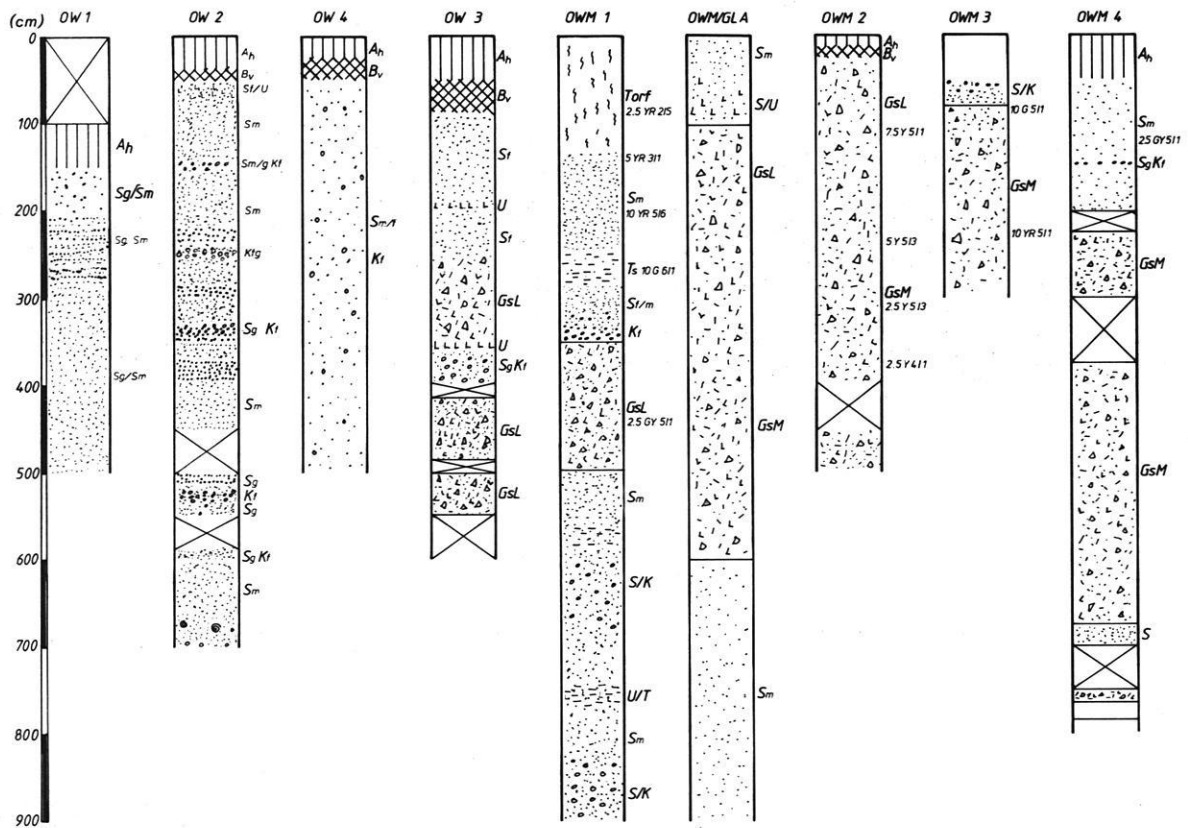


Abb. 14: Bohrungen zwischen Owschlag See und der Sorgeniederung bei Krummenort.

Legende:

Bodenhorizonte: A: Oberboden; B: Unterboden; h: Humus, v: Verwitterungshorizont; p: Pflughorizont. Sedimentologie: K: Kies (5); S: Sand (4); U: Silt (1); T: Ton; L: Lehm; GM: Geschiebemergel; GL: Geschiebelehm; k: kiesig; s: sandig; u: siltig; t: tonig; l: lehmig; f: fein; m: mittel; g: grob; rh: rhythmisch.

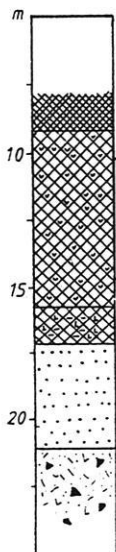


Abb 15: Bohrprofil Nr. 176, Sorgeschleife (SOR-5), ca. 1 km nordöstlich Krummenort.

Schichtenverzeichnis:

700 - 960 cm schwarze, kalkige

Feindetritusmudde, vereinzelt
Molluskenschill;

960 - 1020 cm braunschwarze Kalkmudde;

1020 - 1470 cm schwarzblaue Kalkmudde;

1470 - 1570 cm laminierte Kalkmudde;

1570 - 1700 cm hellgraue Silt-/Tonmudde (Beckenabsätze);

1700 - 2160 cm gelbe Schmelzwassersande;

2160 - 2200 cm hellgraue, lehmige kreidereiche Moräne.

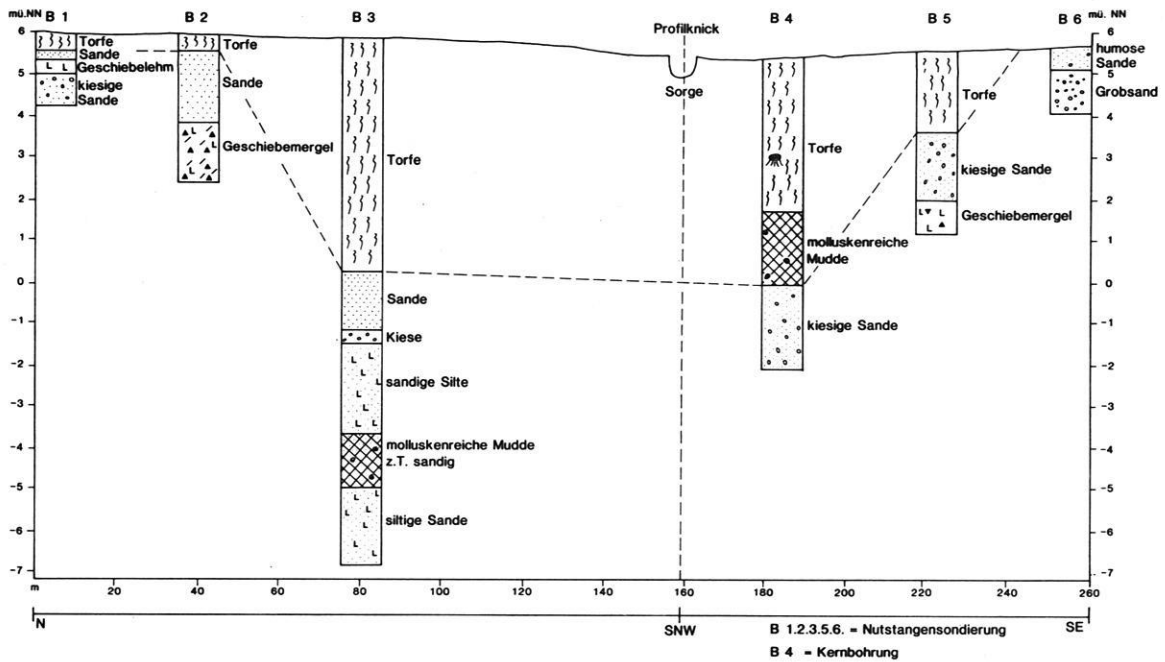


Abb. 16: Querprofil durch die Sorgeniederung, 1,5 km westlich von Stenten.

weiter unten noch einzugehen sein wird. Auf der Grundlage der vorgelegten Bohrergebnisse und Aufschlußkartierungen, sowie Grabungen läßt sich die Westgrenze der bislang nachweisbaren Weichselvereisung in Abb. 18 bestimmen.

6.1.1.3 Exkurs zur spätglazialen und holozänen äolischen Formung des mittleren Sorgelaufs.

Zur äolischen, spätglazialen Formung der Umgebung nördlich und südlich des mittleren Sorgelaufs zwischen Tetenhusen und Krummenort und die Verbreitung des äolischen Formenschatzes haben sich KAISER, WALTHER & MÜHMEL-HORN (im Druck) geäußert. In der Sandgrube Föhrden wurde für dieses Gebiet 1982 erstmals von WALTHER & MÜHMEL (in MÜHMEL 1985, unpub.) ein Allerödboden beschrieben. Weitere Funde dieses Bodens wurden dann in einer Grabung und dem Aufschluß Fuchsbau-Süd, in der Grabung Meierei Krummenort (Foto 8 auf Tafel 3) und in dem Sandgrubenaufschluß Krummenort gemacht. In allen genannten Punkten wurde ein eindeutiger Allerödboden unter einer Flugsanddecke festgestellt (vgl. Abb. 17). Es bleibt zu ergänzen, daß außerdem ca. 500 m östlich der Sandgrube Föhrden in einer flachmuldigen Einsattelung westlich der Str. Tetenhusen - Hohn der Allerödboden in ca. ± 50 cm Tiefe aufgegraben, jedoch von MÜHMEL (1985) nicht als solcher beschrieben wurde. Gegen seine Deutung eines Gleys (MÜHMEL 1985, unpub.) spricht allein schon die Lage in den völlig wasserdurchlässigen hangenden und liegenden Sandschichten. Außerdem ist der von KAISER, WALTHER & MÜHMEL-HORN (im Druck) beschriebene

Habitus des Bodens auch hier wie in der benachbarten Sandgrube Föhrden völlig erhalten.

Der zweite Boden außer dem Allerödboden des Dünen- und Flugsandgebietes der mittleren Sorge ist ein vollentwickelter, kräftiger Podsol, der in verschiedenen Profilschnitten in Muldenpositionen erhalten und in Kuppenlagen erodiert ist. Dies konnte in der Sandgrube Föhrden sowie in der Krummenort Heide – dort an verschiedenen Stellen – (vgl. Abb. 17) festgestellt werden. In den Kernbereichen der Dünenaufwehung – besonders in einer ca. 1 km breiten Zone südlich der Sorge zwischen Tetenhusen und Sorgbrück – liegen über diesem Boden bis zu 2 m mächtige Dünensande. Er wird als "Loher-Boden" bezeichnet, und ihm kommt für den Sorgeraum eine regionale Bedeutung zu (vgl. Abb. 17). Der Loher Boden konnte in zwei Aufschlüssen pollenanalytisch und chronostratigraphisch eingeordnet werden:

Das Pollendiagramm Fuchsbau (KAISER, MÜHMEL-HORN & WALTHER 1989) zeigt in fünf direkt aufeinander genommenen Proben eine Vegetationsentwicklung, die für einen mindestens frühen spätholozänen Abschnitt im Bereich der Pollenzone IX/X n. FIRBAS (bzw. XI/XII n. OVERBECK) spricht. Die Pollenführung des A_h -Horizontes zeichnet sich bei einer geringen Pollendichte und einem schlechten Erhaltungszustand der Pollen durch vergleichsweise hohe *Calluna*-Werte, das recht deutliche Vorhandensein von über 6 % *Fagus*-Pollen und *Carpinus*-Pollen aus. Die *Alnus*-Werte sind bereits rückläufig. Eine ^{14}C -Datierung an dem A_h -Bodenmate-

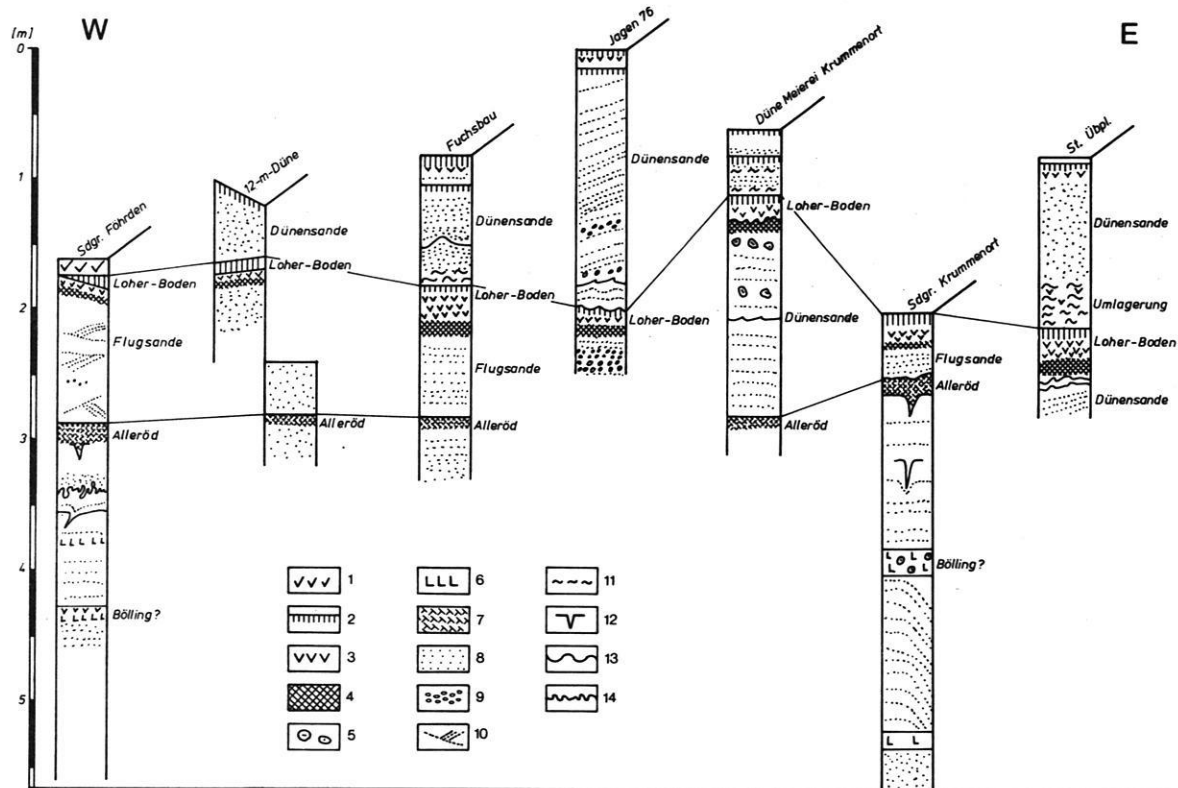


Abb. 17: Lage des Loher-Bodens und Alleröd-Bodens im W-E-Schnitt durch den Südteil des Rendsburger Staatsforstes.

Legende:

- 1: A_p -Horizont; 2: A_h -Horizont; 3: A_c -Horizont; 4: $B_{h/fe}$ -Horizont; 5: Rostflecken; 6: Silt; 7: Alleröd-Boden; 8: Sand; 9: Kies; 10: diskordante Wechsellagerung; 11: Verlagerung; 12: Eiskeilpseudomorphosen; 13: Diskordanz; 14: Kryoturbation.

rial des Loher-Bodens ergab ein Alter von 570 ± 55 Jahre b.p. (Hv 15287) und bestätigt somit zumindest die recht junge – nach den ^{14}C -Datierungen – mittelalterliche Bildung dieses Bodens.

Eine zweite palynologische und radiometrische Datierung wurde an dem selben Boden (Loher-Boden) in der Grabung Jagen 76 durchgeführt. Auch hier wurde aus dem fossilen A_h -Horizont im tiefsten aufgegrabenen Teil der Düne pollenanalytisch ein sehr ähnlicher Verlauf der Pollentaxa festgestellt wie im Aufschluß Fuchsbau-Süd, nur daß hier eine noch schlechtere Pollenerhaltung angetroffen wurde. Die ^{14}C -Datierung ergab ein Alter von 950 ± 60 Jahren b.p. (Hv 15 468), was annähernd mit dem Ergebnis der Datierung vom Fuchsbau übereinstimmt. Über dem Boden wurden noch ca. 1,5 m mächtige Dünen- sande festgestellt, die im Topbereich bis zu zwei schmale Ranker-Bildungen aufweisen können.

Im Profil Süderlügum (KUBITZKI 1961) wurde das *Fagus*-Maximum auf 925 ± 60 n. Chr. datiert. Zugleich verzeichnet KUBITZKI sehr hohe Anteile von *Ericaceae* in dieser Pollenzone XII nach OVERBECK. Dies stimmt ebenfalls mit den untersuchten Pollenspektren aus dem A_h -Horizontmaterial des

Loher Bodens und den Ergebnissen der Radiokarbondatierungen überein.

Weiterhin wurde der Loher Boden von MÜHMEL und WALTHER (MÜHMEL 1985, unpub.) in einer Grabung (Nr. 252 in Abb. 7) – Fuchsbau-Nordseite, östlich der Straße Tetenhäuser - Hohn – in dem bereits erwähnten Dünengebiet erschlossen. Er konnte hier mit einer engabständigen Sondierungsreihe von dem bereits genannten Aufschluß Fuchsbau-Südseite aus dem Gebiet der Flugdecksande, wo der Loher Boden mit Hilfe radiometrischer und pollenanalytischer Datierungen als mittelalterliche Bildung eingestuft werden konnte, bis in den Dünengürtel (Fuchsbau-Nordseite) verfolgt werden. Hier wird deutlich, daß der Boden in Windmulden, die sich innerhalb des Dünengürtels ständig mit Längs- und wenigen Bogendünen, sowie westlich Sorgbrück auch mit Kupstendünen ablösen, gekappt worden ist. Seine Erhaltung ist innerhalb der Dünen-sandkörper – oft in Hangfußnähe der Dünen austreichend – beobachtet worden. In der Aufgrabung 248 – der Düne ca. 200 m südlich des Gebäudes der ehemaligen Meierei Krummenort Heide – wurde der Loher Boden im Gegensatz zu den Beobachtungen weiter westlich gelegener Aufschlüsse und Grabungen (Sandgrube Föhörden, Föhrdener Düne, Fuchsbau-Auf-

schlüsse, Düne Jagen 76) auf dem Hauptdünenkörper gebildet. Lediglich wenige Dezimeter mächtige Sandstreifen mit initialen Bodenbildungen darüber zeugen von einer Wiederbelebung einer windaktiven Phase.

Auch die Grabung 247 (in Abb. 7) auf dem höchsten Punkt der Düne der Krummenorter Heide (18 m N.N.) zeigte den Loher Boden auf einem Dünensand, der bis nahezu 2 m in einer Bohrung erschlossen wurde. Über dem Loher Boden fanden MÜHMEL & WALTHER eine Bodenverlagerungszone (45 cm mächtig) mit vielen wellenförmigen bis schlierenartig verwirbelten Schichten aus stellenweise humosen, gebleichten und gelben Sanden, die ein deutlicher Hinweis auf eine windaktive (umlagernde) Phase sind. Darüber folgten ca. 75 cm schmutzgelbe Mittelsande, auf denen ein 12 cm mächtiger, rezenter Podsolanker ausgebildet war.

Auch in dem bereits im Zusammenhang mit der spätglazialen Formung des Gebiets beschriebenen Aufschluß Krummenort (Nr. 238 in Abb. 7, vgl. auch KAISER, WALTHER & MÜHMEL-HORN, im Druck) liegt der Loher Boden nahezu an der heutigen Oberfläche; er wurde dort an der ehemaligen Westwand der Sandgrube unter einem Knick durchziehend beobachtet. Die relativ hohe Lage des Loher Bodens in der Düne Meierei Krummenort (Abb. 17) und im Dünentopbereich im Fahrübungsplatz Krummenorter Heide (Abb. 17) läßt vermuten, daß es in diesem östlich liegenden Verbreitungsgebiet zu einer Dünenbildungszeit kam, die zeitlich vor der Loher Bodenbildungszeit lag, denn der Boden überkleidet Dünenkörper. Danach kam es dann im ganzen Gebiet zu einer zweiten Dünenaufwehungsphase, die den Loher Boden teils kappte, teils mit Sand überwehte und konservierte. Diese zweite Dünenbildungsphase dürfte aufgrund der Pollenanalysen und Radiokarbondatierungen als frühmittelalterlich einzustufen sein, während für die ältere, erste Dünenbildungsphase im östlichen Dünen- und Flugsandgebiet der Sorge eine jungdryaszeitliche Stellung nicht ausgeschlossen werden kann.

6.1.2 Untersuchungsergebnisse im Teilarbeitsgebiet Schleswig-West

Neben einer morphologischen Detailkartierung dieses Gebiets (vgl. Abb. 7) wurden Bohrungen, Grabungen und Aufschlußarbeiten durchgeführt (vgl. Bohr-, Grabungs- und Aufschlußregister im Anhang).

Die hier durchgeführten Bohrungen, Aufschlüsse und Grabungen sind in ihrer überwiegenden Anzahl als Dokumentation für die älteren Rückzugsrandlagen (WH 2) zu betrachten. Sie werden jedoch hier schon angeführt, da sich im Laufe der Arbeiten zu diesen WH 2-Randlagen ergab, daß die Maximalrandlage (WH 1) im Westen dieses Arbeitsgebietes zu suchen ist und ein

unmittelbarer Zusammenhang zwischen beiden Vorstößen besteht.

Unmittelbar nördlich des Arbeitsgebietes befanden sich ca. 1,5 km nordöstlich Schuby bis 1984 zwei größere Sand- und Kiesgruben, von denen nur noch die südlich der Bundesstraße 201 gelegene bis in die jüngste Vergangenheit bessere Aufschlußverhältnisse bot. Inzwischen sind beide Gruben verkippt. Die Aufschlußverhältnisse sind von WÜNNEMANN (1990) genauer beschrieben worden und werden hier nur stark verkürzt wiedergegeben.

In der nördlich der Bundesstraße 201 liegenden Grube war der prinzipielle Schichtenaufbau von groben Vorstoßschotterserien in den basalen Grubenteilen eingeleitet, die bisweilen abgerollte Tongerölle mit einer weißgrauen Farbe im Inneren sowie auch offenbar in gefrorenem Zustand transportierte, moränenbeladene Eisschollen enthielten, die sich nunmehr als großschmitzenartige Linsen in den Schottern abzeichneten. Diese Kennzeichen sprechen für eine gletschertornahe Bildung, bzw. deuten auf eine herannahende Gletscherfront hin. Darüber lag ein nicht überall ausgebildeter, brauner Geschiebelehm, der dem maximalen weichseleiszeitlichen Eisvorstoß zuzurechnen ist. Er wurde von WÜNNEMANN (1990) noch bei Kroymannshöh, nördlich Schuby in mehreren Bohrungen erfaßt und dürfte dort seine westlichste Ausdehnung haben. Im Zuge des Rückschmelzens wurde die Moränenlandschaft durch feinkörnige Schmelzwasserabsätze (Kiese und Sande in z.T. diskordanter Wechsellagerung) überdeckt, wobei es zur Überschüttung von Toteisblöcken gekommen sein könnte, die nach ihrem Abschmelzen ein wellig bewegtes Relief hinterließen. An einer Stelle konnte ich unmittelbar auf dieser braunen Moräne siltige, ca. 100 cm mächtige Tonablagerungen beobachten, die sich als kleinräumige glazilakustrine Bildungen deuten lassen. Auf den Sanden und Kiesen der Sanderschüttung bildete sich ein Podsol aus, der stellenweise – meist in Hochlagen – gekappt und in Muldenpositionen von äolisch abgelagerten Sanden überdeckt wurde. Diese Sande weisen heute einen A_p -Horizont auf.

In der südlich der Bundesstraße 201 gelegenen Grube lagen an der Basis zunächst feinkörnige, nach oben zu grober werdende, gut sortierte Schmelzwasserabsätze, die mit den basalen Sedimenten der nördlich benachbarten Grube korrespondieren. Diese ursprünglich horizontal lagernden Sande und Kiese sowie Schotter am Top der Schicht wurden bei Überfahren durch den Gletscher (WH 1-Maximalvorstoß) stark gestaucht und teilweise gefaltet. An einer Stelle der Ostwand konnte eine aufgestellte Schuppe einer blaugrauen, lehmig-tonigen Moräne festgestellt werden. Die Lagebeziehung zu dem braunen Geschiebelehm war jedoch nicht eindeutig zu klären. Da auch die höheren Sande und Kiese deutliche Stauchungserscheinungen aufweisen, liegt die Vermutung nahe, daß diese Stauchung durch einen zweiten Eisvorstoß veranlaßt war, der u.U. weiter vordrang als der erste.



Abb. 18: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Teilarbeitsgebiet Owschlag.

6.1.3 Ergebnisse zur Landschaftsentwicklung des Gebietes der maximalweichseleiszeitlichen Randlagen (WH 1_{1,2}) und der westlich angrenzenden Bereiche bis zur Treene-Linie

Aufgrund der Ergebnisse in den beiden Teilarbeitsgebieten im Bereich der maximalen weichseleiszeitlichen Vereisungsgrenze hatten sich nach der Lage des Gletscherlobusses im Heidteich-Zungenbecken – hier muß auch angenommen werden, daß der Owschlager See und das Owschlager Moor zusammen mit dem Fockbeker Moor im Zuge des Maximalvorstoßes (WH 1₁; Fockbeker Vorstoß i.S. von STREHL & TONTSCH 1986) exarativ mit ausgeschürft wurde – die Eismassen auf eine unbekannte östliche Lage zurückzogen. Ein weiteres Gletschertor könnte auch am Westrand des Owschlager Moores mit einem Schmelzwasserabfluß über die heutige Bennebek gelegen haben. Darüber hinaus ist zu vermuten, daß bei einem oszillierenden, zwischengeschalteten Rückzug vielleicht nach einem nochmaligen Vorstoßen (WH 1₂) die den Duvenstedter Bergen vorgelagerten Moränenrücken und -wälle aufgeschüttet wurden. Dabei müßten bereits westlich gelegene, eisfrei gewordene Zungenbeckenbereiche verfüllt worden sein, und es könnte sich eine Art Uranlage der Sorge-Abflußrinne ergeben haben. Daß die Schmelzwässer nicht den alten, eisfrei gewordenen Gletschertorbereich am Heidteich nehmen konnten, lag an seiner relativ hohen Lage westlich des Zungenbeckens. Ein Umkehren der Fließrichtung oder zumindest seitliches "Ausbrechen" von Schmelzwässern – wie man hier vermuten könnte – ist aus Glaziallandschaften vielfach beschrieben worden. Spätestens zu dem Stadium, als die Eismassen am Westrand der Duvenstedter Berge und den wohl als etwas älter anzunehmenden, wenig östlich gelegenen Moränen westlich des Bistensees gelegen haben, müßte es dann zu einem vollständigen Verfüllen der Zungenbecken gekommen sein. Diese Eisrandlagen sind aber erheblich jünger. Es ist nicht auszuschließen, daß es auch kurzfristig vor den westlich gelegenen höheren Ansätzen bzw. rückwärtigen Wurzelbereichen der Sander (Heidteich und auch weiter südöstlich im Owschlager Moor) zu einem Aufstauen von Schmelzwässern kam. Es würden sich auch so die Beckentone und -silte, die als Basisserien im Owschlager See ab ca. 17 m unter dem heutigen Seespiegel anstehen, erklären lassen, wobei sicherlich die relativ tiefe Lage sich mit einer Toteisversiegelung zwischen der Zeit des Fockbeker (Maximal-) Vorstoßes (WH 1₁) und des nächst jüngeren Rückzuges bzw. erneuten Wiedervorstoßes (WH 1₂) erklären ließen. Das Ausfließen des mutmaßlichen Sees nach Westen müßte dann über eine niedrige Schwellenregion zwischen dem Heidteich-Sander, der kegelartig bzw. nach Westen und Südwesten fächerartig vor den sandigen Moränenwällen aufgeschüttet wurde, und dem – wenn auch tiefer gelegenen – Sander, der an der Westgrenze des Duvenstedter Moores weit weniger prägnant zu rekonstruieren sein müßte, abgeflossen sein. Das Tieferlegen der Überlaufschwelle dürfte in den relativ leicht erodierbaren Sanden, die bestenfalls eine nur wenige Meter dicke Moränendecke des Maximalvorstoßes trugen, recht schnell vonstatten gegangen sein, so daß der Sorgelauf an der

Verschneidungslinie zwischen dem Heidteich-Sander und dem "Duvenstedter Moor-Sander" sich zwangsläufig ergab. Man muß dabei berücksichtigen, daß hier nur sehr geringe Höhenunterschiede im Meterbereich den Ausschlag geben konnten, die heute kaum noch zu rekonstruieren sind.

In den Sand- und Kiesgruben nordöstlich Schuby waren Moränen aufgeschlossen, die mit Sicherheit zu den ältesten und am weitesten nach Westen reichenden Vorstößen gehörten. Diese sind von WÜNNEMANN (1990) noch bei Kroymannshöh flächendeckend nachgewiesen worden. Ich korreliere sie mit den Geschiebemergel-/lehmorkommen im Owschlager Moor und in der Kruppenorter Heide. Weiterhin wurde hier deutlich, daß der Eisstrom aus der Innenschlei in ein schon kräftig entwickeltes präeemzeitliches Relief vorstieß, was die Höhenlage des Eem- bzw. Frühweichselorkommens vom Margarethenwall deutlich macht. Sicher ist hierin einer der Gründe für die Ausbildung der Stauchendmoränen im Gebiet der Westumgrenzung der Innenschlei zu sehen.

Vergleicht man den Verlauf der Eisrandlagen W 1_{1,2} mit den Darstellungen von EGGERS (1934), GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958) so stellt man fest, daß der Unterschied zu den Darstellungen von EGGERS (1936) und GRIPP (1954) im Detail erheblich ist. Im Gesamtverlauf der Grenze des weichseleiszeitlichen Maximalrandes weist allerdings die Kartendarstellung von EGGERS (1934) einen im Grundsatz sehr ähnlichen Verlauf auf. EGGERS (1934) verzeichnet jedoch den Verlauf im Arbeitsgebiet Schleswig-West nach Osten zurückversetzt (beachte die Lage von Schuby, Arenholzer See und Gammelunder See), sieht aber sonst einen eher gradlinigen Verlauf des Maximalrandes des Gletschereises für gegeben an. Dies entspricht ganz den dargelegten Befunden.

HECK (1937 b, 1943: 7) weist darauf hin, daß im Westen Schlesiws in Ziegeleitongruben als "tiefere Bank" Ablagerungen einer älteren Vereisung angetroffen werden. Auch in Aufschlüssen bei Schuby und im Untergrund des Haddebyer Noores lagern saaleeiszeitliche Grundmoräne und "alteiszeitliche Absätze". Hinsichtlich einer Westgrenze des weichseleiszeitlichen Eisrandes im Gebiet Schleswig-West schreibt HECK (1943: 8):

"Bevor die Gletscher die hohe Endmoränenlandschaft der Schlesiwiger Umgebung schufen, ist ein breiterer Eislappen weiter nach W vorgedrungen, der eine mächtige kalkreiche Grundmoräne hinterlassen hat, auf der beispielsweise die Ortschaft Schuby westlich Schlesiws zum größten Teil steht. Am S-Ausgang des Dorfes zeigt ein größerer Aufschluß, daß die Verwitterung des Mergels nur gering ist und daß recht große Geschiebe und viele Kalksteine der typischen Grundmoräne eingelagert sind. Zu diesem ersten Eisvorstoß des Jungglazials gehören am W-Rand von Blatt Schlesiws verschiedene Gebilde. Vor allem zeigen Oser (Wallberge) an, daß der erste der jüngeren Eisvorstöße wesentlich weiter über die eigentlichen Endmoränen hinausgereicht hat".

Er präzisiert seine Angaben dann weiter unten (HECK 1943: 21):

"Das Blatt Schleswig (gemeint ist hier die Geolog. Landesaufnahme im Maßstab 1:25 000) zeigt innerhalb des Sanders mehrere flache Hügel, die aus Sand ($\delta_{s,v}$), Kies ($\delta_{g,v}$) und auch aus Geschiebelehm ($\delta_{m,v}$) bestehen. Es sind die Bildungen, die bei einem ersten Eisvorstoß entstanden sind, der weiter nach W reichte, als es die großen Endmoränen bei Schleswig andeuten. Diese Bildungen gehören einem frühesten Vorstoß der Grundmoräne an, die offenbar verhältnismäßig wenig Schutt enthielt. Bei dem Zerfall dieses Eislappens, der bis über den Arenholzersee hinausreichte, entstanden die Oser im S und W des Sees und auch der Os von Idstedt."

GRIPP (1954) verzeichnet in seiner Hauptkarte im Gebiet östlich Jagel sowie westlich und nordöstlich Owschlag Moränenrücken, weist ihnen aber keine stratigraphische Stellung zu. Im Teilarbeitsgebiet Schleswig-West verlaufen die westlichsten Moränenbögen weit östlich Schuby, und der Arenholzer und Gammelunder See wird nicht zum weichseleiszeitlich vergletscherten Gebiet gerechnet. In seiner Beikarte, die zusammenhängende Moränenrandlagen darstellt, sind die Randlagen östlich Schuby bereits recht jungen T-Randlagen zugeordnet, während sonst keine Verzeichnungen hinsichtlich einer Maximalrandlage gegeben werden.

DÜCKER (1958) zählt dann im Gebiet zwischen Jagel und Owschlag die Moränenrücken zu den A-Moränen – der ältesten, weichseleiszeitlichen Moräneneinheit. Allerdings sieht er in dem Moränenast, der von Brekendorf nach Owschlag und dort den Heidteich im Westen umgrenzt schon die mittlere Moräneneinheit M vertreten. Die Grenze zwischen Sanderfläche und Jungmoränengebiet weist einen z.T. recht stark gebuchteten Verlauf auf und ist – beispielsweise am Auslauf der Busdorfer und Selker Rinne – stark nach Osten zurückspringend. Nun muß hier allerdings unterschieden werden, daß die Karte von DÜCKER (1958) eher die oberflächennahen Lagerungsverhältnisse als die Moränenverläufe auch unter der Sanderbedeckung wiedergibt, soweit diese überhaupt erkennbar sind.

Die Karte von GRIPP (1964) ist hinsichtlich der stratigraphischen Zuordnung und des Verlaufs der einzelnen Moränenzüge identisch mit der Darstellung von DÜCKER.

Die im vorangegangenen Abschnitt erläuterten und in den Kartendarstellungen (Abb. 2) dargestellten Maximalrandlagen des weichseleiszeitlichen Eises begründen sich ausnahmslos zunächst auf eine Grenzziehung zwischen der weichseleiszeitlichen Sanderschüttung und den östlich sich daran anknüpfenden Moränen des Östlichen Hügellandes (morphostratigraphische Gesichtspunkte), wobei – wie dargelegt wurde – es im Raume Owschlag und den nördlich sich anschließenden Gebieten um

Jagel bis Dannewerk und dann wieder nördlich bzw. nordöstlich Schuby Verschiebungen des klassisch ausgeprägten Hügellandes (Moränenrücken und -wälle mit hoher Reliefenergie) nach Westen gibt. So beginnt das Gebiet der Weichselvereisung bzw. der glazigenen Ablagerungen derselben noch knapp westlich Owschlag, wie die meisten Autoren begründet annehmen, während das Östliche Hügelland im strengen Sinne erst gut 4 km östlich in Form der Duvenstedter und Hüttener Berge beginnt. Diese Entfernung zwischen Maximalgrenzziehung und Östlichem Hügelland wird noch größer, wenn man in den Raum Jagel geht, wo die stark reliefierten Endmoränen nordöstlich bis auf die Lage von Güby und Fleckeby zurückweichen. Selbst wenn man die Westgrenze des Östlichen Hügellandes in einem nicht so strengen Sinne interpretieren würde, und die soeben genannten zwei Beispiele meines Arbeitsraumes mit zu dem Gebiet des Östlichen Hügellandes zählen würde, so erhebt sich trotzdem die Frage, ob die Grenze der weichseleiszeitlichen Maximalrandlage gleichzusetzen ist mit der Westgrenze des Östlichen Hügellandes. Jedem Betrachter des Raumes um Fockbek-Owschlag dürfte dabei klar werden, daß dies auf keinen Fall so sein kann, da sich bereits weite Teile einer ehemals mit Weichseleis bedeckten Fläche heute tischeben mit einer geringen Abdachung nach Westen bzw. Südwesten darstellen. Im angesprochenen Raum sind also – wie die Untersuchungen von STREHL (1985) sowie die noch näher auszuführenden eigenen Ergebnisse zeigen – weite Bereiche mit weichseleiszeitlicher Moränenbedeckung von den Schmelzwasserbildungen nachfolgender Eisvorstöße bedeckt worden und entziehen sich so dem Auge des Betrachters.

Zweifellos sind die weichseleiszeitlichen Sanderflächen unabhängig von dem Alter des unterlagernden Geschiebemergels /-lehms der Niederen Geest zuzurechnen. Sie wird nach wie vor als der Ablagerungsbereich der weichseleiszeitlichen Schmelzwassersedimente betrachtet. Nur kann nicht ausgeschlossen werden, daß unter diesen bis zu 30 m mächtigen aufgeschütteten Sanden und Kiesen Moränenreste auch der Weichseleiszeit noch verborgen sein könnten. Leider können bis jetzt keine Aussagen darüber gemacht werden, wie weit weichselzeitlicher Geschiebemergel/-lehm im Untergrund nach Westen reicht, da hierfür tief genug reichende Bohrungen fehlen.

Jedoch sollten zwei Erscheinungen problematisiert werden.

(1) Betrachtet man die Verbreitung der Hohen Geestkerne – zumindest die als solche von GRIPP und anderen dazu gerechnet werden – so fallen einem die Höhen um ± 40 m N.N. (Stapelholm, Schwabstedter Geestkern) zunächst noch nicht sonderlich auf. Nun gibt es zweifelsfrei daneben "Hohe Geestkerne", die deutlich geringere Höhen aufweisen als die soeben genannten. Hier wären am Südrand der Karte (Abb. 19) der Christiansholm und Meggerholm zu nennen, die beide eine durchschnittliche Meereshöhe von ± 8 m N.N. aufweisen. An beiden Lokalitäten wurde Geschiebemergel und -lehm festge-

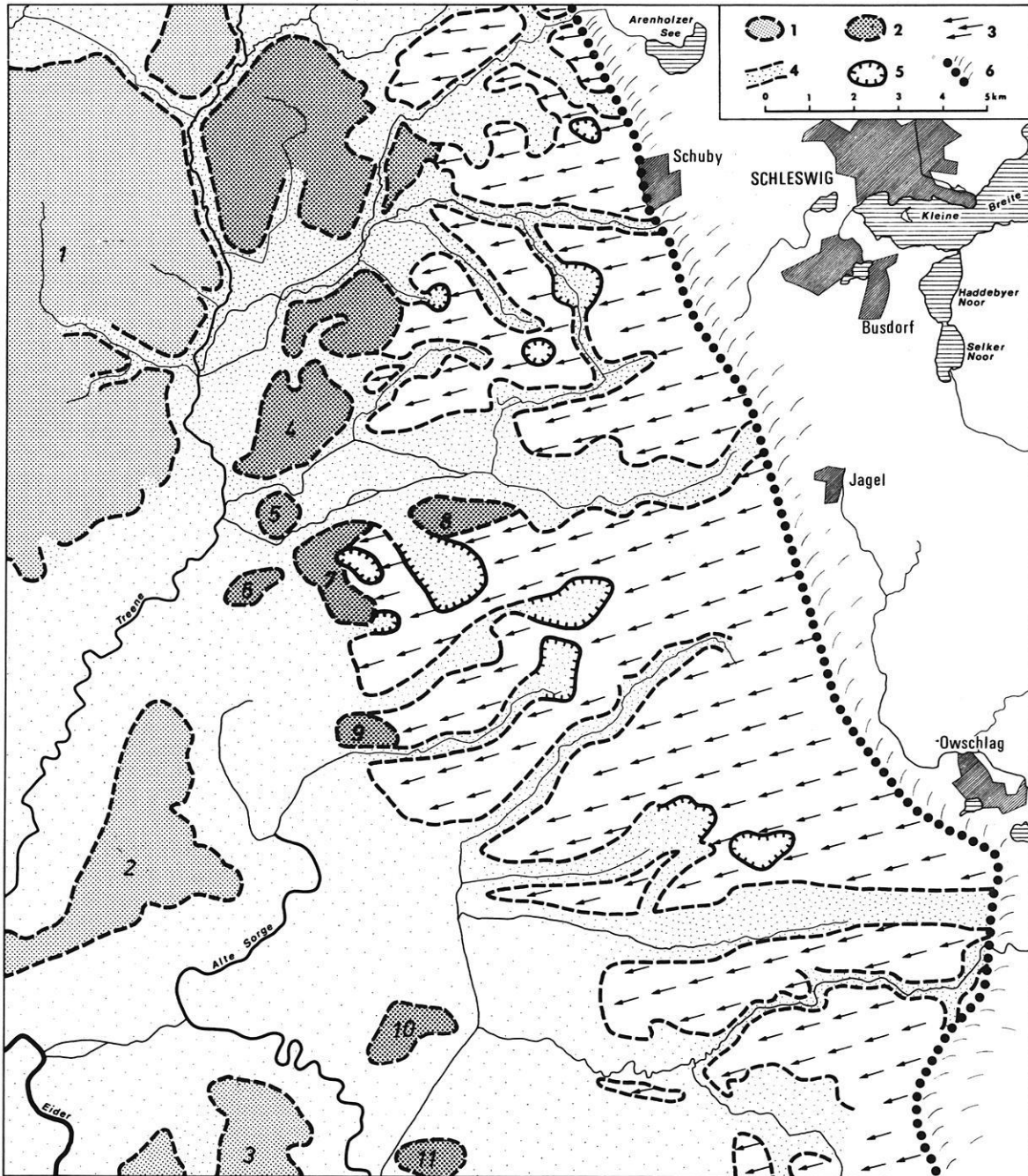


Abb. 19: Karte der Geestgebiete zwischen Treene und dem weichseleiszeitlichen Maximalrand des Inlandeises.

Legende:

1: Hohe Geestkernbereiche von Schwabstedt (1), Stapelholm (2), und Erfde (3); 2: "Hohe" Geestkernbereiche (\pm bis 15 m N.N.) von Silberstedt (4), Hollingstedt (5), Bünge (6), Dörpstedt (7), Klein-Rheide (8), Börm (9), Meggerholm (10) und Christiansholm (11); 3: weichseleiszeitliche Sanderschüttung (Schüttungsrichtung generalisiert); 4: Schmelzwasserabflußbahnen; 5: geschlossene und halbgeschlossene Hohlformen in der weichseleiszeitlichen Sanderfläche; 6: Maximalrand des weichseleiszeitlichen Inlandeises zwischen Arenholzer See und Fockbek.

stellt, der früher zur Ziegelherstellung auch abgebaut wurde. Nach Nordnordwesten setzen sich diese inselhaften, niedrigen (nicht über 6 m N.N. liegenden), schildförmigen Aufragungen fort. So wurde in Baugruben, dicht unter der Oberfläche anstehend, Geschiebemergel/-lehm in Börm und Dörpstedt (n. frdl. mdl. Mitt. von Herrn Dr. RUCK, Eckernförde) und Bünge, sowie nahe Hollingstedt, am nordöstlichen Ortsrand von Dörpstedt (Klove) und Treia festgestellt. Diese Vorkommen wurden noch nicht geschiebeanalytisch untersucht. Lediglich wurden von HESEMANN (1937) drei Vorkommen 1. bei Engbrück, 2. staatliche Kiesgrube Schleswig am Reethsee und 3. bei Esperstoft untersucht und als saalezeitlich (1 und 3) bzw. weichselzeitlich (2) eingestuft. Diese Auszählungen sind allerdings auf eine sehr schmale statistische Ausgangsbasis gestellt.

An dem Südwestrand des Geestkerns von Meggerdorf wurde in der ehemaligen Ziegeleigrube am Johannisberg eine Probe für eine Geschiebeanalyse gesammelt. Das Ergebnis von WÜNNEMANN (1990) zeigt, daß die Probe im wartheiszeitlichen Geschieberegion des Diagramms liegt. Wie die von WÜNNEMANN (1990) erzielten Ergebnisse geschiebeanalytischer Auszählungen nach HESEMANN und LÜTTIG zeigen, weisen die Proben, die am Außensaum einer Vereisung wie der Weichselvereisung gesammelt wurden, noch einen starken lokalen Charakter der Ablagerungen der vorangegangenen Eiszeit auf. Es ist also durchaus mit einem wartheiszeitlichen Geschiebespektrum in weichselzeitlichen Endmoränenlagen der Maximalrandlage zu rechnen, als das weichselzeitliche Eis gerade noch eine zusammenschiebende Wirkung gehabt hatte.

(2) Betrachtet man die weichselzeitliche Sanderfläche westlich bzw. südsüdwestlich der Maximalrandlage des Inlandeises (Abb. 19), so stellt man fest, daß diese Fläche nicht nur durch Rinnen, die erst später sich in diese Fläche eintiefen, gegliedert ist, sondern daß sich unvermittelt in dieser Fläche teils abflußlose, teils durch schmale flache Rinnen angeschlossene Hohlformen befinden, die einer morphologischen Erklärung bedürfen. Es liegt dabei die Vermutung sehr nahe, daß es sich bei diesen Hohlformen um Toteisdepressionen handelt, die nach dem Verschwinden des Eises erst unter einer mehr oder weniger mächtigen Sand- und Kiesbedeckung austreten. Eisklötze dieser beachtlichen Größenordnung müssen also im Zuge des Niedertauens eines stationären Eisrandes zerfallen und anschließend von Schmelzwasserbildungen ganz oder teilweise zugeschüttet worden sein. Folgt man diesem Erklärungsversuch, so muß man die Frage nach dem Alter dieser Formen bzw. des Toteises dahingehend beantworten, daß es sich um weichselzeitliche Toteisformen handelt, da wartheiszeitliche Hohlformen durch periglaziale Prozesse in der ausgehenden Wartheiszeit und am Beginn und Ende der Weichselzeit, vor allem aber dann durch weichselzeitliche, glazifluviale Ablagerungen total verschüttet bzw. nivelliert worden sein müßten. Wenn man also diesen Hohlformen ein weichselzeitliches Alter zusprechen wollte, so kann nur aktiv bewegtes Gletschereis bis in die Gegend von Christiansholm-Meggerholm-Börm-Dörpstedt-

Hollingstedt-Silberstedt vorgedrungen und hier dann *in situ* zerfallen sein. Eisschollendrift scheidet in Anbetracht der oft enormen Größe dieser Formen aus. Als Deflationswannen lassen sie keine windorientierte Richtung erkennen, zudem fehlt das Akkumulationsgebiet (Dünen) zu diesen Formen.

Nun beschreibt allerdings KOZARSKI (1975) aus Polargebieten Aufeisbildungen ("naled") auf Sandern, die eine in Gefällsrichtung orientierte längliche Form aufweisen und bis zu 8 m dick werden können. Sie werden von plötzlich am Gletschertor austretenden Schmelzwässern gebildet, die sich in das Permafrostgebiet vor dem Eisrand ergießen. Aus Westpolen beschreibt KOZARSKI (1975) derart orientierte Hohlformen und erklärt sie mit eingesanderten Aufeisbildungen. Jedoch weisen die Beispiele aus Schleswig-Holstein keinerlei Orientierung oder Anlage an einer durchgängigen, fluvioglazialen Schmelzwasserrinne auf (→ "fluvioglacial icings (naleds)"). Inwieweit diese Erklärung für die Hohlformen in dem weichselzeitlichen Flächensander in der Umgebung von Kropp und Hollingstedt eine Lösung darstellt, sollte weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. Es erscheint daher doch eine Ablagerung, Sedimentüberdeckung und Abschmelzen von stagnierendem Eis oder Toteis *in situ* wahrscheinlicher zu sein.

6.2 Die älteren Randlagen (WH 2) und die ältere Eisstauseephase

Als ältere Rückzugslagen (WH 2) sollen hier die Moränen im Hinterland der Maximalrandlage verstanden werden, die im nordwestlichen, westlichen und südwestlichen Außensaum der Innenschleiumgrenzung und dann westlich des großen Moränenbogens der Fleckebyer Stauchmoränen und Hüttener-/Duvestedter Berge liegen. Sie werden mit dem stratigraphischen Symbol WH 2 gekennzeichnet. Insgesamt kann man vier Gebiete ausweisen, die zu dieser Zone zu rechnen sind und in denen mindestens drei zeitlich zu trennende Gletschervorstöße (WH 2_{1,2} und 3) zu unterscheiden sind (vgl. auch Abb. 57):

1. ostnordöstlich der Linie Owschlag - Alt-Duvestedt, begrenzt im Osten durch die südlichen Hüttener Berge sowie die Duvestedter Berge (WH 2₁-Randlagen);
2. das flachhügelige Gebiet zwischen der heutigen Bundesautobahn zwischen Brekendorf und Selk, das sich im Osten von den Stauchmoränen von Fleckeby und den Hüttener Bergen begrenzen läßt; es umfaßt neben flachwelligen, rückenförmigen Moränen auch Depressionen mit Vermoorungen wie das Esprehmer Moor und Vermoorungen bei Wolfskrug und nordnordöstlich Brekendorf (WH 2₁-Randlagen);
3. die Stauchmoränenlagen der mehr oder weniger breiten Umgrenzung des Haddebyer und Selker Noores, des Busdorfer Teiches und des Burgsees (WH 2₂-Randlagen);
4. die Hüttener Berge mit ihrem östlichen Hinterland um Ascheffel, Hütten, die Große Hüttener Au bis zu ihrer Einmündung in die Große Breite und die nordwestliche Fortsetzung der Stauchmoränen von Fleckeby (WH 2₃-Randlagen).

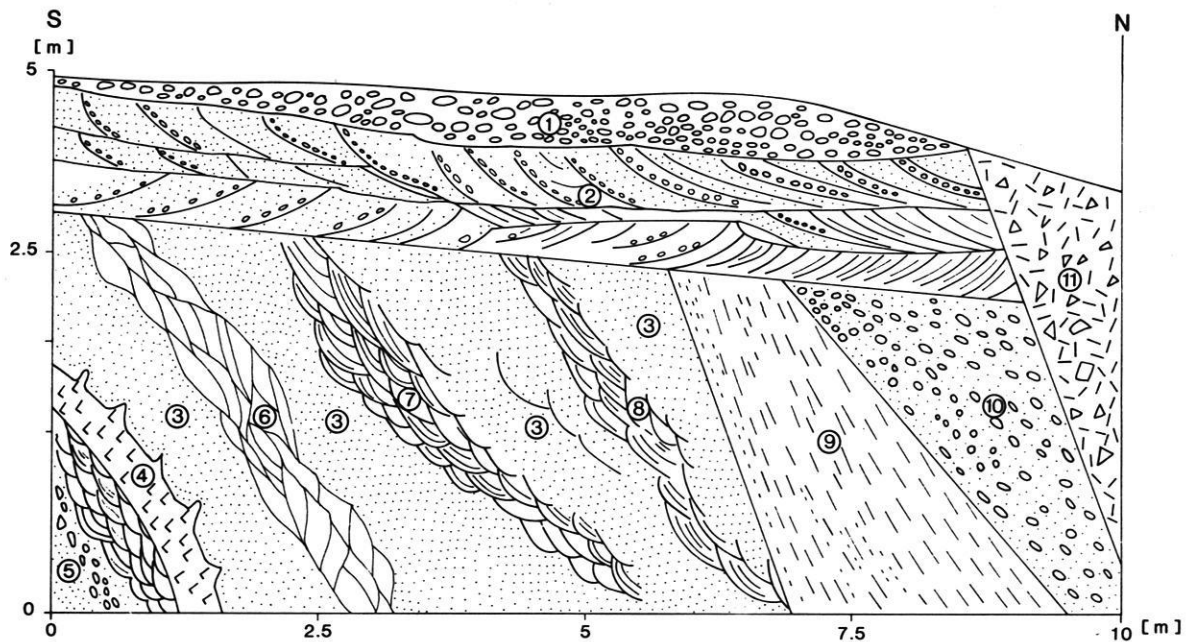


Abb. 20: Sandschurf an der Straße Alt-Duvenstedt - Ahlefeld, ca. 800 m nordöstlich der Straßenunterführung der Bundesautobahn bzw. 200 m südöstlich der Weggabelung nach Tegelkate/Holzbungung am südöstlichen Talhang eines ehemaligen, höher liegenden Bistensee-Abflusses.

Legende:

1: ± horizontal geschichtete Schotter; 2: Sand und Kies in diskordanter Wechsellagerung; 3: verstellter (glazialtektonisch) Sand; 4: Siltbank mit Flammenstrukturen an der Oberkante; 5: basaler, verstellter Sand und Kies mit hangender Flaserschichtung; 6: Rippelschichtung ("climbing-ripple lamination"); 7 und 8: Flaserschichtung; 9: hellgrauer parallel geschichteter Sand; 10: Grobsand und Kies; 11: Moräne.

6.2.1 Owschlag und Umgebung (WH 2₁ und 2₂-Randlagen)

Auf die einzelnen Bohrungen, Grabungen und Kartierungsergebnisse, soweit sie die Problematik der maximalen weichseleiszeitlichen Randlage betrafen, wurde bereits in Kapitel 6.1. zuvor eingegangen. Der nächste Eisvorstoß wurde von STREHL (1985) im Raum Rendsburg-Owschlag als Borgstedter Vorstoß bezeichnet und blieb bis zu 6 km hinter den maximalen Randlagen des Fockbeker Vorstoßes (WH 1) zurück.

Es soll nun näher auf die Rückzugslagen im Bereich zwischen Owschlag, Alt-Duvenstedt und Stenten/Steinsieken eingegangen werden. So konnte ca. 2 km nordwestlich Alt-Duvenstedt an der Luvseite einer flachen, breiten, sich über die Sorgeniedererhebenden Längsdünenform eine 7 m tiefe Bohrung niedergebracht werden (SOR-1; Nr. 182 in Abb. 7), die von der Oberfläche an bis 545 cm unter Oberkante sandige Kiese aufwies. Es folgte dann bis 700 cm ein gelbgrauer, lehmig-sandiger Geschiebemergel, der noch zu dem WH 1-Vorstoß (Maximalrandlage) gerechnet wird. Die weiter östlich gelegene West- bzw. Südwestgrenze des jüngeren WH 2₁-Vorstoßes ist durch flache, breitschildartige Geschiebemergel-/lehmplatten

in der geologischen Kartierung ausgewiesen worden (vgl. Abb. 18). Diese Zone ist ca. 1 bis 2 km breit und zieht sich am Fuß der Duvenstedter und Hüttener Berge hin. Nach Osten wird sie heute durch die Erhebungen der erst später aufgestauchten Hüttener und Duvenstedter Berge begrenzt. Es ist anzunehmen, daß bereits zu dieser WH 2₁-Randlage ein großes Zungen- oder sogar Stammbecken im Bereich der Großen Hüttener Au sowie dem Bisten- und Wittensee ausgehobelt wurde, das nach Norden hin in Verbindung mit dem Innenschleistammbecken (und den zugehörigen Zungenbecken: Selker Noor, Busdorfer Teich und Burgsee) stand.

Im Vorland dieser WH 2₁-Randlage bot das "ältere" Stammbecken mit Zungenbecken im heutigen Owschlag und Duvenstedter Moor einen großen Sedimentationsraum; es entstand mit dem Zerfall des Gletschereises in dem Zungenbecken eine Niedertaulandschaft mit Seen und Toteisblöcken. Heute ist davon nur noch die flache Senke erhalten, in der sich der Sorgelauf – in ihren Oberlauf aus dem Bistensee zunächst nach Westsüdwesten abfließend – bei der Konfluenz mit dem Mühlbach und dem Abfluß aus dem Owschlag See für wenige Kilometer nach Südosten ändert, um dann wieder nach ± Westen weiterzufließen. In der zwischen Owschlag und Alt-Duvenstedt gelegenen Depression bildete sich ein See, der weitgehend

Sand und Kies aufnahm, und es kam bei einem Hochstand und der ständig zugeführten Schmelzwässer zu einem Überlaufen nach Westen. Dies geschah nicht an den relativ hochliegenden Gletschertorgebieten vom Heidteich, Owschlager Moor und Duvenstedter Moor, sondern genau an der tiefliegenden Stelle der Verschneidung der kegelartig geschütteten Sander westlich des Owschlager und Duvenstedter Moores, zumal auch hier der Abstand zwischen beiden Gletschertoren viel größer war als zwischen denen des Owschlager Moores und des Heidteiches. Eine fluvialerosive Tieferlegung der Schwellenzone bis zum vollständigen Auslaufen dieses Sees und damit eine erste Zerschneidung des ersten weichseleiszeitlichen Sanders, der den WH 1-Randlagen zuzuordnen ist, muß die Folge gewesen sein. In diesem Zusammenhang kann von der ersten Anlage einer "Ursorge-Talung" gesprochen werden. Die Schmelzwässer dürften dabei aber noch nicht den engen Weg des heutigen Sorgelaufs genommen haben, sondern haben einen breiten Ablauf durch die Niederung zwischen Hasenküll und den Krummenorter Dünen genutzt, um dann auf dem älteren Duvenstedter Sander auszulaufen.

Unter dem Gletschereis der WH 2₁-Randlage wurden in diesem Raum bereits mindestens drei Rinnen angelegt, in deren Verlauf später dann am Eisrand Gletschertore entstanden: die Rinnen von Stenten, Steinsieken und Alt-Duvenstedt. Das von STREHL (1985) verzeichnete Os von Steinsieken würde in einem dieser Eistunnelstrecken entstanden sein.

Eine Bohrreihe von ca. 300 m Länge ca. 1,5 km westsüdwestlich Stenten durch den heute hier schon flachen Sorgelauf ergab (Abb. 16), daß im Verlauf der tief eingeschnittenen Sorgerinne in den Bohrungen B3 und B4 erst bei ± 6 m u. Gel. (= 0 m N.N.) glazifluviale Sand- und Kiesserien angetroffen wurden. Der Geschiebemergel, der in den nördlichen (B1 und B2) und südlichen (B5 und B6) Bohrungen noch fast an der Oberfläche ansteht bzw. zwischen 2 und 4 m u. Gel. gelegen ist, konnte in den beiden mittleren Bohrungen nicht mehr erreicht werden. Über den glazifluvialen Sanden und Kiesen bzw. dem Geschiebemergel liegt in der Bohrung B4 eine molluskenreiche Mudde, die als Hinweis auf die Existenz eines sich hier wahrscheinlich schlauchartig in die Moränen hineinziehenden Sees gedeutet werden müssen. Darüber liegen wie dann auch in den anderen Bohrungen B1-B5 holzreiche Bruchwaldtorfe. In der Bohrung B6 konnte kein Anzeichen von Torfen festgestellt werden. Wahrscheinlich dürften die erbohrten Sande äolischer Entstehung sein.

An der Straße von Alt-Duvenstedt zum Bistensee (Töpferhaus ist in jüngster Zeit ca. 500 m ostnordöstlich der Autobahn-Überführung, nahe des Straßenabzweiges nach Holzbunge, ein neuer Sandschurf angelegt worden (vgl. Abb. 20). Hier konnte festgestellt werden, daß an der Basis des Aufschlusses zunächst Kies- und Sandserien (5) – letztere mit deutlicher Flaserschichtung ("flaser-bedding" i.S. REINECK & SINGH 1986) – und darüber ein ca. 35 cm mächtiger Silthorizont (4) lag, der an

seiner Oberkante Flammenstrukturen aufwies, die sich zungenartig in die hangenden Sand-Serien (3) hineinstießen. Diese Sandserie (3) wird von drei Bänken mit unterschiedlicher Schichtung unterbrochen. So stellt sich in der Schicht (6) eine Rippelschichtung nach Art der Steigenden Rippelschichtung ("climbing-ripple Lamination" i.S. REINECK & SINGH 1986) und in den Schichtenverband (7) und (8) wieder eine mehr oder weniger deutliche Flaserschichtung dar. Dieser Schichtenverband (3) wird von grauen, parallel geschichteten Sandserien (9) überlagert, die durch eine Störung vom Liegenden getrennt sind. Diese Sande (9) weisen keinerlei besondere Schichtungsphänomene auf und werden – getrennt durch eine weitere Störung – von einem Grobsand und Kiespaket überlagert. Die Lagerung der einzelnen Schichtenverbände ist zwar parallel, jedoch weitgehend mit 45° einfallend. Es muß hier eine nachträgliche Verstellung der Schichtenverbände eventuell durch seitlichen Eisdruck angenommen werden. Der Charakter der Sedimente und der Schichtung spricht sehr für eine Ablagerung unter Bedingungen mit Beteiligung von stehendem und /oder schwach fließendem Wasser. In dieses Seebecken muß dann offenbar ein Eisvorstoß erfolgt sein. Schon die relativ groben Sand- und Kiesserien (10) könnten als Zeuge einer herannahenden Eisfront gedeutet werden, die dann auch noch mit verstellt worden sind. Im äußeren südlichen Profiltail konnte in diskordanter Lage noch eine Moränendecke festgestellt werden. Es muß zunächst noch offen bleiben, ob diese Moräne zu dem Eisvorstoß zu rechnen ist, der die einzelnen Schichten (3-8) verstellte. Insgesamt muß dann im Zuge des Niedertauens des Eises an dieser Stelle lebhaft Wasser abgeflossen sein. Diskordant liegen auf fast der gesamten Aufschlußlänge Schotter und Grobsande in diskordanter Wechsellagerung (2). Diese wurden nochmals von parallel und \pm horizontal geschichteten Schottern diskordant überdeckt.

Es kann also hier ein Seebecken vor der WH 3₁-Randlage angenommen werden – ggf. zwischen der WH 2_{2,3} und WH 3-Randlage – dessen Sedimentfüllung dann im Zuge des ersten WH 3-Vorstoßes verstellt wurden. Dieser Vorstoß dürfte sich hier nur noch mittelbar ausgewirkt und dieses Gebiet nicht mehr überfahren haben.

6.2.2 Gebiet zwischen Brekendorf, Selk und Gübby (W2₁-Randlage)

Dieses Gebiet stellt die nordwestliche Fortsetzung des soeben beschriebenen Saumgebietes zwischen der WH 2₁ und WH 2₂-Randlage dar. Es stellt sich jedoch im Gegensatz zu dem zuvor beschriebenen Gebiet (Kap. 6.2.1) nicht als schmaler Grenzsaum dar, der durch nachfolgende Eisvorstöße stark eingengt wurde, sondern fächert sich nach Nordosten vorgehend auf. Man kann die westsüdwestliche Grenze etwa mit dem Verlauf der Landstraße Brekendorf - Selk gleichsetzen, von der sich das wellige, durch parallelläufige, flache Rücken und darin eingebundene Depressionen charakterisierte Gebiet nach Nord-

osten hin fortsetzt. Diese Westsüdwest-Grenze entspricht der WH 2₁-Randlage des südlich angrenzenden Teilarbeitsgebietes von Owschlag.

Die Ost- bzw. Südgrenze ist in ihrem Verlauf weitgehend durch die westwärtige Begrenzung der Stauchmoränen der Hüttener Berge, sowie deren nördliche und später dann westliche Fortsetzung um Fleckeby - Güby gegeben. Sie wird von mir einem jüngeren Vorstoß – dem WH 2₂-Vorstoß – zugerechnet. Die Depressionen in diesem Gebiet haben ausnahmslos ihre Entstehung dem stagnierendem Eis zu verdanken, das später vereinzelt auch mit Sediment bedeckt und damit zu Toteis wurde.

OVERBEK (1975) weist für das in diesem Gebiet liegende Esprehmer Moor eine sehr geringe Torfmächtigkeit aus.

"Offenbar früher abgetorfte Flächen mit viel *Molinia*, meist ohne Busch und Baum, mit *Calluna*- und *Erica*-Bulten, *Eriophorum vaginatum*, *Eriophorum angustifolium*. Nach Stichproben ist das Moor flachgründig mit nur 40 - 50 cm seggenreichem Torf über dem Sand" (OVERBEK 1975: 255)

Insgesamt betrachte ich dieses Gebiet als weitflächigen Akkumulationsraum von sandig-kiesigen Schmelzwasserabsätzen, in dem die Schmelzwässer der WH 2₂-Randlage auf den Moränen der WH 2₁-Randlage ihre Sedimentfrachten ablagerten. So sind bei Stexwigfeld und Bullenberg sowie bei Karlishof Gletschersituationen anzunehmen, von denen die Schmelzwässer eine durch die WH 2₁-Moränen und niedertauendes Toteis charakterisierte Landschaft aufschütteten. Zusätzlich führten Schmelzwässer aus einem Gletschertor bei Geltorf in südlicher Verlängerung der zunächst subglazialen Rinne sandig-kiesiges Material dieser Gegend zu. Heute sind im Landschaftsbild nur noch die oberen Teile der Moränenauftragungen der WH 2₁-Randlage zu sehen und vermitteln ein lückenhaftes Bild der Moränenverläufe.

Der mehr oder weniger dreieckige Grundriß dieses Gebietes entstand durch den sukzessiven Eisabbau während der WH 2₁-Abschmelzphase, als das Gletschereis immer stärker nur durch die tiefen Bereiche des Selker Noores und der Großen Breite ernährt wurde, die stärker dann auch die Hauptvorstoßbahnen für den nachfolgenden WH 2₂-Vorstoß waren.

6.2.3 Schleswig-West (WH 2₂-Randlage)

Aufschlüsse, die einen unmittelbaren Bezug zu den älteren Rückzugslagen aufweisen, sind im Arbeitsgebiet häufig im Zusammenhang mit der Tonentnahme zur Ziegelherstellung oder - besonders im Gebiet westlich und südwestlich Selk – mit der Sand- und Kiesentnahme zu beobachten. Wie im Kapitel 6.1. bereits ausgeführt wurde, ist dieses Teilarbeitsgebiet im Westen noch gerade durch Ausläufer der weichseleiszeitlichen Maximalisvorstoßphase (WH 1₁) gekennzeichnet.

Die noch zu einer Rückschmelzlage des Maximalstandes zu zählende WH 1₂-Randlage scheint ca. 2 km südwestlich von Selk von jüngeren Eisvorstößen überfahren worden zu sein.

Südlich und westlich von Selk bis nach Jagel und Lottorf wurden und werden bis heute in zahlreichen Sand- und Kiesgruben Sanderabsätze der älteren Randlagen (WH 2) entnommen. In der Grube Evers, nördlich Selk (Nr. 232 in Abb. 7), Grube Hader, westlich Selk (Nr. 230 in Abb. 7) und Grube Jans am Königshügel, nordwestlich Selk (Nr. 231 in Abb. 7) wurde an der Oberfläche stellenweise eine diskordant über den liegenden Schmelzwasserschottern und -kiesen abgelagerte, braune Moräne gefunden, die örtlich Mächtigkeiten bis zu 3 m aufweisen konnte. In der Kiesgrube Jans fielen dabei die besonders groben Schotterserien im Topbereich auf. Generell konnte im Sortierungsgrad eine deutliche Abnahme von großen Schottern über Kiese bis hin zur Sand-/Siltfraktion vom Hangenden zum Liegenden festgestellt werden. Offensichtlich handelt es sich bei einer derartigen Abfolge um den Aufbau einer Sanderschüttung im Zuge einer vorrückenden Eisfront. Besonders deutlich wurde dies in der Kiesgrube Jans, nordwestlich Selk und südwestlich des Königshügels, in der teilweise gut gerundete Blöcke von ca. 70 cm Durchmesser im Verband mit sehr groben Schottern lagen. Die vorrückende Eisfront stieß, radial sich an der Stirnseite ausbreitend, aus dem Selker Noor heraus vor und überfuhr dabei die zuvor aufgeschüttete Sanderfläche und stauchte dabei die ursprünglich horizontal liegenden Schichten der Sande und Kiese. Stauchungen und Faltenbildungen jeglicher Art sind in diesen Gruben in den Sanderabsätzen sehr häufig zu beobachten. Diesem, noch der WH 1₂-Randlage zuzuordnenden Eisvorstoß, der stellenweise eine braune, kristallreiche, sandig-lehmige Moräne hinterließ, sind westlich und südwestlich von Selk eine Reihe von Hügeln und Hügelketten zuzuordnen, die sich als Endmoränen zwanglos mit dem jüngeren WH 1₂-Vorstoß in diesem Gebiet verknüpfen lassen und nach Süden hin in die Moränenzüge von Lottorf übergehen. Zwischen Selk und Lottorf konnte ich an der Oberfläche die gleiche Moräne in einer ehemaligen Sand- und Kiesgrube beobachten (Nr. 229 in Abb. 7). Die jüngeren WH 2₁-Randlagen sind dann erst unmittelbar südlich Selk auf der Höhe der Landstraße Selk-Brekendorf zu suchen.

Im Selker Noor wurden in der Seemitte mehrere Bohrungen niedergebracht (Nr. 126-128 in Abb. 7). Bei 4,8 m Wassertiefe wurde eine Gesamtteufe von 24,8 m unter dem aktuellen Wasserspiegel erreicht. Dabei wurden bis zur erreichten Endteufe Kalkmudden erschlossen, die ab 24,0 m zunehmend sandiger wurden. Ab 2380 cm wurde bis zum Ende der palynologisch bearbeiteten Bohrkernstrecke ein jungtundrenzeitlicher Diagramm-Abschnitt ermittelt, worauf an anderer Stelle ausführlich einzugehen sein wird.

Einige Oberflächengrabungen im angrenzenden Gebiet um das Haddebyer und Selker Noor zeigen, daß das Ostufer des Haddebyer Noores in seinem südlichen Steiluferabschnitt (Nr. 257

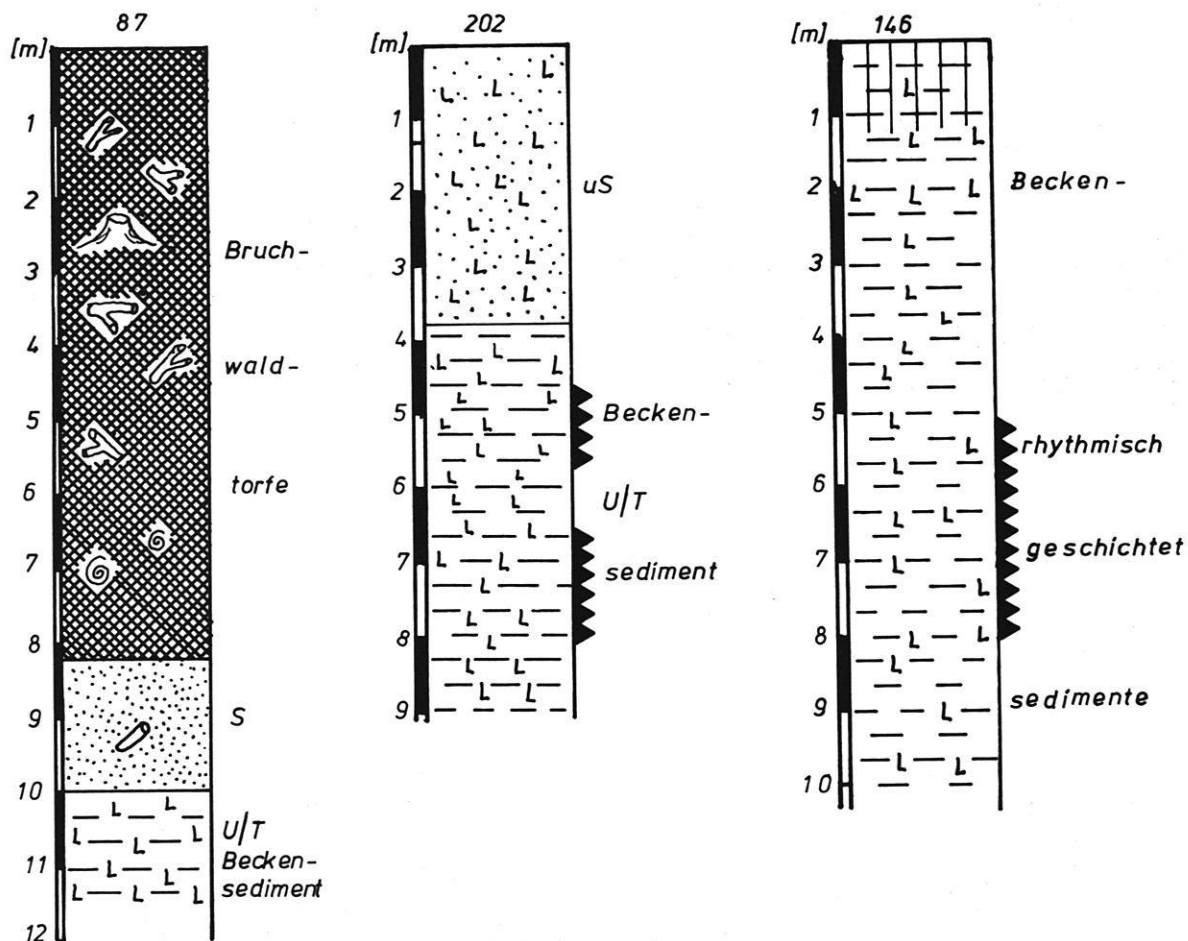


Abb. 21: Bohrprofile der Bohrungen Busdorf (BUS-1 = Nr. 87), Borgwedel (BOW-3 = Nr. 202) und Appelfjord (APP-1 = Nr. 146).

in Abb. 7) durch ungeschichtete, unsortierte, gelbbraune Sande mit vereinzelt Kiesen und Schottern aufgebaut wird. Sehr ähnlich ist der obere Meter am Kirchberg (Nr. 255 in Abb. 7) – am Nordende des Haddebyer Noores – und auf der westlich gegenüberliegenden Seite am Nordwestfuß der Hochburg (Nr. 256 in Abb. 7) aufgebaut.

Die Bohrung BUS-1 (Nr. 87 in Abb. 7; Abb. 21) erschloß an der Basis blaugraue, siltig-tonige Beckenabsätze zwischen 10,0 und 11,5 m unter Oberkante (≈ 0 m N.N.). Darüber lagen bis 8,2 m u. O. geschichtete, gelbgraue Sande, die von Bruchwaldtorfen überlagert wurden. Die Oberkante der basalen tonig-siltigen Beckenabsätze muß nach Nordosten ansteigen, denn diese wurden in einer Ziegeleitongrube südlich der Haddebyer Kirche abgebaut. Sie sind von ihrer Fazies mit dem Beckensilt/-ton aus den Bohrungen der Großen Hüttener Au bekannt und gehören zu einer jüngeren Innenschlei-Eisstauseephase.

Weitere Bohrungen zur Erkundung der Ton-/Siltlager wurden an der ehemaligen Ziegeleitongrube Fahrdorf (Nr. 88 in Abb. 7; Abb. 22) und in den ehemaligen Ziegeleitongruben Borgwedel

(Nr. 202 in Abb. 7; Abb. 21) und Appelfjord (Nr. 146 in Abb. 7; Abb. 21) durchgeführt.

Im Gelände der ehemaligen Ziegeleitongrube Fahrdorf wurden sehr ähnliche Lagerungsverhältnisse angetroffen. Hier wurden bei einer Teufe von 11 m bis 12 m Sande und Feinkiese erbohrt. Darüber liegen bis 380 cm unter der Oberfläche wechselnd lagernde, blaugraue Sande, Silte und Tone, wobei besonders die siltig-tonigen Ablagerungen rhythmisch geschichtete Bänke enthalten. Die Beckensedimente werden von zunächst grauen, dann graugelben Seesanden überdeckt, die ebenso wie in Borgwedel zu einem höheren Schleiseespiegel zu rechnen sind.

In der Bohrung Appelfjord (Nr. 146 in Abb. 7, Abb. 21) nahe der ehemaligen Ziegeleitongrube Appelfjord ca. 1 km südlich Fleckeby wurden insgesamt 10 m graue Tone und Silte erbohrt, die teilweise Bänke mit rhythmischer Schichtung aufweisen (vgl. Abb. 21). Die oberen 1,5 m zeigen einen braunen Verwitterungslehm.

Im Teilarbeitsgebiet Schleswig-West wurde dann eine weitere Bohrung in einem an dieser Stelle noch ca. 250 m breiten

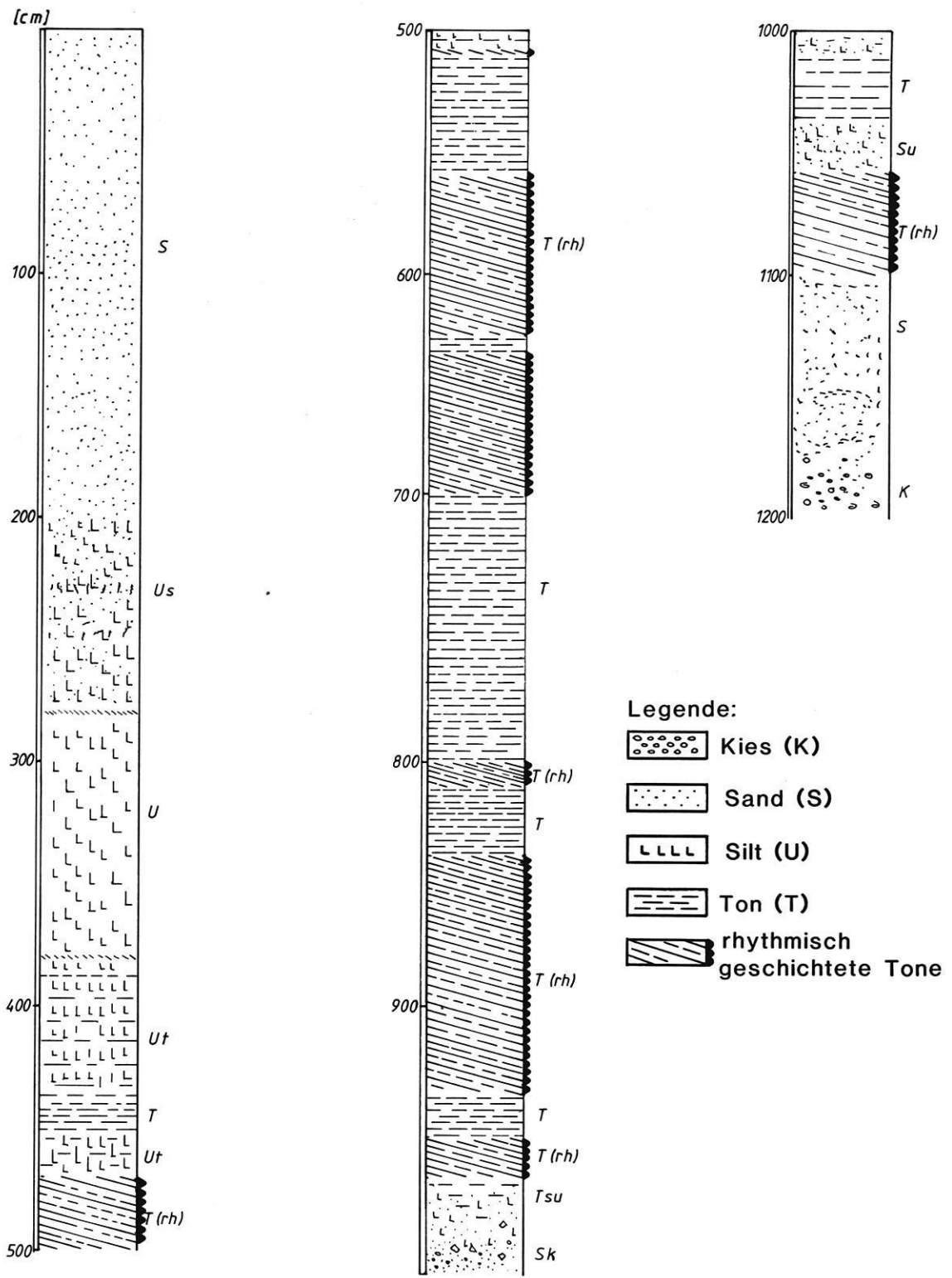


Abb. 22: Bohrprofil der Tongrube Fahrndorf (Nr. 88 in Abb. 8).

Legende:

Sedimente: K: Kies; S: Sand; U: Silt; T: Ton; L: Lehm; GM: Geschiebemergel; GL: Geschiebelehm; k: kiesig; s: sandig; u: siltig; t: tonig; l: lehmig; f: fein; m: mittel; g: grob; rh: rhythmisch

Teilabschnitt der Burgsee-Rinne nordöstlich Annettenhöf durchgeführt (Nr. 86 in Abb. 7). Es wurden bereits bei 3,3 m unter Oberkante (≈ 0 m N.N.) ein blaugrauer Geschiebelehm angetroffen, der durch eine dünne Lage von Schmelzwassersanden von dem liegenden blaugrauen Geschiebemergel in 5 m Tiefe getrennt wurde. Darüber lag bis 1,5 m u. O. Sand, der als Seesand gedeutet wird.

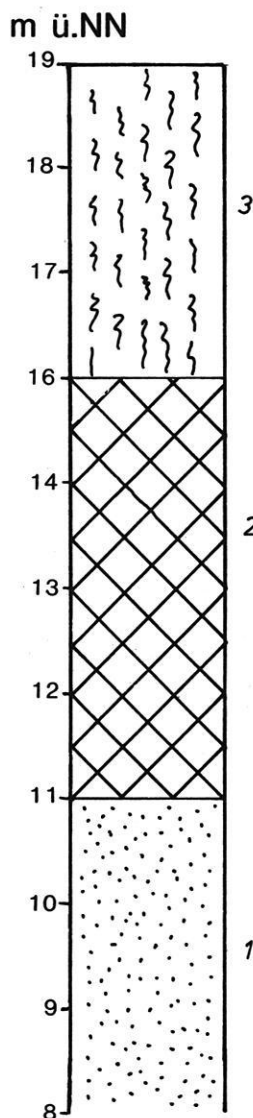


Abb. 23: Bohrprofil der Bohrung Thyraburg (THY-1; Nr. 130 in Abb. 7).

Legende:
1: glazifluvialer Sand; 2: Mudde; 3: Torf.

Blaugraue, tonig-siltige Limnite fanden sich nur in geringer Mächtigkeit darüber (bis 1,2 m u.O.), die wiederum von 70 cm mächtigen Sanden und 50 cm mächtigen Niedermoortorfen überdeckt wurden.

Folgt man dem Rinnenverlauf der Burgseerinne (auch als Dannewerker Rinne bezeichnet) nach Westen bzw. Südwesten, so

erreicht man bei ± 20 m N.N. auf der Höhe der Thyraburg die Wasserscheide zur angrenzenden, sich nach Südwesten hin öffnenden Sanderfläche. Hier – auf der Höhe der Thyraburg in der Taltiefenlinie – ergab die Bohrung THY-1 (Nr. 130 in Abb. 7; Abb. 23), daß die Oberkante glazialer Sedimente bei 7 m unter Oberkante (≈ 20 m N.N.) lag. Daraus ergibt sich, daß die hoch- bis spätweichseiszeitliche Oberfläche in diesem höchsten Teil der Dannewerker (= Burgsee) Rinne bei höchstens 13 m N.N. gelegen haben kann, was später von Bedeutung für die Rekonstruktion eines weichseiszeitlichen Inneschlei-Eisstausees ist.

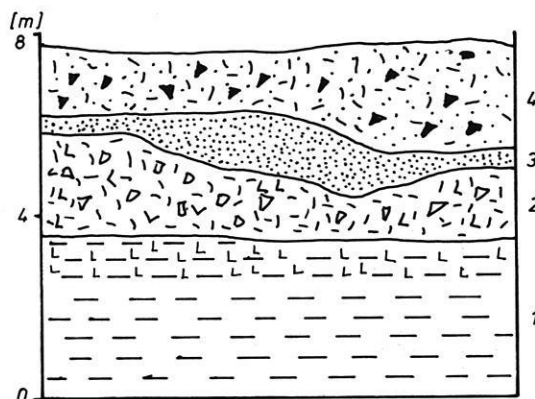


Abb. 24: Nordostwand der ehemaligen Ziegeleitongrube Pulvermühle bei Friedrichsberg.

Legende:
1: blaugraue, tonig-siltige Beckenabsätze; 2: blaugraue Moräne; 3: geschichtete, gelbbraune Sande; 4: braune Moräne.

Es sind immer noch die Wände der ehemaligen Tongrube der Ziegelei Pulvermühle westlich Friedrichsberg aufgeschlossen (Nr. 222 in Abb. 7; Abb. 24). Die Oberkante der Aufschlußwand liegt bei ± 20 m N.N. Bei ca. 6,5 m unter Oberkante stehen hier blaugraue, tonig-siltige Beckenabsätze an, die von 2 m mächtigen geschichteten Silten noch Überlagert werden. Beide Sedimenteinheiten werden von einer 1 m mächtigen, blaugrauen Moräne überlagert, die sich durch ihren Geschiebeanteil deutlich gegenüber den liegenden Serien auszeichnet. Das Matrixmaterial besteht überwiegend aus aufgearbeiteten Beckenablagerungen. Eine Schichtgrenze zu einer zweiten, hangenden Moräne stellen 1 m mächtige, geschichtete, gelbbraune Sande dar. Die 2 m mächtige, braune hangende Moräne zeigt gegenüber der liegenden Moräne einen deutlich höheren Anteil an kristallinen (bes. Graniten) Komponenten und weist eine sandigere Fazies auf.

In derselben Grube konnte wenig westlich der soeben beschriebenen Nordostwand der tiefliegende Beckensilt mit Sandbändern beobachtet werden, wobei vertikal angrenzende Feinsande starke Bruch- und Kleinfaltenstrukturen aufwiesen, die sich –

durch hydroxidische Eisenlösungen sichtbar gemacht – auf eine glazialtektonische Beanspruchung zurückführen lassen. Auch die Sandbänder innerhalb der blaugrauen Beckensilte weisen Kleinfalten auf.

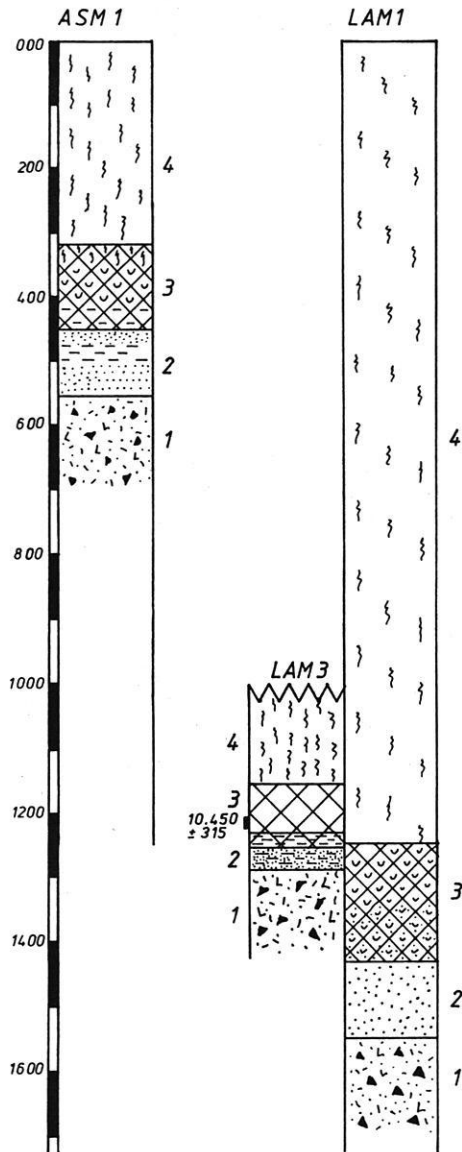


Abb. 26: Bohrprofil der Bohrung Ascheffeler Moor (ASM-1); Bohrprofil der Bohrung Langstückener Moor (LAM-1 und 3).

Legende:

1: Moräne; 2: Sand/Silt; 3: Mudde bzw. Kalkmudde, an der Basis mit Sand; 4: Torf.

In einer neuen Tongrube (Nr. 221 in Abb. 7) wurden westlich der Straße Pulverholz - Hüsby in 13 m N.N. (Grubenoberkante) unter einer ca. 2 m mächtigen, blaugrauen Moräne sehr reiner Silt und Ton abgebaut, der von mir ebenso wie in der alten Tongrube Pulvermühle als Beckenablagerung gedeutet wird.

Betrachtet man die letztgenannten Ton-/Siltvorkommen, so unterscheiden sie sich von den erbohrten Beckensilten/-tonen durch die unterschiedlichen Lagerungsverhältnisse in bezug auf ihre Höhenlage und Überdeckung durch hangende Sedimente. Es fällt auf, daß die "hoch liegenden" Beckenabsätze innerhalb der Moränenbögen von Schleswig-West von maximal zwei Moränen überlagert werden und deutliche Anzeichen einer Eisüberlagerung (i.S. von Stauchungen) aufweisen. Die Beckenabsätze von Fahrdorf, Borgwedel und Appelljord liegen nicht nur fast auf heutigem Schleiniveau, sie weisen zudem keine Anzeichen einer Moränenüberdeckung oder Stauchung auf. Sie stehen entweder direkt an der Oberfläche oder nur unter einer gering mächtigen Sandbedeckung an. Es folgt daraus der Schluß, daß es zwei unterschiedlich alte Beckenablagerungen im Bereich der Innenschlei mit ihren westlichen sowie nördlichen und südlichen Rahmenbereichen gegeben haben muß. Der Eisvorstoß der liegenden, blaugrauen, siltigtonigen Moräne erfolgte aus östlicher Richtung in ein Becken (= Innenschlei) hinein, das bereits als Eisstauseebecken vor dieser heranrückenden Eisfront bestand. Die siltig-tonigen Beckenablagerungen wurden von diesem Eis als Moränenmaterial aufgenommen und mit Geschieben am Grund der Eismasse als Grundmoräne durchmischt. Dieser Eisvorstoß kann höchstens bis an die in Kap. 6.1. beschriebene Maximalgrenze erfolgt sein.

6.2.4 Die Hüttener Berge mit dem östlich angrenzenden Bereich der Großen Hüttener Au (WH 2₃-Randlage)

Die Hüttener Berge stellen sich als der älteste weichseleiszeitliche, höher aufragende Stauchendmoränenkomplex im Arbeitsgebiet dar. Sie bestehen vorwiegend aus wallförmig zusammengeschobenen, parallelläufigen Sand- und Kieswällen mit vereinzelten Moränenfetzen, die in der Tiefe sehr häufig anzutreffen sind. In den durch die Moränenwälle abgedämmten Depressionen wurden an zwei Stellen Bohrungen bis in den anstehenden Geschiebemergel/-lehm bzw. glazialen Sand abgeteuft.

Die Bohrung 149 (Lage in Abb. 8) wurde ca. 1,5 km westlich Ascheffel in einer der langgestreckten und schmalen Depressionen zwischen zwei Moränenwällen durchgeführt (vgl. ASM-1 in Abb. 26). Nach dem Bohrbefund lag die Oberkante einer blaugrauen, lehmig-tonigen Moräne (1) bei 5,5 m unter der heutigen Oberfläche. Darüber lagen bis zu 4,5 m geschichtete graue bis blaugraue Sande (2) mit einer ca. 30 cm mächtigen, laminierten Tonlage (2) im oberen Drittel der Sandschicht. Hierin sehe ich die sehr häufig wiederkehrende Fundsituation von Beckenabsätzen (2) auf der Moräne (1) bestätigt, die vom abschmelzenden Eis herzuleiten sind. Die hangende, blaugraue, ca. 40 cm mächtige Tonmudde (3) vermittelt zu der hangenden, olivhellgrauen Kalkmudde (3) hin. Der Übergang zu den hangenden Torfen (4) lag bei 3,2 m unter Oberkante.

Sehr ähnliche Lagerungsverhältnisse wurden an der Bohrstelle 150-152 (Lage in Abb. 8) erbracht, die von ihrer geomorphologischen Lage her sehr große Ähnlichkeit zur Bohrstelle ASM-1

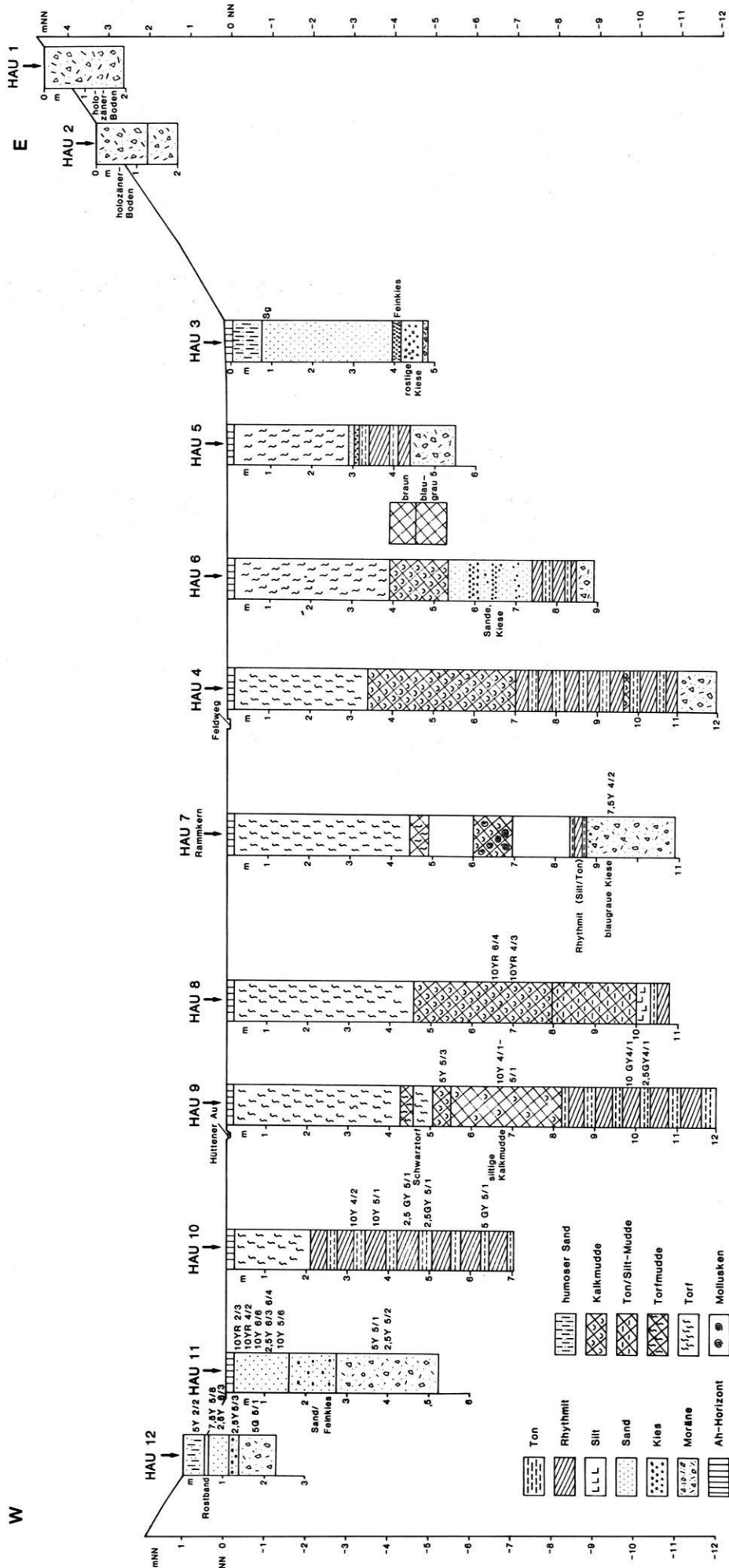


Abb. 27: Querprofil durch die Große Hüttener Au (Nr. 131-143 in Abb.8).

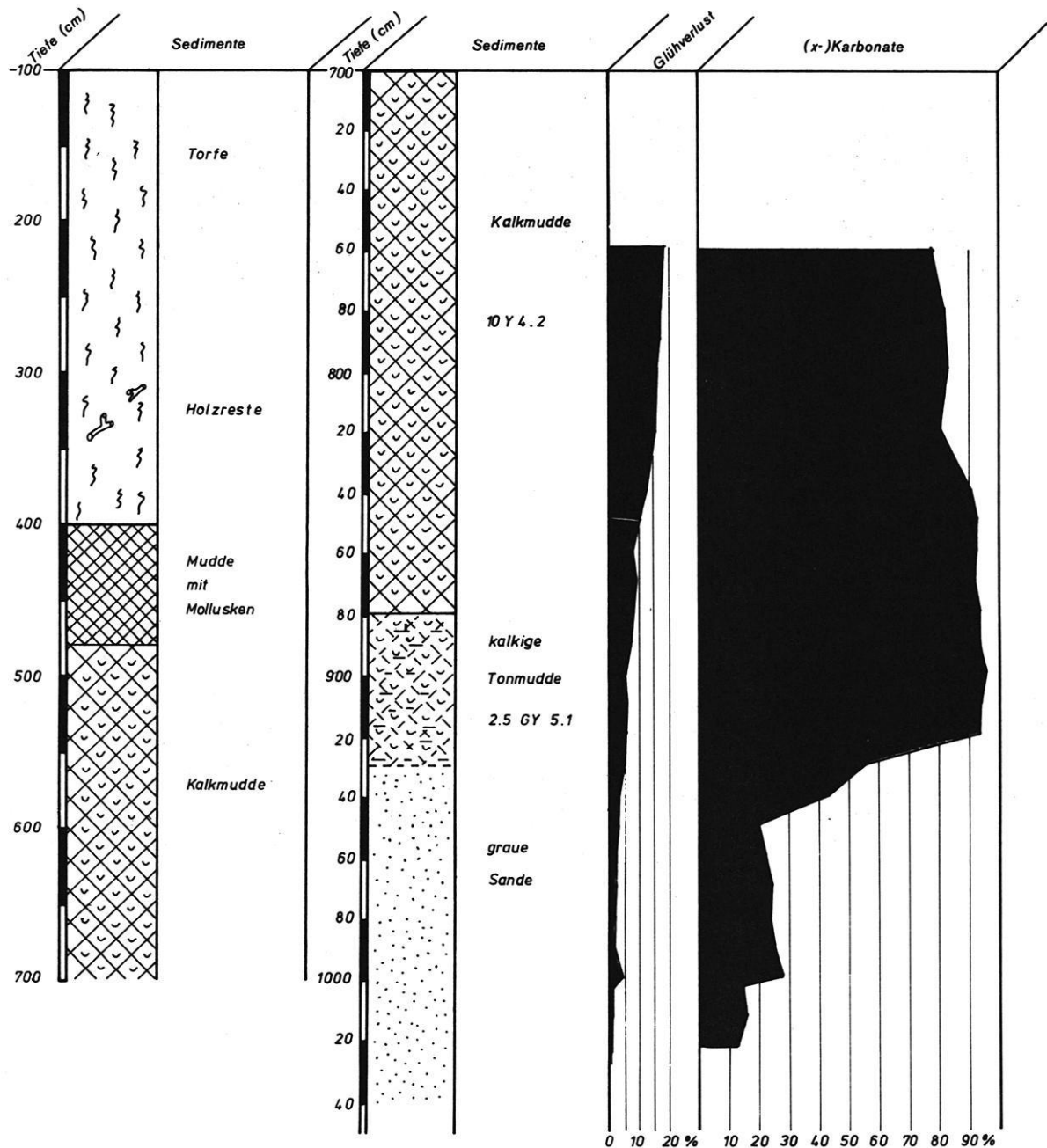


Abb. 28: Bohrprofil der Großen Hüttener Au 23 (HAU-23; Nr. 144 in Abb. 8).

aufweist (Abb. 26). Wenige 100 m südlich Langstücken wurde mit verschiedenen Bohrverfahren an dicht nebeneinandergelegenen Stellen drei Bohrungen niedergebracht. Die Bohrung LAM-2 (Stechrohrbohrung) mußte bei 12,6 m abgebrochen werden. Die Moräne wurde bei 12,6 m noch nicht erreicht.

In der in Abb. 26 dargestellten Bohrung LAM-1 (Nutzstangen-sondierung) wurde die Oberkante einer im oberen Teil sandigen, tiefer dann lehmig-tonigen, hellgraublauen Moräne (4) bei 15,5 m unter Oberkante ermittelt (bei LAM-3: 13,00 m u.O.). Ihr lagen bis 14,2 m (bei LAM-3: 12,5 m u.O.) sandig-

kiesige, dunkel olivgraue Beckenabsätze (2) auf, die als Abschmelzprodukte angesehen werden müssen. Sie sind in der Bohrung LAM-3 noch mit tonigem Silt durchsetzt. Die limnische Sedimentation begann dann mit einer Sand- bzw. Tonmudde, die in eine teilweise kalkige Feindetritusmudde (3) überging. Hier (12,31-12,33 m u.O.) konnte in der Bohrung LAM-3 an der Basis der Feindetritusmudde im Übergang zu der Tonmudde radiometrisch ein Alter von 10.450 ± 315 Jahren b.p. (Hv 15 469) ermittelt werden. Dieses Alter konnte durch pollenanalytische Untersuchungen an hangenden und liegenden Proben voll bestätigt werden. Auch im Vergleich mit den Radiokarbondatierungen Mittel- und Nordeuropas liegt diese

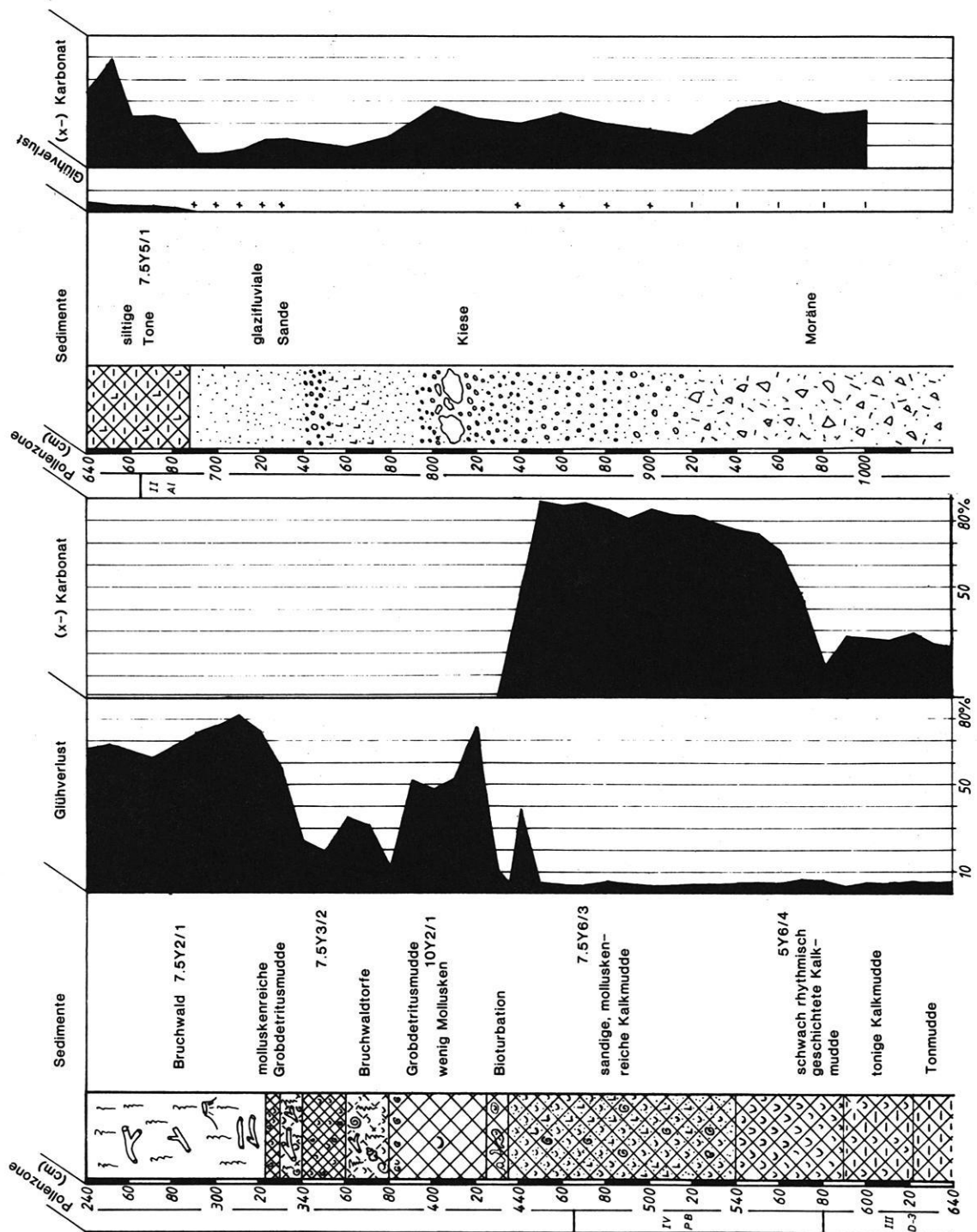


Abb. 29: Bohrprofil der Großen Hüttener Au 4.1 (HAU 4.1).

Datierung im Verband anderer jungdryaszeitlicher Daten. Nach diesen Befunden ist davon auszugehen, daß spätestens in der Jüngeren Dryaszeit – wahrscheinlich aber schon im Alleröd – hier ein See existiert haben muß. Die hangenden Torfserien setzen bei 12,5 m (bei LAM-3: 11,6 m u.O.) ein. Mit dieser mindestens allerödzeitlichen Zeitstellung ist also lediglich ein Min-

destalter der Entstehung dieser Hohlform bei Langstücken erzielt. Auf die konkrete chronostratigraphische Einstufung wird später im Gesamtzusammenhang einzugehen sein.

Etwas in der Mitte der Großen Hüttener Au wurde ein Querprofil mit insgesamt 12 Bohrungen in Ost-West-Richtung gelegt,

um Aufschluß über die Inhalte dieser Depression zu bekommen (vgl. Abb. 27). Danach konnte in den Bohrungen HAU 1-7 und HAU 11 und 12 eine oliv- bis blaugraue, lehmig-tonige Moräne erbohrt werden. In den nebeneinanderliegenden Bohrungen HAU 8 bis 10 wurde diese nicht mehr erbohrt. Es ist anzunehmen, daß sie hier noch tiefer liegt. Betrachtet man die Höhenlage der Moränenoberfläche, so fällt auf, daß in der Mitte der Nord-Süd verlaufenden Depression in der Bohrung HAU 7 bei 880 cm unter der Oberfläche eine flache Rückenzone erschlossen wurde. In den Bohrungen HAU 4 liegt die Moränenoberfläche bei 1100 cm u. O., und in der Bohrung HAU 8 wurde sie bei 1100 cm noch nicht angetroffen. Es ist zu erwarten, daß der Boden der Depression durch Schwellen- bzw. Rückenzone gegliedert ist.

Über der Moräne liegen rhythmisch geschichtete Silte und Tone (Beckensilte), die eine sehr ähnliche Farbe wie die sie unterlagernde Moräne aufweisen. Sie unterscheiden sich von der Moräne durch abwechselnde Sedimentbänke mit Feinschichtung und Sedimentpakete ohne jegliche Schichtung und werden von mir als Eisstaubeckenabsätze angesehen, die zu einem weit über die Grenzen der Großen Hüttener Au hinausreichenden Eisstausee gehören.

In den Bohrungen im östlichen und westlichen Hangfußbereich wurden bis zu 3 m mächtige Sande und Kiese erbohrt, die auf einen Hangabtrag ggf. unter periglazialen Klimabedingungen zurückzuführen sind. Sie lagern in den Bohrungen HAU 3 und HAU 11 unmittelbar auf der Moräne (Abb. 27).

Die Bohrungen in dem Mittelabschnitt der Depression weisen hingegen mit Ausnahme der Bohrung HAU 6 über den Beckenabsätzen eine olivfarbene, z.T. molluskenreiche Kalkmudde auf, die bis zu 4 m mächtig werden kann. In der Bohrung HAU 6 – am östlichen Depressionsrand – wurden zwischen Kalkmudde und Beckenabsätzen noch ca. 2 m mächtige kiesige Sande durchteuft, die hier ebenfalls als Hangabtrag gedeutet werden (Abb. 27). Über den zu einer Seephase zuzurechnenden Kalkmudden folgen in den Bohrungen HAU 5 bis 10 (Depressionsmitte) bis zu 4,5 m mächtiger Torf eines Bruchwaldes (Abb. 27).

Die Bohrung HAU 4.1 wurde palynologisch untersucht. In den basisnahen Serien der kalkhaltigen, siltigen Tonmudde konnte zwischen 665 und 685 cm unter Oberkante ein allerödzeitliches Vegetationsbild (Pollenzone II n. FIRBAS) festgestellt werden, worauf an anderer Stelle ausführlicher einzugehen sein wird.

6.2.5 Ergebnisse zur Landschaftsentwicklung der älteren Randlagen (WH 2_{1,3}) im Arbeitsgebiet und zur Bildung der Beckenabsätze der Innenschlei

Die Eisrandlagen des WH 2-Vorstoßes können in drei verschiedenen Phasen erfolgt sein (WH 2_{1,3}). Sie drangen in ein Gebiet vor, das sich als südwestliches Vorland Schwansens zusammenfassen läßt und im Vergleich zum voraus erfolgten WH 1-Vorstoß hinter diesem zurückblieb bzw. die jüngere WH 1₁-Moräne

im Gebiet südlich und südwestlich Selk überfuhr (vgl. Abb. 25 und 55).

Der älteste WH 2-Vorstoß (WH 2₁) ist eindeutig nur noch im Gebiet Brekendorf - Selk - Güby mit einer westlichen Verbreitungsgrenze zu lokalisieren. Im nordwestlich angrenzenden Gebiet (Ausläufer der Innenschlei mit Selker Noor, Busdorfer Teich und Burgsee) ist er vom nachfolgenden WH 2₂-Vorstoß überfahren worden. Ebenso ist die Westgrenze des WH 2₁-Vorstoßes im südlich angrenzenden Raum der Hüttener und Duvenstedter Berge durch nachfolgende jüngere Eisvorstöße verschüttet worden und nur noch theoretisch zu rekonstruieren. Die Südwestgrenze des WH 2₁-Vorstoßes zwischen Brekendorf und Selk entspricht in ihrem Verlauf der Lage eines Nordwest-Südost gerichteten Eisrandes der M-Moränen i.S. von DÜCKER (1958) (vgl. Abb. 2). Vorher schon weist GRIPP (1954, Hauptkarte) diese Eisrandlage zwischen Brekendorf und Selk aus (Abb. 2), ohne sie in ein stratigraphisches Schema einzuordnen. Auf seiner Beikarte (GRIPP 1954) ist diese Eisrandlage nicht ausgewiesen.

Der nachfolgende Eisvorstoß (WH 2₂) ging im Bereich der Westumgrenzung der Innenschlei über die Moränenrandlage des vorangegangenen WH 2₁-Vorstoßes hinaus und erreichte fast die Maximalrandlage (WH 1₁). Charakterisiert ist dieser Vorstoß (WH 2₂) durch die Schaffung langgestreckter Stauchendmoränen im Gebiet der äußeren Westumgrenzung der Innenschlei mit seinen Zungenbecken im Burgsee, Busdorfer Teich und Selker Noor, den Stauchendmoränenzügen von Fahrdorf, Stexwig und Borgwedel bis hin nach Fleckeby sowie dann in südwestlicher Fortsetzung durch die erste Anlage der Hüttener Berge.

Nach EGGERS (1934) entspricht dieses Stadium seinem "Stadium von Dannewerk" nur in gewissen Teilabschnitten (Abb. 2). GRIPP (1954, Beikarte) gibt den zusammenhängenden Moränenverlauf seiner "S-Randlage" sehr ähnlich wieder (Abb. 2). Im Zuge der Westumgrenzung der Innenschlei allerdings sieht GRIPP die nächst jüngere ("T") Randlage als wenig weiter nach Westen vorgeschoben an.

Für DÜCKER (1958) ist diese WH 2₂-Randlage die älteste seiner I-Moränen. GRIPP (1964) rechnet ebenso wie DÜCKER diesen Vorstoß schon zu den jüngeren weichseleiszeitlichen Eisvorstößen und ordnet ihm darin jedoch die älteste Zeitstellung zu.

Als dritten und letzten Eisvorstoß habe ich nun noch den WH 2₃-Vorstoß ausgewiesen, der sicher nur von untergeordneter Bedeutung für diesen Raum ist. Möglicherweise ist es allerdings der erste Vorstoß, zu dessen Bildungszeitraum ein Eisstausee der zweiten Generation – der also später nicht mehr vom Eis überfahren wurde – gebildet wurde und dessen Moränenverlauf durch die Enge von Stexwig, über die inneren Moränen von Borgwedel und Fleckeby und die östlichen inneren Stauchrand-

lagen der Hüttener Berge zu verfolgen ist. Im Laufe der Untersuchungen ergab sich hier, daß beim Konvergieren verschiedener Moränenzüge – nicht beim Überfahren, was mit einem totalen Ausräumen und Umlagern des Moränenmaterials verbunden ist – größere Stauchendmoränenkomplexe entstehen, die sich heute als größere, komplexe Erhebungen darstellen. In diesem Sinn stellen die Stauchendmoränen von Fleckeby einen "Moränenknotenpunkt" dar, an dem sich Moränen der WH 2₂-Randlage und WH 2₃-Randlage von Norden bzw. Nordwesten kommend treffen und nach Süden und Südsüdwesten wieder auseinander streben. Die Hüttener Berge selbst stellen in diesem Sinn daher das Ergebnis mehrerer Vorstoßphasen dar, wobei anzunehmen ist, daß die heutige Form mit dem WH 2₃-Vorstoß endgültig entstanden war.

DÜCKER (1958) und GRIPP (1964) sehen in diesem, in mehreren Phasen abgelaufenen Vorstoß (WH 2) den Beginn des Pommerschen Stadiums (zit. n. KAISER 1979). Allerdings ist diese Korrelierung im Lübecker - Ratzeburger - Möllner-Raum entstanden, wo die Nähe zu den weitaus eindeutigeren Randlagen auf dem Gebiet der heutigen DDR gegeben war. Die bis heute nicht zu klärende Frage bleibt also, ob nicht zwischen diesem südlichen Landesteil Schleswig Holsteins und dem hier behandelten Arbeitsgebiet andere Korrelierungsmöglichkeiten bestehen als die von DÜCKER (1958) und GRIPP (1964) vorgenommenen.

HECK (1937 b) sieht in den Moränenkränzen der westlichen und südlichen Innenschleiumfassung Stauchendmoränen, die er mit dem Brandenburger Stadium gleichsetzt und weist aber darauf hin, daß verschiedentlich weiter westlich davon weichseleiszeitliche Spuren eines älteren Eisvorstoßes zu beobachten sind. Vor diesem Vorstoß bestand im Zuge der vorrückenden Eisfront ein Eisstausee (Stadium I i.S. HECK 1937 b), danach dann im Zuge des Rückschmelzens ein zweites Mal ein Stausee (Stadium II i.S. HECK 1937 b).

Der zweite, deutliche und kräftige Vorstoß schuf dann die Hüttener Berge, dessen Fortsetzung nach Norden über die "vereinzelt Kuppen südlich Nübel und bei Loecker" zu sehen ist (HECK 1937 b: 175). Das Tal der Füsinger Au nördlich der Kleinen Breite wird als Schmelzwasserrinne dieses Eisvorstoßes angesehen, den er dem Frankfurter Stadium zuordnet.

6.3 Die mittleren und jüngeren Randlagen (WH 3₁₋₃, WH 4₁) sowie die jüngere Eisstauseephase der Innenschleie

Die Randlagen der WH 3₁₋₃- und WH 4₁-Vorstoße sind jene Moränenlagen von Missunde (WH 3₁), vom Großen Schnaaper See (WH 3₂₋₃) und vom Windebyer Noor (WH 4₁). Während dieser – besonders der jüngeren – Vorstoßphasen fand eine erste Auflösung in einzelne, erkennbare Teilloben in die Schleie und in die Eckernförder Bucht-Vorstoßlinie statt. Die Schmelzwässer wurden während dieser Zeit in einem großen

Innenschleiee gesammelt, der später nicht mehr vom Eis überfahren wurde. Die Teilarbeitsgebiete Missunde-Weseby-Kosel (Kap. 6.3.1) und Bültsee-Schnaaper See-Windebyer Noor (Kap. 6.3.2) sind durch diese WH 3- und WH 4₁-Randlagen gekennzeichnet.

6.3.1 Der Wesebyer Sander und die Randlagen von Missunde mit einem Exkurs zum Bistensee (WH 3₁-Randlagen)

Das Kliffprofil östlich der Großen Breite nördlich Weseby wurde von VORWERK (1985, unpub.) sowie in den folgenden Jahren bearbeitet und zusammenfassend von BENNER & KAISER (1987) erstmals genannt. Ausführlich wurde dann dieses Profil von BENNER, KAISER, VORWERK, WALTHER & WÜNNEMANN (in Vorbereitung) behandelt.

VORWERK (1985) nahm insgesamt sieben Detailprofile an der gesamten Länge der Aufschlußwand auf, so daß der Verlauf der charakteristischen Schichten verfolgt werden konnte. Fünf davon sind in Abb. 31 dargestellt. Von Nordwesten steigt das Kliff auf den ersten 200 m von nur ca. 1 m N.N. Höhe gleichmäßig nach Südosten an. Bei dem bei km 0,200 freigelegten Profil 1 (Abb. 31) erreicht es eine Höhe von ca. 480 cm. Diese Höhe entspricht jedoch nicht der natürlichen Oberfläche der Kliffzone. Teilbereiche der Sanderoberfläche sind hier bei den bereits genannten Uferbefestigungsmaßnahmen abgeschoben worden, so daß die heutige Oberfläche ca. 1 m niedriger liegt.

Das Sanderprofil ist überwiegend aus Feinkies, Sand und Silt aufgebaut. Die Serien setzen sich gemäß eines Bohrbefundes an der Fußzone des Kliffs noch mindestens 7 m unter dem heutigen Schleiniveau fort. Der nordwestliche Teilbereich des Kliffs – etwa von km 0,300 bis zur Talsandakkumulation bei Kiefot – ist durch häufiges Vorkommen von Rippel- bzw. Wellenschichtung charakterisiert. Im mittleren Bereich (Profile 3,4 und 5) ist die Vielfalt der Sedimentstrukturen am größten. Etwa bei km 0,400 bis zum südlichsten Endpunkt des Kliffs treten massive Sande an die Stelle der feingeschichteten Strukturen. Das angeschnittene Profil ist durch eine Dreiteilung gekennzeichnet: ein Bereich mit überwiegend Rippelschichtung im nördlichen Abschnitt, ein Komplex mit diversen Schichtungsphänomenen im mittleren Bereich und ein südlicher Komplex mit z.T. stark verstellten Sanden.

In den Profilen 2, 3, 4 und 5, die im mittleren Profilabschnitt liegen, konnten Horizonte freigelegt werden, deren Schichten durch Verformung recht unterschiedliche Erscheinungsbilder hatten. Es handelt sich in den meisten Fällen um Wechselwirkungserscheinungen zwischen Sand und Silt. Diese Rippel- und Wechsel-Schichtungen (Flaser-, Wellen- und Linsenschichtung) sowie die Belastungsmarken (u.a. Flammenstrukturen) sind von BENNER, KAISER, VORWERK, WALTHER & WÜNNEMANN (in Vorbereitung) genauer beschrieben worden.

Der an der Basis von Profil 3 liegende Horizont kann mit großer Sicherheit als Kryoturbationshorizont angesehen wer-

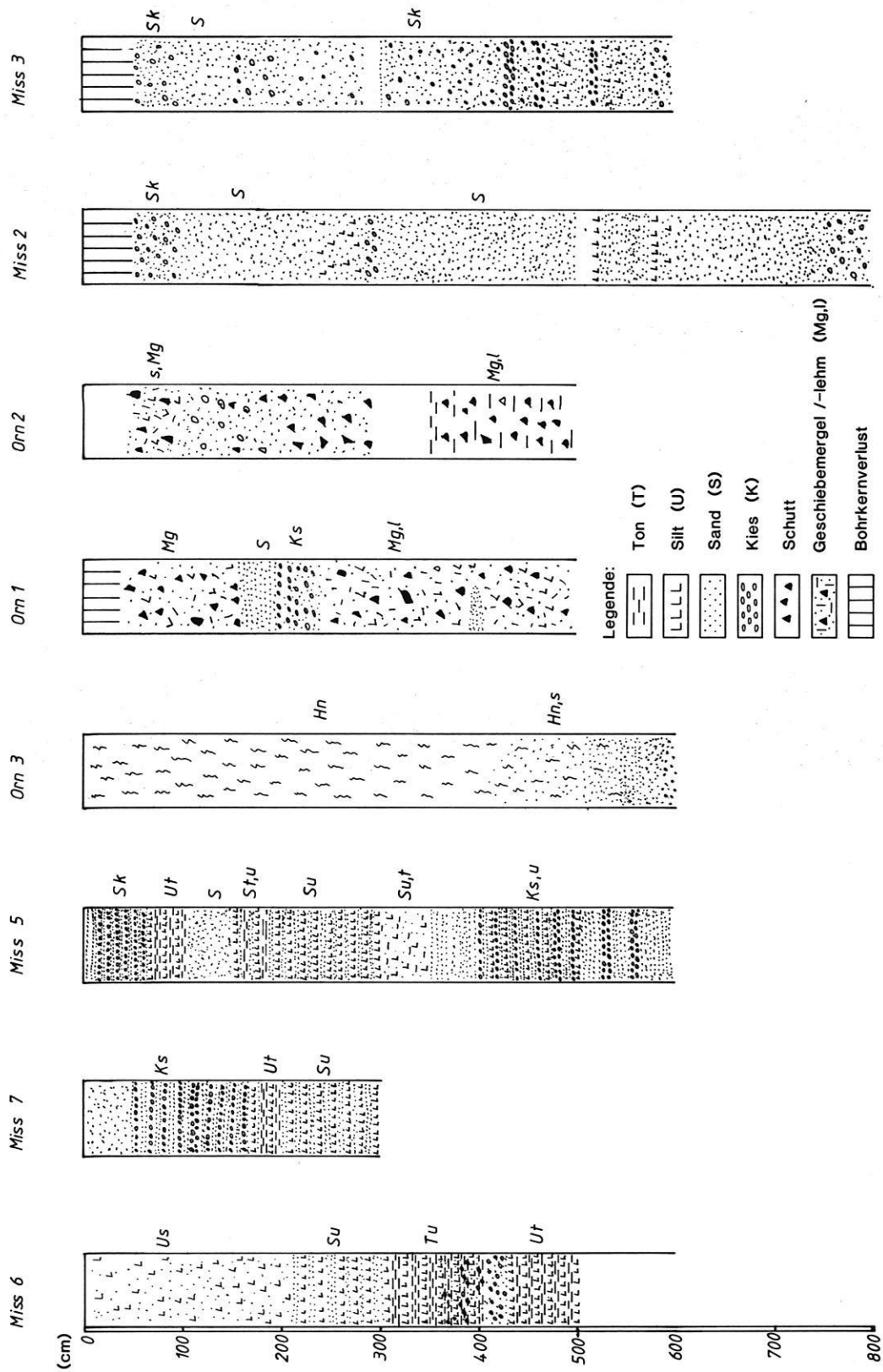


Abb. 32: Bohrungen im Bereich Missunde-Langsee-Kosel.

Legende:

Sedimente: K: Kies; S: Sand; U: Silt; T: Ton; Mg: Geschiebemergel; GL: Geschiebelehm; H: Torf; k: kiesig; s: sandig; u: siltig; t: tonig; l: lehmig; f: fein; m: mittel; g: grob; n: Niedermoor; rh: rhythmisch.

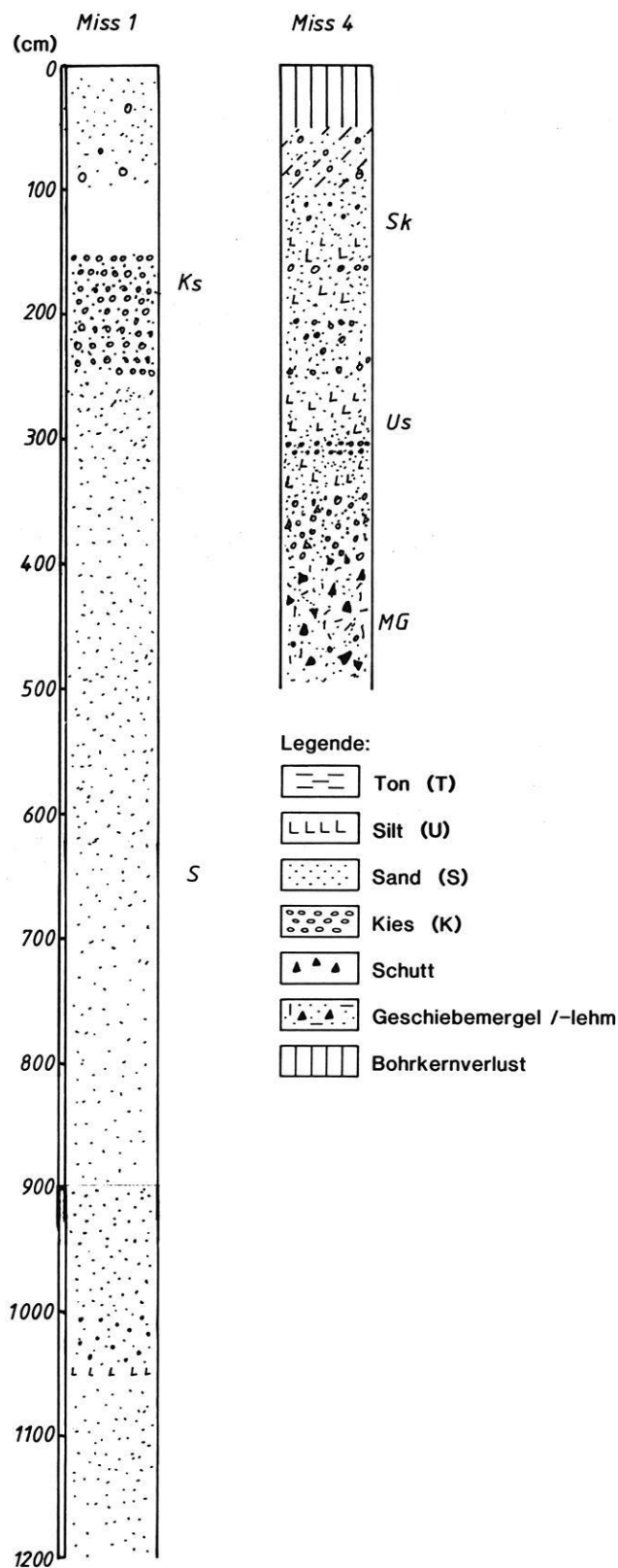


Abb. 33: Bohrprofile der Bohrungen MISS-1 und MISS-4.

den. Dieser Horizont fällt nach Nordwesten unter das Schlei-
niveau, steigt nach Süden aber auf eine Höhe von 3 m an. Der als
Kryo II bezeichnete Horizont von Profil 3 läuft bis zum Profil 4
± parallel zu Kryo I. Er geht bei Profil 5 in einen Horizont
über, der mit Flammenstrukturen gekennzeichnet ist. Die
stockwerkartige Anordnung der Kryoturbationen läßt den
Schluß zu, daß der Sander in mehreren Phasen mit längeren
Sedimentationspausen aufgeschüttet worden ist. Er ist deshalb
als eine polygenetische Aufschüttungsform zu bezeichnen (vgl.
BENNER, KAISER, VORWERK, WALTHER & WÜNNEMANN in Vorbereitung).

Die ausgeprägten Rippel- und Wechselschichtungen sowie vor
allem die Flammenstrukturen im nordwestlichen Bereich legen
die Vermutung nahe, daß die Nordflanke des Sanders hier in
einen flachen See geschüttet wurde. Da auch im Profil 3 über
dem Horizont I ein mächtiger Bereich mit Rippelschichtung
ausgebildet ist, liegt die Vermutung nahe, daß der Seespiegel
starken Schwankungen unterlegen war oder u.U. zwi-
schenzeitlich auch trocken fiel.

Messungen zur Schüttungsrichtung der Sanderakkumulation
lassen in den Profilen 3, 4 und 5 eine Richtung nach ± Westen
erkennen – also müßte der überwiegende Teil der eingemesse-
nen Sande aus Osten geschüttet worden sein (VORWERK
1985, unpub.). Besonders die annähernd sölhlig geschichteten
Sedimentpakete weisen eine Schüttungsrichtung von Nordost
nach Südwest auf.

Auf der Halbinsel von Missunde sind zwei Bohrungen (MISS 6
und MISS 7) abgeteuft worden (Nr. 111 und 112 in Abb. 8; Abb.
32). Die Bohrung MISS 6 auf der äußersten Nordostspitze der
Halbinsel erreicht eine Gesamttiefe von 500 cm. Bis 200 cm
werden sandig-siltige Sedimente und darunter dann Silte und
Sande in geschichteter Lagerung angetroffen. Um 400 cm ± 10
cm befinden sich auch wenige Feinkiese. In der Bohrung MISS
7 sind geschichtete Silte, Sande und Feinkiese bis 300 cm nach-
zuweisen.

Auf dem breiten Rücken zwischen Missunder Noor und dem
verlandeten Ausmündungsbereich der Koseler Au zeigt die 600
cm tiefe Bohrung MISS-5 (Abb. 32) ebenfalls geschichtete
Sande/Silte und vereinzelt Toneinschaltungen.

Auf dem Höhenrücken zwischen Langsee und der Koseler Au
wurden drei Bohrungen und eine Grabung durchgeführt. Die
Bohrung MISS 2 (800 cm Gesamttiefe; Abb. 32), MISS 3 (600
cm Gesamttiefe; Abb. 32) und MISS 1 (1200 cm Gesamttiefe;
Abb. 32) weisen ausnahmslos Sande auf. In der Bohrung MISS
3 sind darüber hinaus Feinkieslagen enthalten. Wenige Siltbän-
der sind in MISS 2 auf der Höhe 530 cm und 590 cm und bei
MISS 1 bei 1050 cm zu finden. Es ist in keiner Bohrung Ge-
schiebelehm/-mergel nachgewiesen worden. Die 2 m tiefe Gra-
bung auf diesem Höhenrücken zeigt eine deutliche Schichtung
von Sanden, Kiesen und bei 160 cm eine ca. 15 cm mächtige Silt-
/Tonbank. In 1,10 m Tiefe sind große, kantengerundete Ge-
rölle, überwiegend Flinte eingelagert. Aus diesem Bereich dürf-
ten die auf dem Acker in großer Anzahl vorkommenden Lese-
steine stammen.

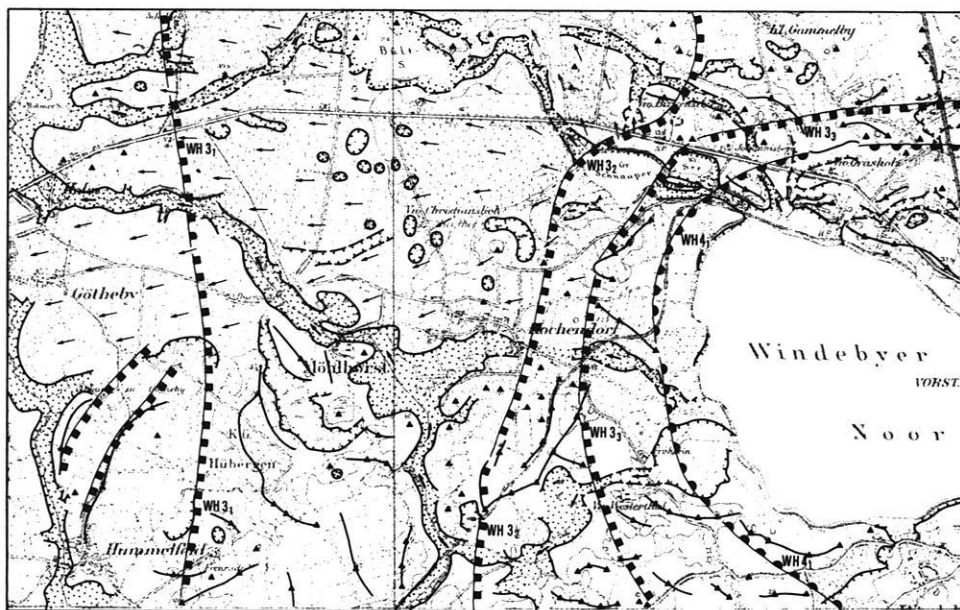
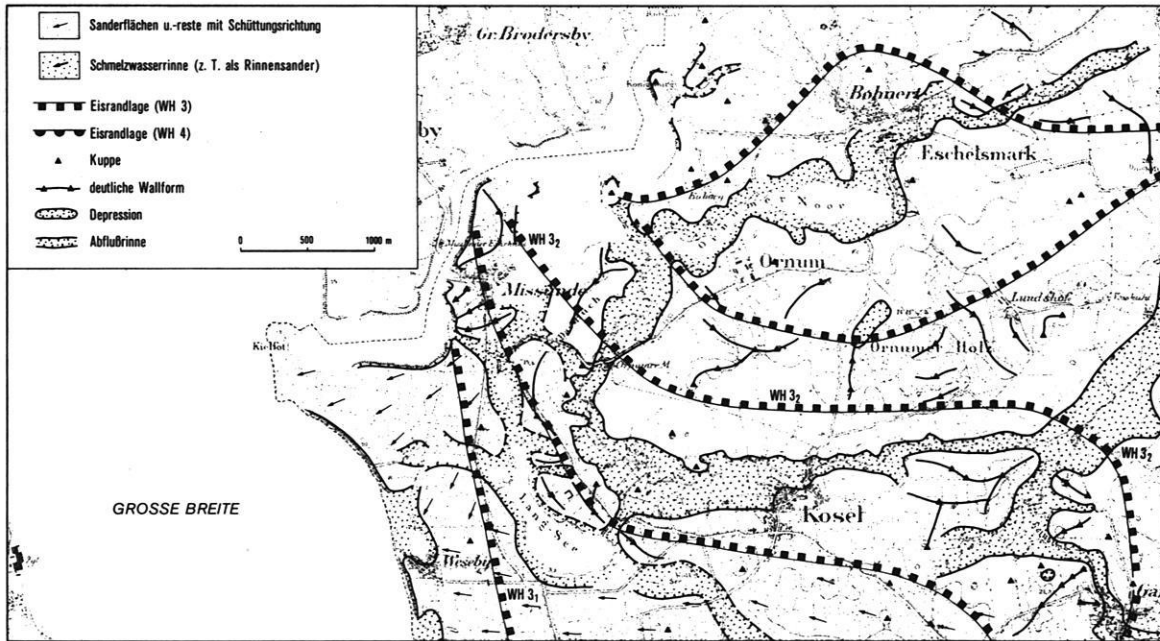


Abb. 34: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Teilarbeitsgebiet Missunde und Kosel (obere Karte) und im Teilarbeitsgebiet Windebyer Noor (untere Karte).

Weitere vier Bohrungen geben Aufschluß über die lithologischen Gegebenheiten im Ausmündungsbereich der Koseler Au gegen das Ornummer Noor (ORN 3 Gesamtteufe 500 cm; Abb. 32), am Talhang nordöstlich von Ornummühle (ORN 1 Gesamtteufe 500 cm; Abb. 32), auf einer spornartigen Verebnung oberhalb der Koseler Au südlich Ornummühle (MISS 4 Gesamtteufe 500 cm; Abb. 33) und auf der leicht gewellten Ebene zwischen Ornummühle, dem Gut Ornum und Kosel, südlich des

Gutes Ornum (ORN 2 Gesamtteufe 500 cm; Abb. 32). Die Bohrung in der Verlandungszone der Koseler Au weist unter 420 cm mächtigen Verlandungssedimenten bis 500 cm Sande auf. Die anderen Bohrungen (ORN 1, ORN 2 und MISS 4) zeigen in der Sedimentabfolge überwiegend einen olivgrauen Geschiebemergel. Bei MISS 4 (Abb. 33) liegt der Geschiebemergel unter 400 cm mächtigen Sanden und Kiesen, während bei ORN 1 und 2 (Abb. 32) der obere Meter entkalkt ist. Die Bohrbe-

funde stimmen genau mit den Ergebnissen der Geologischen Kartierung (Blatt Brodersby 1424) von HECK (1943) überein. Die Bohrungen BRO 1 zwischen Brodersby und Goltorf (Gesamttiefe 300 cm) und die Bohrung BRO 2 nördlich Burg (Gesamttiefe 700 cm) zeigten einen braunen, entkalkten Geschiebelehm, der bei BRO 2 ab 300 cm von geschichteten Sanden unterlagert wird.

Am Südufer der Großen Breite wurden im Rahmen baugrundgeologischer Untersuchungen von RUCK, Eckernförde, Bohrungen durchgeführt, die Beckensilte und -tone relativ dicht unter der heutigen Oberfläche erschlossen. Sie sind von Sanden und Feinkiesen überdeckt.

Es wurden noch weitere Bohrungen im Zusammenhang mit der Verbreitung von Beckensilten und -tonen durchgeführt. Im Zusammenhang mit den Innenschlei-Eisstauseeabsätzen sei auf die bereits im Kap. 6.2 beschriebenen Bohrungen BOW-3 und APP-1 (beide Abb. 21) hingewiesen. Sie wurden zur Ermittlung der Ton- und Siltmächtigkeiten durchgeführt. In der Bohrung BOW-3 wurde eine Endtiefe von 8,6 m erreicht. Dabei stehen ab 3,87 m unter der Oberfläche graublau, siltig-tonige Beckensedimente an. Überlagert werden die teilweise rhythmisch geschichteten Silte und Tone von zunächst grauen siltigen Sanden, die dann in gelbe Sande übergehen. In ihnen wurden Characeen und vereinzelt Molluskenreste gefunden, die damit diese Feinsande als Seesande eines höheren Schleiseespiegels ausweisen. Aufgrund der hier dargestellten Geländebefunde kann für das Detailkartierungsgebiet davon ausgegangen werden, daß hauptsächlich eine mächtige Sanderschüttung aus östlicher Richtung und eine zweite Sanderschüttung aus südlicher bis südöstlicher Richtung ein präglaziales Relief zudeckten, das durch eine ältere Stillstandslage (WH 3₁) gekennzeichnet war, die heute kaum noch rekonstruierbar ist.

Die zwischen Langsee und Koseler Au liegenden, sandig-kiesigen Rückenformen könnten als gestauchte Sanderabsätze oder auch Kamesbildungen gedeutet werden. Die Koseler Au dürfte ursprünglich wie das Ornum Noor im Zuge der subglazialen Entwässerung angelegt und dann später als subaerische Schmelzwasserabflußbahn fungiert haben. Eine zweite morphologisch nachweisbare Randlege (WH 3₂) sehe ich am südlichen Randgehänge der Geschiebelehmplatte von Ornum (Abb. 34). Es ist dabei fraglich, ob nicht der gegliederte Rückenzug östlich Kosel noch mit in diese Randlege einzubeziehen ist. Dann würde auch der schmale Abschnitt der Koseler Au noch vom Gletschereis während der WH 3₂-Randlege verschlossen gewesen sein. In Abb. 34 ist dies jedoch nicht in dieser Art dargestellt.

Im Bistensee konnten mehrere Bohrungen durchgeführt werden.

179 BIS 1 Bistensee (Südwestteil)

180 BIS 2 Bistensee (Südwestteil; Abb. 35)

181 BIS 3 Bistensee (Ostteil)

Die Lage von BIS 1 und 2 ist im südwestlichen Teil des Bistensees nahe dem Abfluß am Töpferhaus, von BIS 3 im Nordostteil des Bistensees, südlich der Ortschaft Bistensee.

Schichtenverzeichnis BIS-2 (Bistensee):

(Wassertiefe 8,9 m, Lage: ca. 500 m nordnordöstlich Töpferhaus; vgl. Abb. 35):

- (6) - 1860 cm schwarze bis schwarzbraune, karbonatarme Silt-/Tonmudde;
- (5) - 1920 cm rhythmisch geschichtete, olivgraue bis schwarze Silt-/Tonmudde (Laminierung);
- (4) - 1960 cm olivgraue Siltmudde, ab 19,4 m sandig;
- (3) - 2000 cm graugelber Sand und Feinkies mit leicht erhöhtem Organikgehalt;
- (2) - 2070 cm braungelber Sand und Kies mit zunehmender Korngröße nach unten;
- (1) - 2100 cm blaugraue, lehmig-tonige Moräne mit Flintbruchstücken.

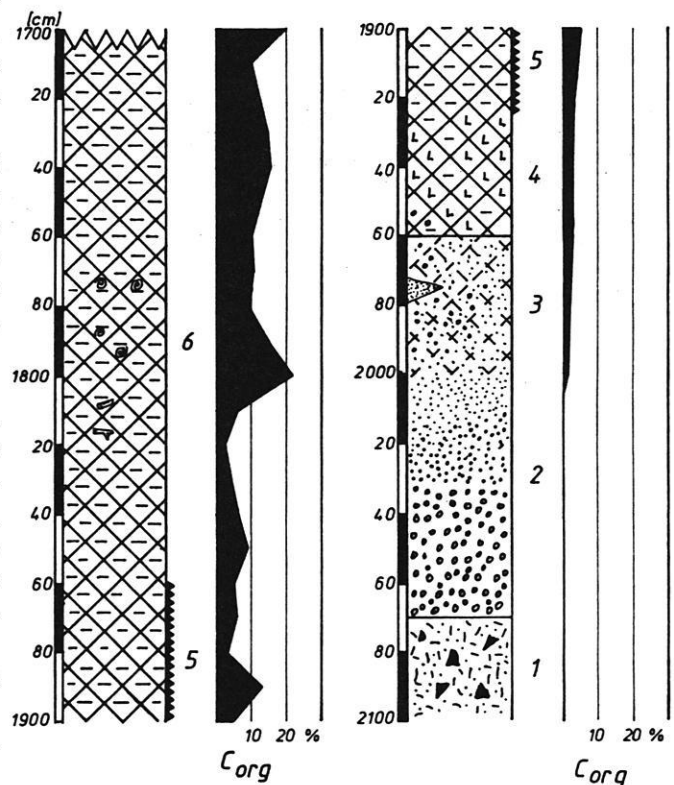


Abb. 35: Bohrprofil der Bohrung Bistensee (BIS-2).

Legende:

- 1: Moräne; 2: glazifluviale Kiese und Sande; 3: sandige Mudde mit Sandeinschlüssen; 4: siltig-tonige Mudde; 5: laminierte Tonmudde; 6: tonige Mudde mit Molluskenresten und Holz.

Schichtenverzeichnis BIS-3 (Bistensee):

2600 - 2780 cm	schwarzbraune Silt-/Tonmudde, ab 2680 cm vier dunkle Humusstreifen mit diffusem Übergang;
2780 - 3000 cm	schwarze, kalkfreie Silt-/Tonmudde, sandstreifig, ab 2850 cm laminiert, 2898 cm Holzreste;
3000 - 3100 cm	graugelber Sand und Feinkies;
3100 - 3200 cm	Sand mit blaugrauen Moränenresten.

Die Bohrbefunde zeigen vergleichsweise große Mächtigkeit an limnischen Sedimenten des Spätglazials und Holozäns, so daß man eine ganz außerordentliche Tiefe des hoch- bis "spätglazialen Bistensee-Beckenraums" annehmen muß.

Der Bistensee ist als ein exarativ stark übertieftes Restzungenbecken des WH 3₁-Vorstoßes zu deuten, das ursprünglich zusammen mit dem Wittensee in der Hauptachse eines breitlobig aus der Eckernförder Bucht vorstoßenden Gletschers lag. Es liegt also nahe, von einem "Urzungenbecken" auszugehen, das eine beachtliche Größe in der Verlängerung der Eckernförder Bucht hatte. In dieses große "Urzungenbecken" drang bei dem nachfolgenden WH 3₂-Vorstoß wieder aus der Eckernförder Bucht als Hauptleitlinie der Eismassen ein Gletscher vor und verschüttete seitlich die bereits vorhandene Zungenbekkendepression bis auf einen schmalen seitlichen Beckenbereich – den Bistensee (Abb. 57). An der Stirnseite wurden abermals die Duvenstedter Berge, die schon vorher angelgt waren, gestaucht. Für diese Entstehung – ein seitlich von Südosten verschütteter Restzungenbekkensee – sprechen auch die heute noch asymmetrischen Tiefenverhältnisse des Seegrundes, wie gelotete Querprofile zeigen. Danach liegt die Tiefenlinie des Sees nicht in der Seemitte, sondern ist deutlich nach Südosten parallel zur Längsachse des Sees verschoben. Das ehemalige verschüttete Zungenbecken dürfte ebenfalls nach dorthin steil eingefallen sein, während damit das steilere Südostufer des Sees den steilen Rand aufgeschobener Seitenmoränen darstellt. Es ist also hier von der Genese her ein sehr ähnliches Bild aufzuzeigen wie dies schon für die Uranlage der Großen Hüttener Au denkbar wäre.

Der Bistensee muß also auch ein Sammelbecken von Schmelzwässern gewesen sein, was die Kiese und Sande in den basalen Teilen der Bohrungen bestätigen. Dabei hat auch der Bistensee ebenso wie die Große Hüttener Au als "Zwischenstation" der Eisstauseewässer der Innenschlei eine gewisse Rolle gespielt. Nach dem Rückschmelzen des Eises von der WH 3₁-Randlage auf die WH 3₂-Randlage wurde eine bei etwa 18,5 m N.N. liegende Schwellenregion westlich Papenwohld/Eckerkoppel eisfrei (vgl. Abb. 57). Damit wurde eine niedrige Verbindung zwischen der Großen Hüttener Au und dem Bistensee über Fresenboje und westlich Damendorf freigegeben, die u.U. in Teilen bereits als subglaziales Tunnelalt während des WH 3₁-Vorstoßes angelegt worden war. Das schon

früher von GRIPP (1964) u.a. beschriebene und während meiner Arbeiten auch bestätigte Os am nordwestlichen Ortsausgang der Ortschaft Bistensee sowie dessen nordöstliche Fortsetzung ist einer subglazialen Tunnelfüllung zuzuschreiben. Dabei kann es kurzfristig zu einem stationären Eishalt an dem Nordostufer des Bistensees gekommen sein, denn die Sand- und Kieseinträge sind in diesem nordöstlichen Teil des Sees größer als an seinem südwestlichen Ende beim Töpferhaus. Es ist jedoch nicht zu entscheiden, ob die Große Hüttener Au vielleicht schon früher eisfrei wurde als der Bistensee, wobei der zeitliche Unterschied allerdings nicht sehr erheblich gewesen sein dürfte.

6.3.2 Die Randlagen des Windebyer Noores WH 3_{2,3}- und WH 4₁-Randlagen

In der südlichen Fortsetzung des Teilarbeitsgebiets Kosel-We-seby (Kap. 6.3.1) steigt zunächst vom Niveau der Großen Breite bei Fleckeby und dem Holmer See eine fast ebene Sanderfläche mit 3 - 5° Neigung nach Westen an. Charakteristisch für diese Fläche sind zahlreiche abflußlose, in ihrem Grundriß ovale bis runde Depressionen, die als Toteislöcher zu deuten sind, und mehr oder weniger flache Rinnen, die alle einen ± westlichen bis nordwestlichen Verlauf aufweisen. Ein Rinnensystem geht dabei vom Nordnordostufer des Windebyer Noores mit einem Ast bei Karlshöhe und einem zweiten beim Gutshof Schnaap (über den Kleinen und Großen Schnaaper See) bis zum Bültsee, wobei sich beide Rinnen ca. 1 km östlich des Bültsees zu einer Hauptrinne vereinigen. Vom Großen Schnaaper See zeigt eine Nebenrinne direkt nach Norden durch den Birkensee und stößt dort auf die Rinne, die von Karlshöhe kommt; eine weitere (Haupt-)Rinne verläuft vom Großen Schnaaper See nach Nordwesten und trifft erst ca. 1 km östlich des Bültsees auf die Rinne von Karlshöhe. Vom Bültsee aus folgt ein Rinnenast direkt in westliche Richtung, und er erreicht am Holmer See die Große Breite. Ein höherliegender Rinnenast verläuft nach Nordwesten über den Kollsee, der wiederum eine Verbindung durch eine schwach ausgeprägte Rinne mit dem Langsee hat. Das zweite Rinnensystem beginnt am Westufer des Windebyer Noores bei Frohsein und ist ebenfalls in seinem Beginn in einen nach Westen und einen nach Nordwesten gerichteten Ast aufgegabelt. Die nach Westen weisende Rinne erreicht über Frohsein und Westertal bereits nach 1,5 km das Tal der Osterbek, während die nordwestliche Rinne nach einem Umknicken in ihrem Verlauf auf der Höhe von Kochendorf nach ca. 3,5 km ebenfalls der Osterbek ausmündet. Die Osterbek selbst durchfließt zunächst als eine Art periphere Umfließungsrinne die äußeren Loben des ehemaligen Windebyer Noor-Gletschers, um westlich von Kochendorf in das Gebiet der vom Schnaaper See geschütteten Sanderschüttung einzutreten.

Im Bültsee wurden in der Bohrung BUL 1 (Nr. 145 in Abb. 8; Abb. 36) bei ca. 12 m Wassertiefe eine Feindetritusmudde bis 1525 cm unter dem Wasserspiegel erbohrt. Diese liegt mit sehr hartem Übergang direkt auf zunächst siltigen Sanden, die nach unten zu allmählich in Kiese und Schotter übergehen. Bis 1630

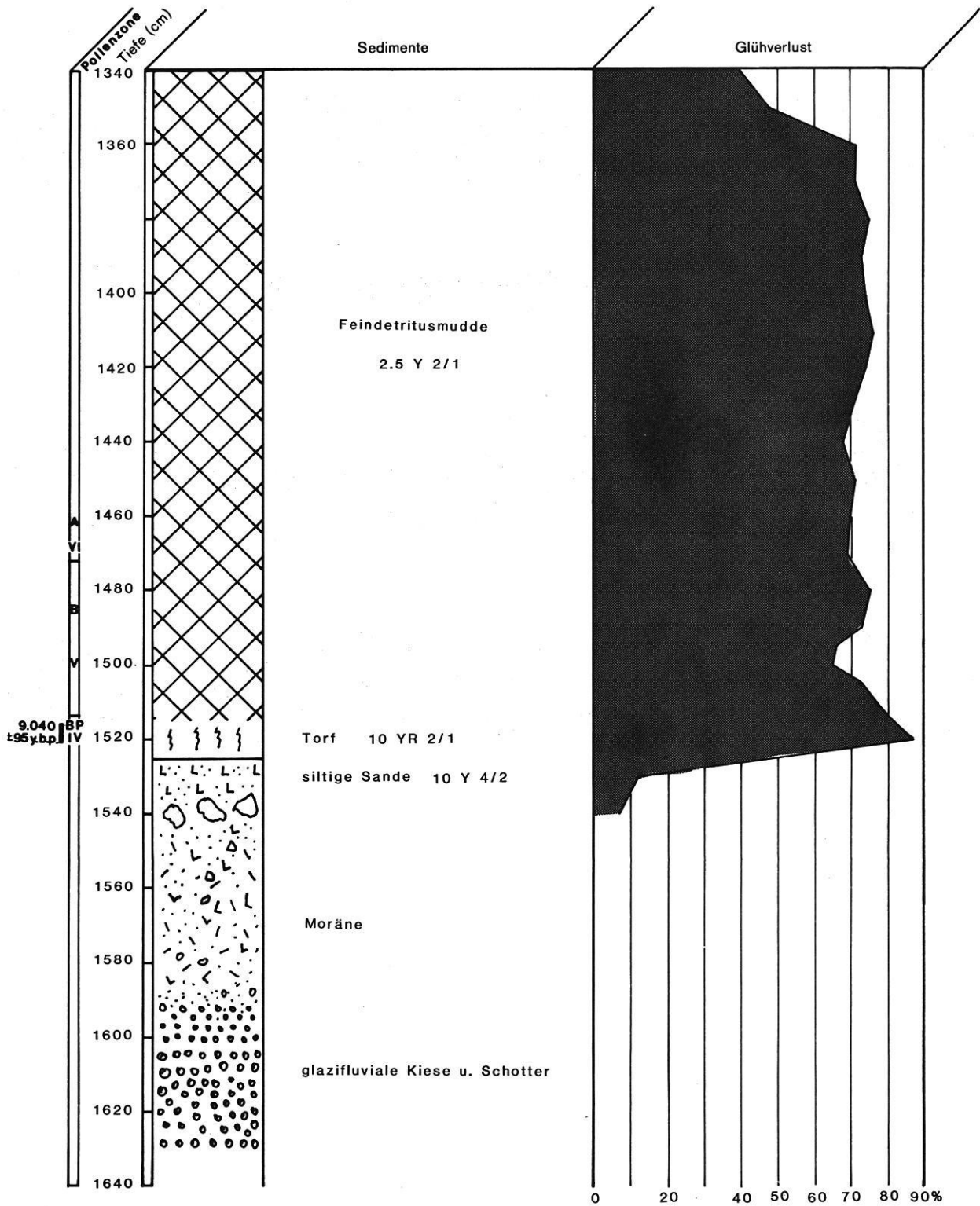


Abb. 36: Bohrprofil der Bohrung Bultsee (BUL-1).

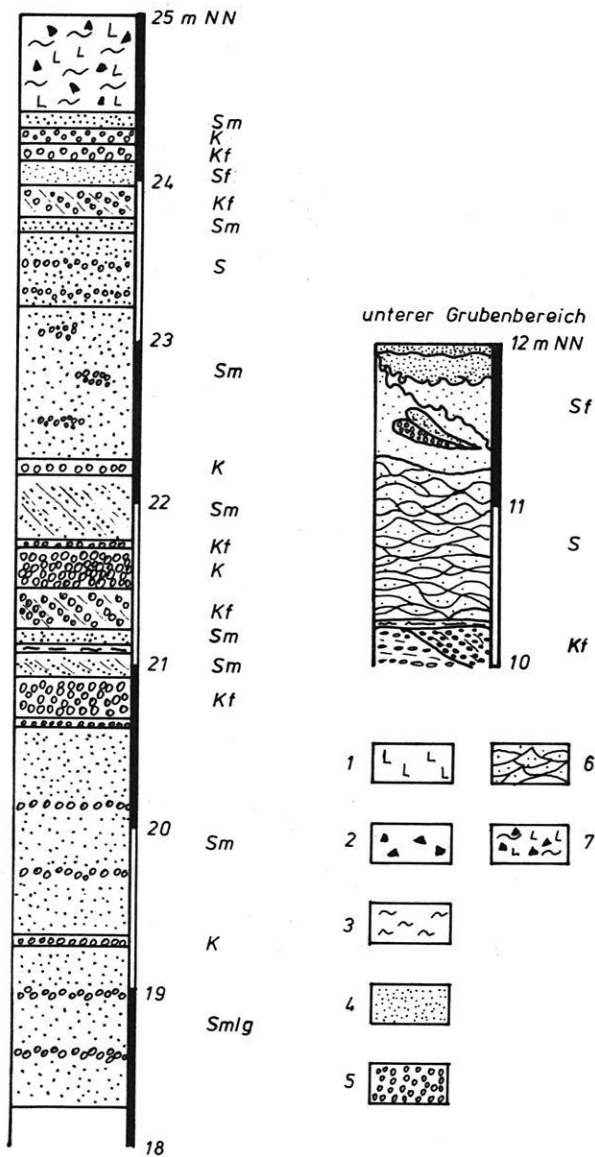
cm unter dem Wasserspiegel wurden keine Organiklagen mehr angetroffen.

Die palynologische Bearbeitung des Profils erfolgte von der Basis der Mudden bis 1440 cm unter Wasserspiegel. Die beiden

basalen Pollenspektren zeigen ein präboreales Vegetationsbild, worauf an anderer Stelle ausführlicher einzugehen sein wird.

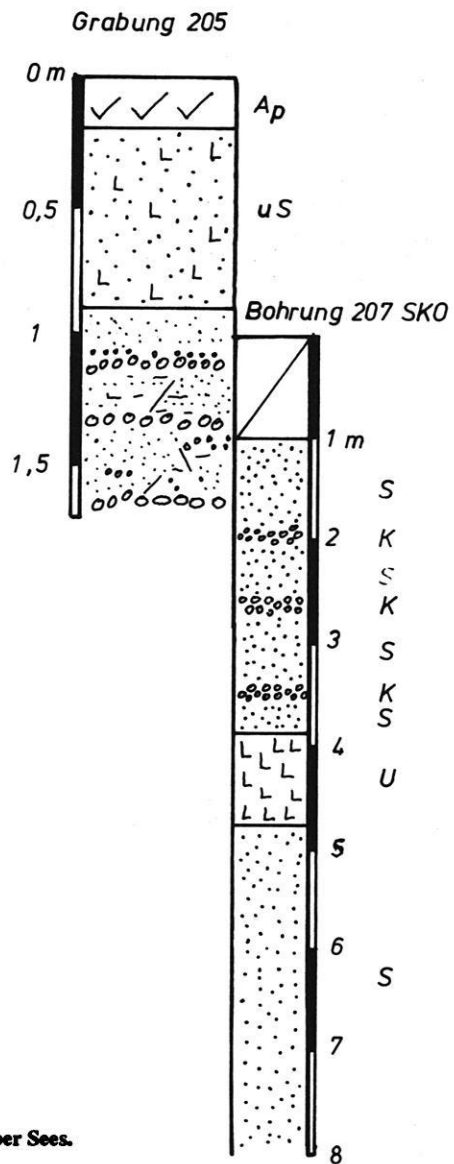
Eine Muddeprobe von der Basis der Feindetritusmudde aus einer Tiefe zwischen 1536 und 1539 cm ergab ein radiometrisches Alter von 9.325 ± 100 Jahren b.p. (Hv 15273), während ein

Abb. 37: Kiesgrube südwestlich Gammelby (Nr. 234 in Abb. 8).



Legende:
 Ap: Plughorizont; Sedimente: K: Kies (5); S: Sand (4); U: Silt (1); L: Lehm;
 (2): Schutt; (3): Umlagerung; (6): Rippelschichtung im Sand; (7): Fließerde;
 k: kiesig; s: sandig; u: siltig; t: tonig; l: lehmig; f: fein; m: mittel; g: grob;

Abb. 38: Grabung und Bohrung am Kiesrücken westlich des Kleinen Schnaaper Sees.



Holzstück und Holzkohle aus einer ähnlichen Tiefe zwischen 1530 und 1540 cm unter dem Wasserspiegel ein Alter von 8.755 ± 90 Jahren b.p. (Hv 15274) ergab. Die unkorrigierten Daten für sich genommen weisen im Vergleich mit anderen Radiokarbondatierungen in Mittel- und Nordeuropa ein präboreales bis boreales Alter auf (vgl. die Radiokarbondatierungen in Kap. 10, Anhang). Bei einer anzunehmenden Verjüngung der Daten erscheint auch im Hinblick auf den palynologischen Befund eine Altersstellung in das frühe Boreal als sehr wahrscheinlich. In den unterlagernden Sanden und Silten konnten wenige Reste von Characeen festgestellt werden, so daß man noch eine vorhergehende Seephase mit ungewisser Zeitdauer annehmen muß. Spätglaziale limnische Serien konnten nicht mehr festgestellt werden. In Anbetracht der gut wasserdurchlässigen Sand- und Kiesserien in der Umgebung und im Untergrund des Bültsees ist auch hier nicht mit einem Wasserstau unbedingt zu rechnen, der zur Seebildung hätte führen müssen.

Der Schnaaper Sander selbst war und ist in mehreren Kies- und Sandgruben aufgeschlossen. So waren an der Kreuzung der Straßen Gammelby - Bundesstraße 76/Johannisberg - Kosel früher drei größere Kies-/Sandgruben in Betrieb, von denen heute nur noch eine zwischen Bültsee und Gammelby Aufschluß über den inneren Aufbau des Sanders gibt. Sie besteht von der Abbausohle bis an die heutige Oberfläche aus wechselnd geschichteten Sanden und Kiesen bisweilen mit eingeschalteten siltigen Lagen. An der bis zu 20 m hohen in verschiedenen Ebenen abgebauten Aufschlußwand wurden an zwei \pm horizontal streichenden Sandbänken mit feinerer Siltschichtung 56 Messungen der Einfallwinkel vorgenommen. Dabei ergab sich eine Hauptrichtung des Einfallwinkels nach Nordnordwest an der westlichen Aufschlußwand. Daraus wird deutlich, daß hier die Hauptschüttung des Sanders aus \pm südöstlicher Richtung erfolgte und damit aus dem Großbereich Windebyer Noor herzuleiten ist.

Im unteren Grubenbereich – unterhalb der tiefen Abbausohle - sind Sande aufgeschlossen, die deutlich durchgängig Kryoturbationerscheinungen erkennen lassen, ähnlich der Kryoturbationshorizonte im Kliffprofil bei Weseby. Sie werden von einer Sandbank unterlagert, die eine Wellenschichtung aufweist. Darunter liegen teilweise diskordant geschichtete Kiese und Grobsande bis zur aufgeschlossenen Grubensohle. Es ist also auch hier wie schon zuvor im Aufschluß Wesebyer Kliff zu belegen, daß die Sanderschüttung mindestens einmal unterbrochen war und sich über einen gewissen Zeitraum periglaziale Bodenfrosterscheinungen ausbilden konnten. Die Unterbrechung läßt sich auch durch eine dritte jedoch nicht genügend abgesicherte Einfallmessung der Sandschichten unterstreichen, die im Gegensatz zu den zwei Messungen in den hangenden Sanden eine westlichere Komponente aufwies.

Ähnlich sind die faziellen Verhältnisse in der heute noch abgebauten Grube am Birkensee (Nr. 235 in Abb. 8). Einfallmessungen der Sande an der Grubensohle zeigten im Gegensatz zu

den Messungen im unteren Grubenabschnitt der soeben beschriebenen Grube eine deutlich stärkere Nordkomponente in der Schüttungsrichtung. Sie sind damit eher mit den Ergebnissen der Messung der oberen Sandserien der Grube südwestlich Gammelby zu vergleichen.

Um die eisrandnahen Bildungen am West- und Nordwestufer des Windebyer Noores genauer kartieren zu können, wurden zahlreiche Bohrungen und Aufgrabungen südlich des Großen Schnaaper Sees, zwischen Großem und Kleinen Schnaaper See und dem Windebyer Noor sowie nördlich des Nordufers des Windebyer Noores durchgeführt. In Abb. 8 sind sie unter den Nummern 190 bis 207 verzeichnet.

Die Oberflächengrabungen 190, 191, 204, 205 und 206 (Lage in Abb. 8), die bis zu 2 m Tiefe reichten, zeigten alle unter einer periglazial durchmischten fließende Sande und Kiese, die einen unterschiedlichen Grad an Schichtung und Sortierung aufwiesen. So konnte eine deutliche Schichtung und Sortierung nur in der Grabung 205 nachgewiesen werden, die im Topbereich eines Sand- und Kiesrückens von ca. 750 m Länge und ca. 150 m Breite an der Basis mit ausgeprägtem, rückenartig geschwungenem Wallbereich unmittelbar westlich des Gutshofes Schnaap liegt. Eine Bohrung (207 in Abb. 8; Abb. 37) erbrachte vergleichbare Ergebnisse im Mittelhang des östlichen Hangbereiches dieser Nord-Süd-streichenden Rückenzone. Unter den im Topbereich anzutreffenden geschichteten Sanden und Kiesen folgen ab 400 cm unter der Oberfläche geschichtete Silte und Feinsande. Diese sind bis 800 cm Tiefe erbohrt worden (vgl. Abb. 37).

Die Grabungen 190, 191, 204 und 206 enthielten ungeschichtetes sandiges Material, in dem regellos verteilt bis zu faust- und kindskopfgröße gerundete bis kantengerundete Blöcke "schwammen". Anzeichen für einen typischen Geschiebelehm oder -mergel konnten nirgends festgestellt werden.

Von allen in der näheren Umgebung der Schnaaper Seen durchgeführten Bohrungen wiesen nur die Bohrungen 194 und 195 (Lage in Abb. 8) einen braunen Geschiebelehm an der Oberfläche auf. Die Bohrstelle 194 liegt an der Straßengabelung von Johannisberg nach Kleingammelby, die Bohrstelle 195 ca. 500 m westlich davon.

Da in dem kartierten Bereich zwischen Bültsee und Windebyer Noor mit einer bis zu 20 m mächtigen Sanderbedeckung gerechnet werden muß, ist es nicht immer möglich, Eisrandlagen aufgrund der faziellen Zusammensetzung zu unterscheiden. Typische Geschiebelehme/-mergel konnten nur an wenigen Stellen gefunden werden, so daß die Eisvorstöße bzw. Rückschmelzhalte in diesem Raum auch durch sehr sandige, teilweise kiesige und blockreiche Moränen vertreten sind. Als eine glazifluviale Form ist der aufgegrabene und erbohrt Sand- und Kiesrücken westlich des Hofes Schnaap in der Taltiefenlinie der

heutigen Mühlenau zu betrachten. Dabei kann jedoch nicht entschieden werden, ob es sich um ein echtes Os oder um eine Kamesform handelt, da einerseits die Aufschlüsse nicht ausreichen, um Aussagen über den Sedimentaufbau der Vollform und seine Genese machen zu können, und andererseits die morphologische Gesamtsituation auch nicht eindeutig geklärt werden kann. Eine Schüttung zwischen Toteisblöcken im unmittelbaren Vorland des niedertauenden Eises wäre ebenso denkbar wie die Entstehung als Tunnelfüllung unter stagnierendem bzw. aktivem Eis. Als sicher kann nur gelten, daß dieser Sand-/Kiesrücken nicht noch ein zweites Mal vom Eis erreicht bzw. überfahren wurde.

In dem Gebiet zwischen Bültsee und Windebyer Noor mit dem Großen und Kleinen Schnaaper See liegt eine klassische Anordnung zweier glazialer Serien auf engstem Raum vor. Wie die Aufschluß-, Bohrungs- und Grabungsbefunde belegen, wurde ein Sander von Osten aus dem Westende des Großen Schnaaper Sees möglicherweise schon in einen damaligen Innenschlei-Eisstausee geschüttet. Die Oberkante des Sanders liegt dabei bei ca. 25 m N.N. Das Gletschereis lag in der Depression des Windebyer Noores, das zu dieser Zeit sicher noch den Großen und Kleinen Schnaaper See sowie die westlichen Randbereiche bis hin nach Kochendorf mit einbezog (Johannisberger Stadium). Erst im Zuge des *in situ* Niedertauens bzw. Zerfallens der Eisfront blieben zwei große Toteisklötze an der ehemaligen Stirn liegen, die erst später nach dem vollständigen Rückschmelzen des Eises austauten. Sie konnten sich nur erhalten, weil sie relativ schnell von einer mächtigen Sedimentschicht bedeckt wurden und der Zeitraum bis zu einem zweiten Wiedervorstoßen des Eises aus dem Windebyer Noor nicht sehr lange dauerte. Dieser Vorstoß (Sophienruher Stadium) erfolgte in einen Bereich hinein, der nur kurze Zeit zuvor als ein Sammelbecken für Schmelzwasserablagerungen (Sande, Kiese) diente. Demzufolge wurden an seiner sicher mit wenig Eisschub versehenen Gletscherstirn Moränenwälle aufgehäuft, die einen durchgängig sandig-kiesigen Charakter aufweisen. Der zu diesem Gletschervorstoß gehörige Sander wurde stärker nach Nordwesten aufgebaut und überlagert teilweise den älteren Schnaaper Sander. Die Toteisklötze des Großen und Kleinen Schnaaper Sees wurden dabei von den Schmelzwässern überflossen und wirkten somit reliefausgleichend. Die Überlagerungslinie ist heute noch durch eine flache Muldentabung zu erkennen, die vom Bültsee aus zunächst nach Osten und dann nach ca. 1 km weiter nach Südosten umbiegt. Die tieferen Bereiche der Sand-/Kiesgrube südwestlich Gammelby gehören dem älteren Schnaaper Sander und die höheren Teile dem jüngeren Sander an. Die Schichten in der Sandgrube am Birkensee zeigen eine Schüttungsrichtung, die deutlich stärker nach Nordnordwest gerichtet war. Das Gletschertor des jüngeren Sophienruher Stadiums dürfte dabei an dem Beginn des relativ schmalen Mühlenaulaufs am Gutshof Schnaap gelegen haben. Danach schmolz das Eis endgültig ab. Die Zerschneidung des älteren (Schnaaper) Sanders durch das heutige Osterbektal kann erst nach der Stabilisierung der

Sanderoberfläche erfolgt sein. Mit dem Rückgang des Seespiegels des Innenschlei-Eisstausees (bei ca. 15 m über heutigem N.N.) erfolgte eine Zerschneidung der in diesem Teil subaquatisch gebildeten Sanderoberfläche. Die Tatsache, daß ab Möhlhorst in diesem Talzug kein rückvertiefter Beckenbereich mehr gefunden werden konnte, erhärtet diese Vermutung, ein Erosionstal in diesem unteren Teil der Osterbektalung zu sehen. Dabei muß eine periphere Umfließungsrinne als eine Art Uranlage dieser Talung gedient haben, die die Schmelzwässer parallel zum Eisrand sammelte und ab Möhlhorst-Kochendorf – hier macht der Osterbeklauf einen Knick nach Norden bzw. Nordwesten – zentripetal vom Eisrand weg dem Innenschlei-Eisstausee zuführte.

6.3.3 Ergebnisse zur Landschaftsentwicklung des Gebiets der mittleren und jüngeren Randlagen (WH 3_{1,3}, WH 4₁) und jüngeren Innenschlei-Eisstauseephase

Für den voranstehend beschriebenen Untersuchungsraum mit seinen zwei Teilarbeitsgebieten haben sich besonders WOLFF (1912), EGGERS (1934), HECK (1937 a und b, 1943), GRIPP (1954, 1964), KAISER (unpub.) und GLÜCKERT (1971) mit dem Problem einer morphostratigraphischen Gliederung beschäftigt.

WOLFF (1912), GRIPP (1954) und KAISER (unpub.) sehen in der durch die Wesebyer Kliffzone angeschnittenen, flachwelligen, schiefen Ebene am Ostufer der Großen Breite nördlich Weseby eine Kegelsanderschüttung, die ihre Wurzel bei Missunde hat, mithin also eine Schüttungsrichtung nach Westen bis Südwesten aufweisen muß, wie dies auch die vorgestellten Messungen der Schüttungsrichtung darlegten.

Als erster hat sich WOLFF (1912) in seiner frühen Arbeit "Der Boden von Schwansen und seine Entstehung" mit der Möglichkeit einer Aufschüttung der Sanderfläche aus östlicher Richtung – also gegen Westen hin – beschäftigt. WOLFF (1912) geht in seiner Arbeit noch von einer zweimaligen Vereisung Schleswig-Holsteins aus und sieht in den großen Endmoränenzügen in der Mitte des Landes – gemeint sind hier wohl die Duvenstedter und Hüttener Berge und die westliche Innenschlei-Umgrenzung von Schleswig-West – lange Stillstandsphasen des Eises beim Rückzug der zweiten Vereisung. Auf S. 10 führt er aus: "In der Gegend von Kosel erstreckt sich südlich und westlich der Koseler Au ein sandiger Höhenzug nach Missunde, der sich jenseits des stromartigen Schleidurchlasses bei Brodersby fortsetzt und den Charakter einer kleinen Endmoräne trägt. Zu dieser Endmoräne gehört anscheinend die Sandebene nördlich von Möhlhorst, bei Weseby und zu beiden Seiten des westlichen Schleiausgangs bei Missunde."

Auf die geringe Verbreitung von Schmelzwasserablagerungen der inneren Eisrandlagen der Weichselvereisung weist EGGERS (1934) hin. Er sondert in seiner Arbeit über die Oberflächenformen Schleswig-Holsteins nur drei Sander der inneren

Eisrandlagen aus: "den Schnaaper-Sander, eine Schüttung bei Ravenhorst und einen Sander bei Schinkel". Die Zuführrinne für den Schnaaper-Sander sieht EGGERS (1934) in einem glazialen Tal, das sich vom Windebyer Noor nach Westen erstreckt und auf einer

"Strecke von 1,5 km drei Becken enthält, von denen der Kleine Schnaaper See 6 m und der Große Schnaaper See bei 16 ha Größe 20 m Tiefe erreichen. ... Die Schnaaper Rinne ist wichtig als Zuführrinne für einen Sander" (EGGERS 1934: 65).

Der Sander setzt hier in 25 m N.N. an und senkt sich mit einem Gefälle von 1:300 nach Westen. EGGERS (1934) läßt den Sander bis an die Schleifer westlich Missunde und im Norden bis an die Koseler Au reichen. Die Oberfläche des Sanders ist von Rinnen durchzogen. Im nördlichen Teil sieht EGGERS (1934) zwei subaerisch entstandene Rinnen, die von einer Gabelung südlich Sönderby ausgehen. Die südliche Rinne durchzieht den Langsee. Sie teilt sich dort in einen Arm, der nach Westen in die Große Breite mündet, und einen zweiten Arm, der im Norden seine Fortsetzung im Missunder Noor findet. Die nördliche Rinne nimmt das Tal der Koseler Au ein, das den Schnaaper-Sander von der Grundmoränenplatte im Osten trennt. Diese nördliche Rinne mündet in das Ornumer Noor. Die Ansicht von WOLFF (1912), daß zwischen Koseler Au und Langsee eine Endmoräne liegt, lehnt EGGERS (1934) ab. Er deutet den Höhenrücken als Rest der Sanderfläche.

EGGERS (1934) läßt den Sander im Westen in einen Schleistausee enden, dessen Wasserspiegel etwa bei 10 m N.N. gelegen haben soll. Nach dem Abschmelzen des Eises in der Schleifrinne lief der See aus und schuf dadurch die Enge von Missunde. EGGERS (1934) führt als Beweis für das Vorhandensein eines solchen Stausees eine Terrasse an, die, neben der Stexwig-Fahrdorfer Terrasse, "... an vielen Stellen der inneren Schlei auftritt." Ferner erwähnt er "die Ablagerungen dieses Sees ... als Feinsande oder blaugraue Bändertone ..." (EGGERS 1934: 67).

Ein Gegenstück der Fahrdorfer Terrasse kann GRIPP (1954) jedoch nicht entdecken und weist die Annahme eines Stausees in der von EGGERS (1934) angenommenen Höhe zurück.

HECK (1937 a und b, 1943) übernimmt von EGGERS (1934) die Vorstellung eines Schnaaper-Sanders. Die Sanderfläche beginnt nach HECK (1943) südlich von Sönderby und wird von der Koseler Au durchzogen. Er spricht deshalb auch von einem "Koseler-Sander", der seine Wurzel jedoch bei Schnaap hat. Diese Sanderfläche soll sich über Gammelby bis zum Windebyer Noor hinziehen und über Toteis geschüttet worden sein. HECK (1937 a und b, 1943) deutet deshalb den Lang- und Bültsee als Toteis-Depressionen, während sie nach GRIPP (1954) Reste von Zungenbecken hinter Stirnmoränen sind. Zur Schlei hin haben die Schmelzwässer nach HECK (1937 a und b, 1943) die alte Verbindung zwischen Eckernförder Bucht und Großer Breite zugeschüttet. Als Zeuge dieser Schüttung ist am Nordufer der Schlei bei Missunde eine Sanderterrasse ausgebildet.

Der Sander schnürte somit das Schleibecken von seiner östlichen Verbindung ab, und es entstand ein Schlei-Stausee, der sich später einen Abfluß durch das Sandergebiet nach Osten schuf und die Missunder Enge entstehen ließ.

Nach HECK (1937 b) wird das erste Stadium einer Eisstauseephase vor den weichseleiszeitlichen Eisvorstoß gestellt, in der "vom Gletscher vorausgeschickte(n) Wässer ... soviel feinste Trübe" ablagerten ... ", bevor das Gletschereis die Landschaft überschritt" (HECK 1937 b: 174). Diese Tone sollen im gefrorenen Zustand verschleppt, gedrückt und hochgewölbt in den Ziegeleitongruben bei Schleswig und Lindaunis aufgeschlossen gewesen sein (vgl. Kap. 5.3.). Die Hauptphase der Einschupung der Tonlager soll im Brandenburger Stadium erfolgt sein, während der Zeit auch die Entstehung der Westumgrenzung der Innenschlei westlich Schleswig erfolgt sein soll.

Die zweite Eisstauseephase wird in die Zeit des Eisrückzuges aus dem Innenschleibecken gestellt. HECK sieht die Entstehung der aus dem Sander bei Jagel und Lottorf ragenden Moränen sowie einer Reihe von Kuppen im Hinterland ein untergeordnetes Stadium des zurückweichenden Eisrandes. Südlich Fleckby und bei Hummelfeld sind Stauseeablagerungen dieser Phase zuzuschreiben. Ein Abfluß erfolgte nach Westen durch das Busdorfer Tal.

Seine dritte Stauseephase sieht er zu einer Zeit, nachdem eine Sanderschüttung die Verbindung zwischen Schlei und Eckernförder Bucht geschaffen hatte. Dieser Stausee soll nach Osten auslaufend die Enge von Missunde geschaffen haben.

Ausführlich hat sich GRIPP (1954, 1964) mit der Genese des Gebiets beschäftigt. Er geht dabei kritisch auf die Arbeiten von WOLFF (1912), EGGERS (1934) und HECK (1937, 1943) ein. GRIPP (1954) beginnt seine Ausführungen mit der Bemerkung: "Bei dem allmählichen Abfall der Oberfläche zwischen Windebyer Noor und der Großen Breite ... wird seit WOLFF (1912) angenommen, bei dem Großen Schnaaper See hätte ein Gletschertor gelegen."

WOLFF (1912) spricht jedoch weder von einem Gefälle zur Großen Breite hin, noch von einem Gletschertor bei Schnaap. Diese Ansicht hat erst EGGERS (1934) vertreten. WOLFF (1912) hingegen, nimmt – wie oben erwähnt – eine Schüttung aus Osten von Missunde ausgehend an.

GRIPP (1964) bezieht sich im Zusammenhang mit dem Schnaaper-Sander erneut auf WOLFF (1933). Zwar hat WOLFF (1933) in seiner Karte ein Sandgebiet östlich der Großen Breite eingetragen. Ein "Schnaaper Sander" ist jedoch weder in der Legende verzeichnet, noch im Text erwähnt.

In den Mittelpunkt der Diskussion stellt GRIPP (1954) die Frage nach der Entwässerung eines Schnaaper-Sanders.

"1. es gab keinen Sander, der von der Windebyer Zunge zur Schlei entwässerte, weil

- a) aus jener kleinen Eiszunge keine Wässer überliefen,
- b) Schmelzwässer in anderer Richtung abfließen.

2. es gab einen Schnaaper Sander. Er entwässerte

- a) durch ein hochgelegenes Toteis-Gebiet im Bereich der heutigen Schlei unmittelbar zu dem tiefsten auf 23 m + NN gelegenen Schmelzwasser-Überlauf bei Schleswig-Bustorf,
- b) in einen Schlei-Stausee ohne Ablauf,
- c) in einen Schlei-Stausee mit Überlauf bei Bustorf in 23 m + NN" (GRIPP 1954: 110).

Da eine Eiszunge bei Missunde den Abfluß nach Osten versperrte und der niedrigste mögliche Ablauf im Westen bei Busdorf mit 23 m N.N. zu hoch für einen See mit einer Seespiegelhöhe von 10 m N.N. liegt, sucht GRIPP (1954) nach einer anderen Lösung des Problems. Als Beleg für den von EGGERS (1934) und HECK beschriebenen Sander sieht GRIPP (1954) lediglich dessen sandige Beschaffenheit:

"Tatsächlich weist das Gelände scheinbar in W- und NW-Richtung eine gleichmäßig abfallende Gipfelflur auf. Eine Sander-Ebene ist jedoch zumeist nicht vorhanden, da zahlreiche Hohlformen auftreten. Diesem angeblichen Sander fehlt nach N jede morphologische Begrenzung ... Eine Begrenzung nach S ist ebenso unklar" (GRIPP 1954: 111).

Da GRIPP (1954) jedoch auch keinen Beweis für die Nichtexistenz eines Schnaaper Sanders geben kann, erörtert er im weiteren die Möglichkeit einer Ablagerung über Toteis:

"... Am Ende der Zeit des Niedertauens ergab sich also im Schleigebiet vom Bustorfer Überlauf, also von Höhe 23 m N.N. aus, auf Toteis lagernde, gegen O allmählich ansteigende Schuttlandschaft" (GRIPP 1954: 111).

GRIPP (1954) läßt diese Schuttlandschaft bis Weseby um 7 m auf 30 m N.N. ansteigen, also mehr als die heutige Höhe beträgt. Bei einer Erhöhung des gesamten Gebiets des Schnaaper Sanders um diesen Betrag ergibt sich eine Höhe der Randmoränen um das Windebyer Noor von 54 m N.N. Diesen Betrag sieht GRIPP (1954) als durchaus möglich an. Gegen eine Verbindung des Schnaaper Sanders über Toteis hinweg zum Busdorfer Überlauf spricht jedoch die Gestalt der heutigen Gipfelflur. GRIPP (1954: 111) hält es für unzulässig "... für jenen Sander eine Unterlage aus Toteis von durchgehend 20 m Mächtigkeit anzunehmen, derart, daß nach dem Nieder- und Tieftauen die heute vorhandene, regelmäßig nach W abfallenden Höhenlage der Gipfelflur erhalten geblieben sei."

Er sieht somit den Schlüssel für die Lösung des Problems in der Entstehung der Gipfelflur. GRIPP (1954) weist darauf hin, daß der Sander nördlich der Schlei bei Missunde mit 15,5 m eine größere Höhe hat als bei Weseby (13 m), das dem Überlauf bei Schnaap näher liegt. Daraus folgt, daß es nicht nur ein von Schnaap ausgehendes Gefälle nach NW gibt, sondern auch ein von Missunde auf die Große Breite hin gerichtetes Ost-West Gefälle. Die Annahme einer zweiten Sanderschüttung aus dem Bereich von Missunde liegt also nahe. GRIPP (1954) hält es jedoch für unmöglich, daß diese beiden Sander in einen von Schleswig bis Missunde reichenden See ohne Abfluß entwässert

haben sollen. Er kommt daher zu dem Schluß, daß die heutige Gipfelflur nicht die Oberfläche eines Sanders darstellt, sondern die Abrasionsebene eines Sees, der die Höhe seines Spiegels von 23 m N.N. (Höhe des Busdorfer Ablaufs) allmählich auf 13 m N.N. verlagerte. Dabei sind die sandigen Stirn- und Seitenmoränen bei Missunde eingeebnet worden.

Später greift GRIPP (1964) dann dieses Problem nochmals auf. Im Hinblick auf die Innenschlei setzt er weiter unten fort:

"... ihre jüngeren Zungen im östlichen Teil der Schlei entwässerten, durch Stauseen geklärt, über den Bustorfer Ablauf. Die Stauseen sind durch Beckentone belegt. Ältere sind zum Teil gestaut (siehe H.-L. Heck 1937, 1943) (Anm. 89), jüngere liegen am Boden der Senken, so bei der ehemaligen Ziegelei Fleckby" (GRIPP 1964: 250 f.).

GRIPP (1964) geht noch einmal auf den Schnaaper Sander ein. "Nicht anders ist es für den von WOLFF angenommenen und von EGGERS 1934 übernommenen 'Schnaaper-Sander'. Am West- und Nord-Rand der Eiszunge, die im Windebyer Noor bei Eckernförde lag, finden sich heute ehemalige Abläufe der Schmelzwässer zum Osterbek hin in knapp + 15 m NN am Großen Schnaaper-See. Im nordwestlich anschließenden Gebiet fehlen Moränenzüge, und sandige Absätze treten von Möhlhorst bis nördlich Missunde auf. Ferner sinkt das Gelände, im großen gesehen, gleichmäßig bis zur Großen Breite hin auf + 10 m NN ab. Daher glaubte WOLFF, dies Gebiet als Sander deuten zu können. Aber dieser Sander in Höhenlage + 10 m NN könnte nur bei Bustorf in + 25 m NN entwässert haben" (GRIPP 1964: 248 f.).

Zum Mittelschlei-Gletscher führt er aus:

"Dies aber heißt, Schmelzwässer der Schlei-Zunge, die erst bei Missunde (Randlage U in Gripp 1954), später bei Lindaunis (Randlage Ua) austraten, können nicht unter das Eis abgelassen sein. Sie müssen nach W einen Weg gefunden haben. Dieser Annahme widerspricht jedoch, daß die Gletschertore von Missunde und Lindaunis-Stubbe, nach den heutigen Oberflächenformen geurteilt, zwischen + 5 bis höchstens + 15 m N.N. gelegen haben. Für einen so niedrig gelegenen Wasser-Austritt aber gibt es im westlich anschließenden Schlei-Gebiet keinen entsprechenden Überlauf. Der Bustorfer Überlauf südlich von Schleswig liegt auf + 25 m NN" (GRIPP 1964: 248).

Er nimmt jedoch diesmal eine Sedimentation über Toteis an, ohne auf seine früher geäußerten Einwände einzugehen. Demnach war in Schleswig, ähnlich wie in Holstein, eine Niedertau-landschaft mit Gefälle nach Westen vorhanden. Die jüngeren Eiszungen im östlichen Teil der Schlei und der Eckernförder Bucht entwässerten über die mit Toteis gefüllten Becken der Großen und Kleinen Breite über den Busdorfer Ablauf. In seiner Arbeit von 1976 verwirft GRIPP jedoch die Vorstellung von lebhaft fließenden Schmelzwässern im Gebiet innerhalb der äußeren Eisrandlagen und erklärt die 1964 gegebene schematische Erklärung für überholt.

Nach meinen Untersuchungsergebnissen (Kap. 6.3.1. und 6.3.2.) ergeben sich für die Existenz der wichtigen Moränenrandlagen von Missunde (WH 3₁₋₂) folgende Anhaltspunkte. Eine Sanderschüttung und damit ein heute nur noch theoretisch rekonstruierbares Gletschertor am Missunder Noor ist durch das Kliffprofil an der Großen Breite aufgeschlossen und damit anzunehmen. Die zu dieser Randlage gehörenden Endmoränen sind durch die nachfolgenden Sanderschüttungen in einer großen Mächtigkeit verdeckt, bzw. die Endmoränen sind als Kies- und Sandwälle – nicht in einer lehmig-tonigen Fazies – ausgebildet, da der Gletscher des WH 3₁-Vorstoßes in ein Sandergebiet vordrang und überwiegend Sand und Kies in die Moräne einarbeitete. Die Moränenrandlage ist heute nicht weiter verfolgbar, da die mächtigen Sanderabsätze des Schnaaper Sanders im südlich angrenzenden Gebiet diese vollständig bedeckten. Toteisklötze – ggf. in ehemaligen, lokal begrenzten Zungenbecken – wurden ebenfalls mit Sanderabsätzen bedeckt. Erst südlich der Osterbek tauchen diese Randlagen wieder an der heutigen Oberfläche auf und verlaufen in südlicher Richtung an der Ostseite der Großen Hüttener Au vorbei auf Richtung Damendorf zu. Der Gletscher dieser Moränenrandlage drang in der Verlängerung der Eckernförder Bucht als eine höherrangig zu bewertende Haupteisvorstoßbahn weiter nach Westen vor als in der niedriger vom Massenhaushalt des Gletschereises her zu bewertenden Leitlinie der Schlei. Es kam daher zu einem Verschütten eines ursprünglich von der Großen Breite über die Große Hüttener Au und den Bistensee bis zum Wittensee sich erstreckenden Zungen- oder sogar Stammbeckens, so daß zwischen den End- und Seitenmoränen tiefliegende Teile als Depressionen erhalten blieben, die heute über eine vorangegangene Seephase verlandeten und später vermoorten (Beispiel: Große Hüttener Au) oder noch als Seen erhalten geblieben sind (Beispiel: Bistensee).

Der Haupteinwand von GRIPP, es könne keinen Innenschleieisstausee gegeben haben, weil alle Überlaufschwelle eine zu große Höhe aufwies, beruht auf der rein morphographischen Kenntnis der heutigen Höhenverhältnisse. Die Busdorfer Rinne weist heute in der Wasserscheidenposition eine Höhe von 21 m N.N. auf; in der Dannewerker Rinne liegt die Höhe bei 19 m N.N. mit einer über Bohrungen belegbaren holozänen und spätglazialen Verlandung von 7 m Mächtigkeit (Bohrung THY-1), so daß sich in Wahrheit eine viel tiefere Überlaufhöhe für diesen Eisstausee ergibt als bisher angenommen wurde. Völlig unerwähnt bleibt bei GRIPP, daß dieser jüngere Eisstausee – zur Phase WH 3₁ und WH 3₂ – einen weiteren Abfluß in ähnlicher Höhenlage über den Bistensee gehabt haben könnte.

6.4 Die jüngeren Randlagen von Schwansen (WH 4₁₋₃)

Zu diesem Kapitel zählen einerseits die markanten, im inneren Schwansens schon topographisch sich deutlich heraushebenden Moränenzüge um den Söbyer See, das Große Moor und das Ludwigsburger Moor (Kap. 6.4.1) und andererseits die küsten-

nahen, zumeist als Ausgleichsküste oder Kliffküste ausgestalteten Teilarbeitsgebiete.

Es ist aufgrund glazialmorphologischer Beweise davon auszugehen, daß der Bereich der heutigen Ostsee, besonders mit ihrem fördenreichen Küstenverlauf, zu einem relativ späten Zeitabschnitt des ausgehenden Hochglazials nochmals vom Gletschereis überfahren wurde. Der Zeitpunkt ist in chrono- und biostratigraphischer Hinsicht für den Küstenabschnitt Schwansens nicht festzulegen, jedoch wird auf vergleichbare Studien von anderen Küstenabschnitten an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste zurückzukommen sein.

An der Ostseeküste Schwansens und der Ekkernförder Bucht wurde der Schwansener See mit der nördlich sich anschließenden Schönhagener Kliffzone (Kap. 6.4.2), der Küstenstreifen zwischen Langholzer See südlich Waabs und dem Aas-See südöstlich Ludwigsburg (Kap. 5.5.3.) und der Goos-See mit dem ostnordöstlich angrenzenden Küstenstreifen bis zur Einmündung der Kronsbek bei Aschau (Kap. 6.4.4.) untersucht.

6.4.1 Die Randlagen Innerschwansens und ihre Entwässerung (WH 4₁₋₂-Randlagen)

In diesem Teilarbeitsgebiet wurden im Söbyer See zwei Bohrungen (SÖS 1 und 2 entspricht Nr. 114 und 115 in Abb. 8; Abb. 39) abgeteuft.

Bei 600 cm Wassertiefe wurde bei der Bohrung SÖS-1 an der Basis eine blaugraue Moräne zwischen 1890 und 2100 cm unter dem Wasserspiegel (≈ 23 m N.N.) erbohrt. Darüber lagern bis 1850 cm 40 cm mächtige Sande und Silte, die wiederum von einer 1250 cm mächtigen Feindetritusmudde überlagert werden (vgl. Abb. 39).

Pollenanalytisch wurde der Bohrkern SÖS-1 von 1730 cm bis 1850 cm ausgewertet. Es konnte kein spätglazialer Vegetationsabschnitt mehr nachgewiesen werden. Das Pollenprofil wird im größeren Zusammenhang an anderer Stelle beschrieben.

Die Parallelbohrung SÖS-2 (Abb 39), die etwas mehr Richtung Seemitte angesetzt wurde, brachte an der Basis von 2300 cm an aufwärts eine 70 cm mächtige blaugraue, lehmig-tonige Moräne, über der eine Folge aus minerogenen Sedimenten (10 cm Ton, 40 cm siltig-tonige Sande, 25 cm siltige Sande mit Holzresten) bis 2155 cm lag (vgl. Abb. 39). Ab 2155 cm unter dem Wasserspiegel folgten dann limnische, organogene Sedimente, aus denen zwischen 2130 und 2132 cm ein Holzstück auf 8.785 ± 300 Jahre b.p. (Hv 15283) datiert wurde. Auch hier ist wie im zuvor beschriebenen Bohrkern mit einem borealen vielleicht auch präborealen Alter der ersten limnischen Sedimentation zu rechnen. Damit stimmt auch diese Datierung mit den Datierungen vom Bülte See überein.

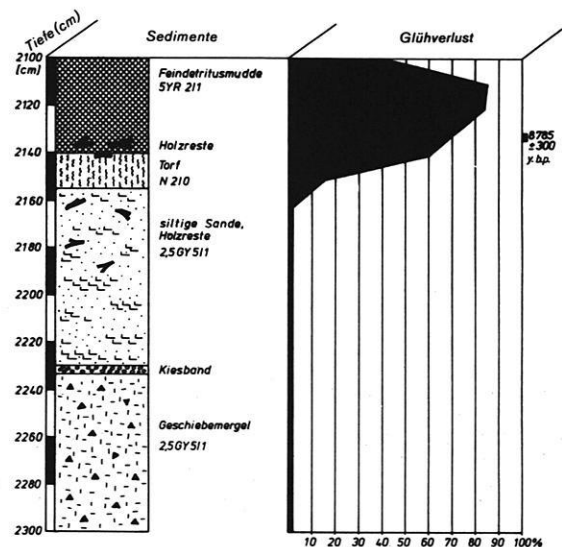
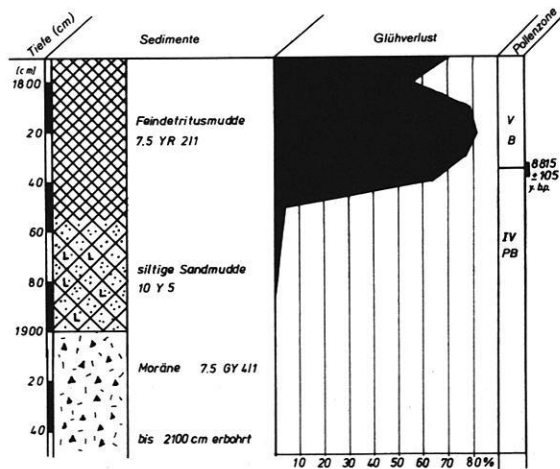


Abb. 39: Bohrprofile der Bohrungen Söbyer See (SÖS-1 und -2).

Nur etwa 3 km südlich des Söbyer Sees liegt nördlich von Alt- und Neulewitt in einer breitovalen Depression das Große Moor auf ca. 18 m N.N. Hier wurden drei Bohrungen niedergebracht. Nr. 116 (GRM 2; Abb. 40) und Nr. 117 (GRM 3; Abb. 40) sind als Parallelbohrungen dicht nebeneinander gelegen zu verstehen. Sie liegen ca. 700 m nordöstlich Tolsrüh etwa in der Mitte des hier ca. 750 m breiten Großen Moores. Die Bohrung Nr. 118 = GRM 34 (Lage in Abb. 8; Abb. 41) wurde 700 m nördlich Altilewitt abgeteuft. Hier ist die breiteste und auch tiefste Stelle des Moores.

In der Bohrung GRM 2 (Abb. 40) konnte bis zu 320 cm unter der Oberfläche ein brauner, wenig zersetzter Hochmoortorf erbohrt werden. Bis 655 cm folgte eine braungraue Feindetritusmudde, die von einer tonigen Siltmudde bis 890 cm abgelöst wird. Es handelt sich hierbei um ungeschichtete, feinklastische Beckensedimente mit Organikanteilen unter 5 %. Ab 890 cm werden diese Beckensilte und -tone von einem kalkhaltigen Sand abgelöst. Bereits bei 1045 cm konnte noch im folgenden und letzten Bohrkernmeter ein blaugrauer Geschiebemergel erbohrt werden. In der Parallelbohrung GRM 3 wurden vergleichbare Tiefen mit Hilfe der Rammkernsonde ermittelt.

Die Oberfläche des Geschiebemergels liegt in der Bohrung GRM 34 (Abb. 41) um 1150 cm unter der Oberkante der Bohrung. Auch hier folgen über dem Geschiebemergel bis 1050 cm Beckensedimente. Sie weisen damit eine geringere Mächtigkeit auf als in der Bohrung GRM 2. Die Oberkante der Feindetritusmudde und damit der Wechsel zu dem Torf liegt bei 500 cm. Hier ist also die Vertorfungstiefe höher anzusetzen. Die Basis des palynologisch bearbeiteten basalen Teils des Bohrkerns zeigt, daß noch allerödzeitliche Sedimente erbohrt wurden. Dies wäre dann als Pollenzone 3 nach MENKE und II nach FIRBAS

oder AL c – als jüngeren, kiefernreichen Allerödabschnitt i.S. MENKE – zu betrachten.

Die pollenanalytisch in die zweite Hälfte des Boreals einzustufende Radiokarbondatierung Hv 15 276 ergab ein Alter von 9.160 ± 90 Jahre b.p. und ist damit wenig älter als im zuvor beschriebenen Söbyer See. Berücksichtigt man die möglichen Auswirkungen des Reservoir-effekts, so ist das Alter mit dem des Söbyer Sees fast gleichzusetzen.

Für die Datierung der basalen Beckensedimente bedeuten die palynologischen und radiometrischen Auswertungen ein zunächst sicher spätglaziales, wahrscheinlich aber präallerödzeitliches Alter. Die Beckensedimente sind, wie auch schon an vielen anderen Lokalitäten als glazilakustrine Eisstauseeabsätze zu deuten, die in einem See in unmittelbarer Eisnähe abgelagert worden sind. Berücksichtigt man die gesamt-morphologische Anlage dieser Beckenzonen mit den dazugehörigen Randhöhen, so gelangt man zu dem Schluß, daß diese Depression als Zungenbecken mit sehr lokaler Bedeutung angelegt worden ist (Abb. 43). Die dazugehörigen Eisrandlagen sind in der westlichen Engstelle des Großen Moores bei Moorbrücke zu sehen. Der Sander dieses kleinen Gletscherlobusses liegt in der Depression des Saxtorfer Moores, wo ich über Sondierungen nur sehr geringe Moortiefen ermitteln konnte. So wurde in einer Profilvereihe in Höhe Grüntal in zehn Westnordwest - Ostsüdost verlaufenden Bohrungen bereits schon nach maximal 2,5 m Tiefe die Oberkante der Sande angetroffen, die bei 10 m Tiefe immer noch anstanden.

An der schmalsten Stelle ist die südlich benachbarte Depression (500 m) des Ludwigsburger Moores (LUB) durch einen flachen, breitschildartigen Moränenzug getrennt. Nach Westsüdwest auf Loose zu fächert dieser Moränenzug sich mehrfach auf.

Bohrprofil GRM 2

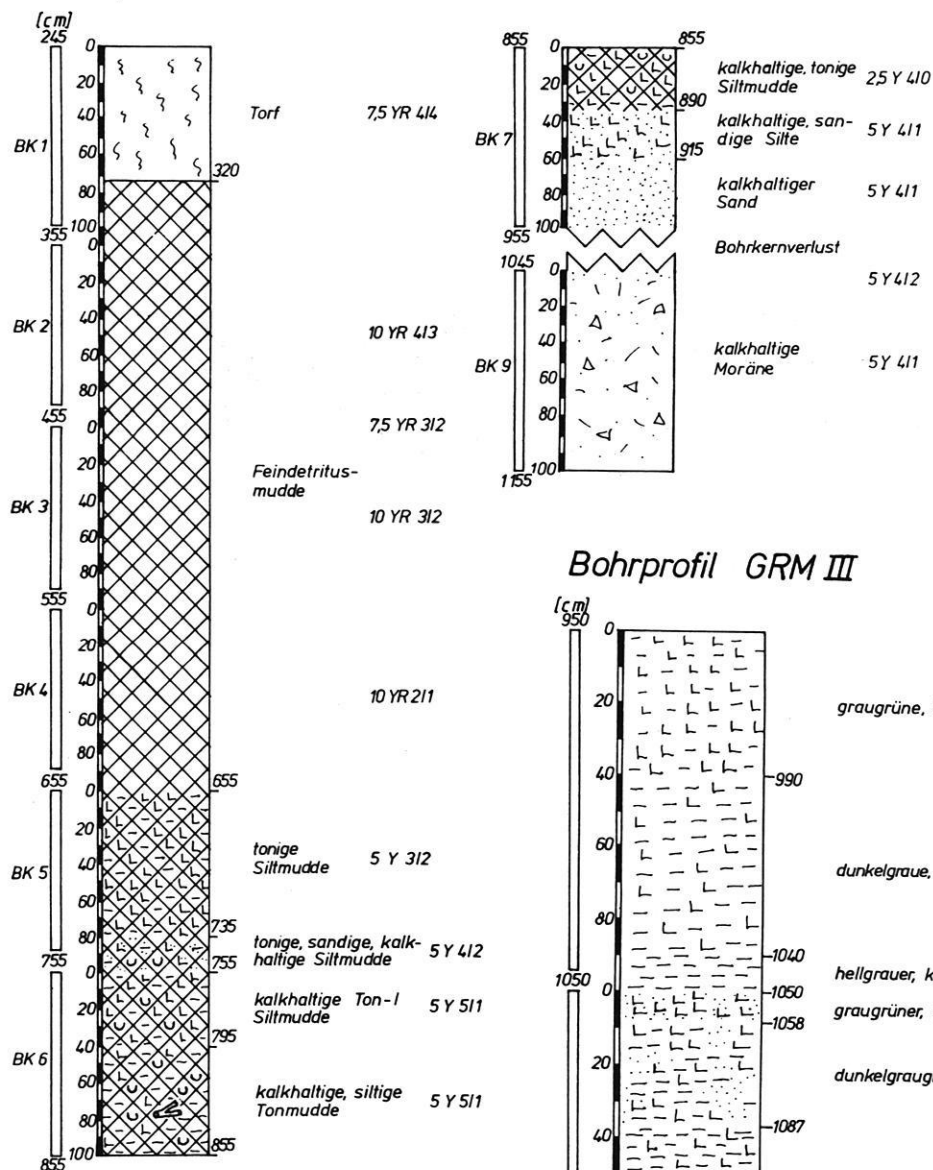


Abb. 40: Bohrprofile der Bohrungen Großes Moor 2 und 3 (GRM-2 und -3).

In der Bohrung LUB 1 (Nr. 120 in Abb. 8; Abb. 42) wurden an der Basis teilweise rhythmisch geschichtete Sande und Silte angetroffen, die tiefer als 710 cm unter der Oberfläche liegen. Darüber liegen bis 655 cm Seesande. Damit wird die minerogene, feinklastische Sedimentserie abgeschlossen, und es folgen 115 cm mächtige Silt-/Tonmudden bis ca. 500 cm. Die Serie wird nach oben hin von einer Feindetritusmudde und ca. 170 cm mächtigen Torfen, die teilweise abgebaut worden sind, abgeschlossen.

Ob knapp unter 600 cm noch die allerödzeitliche Pollenzone II (n. FIRBAS) angenommen werden kann, erscheint wegen der Auswertung von nur zwei Pollenspektren fraglich. An anderer Stelle wird darauf näher einzugehen sein.

Eine 14-C-Datierung zwischen 473 cm und 480 cm an organogenem Material ergab ein Alter von 8.410 ± 65 Jahren b.p. Die datierte Probe liegt bereits in dem abnehmenden Teil der *Corylus*-Kurve. Da ein jüngerer Alter nicht ausgeschlossen werden kann, ist also eine Bestätigung der palynologischen Einstufung hier erzielt worden.

Wie schon zuvor am Beispiel des Großen Moores gezeigt, kann auch für die Depression des Ludwigsburger Moores eine glazilakustrine Phase als gesichert angesehen werden, die sich durch die geschichteten Silte und Sande an der Basis der Bohrung diesem zunächst "kalten" See sich wenig organisches Material enthaltendes Sediment abzulagern, und es kam zur Bildung einer Silt-/Tonmudde, die bis in den präborealen Zeitabschnitt hinein

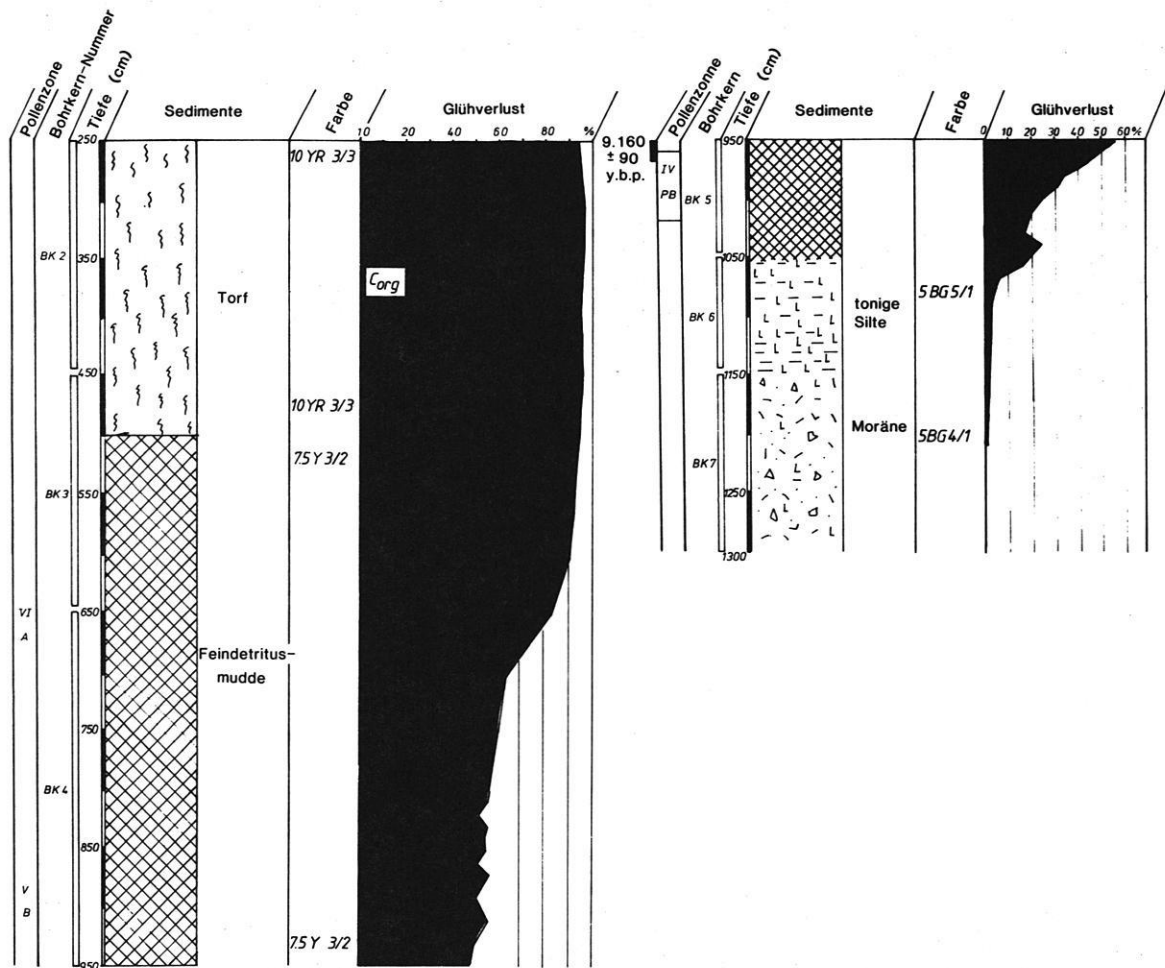


Abb. 41: Bohrprofil der Bohrung Großes Moor 34 (GRM-34).

andauerte. Erst langsam, am Ende des Präboreals, stieg der Anteil an organischer Substanz auf über 10 %, um dann im folgenden Boreal sprunghaft auf über 70 % anzusteigen. Da die oberen Meter aufgrund der hier verfolgten Fragestellung nicht weiter analysiert wurden, kann nicht sicher gesagt werden, wann die limnische Phase endete und ein Torfwachstum begann. Sicher ist nur, daß am Beginn des Atlantikums noch ein See hier bestanden haben muß.

6.4.2 Der Schwansener See und die Schönhagener Ostsee-Kliffzone (WH 4₃-Randlage)

Die Schönhagener Ostsee-Kliffzone erstreckt sich südlich der Schleimündung zwischen dem Ort Nordhagen – zur Ortschaft Schönhagen gehörig – und der landwärtigen Ausbuchtung der Depression des Schwansener Sees. Sie weist eine Nord-Süd-Er Streckung von 1,6 km und eine maximale Höhe von 18 m über dem Ostseespiegel auf. Durch das Steilufer werden zwei breite parallel zueinander verlaufende Moränenwälle in einem Winkel von $\pm 90^\circ$ angeschnitten. Damit gibt dieser bedingt durch die zumeist winterliche Abtragung an der aktuellen Kliffkante Jahr für Jahr neu entstehende Aufschluß einen Einblick in den inneren Aufbau dieser quer angeschnittenen Endmoränen. Verfolgt man von Süden kommend die Kliffoberkante, so steigt diese auf

den ersten 500 m sehr rasch von 2,5 m N.N. (Strandwallhöhe in der Niederung des Schwansener Sees) auf knapp über 18 m N.N. an, um dann auf den folgenden 500 m die Höhe von 14 - 16 m N.N. zu halten. Auf dem nördlichen, 600 m langen Abschnitt fällt dann die Geländeoberfläche wieder kontinuierlich ab und erreicht 2,5 m N.N. am südlichen Ortsrand von Schönhagen. Der Verlauf der Küstenlinie ist im Bereich der Kliffzone ca. 250 m bis 300 m seewärts verschoben und wird nördlich (bei Schönhagen) und südlich (am Schwansener Strandsee) von jungen Strandwallbildungen aufgebaut (Abb. 48).

Die Kliffzone wird ausschließlich aus Geschiebemergel und -lehm und sandigen bis siltigen Schmelzwasserabsätzen aufgebaut. Die glazigenen Sedimente sind in der 1,6 km langen Profilwand durch zwei deutlich von einander zu unterscheidende Geschiebemergel vertreten (Abb. 44). Die untere Einheit besitzt eine blaugraue Farbe und ist tonig-lehmig.

2000 - 63 μm ==> 58,3 % (61,0 %)
 63 - 2 μm ==> 23,5 % (21,7 %)
 < 2 μm ==> 18,2 % (17,3 %).

Zwei weitere Analysen ergaben (GROßMANN 1983, unpub.) für die blaugraue Liegendmoräne :

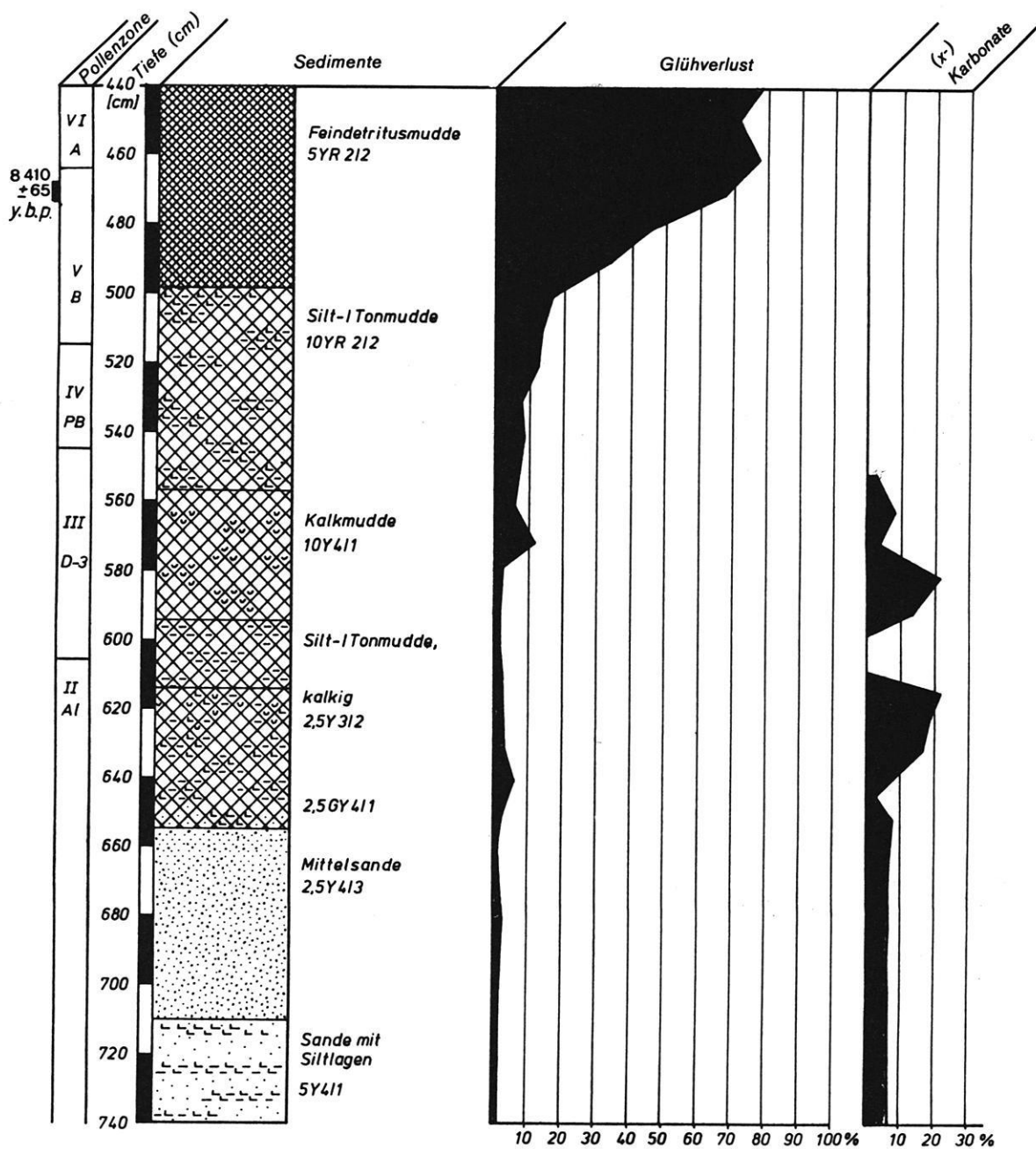


Abb. 42: Bohrprofil der Bohrung Ludwigsburger Moor (LUB-1; Nr. 120 in Abb. 8).

> 2,0 mm	==>	7,1 %; 6,9 % (0,5 %)
2,0 - 0,2 mm	==>	20,0 %; 21,1 % (15,3 %)
0,2 - 0,02 mm	==>	36,6 %; 33,2 % (58,8 %)
0,02 - 0,002 mm	==>	20,2 %; 21,9 % (14,1 %)
< 0,002 mm	==>	16,1 %; 16,9 % (11,3 %)

Die Zahlen in Klammern beziehen sich auf die Korngrößenzusammensetzung der Matrix der hangenden, braunen Moräne. Nach den vorgestellten Korngrößenergebnissen ist der Unterschied in der Matrix nur gering, allenfalls in einem wenig höhe-

ren Silt-/Tonanteil der blaugrauen Liegendmoräne zu sehen, die außerdem dadurch weniger sandig erscheint. In der blaugrauen, unverwitterten Liegendmoräne konnte ein durchschnittlicher Kalkgehalt zwischen 24,2 % und 25,4 %, in der braunen, unverwitterten Hangendmoräne zwischen 14,2 % und 15,6 % festgestellt werden. Die braune Hangendmoräne ist in ihrem oberen Teil, die blaugraue Liegendmoräne fleckenweise in ihrem oberen Teil weitgehend kalkfrei. Die Fußzone des Kliffs, das heute noch ständig, besonders im

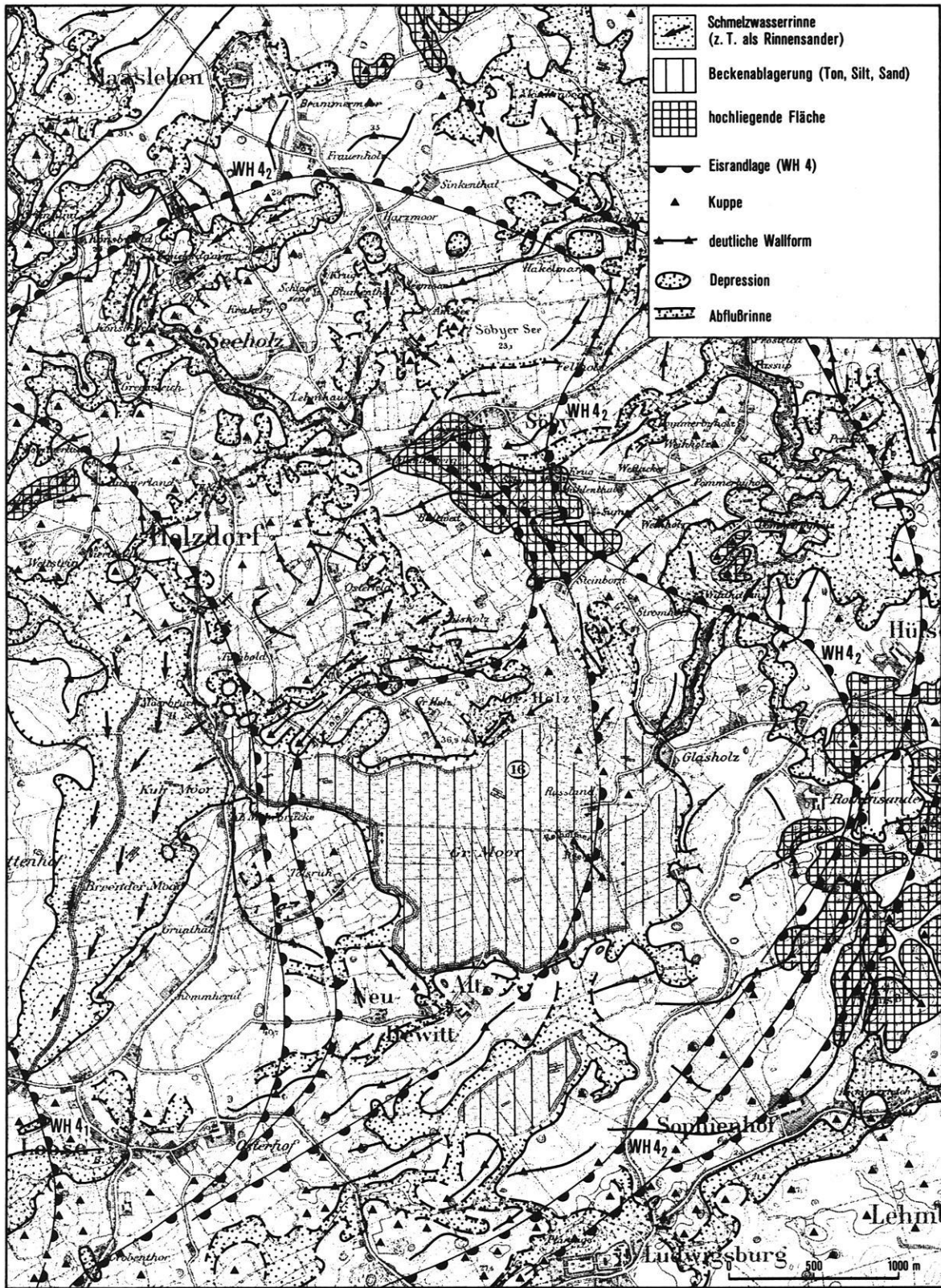


Abb. 43: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Teilarbeitsgebiet Söby, Großes Moor und Ludwigwig.

Winter bei weitflächig auftretender Eisschollendrift, einer starken landwärtigen Rückverlegung unterliegt, ist unterschiedlich stark mit einer Versturz- und Fließmasse verdeckt, so daß nur selten – besonders im Frühjahr nach dem Weichen der Eismassen und den zumeist aus Osten kommenden Herbst- und Winterstürmen (Seiche-Erscheinungen) – die Fußzone freiliegt. Die blaugraue Liegendmoräne taucht etwa bei km 0,070 (von Süden nach Norden zählend) über dem Strand auf, steigt dann im mittleren Teil des Steilufers bis auf 15 m an und dünnt im Norden bei km 1,1 nach GROBMANN (1983), bei km 1,55 nach neueren Kliffbegehungen aus (Abb. 44). Die obere, gelb bis rotbraune Hangendmoräne ist auf der gesamten Länge der Kliffzone im Topbereich mit Mächtigkeiten zwischen 1 m und 5 m im Mittelabschnitt und 2 m bis 10 m im Nordabschnitt zu verfolgen.

Hinsichtlich der Geschiebeführung der beiden Moränen konnte GROBMANN (1983, unpub.) Unterschiede bei der Trennung in vier verschiedene Gesteinsklassen nachweisen.

So konnte er für die blaugraue Liegendmoräne und die braune Hangendmoräne (Werte in Klammern) an 3 (10) verschiedenen Entnahmepunkten folgende Werte ermitteln:

Flint	= > 15 % und 31 % (32 % - 56 %)
Kristallin	= > 39 % und 53 % (26 % - 53 %)
Kalk	= > 16 % und 22 % (0 % - 32 %)

Als vierte Kategorie wurden Sonstige ausgeschieden. Ein Unterschied ist also allenfalls in der Kategorie der Flinte und Kalke zu sehen.

WÜNNEMANN (unveröff.) konnte in 3 Proben aus der braunen Hangendmoräne und 3 Proben aus der blaugrauen Liegendmoräne im Rahmen von Feinkiesanalysen (4 - 6,3 mm) einen ähnlichen Trend feststellen. Er zählte pro Probe durchschnittlich 450 Feinkiese und kam in 10 bestimmten Klassen zu folgendem Ergebnis (in Klammern die drei Proben der braunen Hangendmoräne):

Quarz:	2,0 % (1,7 %)
	1,6 % (2,4 %)
	1,1 % (1,7 %)
Kristallin:	55,0 % (56,1 %)
	51,4 % (50,3 %)
	51,5 % (51,3 %)
Flint:	12,1 % (17,9 %)
	13,0 % (17,9 %)
	17,9 % (19,8 %)
Sandstein:	24,4 % (20,2 %)
	28,3 % (21,4 %)
	21,4 % (19,3 %)

Ton-/Schluffstein:	6,5 % (5,7 %)
	5,7 % (7,9 %)
	8,0 % (7,9 %)
Kreidekalke:	12,1 % (20,5 %)
	20,2 % (17,6 %)
	19,5 % (20,7 %)
Paläoz. Kalke:	33,6 % (32,5 %)
	34,8 % (37,6 %)
	35,5 % (42,2 %)
Rote paläoz. Kalke:	2,6 % (1,1 %)
	1,2 % (2,8 %)
	1,9 % (1,4 %)
Dolomit:	3,3 % (2,3 %)
	3,2 % (1,7 %)
	2,7 % (2,0 %)
Sonstige:	1,0 % (0,9 %)
	1,2 % (1,4 %)
	1,1 % (0,8 %)

Man kann aus diesem direkten Zahlenvergleich entnehmen, daß bestenfalls bei den Flinten ein geringfügiger Unterschied besteht. Hinsichtlich der Ton- und Schluffsteine wird deutlich, daß die jeweils in den oberen Partien der Moränen entnommenen Proben deutlich niedrigere Werte aufweisen als die Proben der Liegendserien derselben Moräne. Eine ähnliche Tendenz, wenn auch in abgeschwächter Form, läßt sich bei den Kreidekalken und paläozoischen Kalken feststellen. Dies läßt auf eine gewisse Intensität an Verwitterung schließen, der die Moränenoberflächen unterlagen. Dies trifft auch auf den oberen, fleckenweise entkalkten Teil der blaugrauen Liegendmoräne zu.

Auffallend sind schon beim Abflauen des Kliffprofils die mitunter recht großen z.T. gut gerundeten Erratika, die in der braunen Hangendmoräne regellos verteilt schwimmen. Dies ist neben der Farbe einer der Hauptunterschiede zwischen beiden Moränen.

Zwischen den Moränen sind an vielen Stellen des mittleren Profilabschnitts bis zu mehrere Meter mächtige Schmelzwasserabsätze eingestaucht worden. Sie bestehen überwiegend aus hellen Sanden unter Einschaltung von Kies-, Silt- und dünnen Tonlagen. Ein solcher Schichtenverband liegt im Bereich der blaugrauen Moräne und ist teilweise mit dieser verfaltet. Dabei ist nicht eindeutig festzustellen, ob diese Sedimente die Basis der Liegendmoräne bilden oder in diese eingelagert sind. Weitere glazifluviale Serien bilden streckenweise die Schichtgrenze zwischen brauner und blaugrauer Moräne, wobei diese Sedimente nur in einem beobachteten Fall eine größere Faltenstruktur aufweisen und sonst meist ungestört lagern. Selten

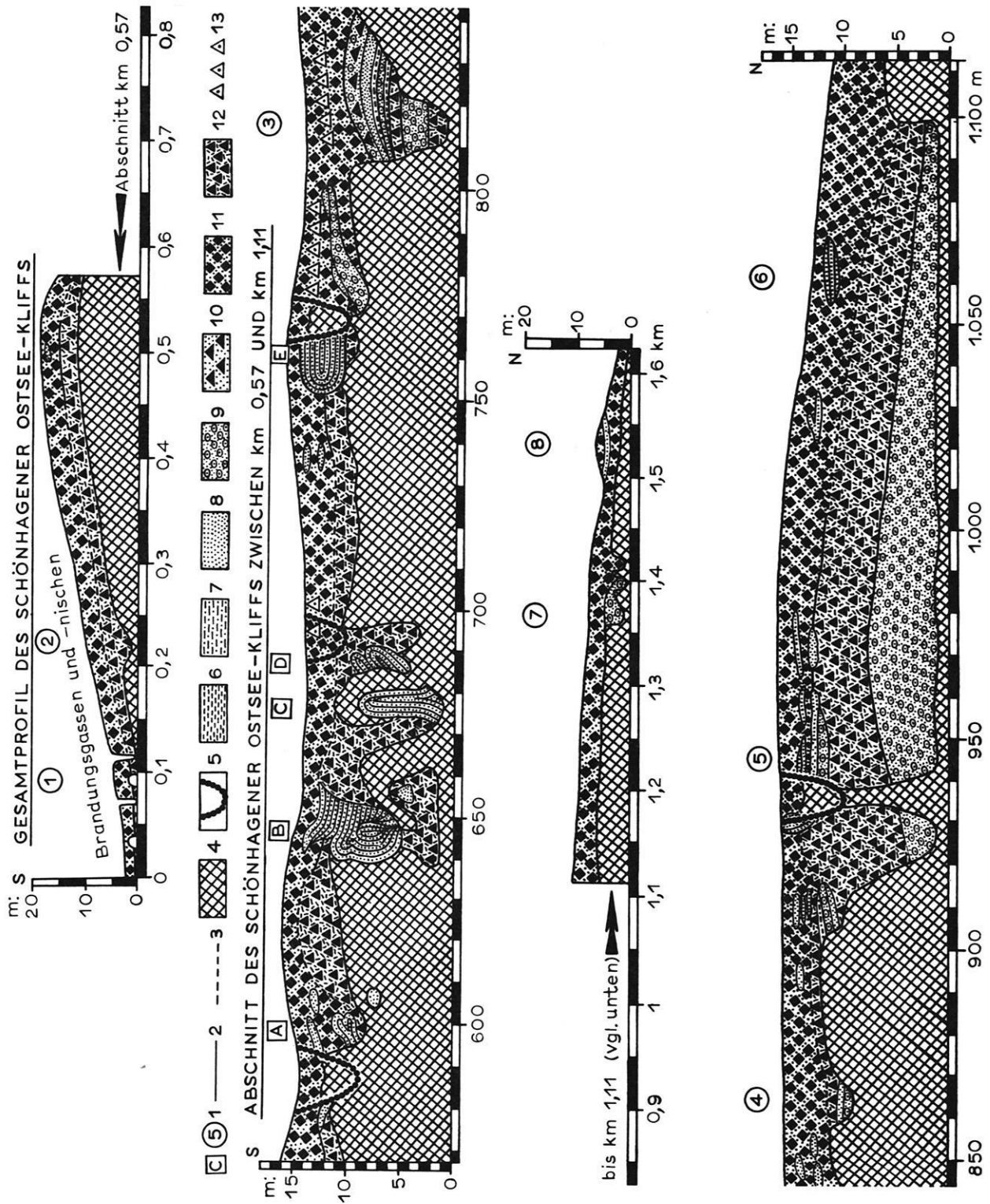


Abb. 44: Gesamtprofil des Schönhagener Ostseekliffs (n. M. GROßMANN 1983); Zeichnung verändert von KAISER 1987.

Legende:

- 1: Profilnummern (vgl. Text und Abb.45), 2: Schichtgrenze, 3: vermutete Schichtgrenze, 4: Versturz, 5: Quelltobel, 6: Ton, 7: Silt, 8: Sand, 9: Kies, 10: eingelagerter Geschiebelehm, 11: braune Hangendmoräne, 12: blaugraue Liegendmoräne, 13: Geschiebepflaster.

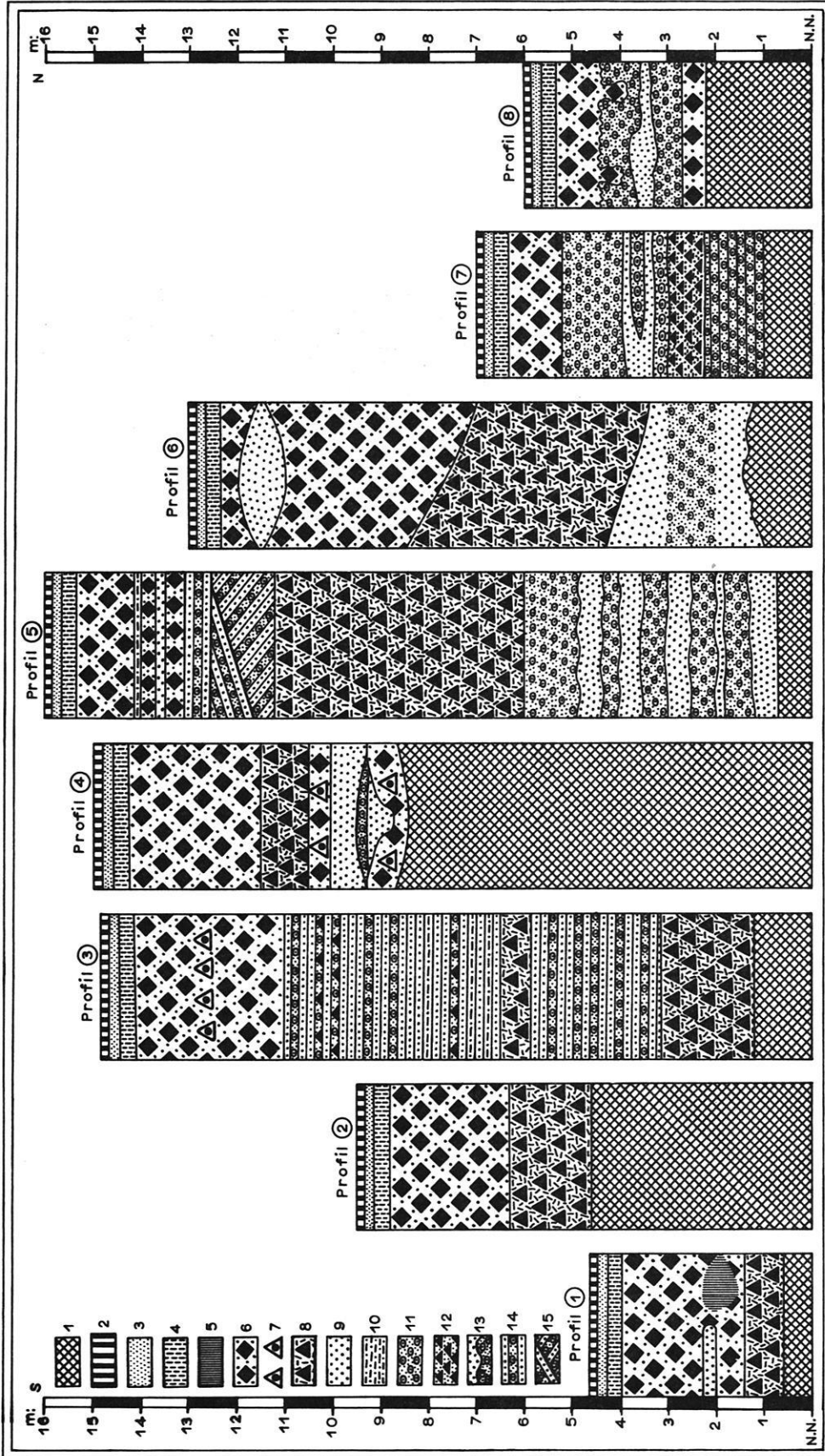


Abb. 45: Säulenprofilarstellung ausgewählter Profile der Kliffwand von Schönhagen (n. M. GROßMANN 1983); Zeichnung K. KAISER 1987.

Legende:

- 1: Versturz, 2: Ah-Horizont, 3: E-Horizont, 4: Bt-Horizont, 5: vergrusste Geschiebe, 6: braune Hangendmoräne, 7: Geschiebepflaster, 8: blaugraue Liegendmoräne, 9: Sand, 10: lehmiger Sand, 11: kiesiger Sand, 12: Geschiebesand, 13: unregelmäßige Schichtung in Sanden und Kiesen, 14: Horizontalschichtung in Sanden und Kiesen, 15: diskordante Wechsellagerung.

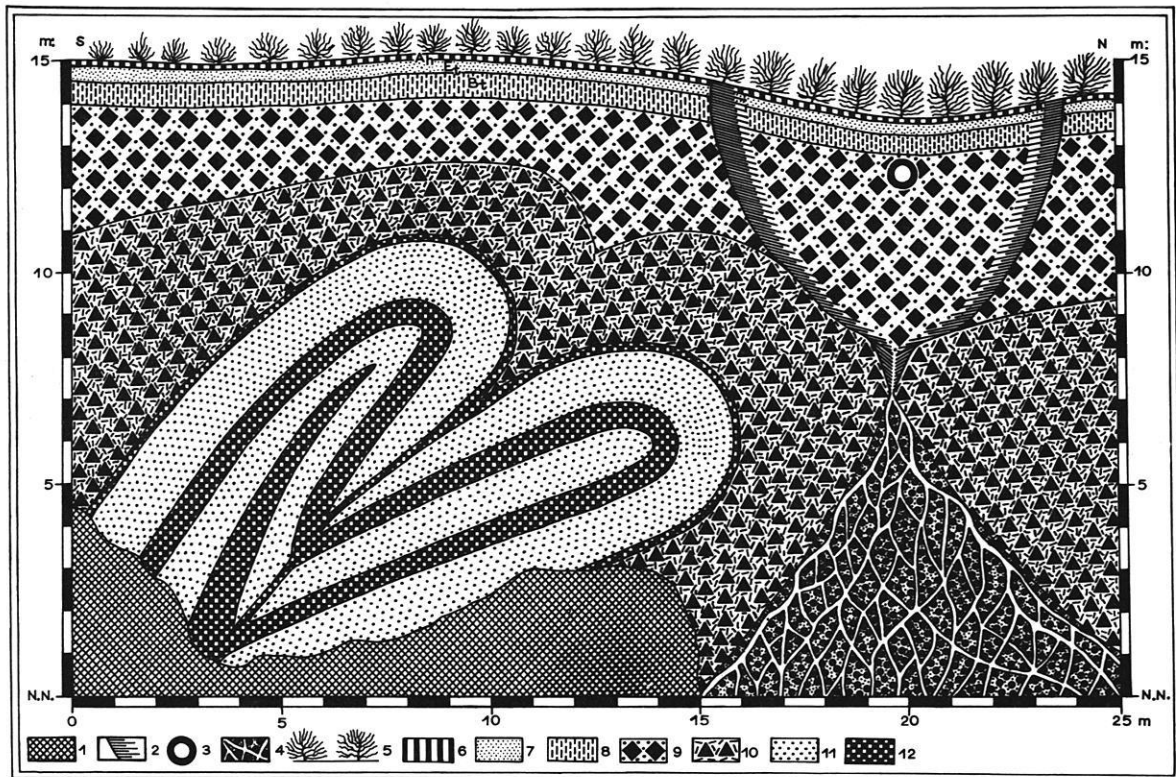


Abb. 46: Profil 4 b des Kliffprofils Schönhagen (n. M. GROßMANN 1983); Zeichnung: verändert nach K. KAISER.

Legende:

- 1: Versturz, 2: Auskolkung (Tobel), 3: Drainage-Rohr, 4: Schwemmkegel, 5: Vegetation, 6: Ah-Horizont, 7: E-Horizont, 8: Bt-Horizont, 9: braune Hangendmoräne, 10: blaugraue Liegendmoräne, 11: Sand, 12: hydroxidische Eisenaussetzungen.

waren innerhalb der braunen Hangendmoräne Schmelzwasser-sedimente zu beobachten.

Erste Stauchungen konnten neuerdings schon bei km 1,45 beobachtet werden.

CARLÉ (1938) untersuchte die glazialtektonische Beanspruchung der hier zutage tretenden "Stauchendmoränen" hinsichtlich ihrer Streichrichtung der einzelnen Störungen. Die mittlere Streichrichtung der Störungen von 100° entspricht recht gut der aus der Höhenschichtenkarte zu erkennenden Streichrichtung des auf das Kliff zulaufenden Höhenrückens. CARLÉ erkennt ferner, daß die größten Stauchfalten auch unter dem höchsten Kliffabschnitt liegen, jedoch kommt er zu dem Schluß, daß bei seinen vier untersuchten Aufschlüssen keine Abhängigkeit zwischen Vorstoßrichtung des Eises und der Vergenz der Falten besteht. Er nennt lediglich die Nordnordost-Richtung als Eisvorstoßrichtung.

GRIPP (1954) nennt zum inneren Aufbau des Schönhagener Moränenzuges 4 bis 5 steile Faltenverwerfungen im Nordflügel und eine mächtige, anscheinend ungegliederte Masse von Ge-

schiebemergel im Süden. Aus den ihm vorliegenden Geländebe-funden folgert GRIPP, daß es sich bei dem Höhenzug nicht um eine Stirnmoräne, wie noch von CARLÉ (1938) angenommen, sondern um eine doppelte Randmoräne, möglicherweise um eine Stielmoräne, handelt.

KÖSTER (1959) kam bei der Untersuchung zur Glazialtektonik der Schönhagener Kliffzone zu dem Ergebnis, daß der ca. 1100 m lange Nordabschnitt, der in südlicher Richtung allmählich ansteigt, in seinem nördlichsten Teil aus einem einzigen Geschiebemergel besteht, der weiter südlich von einem Sand-Kies-Komplex unterlagert wird. Ein weiteres Stück südlich, kurz vor dem Mittelabschnitt, baut sich das Kliff aus zwei Geschiebemergeln und zwei Sand-Kies-Schüttungen auf. KÖSTER (1959) kann noch keinen eindeutigen Zusammenhang zwischen den einzelnen Schichten herstellen. Sie lagern teils horizontal, teils schwach nach Norden einfallend.

Weiterhin erkennt er, daß in seinem 750 m langen Südabschnitt das Kliff aus einem im wesentlichen der Neigung der Kliffober-

kante folgenden, schwach nach Süden einfallenden Geschiebemergel mit einer Sandeinschaltung im Nordteil des Südschnitts besteht.

Der ca. 150 m lange Mittelabschnitt zeigt starke glazialtektonische Störungen. Als Beispiel sei auf Abb. 46 verwiesen. Der Geschiebemergel wird von mächtigen Schmelzwassersanden unterlagert, in denen die starken Stauchungserscheinungen sichtbar werden. Er beschreibt drei schuppenartige Sandauftragungen mit unterschiedlicher Vergenz der Faltung und unterschiedlichem Einfallen der Schichten. Die nördliche Schuppe weist dabei eine Nordvergenz, die mittlere Schuppe eine Südvergenz und die südliche Schuppe unterschiedliche Ausrichtungen mit Dominanz einer Nordvergenz auf. KÖSTER (1959: 326) faßt dabei zusammen:

"Das Profil zeigt nicht zwei voll ausgebildete Schuppenzonen mit nach außen einfallenden Schichten und Überschiebungsflächen, sondern die Vergitterung zweier Stauchungsrichtungen, so daß eine kompliziert zusammengesetzte Schuppenzone entstand. Dieser Strukturtyp beherrscht den gesamten stark gestauchten Bereich und nicht nur die Grenzzone zwischen zwei Störungsgebieten" (KÖSTER 1959: 326).

PRANGE (1979) unterscheidet zwei Geschiebemergel:

- Der untere Geschiebemergel besitzt eine blaugraue Farbe, ist stärker tonig und enthält Einschaltungen von sandigen Lagen oder Sandschichten. PRANGE deutet ihn als Untermoräne, die verschiedentlich Sediment vom Untergrund mitschleifte.

- Der obere Geschiebemergel weist nur stellenweise eine scharfe Untergrenze auf, liegt fast vollständig im Bereich der braunen Verwitterungszone und ist weniger tonhaltig.

Nur an einer Stelle konnte PRANGE in einer Mulde Schmelzwasserablagerungen feststellen, die auf eine eisfreie Zeit zwischen der Ablagerung der beiden Moränen hindeuten.

Im Rahmen seiner gefügekundlichen Untersuchungen kommt PRANGE zu dem Schluß, daß man bei km 0,320 (von Süden ausgehend) die Kliffzone in zwei Teile gliedern kann. Im Südteil ermittelt er über Schichtflächenmessungen eine Faltenachse in WSW-ENE-Richtung und eine Gletschervorstoßrichtung aus SSE. Im Nordteil zeigen die teilweise sogar liegenden Falten, die sich durch Schmelzwassersande und Beckenablagerungen deutlich erkennen lassen, eine Südvergenz. Die Messungen der Schichtflächenpole an 10 großen Falten im Nordabschnitt zeigen eine einheitliche Faltenachse in WNW-ESE-Richtung, woraus eine Eisdruckrichtung aus NNE abzuleiten ist. Im Übergangsbereich zwischen Süd- und Nordteil des Kliffs gehen die Streichrichtungen der Faltenachsen ineinander über.

Abschließend kommt PRANGE (1979) zu folgenden Schlußfolgerungen:

- Die Ansicht von GRIPP (1954), daß in Schönhagen eine angeschnittene Moränengabel vorliegt, wird bestätigt. Die heutige

Morphologie entstand jedoch nicht ausschließlich durch die Faltung, sondern durch anschließendes Überfahren und Kappen der Stauchmoräne durch das Eis mit anschließender Überlagerung einer Grundmoränendecke. Durch die geringe Mächtigkeit des überfahrenden Eises blieben die Höhenrücken weitgehend erhalten.

- Die Naht der Eisloben lag nicht, wie von KÖSTER (1959) angenommen, an der höchsten Stelle des Kliffs, sondern viel weiter im Süden. PRANGE bezeichnet den gesamten Bereich mit den großen Falten als einheitlich aufgebaut und nimmt an, daß er vor einer Gletscherflanke von NNE her aufgestaucht wurde.

- Im Nordteil des Kliffs ist eine sehr hohe Auffaltung im Gegensatz zu den nur flachen Falten im Südteil vorhanden. Außerdem entspricht den großen Falten eine höhere Moräne im Hinterland, die sich auch am Meeresgrund noch verfolgen läßt, was bei der nur schwach ausgeprägten südlichen Moräne nicht der Fall ist. Die Faltenachse der letzteren deutet sich nur an wenigen Stellen des Moränenwalles an, in erster Linie weiter landeinwärts. PRANGE gibt als Erklärung für diese Unterschiede einen stärkeren Eisdruck von NNE gegenüber dem von SSE an, hält aber auch eine unterschiedliche Faltungsfähigkeit der Sedimente als Ursache für möglich.

Die alljährlichen Kliffbegehungen und die Ergebnisse von GROßMANN (1983, unveröff.) zeigen, daß im Liegenden des Kliffprofils die Basis der weichseleiszeitlichen Sedimente an keiner Stelle aufgeschlossen ist. Es konnten bislang nirgends die für den nördlichen Ostsee-Küstenabschnitt typischen blaugrauen, marinen, molluskenreichen, eemzeitlichen Tone gefunden werden, wie sie erst jüngst auch bei Pottloch nur wenige Kilometer nördlich der Schleimündung festgestellt wurden. Auf weiten Strecken steht in Strandhöhe blaugrauer Geschiebemergel an. An mehreren Stellen sind im Liegenden dieser Moräne Schmelzwassersedimente aufgeschlossen. Diese bestehen aus gut geschichteten Feinsedimenten, z.T. auch aus größeren Schottern (Profile 8 und 9 in Abb. 45). Bei letzteren dürfte es sich um die Vorstoßschotterserien handeln, die dem der blaugrauen Grundmoräne zuzuordnenden Eisvorstoß angehören. Bei den die Stauchfalten der Profile 4a (ohne Abb.) und 4b (Abb. 46) aufbauenden Schmelzwassersedimenten handelt es sich möglicherweise um vor der blaugrauen Moräne abgelagerte Beckensedimente.

Die blaugraue Moräne ist die Grundmoräne des ältesten bei Schönhagen erkennbaren Eisvorstoßes. Charakteristisch sind für diesen Geschiebemergel neben der blaugrauen Farbe ein erhöhter Tonanteil, das weitgehende Fehlen einer Schichtung und ein hoher Kristallinanteil und vergleichsweise geringer Flinanteil bei relativ geringer Geschiebegröße. Diese blaugraue Moräne zeigt stellenweise eine innere Differenzierung. So konnte anlässlich neuerer Profilaufnahmen fleckenweise Anteile mit einem dominanten Auftreten von paläozoischen Kalken (Orthocerenkalk) gefunden werden. An einigen Stellen sind Schmelzwassersedimente eingelagert (vgl. Profile 3, 6 und 7).

Es ist zu vermuten, daß der lehmig-tonige Charakter der Matrix der blaugrauen Moräne sich aus den weiter östlich – im heutigen Ostseebecken – gelegenen, feinklastischen Beckenabsätzen des marinen Eem herleiten läßt.

Es kommen dabei auch Eisstaubeckenablagerungen eines großen Eisstausees in Betracht, der einseitig im Westen vom höheren Festland des eem- und früh-/mittelweichseiszeitlichen Schleswig-Holsteins, nach Osten hin durch die heranrückende Haupteisfront bzw. durch einen älteren Eisvorstoß der neuerlich z.B. in Polen immer wieder diskutiert wird, aufgestaut wurde.

Die Mächtigkeit der blaugrauen Moräne ist im Zentralbereich des Steilufers am größten und nimmt nach Norden und Süden ab, um in den äußersten Bereichen jeweils unter das Strandniveau abzutauchen. Die Ursache für diese Höhenunterschiede dürfte im wesentlichen in der glazialtektonischen Aufschuppung durch den nachfolgenden Eisvorstoß liegen. Der Bereich mit der größten Mächtigkeit der blaugrauen Liegendmoräne und den größten Höhen des Steilufers weist in der Liegendmoräne starke Stauchungserscheinungen auf, in die auch die im Fußbereich des Steilufers anstehenden Schmelzwassersedimente mit einbezogen sind.

Auf der blaugrauen Moräne sind an wenigen Stellen Schmelzwassersedimente abgelagert worden. Diese meist aus Sanden, Silten und auch Tonen bestehenden Sedimente wurden teilweise ebenfalls glazialtektonisch beansprucht.

Im oberen Teil des gesamten Kliffprofils steht braunes Moränenmaterial an, dessen Mächtigkeit etwa zwischen 1 m (über den großen Stauchfalten) und mindestens 6 m (im Nordteil) schwankt. Die Untergrenze ist an wenigen Stellen durch ein Geschiebepflaster gekennzeichnet. Der liegende, braune, entkalkte Geschiebelehm ist noch als verwitterter Rest der liegenden blaugrauen Moräne zu rechnen. Ansonsten ist i.a. keine deutliche Schichtgrenze zwischen beiden Moränen zu beobachten.

Die Hangendmoräne zeigt einen im Vergleich nur wenig geringeren Tongehalt. Zusammensetzung, Größe und Häufigkeit der Geschiebe sind weniger einheitlich als in der Liegendmoräne, doch sind die Geschiebe hier allgemein größer und weisen einen höheren Flintanteil auf. Die braune Hangendmoräne ist teilweise geschichtet; stellenweise sind geringmächtige Schmelzwassersedimente und auch Bänder größerer Geschiebe in ungestörter Lagerung zu finden.

Auch bei unseren Untersuchungen konnte wie bei KÖSTER (1959) und PRANGE (1979) keine dritte Moräne gefunden werden.

Für die Ablagerung der durch das Kliff aufgeschlossenen Sedimente sind also zwei verschiedene Eisvorstöße verantwortlich. Der ältere dieser Vorstöße ging offenbar weit in das Hinterland

hinein und gehört – wie die Untersuchungen der westlichen Teilarbeitsgebiete zeigten – möglicherweise dem Maximalvorstoß an, während der zweite Vorstoß in diesem Gebiet nur eine geringmächtige, braune Moräne (i.S. einer Grundmoräne) abgelagerte, wobei es fraglich bleibt, wieweit sich dieser II. Vorstoß im Hinterland verfolgen läßt.

Eine dritte Eisüberfahung mit direkten Hinterlassenschaften des Eises, selbst an den flachen nördlichen und südlichen Randzonen, muß für den Bereich der Kliffzone derzeit ausgeschlossen werden. Es wird weiter unten zu zeigen sein, daß jedoch großräumig betrachtet im Bereich der Schwansener Eiszunge und der Außenschlei durchaus aktives Gletschereis und später dann noch recht lange stagnierendes Eis gelegen haben kann. Auf weitere stratigraphische Zusammenhänge wird weiter unten eingegangen (s. 100 ff.).

Die Vergenz der Stauchfalten ist in zwei Fällen (bei km 0,600 und km 0,688) nach Norden gerichtet, eine Falte (bei km 0,76) ist südvergent, eine Falte (bei km 0,675) steht senkrecht, und bei km 0,645 sind die Verhältnisse nicht eindeutig. Es ist aber davon auszugehen, daß eine Stauchung von Nordosten und gleichzeitig eine schwächer wirksame Stauchung von Südosten kam. Die Stauchung der überwiegenden Anzahl an Falten fand zum Zeitpunkt der Eisüberfahung, der die braune Hangendmoräne abgelagerte, statt.

In der näheren Umgebung des Schwansener Sees konnten mehrere Bohrungen Auskunft über die Verbreitung der Moränendecke und die Tiefe der Vermoorungen bzw. Anmoorbildungen geben. Die Bohrungen 212 - 215 wurden von BENNER (1986, unveröff.) im Hangbereich der nach Süden leicht einfallenden, braunen Hangendmoräne durchgeführt. Die Bohrungen 65 - 67 sind Stechrohrbohrungen, die von der schwimmenden Bohrplattform aus in der Seemitte durchgeführt worden sind, und die Bohrung 68 gibt Aufschluß über die Mächtigkeit der Verlandungsbildungen im nordwestlichen Randbereich des Schwansener Sees.

Wie bereits weiter oben angedeutet, ist der Schwansener Strandsee in seiner heutigen Form ein recht junges Gebilde. Es sind vor allem die küstenparallelen Meereströmungen, die den Abbruch, Transport und die Ablagerung grob- bis feinklastischen Materials in der südlichen Verlängerung der Uferlinie des Schönhagener Kliffs nach Süden hin bewirken. Es bildet sich bis heute ein Musterbeispiel einer Haff-Nehrungs-Küste, wobei es sich – bedingt durch das schon weit fortgeschrittene Stadium des Abschlusses vom Meer – um ein Endstadium dieses Küstentyps handelt. Die Einzelkomponenten im Aufbau der mehrfach parallel durch Strandwälle gegliederten Küstenzone nehmen von der Ansatzstelle am Kliff nach Süden hin rapide ab, was als Hinweis darauf zu werten ist, daß das Material der Nehrung weitgehend aus dem Steilufer stammt und durch die küstenparallelen Strömungen dorthin transportiert worden ist. BENNER (1986, unpub.) weist auf der heutigen Nehrung 12

Nehrungshaken aus, die mehr oder weniger deutlich im Gelände auch sichtbar sind. Von Norden nach Süden fällt die braune Hangendmoräne im Verlauf der Nehrung nur schwach ein; die Oberkante der Moräne hat bei der Bohrung 215 noch eine Tiefe von ± 2 m unter Oberfläche.

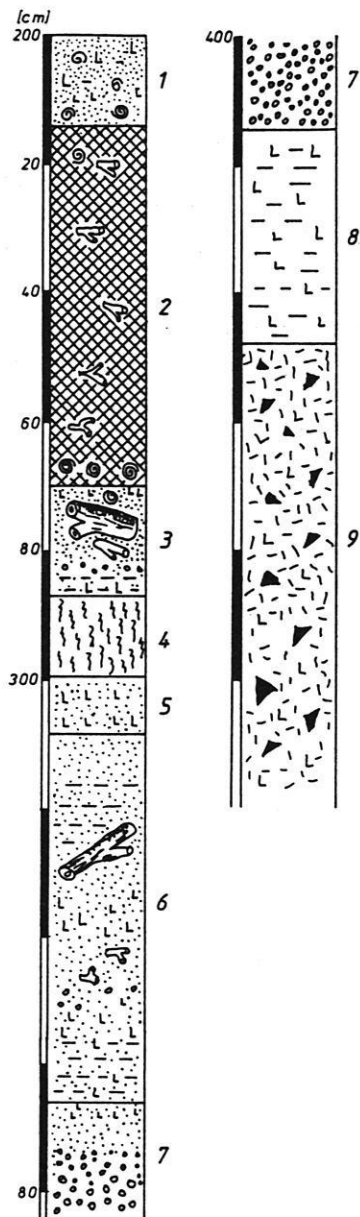


Abb. 47: Bohrprofil der Bohrung Schwansener See (Seemitte), Nr. 67 in Abb. 8.

Schichtenverzeichnis:

- 0 - 200 cm Wasser;
- (1) - 215 cm marine Silte und Sande mit Molluskenresten;
- (2) - 265 cm Grobdetritusmudde mit 73 % verglühbare organischer Substanz;
- (3) - 287 cm Sande und Silte mit Hölzern und Mollusken;
- (4) - 292 cm Torfe;
- (5) - 309 cm Silte;

- (6) - 365 cm Seesande und -silte mit Hölzern und Mollusken;
- (7) - 417 cm Grobsande und Kiese;
- (8) - 448 cm tonig-siltige Sande;
- (9) - 530 cm blaugraue, lehmige Moräne.

Eine Bohrung (SWS = Nr. 68 in Abb. 8) zeigt, daß am Nordwestufer des Schwansener Sees die braune Moräne bis an die Oberfläche ansteht. Verlandungsbildungen jedweder Art können hier nicht festgestellt werden.

Drei Bohrungen (Nr. 65 - 67 in Abb. 8; Abb. 47) bestätigen, daß selbst die limnische Phase im Schwansener See relativ geringmächtig ausgeprägt ist.

Die Sedimentation auf der Moräne (9) in dieser sicher sehr flachen, schüsselförmigen Depression, begann mit Beckensilten und -sanden (8), die z.T. auch tonig sind, wie sie schon in anderen, größeren Depressionen, die mit Toteis erfüllt waren, charakteristisch sind. Das vorhandene Becken – hier wäre als erste Ausgestaltung wohl ein Zungenbecken anzunehmen – füllte sich zunächst mit groben Kiesen (7) und Sanden (6), in die umgelagerte Holzreste eingebettet sind. Über den Sanden (6) folgen 17 cm mächtige sandige Silte (5), die auf ruhigere Sedimentationsverhältnisse hindeuten. Die Verlandung zu einem flachgründigen Bruchwaldniedermoor unter hoher Beteiligung von *Alnus* zeigen die Torfe in Schicht 4 und die Astlagen der darüberliegenden Schicht 3.

Es kam dann erneut zu einer limnischen Phase, die durch die Grobdetritusmudde mit Astlagen und Mollusken vertreten ist. Der Beginn des marinen Einflusses begann dann mit dem Einsetzen der marinen Seesilte und -sande, die von zahlreichen im marinen Milieu lebenden Mollusken (z.B. *Cardium*) durchsetzt sind. Da die Tiefenlage der sicher relativ flachen Schwelle zwischen dem Schwansener See und dem Ostseebecken bisher unbekannt ist, kann anhand der Meeresspiegelanstiegskurve für die südwestliche Ostsee nach H. KLUG (1980) nichts über den Beginn der marinen Phase ausgesagt werden. Nach den vorgelegten Bohrungen in der Seemitte und im nördlichen Randbereich ist allerdings nicht mit einem hohen Übertiefungsbetrag des Beckens zu rechnen, so daß die Schwelle relativ niedrig sein dürfte. Eine endgültige Abschnürung des Schwansener Sees ist im Grunde bis heute noch nicht vollständig erfolgt, da einerseits Sturmfluten allerdings nur selten in der Lage sind, das Ostseewasser über die Nehrung zu treiben und andererseits durch menschliche Eingriffe ein künstlicher Kanal immer offengehalten wird.

Faßt man die Ergebnisse der Bohrungen, der Kartierung und neueren Profilaufnahmen der Schönhagener Kliffzone zusammen (vgl. Abb. 48, obere Karte), so ist im Bereich des Schwansener Sees im Zuge des späten Rückschmelzens des Eises ein Eisrand miteinem Gletschertor bei Karlsburg zu erkennen, das die Schmelzwässer über eine vorgefundene Rinne Richtung Arnis entsandte und dort einem noch in der Schlei

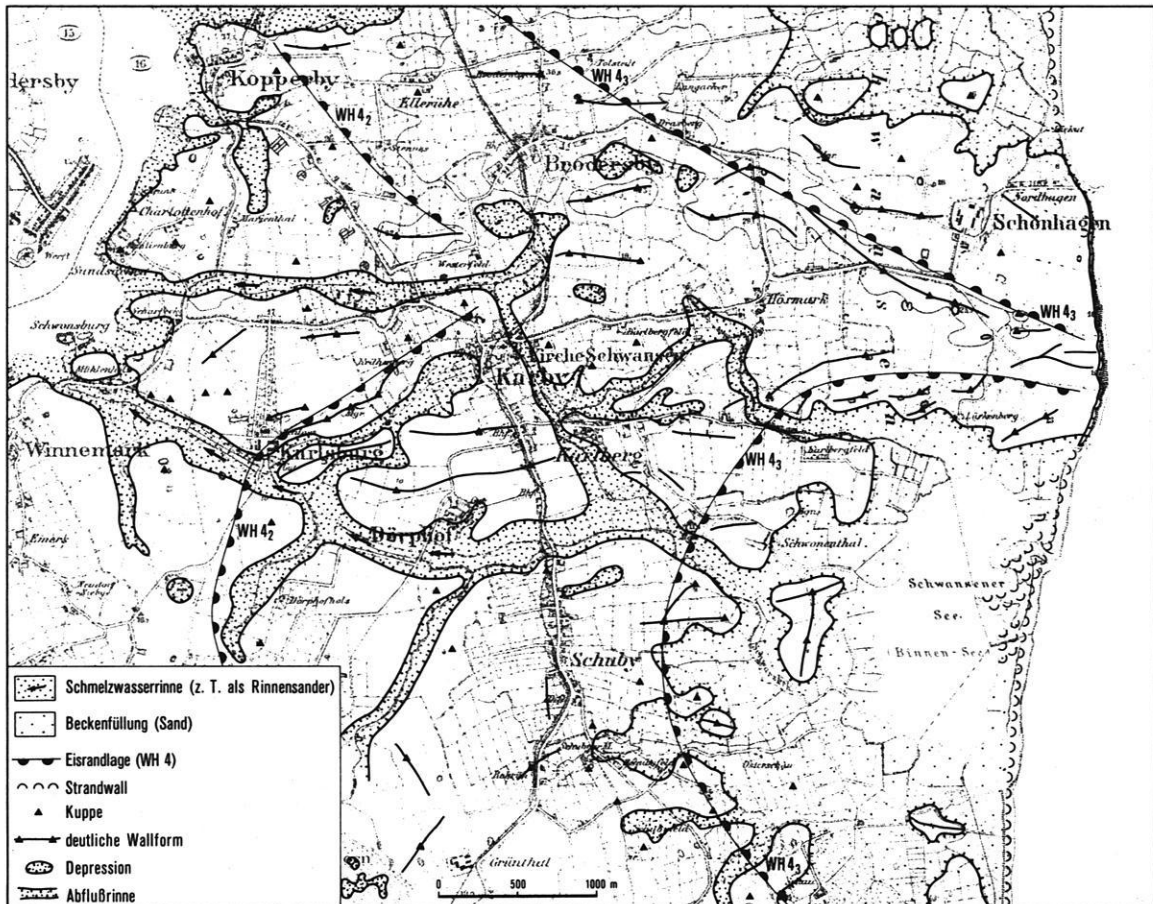


Abb. 48: Eisrandlagen und Eisrandentwässerung im Teilarbeitsgebiet Schwansener See - Arnis (obere Karte) und im Teilarbeitsgebiet Langholzer See - Aas-See (untere Karte).

vorhandenen Stausee zugeführt wurden. Die Existenz dieses Stausees ist deshalb noch zu diesem relativ späten Zeitpunkt anzunehmen, weil ein großer Eislobus innerhalb der westlichen Außenschleiumgrenzung gelegen haben könnte. Stauseeabsätze dieses Sees finden sich noch am nördlichen Stadtrand von Kappeln und bei Grimsberg (südlich Grimmis).

Das stagnierende Eis zerfiel dann bis auf einen größeren Restklotz in der Schwansener See-Depression. Es entstand die Niedertaulandschaft um Schuby und Karby, wobei zwischen Karby, Karlsberg und Höxmark Moränenrücken als Seitenmoränen dieses Schwansener Lobus stehen blieben bzw. durch die subaerisch abfließenden Schmelzwässer erodiert wurden. Ein zweiter sehr lokal begrenzter Eisvorstoß hat dann noch einmal die Schwansener See-Depression als eigenständiger Lobus (Schwansener Lobus) erfüllt; er erreichte allerdings bestenfalls noch die Linie Schuby-Schwonendahl-Krim-Lückeberg und wirkte sich morphologisch kaum noch aus. Der Zeitpunkt der Kerbstauchung der Schönhagener Moränengabel dürfte zum früheren Eisvorstoß (Karlsruher Phase = WH 4₂) im wesentlichen schon erfolgt sein. Eine Moränendecke der späteren Schwansener Phase (= WH 4₃) konnte nirgends gefunden werden. Offen bleibt, wie weit die braune Hangendmoräne, die an wenigen Stellen diskordant über der blaugrauen Moräne liegt (vgl. die Geschiebepflaster zwischen dem braunen Geschiebelehm der Liegendmoräne und dem braunen Geschiebemergel der Hangendmoräne) nach Westen verbreitet ist.

Mit bzw. kurze Zeit nach dem Ausschmelzen des Toteises begann die Sedimentation in dem flachen Becken des Schwansener Sees, wobei man eine limnisch-telmatische Phase von einer hangenden Phase mit marinem Einfluß trennen kann. Wann genau die Grenze zwischen beiden Sedimentationsphasen war, ist nicht weiter untersucht worden, jedoch ist von einer relativ jungen Zeitstellung auszugehen, als der Meeresspiegel schon eine entsprechende Höhe aufwies. Weitere chronostratigraphische Schlüsse werden im Kap. 6.4.5 diskutiert.

6.4.3 Der Küstenstreifen zwischen Aas-See und Langholzer See (WH 4₃)

Das Teilarbeitsgebiet Aas-See - Langholzer See umfaßt den nordwestlichen Küstenstreifen der Eckernförder Bucht zwischen Gut Hohenstein und Flintholm südlich Waabs. Hier wurden sechs Bohrungen in den Depressionen und deren näherer Umgebung durchgeführt.

Die Küste in diesem Bereich zeigt einen flachen Sand- und Kiesstreifen von durchgängig ca. 500 m Breite, der nur unwesentlich über dem heutigen Meeresspiegel liegt (1,2 m N.N.). Zur Landseite hinein folgt dann ein Steilanstieg auf ca. 20 m N.N., der als ein Ruhekluft zu betrachten ist. Erst 1 km südwestlich Lehmbergstrand wird der Sand- und Kiesstreifen sehr schmal, um sich dann vor Lehmbergstrand zu einer keil-

förmigen, sandig-kiesigen Aufschüttung nochmals zu verbreitern. Nordöstlich der Talausmündung am Langholzer See, die ihrerseits durch eine Nehrung von der Ostsee abgetrennt ist (BENNER & KAISER 1987), beginnt der Kliffküstenabschnitt von Waabs. Küstenmorphologisch wird von BENNER & KAISER (1987) der Langholzer See als Zwerg-Rias vom Typ einer "Cala" mit absperrender Nehrung bezeichnet. In der keilförmig in die Eckernförder Bucht vorspringenden Sand- und Kiesaufschüttung sehen sie eine keilförmige Nehrung ("cusate bars"), wie sie besonders von englischen Küsten beschrieben wurden. Der überwiegende Küstenabschnitt ist hier auch wie am Schwansener See und Schönhagener Kliff als Ausgleichsküste zu sehen. Erst in den 30er Jahren entstanden im Rahmen der Kie-sausbeute die heutigen, oft rechteckigen Seen. Die alte preußische Landesaufnahme (1:25.000) von 1877 zeigt noch den ursprünglichen Zustand dieses Gebietes.

Die Bohrung 122 (AAS-1) wenig südwestlich des Campingplatzes am Strand bei Karlsmünde erbrachte nachstehende Schichtenfolge:

- 180 cm (180 cm) Torfe;
- 370 cm (190 cm) Sandmudde, 2,5 Y 3/1, ab 300 cm Feinkiese;
- 515 cm (145 cm) Sande, ab 500 cm Fein-/Grobkieslagen;
- 534 cm (19 cm) sandige Torfe, Holzreste, 10 YR 2/2;
- 542 cm (8 cm) sandige Torfe, Holzreste, 10 YR 2/3;
- 561 cm (19 cm) tonig-sandige Siltmudde, 10 YR 3/2;
- 583 cm (22 cm) Sande;
- 591 cm (8 cm) siltige Tone;
- 658 cm (67 cm) blaugraue Moräne.

Ähnlich wie schon bei den Sedimentationsabfolgen in der Bohrung im Schwansener See folgen auch bei dieser Bohrung auf der Moräne tonig-siltige Beckenabsätze, die nur 8 cm mächtig sind und als Abschmelzprodukte des Toteises aufzufassen sein dürften. Nach einer sandigen Zwischenschicht setzte in dieser Hohlform das Torfwachstum ein, wobei offenbar ein See verlandete, der von einem Bruchwald umgeben war, da sich in dem Torf sehr viele Holzreste von *Alnus* wiederfinden ließen. In den über den Torfen liegenden, 190 cm mächtigen Sanden und Feinkiesen konnten marine Mollusken und deren Bruchstücke gefunden werden, so daß sie als marine Transgressionssedimente einzuordnen sind, die hier mit dem Anstieg des Meeresspiegels in den Erlenbruchwald eindringen. Nach der Abschnürung durch die relativ jungen Nehrungsbildungen kam es dann erneut zu einem Torfwachstum in der abgeriegelten Depression.

Eine pollenanalytische Bearbeitung wurde vorgenommen, jedoch war in der Sandmudde und in den sandigen Torfen der Erhaltungszustand der Pollen bei sehr geringer Pollendichte sehr schlecht. Zwei ausgezählte Pollenspektren bei 520 cm und 540 cm ergaben in den sandigen Torfen ein Waldbild mit ther-

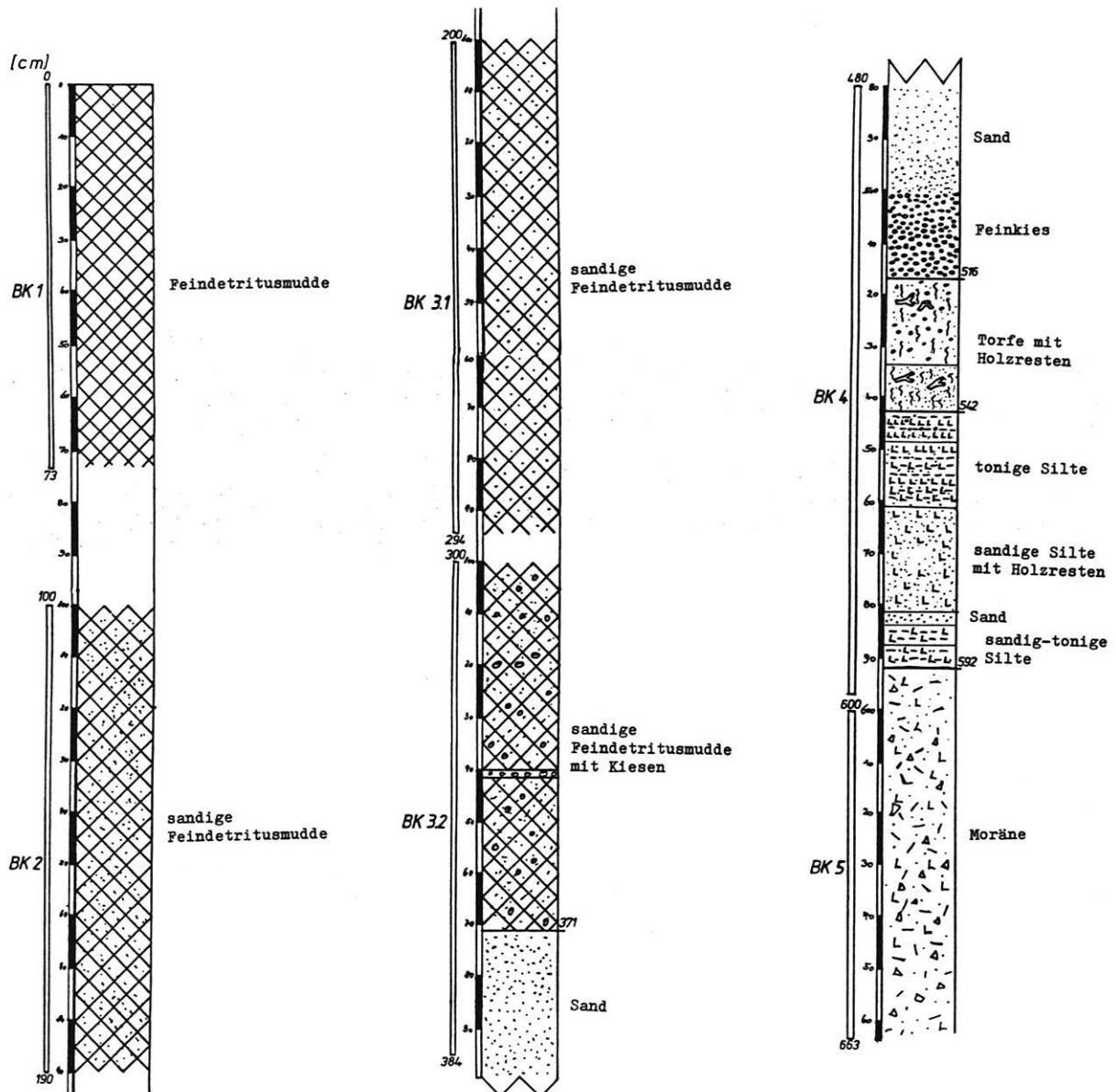


Abb. 49: Bohrprofil der Bohrung Aas-See 2 (AAS-2).

Schichtenverzeichnis:

- 0 - 100 cm (100 cm) Feindetritusmudde;
- 300 cm (200 cm) sandige Feindetritusmudde;
- 371 cm (71 cm) sandige Feindetritusmudde mit Kiesen;
- 516 cm (145 cm) Sande, nach unten in Kiese übergehend;
- 542 cm (26 cm) ± stark zersetzte Torfe mit Holzresten;
- 592 cm (52 cm) graue tonig-sandige Silte;
- 663 cm (71 cm) graubrauner, dann grauer Geschiebemergel.

mophilen Arten eines Eichenmischwaldes mit einem starken Lokaleinschlag an *Alnus*. Danach könnte es sich um Pollenspektren aus dem Atlantikum handeln.

grauen Geschiebemergel, über dem ca. 10 cm mächtige Silte und Tone lagen, die wieder als Toteisausschmelzprodukte gedeutet werden.

Die Bohrung AAS-5 (Nr. 124 in Abb. 8, Abb. 50) in der See- mitte erschloß bei 1075 cm unter dem Seespiegel einen blau-

Bohrungen von RUCK, Eckernförde, nahe der Einfahrt zum Campingplatz ergaben hier unter 410 cm mächtigen Torfen und

Sanden eine Mude von 160 cm Mächtigkeit und dann folgend 110 cm mächtige Beckensilte auf Sanden. Zwischengeschaltete Torfe und im Liegenden eine blaugraue, lehmige Moräne wie in meiner Bohrung wurden offenbar nicht angetroffen.

Die zweite Bohrung (AAS-2, vgl. Abb. 49) wurde im unmittelbaren Uferbereich des Nordwestufers des Aas-Sees gemacht und zeigt wiederum ein ähnliches Bild in der Schichtenabfolge wie die zuvor beschriebenen Bohrungen.

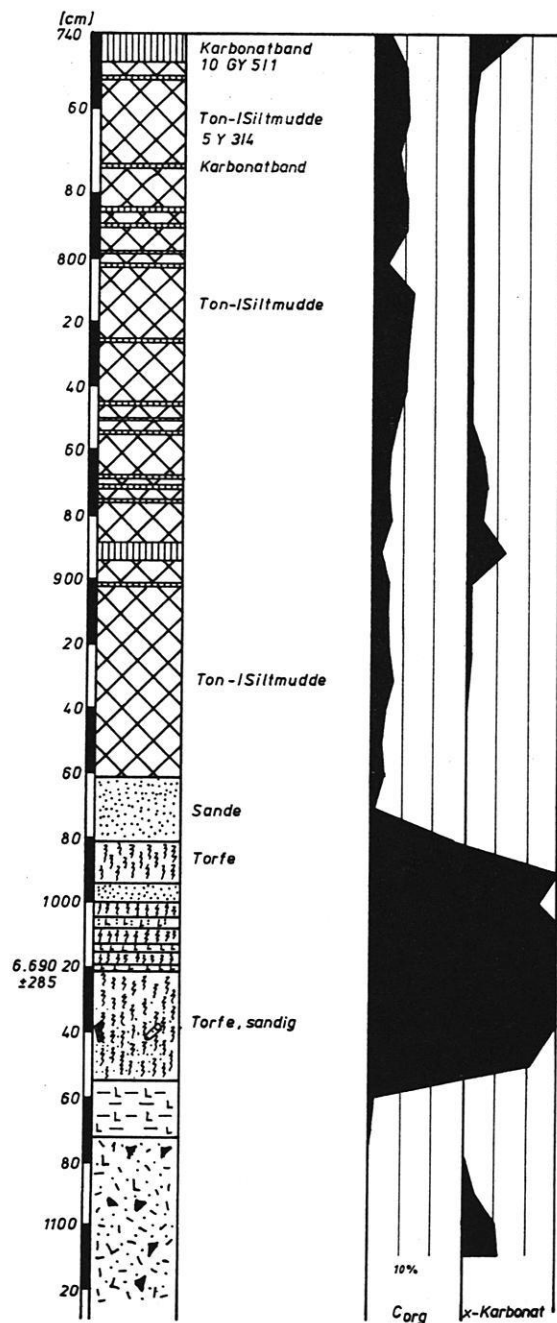


Abb. 50: Bohrprofil der Bohrung AAS-5 (Nr. 124 in Abb. 8).

Hier ergibt sich auch das Bild, daß Transgressionssedimente (Sande und Kiese mit marinem Molluskenschill) über sedentären Bildungen (Torfe mit Holzresten) lagern, die ihrerseits wiederum auf Beckenabsätzen liegen, und daß sie unter limnischen Bildungen aus dem Süß- oder bestenfalls Brackwassermilieu in Art von sandigen Feindetritusmudden liegen, die sich erst nach der Abriegelung durch die Nehrungen im Küstenverlauf im Zuge einer zunehmenden Aussüßung des Sees bilden konnten.

Bis 980 cm folgen braune Torfe, die fünf mal von Sand- und Siltlagen unterbrochen sind, bevor sich dann zwischen 964 cm und 980 cm nochmals Sand einschaltet. Aus dem oberen Teil der basalen Torfschicht zwischen 1020 und 1055 cm wurde eine Probe mit der Radiokarbondatierung auf 6.690 ± 285 Jahre b.p. datiert, was die bereits schon geäußerte Vermutung hinsichtlich des relativ jungen Alters der basalen Torfserien bei den Bohrungen im Schwansener See, AAS-1 und AAS-2 bestätigt. Auch im Vergleich mit anderen Datierungen in Mittel- und Nordeuropa ergibt sich ein Alter dieser Torfe, das in das Atlantikum zu stellen ist. Ab 740 cm unter der Wasseroberfläche des Aas-Sees folgen Ton-/Siltmudden mit rhythmisch geschichteten hellgrauen Karbonatbändern (zwischen 2 und 10 mm Dicke, maximal bis zu 50 mm). Diese Karbonatbänder werden von mir nicht als Jahreszeitenschichten im Sinne von Warven interpretiert; sie treten in höher gelegenen Teilen von Seesedimenten im relativ tiefen Wasser auf. Es zeigte sich, daß sie bei Seetiefen geringer als 5 m nicht mehr angetroffen wurden und darunter erst zögerlich einsetzen. Als eine andere Art von rhythmischer Schichtung ist hingegen eine hellbraunlagige, dann schwarze Kalkmude mit ± 5 mm dicken Bändern zu verstehen, die innerhalb der zuvor beschriebenen dickeren, hellgrauen bis blaugrauen Karbonatbänder ebenfalls vorkommt.

Im Berliner Raum wurde die feintrhythmische Schichtung (Laminierung) bis ins Atlantikum verfolgt und verliert sich dann in den jüngeren Schichten. Sie ist u.a. von PACHUR & RÖPER (1987: 61 ff.) beschrieben worden und wird als jahreszeitenabhängige Sedimentation gedeutet. Sie führen im wesentlichen drei Bedingungen an, die als Voraussetzung für die rhythmische Schichtung i.S. einer Feinlaminierung gegeben sein müssen:

1. Es muß eine ausreichende Seetiefe (= Ablagerungstiefe) vorhanden sein. Flache Gewässer weisen u.a. zu kräftige windbedingte Turbulenzen am Seegrund auf.
2. Es müssen jahreszeitlich gesteuerte biologische Rhythmen im See auftreten, die eine Dynamik im CO_2 -Gehalt des Wassers bewirken, damit es zur Kalkausfällung kommt. Auch thermische Bedingungen spielen dabei eine Rolle.
3. Bodenwühlende Tiere zerstören die feinen Strukturen und dürfen demzufolge nicht in großer Zahl auftreten. Dies wiederum läßt Rückschlüsse auf die Lebensbedingungen am Seegrund ziehen (O_2 -Mangel u.a.m.).

In der Verlandungszone nordwestlich des Langholzer Sees liegt die Bohrstelle LAG 1 (Nr. 119 in Abb. 8, Abb. 51) nur wenig südöstlich der von BENNER & KAISER (1987: 211) publizierten Bohrung B 1 (Nr. 211 in Abb. 8). Insgesamt erreichte diese

Bohrung B 1 (vgl. KAISER & BENNER 1987) eine Endteufe von 13 m. Geschiebelehm oder -mergel wurde nicht erreicht, vielmehr fanden sie an der Basis Sande von ca. 200 cm Mächtigkeit. Es folgte dann eine Serie limnischer Sedimente, deren Basis entweder bei 11 m (lt. Abb 13 in BENNER & KAISER 1987) oder bei 10,5 m (lt. dazugehörigem Text) liegt. Bei 8 m unter der Unterkante gehen die Mudden in Torfe über.

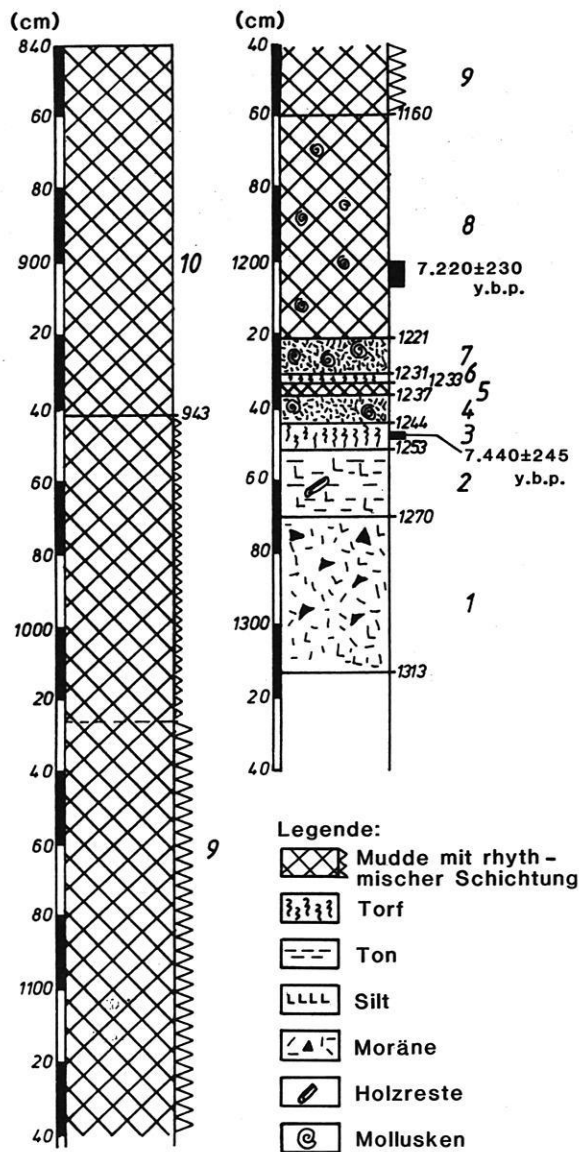


Abb. 51: Bohrprofil der Bohrung Langholzer See (LAG-1); Nr.119 in Abb. 8.

Schichtenverzeichnis:

- 840 - 943 cm (10) Feindtritusmudde;
- 1160 cm (9) rhythmisch geschichtete Feindtritusmudde, 943 - 1026 cm deutlich dünnlagige Laminierung, 1026 - 1160 cm dickere Laminierung, graue (10 Y 5/1), schwach kalkige Tonbänder

wechsell mit schwarzer (10 YR 2/2) Feindtritusmudde, Feindtritusmudde schwach kalkig;

- 1221 cm (8) kalkige Feindtritusmudde (7.5 YR 1,7/1) mit zahlreichen Mollusken und Schill, bei 12,03-06 Holzstück, *Cardium* bei 1166/68 cm; Hv 15933 bei 1203-05 cm: 7.220 ± 230 y. b.p.
- 1231 cm (7) Schwemmtuff (Wiesenkalk) mit Vegetationsresten, Ostracoden und Gastropoden, 2,5 Y 3/2;
- 1233 cm (6) Torf (5 YR 2/1) mit Hölzern;
- 1237 cm (5) Mude (2,5 Y 2/1) schwach kalkig;
- 1244 cm (4) Schwemmtuff (Wiesenkalk), 2,5 Y 3/2, wie oben
- 1253 cm (3) Torfe mit Holzresten, 5 YR 2/1; Hv 15932 bei 1250 cm: 7.440 ± 245 y. b.p.
- 1270 cm (2) hellgraue (2,5 Y 4/1) sandig-siltige Beckenabsätze, kalkfrei
- 1313 cm (1) blaugraue, entkalkte Moräne (5 Y 3/2).

Die Bohrung LAG 1 traf noch in 1313 cm unter der Oberkante auf die Moräne. Zwischen beiden Bohrprofilen ergibt sich insofern ein Unterschied, daß bei der erstgenannten Bohrung keine Moräne mehr erreicht wurde und die sehr mächtigen Rhythmite mit den unterlagernden zusammenschwemmten Wiesenkalken und Torfen nicht beschrieben wurden. BENNER & KAISER (1987) nehmen an, daß

"mit dem endgültigen Eisabbau im ausgehenden Weichsel-Hochglazial (und möglicherweise noch im frühen, postmeiendorferzeitlichen Spätglazial)..." sich hier "... ein von NNW nach SSE verlaufendes, kurzstreckiges (nur 2,5 km langes) und relativ steilgefälliges Sohlental ..." entwickelte, welches auf einen erheblich tieferen Seewasserspiegel eingestellt war. Während der Litorina-Transgression soll dann der Ausmündungsbereich überflutet worden sein (BENNER & KAISER 1987: 211).

Bei der von den beiden Autoren angeführten Interpretation des Bohrkerns und der sich daraus ableitenden Genese ergeben sich allerdings doch einige Fragen. So wird nicht ausgesagt, warum ein See – es werden zwischen 8 m und 11 m limnische Sedimente im Bohrprofil verzeichnet – bestanden haben muß. Wenn es sich um einen ausgeschmolzenen Toteisblock gehandelt haben sollte, dann kann die Aussage nicht stimmen, daß es sich um ein "kurzstreckiges, relativ steilgefälliges Sohlental" handelt, was dann eigentlich keine Rückvertiefungen aufweisen dürfte. Diese müssen aber sowohl nach dem Bohrbefund von BENNER & KAISER (1987) als auch nach meinen Bohrbefunden vorhanden gewesen sein, weil sandig-siltige Beckenabsätze und limnische, rhythmisch geschichtete Serien in einer beachtlichen Mächtigkeit auftreten. Weiterhin ist zu fragen, woraus BENNER & KAISER die marine Litorina-Transgression ableiten wollen, wenn in ihrem Bohrprofil außer limnischen Serien bis 8 m nur Torfe bis an die Oberfläche verzeichnet sind. Marine Einflüsse in den von mir bereits beschriebenen Profilen

Schwansener See und Aas-See stellen sich zumeist als mit marinen Mollusken und Molluskenschill durchsetzten Sanden dar.

Die Abriegelung des Talzuges an seiner Ausmündung gegen die heutige Eckernförder Bucht ist primär durch eine Moränenquerverbauung zu begründen, die immerhin so hoch gewesen sein muß, daß zumindest nach dem Bohrbefund von BENNER & KAISER kein Salzwasser in diese schlauchförmige Bucht eindringen konnte, bzw. der Torf nicht überflutet wurde. Auch mein Bohrbefund läßt keine Anzeichen einer marinen Transgressionsphase oberhalb der basisnahen Torfserien erkennen.

Nachdem in der über 13 m unter N.N. (Unterkante der limnischen Sedimente) liegenden Depression des Langholzer Sees – eine noch größere Tiefe ist wahrscheinlich, wenn man bedenkt, daß die beschriebenen Bohrungen nicht in der Depressionsmitte erfolgten – das Eis ausgetaut war und die Tauwässer sicher in stehenden Wasserpfützen die hellgrauen, sandig-siltigen Beckenabsätze hinterlassen hatte, begann vermutlich im Holozän eine Vertorfungsphase, die auf 7.440 ± 245 Jahre b.p. (Hv 15932) datiert wurde. Dieses Torfwachstum wurde zweimal durch das Einschwemmen eines Wiesenkalktuffs unterbrochen. Dieser Kalktuff ist durch Umlagerung zerbrochen, und enthält noch deutliche Reste von Gramineenstengeln sowie Ostrakoden, teilweise zerlegte Gastropodengehäuse und Molluskenschill. Diese Wiesenkalke können sich am Fuß von Geschiebemergelplatten bilden, wie sie etwa als Kalkquellmoor am Nordwestufer des Burgsees beim Schloß Gottorf zu beobachten sind. Im Verlaufe des Meeresspiegelanstieges hob sich in der von der Eckernförder Bucht abriegelten Depression der Grundwasserspiegel, so daß es zu einer erneuten Überflutung kam, aus der dann die hangenden Feindetritusmudden hervorgingen. Da die Bohrkernstrecke von LAG-1 bei 840 cm endet, kann ich nicht mit letzter Sicherheit sagen, ob es noch eine marine Transgressionsphase gegeben hat. Der bis an die Oberfläche reichende Kern von BENNER & KAISER zeigt davon allerdings keinerlei Spuren. Dann muß man davon ausgehen, daß es zu keinem Zeitpunkt hier eine offene Stelle zum Meer gegeben haben kann und die heutigen Nehrungsbildungen im Gefolge des Meeresspiegelanstieges mit aufwachsen bzw. immer wieder neu gebildet wurden.

6.4.4 Der Goos-See und die Mündung der Kronsbek bei Aschau (WH 4₃-Randlagen)

Im Arbeitsgebiet Goos-See - Kronsbek, das sich vom südöstlichen Stadtrand von Eckernförde bis ca. 2 km östlich der Ausmündung der Kronsbek b.m.e. gey bei Aschau hin erstreckt, konnten neben einer Bohrprofilreihe an der Haltestelle Altenhof (Bohrungen HAA = Nr. 154-161 in Abb. 8; Abb. 54) zwischen Goos-See und dem Ufer der Eckern-

förder Bucht, eine Bohrung im Goos-See (GOS-1 = Nr. 153 in Abb. 8; Abb. 52) und in dem Ausmündungsbereich der Kronsbek bei Aschau (ASM = Nr. 162, 164, 210 in Abb. 8; Abb. 55) durchgeführt werden.

Im Goos-See (GOS-1 in Seemitte, vgl. Abb. 52) wurde vom Eis aus ein insgesamt 14 m langer Bohrkern gezogen bei einer Wassertiefe von ca. 1,6 m.

Auf der im Liegenden noch erbohrten blaugrauen Moräne liegen wie auch in den vergleichbaren anderen Bohrungen vom Aas-See und Langholzer See siltig-tonige Beckensedimente, die als Toteisausschmelzprodukte gedeutet werden. Unvermittelt darüber kam es dann zur Vermoorung dieses flachen Gewässers, wobei dieser Vertorfungsvorgang mit einem Radiokarbonalter von 7.230 ± 70 Jahren b.p. datiert ist, wobei hier vielleicht auch aufgrund des Reservoir effekts ein um 600 Jahre jüngeres Alter angenommen werden muß (M.A. GEYH, schriftl. Kommentar zur Datierung, vgl. Kap. 3.3.). Dies bestätigt auch der palynologische Befund, der zwischen 1120 cm und 1180 cm die atlantische Pollenzone VI (n. FIRBAS) erbrachte. Jünger sind also die dann im Atlantikum und ggf. den nachfolgenden Zeiten aufgewachsenen bzw. sedimentierten limnisch-brackischen Serien der rhythmisch geschichteten Feindetritusmudden, die sich durch den schnellen Anstieg des Ostseewasserspiegels und damit verbunden dem Anstieg des Grundwasserspiegels seit dem Atlantikum erklären läßt. Es müßte also schon spätestens ab 5.500 Jahre b.p. – wahrscheinlich auch schon ein wenig früher – im Bereich des Goos-Sees in einer zunächst -11 m N.N. tiefen Depression ein See gestanden haben, der eine Tiefe von ca. 6 m gehabt haben muß, wenn man berücksichtigt, daß der Ostseewasserspiegel bei ca. -5 m N.N. gelegen haben soll (KLUG 1980).

In diesem See herrschten ruhige Sedimentationsverhältnisse, wie die hellbraunen Laminierungen bzw. Feinschichtungen zwischen den dickeren, leicht karbonatischen, hellgrauweißlichen Ton-/Siltbändern belegen. Diese selbst werden von mir als Ergebnisse eines recht kurzen morphologischen Ereignisses gesehen, das dem See Silte und besonders auch Tone zuführte, die sich hier in einem ruhigen Milieu absetzen konnten. Zu denken wäre dabei an Hochwässer aus dem Ostseebecken, die vorher stark an der lehmig-tonigen Kliffstrecke östlich des Kiekut (Möwenberg) das feine Matrixmaterial der blaugrauen Moräne aufgearbeitet haben, und dann diesen in Suspension befindlichen Schweb durch eine Öffnung in dem abriegelnden Moränenwall in das Goos-See-Becken transportierten, wo er sich erst langsam absetzen konnte, da überwiegend in diesem Becken gegen die Wellenbewegung der Brandung abgeschirmte Verhältnisse herrschten. Versucht man hingegen die Bildung dieser hellgrauen, siltig-tonigen Rhythmite damit zu erklären, daß eventuell Starkregenereignisse über die Zuflüsse in den See die Schichten erzeugt hätten, so müßten ähnliche Schichtungsphänomene auch in den anderen untersuchten Seebecken auftreten, die nicht als Strandseen direkt mit der Ostsee in Verbindung standen.

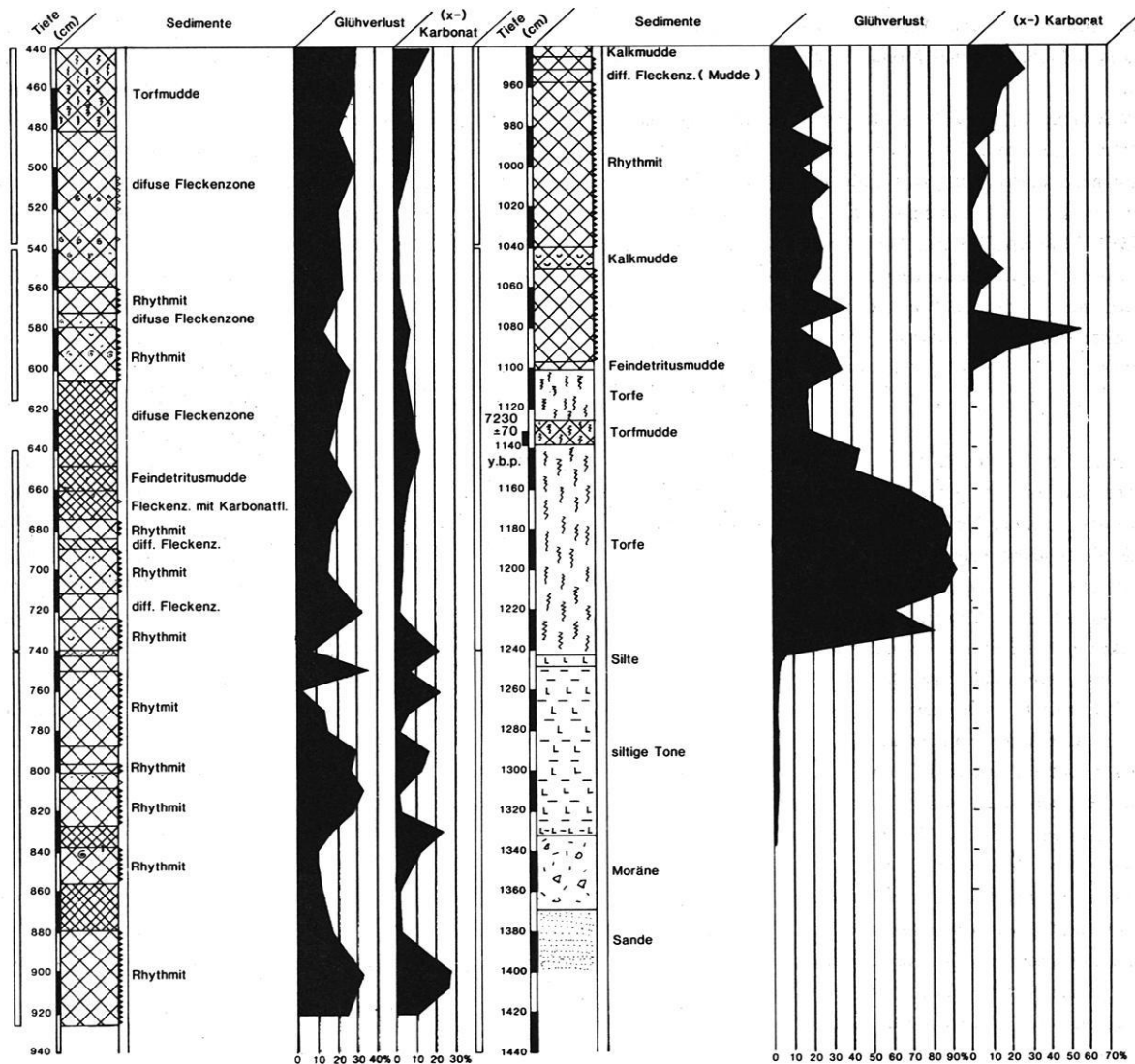


Abb. 52: Bohrprofil der Bohrung Goos-See (GOS-1).

Schichtenverzeichnis:

- 440 - 480 cm (80 cm) braune Torfmudde, Schilftorfreste;
- 1100 cm (620 cm) nach unten zunehmend stärker und deutlicher rhythmisch geschichtete, braune bis schwarzbraune Feindetritusmudde, hellgraue bis weißgraue, scharf begrenzte, bis zu 20 mm starke, schwach karbonatische Ton-/Siltbänder, die ab 1000 cm besonders deutlich werden, zwischengeschaltete diffuse Fleckenzonen unterschiedlicher Dicke, Mollusken z.T. lagenweise als Schill, schwache, jedoch deutlich erkennbare Feinlaminiierung zwischen hell und dunkelbraunen Schichten;
- 1245 cm (145 cm) braune bis schwarze Torfe;
- 1333 cm (88 cm) tonig-siltige Beckenabsätze;
- 1400 cm (67 cm) sandig-lehmige, karbonatfreie, blaugraue Moräne.

Die Bohrprofilreihe "Haltestelle Altenhof" (HAA = Nr. 154-161 in Abb. 8) entlang des Bundesbahnstreckenabschnittes zwischen dem Strandpavillon am südöstlichen Stadtrand von Eckernförde bis ca. 1 km südöstlich der Haltestelle Altenhof sind in Abb. 54 dargestellt. Sie verläuft auf einem offenbar parallel zum heutigen Strand der Eckernförder Bucht verlaufenden Moränenrücken, dessen Oberfläche auf dem ca. 1,6 km langen Profil (Abb. 54) zwischen -6 m und -8 m N.N. schwankt. Am westnordwestlichen Talhang befindet sich nach meinem Bohr-

befund jedoch eine wesentlich tiefere Lage (-18 m N.N.) der Moränenoberfläche auf einem nur sehr kurzen Abschnitt, so daß hier offensichtlich der Moränenrücken einen Durchbruch hatte.

Diese hier durchquerte Rinne hat eine Fortsetzung uferparallel, jedoch schon im Bereich der heutigen Ostsee verlaufend, bis in die von RUCK erbohrten tiefen Rinnenpositionen am Nordufer der Eckernförder Bucht.

Schichtenverzeichnis:

- (6) 400 - 450 cm braune Torfe
- (5) - 1330 cm im oberen Teil weniger, nach unten zunehmend stärker und deutlicher rhythmisch geschichtete braune bis schwarzbraune Feindetritusmudde, 450 - 840 cm sandig, Mollusken z.T. lagenweise als Schill ab 1240 cm und zwischen 488 - 494 cm Torfhorizont, bei 1194 cm, 1050 - 1063 cm und 954 cm Sandbänder;
- (4) - 1407 cm deutlich erkennbare Feinlaminiierung zwischen hell- und dunkelbraunen Schichten, hellgraue bis weißgraue scharf begrenzte, bis zu 20 mm starke, schwach karbonatische Ton-/Siltbänder; um 1005 cm Mollusken und Gastropoden: Flußmuschel, *Betynia tentaculata*, *Ostracodae spec.*, *Amiger crista*; um 863 cm: *Mya*, *Hydrobia*, *Cardium*; um 714 cm *Mya* (juv.), *Hydrobia*, *Cardium*;
- (3) - 1443 cm olivgraue Feindetritusmudde, wenig *Gastropoda*, 1436 - 1441 cm Molluskenschill;
- (2) - 1510 cm braune Torfe, bei 1482 cm Holzreste;
- (1) - 1520 cm sandig-siltige, graue Beckenabsätze.

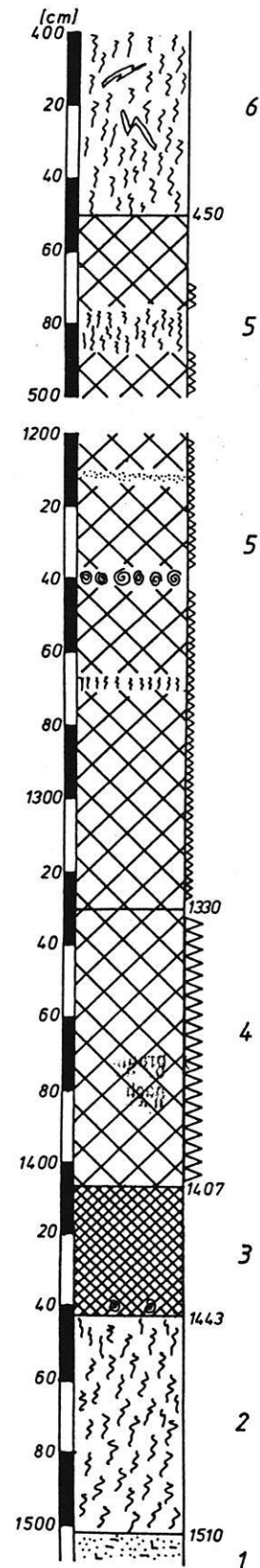


Abb. 53: Bohrprofil der Bohrung Haltestelle Altenhof (HAA-20).

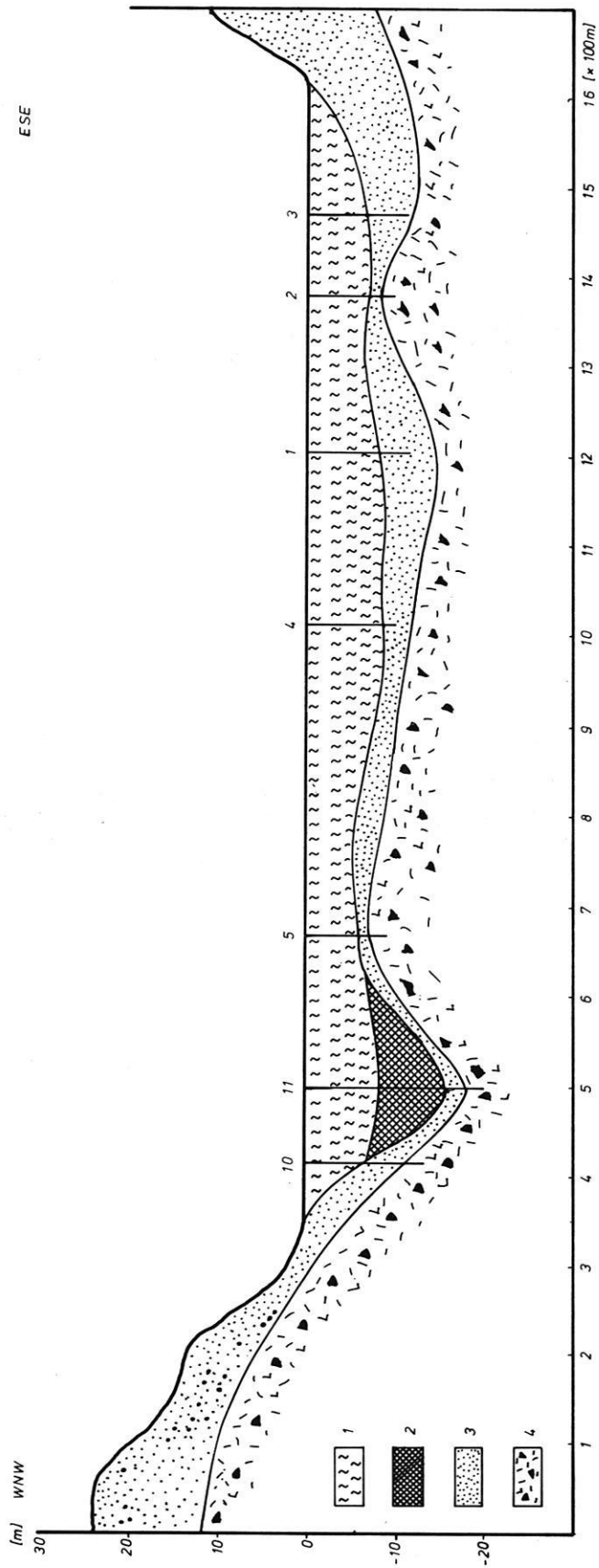


Abb. 54: Querprofil an der Haltestelle Altenhof.

Legende:

- 1: Torf; 2: Mudde; 3: Sand/Kies; 4: Moräne.

An der Ausmündung der Kronsbek gegen die Eckernförder Bucht hin hat sich eine keilförmige Sandaufschüttung in die Ostsee hinein aufgebaut, die nach BENNER & KAISER (1987) als keilförmige Nehrung ("cusate bars") angesprochen wird. Danach wird der heutige Küstengestaltstyp den stärkeren von

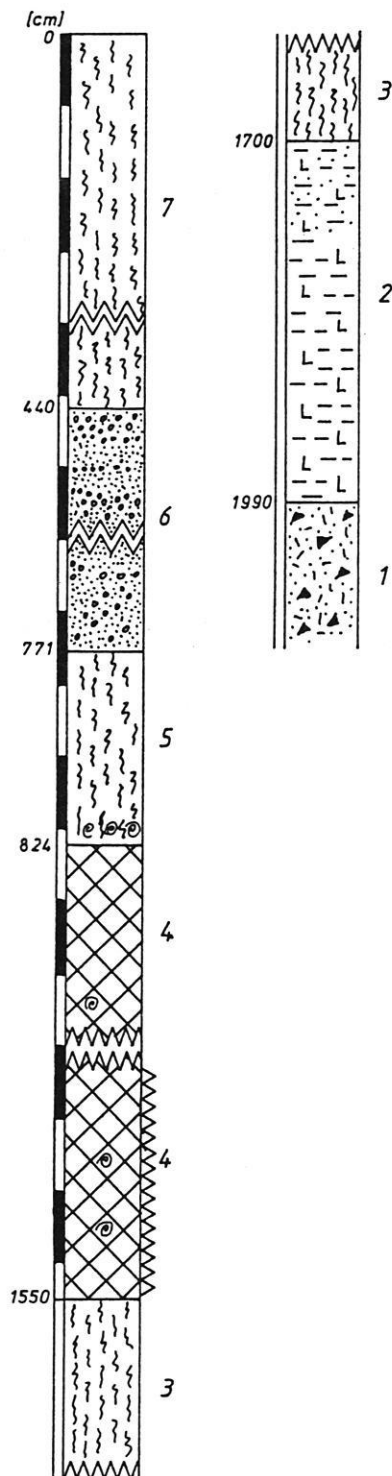


Abb 55: Bohrprofil der Bohrung Aschau (ASU-20).

Schichtenverzeichnis:

- 0 - 440 cm (440 cm) braune, holzreiche Bruchwaldtorfe;
- 771 cm (331 cm) graue Sande und Kiese, im oberen Teil mit Schilftorfen;
- 824 cm (53 cm) braune, holzreiche Bruchwaldtorfe, an der Basis mit hellgrauen Silteinschaltungen und Mollusken;
- 1550 cm (726 cm) schwarzbraun gefleckte Feindetritusmudde, ab 950 cm mit rhythmisch gelagerten karbonatarmen Ton-/Siltbändern, bisweilen auch Sandeinschaltungen in Basisnähe, Molluskenschill lagenweise;
- 1770 cm (220 cm) schwarzbraune Torfe mit Holzresten (*Alnus*);
- 1990 cm (220 cm) blaugraue, siltig-tonige Beckenabsätze, am Top sandig;
- 2150 cm (160 cm) blaugraue, karbonatfreie, lehmig-sandige Moräne.

Osten wirkenden und den schwächeren von Westen wirkenden küstenparallelen und sich hier treffenden Strömungen zugeschrieben, die sich von einem Strandwallstadium herausgebildet haben.

An einer pleistozänen Formung dieser Talanlage können keine Zweifel bestehen, zumal die Bohrung von BENNER & KAISER (1987) und die eigenen Bohrungen an der Basis der Rinne glazifluviale Sand- und Kiesserien bzw. in 19,9 m u. Oberkante (= N.N.) eine blaugraue Moräne erschlossen.

Nach diesem Bohrbefund liegt die Oberkante der Moräne bei 19,9 m u. Oberkante (\approx N.N.). Die nur wenige Zehner von Metern nordwestlich gelegene Bohrung von BENNER & KAISER (1987) zeigte bei 25 m u. Gel. noch keine Anzeichen von Moräne. Offenbar taucht die Oberkante steil ab. Nach dem Rückschmelzen des Eises sammelten sich in dem Tal der Kronsbek Schmelzwässer in einem See, der zusätzlich noch von der heutigen Landseite her Sedimentfrachten aufgenommen haben dürfte. Dabei hat der Seeboden dieses möglicherweise glazilakustrinen Sees zuletzt bei -17 m N.N. gelegen. Er lief nach dem vollständigen Abschmelzen der Eismassen – auch des Toteises – aus und vermoorte später. Die Torfe (3) auf diesen tonig-siltigen Beckenabsätzen (2) können gemäß der anderen Datierungsbefunde vom Goos See, Aas See und Langholzer See kaum älter als ein jüngerer Abschnitt des Boreals wahrscheinlich aber eher Atlantikums sein, da hier nicht vor dem Ende des Boreals mit dem häufigen Auftreten von *Alnus* in Bruchwäldern zu rechnen ist. Erst im Verlaufe des Anstiegs des Ostseespiegels bildete sich hier wieder ein stehendes Gewässer mit brackisch-marinem Milieu – wahrscheinlich als ein früher Strandsee, dessen den See nichtvollständig abriegelnde Strandwälle sich kontinuierlich mit dem Meeresspiegel erhöhten. Es konnte nicht festgestellt werden, ob eine Moränenschwelle – so wie dies am Goos-See nachgewiesen wurde – im heutigen

Strandverlauf ein gegenläufiges Längsgefälle im Ausmündungsbereich der Kronsbek hervorrief. In diesem Haffsee sind in den basalen, limnischen Serien vergleichbare hellgraue Ton-/Silt-rythmite eingelagert, die auf kurzzeitige Flutereignisse schließen lassen, wobei hier an der Basis der Mudden auch dünne Feinsandbänder eine Aussage über die Intensität dieser Flutereignisse zulassen. Vom Ufer her verlandete dieser Haffsee bei zunehmender Aussüßung durch die vollständige Abriegelung von der Ostsee her, was die Ausbildung eines Erlenchwaldes (5) deutlich zeigt, obgleich auch hier schwach angedeutet Überschwemmungsphasen in Form von Silt-/Sandlagen sich abzeichnen. Danach geriet der Bereich offensichtlich bei einem starken Meeresspiegelanstieg in die Ablagerungszone eines Strandwalls (6), zu dessen Bildungszeit Sande und Kiese abgelagert wurden. Bei einem meerwärtigen Vorwachsen dieser Strandwallzone entstand dahinter wieder über eine Bruchwaldphase ein Torf, der heute fast bis an die Oberfläche ansteht.

6.4.5 Ergebnisse zur Landschaftsentwicklung des Gebietes der jüngeren Randlagen (WH 4)

EGGERS (1934) bezeichnet seinen jüngsten und letzten Gletschervorstoß als Stadium von Schnaap und bezieht hierin die Außenschlei, den Schwansener See, küstenparallele Moränenverläufe von Waabs - Ludwigsburg - Hemmelmark mit dem Aas-See und Hemmelmarker See, die Schnaaper Seen, sowie das Windebyer Noor und den Goos-See bis hin zu den Stauchendmoränen der Habyer Berge ein (Abb. 2). Er legt den Gedanken nahe, diese Randlage ("Stadium von Schnaap"), deren Verlauf er als weitgehend küstenparallel bezeichnet, dem Pommerschen Stadium zuzurechnen, indem er auf die norddeutsche Dreigliederung verweist (EGGERS 1934: 110).

Nach HECK (1937 b: 176 f.) gehören die innerschwansenschen Randlagen – sie entsprechen meinem WH 4-Vorstoß – in das Pommersche Stadium. Die "Zuschüttung der alten Verbindung zwischen Schlei und Eckernförder Bucht" sowie die Ablagerung geschiebereicher Moränen (z.B. die Barkelsbyer Berge nordöstlich des Windebyer Noores) weisen dieses Stadium mit einer nachfolgenden dritten Eisstauseephase aus. Es entstanden die Gebiete nördlich Borby (= Barkelsbyer Berge) und bei Mohrberg mit einer Verbindung nach Rieseby, Büchenau und letztlich beim Gut Stubbe die Schlei querend. Der Schnaaper Sander entwässerte nach Nordwesten in einen Schlei-Eisstausee (III. Stadium nach HECK 1937 b).

Zum gleichen Stadium, jedoch mit etwas späterer Zeitstellung, rechnet HECK (1937 b) auch die größeren Kuppen westlich Waabs, bei Söby und östlich Thumby. Die Kolholmer Au führte die Schmelzwässer der Mittelschlei zu. Die in diesem Zusammenhang von HECK genannten Oszüge erwiesen sich später oft als Moränenwälle und sollten nicht als Entschei-

dungsgrundlage für das Festlegen von Moränenrandlagen herangezogen werden.

Einen letzten Eisvorstoß sieht HECK in den Höhenzügen bei Brodersby. Der Schleiabschnitt zwischen Arnis und Rabelsund wird als subglaziale Entwässerungsrinne eines von Norden bis Nordosten kommenden Eisvorstoßes gedeutet. Nach dieser Anschauung könnte die Rinne zwischen Karlsburg und dem Schwansener See als eine periphere, nach Westen gerichtete Entwässerungsrinne gedient haben, die später dann einen ehemaligen Schleiabfluß nach Osten darstellen würde, solange noch Eismassen im Gebiet der Außenschlei lagen.

GRIPP (1954) sieht in seiner Beikarte zu der großen Karte über die Moränenverläufe Ost-Schleswigs einen Lobus in der Außenschlei und dem Schwansener See als gleichaltrig an (= "V-Randlage" in der Beikarte entspricht Moränengabel 12 in der Hauptkarte). Weiterhin führt er auf S. 108 f. aufgrund morphologischer Gegebenheiten aus,

"daß eine sehr schwache Eiszunge im Raume um den Schwansener See als letzter Rest der Schlei-Vergletscherung anzusehen ist. Sie bezeugt, daß der Eiszufluß in Richtung der Schlei fast aufgehört hatte, während gleichzeitig die Flensburger Förde und anscheinend auch die Eckernförder Bucht noch reichlich versorgt wurden".

Die nächst älteren Eisrandlagen (= Ua-Randlagen) ließen das Windebyer Noor und nach Südwesten weit vorpreschend die Duvenstedter Berge mit dem Wittensee-Zungenbecken entstehen, zugleich lagen die Eismassen auch an der Schleiengänge von Lindaunis. Der Goos-See mit den Habyer Bergen wird einem jüngeren Rückzug dieser Ua-Randlage zugeschrieben.

SEIFERT (1954: 163) nimmt zwar nicht direkt auf Schwansen Bezug, beschreibt aber den oberen Geschiebemergel in Ost-Wagrien und Fehmarn als horizontal lagernd, nicht nachträglich gestört, im Liegenden mit einem Stein- und Blockpflaster und einer Mächtigkeit von 1 bis 4 m in seltenen Fällen bis 8 m versehen. Die Verbreitung sowie die Stein und Blocklagen treten nicht flächendeckend auf und setzen bisweilen aus. Petrographisch unterscheidet sich der obere Geschiebemergel nicht vom unteren, jedoch fehlen kreidehaltige Partien, die gerade für den unteren Geschiebemergel typisch sind. Weiterhin konnte SEIFERT eine Umorientierung der Geschiebe im unteren Geschiebemergel feststellen, die er auf den jüngeren Gletschervorstoß zurückführt. Eine hohe Beteiligung aufgearbeiteten Materials aus der älteren, unteren Moräne oder aus älteren Sanden wird von SEIFERT für die obere, teilweise sandstreifige Moräne beobachtet.

DÜCKER (1958) differenziert in seiner Karte die hier von mir beschriebenen Eisrandlagen bzw. Lokalitäten nicht weiter und rechnet sie den I-Moränen zu – sicherlich den jüngsten Verglet-

scherungsphasen – wobei er genau wie GRIPP (1954) ausdrücklich betont:

"Die Linien (gemeint sind die Verlaufslinien der I-Moränen: Anm. v. Verf.) geben den Verlauf der Moränenzüge wieder. Die Farben sollen die einzelnen Eiszungen hervorheben: gleiche Farben besagen nicht Altersgleichheit".

GRIPP (1964) versieht dann den Außenschleilobus, den Schwansener See-Lobus und schmale Küstenabschnitte nord-nordwestlich und südsüdöstlich der Eckernförder Bucht mit einer einheitlichen Signatur, was dann auch BENNER & KAISER (1987) dazu veranlaßt haben mag, den Schwansener Vorstoß (J5) zusammen mit weiten Teilen der Eckernförder Bucht (bis fast an ihr Westsüdwestende hin) als Einheit zu sehen. Die Eisüberföhrung der Erhebungen östlich des Goos-Sees fallen nach PRANGE (1978) auch in diesen Zeitraum.

Die Entstehung des Goos-See-Zungenbeckens wird bei DÜCKER (1958), GRIPP (1964), sowie später bei BENNER & KAISER (1987) einem nächst älteren Eisvorstoß (J4) zugerechnet, der für die Stauchung der Habyer Berge verantwortlich zu machen ist. Dabei soll nach den kartographischen Darlegungen der drei Autoren auch das Windebyer Noor – zumindest in großen Teilen – mit in diesen Eisvorstoß einbezogen gewesen sein.

Völlig abwegig hingegen erscheint die Interpretation in der Darstellung von GLÜCKERT (1973), den durch die Kliffstrecke zwischen Kiekut und Aschau angeschnittenen Möwenberg bzw. Schnellmarker Holz als eine übersanderte, nachgesackte Toteislandschaft (Kames ?) zu deuten.

Im Vorgriff auf die noch näher zur biostratigraphischen und archäologischen Forschung darzustellenden Untersuchungsergebnisse (vgl. weiter unten BRÜCKNER 1954, RUST 1954, SEIFERT 1954, SCHMITZ 1953, 1954, SCHÜTRUMPF 1955) zur Datierung des jüngsten Eisvorstoßes beschreibt PRANGE (1978) die Verbreitung glazial tektonisch beanspruchter Schmelzwassersande und die Ausdehnung einer etwa 2 m mächtigen, diskordant über den Sanden liegenden Grundmoränendecke in der Eckernförder Bucht. Oft befindet sich an den Kliffküstenstrecken der schleswig-holsteinischen Ostseeküste darunter noch ein unterer Geschiebemergel (vgl. auch PRANGE 1975). Mit dem Hinweis auf BRÜCKNER (1954) teilt PRANGE (1978) einen Artefaktfund vom Hemmelmarker Kliff nordwestlich der Eckernförder Bucht mit, der ebenfalls in die Jüngere Hamburger Stufe einzuordnen ist und unter dem oberen Geschiebemergel und auf den hier 2 m mächtigen Schmelzwassersanden gefunden wurde.

Nur ca. 1,5 km westlich des von mir untersuchten Goos-Sees war lange Zeit eine Sand- und Kiesgrube aufgeschlossen, die nach GLÜCKERT (1973) in einem Binnensander liegt, der jedoch durch einen nachfolgenden Gletschervorstoß teilweise abgetragen wurde (PRANGE 1978). PRANGE konnte an verschiedenen, besonders niedrigen Stellen direkte Hinterlas-

enschaften der letzten Eisüberföhrung finden, die sich als echter Geschiebemergel und tonig-mergeliges, mit großen Geschieben versehenes Material auf der gewellten Oberfläche der Sande erhalten haben. Er stellte in den Sanden nirgends tektonische Beanspruchungen fest, jedoch finden sich Spuren von Nachsackungen über getautem Toteis. Aufgrund der verschiedenen Abschiebungen und damit verbundenen diskordanten Schichtungsphänomene begann dieser Austauprozeß schon während der Ablagerung der Sande und wurde nach der letzten Eisüberföhrung fortgesetzt.

In Abweichung von DÜCKER (1958) und GRIPP (1964) verzeichnen dann später BENNER & KAISER (1987) die Randlage des von SEIFERT (1954) nachgewiesenen Fehmarn-Vorstoßes im Außenbereich der Eckernförder Bucht – also im heutigen Ostseebereich. Es bleibt jedoch fraglich, ob dieser Vorstoß im Bereich der Eckernförder Bucht und Schwansens Festland erreichte. Für den Raum der Kieler Bucht und den südlichen Küstenabschnitten bis hin zur Lübecker Bucht verzeichnen STEPHAN & MENKE (1977) ein Ost-Westgerichtetes Überfahren des Eisvorstoßes in den küstennahen Bereichen sowie auf der Halbinsel Oldenburg.

Die bio- und chronostratigraphische Stellung des jüngsten Eisvorstoßes wurde mit pollenanalytischen und archäologischen Methoden bzw. Funden sowie mit Radiokarbondatierungen zu klären versucht.

BRÜCKNER (1954) fand Artefakte, deren genaue Fundlage vor Ort nicht mehr nachträglich zu überprüfen war, nur wird von STEPHAN & MENKE (1977) von einer südwestlich benachbarten Stelle zum eigentlichen Fundort berichtet, daß die Artefakte "aus einer 'unteren' Moräne, die etwas gestaucht vorliegt", stammen. Sie ordnen den hangenden, diskordanten, 1 m mächtigen Geschiebelehm dem Fehmarn-Vorstoß zu. Fraglich erscheint jedoch, ob die Artefakte umgelagert sind und somit in die untere Moräne gedrückt wurden oder ob sie auf der Oberfläche der unteren Moräne abgelegt und dann nochmals vom Fehmarn-Vorstoß überfahren wurden.

Nach RUST (1954: 101 f.) gehören die Artefakte zur "Jüngeren Hamburger Stufe", die bei Ahrensburg etwa um 15.000 Jahre b.p. datiert wurde (s.u.). Danach wäre davon auszugehen, daß die Fehmarn-Oszillation in jedem Fall jünger als 15.000 Jahre sein müßte.

SCHMITZ (1954) bestätigt mit seinem Fund böllingzeitlicher Ablagerungen über der Moräne des Fehmarn-Vorstoßes aus der Eichholz-Niederung das präböllingzeitliche Alter des Fehmarn-Vorstoßes.

SCHÜTRUMPF (1955) weist nochmals auf die in Poggenwisch und Meiendorf von A. RUST bestimmten Artefakte aus der Jüngeren Hamburger Stufe hin, teilt die von RUST veranlaßten

Ergebnisse der Radiokarbondatierungen mit 15.780 ± 800 Jahre b.p. für die Ältere Hamburger Stufe (Fundplatz Meiendorf) und 15.150 ± 350 Jahre b.p. für die Jüngere Hamburger Stufe (Fundplatz Poggenwisch) mit und bestätigt nach seinen palynologischen Untersuchungen die Stellung der Fundschichten als präböllingzeitlich in eine Zeit der Waldfreiheit.

Bezogen auf die stratigraphisch wichtigen Artefaktfunde von BRÜCKNER (1954) sowie dann vor allem hinsichtlich des Nachweises eines ungestörten Böllingvorkommens auf der Oberen (Fehmarn-Grömitz-) Moräne führt SCHÜTRUMPF (1955: 49 f.) aus:

"Nachdem SCHMITZ neuerdings bei Travemünde und bei Heiligenhafen/Ostsee ungestörte, d.h. nicht mehr vom Eis überfahrene böllingzeitliche Ablagerungen festgestellt hat, muß die Grömitzer Moräne auch noch vor der Bölling-Zeit aufgeschüttet worden sein. Somit läßt sich die Bildungszeit der Grömitzer I-Moräne einengen auf einen Zeitabschnitt zwischen Hamburg II und einer Phase noch vor der Bölling-Schwankung, d.h. absolut gerechnet, auf die Zeit nach rund 13.000 v. Chr. Es kommt dafür demnach nur eine Endphase der Pollenzone I in Betracht."

In Anlehnung an die Ergebnisse von SEIFERT (1954) nehmen STEPHAN & MENKE (1977) an, daß der Ost-West-gerichtete Eisvorstoß lokal geringfügig abgelenkt in den Tiefenlinien der Förden vordrang und auch das Festland erreichte. Gegen den Außenrand dieser Vergletscherung wird allerdings die Überfahrungsfläche (Geschiebepflaster) sehr undeutlich bzw. geht die klare Trennung (Diskordanz) zwischen oberem und unterem Geschiebemergel verloren. STEPHAN & MENKE (1977: 22) weisen bezüglich der Verbreitung darauf hin, daß die Mächtigkeit des oberen Geschiebemergels (-lehms) gering ist, oft fehlt sie – besonders in Kuppen – ganz, kann aber in der Nähe ihres Maximalrandes mächtiger werden.

Was nun die stratigraphische Stellung des Fehmarn-Vorstoßes anbelangt, konnte STEPHAN (1974: 96) für das Südwestende der Lübecker Bucht nachweisen, daß sich die Randlagen aus dieser Zeit in Mecklenburg in Randlagen fortsetzen, die zur Rosenthaler Staffel gehören (SCHULZ 1967). Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt auch STREHL (1976) auf der Südwestseite der Lübecker Bucht. STEPHAN & MENKE (1977) unterstreichen nochmals die Annahme von STEPHAN (1971: 83), daß der Fehmarn-Vorstoß sehr weit nach Nordwesten vorstieß und sich mit dem dänischen Langeland-Vorstoß verbinden läßt. Die bei STEPHAN & MENKE mitgeteilte allgemeine Beobachtung, daß

"man an verschiedenen Stellen der Küste zwischen der Kieler Förde und der Nordseite der Eckernförder Bucht eine 'obere' - gelegentlich diskordante - Moräne über älteren glazialen Absät-

zen, auffälligerweise nun mehrfach über glazifluvialen Absätzen, die oberhalb einer 'unteren' Moräne mit Beckenschluffen beginnen und nach oben hin gröber werden (bis zu Kiesen)" beobachten kann, wurde in der Profilaufnahme von der Schönhagener Kliffzone bestätigt. In der Verbreitung der zum Fehmarn-Vorstoß gehörenden Schmelzwasserablagerungen sehen STEPHAN & MENKE (1977) eine Möglichkeit, die Ausdehnung festzulegen. So werden in diesem Zusammenhang die Sanderbildungen bei Gettorf (nördlich Kiel) und zumindest die höheren Teile des Schnaaper-Gammelbyer Sanders zu diesem jüngsten Vorstoß gerechnet.

MENKE (1968) fand nun in der Bohrung Glüsing-72 eine weitere spätglaziale Wärmeschwankung, die deutlich vor dem Bölling-Interstadial liegt. Überhaupt zeigt das Profil der Bohrung Glüsing-72 wohl eine der vollständigsten Spätglazialabfolgen in Schleswig-Holstein. Als "Meiendorf-Intervall" bezeichnet MENKE (1968) einen vorböllingzeitlichen Abschnitt (2a₁), der sich durch ein frühes *Betula*-Maximum ausweist; unter der Bezeichnung "Grömitz-Vorstoß" versteht er einen Eisvorstoß, der in einen Zeitraum eines NBP-Maximums fällt.

"Im Abschnitt 2a₁ wird ein erstes *Artemisia*- und *Salix*-Maximum erreicht. Der organische Anteil nimmt in der Murde deutlich zu. Dann folgt im Abschnitt 2a₂ anscheinend ein Rückschlag, gekennzeichnet durch ein *Artemisia*- und *Salix*-Minimum sowie durch einen wieder stärkeren Sandgehalt in der Murde. Im Laufe dieser Zeit setzte die Massenausbreitung von *Helianthemum* ein. Dann folgen im Abschnitt 2a₃ wieder höhere *Artemisia*- und *Salix*-Anteile" (MENKE 1968: 76).

Des weiteren findet er im Raum Meiendorf und im Profil des Großen Moores/Dätgen Anzeichen des vorböllingzeitlichen Meiendorf-Intervalls als NBP-Minimum unter bzw. in einem *Hippophae*-Maximum. Die nachfolgende Grömitz-Kälteschwankung drückt sich in den Profilen durch ein *Helianthemum*- (und *Selaginella*-) Maximum aus.

MENKE (1968: 81 ff.) verweist darauf, daß die zwei von SCHÜTRUMPF (1955) mitgeteilten Radiokarbondatierungen als zu alt gelten müssen, da hier wohl die Kalkmurde datiert wurde und damit eine erhebliche Kontamination nicht auszuschließen ist. MÜNNICH hingegen datierte Holz aus der Fundschicht der Hamburger Stufe auf 13.025 ± 370 Jahre b.p. (11.025 ± 370 Jahre B.C.). Auf die Parallelität zu dem "Susacá-Interstadial" von VAN DER HAMMEN & VOGEL (1966) (ca. 13.700 bis 13.100 v. Chr.) weist MENKE (1968) hin.

Inwieweit dagegen die Ergebnisse USINGERS (1975: 123) richtig sind, die Funde der Jüngeren Hamburger Stufe in das Bölling-Interstadial und damit den Fehmarn-Vorstoß in die Dryas-2-Zeit zu stellen, erscheint bisher ungeklärt. Es bleibt immerhin noch das Ergebnis von SCHMITZ (1954), daß selbst USINGER (1975: 134 f.) die dort gefundenen Schichten als böllingzeitlich anerkennt.

"In diesem Diagramm scheint bislang der einzige sichere BÖ-Nachweis aus der schleswig-holsteinischen Jungmoräne vorzuliegen. ... Das Diagramm läßt pollenanalytisch wie stratigraphisch kaum einen Zweifel an der von SCHMITZ vorgenommenen Gliederung: BÖ ist durch einen Anstieg der Birken-Werte bis auf 52 % ausgewiesen. Die *Artemisia*-Kurve zeigt in Übereinstimmung mit ihrem allgemeinen Verhalten zu dieser Zeit (...) kaum eine Reaktion. (Dasselbe gilt für *Helianthemum* !) Dem Rückgang der Birkenwerte während DR 2 (um nahezu 25 % !) entsprechen deutlich erhöhte Poaceen- und maximale *Artemisia*-Werte, ferner ein distinktes *Selaginella*-Maximum. Beim Anstieg der Birken-Werte zum AL der übliche (wenngleich verzögerte) *Artemisia*-Abfall (bis zu niedrigsten Werten im späten AL !) und Abfall der *Helianthemum*-Werte auf 0." (USINGER 1975: 134).

USINGER (1975) kommt aufgrund größenstatistischer Vergleichsuntersuchungen an *Betula*-Pollen von Profilen aus dem Kubitzbergmoor, nördlich Kiel, und aus dem Rabensbergmoor bei Süderlügum und der Auswertung der bereits bearbeiteten Profile von Meiendorf-Ahrensburg (SCHÜTRUMPF 1935-1958), Großes Moor/Dätgen (ALETSEE 1959), Trent- und Köhlmoor (TIDELSKI 1960), Großer Segeberger See (AVERDIEK, ERLKENUSER & WILLKOMM 1972) und Eichholz-Ost/Heiligenhafen (SCHMITZ 1953) zu dem Ergebnis, daß das Bölling-Interstadial von Ahrensburg/Meiendorf (SCHÜTRUMPF 1935-1958) nicht dem *Betula*-Maximum entspricht, sondern der Zone, die MENKE (1968) als Meiendorf-Intervall gedeutet hat. Einen echten sicheren Bölling-Nachweis erkennt USINGER (1975) nur im Rabensbergmoor und in der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen (SCHMITZ 1953) an. Letztgenanntes Profil untersuchte nochmals USINGER (1978) und bestätigte diese stratigraphische Einstufung des Bölling-Interstadials; darüber hinaus fand er hier seine bereits schon 1975 vertretenen Ergebnisse bestätigt, daß die Bölling-Schwankung im Altmoränengebiet durch Baumbirken und im Jungmoränengebiet durch *Betula nana* vertreten ist. Er begründet dies mit ökologisch-edaphischen Bedingtheiten. Eine vorböllingzeitliche Wärmeschwankung erkennt USINGER (1975, 1978) nicht an und interpretiert die Böllingvorkommen der genannten Profile als frühe Schwankungen im Alleröd. Selbst für das Bölling-Interstadial an der Typuslokalität sieht USINGER (1981 c) ein frühallerödzeitliches Alter vor.

Jedoch nähert sich USINGER (1981 c) wieder zumindest den alten stratigraphischen Deutungen von SCHÜTRUMPF (1935-1958) für die Profile von Ahrensburg/Meiendorf. Er bestätigt, daß die bereits von MENKE (1968) dargelegte Abfolge *Hippophae*-Maximum – *Helianthemum*-/*Selaginella*-Maximum – starker *Betula*-Anstieg ein Merkmalskomplex für das frühe Spätglazial darstellt und der über dieser Abfolge liegende Bölling-Abschnitt charakterisiert ist durch Baumbirken. Die besonders 1978 von USINGER vertretene Auffassung einer Trennung von Zwerg- und Baumbirke im Jung- und Altmoränengebiet beruht auf einer Fehlkorrelierung. MENKE (in: BOCK,

MENKE, STREHL & ZIEMUS 1985) weist m.E. zurecht darauf hin, daß "im Sinne der Definition des Bölling-Interstadials im Bölling-Sø ... das älteste Baumbirken-Maximum überall in Schleswig-Holstein als Ausdruck des Bölling-Interstadials zu werten" ist. Es ist dabei wegen der Schichtlücken und des schwachen Ausbildungsgrades der Zone WS 2b (Mittlere Dryaszeit) nach MENKE Vorsicht bei der Interpretation von Spätglazial-Diagrammen geboten, jedoch ändert dies an der Differenzierung zwischen Alleröd und Bölling nichts. Des weiteren findet MENKE (in: BOCK et al. 1985) in den Profilen im Raum Meiendorf/Ahrensburg, Großes Moor/Dätgen, Eichholz-Niederung/Heiligenhafen, Glüsing, Esinger Moor/Elmshorn, Kubitzbergmoor und Scharnhagener Moor/Kiel ein "schwaches, i.w. durch Zwergbirken bedingtes Baumpollen Maximum ... (Zone WS 1a)" unterhalb der Bölling-Wärmeschwankung, über dem ein *Hippophae*-Maximum sowie dann wieder rückläufige Werte in der *Hippophae*-Kurve und maximale NBP-Werte auftreten.

Das *Hippophae*-Maximum wird nach BOCKELMANN, HEINRICH & MENKE (1983) mit einem mittleren ¹⁴C-Alter (KI 2124 und KI 2152) von 12.010 ± 75 b.p. angegeben.

Die einleitend dargelegten Fundumstände der Artefakte von Grömitz (BRÜCKNER 1954) und aus der Bearbeitung des dortigen Pollenprofils von SCHMITZ (1953) und USINGER (1978) geht nun allerdings folgerichtig hervor, daß nach dem Meiendorf-Interstadial (MENKE in: BOCK et al. 1985) kein spätglazialer Eisvorstoß diesen Bereich überfahren haben kann. Somit ist die Existenz des Grömitz-Vorstoßes mit spätglazialer Zeitstellung äußerst unwahrscheinlich geworden. Eine prä-meiodorfzeitliche Stellung (ausgehendes Hochglazial) muß also eher angenommen werden.

Zusammenfassend läßt sich für die von mir vorgestellten drei Teiluntersuchungsräume Schwansen See mit Schönhagener Ostseekliff, Aas-See - Langholzer See und Goss-See - Kronsbek Mündung vor dem Hintergrund des hier vorgestellten aktuellen Forschungsstandes sagen, daß ein Gletscher-Vorstoß gegeben war, der dieses Küstengebiet bis zu 7 km landeinwärts überfuhr und damit die Jüngste Rückzugsrandlage (WH 4₁) schuf. Die Hauptstauchungsphase der Schönhagener Moränengabel war mit diesen Eismassen gegeben, die auch die braune Moräne vom Schönhagener Kliff ablagerten. Dieser Vorstoß (WH 4₁) drang in Verlängerung der Tiefenlinie der Eckernförder Bucht weit nach Südwesten vor, und schuf die Habyer Berge, sowie nach seinem Rückschmelzen und kurzzeitigen erneuten Vorstoßen (WH 4₂) die Südwestumgrenzung des Goos-See-Beckens. Diesen beiden Vorstößen (WH 4₁ und 2) entsprechen in Schwansen die mittelschwansenschen Randlagen von Söby und Grünholz; ihr Verlauf wurde in Kap. 6.4.1 beschrieben. Die in diesem Vorstoß von GRIPP (1954, 1964) morphographisch festgelegte Moränengabel von Waabs ist nach meinen Untersuchungen nicht zwingend und nach den Befunden von PRANGE (1979) auch nicht beweisbar. Danach gibt es eine einheitliche

Stauchungsrichtung aus Nordost und nicht zwei \pm gegeneinander gerichtete Stauchungsrichtungen. Ein erneuter Eisvorstoß (WH 4₃) erfüllte dann nur noch die heutigen Strandseebecken des Schwansener Sees bis hin nach Karlsburg, die Niederung um die Außenschlei sowie die Eckernförder Bucht weitgehend küstenparallel, jedoch mit Moränenwällen parallel zur Küste am Langholzer See, Aas-See und Hemmelmarker See, sowie nordöstlich des Goos-See-Beckens und Möwenberg. Die braune Hangendmoräne des Schönhagener Kliffs kann diesem letzten, noch das Festland erreichenden Vorstoß nicht zugerechnet werden, da sie das gesamte Kliff überkleidet. Moränen von diesem WH 4₃-Vorstoß (Schwansener See-Vorstoß) wurden bislang von keiner Stelle beschrieben und von mir nicht gefunden. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß dieser Vorstoß sich an den südlichen und nördlichen Teilen des Schönhagener Kliffs auf wenige hundert Meter durch schwache Stauchungserscheinungen bemerkbar gemacht hat. Die wellige Unterkante der braunen Hangendmoräne im zentralen Kliffabschnitt, in dem bisweilen Geschiebepflaster in horizontaler Lage zu beobachten sind, weisen darauf hin, daß die Hauptstauchung früher stattfand (s.o.).

Die stratigraphische Einordnung dieses dritten, morphologisch nur die Oberfläche betreffenden Vorstoßes (WH 4₃) ist nach dem Befund von MENKE (in BOCK et al. 1985) in einen Zeitabschnitt zu stellen, der vor dem Meiendorf-Interstadial liegt. Hingegen hielt es PRANGE (1979) vor dem Hintergrund des Kenntnisstandes vor 1985 (Spätglazial) noch für möglich, daß die Moränengabel erst bei dem Vorstoß der Grömitz-Fehmarn-Oszillation nach alter Zeitstellung gebildet wurde und die dazugehörige Grundmoränendecke somit erst im Spätglazial (Dryas-1) entstand. Dieselbe Einordnung nahm LIEDTKE (1981) vor, und STEPHAN & MENKE (1977) hielten einen spätglazialen Eisvorstoß auch in diesem Gebiet für möglich. Es kommt also nach dem derzeitigen Kenntnisstand dem Schwansener See-Vorstoß (WH 4₃) kein spätglaziales Alter zu – also wie man für die Grömitz-Fehmarn-Oszillation nach alter Zeitstellung annahm – sondern es sollte dieser Vorstoß als der letzte Eisvorstoß im ausgehenden Hochglazial zu sehen sein. Der von PRANGE (1978) mitgeteilte Artefaktfund von Hemmelmark fügt sich zwanglos in diese Stratigraphie ein, indem sein Alter in Übereinstimmung mit den Funden von BRÜCKNER (1954) offenbar vor dem Meiendorf-Interstadial (BOCK et al. 1985), jedoch nach dem Eisvorstoß anzusetzen ist. Offen bleibt hingegen, ob die braune Hangendmoräne der Eckernförder Bucht und von Schönhagen nicht doch einem älteren (u.U. WH 3- oder WH 2-Vorstoß) Vorstoß- und Rückschmelzkomplex im Hochglazial zuzuordnen ist.

Ungeklärt erscheint bisher, ob nicht ein jüngerer Vorstoß als Grömitz-Fehmarn im nördlichen Küstenverlauf Schleswig-Holsteins noch bis dicht an das Festland vordrang, oder ob der von KAISER & BENNER (1987) dargestellte Verlauf der Grömitz-Fehmarn-Eisrandlage im Bereich der Eckernförder

Bucht als gegeben angenommen werden kann. Dies geht besonders deutlich aus der Karte der Tiefenlinien im Küstenbereich vor der Schleimündung von HINTZ (1954) hervor, der Endmoränenreste als Ansammlung grobblockiger Lagen ca. 13 bis 19 m unter N.N. in einer linienhaften Anordnung ca. 4 km parallelläufig, östlich des heutigen Küstenverlaufs vor der Schleimündung bzw. Lotseninsel feststellte. Andere Endmoränenreste lassen sich in Verlängerung der Schönhagener Moränen bis weit in die heutige Ostsee hinein verfolgen.

Die jüngere, spät- und nacheiszeitliche Entwicklung der Landschaft dieser jüngeren Randlagen (WH 4₁ bis 4) war nun zunächst geprägt durch das Austauen stagnierenden Eises sowie Toteises in den Zungenbeckendepressionen. In den kälteren, noch durch Dauerfrost gekennzeichneten Stadien der Dryaszeiten herrschten Hangverflachung durch Gelifluktion und Durchmischung der oberen Bodenschichten durch Gefrieren und Auftauen der Oberfläche (Kryoturbationen und Eiskeilbildung) vor.

Das Ausbilden erster Depressionen ist lokal gesehen sehr unterschiedlich verlaufen. Schmolz das Toteis schnell – z.B. noch während des Spätglazials – so ist es der Höhenlage, Größe und Exposition und den Vegetationsverhältnissen auf den umgebenden Hängen der entstehenden Depression zuzuschreiben, ob sie mit minerogenem Material (Hangabspülung u.a. durch Schneeschmelzwässer und Gelifluktionsmassen) oder organogenem Material verfüllt wurde. Diese Sedimentation geschah oft in Seen, die wegen des Dauerfrostes nicht versickern konnten und durch eine abdichtende, glazilakustrine, feinklastische "Dichtmasse" in Form von Beckensiltiten und -tonen am Seegrund versiegelt waren. Die hier vorgestellten Basisdatierungen, die oft nur wenige Zentimeter über Beckenabsätzen liegen und nur an Materialien gewonnen werden konnten, die zumindest geringfügig organische Beimengungen aufweisen mußten, weisen also auf eine Seenbildung in den Depressionen hin, die als ein Mindestalter zu deuten sind. In Becken mit wasserdurchlässigen Sedimenten bildeten sich erst im Zuge des allgemeinen Grundwasseranstiegs Seen, und es kann damit erst spät zur Ablagerung limnischer Sedimente gekommen sein. Dies wäre eine Möglichkeit, einen "Zeitsprung" an der Grenze zwischen den minerogenen Beckenabsätzen und der Sedimentation organischer Ablagerungen zu erklären. USINGER (1981 a) fand bei seinen Untersuchungen heraus, daß zwischen dem Alleröd und der Jüngeren Dryaszeit oft ein Hiatus besteht, den er auf seebodennahe Strömungen in einem flachen See zurückführt. Bei den heute zu messenden Tiefenlagen allerödzeitlicher und dryas-3-zeitlicher Seesedimente sind nicht selten Seetiefen von 15 bis 20 m festzustellen. USINGER (1981 a) weist nun sicher zu recht darauf hin, daß diese Seetiefen nicht der echten alleröd-/dryas-3-zeitlichen Seetiefe entsprach. Es ist von geringeren Seetiefen auszugehen, die nach USINGER (1981 a) klimatisch bedingt gewesen sein sollen. Er folgert aus dem ungestörten Ablagerungsmilieu der Alleröd-Gyttjen mit

geringmächtigen Sandbeimengungen an dem oft gekappten Top dieser Sedimente und der Unterkante der hangenden dryas-3-zeitlichen Serien, daß eine klimabedingte Seespiegelabsenkung an der Wende Alleröd/Jüngere Dryaszeit für diesen Hiatus verantwortlich zu machen ist. Sicher ist dieses für verschiedene bei USINGER näher angeführte Beispiele der Fall gewesen, zumal ein Seebecken in seiner ganzen Ausgestaltung zu betrachten ist. Eine Seespiegelabsenkung als alleinige Ursache für Zeitlücken bzw. Umlagerungen an einem Seegrund anzunehmen, erscheint mir allerdings zu einseitig. Man sollte vielmehr mindestens in ähnlich hohem Maße der Geschwindigkeit des Abtauens von stagnierendem Eis und Toteis eine Bedeutung zumessen, die abhängig ist von der Höhenlage, von klimatischen Faktoren, Exposition und damit verknüpften Vegetationsverhältnissen. So konnte nachgewiesen werden, daß Toteis noch in Depressionen lag und diese sogar noch versiegelte, als woanders bereits das Toteis ausgetaut war und Seen standen. Es kommt somit den abiotischen und aklimatischen Faktoren bei der Bildung der Seebecken eine besonders große Rolle zu.

Eine Sedimentation von Beckensilt und -tonen fand in den Depressionen zuerst statt, die über das Abtauen des Toteises erste Negativformen aufwiesen. Die Tiefe der heutigen Seen ist dabei abhängig von der Mächtigkeit des Toteises und dem Alter der Sedimente in diesem Becken von dem Beginn des Austauens an gerechnet.

Nach den vorgelegten Befunden muß davon ausgegangen werden, daß die Genese der Strandseen glazialerosiv, glazialakkumulativ und fluvial stattgefunden haben muß. Der Schwansener See sowie der Goos See sind anlagemäßig als Zungenbeckenseen zu deuten, wobei in den Beckenbereichen unerwartet lange Toteis gelegen haben muß. Ob beide Zungenbecken während desselben Vorstoßes (WH 4₃) gebildet worden sind, wird zunächst nur angenommen. Der Langholzer See sowie die Kronsbeekmündung gegen die Ostsee bei Aschau verdanken ihre Entstehung einer u.U. noch periglaziären, fluvialerosiven Anlage. Beide Täler weisen in ihrer Erosionssohle in der Moräne ein steiles gleichsinniges Längsgefälle auf, sind relativ kurz von der Laufstrecke her und weisen einen relativ ebenen, nur wenige Dezimeter über N.N. liegenden, mit sedentären und limnischen Sedimenten – später dann marinen Sedimenten – aufgebauten Talboden auf. Der Aas See dürfte als ein Becken betrachtet werden, das seine Entstehung der Abdämmung durch parallelläufige Seitenmoränen verdankt. Die Entwicklung der Sedimente in den vorhandenen Beckenräumen verlief dann sehr ähnlich. Mit Ausnahme des Schwansener Sees bildeten sich in den Becken stehende, flache Seen unterschiedlicher Ausdehnung, in denen sich dann Niedermoore und ausgedehnte Bruchwälder (zumeist *Alnus*) entwickelten. Der Schwansener See stellt wegen seiner geringen Tiefgründigkeit und wegen der erst relativ späten Abriegelung – und damit Umgestaltung zu

einem Becken – eine Besonderheit dar. Alle anderen hier aufgeführten Beispiele wiesen entweder von vornherein Schwellen auf, die sie gegen das Ostseebecken abdämmten, oder sie wurden mit steigendem Ostseespiegel durch Nehrungsvorbau abgeriegelt, so daß sich in beiden Situationen dahinter ein See – sicher teilweise auch mit Überlauf, da eine Wasserzufuhr auch von der Landseite anzunehmen ist – bilden konnte. Erst als es zu einem rapiden Anstieg der Ostsee kam, stieg damit auch der Grundwasserspiegel in diesen Depressionen an, und es kam zur Überflutung der Niedermoore und des Bruchwaldes. Der obere Teil der Torfe wurde in zwei Fällen radiometrisch datiert und ergab ein Alter von 7.230 ± 70 Jahre b.p. (korrigiert 6.630 ± 70 Jahre b.p. für den Goos See) und 6.690 ± 285 Jahre b.p. (für den Aas See). Die limnische Süßwasserphase war nicht in jedem Beispiel zu beobachten, ist also nicht gesetzmäßig in den Sedimentationsserien anzutreffen. In allen Beispielen hingegen wurden brackische bis marine Sedimentserien über den Torfen angetroffen, die belegen, daß Ostseewasser über die niedrigsten Schwellenzonen in die Becken einbrach und die Faunengesellschaften in diesen Becken umgestalteten. Aufgrund dünnlagig rhythmisch geschichteter, hellgrauer, karbonatarmer Ton-/Siltbänder in sonst laminierten, feindetrithischen Mudden muß auf eine episodisch bedingte Sedimentation in diesen Depressionen geschlossen werden, die auf nicht regelmäßig wiederkehrende Ereignisse zurückzuführen ist. Die Seetiefe muß dabei schon ruhige Sedimentationsverhältnisse zugelassen haben, so daß es zur Ablagerung dieser Ton-/Siltlagen kam. Ich vermute, daß es sich bei diesem Material um ausgewaschenes, feinkörniges Matrixmaterial der häufig anzutreffenden blaugrauen Moräne handelt, das mit Sturmflutereignissen über die niedrigen Schwellen in die Strandseen hineinschwappte und sich dort unter ruhigen Sedimentationsbedingungen absetzte. Die Ton-/Siltlagen wurden im Langholzer See, Aas See, Haltestelle Altenhof, Goos See und Kronsbek (Aschau) gefunden, denen die Nähe zur Ostsee und die Abriegelung durch Querverbauungen gemeinsam sind. Derartige Ton-/Silt rhythmite wurden in keiner anderen Bohrung nachgewiesen. Alle Beispiele liegen im Verlauf einer Ausgleichsküste mit küstenparallelen Strömungen, so daß für den Transport der feinen Sedimentfracht gesorgt ist.

SEIFERT (1955) beschreibt für den Warder und die Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen sehr ähnliche Entwicklungszyklen und kommt zu einer ähnlichen zeitlichen Vorstellung der ersten Transgressionsphasen nach der Bildung der basalen Torfe. Hinsichtlich der Eichholz-Niederung führt er näher aus:

"Nach dem Schwinden des Eises bildete sich nördlich und östlich der Warder vor Heiligenhafen ein größeres Seebecken, in dem die limnische Sedimentation am Ende der Allerödzeit (Zone III) etwa um 9.000 v. Chr. begann. Limnische Sedimente sind nur im zentralen Teil des Beckens, etwa unterhalb -10 m N.N., vorhanden, am Rande fehlen sie. Hier entstand zwischen 9.000 und 8.000 v. Chr. (Zone IV) ein Kiefernbruchwald. Die

Grenze größerer zusammenhängender Torfdecken dürfte mit der -8 m N.N. Linie der diluvialen Oberkante zusammenfallen. ... Höher liegende Vorkommen sind unbedeutend. Auch der zentrale Teil des Sees verlandete dann langsam. Die Torfbildung begann dort etwa um 6.000 v. Chr. (Ende Zone VI in Bohrung Nr. 45, Anfang Zone VII in Bohrung Nr. 46) mit Braunoos-Seggentorf und endete mit der Bildung eines Bruchwaldtorfes. Etwa ab 5.500 v. Chr. (Ende Zone VII, Beginn Zone VIIIa) ging der Kiefern-Bruchwald am Rande des verlandeten Seebeckens in einen Erlenbruchwald über. Im zentralen Teil entstanden erneut offene Wasserflächen, hier wurde Grobdetritus-Gyttja abgesetzt. Darin spiegelt sich der Anstieg des Grundwassers wider, der nach SCHMITZ auf das herannahende Meer hinweist* (SEIFERT 1955: 41 f.).

Die ersten marinen Einflüsse im Gebiet von Heiligenhafen gibt SEIFERT zwischen 7.000 und 6.500 Jahren b.p. mit dem Erreichen der -12 m N.N.-Marke an.

Nach KLUG (1980) stieg der Ostseewasserspiegel zwischen 6.100 und 5.500 Jahren b.p. um 1,5 m an, wobei der Anstieg vor

diesem Zeitraum ähnlich schnell verlaufen sein könnte. Die Überflutung der Eiszungenbecken soll nach KLUG (1980) mit dem Überschreiten der -5 m N.N.-Marke um ca. 6.200 Jahren b.p. vonstatten gegangen sein, was meine bisher vorgelegten Ergebnisse bestätigen. Die Bildung der heutigen Ausgleichsküste mit ihren Strandwällen, Haken, Nehrungen und Dünen begann dann in der 3. litorinen Transgressionsphase, die etwa um 2.900 Jahren b.p. einsetzte.

Es sei noch auf einen Fund aufmerksam gemacht, für den ich Herrn Dr. RUCK, Eckernförde, herzlich danken möchte. Bei Baumaßnahmen wurde an der Nordseite der Eckernförder Bucht in -20 m N.N. ein großes *Pinus*-Holzstück geborgen. In einem anderen Zusammenhang teilte mir RUCK das Ergebnis einer ¹⁴C-Datierung aus Torfen von -35 m N.N. aus der Eckernförder Bucht mit, das von der DEA (Texaco) veranlaßt wurde und ein Alter von 22.500 ± 10% Jahre b.p. erbrachte. Danach müßten hier vor dem Hochglazial und der Maximalrandlage des weichseleiszeitlichen Eises Torfe überfahren worden sein.

7. Ergebnisse

7.1 Zur Morphostratigraphie

Der maximale, weichseleiszeitliche Eisrand ist in seinem Verlauf erneut untersucht worden. Es erscheint aufgrund der vorgelegten Kartierungen diskussionswürdig, die hohen Geestkerne des Stapelholm und von Schwabstedt-Ostenfeld gegen deutlich niedrigere Geestauftragungen von Christiansholm, Meggerholm, Börm, Dörpstedt, Hollingstedt und Silberstedt abzugrenzen. Depressionen in der Sanderfläche zwischen der Treene im Westen und den WH 1-Randlagen – der herkömmlichen weichseleiszeitlichen Maximalrandlage – sind bislang nur als Nachsackungen über verschüttetem Toteis zu deuten. Andere Deutungen (Windformen, Aufeisbildungen u.a.m.) treffen aufgrund des gesamtmorphologischen Zusammenhangs nicht zu. Es muß allerdings vorerst offen bleiben, ob ein weichseleiszeitlicher Eisvorstoß soweit nach Westen vordrang. Auf Parallelen in Jütland und im Bereich der nördlichen DDR sei verwiesen. Das nördliche Schleswig-Holstein nimmt hinsichtlich der Grenzziehung des Maximalrandes des Weichseleises bei diesem Vergleich eine nur schwer erklärbare Sonderstellung ein.

Der maximale, weichseleiszeitliche Rand des Inlandeises (WH 1-Randlage) konnte in den Teilarbeitsgebieten Owschlag und Schleswig-West und in Annäherung auch zwischen beiden Gebieten nun festgelegt werden. Er wird als WH 1₁-Randlage bezeichnet und weist stellenweise Abweichungen zu den bisher gebräuchlichen Kartendarstellungen von EGGERS (1938), GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958) auf (vgl. Abb. 2). So

konnte mit Hilfe eines dichten Bohrnetzes im Bereich Owschlag und Schleswig-West weichseleiszeitlicher Geschiebelehm in einer mal weiteren, mal näheren westlicheren Lage gefunden werden als dies bisher der Fall war. Im Gegensatz zu GRIPP (1954, 1964) (vgl. Abb. 2) halte ich es nicht für zwingend, daß ein erheblich jüngerer Eisvorstoß aus der Innenschlei im Gebiet Schleswig-West den weichseleiszeitlichen Rand in westlicher Richtung überfahren hat. Jedoch sind sicher an dieser Stelle nachfolgende Gletscherszillationen der WH 2₂-Randlagen sehr dicht an den Maximalrand vorgedrungen.

Dieser WH 1-Vorstoß entspricht lagemäßig – nicht stratigraphisch – den A-Moränen von DÜCKER (1958). Ich parallelisiere ihn vorläufig mit dem Brandenburger Stadium der DDR und dem "Old Baltic Advance" in Dänemark (vgl. Tab. 4). GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958) halten es im Gegensatz dazu für wahrscheinlich, daß das Brandenburger Stadium in Schleswig-Holstein nicht belegt ist bzw. von nachfolgenden jüngeren Eisvorstößen überfahren wurde (vgl. Abb. 2).

Die Vorstoßphase WH 2 war im wesentlichen durch oszillierende Vorstöße charakterisiert, wobei es sicher noch kleinere Vorstoß- und Rückschmelzphasen gab. Im Raum Schleswig-West schuf er die äußere Westumgrenzung der Innenschlei, wobei möglicherweise der jüngere WH 2₂-Vorstoß den älteren WH 2₁-Vorstoß überfuhr. Im Bereich der Hüttener Berge verlaufen die einzelnen Linien der Randlagen dicht geschart. Der Vorstoß erfolgte in einen großen Eisstausee hinein, deren

blaugraue Silte und Tone vor der Gletscherfront gestaucht und geschuppt wurden und heute in Höhenlagen um ± 25 m N.N. liegen. Der letzte WH 2-Vorstoß ($W2_3$) dürfte auf der Höhe der Enge von Stexwig gelegen und damit die heutige Innenschlei nicht mehr ganz mit Eismassen ausgefüllt haben. Die Anbindung an Moränenzüge dieser Randle nach Norden Richtung Schaalby-Tolk sowie nach Süden über Fleckeby in die Hüttener Berge sehe ich in den jeweiligen Moränenrücken.

Dieser WH 2-Vorstoß entspricht lagemäßig – nicht stratigraphisch – den M- und J-Moränen von DÜCKER (1958), die von GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958) bereits dem Pommerschen Stadium zugerechnet werden (vgl. Abb. 2 und 57). Man könnte im einzelnen die M-Moränen meinen WH 2_1 - und die ältesten J-Moränen meinen WH 2_2 -Randlelagen zurechnen (vgl. Abb. 2 und 57); die WH 2_3 -Randlelage erscheint mir ebenfalls deutlich ausgeprägt und wurde von GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958) nicht ausgewiesen (Abb. 2 und 57). Ich parallelisiere vorläufig den WH 2-Vorstoß mit der Frankfurter Eisrandlage der DDR und dem "Main Weichselian Advance" in Dänemark (vgl. Tab. 4).

Die Eismassen der Vorstoßphase WH 3 (Missunder Randlelage) füllten bei ihrem ersten Vorstoßabschnitt (WH 3_1) noch ein großes Zungenbecken aus, das den Wittensee und Bistensee umfaßte. Der WH 3_1 -Vorstoß zeigte auch schon deutlich eine bevorzugte Eismassenvorstoßrichtung aus der Eckernförder Bucht heraus nach Südwesten bis hin zu einer ersten Aufstauungsphase der Duvenstedter Berge. Die Schmelzwässer flossen zunächst in einen Eisstausee, der Hüttener Au und Innenschlei umfaßte, wobei die im Westen abriegelnden älteren WH 1- und WH 2-Randlelagen sowie die hochliegenden Sanderflächen ein frühes Auslaufen nach Westen verhinderten. Ein Abfließen nach Osten verhinderte die Eisfront des Inlandeises, und ein Abfluß nach Südwesten (über den Bistensee) war erst zu einem späteren Zeitpunkt (WH 3_2 -Randlelage) möglich, nachdem die Eismassen im Bereich des Bistensees und dem nordöstlichen Gebiet abgeschmolzen waren. In der ersten Eisstauseephase bestand der Überlauf des Eisstausees bei Dannewerk (Überlaufschwelle bei 13 m N.N.) und möglicherweise auch bei Busdorf (20 m N.N. abzüglich der bislang unbekanntten Mächtigkeit der holozänen und spätglazialen Sedimente in der heutigen Wasserscheidenregion) und Selk/Geltorf (23 m N.N. abzüglich der bislang unbekanntten Mächtigkeit der holozänen und spätglazialen Sedimente in der heutigen Wasserscheidenregion). Nach dem Abschmelzen der Eismassen im Bistenseebereich (WH 3_2) und nordöstlich davon flossen außerdem die Schmelzwässer über den heutigen Bistensee – vielleicht noch über tief liegendes Toteis in diesem Restzungenbecken – über die Stentener und Steinsiekener Rinne und letztendlich durch die Sorge nach Westen ab.

Die WH 3_2 -Randlelage zeigte die ersten Anzeichen einer Gabelung der Moränen im westlichen Schwansen. Aus Gletschertoren nordwestlich des Schnaaper Sees und südwestlich von Mis-

sunde kamen konzentriert Schmelzwässer, die Sedimente in den Eisstausee schütteten.

Die Moränengabel von Schwansen zeigte sich dann in der darauffolgenden WH 3_3 -Phase noch deutlicher. Der Unterlauf der Koseler Au entstand als eine periphere Eisrandentwässerungsbahn. Das Zungenbecken östlich und nordöstlich von Missunde wurde mit Schmelzwässern der Koseler Au und des Ornummer Noores – hier liegt u.U. schon eine ursprünglich subglaziale Uranlage vor – gefüllt, und die Enge von Missunde wurde an der Stelle geschaffen, an der die niedrigste Stelle zum westlich benachbarten Eisstausee bestand. Am Schnaaper See entstand eine weitere Generation eines Sanders.

Nach GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958) gehören die Randlelagen von Missunde (WH 3-Randlelagen) zu den J-Moränen mit einer mittleren Zeitstellung innerhalb des Pommerschen Stadiums (vgl. Abb. 2). Es ist auch hier möglich, eine Zuordnung einzelner Randlelagen zweiter Ordnung – i.S. WH 3_{1-3} -Randlelagen – mit einzelnen Randlelagen von DÜCKER (1958) vorzunehmen. Die stratigraphische Einstufung der WH 3-Randlelagen halte ich noch für sehr offen. Es kommen m.E. sowohl die Frankfurter Eisrandlage – dann wäre WH 3 eine wichtige Rückschmelzrandlage – als auch bereits das Pommersche Stadium in Betracht; in diesem Fall dürfte es sich um das maximale Pommersche Stadium handeln. In Anbetracht der morphologischen Verhältnisse hinsichtlich des Grades an Deutlichkeit der Moränen halte ich die erste Korrelierungsmöglichkeit für wahrscheinlicher. Insofern rechne ich stratigraphisch aufgrund morphographischer Kriterien vorläufig die WH 3-Randlelagen noch zur Frankfurter Eisrandlage bzw. zum "Main Weichselian Advance" i.S. der dänischen Terminologie.

Die WH 4-Vorstöße (Innerschwansensche Randlelage) waren jene Eisrandlagen, die eine Gabelung der Eismassen in einen schwächer entwickelten nördlichen Schleiast und einen stärkeren südlichen Eckernförder Bucht-Ast ganz deutlich werden ließen. Beide hatten eine südwestliche Vorstoßrichtung. Aufgrund der Massenverteilung des Eises drangen die Gletscher in der Eckernförder Bucht noch mindestens bis an den Nordostrand des Wittensees vor und schufen die Habyer Berge, während der gleiche Eisvorstoß (WH 4_1) im Bereich der Schlei "nur" bis zum heutigen Gutshof Büstorf vordrang. Dazwischen hatte sich das Eis in den hochgelegenen Teilen Schwansens gabelförmig bis auf die Höhe von Loose und dem Großen Moor zurückgezogen bzw. war dort nicht so stark ernährt worden. Das ursprünglich noch die heutigen nordwestlich vorgelagerten Schnaaper Seen umfassende Windebyer Noor wurde durch die Aufschüttung seiner nordwestlichen und westlichen Moränen auf seine heutige Gestalt verkleinert.

Die zweite Randlelage (WH 4_2) trennte dann schon das Windebyer Noor ab; die Eismassen drangen jedoch nochmals in das Goos See-Becken bis zu seinem Südwestende ein. Die ungleiche "Eisernährung" von Schlei und Eckernförder Bucht wurde noch

Tafel
(hinten)

Tafel
(vorne)

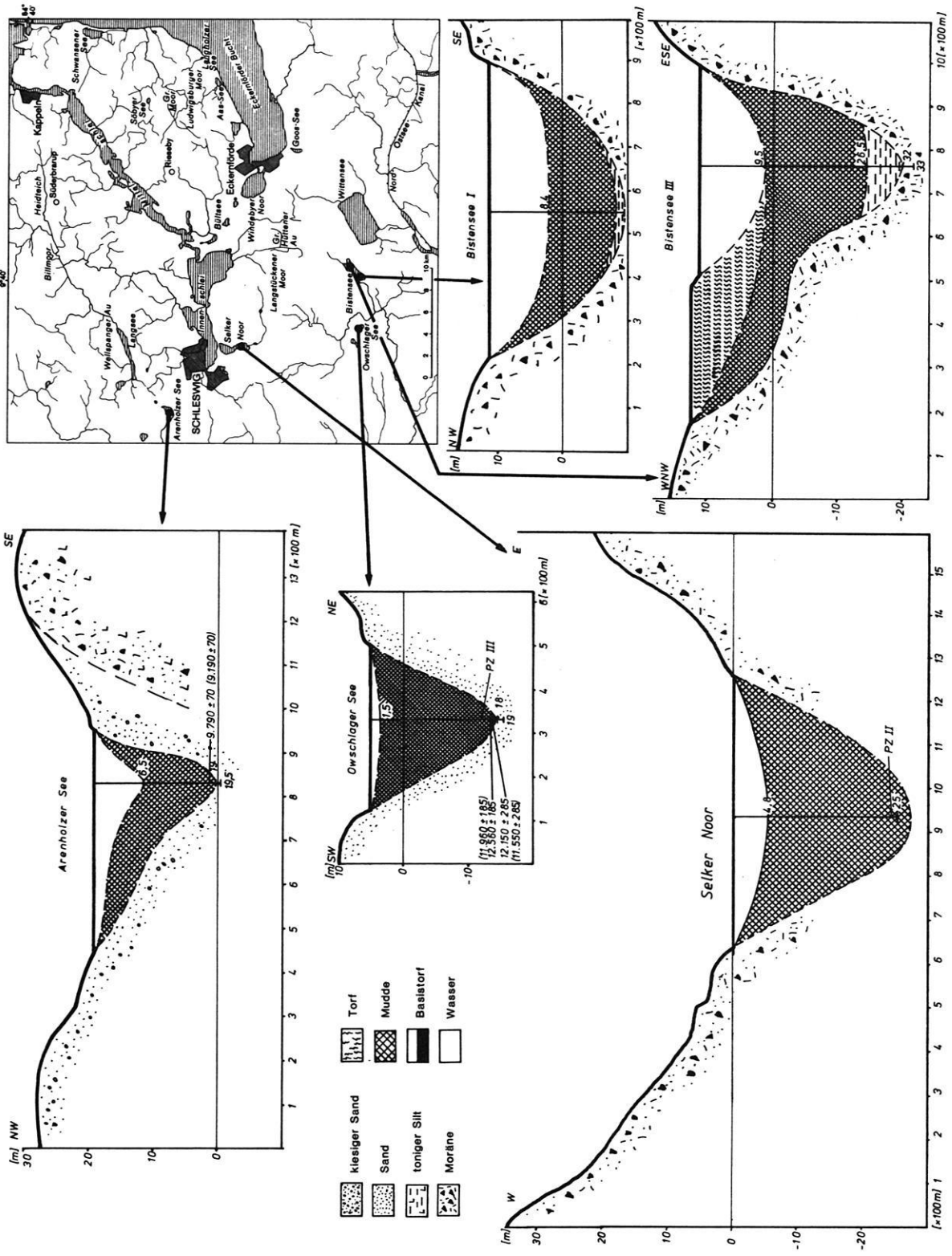


Abb. 58: Querprofile und Basisdatierungen der Bohrungen Arenholzer See, Owschlager See, Selker Noor, Bistensee I und III.

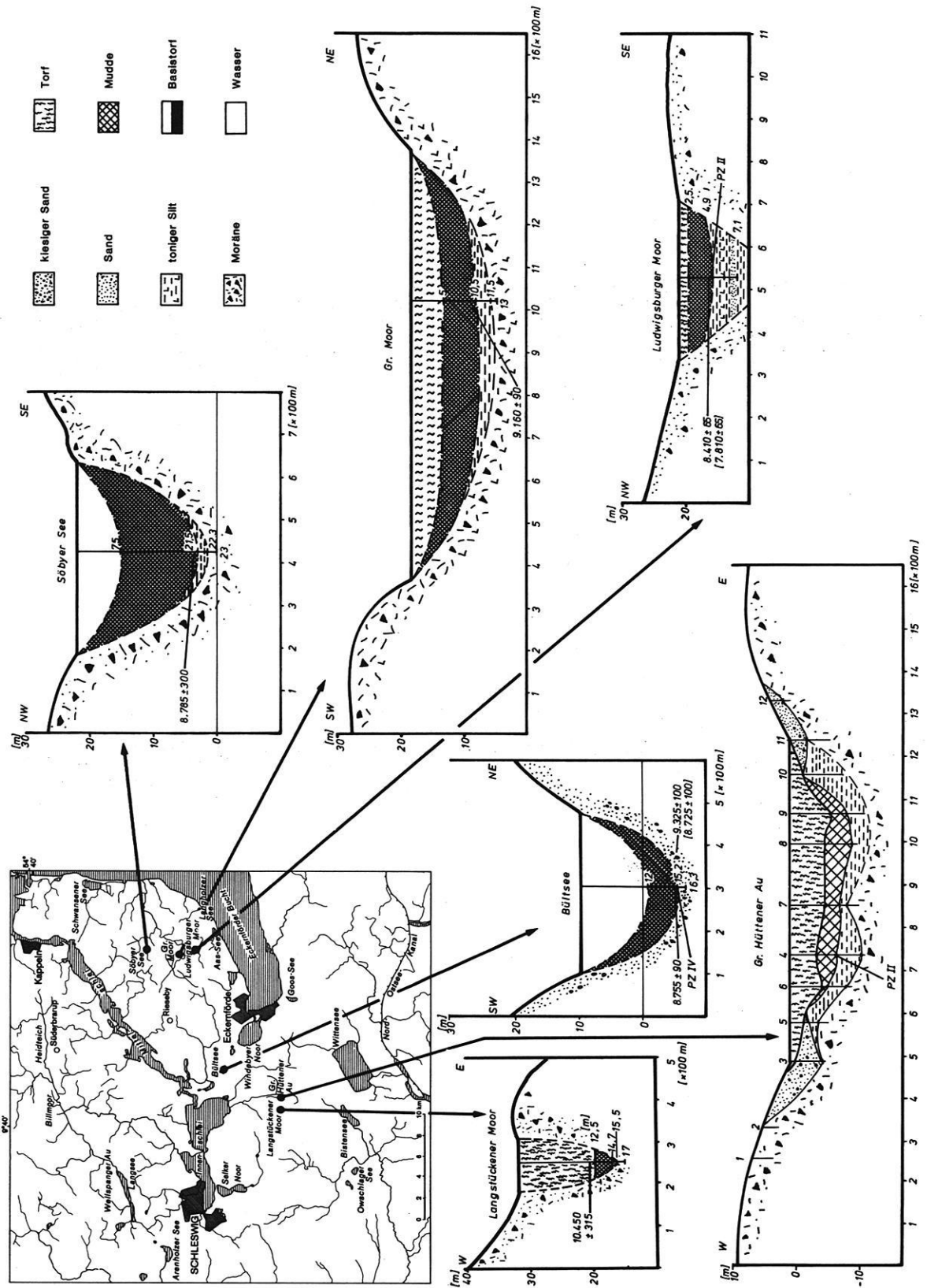


Abb. 59: Querprofile und Basisdatierungen der Bohrungen Langstücker Moor, Gr. Hüttener Au, Bülteisee, Ludwigsburger Moor, Großes Moor (Schwansen) und Söbyer See.

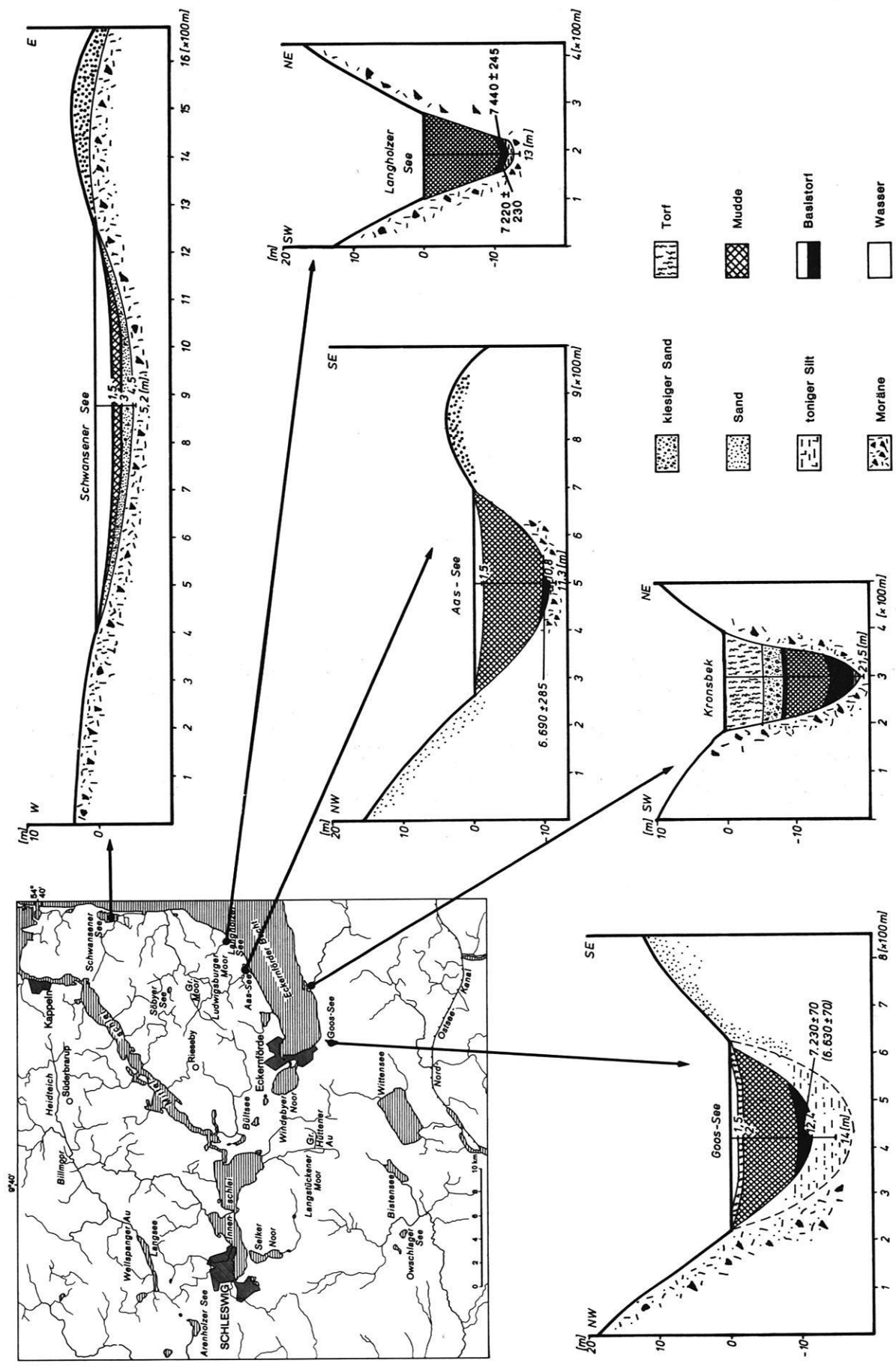
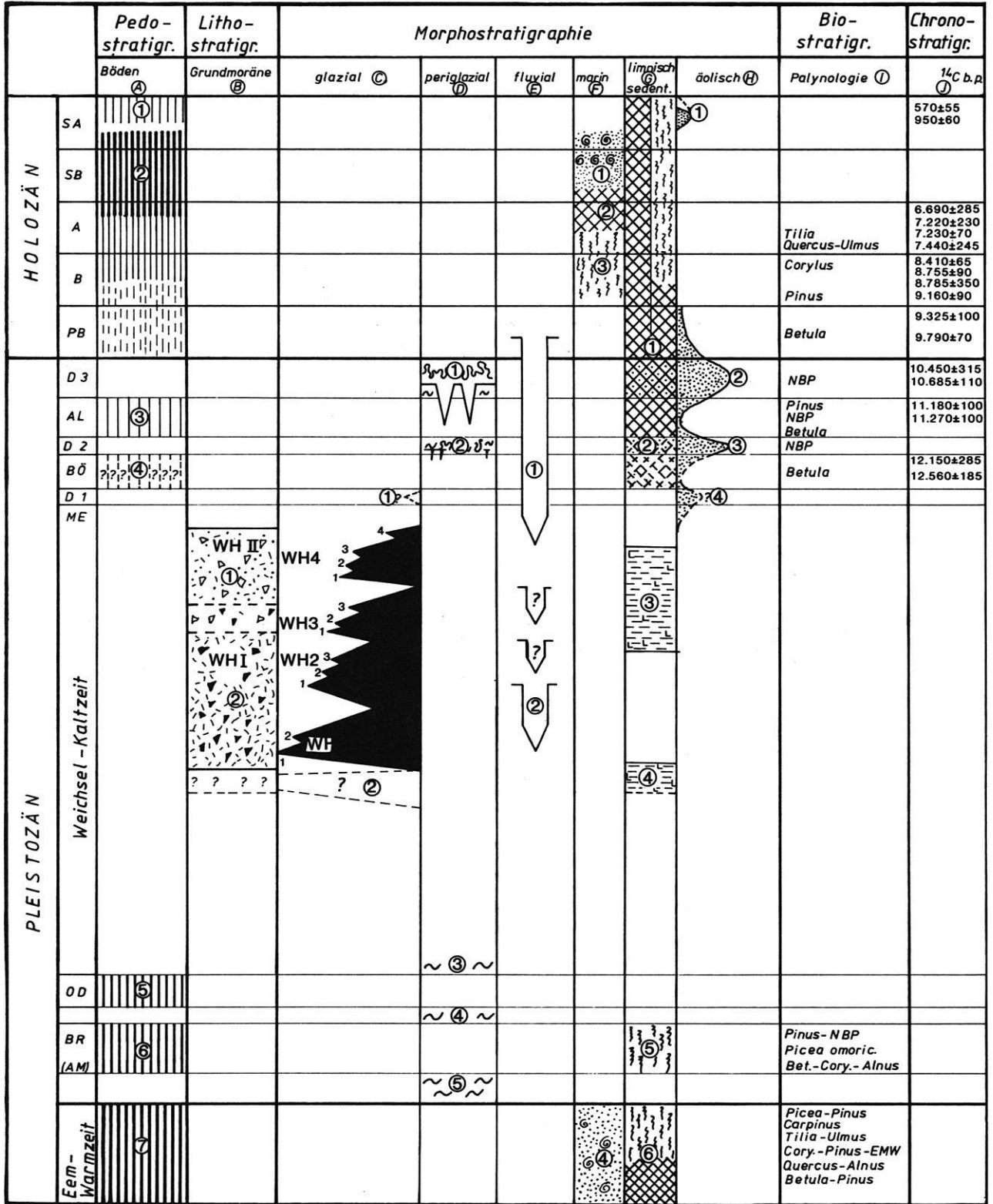


Abb. 60: Querprofile und Basisdatierungen der Bohrungen Goos-See, Kronsbek, Aas-See, Langholzer See und Schwansener See.



Tab. 4: Landschaftsformende Prozesse in Schwansen und dem westlich angrenzenden Vorland

wartheiszeitlicher und weichseiszeitlicher Moräne vorgenommen werden. Es ist darüber hinaus die einzige Stelle im Arbeitsgebiet, an der die Trennung auch pedostratigraphisch belegbar ist (s. Kap. 7.3). Für die Proben 11 und 12 aus einer olivbraunen Moräne ermittelte WÜNNEMANN (1990) eindeutig eine warthezeitliche Stellung, während die Proben 9 und 13 aus einer braunen Moräne darüber zusammen mit anderen Proben aus Nord-Schleswig-Holstein eine eindeutig weichseiszeitliche Stellung aufweisen. Es wird im Einzelfall besonders im Saumgebiet der weichseiszeitlichen Maximalrandlage jedoch immer schwierig sein, eine deutliche Trennung zwischen Warthe- und Weichsel-Moränen mit Hilfe der Geschiebeanalyse zu erzielen, da beim weichseiszeitlichen Vorstoß älteres (warthezeitliches) Material aufgearbeitet wurde.

Es ist in Anbetracht der vorgelegten Ergebnisse der Feldarbeiten augenblicklich nicht zu entscheiden, ob in meinem Arbeitsgebiet zwei oder drei Grundmoränendecken auftreten. Dazu bedürfte es eines eindeutigen Aufschlußbefundes. Man kann nur soviel sagen, daß sowohl im östlichen als auch im westlichen Teil meines Arbeitsgebietes zwei zu trennende Geschiebemergel/lehmedecken auftreten, wobei bei der gegenwärtigen Aufschlußsituation nicht geklärt werden kann, ob es sich um dieselben Moränen handelt oder ob man mit einem gewissen Grad an Sicherheit annehmen kann, daß die blaugraue Liegendmoräne von Schönhagen (W I) dem kräftigsten weichseiszeitlichen Vorstoß zuzurechnen ist, der im Gebiet der DDR mit dem Brandenburger Eisvorstoß und in Dänemark und Südschweden mit dem NE-Eisvorstoß parallelisiert werden kann.

7.3 Zur Pedostratigraphie

Interglazialböden (eemzeitlicher und holozäner Zeitstellung) und Interstadialböden (frühweichseiszeitlicher und spätglazialer Zeitstellung), die als Klimazeugen für wärmere bis gemäßigte und kühlgemäßigte Zeitperioden betrachtet werden können, werden im Arbeitsgebiet beschrieben. Neben den in der Literatur beschriebenen Vorkommen von Loopstedt am Haddebyer Noor – hierbei handelt es sich allerdings um ein limnisches Interglazial- und Interstadialvorkommen (Eem und Frühweichsel) – werden in Bohrungen zumeist marine Eemvorkommen in den geologischen Kartenwerken der Blätter Owschlag und Rendsburg sowie vom Wilden Moor im Treenetal am westlichen Rand des Arbeitsgebietes nachgewiesen. Bei Brekendorf beschrieb DÜCKER (1967) einen Boden, den man aufgrund seiner Beschreibung als Parabraunerde einstufen könnte. Er stellt ihn zwischen das Frankfurter und Pommersche "Stadial" (DÜCKER 1967: 61 f.)

Ein neues Interglazial-/Interstadialvorkommen wurde aus der Sand-/Kiesgrube Margarethenwall bei Friedrichsberg (Schleswig) beschrieben. Es ist als ein Paläobodenkomplex

ausgewiesen (Lessivierung, Pseudovergleyung und Podsolierung) und deutet aufgrund seiner relativ hohen Lage über dem heutigen Schleinniveau darauf hin, daß die ersten weichseiszeitlichen Eisvorstöße, die dieses Gebiet auf ihrem Weg nach Westen überfuhren, schon ein den heutigen Verhältnissen sehr ähnliches Relief vorfanden. Der Paläobodenkomplex trennt eine liegende wartheiszeitliche Moräne von einem hangenden weichseiszeitlichen, glazifluvialen und moränen Komplex. Beide Moränen sind geschlebeanalytisch von WÜNNEMANN (1990) untersucht worden.

Spätglaziale (Bölling ? und Alleröd) und holozäne ("Loher Boden") Bodenbildungen werden als stratigraphische Leithorizonte vor allem in den Dünen- und Flugsandgebieten des Teilarbeitsgebietes Owschlag und Schleswig-West erstmals beschrieben.

7.4 Zur Chrono- und Biostratigraphie

Das Spätglazial und Frühholozän ist in seiner klimatischen Entwicklung in den Pollendiagrammen erfaßt. Eine bio- und chronostratigraphische Einordnung der hochglazialen, weichseiszeitlichen Eisvorstöße ist bislang in meinem Arbeitsgebiet nicht möglich gewesen. Die basisnahen Datierungen mit Hilfe der Pollenanalyse und Radiokohlenstoffdatierungen zeigen in den durch Bohrungen untersuchten See- und Moordepressionen (Fig. 58 bis 60) ausnahmslos ein spätglaziales bis frühholozänes Alter. In den meisten untersuchten Lokalitäten setzt die Sedimentation limnischer Sedimente (Seesand oder Mudde) im Alleröd ein. Eine deutliche Abweichung davon ergab sich in den bearbeiteten küstennahen Lokalitäten. Hier wurde ein Torf von etwas mehr als 6.000 Jahren b.p. überflutet und es kam zu einer Versumpfungsphase. Unter diesem 6.000 bis 7.000 Jahre alten Torf befanden sich an den unterschiedlichen Lokalitäten keine organogenen, limnischen Serien mehr. In den anderen Profilen wird die von MENKE (1968, 1985) für das Spätglazial beschriebene Vegetationsentwicklung mit ihren charakteristischen Kurvenverläufen deutlich. Die von ALETSEE (1959), KUBITZKI (1961) und AVERDIEK (1978) charakterisierte Vegetationsentwicklung konnte in meinen untersuchten Diagrammen im wesentlichen bestätigt werden bzw. den walddgeschichtlichen Abschnitten nach FIRBAS für das Holozän und den Pollenzonen nach MENKE für das Spätglazial zugeordnet werden.

Palynologisch ist das Bölling als älteste Pollenzone in einem Pollenprofil durch einen deutlich auftretenden *Betula*-Gipfel nachweisbar. Nach einem NBP-Maximum folgt in den entsprechenden Profilen das Alleröd mit einem deutlichen Anstieg bei *Pinus* und *Betula* bei jedoch gleichzeitig recht hohen Werten bei *Poaceae* und Sträuchern.

Folgt man MENKE (in BOCK et al. 1985) so ist für den Bereich der südlichen Ostseeküste um Travemünde und Heiligenhafen der Görmitz-Fehmarn-Vorstoß der letzte weichseiszeitliche Eisvorstoß, der schleswig-holsteinisches Gebiet

erreichte. Ungestörte meißendorferzeitliche Ablagerungen liegen auf der jüngsten Moräne, unter der Artefakte gefunden worden waren (BRÜCKNER 1954). Ähnliche Fundumstände beschreibt PRANGE (1978) vom Kliff von Hemmelmark, nordöstlich von Eckernförde. Es ist zu vermuten, daß hier ebenfalls die die Artefaktfunde abdeckende, dünne Moräne einem Grömitz-Fehmarn-Vorstoß mit weichseleiszeitlicher Zeitstellung zuzurechnen ist.

In den küstennahen Seen der Ostsee und Eckernförder Bucht wurden Basistorfe mit einem Alter von mehr als 6.000 Jahre b.p. gefunden, die in den zum Meer hin geöffneten Becken von marinen Sanden und Silten und in den geschlossenen Becken von einem limnischen Süßwassersediment überdeckt werden. Rhythmische Ton-/Siltschichten erwiesen sich gegenüber einer hellbraunen/ schwarzbraunen Feinlaminiierung als Schichten episodischer Ereignisse.

8. Literaturverzeichnis

- ALETSEE, L. 1959: Zur Geschichte der Moore und Wälder des nördlichen Holstein. - Nova Acta Leopoldina, N.F., 139, 21: 1-51; Kiel.
- ANDERSEN, S. 1957: New investigations of interglacial fresh water deposits in Jutland. A preliminary report. - Eiszeitalter und Gegenwart, 8: 181-186; Öhringen.
- 1961: Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). - Danm. geol. Unders., 2: 75: 175 S.; Kopenhagen.
- 1969: Interglacial vegetation and soil development. - Medd. dansk geol. Foren., 15: 486-506; Kopenhagen.
- 1980: Early and Late Weichselian chronology and birch assemblages in Denmark. - Boreas, 9: 53-69; Oslo.
- , VRIES, H. DE & W.H. ZAGWIJN 1960: Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. - Geol. en Mijnb., 39: 38-42; 's-Gravenhage.
- AVERDIEK, F. 1957: Zur Geschichte der Moore und Wälder Schleswig-Holsteins. Ein Beitrag zur Frage der Rekurrenzflächen. - Acta Nova Leopoldina 19: 130 S.; Leipzig.
- 1967: Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. - Fundamenta, B/2: 101-125; Köln-Graz.
- 1972: Palynologische Untersuchungen an Bohrkernen aus der Flensburger Außenförde (Ostsee). - Meyniana, 22: 1-4; Kiel.
- 1978: Palynologischer Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Großen Plöner Sees und der Vegetation der Umgebung. - Arch. Hydrobiol., 83: 1-46; Stuttgart.
- & W. PRANGE 1975: Palynologische und tektonische Untersuchungen einer von Toteis gestörten Schichtfolge am Hochfelder See bei Bothkamp (Holstein). - Meyniana, 27: 1-13; Kiel.
- , H. ERLLENKEUSER & H. WILLKOMM 1972: Altersbestimmungen an Sedimenten des Großen Segeberger Sees. - Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, 42: 47-57; Kiel.
- BEHRE, K.-E. 1962: Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen aus letztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide (Schwindebeck und Grevenhof im oberen Luhetal). - Flora, 152: 325-370; Jena.
- 1966: Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. - Eiszeitalter und Gegenwart, 17: 69-84; Öhringen.
- BENNER, M. 1986: Küstengestaltstypen und ihre Differenzierungen der schleswig-holsteinischen Ostsee-Fördenküste im Raum zwischen der Eckernförde und der Schlei an ausgewählten Beispielen ohne besonderer Berücksichtigung der Kliffbildungen. - Zulassungsarbeit, FU Berlin.
- BENNER, M. & K. KAISER 1987: Entwicklungen von Küstengestaltstypen an der schleswig-holsteinischen Fördenküste zwischen Schlei und Eckernförder Bucht. - Berliner Geogr. Studien, 25: 193-218; Berlin.
- BENNER, M., K. KAISER, P. VORWERK, M. WALTHER & B. WÜNNEMANN 1990: Das Wesebyer "Head"-Kliff - Geographica - Ökologica, 1: 84 S.; Berlin.
- BERGLUND, B.E. 1979: The deglaciation of southern Sweden 13.500 - 10.000 B.P. - Boreas, 8: 89-118; Oslo.
- , S. HÅKANSSON & E.LAGERLUND 1976: Radiocarbonated mammoth (*Mammuthus primigenius* Blumenbach) finds in south Sweden. - Boreas, 5: 177-191; Oslo.
- & E. LAGERLUND 1981: Eemian and Weichselian stratigraphy in South Sweden. - Boreas, 10: 323-362; Oslo.
- BERTHELSEN, A. 1972: Flod-, fjord- og tunneldale. - Dansk geol. Foren., Arsskrift for 1971: 101-104; Kopenhagen.
- 1973: Weichselian Ice Advances and Drift Successions in Denmark. - Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S. 5: 21-29; Uppsala.
- 1975: Geologi på Røsnæs. - Eskursionsfører No. 3; VARV, 78 S.;
- 1979: Contrasting views on the Weichselian glaciation and deglaciation of Denmark. - Boreas, 8: 125-132; Oslo.
- BIBUS, E & A. SEMMEL 1977: Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. - Geol. JB. Hessen 105: 141-147, Wiesbaden.
- BOULTON, G.S. 1976: A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. - in: Tills -

- its genesis and diagenesis. - *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Seria Geografia*. Poznan, 12: 65-80; Poznan.
- BOCK, W., B. MENKE, E. STREHL & H. ZIEMUS 1985: Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 35: 161-180; Hannover.
- BRINKMANN, R. 1956: Die Entwässerung der Baltischen Eisrandlagen im mittleren Norddeutschland. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 7: 29-34; Öhringen.
- BRONGER, A. & E. BUCHHOFER 1969: Das östliche Holstein. Exk.-Führer in: Schleswig-Holstein. Ein geographisch-landeskundlicher Exkursionsführer. - *Schr. geogr. Inst. Univ. Kiel*, 30: 91-109; Kiel.
- BRÜCKNER, G.H. 1954: Artefakte der jüngeren Hamburger Stufe in einer Grundmoräne bei Ostseebad Grömitz. - *Meyniana*, 2: 191-192; Kiel.
- BÜLOW, W.v. 1975: Rاندlagen und Eisabbau des Weichsel-Glazials zwischen Plauer See und Lübz (Bezirk Schwerin). - *Zschr. geol. Wiss.*, 3: 1125-1137; Berlin.
- CARLÉ, W. 1938: Das innere Gefüge der Stauchendmoränen und seine Bedeutung für die Gliederung des Altmoränengebietes. - *Geol. Rdsch.*, 29: 27-51; Stuttgart.
- CEPEK, A. 1965: Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbonatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. - *Geologie*, 14: 625-657; Berlin.
- 1967: Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. - *Ber. dt. Ges. f. geol. Wiss.*, A12: 375-404; Berlin.
- 1972: Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. - *Wiss. Zschr. Univ. Greifswald, MNR* 21: 11-21; Greifswald.
- & L. LIPPSTREU 1975: Zur stratigraphischen Gliederung weichselglazialer Ablagerungen westlich der unteren Oder. - *Wiss. Zschr. Univ. Greifswald, MNR* 24: 167-169; Greifswald.
- CHEBOTAREVA, N.S. (Hrsg.) 1977: The structure and dynamics of the last ice sheet of Europe. - 143 S.; Moskau.
- CHRISTENSEN, S. 1979: Geochemische Untersuchungsmethoden zur stratigraphischen Einstufung glazigener Sedimente. - *Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F.*, 23: 39-46; Hamburg.
- CLAUSEN, I. & S. HARTZ (1988): Fundplätze des Spätglazials am Sorgetal bei Alt-Duvenstedt (Kreis Rendsburg-Eckernförde/ Schleswig-Holstein). - *Offa*, 45; Neumünster.
- DITTMER, E. 1941: Das nordfriesche Eem. - *Kieler Meeresforschungen*, 5, 1: 169-199; Kiel.
- 1951: Das Eem des Treenebels. - *Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, 25: 91-99; Kiel.
- 1954: Interstadiale Torfe in würmeiszeitlichen Schmelzwassersanden Nordfrieslands. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 4/5: 172-75; Öhringen.
- DUPHORN, K. 1978: Diskussionsbemerkung. - *Der Geschiebesammler*, 12 (2/3): 69; Buchholz.
- DÜCKER, A. 1934: Die Windkanter des norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. - *Jb. preuß. geol. L.-A.*, 54: 487-530; Berlin.
- 1954: Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. - *Göttinger Geogr. Abh.*, 16: 3-52; Göttingen.
- 1967: Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. - *Fundamenta*, B 2: 30-73; Köln-Graz.
- & P. HUMMEL 1967: Die fossilen Böden von Oderade/Dithmarschen, ein Beitrag zur Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit. - *Fundamenta*, B 2: 80-100; Köln-Graz.
- & G.C. MAARLEVELD 1957: Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und den Niederlanden. - *Geol. Jb.*, 73: 215-234; Hannover.
- & B. MENKE 1970: Eemzeitliche Podsol- und Moorbildung bei Burg (Dithmarschen). - *Meyniana*, 20: 5-8; Kiel.
- DÜRR, F. 1952: Sedimentpetrographische Untersuchungen an einem Dünenpodsol-Profil. - *Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein*, 26: 51-57; Kiel.
- DYLIK, J. & G.C. MAARLEVELD 1967: Frost cracks, frost fissures and related polygons. - *Mededel. geol. Stichting, N.S.*, 18: 7-21; Maastricht.
- DYLIKOWA, A. 1964: Les dunes de la Pologne centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pleistocene tardif. - *Report VI. INQUA IV*: 67-81; Warszawa.
- 1969: Le problème des dunes intérieures en Pologne à la lumière des études des structures. - *Biul. Perygl.* 20: 45-80; Łódź.
- EDELMANN, C.H., F. FLORSCHÜTZ & J. JESWIET 1936: Über spätpleistozäne und frühholozäne krypturbate Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. - *Verh. Geol. Mijnb. Gen. voor Nederl. en kol., Geol. Ser.*, 11; Den Haag.
- EGGERS, W. 1934: Die Oberflächenformen der jungeiszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. - *Ver. Schles.-Holst. Universitätsges.*, 42: 120 S.; Kiel.
- EHLERS, J. 1979: Fine Gravel Analysis after Dutch Method as Tested out on istinge Klint, Denmark. - *Bull. geol. Soc. Denmark*, 25: 157-65; Stockholm.
- 1980: Feinkieszählungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. - *Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein*, 50: 37-55; Kiel.
- 1981: Problems of the Saalian Stratigraphy in the Hamburg Area. - *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 34 (5): 26-29;
- (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe. A.A. Balkema; Rotterdam.
- 1983 a: The glacial history of northwest Germany. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe; 229-238; Rotterdam.
- EHLERS, J. & F. GRUBE 1983: Meltwater deposits in northwest Germany. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe; 249-256; Rotterdam.

- EHLERS, J. & H.-J. STEPHAN 1983: Till fabric and ice movement. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe; 267-274; Rotterdam.
- EISSMANN, L. 1967: Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) im Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes. - *Geologie*, 16: 804-33; Berlin.
- EMBLETON, C. & C.A.M. KING 1975: Glacial Geomorphology. - 2. Ausgabe; London.
- ERD, K. 1973: Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. - *Zschr. geol. Wiss.*, 1: 1087-1103; Potsdam.
- ERIKSSON, K. 1960: Studier över Stockholmsasen vid Halmjön. - *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 82: 43-125; Stockholm.
- FIEDLER, H.J. & M. ALTERMANN 1964: Verbreitung, Entstehung und Eigenschaften von Sandlöß ("Flotssand") im norddeutschen Flachland und angrenzenden Gebieten. - *Geologie*, 13, 10: 1199-1228; Berlin.
- FIRBAS, F. 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2 Bde.; Fischer-Verlag; Jena.
- FLORSCHÜTZ, F. 1941: Spätglaziale Torf- und Flugsandbildungen in den Niederlanden als Folgen eines dauernden Frostbodens. - *Abh. naturwiss. Ver. Bremen*, 31; Bremen.
- FRANZ, H.-J. 1962: Morphogenese der Jungmoränenlandschaft des westlichen Brandenburger Stadiums. - *Wiss. Zschr. Päd. Hochsch. Potsdam, MNR*. 7: 29-60; Potsdam.
- FRANZ, H.-J., R. SCHNEIDER & E. SCHOLZ 1970: Erläuterungen für die Kartenblätter Berlin-Potsdam und Frankfurt Eberswalde. - *Geomorph. Übersichtskarte 1:200.000*, 47 S.; Gotha.
- FRECHEN, J. & E.H. ROSAUER 1959: Aufbau und Gliederung des Würm- Löß-Profiles von Kärlich im Neuwieder Becken. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 4: 267-282; Krefeld.
- FRENZEL, B. 1955: Die Vegetationszonen Nordeuropas während der postglazialen Wärmezeit. - *Erdkde.*, 9: 40-53; Berlin.
- 1960: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Europas während der Letzten Eiszeit und während der Postglazialen Wärmezeit. I. Teil: Allgemeine Grundlagen. - *Abh. Akad. Wiss. Lit., math.-nat. Kl., Jg. 1959*, 13: 937-1099; Mainz.
- 1960: II. Teil: Rekonstruktionsversuch der letzteiszeitlichen und wärmezeitlichen Vegetation Nord-Europas. - *Abh. Akad. Wiss. Lit., math.-nat. Kl., Jg. 1960*, 6: 291-453; Mainz.
- 1967: Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. - *Sammlung "Die Wiss."*, 129: 296 S.; Braunschweig.
- 1968: Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Europas. - *Erdwiss. Forsch.*, 1: 326 S.; Wiesbaden.
- FRENZEL, B. & C. TROLL 1952: Die Vegetationszonen des nördlichen Eurasiens während der letzten Eiszeit. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 2: 154-167; Öhringen.
- FREYDANCK, H. 1953: Die pleistozäne Flußgeschichte der Eider. - *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 22: 5-21; Hamburg.
- FÜCHTBAUER, H. & G. MÜLLER 1977: Sedimente und Sedimentgesteine. - 199 S.; Stuttgart.
- GAGEL, C. 1910: Die Gliederung des Schleswig-Holsteinischen Diluviums. - *Jb. Preuß. Geol. L.-A.*, 31: 133-52; Berlin.
- 1915: Die letzte große Phase der diluvialen Vergletscherung Norddeutschlands. - *Geol. Rdsch.*, 6: 49-89; Leipzig.
- GELLERT, J.F. (1965, Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. - 1. Aufl., 261 S.; Berlin.
- GERMANN, R. 1973: Sedimente und Formen der glazialen Serie. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 23/24: 5-15; Öhringen.
- GLÜCKERT, G. 1973: Glazialmorphogenese der weicheiszeitlichen Moränen des Eckernförder Zungenbeckens (Schleswig-Holstein). - *Meyniana*, 23: 19-48; Kiel.
- GOTTSCHKE, C. 1897: Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. - *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg XIII*: 1-57, XIV: 74 S.; Hamburg.
- GRIPP, K. 1925: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland. - *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg*, 36: 159-245; Hamburg.
- 1926: Eine morphologische Grenze im norddeutschen Flachland und ihre Bedeutung. - *Zschr. d. geol. Ges.*, 77: 128-130; Berlin.
- 1929: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen Expedition 1927. - *Abh. naturwiss. Ver. Hamburg*, 22: 147-247; Hamburg.
- 1932: Die verschiedenen Arten von Endmoränen vor dem grönländischen Inlandeise. - *Zschr. deutsch. geol. Ges.*, 84: 654-655; Berlin.
- 1938: Endmoränen. - *Comptes rendus Congr. intern. Geogr. Amsterdam 1938*, 2: 215-238; Leiden.
- 1942: Die Entstehung der Landschaft um Haithabu. - *Offa*, 5, Ber. u. Mitt. Mus. Vorgesch. Altert. Kiel: 37-64; Kiel.
- 1950: Die Entwässerung der inneren Eisrand-Lagen in NW-Deutschland. - *Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, 24: 87-91; Kiel.
- 1952 a: Die Entstehung der Landschaft Ostholsteins. - *Meyniana*, 1: 119-129; Kiel.
- 1952 b: Die Entstehung der Landschaft Schleswig-Holsteins - Ein Gespräch mit reiferen Schülern - als Erläuterung zur Karte der Eisrandlagen Ost-Holsteins. - *Meyniana*, 1: 119-129; Kiel.
- 1952 c: Bilder vom Geschehen am Rand von Inlandeise und Groß-Gletschern. - *Meyniana*, 1: Taf. 2-4 (ohne Text); Kiel.
- 1953: Die Entstehung der ostholsteinischen Seen und ihrer Entwässerung. - *Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel, Sonderband 1953*; Kiel.
- 1954: Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Aلسen. - *Meyniana*, 2: 81-123; Kiel.
- 1958: Der Verlauf ribzeitlicher Endmoränen in Schleswig-Holstein. - *Meyniana*, 4: 1-4; Kiel.
- 1964: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. - 411 S., 57 Taf., 3 Karten, Karl Wachholtz Verlag, Neumünster.

- 1967: Flugsand, Dünen, Vorgeschichte. - Fundamenta B 2: 228-243; Köln-Graz.
- 1973: Grundmoräne und Geschiebepflaster. - Meyniana, 23: ; Kiel.
- 1974 a: Untermoräne - Grundmoräne - Grundmoränenlandschaft. - Eiszeitalter und Gegenwart, 25: 5-9; Hannover.
- 1974 b: Über die Schwierigkeiten, Vorgänge am Rande des quartären Inlandeises ohne entsprechende Kenntnis des heutigen Geschehens zu deuten. - Zschr. f. Geomorph., N.F., 18: 224-229; Berlin.
- 1975 a: Hochsander - Satzmoräne - Endmoränenvertreter. - Zschr. f. Geomorph., N.F., 19 (4): 490-96; Berlin.
- 1975 b: 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. - Eiszeitalter und Gegenwart, 26: 31-73; Hannover.
- 1975 c: Eisrandstudien ausgehend von Semeq SW-Grönland. - Meddeler om Grönland, 195: Nr. 8; Kopenhagen.
- 1976: Die inneren würmzeitlichen Sander in Schleswig-Holstein. - Meyniana, 28: 29-32; Kiel.
- 1978: Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker). - Eiszeitalter und Gegenwart, 28: 92-108; Öhringen.
- 1981: Der Ablauf der Würm-Vereisung in der Senkungszone am Südrand Skandinaviens. - Meyniana, 33: 9-22; Kiel.
- GRIPP, K. & R. SCHÜTRUMPF 1952: Über den morphologischen Nachweis einer nacheiszeitlichen Klimaschwankung. - Die Naturwiss., 39: 110; Berlin.
- GRIPP, K. & E.M. TODTMANN 1926: Die Endmoräne des Green Bay-Gletschers auf Spitzbergen, eine Studie zum Verständnis norddeutscher Diluvial-Gebilde. - Mitt. geogr. Ges. Hamburg, 37:45-75; Hamburg.
- GROETZNER, J.-P. 1972: Geschiebeführung und Stratigraphie saalezeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) im Südwestteil des Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsen). - Mitt. Geol. Inst. TU Hannover, 11: 76 S.; Hannover.
- GROBMANN, M. 1983: Das Schönhagener Ostsee-Kliff - Stratigraphie und aktuelle Formung. - Zulassungsarbeit, FU Berlin.
- GRUBE, F. 1979: Zur Morphogenese und Sedimentation im quartären Vereisungsgebiet Nordwestdeutschlands. - Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F., 23: 69-80; Hamburg.
- 1981: Postsedimentäre Veränderungen von Gletscherablagerungen. - Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, (N.F.), 24 (2): 103-112; Hamburg.
- HAGEDORN, J. 1964: Geomorphologie des Uelzener Beckens. - Göttinger Geogr. Abh., 31: 200 S.; Göttingen.
- HALLIK, R. 1955: Über eine Verlandungsfolge interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. - Eiszeitalter und Gegenwart, 6: 116-124; Öhringen.
- HALLIK, R. & F. GRUBE 1965: Spät- und Postglaziale Gyttya im Altmoränengebiet bei Elmshorn. - N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh.: 315-322; Stuttgart.
- HAMMEN, T. VAN DER 1951: Late Glacial and Periglacial Phenomena in the Netherlands. - Leidse Geol. Meded., 17: 71-184; Leiden.
- HAMMEN, T. VAN DER & G.C. MAARLEVELD 1952: Genesis and dating of the periglacial phenomena at the eastern fringes of the Veluwe. - Geol. en Mijnbouw, N.S., 14: 47-54; s-Gravenhage.
- HAMMEN, T. VAN DER & J.C. VOGEL 1966: The Susacá-Interstadial and the Subdivision of the Late-Glacial. - Geol. en Mijnb., 45: 33-35; s-Gravenhage.
- HAMMEN, T. VAN DER, G. MAARLEVELD, J.C. VOGEL & W.H. ZAGWIJN 1967: Stratigraphy, Climate, Succession and Radiocarbon-Dating of the Last Glacial in the Netherlands. - Geol. en Mijnb., 46: 79-95; s-Gravenhage.
- HANNEMANN, M. 1963: Anlage und Entwicklung weichseleiszeitlicher glazigener und periglaziärer Täler in Südostbrandenburg. - Ber. Geol. Ges. DDR, 8: 617-636; Berlin.
- HANSEN, S. 1965: The Quarternary of Denmark. - In: RANKAMA, K. (Hrsg.) 1965: The Quarternary, 1: 90 S.; New York-London.
- HASSENPFUG, W. 1988: Polygonmuster auf der Schleswiger Geest. - Geogr. Rundsch., 40, 5: 27-32; Braunschweig.
- HECK, H. 1937 a: Die Kolholmer Au - ehemals ein eiszeitlicher Schmelzwasserstrom. - Jb. Arbeitsgem. Schwansen, 2: 1-7; Ekkernförde.
- 1937 b: Die geologische Entwicklungsgeschichte des Schleigebiets. - Die Heimat, 6: 1-8; Ekkernförde.
- 1943: Erläuterung zu den Blättern Schleswig, Brodersby, Sieseby und Dorotheenthal. - 36 S.; Berlin.
- 1950: Erd- und Meeresgeschichte der Eckernförder Bucht. - Jb. Heimatkd. Arbeitsgemeinschaft Schwansen, Amt Hütten, Dänischwohld, 8. Jg., Sep. 1-14;
- HERRMANN, A. 1971: Neue Ergebnisse zur glazialmorphogenetischen Gliederung des Obereider-Gebietes. - Schr. naturw. Ver Schleswig-Holstein, 41: 5-41; Kiel.
- HESEMANN, J. 1932: Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. I. Äußere, Rosenthaler und Velgaster Randlage. - Jb. preuß. geol. L.-A., 53: 70-84; Berlin.
- 1937: Geschiebeuntersuchungen in Schleswig-Holstein. - Jb. preuß. geol. L.-A., 57: 418-434; Berlin.
- HINSCH, W. 1979: Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 173-78; Hannover.
- HINTZ, R.A. 1955: Die Entwicklung der Schleimündung. - Meyniana, 4: 66-77; Kiel.
- HÖLTING, B. 1958: Die Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes in Mittelholstein. - Meyniana, 7: 61-98; Kiel.
- HORMANN, K. 1969: Gibt es Tunneltäler in Schleswig-Holstein? - Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, 39: 5-11; Kiel.
- HOUMARK-NIELSEN, M. 1983 a: The compositional features of Danish glacial deposits. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe; 199-202; Rotterdam.
- 1983 b: Glacial stratigraphy and morphology of the northern Bælthav region. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe; 211-217; Rotterdam.

- 1987: Pleistocene stratigraphy and glacial history of the central part of Denmark. - Bull. geol. Soc. Denmark, 36:1-189; Kopenhagen.
- HOUMARK-NIELSEN, M. & A. BERTHELSEN 1981: Kinetostratigraphic evaluation and presentation of glacial-stratigraphic data, with examples from northern Samsø, Denmark. - *Boreas*, 10: 411-422; Oslo.
- HOUMARK-NIELSEN, M. & E. KOLSTRUP 1981: A radiocarbon dated Weichselian sequence from Sejerø, Denmark. - *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, 103: 73-78; Stockholm.
- HURTIG, T. 1955: Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte. - *Wiss. Zschr. Univ. Greifswald, MNR*. 4: 659-666; Greifswald.
- 1969: Zum letztglazialen Abschmelzmechanismus im Raume des Baltischen Meeres (Map of icemarginal positions). - *Geogr. Zschr., Beihefte* 22: 69 S.; Wiesbaden.
- JAHN, A. 1963: Deglaciation of the Sudetes. - in: Report of the VI. Intern. Congress on Quaternary Warsaw 1961, Bd. III: 117-122; Łódź.
- JATHO, G. 1969: Flugsandbildungen im Bereich der Soholmer Au. - unveröff. Diss. Univ. Kiel: 98 S.; Kiel.
- JESSEN, K. & V. MILTHERS 1928: Stratigraphical and paleontological studies in interglacial freshwater deposits in Jutland and Northwest Germany. - *Danm. Geol. Unders.* II. R. No. 48: ;Kopenhagen.
- JOHANNSEN, A. 1960: Ur-Anlage pleistozäner Förden und Rinnen in Schleswig-Holstein. - *Geol. Jb.*, 77: 271-308; Hannover.
- JUX, U. 1956: Über Alter und Entstehung von Decksand und Löß, Dünen und Windschliffen an den Randhöhen des Bergischen Landes östlich von Köln. - *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, 104: 226-254; Stuttgart.
- KABEL, C. 1983: The Brodtener Ufer cliff. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: *Glacial deposits in northwest Europe*; 325-330; Rotterdam.
- KAISER, K. 1958: Wirkungen des pleistozänen Bodensfrosts in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. Ein Beitrag zur Kenntnis der Periglazialerscheinungen der Rheinlande. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 9: 110-123; Öhringen.
- 1960: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mitteleuropa. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 11: 121-141; Öhringen.
- 1966: Eiszeitforschung in Mitteldeutschland. Bericht über das 5. Treffen der Sektion Quartärgeologie der Geologischen Gesellschaft in der DDR vom 10.-13. Juni 1965 in Magdeburg. - *Zschr. f. Geomorph., N.F.*, 10, 2: 183-190; Berlin.
- 1967: Das Klima Europas im quartären Eiszeitalter. - *Fundamenta*, B 2: 1-27; Köln-Graz.
- 1969: The climate of Europe during the Quaternary Ice Age. - *Quaternary Geology and Climate, Vol.16 of the Proceed. VII. Congr. INQUA* (ed.: H.E. WRIGHT, jr.): 10-37; Nat. Acad. Sci.; Washington, D.C.
- 1972: Zur Quartärgeologie und Geomorphologie des Barnim und seiner Randgebiete. - *Heimathbuch Oberbarnim - Eberswalde*, 1: 9-33; Berlin.
- 1975: Die Inlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestand der Deutschen Quartärforschung. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 26: 1-30; Öhringen.
- KAISER, K., M. WALTHER & H.-P. MÜHMEL-HORN (1989, im Druck): Verbreitung und klimazeitliche Stellung äolischer Formen im mittleren Sorgebereich (Schleswig-Holstein). - *Festschrift zum 60. Geburtstag von Prof. Jux*; Köln.
- KASIER, K., H.-P. MÜHMEL-HORN & M. WALTHER 1989: Spätglaziale und holozäne Dünen im Rendsburger Staatsforst beiderseits des mittleren Sorgetales zwischen Tetenhusen/Föhrden und Krummenort (Schleswig-Holstein). - *Meyniana*, 41: 97-152, 23 Fig. 2 Tab.; Kiel.
- KEILHACK, K. 1884: Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletschern und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen. - *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, 1883: 159-176; Berlin.
- 1917: Die großen Dünengebiete Norddeutschlands. - *Zschr. deutsch. geol. Ges.*, 69; Berlin.
- KLIEWE, H. & W. JANKE 1972: Verlauf und System der Marginalzonen der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. - *Wiss. Zschr. Univ. Greifswald, MNR*. 21: 31-37; Greifswald.
- KLUG, H. 1980: Art und Ursachen des Meeresanstiegs im Küstenraum der südwestlichen Ostsee während des jüngeren Holozäns. - *Berliner Geographische Studien*, 7: 27-38; Berlin.
- KNUDSEN, K.L. & R. FEYLING-HANSEN 1976: Ergebnisse der Foraminiferenanalyse zur Quartärstratigraphie in Skandinavien. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 27:82-92; Öhringen.
- KNUDSEN, K.L. & A.-L. LYKKE-ANDERSEN 1982: Foraminifera in Late Saalean, Eemian, Early and Middle Weichselian of the Skærumhede I boring. - *Bull. geol. Soc. Denmark*, 30: 97-109; Kopenhagen.
- KÖSTER, R. 1959: Zum Aufbau glazialer Kerbstauchungszonen. - *N. Jb. Geol. Pal., Abh.*, 108: 307-356; Stuttgart.
- 1967: Geologie des Kreises Eckernförde. - *Heimathbund Kr. Eckernförde*, 1: 35-55; Eckernförde.
- KOLUMBE, E. 1955: Über interglaziale und interstadiale Bildungen von Loopstedt am Haddebyer Noor bei Schleswig. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 6: 39-40; Öhringen.
- KOLUMBE, E. & M. BEYLE 1940: Neue Interglaziale aus Schleswig-Holstein und Hamburg. - *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 17: 59-74; Hamburg.
- 1942: Dünensande und Torfe im Westteil des Esinger Moores (Holstein). - *Abh. Naturw. Ver. Bremen* 32: 91-114; Kiel.
- KOZARSKI, S. 1975: Oriented Kettle Holes in Outwash Plains. - *Quaestiones Geographicae*, 2: 99-111; Poznan.

- 1978: Das Alter der Binnendünen in Mittelwestpolen. - *Fschr. z. 60. Geb. J. Fink*: 291 - 305; Wien.
- KOZARSKI, S., B. NOWACZYK, K. ROTNICKI, & K. TOBOLSKI 1969: The eolian phenomena in West-Central Poland with special reference to the chronology of phases of eolian activity. - *Geogr. Pol.* 17: 231-248; Warszawa.
- KUBITZKI, K. 1961: Zur Synchronisierung der nordwestdeutschen Pollendiagramme. - *Flora*, 150: 43-72.
- KUBITZKI, K. & K.O. MÜNNICH 1960: Neue C14-Datierungen zur nacheiszeitlichen Waldgeschichte Nordwestdeutschlands. - *Ber. dt. Bot. Ges.*, 73, H. 4: 137-146;
- LANGE, W. & B. MENKE 1967: Beiträge zur frühpostglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbe-sondere zur Flußgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfes. - *Meyniana* 17: 29-44; Kiel.
- LANGE, W., B. MENKE & K.- E. PICARD 1979: Die Deutung glazigener Sedimente in Schleswig-Holstein. - *Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, (N.F.)* 23: 51-68; Hamburg.
- LORENZEN, E. 1938: Die Oberflächenformen der Landschaft Angeln und ihre Abhängigkeit vom Klimawechsel während der jüngsten Vereisung. - *Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, 22: 385-452; Kiel.
- LIEBETRAU, U. 1968: Untersuchungen über Eisrandlagen zwischen Pommerscher und Gerswalder Endmoräne nordöstlich Templin. - *Wiss. Zschr. Humboldt-Univ., MNR.* 17: 697-702; Berlin.
- LIEDTKE, H. 1956/57: Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. - *Wiss. Zschr. Univ. Berlin, math. nat. Reihe*, 6, 1: 3-49; Berlin.
- 1961: Die Talentwicklung im Oderbruch und im unteren Odertal. - *Die Erde*, 92: 259-280; Berlin.
- 1975: Die nordischen Vereisungen im Mitteleuropa. Erläuterungen zu einer farbigen Übersichtskarte im Maßstab 1: 1.000.000. - *Forsch. z. deutsch. Landesk.*, 204: VI + 160 S., Bundesforschungsanst. f. Landesk. u. Raumordn.; Bonn-Bad Godesberg.
- LOUIS, H. & K. FISCHER 1979: Allgemeine Geomorphologie. - 4. Aufl., Walter de Gruyter Verlag; Berlin-New York.
- LUNDQUIST, J. 1973: Dark bluish boulder-clay: a possible deposit from the first Würm glaciation. - *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S.*, 5: 19-20; Uppsala.
- 1979: Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. - *Sver. Geol. Unders.*, C 767: 72 S.; Stockholm.
- 1983 a: The glacial history of Sweden. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe; 77-82; Rotterdam.
- 1983 b: Tills and moraines in Sweden. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe; 83-90; Rotterdam.
- 1983 c: Glaziofluvial deposits in Sweden. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe; 91-96; Rotterdam.
- MAARLEVELD, G.C. 1960: Wind directions and coversands in the Netherlands. - *Biul. Perygl.*, 8: 49-58; Lodz.
- 1964: Periglacial phenomena in the Netherlands during different parts of the Würm time. - *Biul. Perygl.*, 14: 251-256; Lodz.
- 1965: Frost mounds. A summary of the literature of the of the past decade. - *Mededel. Geol. Stichting, N.S.*, 17: 3-16; Maastricht.
- 1976: Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands. - *Biul. Perigl.* 26: 44-57; Lodz.
- MAARLEVELD, G.C. & R.P.H.P. VAN DER SCHAMS 1961: De dekzand morfologie van de Gelderse Vallei. - *Tijdschr. Koninkl. Nederl. Aardr. Genootsch.*, 78: 22-34; Leiden.
- MADSEN, V., K. JESSEN & V. NORDMANN 1928: Oversigt over Danmarks Geologi. - *Danm. geol. Unders.* V, 4: 78-142; Kopenhagen.
- MANIA, D. 1965: Stratigraphie, Genese und Paläoökologie des Quartärs in der Ascherslebener Depression und ihrer Umgebung. - *Diss. Univ. Halle; Halle.*
- 1967 a: Das Jungquartär aus dem ehemaligen Ascherslebener See im Nordharzvorland. - *Petermanns geogr. Mitt.* 111, 4: 257-273; Gotha-Leipzig.
- 1967 b: Der ehemalige Ascherslebener See (Nordharzvorland) in spät- und postglazialer Ziet. - *Hercynia*, 4: 199-260; Leipzig.
- MANIA, D. & H. STECHEMESSER 1970: Jungpleistozäne Klimazyklen im Harzvorland. - *Pet. geogr. Mitt., Erg.-H.* 274: 39-55; Gotha-Leipzig.
- MARCINEK, J. & B. NITZ 1973: Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik. - 288 S., VEB Hermann Haack; Gotha-Leipzig.
- MARCZINSKI, R. 1968: Zur Geschiebekunde und Stratigraphie des Saaleglazials (Pleistozän) im nördlichen Niedersachsen zwischen Unterweser und Untereibe. - *Rotenburger Schriften, Sonderh.* 11: 132 S.; Bremen.
- MENKE, B. 1967: Ein Beitrag zur eemzeitlichen Vegetations- und Klimageschichte nach dem Profil von Ostrohe/Schleswig-Holstein. - *Fundamenta*, B, 2: 35-42; Köln-Graz.
- 1968: Das Spätglazial von Glüsing. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 73-84; Öhringen.
- 1970: Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 21: 5-21; Öhringen.
- 1975: Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. - *Geol. Jb.*, A 26: 3-151; Hannover.
- 1976: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 27: 53-68; Öhringen
- 1980: Vegetationskundlich-ökologisches Modell eines Inter-glazial-Glazial-Zyklus in Norddeutschland. - *Phytoecologia*, 7 (Festband TÜXEN): 100-120; Stuttgart-Braunschweig.

- 1982: Mittel- und Jungpleistozän in Westholstein am Beispiel des Blattes 1922 Schenefeld. - *Die Heimat*, 89: 419-429; Neumünster.
- MENKE, B. & W. LANGE 1976: Das jüngere Pleistozän im westlichen Schleswig-Holstein. - *Exkursionsführer zur DEU-QUA 1976 im Hamburg*; Kiel.
- MERKT, J., G. LÜTTIG & H. SCHNEEKLOTH 1971: Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. - *Geol. Jb.*, 89: 607-623; Hannover.
- MEYER, K.D. 1970: Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. - *Abh. Naturwiss. Ver. Bremen*, 37: 227-246; Bremen.
- MILTHERS, V. 1934: Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. - *Abh. preuß. geol. L.-A., N.F.* 156; Berlin.
- MÜHMEL, H.-P. 1985: Spätglaziale bis holozäne Windformen im mittleren Sorgebereich (Rendsburger Staatsforst) zwischen Tetenhusen/Föhrden und Owschlager-Duvenstedter-Fockbeker Moor (Schleswig-Holstein). - *Zulassungsarbeit, FU Berlin*.
- MÜNNICH, G. 1936: Quantitative Geschiebepprofile aus Dänemark und Nordostdeutschland und besonderer Berücksichtigung Vorpommerns. - *Zschr. Geschiebeforsch.*, 12, Beihefte: 50 S.
- NEUMAN, H. 1933: Die Gliederung der Altmoränen-Landschaft Schleswig-Holsteins und der südlich angrenzenden Gebiete. - *Schr. geol.-pal. Inst. Univ. Kiel* 1: 92 S.; Kiel.
- NIEWIAROWSKI, W. 1963: Types of kames occurring within the area of the last glaciation in Poland as compared with kames known from other regions. - in: *Report of the VI. Intern. Congress on Quaternary Warsaw 1961*, Bd. 3: 475-485; Łódz.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER 1901-1909: *Die Alpen im Eiszeitalter*. - 3 Bde; Leipzig.
- PETERSEN, K.S. 1978: Anwendung glaziotektonischer Untersuchungen bei der geologischen Kartierung in Dänemark. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 28: 126-132; Öhringen.
- PETTLJOHN, E.J. 1975: *Sedimentary Rocks*. - 628 S.; San Francisco.
- PICARD, K. 1959 a: Der geologische Unterbau Schleswig-Holsteins. - *Die Heimat*, 66: 120-125; Neumünster.
- 1959 b: Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. - *Neues Jb. Geol. Paläont., Monatsh.*: 259-272; Stuttgart.
- 1961 a: Zum Pleistozän Schleswig-Holsteins. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* (4): 189-199; Stuttgart.
- 1961 b: Reste von Pingos bei Husum/Nordsee. - *Schr. Naturw. Ver. Schleswig-H.*, 32:72-77; Kiel.
- 1962: Gletscherrandlagen im Westen von Schleswig-Holstein. - *N. Jb. Geol. Paläont.* (6): 273-281; Stuttgart.
- 1967: Die Entstehung der Landschaft um Rendsburg während des Eiszeitalters. - *Heimat*, 74: 230-233; Neumünster.
- PRANGE, W. 1975: Gefügekundliche Untersuchungen zur Entstehung weichseleiszeitlicher Ablagerungen an Steilufern der Ostseeküste, Schleswig-Holstein. - *Meyniana*, 27: 41-54; Kiel.
- 1978: Der letzte weichselzeitliche Gletschervorstoß in Schleswig-Holstein - das Gefüge überfahrener Schmelzwassersande und die Entstehung der Morphologie. - *Meyniana*, 30: 61-75; Kiel.
- 1979: Geologie der Steilufer von Schwansen, Schleswig-Holstein. - *Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, 49: 1-24; Kiel.
- PYRITZ, E. 1972: Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. - *Gött. Geogr. Abh.* 61: 1-153; Göttingen.
- REINECK, H.-E. & I.B. SINGH 1975: *Depositional Sedimentary Environments*. - 439 S.; Berlin, Heidelberg, New York.
- RICHTER, K. 1933: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränen-Gebietes. - *Abh. geol. pal. Inst. Univ. Greifswald*, 11: 1-63; Greifswald.
- ROHDENBURG, H. & B. MEYER 1966: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. - *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.* 5: 5- 131; Göttingen.
- RUST, A. 1954: Altpleistozäne Artefaktfunde im norddeutschen Moränengebiet. - *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 23: 98-102; Hamburg.
- SCHLÜTER, G. 1978: Die nacheiszeitliche Flußentwicklung der unteren Sorge. - *Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein* 48: 21-38; Kiel.
- SCHMITZ, H. 1953: Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. - *Ber. dt. bot. Ges.*, 66: 151-166.
- 1955 a: Die pollenanalytische Gliederung des Postglazials im nordwestdeutschen Flachland. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 6: 52-59; Öhringen.
- 1955 b: Klimaentwicklung seit der letzten Eiszeit. - *Umschau*, 55: 685-687;
- SCHNEEKLOTH, H. 1966: Ergebnisse weiterer Untersuchungen an den interstadialen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit in Oerel/Krs. Bremervörde. - *Zschr. dt. geol. Ges.*, 116: 773-796; Hannover.
- SCHÖNHALS, E. et al. 1964: Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 15: 199-206; Öhringen.
- SCHÜTRUMPF, R. 1936: Paläobotanisch-pollenanalytische Untersuchungen der paläolithischen Rentierfundstätte von Meiendorf bei Hamburg. - *Diss. Univ. Frankfurt*.
- 1937: Das Interglazialprofil von Lauenburg an der Elbe (Kuhgrund II) im Lichte der Pollenanalyse. - *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 16: 17-45; Hamburg.
- 1955: Das Spätglazial. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 6: 41-51; Öhringen.
- 1967: Die Profile von Loopstedt und Geesthacht in Schleswig-Holstein. Ein Beitrag zur vegetationsgeschichtlichen Gliederung des jüngeren Pleistozäns. - *Fundamenta*, B 2: 136-167; Köln-Graz.

- SCHULDT, J. 1981: Om Esrum dalens geologi. - Dansk geol. Foren, Årsskrift for 1980: 77-81; Kopenhagen.
- SCHULZ, W. 1965: Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. - Geologie, 14: 564-588; Berlin.
- 1967: Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. - Archiv d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg, 13: 99-119; Rostock.
- 1975: Die Marginalzone der Rosenthaler Staffel. - Wiss. Zschr. Univ. Greifswald, MNR. 24: 175-178; Greifswald.
- SCHULZ, W. & R. WEISSE 1972: Die Strukturen der weichselglazialen Marginalzonen im Bereich der DDR. - Wiss. Zschr. Univ. Greifswald, MNR. 21: 39-45; Greifswald.
- SCHWABEDISSEN, H. 1944: Die mittlere Steinzeit im westliche Norddeutschland unter besonderer Berücksichtigung der Feuersteinwerkzeuge. - Vor- und Frühgeschichtliche Altertümer in Kiel, N.F. 7: 96 + Tf. 80; Kiel.
- 1957: Das Alter der Federmesser-Zivilisation auf Grund neuer naturwissenschaftlicher Untersuchungen mit Beiträgen von R. SCHÜTRUMPF und K.O. MÜNNICH. - Eiszeitalter und Gegenwart, 8: 200-209; Öhringen.
- SCHWARZBACH, M. 1974: Geologische Tätigkeit des Windes. - in: Lehrbuch der Allgemeinen Geologie, I. Band (R. BRINKMANN, Hrsg.), 2. Aufl.: 260-290, Ferdinand Enke Verlag; Stuttgart.
- SINDOWSKI, W. 1956: Korngrößen- und Kornformauslese beim Sandtransport durch den Wind. - Geol. Jb., 71: 517-526; Hannover.
- SEIFERT, G. 1954: Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaus in Fehmarn. - Meyniana, 2: 124-190; Kiel.
- SELLE, W. 1941: Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie der nordwestdeutschen Interglaziale. - Jb. Reichsanst. Bodenforsch. f. 1939, 60; Berlin.
- 1952: Die Interstadiale der Weichselvereisung. - Eiszeitalter und Gegenwart, 2: 112-119; Öhringen.
- 1953: Gesetzmäßigkeiten im pleistozänen und holozänen Klimaablauf. - Abh. naturw. Ver. Bremen, 33, 2; Bremen.
- 1957: Das letzte Interglazial in Niedersachsen. - Ber. Naturhis. Ges. Hannover, 103: 77-89; Hannover.
- 1962: Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. - Geol. Jb., 79: 295-352; Hannover.
- SELLE, W. & H. SCHNEEKLOTH 1965: Ergebnisse einer Kernbohrung in Oerel, Krs. Bremervörde; drei Interstadiale über Ablagerungen des Eem-Interglazials. - Zschr. dt. geol. Ges., 115: 109-117; Hannover.
- SIMON, W.G. 1937: Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein. - Mitt. Geogr. Ges. und Naturhist. Museum Lübeck, 39: 1-21; Lübeck.
- SJÖRRING, S. 1974: Über spätglaziale Glazialdynamik und -stratigraphie in Ost-Dänemark (Vortragsskizzenreferat). - Eiszeitalter und Gegenwart, 25: 208-209; Hannover.
- 1977 a: Glacialtektonik og istidsgeologi. - Dansk Natur-Dansk Skole, Aarsskrift, 1977: 31-44; Kopenhagen.
- 1977 b: The glacial stratigraphy of the island of Als, southern Denmark. - Zschr. f. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd., 27: 1-11; Berlin.
- 1978: Glazialtektonik und Glazialstratigraphie. - Eiszeitalter und Gegenwart, 28: 119-125; Hannover
- 1979: Tunneltäler in Dänemark. - Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 179-188; Hannover.
- 1983: The glacial history of Denmark. - in: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial Deposits in North-West Europe. - 163-180; Rotterdam.
- SLUYS, P. VAN DER & G.C. MAARLEVELD 1963: Delzandruggen uit de Jonge Dryastijd in Zeeuws-Vlaanderen. - Boor en Spade, 13: 21- 26; Wageningen.
- STEPHAN, H.-J. 1971: Glazialgeologische Untersuchungen im Raum Heiligenhafen (Ostholstein). - Meyniana, 21: 67-86; Kiel.
- 1974: Sedimentation auf Toteis in Schleswig-Holstein, diskutiert anhand einiger Beispiele. - Meyniana, 25: 95-100; Kiel.
- 1979: Der Aufschluß Brüggerholz, ein Schlüsselpunkt für das Verständnis der 'Jungmoränenlandschaft' Schleswig-Holsteins. - Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, 49: 25-35; Kiel.
- 1981: Eemzeitliche Verwitterungshorizonte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins. - Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F., 24 (2): 161-175; Hamburg.
- STEPHAN, H.-J. & J. EHLERS 1983: North German till types. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983: Glacial deposits in northwest Europe; 239-248; Rotterdam.
- STEPHAN, H.-J. & B. MENKE 1977: Untersuchungen über den Verlauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. - Zschr. f. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 27: 12-28; Berlin-Stuttgart.
- STREHL, E. 1976: Eisrandlagen und eiszeitliche Entwässerung im Raum Süsel-Luschendorf (Ostholstein). - Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, 46: 5-12; Kiel.
- STREHL, E. mit Beiträgen von W. HINSCH und P.-H. ROSS 1985: Erläuterung zur Geologischen Karte von Schleswig-Holstein, Blatt Owschlag, Rendsburg, 1623, 1624. - Geologisches Landesamt; Kiel.
- 1986: Zum Verlauf der äußeren Grenze der Weichselvereisung zwischen Owschlag und Nortorf. - Eiszeitalter und Gegenwart 36: 37-41; Hannover.
- STREHL, E. & G. TONTSCH 1984: Geol. Karte Schleswig-Holstein 1: 25000; Bl. Owschlag; Kiel.
- STRUCK, E. 1931: Die innere baltische Moräne und andere Eisrandlagen in Schleswig-Holstein. - Mitt. Geogr. Ges. u. Naturhist. Museum Lübeck, 2. Reihe, 34: 48 S., 10 Abb.; Lübeck.

- 1932: Die Oberflächenformen Schleswig-Holsteins und ihre Entstehung. - Festgabe der Geogr. Ges in Lübeck anlässlich ihres fünfzigjährigen Bestehens, 31 S.; Lübeck.
- TIDELSKI, F. 1933: Zur Waldgeschichte der schleswig-holsteinischen Geest. - *Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein* 20: 56-74; Kiel.
- 1960: Pollenanalytische Untersuchungen von voll-, spät- und postglazialen Ablagerungen aus dem Trentmoor und dem Brennacker (Krs. Plön). - *Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein*, 30: 92-109; Kiel.
- USINGER, H. 1975: Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein. - *Mitt. Arbeitsgem. Geobot. in Schleswig-Holstein und Hamburg*, 25: 175 S.; Kiel.
- 1978: Pollen- und großrestandanalytische Untersuchungen zur Frage des Bölling-Interstadials und der spätglazialen Baumbirken-Einwanderung in Schleswig-Holstein. - *Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, 48: 41-61; Kiel.
- 1981 a: Ein weit verbreiteter Hiatus in spätglazialen Seesedimenten: Mögliche Ursache für Fehlinterpretation von Pollendiagrammen und Hinweis auf klimatisch verursachte Seespiegelschwankungen. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31: 91-107; Hannover.
- 1981 b: Pollen- und Großrestandanalysen an limnischem Spätglazial aus dem Scharnhagener Moor, Schleswig-Holstein. - *Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein*, 51: 85-105; Kiel.
- 1981 c: Zur spät- und frühen postglazialen Vegetationsgeschichte der schleswig-holsteinischen Geest nach dem Pollen- und Pollendichtediagramm aus dem Esinger Moor. - *Pollen et Spores*, XXIII: 389-432; Paris.
- USSING, N.V. 1913: Danmarks Geologi i almenfattigt Omrids. - *Danm. geol. Unders.* III, 2: 372 S.; Kopenhagen.
- VORWERK, P. 1985: Die Kliffzone auf der Ostseite der Großen Breite nördlich Weseby/Schleswig-Holstein: Erscheinungsformen (Morphographie), Aufbau (Stratigraphie und Genese) und zeitliche Entwicklung – unter Berücksichtigung der aktuellen Kliffornung – eines Kegelsanders südlich der Mittelscheiengge bei Missunde. - Zulassungsarbeit, FU Berlin.
- WAHNSCHAPPE, F. & F. SCHUCHT 1921: Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. - 4. Aufl., 472 S.; Stuttgart.
- WALTHER, M. & K.U. BROSCHE 1982: Zur Bedeutung der Lößstratigraphie für die Rekonstruktion des jungpleistozänen Klimas im nördlichen Mitteleuropa am Beispiel norddeutscher Lößprofile. - *Ber. naturhist. Ges.* 125: 97 - 159; Hannover.
- WALTHER, M. 1990 (im Druck): Beiträge zur spät- und postglazialen Vegetationsentwicklung der Langsee-Rinne in Angeln (Schleswig-Holstein). - *Meyniana*, H. 42: 25 S.; Kiel.
- WATSON, E 1977: Pingo remains in the Cledlyn Basin. - in: BALL, D.F. & E. WATSON: *INQUA*, X. Congr. 1977, Guidebook for Excursion C9: Mid and North Wales: 7-14, *Geo Abstr. LTD.*, Univ. of East Anglia; Norwich (darin auch: E. WATSON 1962, 1965, 1967, 1968).
- WEISS, E.N. 1958: Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würm-Vereisung im Norden Schleswig-Holsteins. - *Meyniana*, 7: 5-60; Kiel.
- WEISSE, R. 1965: Entwurf einer Systematik der wichtigsten Endmoränen Typen Norddeutschlands. - *Geologie*, 14, 5/6: 610-624; Berlin.
- WOLDSTEDT, P. 1913: Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig. - *Mitt. geogr. Ges. u. Naturhis. Museum Lübeck*, 2. Reihe, 26: 41-110; Lübeck.
- 1925: Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. - *Zschr. d. geol. Ges.*, 77: 172-184; Berlin.
- 1927: Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. - *Sitzungsber. preuß. geol. L.-A.*, 2: 115-119; Berlin.
- 1939: Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern. - *Jb. preuß. geol. Landesanst.*, 59: 249-271; Berlin.
- 1961: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. - 1. Bd.: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters. - 3. Aufl., 374 S., Ferdinand Enke Verlag; Stuttgart.
- 1958: Dto.. - 2. Bd.: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. - 2. Aufl., 438 S., Ferdinand Enke Verlag; Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. & K. DUPHORN 1974: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 3. Aufl., XII + 500 S., K.F. Koehler Verlag; Stuttgart.
- WOLFF, W. 1912: Der Boden von Schwansen und seine Entstehung. - in: CH. KOCK 1912: *Volks- und Landeskunde der Landschaft Schwansen*.
- 1922: *Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins*. - Hamburg.
- 1925: Manuskriptkarte TK 25 Owschlag Nr. 1623 (zit. n. E. STREHL 1986)
- 1933: Zur Quartärgeologie von Holstein. - *Zschr. Deutsch. Geol. Ges.*, 85: 425-36; Hannover.
- WORTMANN, H. 1956: Ein erstes sicheres Vorkommen von periglazialen Steinnetzboden im norddeutschen Flachland. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 7: 119-126; Öhringen.
- WÜNNEMANN, B. 1990 (in Vorber.): Die weichseleiszeitliche Entwicklung der Langseerinne (Angeln, Schleswig-Holstein) und ihr westliches Vorland. - *Diss., FU Berlin*; Berlin.
- ZEUNER, F. & G. SCHULZ 1931: Die Entwicklung des Entwässerungssystems des Landrückens zwischen Warthe und Oder seit der letzten Eiszeit. - *N. Jb. Min., Geol. u. Paläont.*, 65 B: 197-290; Stuttgart.
- ZIEMUS, H. 1980: Palynologische Untersuchungen am limnischen Jungpleistozän vom Haalmoor bei Burg/Dithmarschen (Schleswig-Holstein). - *Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, 50: 71-80; Kiel.

9. Zusammenfassung

Formenhinterlassenschaften des nordischen Inlandeises akkumulativer und erosiver Art werden als eine zeitlich zusammenhängende Funktionsgemeinschaft (> glaziale Serie) erklärt, auf ihre Besonderheiten und auf ihre räumliche Verteilung hingewiesen. Die wesentlichen Forschungsergebnisse vom Süd- bzw. Südwestrand (DDR und Schleswig-Holstein), sowie vom Westrand (Dänemark und Südschweden) des nordischen Inlandeises und seiner Rückschmelzlagen werden teils unter erforschungsgeschichtlichen Aspekten (Schleswig-Holstein), teils in Hinsicht auf eine eher aktuelle Erkenntnisbilanz (DDR, Dänemark und Südschweden) dargelegt.

Kartierungen i.S. der Erfassung des oberflächennahen Substrats, verschiedene Methoden und Methodenkombinationen von Bohrverfahren, Aufgrabungen und Aufschlußkartierungen wurden im Gelände durchgeführt. Die sedimentologische, geschlebeanalytische und palynologische Bearbeitung geeigneter Sedimente sowie Radiokarbondatierungen und wenige zoologische Aussagen stellen die wesentlichen Auswertungen der Feldarbeiten dar.

Auf der Grundlage der **Pedostratigraphie** läßt sich außer den aus der Literatur bekannten Interglazial-/Interstadialvorkommen an einer Stelle ein eem-/bzw. frühweichseleiszeitlicher Pedokomplex, sowie zahlreiche Spätglazialvorkommen terrestri-

scher und limnischer Fazies neu beschreiben.

Lithostratigraphisch lassen sich zwei weichseleiszeitliche Moränen i.S. von Grundmoränen trennen, die sicherlich unterschiedlichen Eisvorstößen innerhalb der Weichseleiszeit angehören. Diesen beiden Vorstößen sind morphostratigraphisch unterschiedliche Rückschmelzlagen zuzuordnen. Eine wartheiszeitliche Moräne konnte mehrfach festgestellt werden.

Auf der Grundlage der **Morphostratigraphie** werden insgesamt vier Haupteisrandlagen im Arbeitsgebiet als WH 1 bis WH 4 ausgewiesen, die durch Randlagen zweiter und dritter Ordnung noch untergliedert werden können. Dabei ergibt sich ein im Detail anderer Verlauf als bei EGGERS (1934), GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958).

Auf der Grundlage **bio- und chronostratigraphischer** Untersuchungen wurde die Vegetationsentwicklung des Spätglazials bis ins Mittelholozän hinein verfolgt. Ergebnisse der Radiokohlenstoffdatierung stimmen mit den ermittelten vegetationsgeschichtlichen Abschnitten im Vergleich zu der allgemeinen Vegetationsentwicklung in Schleswig-Holstein und Mitteleuropa überein. Es konnte somit ein Mindestalter für die Bildung limnischer Sedimente an den untersuchten Lokalitäten gefunden werden.

10. Summary

Relief features formed by the North European ice sheet are interpreted as a group of chronologically and functionally related landforms (glacial series). Their characteristic features and spatial distribution are described. An overview is given of the main research results pertaining to the southern and southwestern margins (GDR and Schleswig-Holstein) and the western margin (Denmark and southern Sweden) of the North European ice sheet and its marginal lines, including the history of glacial studies (Schleswig-Holstein) and the current research situation (GDR, Denmark and southern Sweden).

The subsurface substrate was mapped in the field, using various methods such as drilling, digging and mapping of exposures. The most important laboratory analyses of suitable sediments included sediment and pollen analysis, stone counting, radiocarbon dating and some zoological data.

Pedostratigraphy: In addition to the interglacial/interstadial deposits already described by various authors, an Eemian/Early Weichselian pedocomplex was found as well as numerous Late

Glacial terrestrial and lacustrine facies.

Lithostratigraphy: Two Weichselian moraines (ground moraines) were distinguished, belonging to different ice advances during the Weichselian stage. In morphostratigraphic terms, these two advances belong to different stages of ice retreat. Several traces of a Warthe stage moraine were found.

Morphostratigraphy: Four main ice margins (WH1-WH4) were determined in the study area and subdivided into second and third order ice margins. The resulting marginal lines differ in detail from those in W. EGGERS (1934), K. GRIPP (1954, 1964) and A. DÜCKER (1958).

Bio- and chronostratigraphy: Vegetation changes were traced from the LateGlacial to MidHolocene. The results of radiocarbon dating correlate with these forest zones and fit in with the general vegetational record in Schleswig-Holstein and Central Europe. Thus it was possible to establish a minimum age for the formation of lacustrine sediments at the sites investigated.

11. Anhang

11.1 Verzeichnis aller Bohrungen

Spalte 1: Lfd. Nr. s. Figur 11 und 12; Spalte 2: Kurzbezeichnung der Bohrung; Spalte 3: Name der Bohrung; Spalte 4: Jah; Spalte 5: Art der Bohrung: R=Rammkernsonde, S=Stechrohrbohrung, N=Nutstangensondierung, M=Minuteman-Bohrung; Spalte 6: maximal erreichte Teufe; Spalte 7: Art der Auswertung: SE=sedimentologisch, PA=pollenanalytisch (zumeist der untere Teil); Spalte 8 und 9: Hoch- und Rechtswerte.

TK 25 Bl. Schönhagen (1326)

65	SCS 1	Schwansener See	1984	R	500 cm	SE	605370	356580
66	SCS 2	Schwansener See	1984	S	450 cm	SE	605370	356580
67	SCS 3	Schwansener See	1984	S/R	400 cm	SE	605370	356580
68	SWS 1	Schwansener See	1983	R	400 cm	SE	605440	356570
212	B IV 1-3	Schwansener See (BENNER)	1984	N				
213	B IV 4	Schwansener See (BENNER)	1984	N				
214	B IV 5	Schwansener See (BENNER)	1984	N				
215	B IV 6	Schwansener See (BENNER)	1984	N				

TK 25 Bl. Schleswig (1423)

188	BN 12	Holpust (WÜNNEMANN)	1987	N	300 cm	SE	604485	353290
85	LAS 1	Langsee (WÜNNEMANN)	1987	S	2350 cm	PA	604920	353530
86	BGS 1	Burgsee	1987	N	300 cm	SE	604240	353460
87	BUS 1	Busdorfer Teich	1987	N	1150 cm	SE	604120	353560
88	FAZ 1	Fahrdorfer Ziegelei	1984	R	1200 cm	SE	604254	354065
89	WEL 1	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1987	N	1300 cm	SE	605190	355410
90	WEL 2.0	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1987	S/R	1400 cm	PA	605200	353990
91	WEL 2.1	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1987	R	1300 cm	SE	605199	353990
92	WEL 3	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1987	N	900 cm	SE	605195	353975
93	WEL 4	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1987	N	900 cm	SE	605210	353955
94	WEL 5	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1987	N	900 cm	SE	605245	353945
95	WEL 6	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1987	N	450 cm	SE	605167	354045
189	WEL 7	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1988	N	1300 cm	SE	605110	353970
190	WEL 8	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1988	N	400 cm	SE		
191	WEL 9	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1988	N	600 cm	SE		
192	WEL 10	Wellspang/Auwiese (WÜNNEMANN)	1988	N	500 cm	SE		
96	FAL 1	Falkenberg (WÜNNEMANN)	1987	N	500 cm	SE	604380	353295
97	FAL 2	Falkenberg (WÜNNEMANN)	1987	N	600 cm	SE	604380	353295
98	FAL 3	Falkenberg (WÜNNEMANN)	1987	N	1100 cm	SE	604585	353310
99	FAL 4	Falkenberg (WÜNNEMANN)	1987	N	800 cm	SE	604586	353320
100	FAL 5	Falkenberg (WÜNNEMANN)	1987	N	1100 cm	SE	604586	353315
193	FAL 6	Falkenberg (WÜNNEMANN)	1987	N	800 cm	SE		
101	IDR 1	Idstedter Rinne (WÜNNEMANN)	1988	N	1100 cm	SE	604955	353495

TK 25 Bl. Brodersby (1424)

189	BRO 2	Brodersby	1984	N	500 cm	SE	604510	354575
102	BRO 1	Brodersby	1984	N	500 cm	SE	604520	354570
103	ORN 1	Ornumer Noor	1984	N	500 cm	SE	604328	354765
104	ORN 2	Ornumer Noor	1984	N	500 cm	SE	604296	354816
105	ORN 3	Ornumer Noor	1984	N	600 cm	SE	604358	354792
106	MISS 1	Missunde	1984	N	1200 cm	SE	604209	354783
107	MISS 2	Missunde	1984	N	800 cm	SE	604268	354710
108	MISS 3	Missunde	1984	N	600 cm	SE	604238	354720
109	MISS 4	Missunde	1984	N	500 cm	SE	604258	354780
110	MISS 5	Missunde	1984	N	600 cm	SE	604374	354748
111	MISS 6	Missunde	1984	N	500 cm	SE	604446	354702

112	MISS	7	Missunde	1984	N	300	cm	SE	604430	354678
113	KOL	1	Kolholmer Au	1987	R	1400	cm	SE	604288	355118
209			Bohrungen (BENNER)	1984	N					
			Wesebyer See							
202	BOW	1-3	Borgwedeler Ziegelei	1987	S	900	cm	SE	604158	354320

TK 25 Bl. Holzdorf (1425)

114	SÖS	1	Söbyer See	1984	S	2100	cm	PA	604850	355980
115	SÖS	2	Söbyer See	1984	S	2300	cm	SE	604850	355980
116	GRM	2	Großes Moor	1983	S	1155	cm	SE	604535	355925
117	GRM	3	Großes Moor	1983	S	1116	cm	SE	604535	355925
118	GRM	34	Großes Moor	1986	S	1300	cm	PA	604498	355970
119	LAG	1	Langholzer See	1988	S	1340	cm	PA	604342	356384
120	LUB	1	Ludwigsburger Moor	1985	N	700	cm	SE	604390	355992
121	LUB	2	Ludwigsburger Moor	1985	S	750	cm	PA	604390	355992
123	AAS	5	Aas-See	1987	R	1130	cm	SE	604180	356160
124	AAS	6	Aas-See	1987	S	1140	cm	SE	604180	356160
211	B III	1	Langholzer See (BENNER)	1984	N				604342	356384
	B III	2	Langholzer See (BENNER)	1984	N					

TK 25 Bl. Hollingstedt (1522)

125	DOM	1	Dörpstedt	1987	N	1550	cm	SE	603260	352220
-----	-----	---	-----------	------	---	------	----	----	--------	--------

TK 25 Bl. Kropp (1523)

126	SEN	1	Selker Noor	1984	S	2500	cm	PA	603940	353760
127	SEN	2	Selker Noor	1984	S	1700	cm		603910	353760
128	SEN	3	Selker Noor	1984	S	1950	cm		603890	353740
129			Brekendorf	1983		860	cm		603380	354166
130	THY	1	Thyraburg	1987	R	1000	cm	SE	604004	353290

TK 25 Bl. Hütten (1524)

131	HAU	1	Hüttener Au	1985	N	200	cm	SE	603561	354680
132	HAU	2	Hüttener Au	1985	N	200	cm	SE	603561	354676
133	HAU	3	Hüttener Au	1985	N	500	cm	SE	603561	354672
134	HAU	4	Hüttener Au	1985	N	1200	cm	SE	603561	354668
135	HAU	4.1	Hüttener Au	1985	S	1040	cm	PA	603561	354662
136	HAU	5	Hüttener Au	1985	N	550	cm	SE	603561	354660
137	HAU	6	Hüttener Au	1985	N	900	cm	SE	603561	354657
138	HAU	7	Hüttener Au	1985	N	1100	cm	SE	603561	354654
139	HAU	8	Hüttener Au	1985	N	1100	cm	SE	603561	354650
140	HAU	9	Hüttener Au	1985	N	1200	cm	SE	603561	354644
141	HAU	10	Hüttener Au	1985	N	700	cm	SE	603561	354639
142	HAU	11	Hüttener Au	1985	N	530	cm	SE	603561	354634
143	HAU	12	Hüttener Au	1985	N	220	cm	SE	603561	354628
144	HAU	23	Hüttener Au	1987	S	1040	cm	SE	603586	354670
145	BUL	1	Bültsee	1987	S	1630	cm	PA	604075	354965
146			Appeljord	1987	M				603860	354556
147	KHA		Kl. Hüttener Au	1987	N	550	cm	SE	603758	354500
148	GMD	1	Gr. Moor, Damendorf	1987	R	700	cm	SE	603486	354826
149	ASM	1	Ascheffeler Moor	1988	N	900	cm	SE	603370	354402
150	LAM	1	Langstückener Moor	1988	N	1250	cm	SE	603508	354396
151	LAM	2	Langstückener Moor	1988	S	1450	cm	SE	603420	354404
152	LAM	3	Langstückener Moor	1988	S	1316	cm	PA	603410	354404
192	WNG	13	Gr. Schnaaper See	1988	N	560	cm	SE	603980	355082
193	SMS	3	Schnaaper See	1988	N	600	cm	SE	604042	355090
194	JMÜ	2	Johannisberg	1988	N	600	cm	SE	604050	355160
195	JMM	6	Johannisberg	1988	N	600	cm	SE	604042	355146

196	JWM	5	Johannisberg	1988	N	600	cm	SE	604030	355136
197	JWS	4	Johannisberg	1988	N	600	cm	SE	604022	355134
198	PSZ	8	Sophienruh	1988	N	600	cm	SE	604010	355152
199	PSD	9/10	Sophienruh	1988	N	600	cm	SE	604000	355170
200	PSR	7	Sophienruh	1988	N	600	cm	SE	603996	355144
201	WBN	12	Windebyer Noor	1988	N	600	cm	SE	603978	355153
203	PSV	11	Sophienruh	1988	N	600	cm	SE	603964	355190
207	SKO	1	Schnaaper Kiesrücken	1988	N	600	cm	SE	604006	355098
208			Bohrungen RUCK Yachthafen Fleckeby							
300	DAM		Damendorfer Moor							
261	BRO		Brobachrinne (Bohrreihe)	1989	N	885	cm	SE		
262	BRO	22	Brobachrinne	1989	S	290	cm	SE		
263	RO		Rohnau (Bohrreihe)	1989	N					

TK 25 Bl. Eckernförde (1525)

122	AAS	1	Aas-See	1984	S	663	cm	SE	604180	356160
153	GOS	1	Goos-See	1987	S	1420	cm	PA	603518	355565
154	HAA	1	Haltestelle Altenh.	1988	N	1150	cm	SE	603570	355574
155	HAA	2	Haltestelle Altenh.	1988	S	1050	cm	SE	603540	355580
156	HAA	3	Haltestelle Altenh.	1988	N	1150	cm	SE	603563	355588
157	HAA	4	Haltestelle Altenh.	1988	N	1450	cm	SE	603560	355599
158	HAA	5	Haltestelle Altenh.	1988	N	800	cm	SE	603558	355626
159	HAA	10	Haltestelle Altenh.	1988	N	1400	cm	SE	603554	355668
160	HAA	11	Haltestelle Altenh.	1988	N	2000	cm	SE	603552	355645
161	HAA	20	Haltestelle Altenh.	1988	S	1520	cm	SE	603550	355657
162	ASA	20	Aschau/Kronsbek	1988	N	1700	cm	SE	603678	356046
163	ASA	21	Aschau/Kronsbek	1988	N	1950	cm	SE	603662	356040
164	ASU	1	Aschau/Kronsbek	1988	N	1700	cm	SE	603661	356042
210	B I	2	Aschau-Nehrung (BENNER)	1985	N				603688	356044
	B I	3	Aschau-Nehrung (BENNER)	1985	N				603688	356045

TK 25 Bl. Meggerdorf (1622)

165	TET	1	Tetenhusener Moor	1987	N	700	cm	SE	602550	352882
-----	-----	---	-------------------	------	---	-----	----	----	--------	--------

TK 25 Bl. Owschlag (1623)

166	OWS	1	Owschlager See	1984	S	1800	cm	PA	602850	353956
167	OWS	2	Owschlager See	1984	S	1900	cm	SE	602850	353956
168	OW	1	Owschlag	1984	N	500	cm	SE	602917	353752
169	OW	2	Owschlag	1984	N	700	cm	SE	602854	353673
170	OW	3	Owschlag	1984	N	600	cm	SE	602820	353920
171	OW	4	Owschlag	1984	N	500	cm	SE	602836	353822
172	OWM	1	Owschlager Moor	1984	N	900	cm	SE	602730	353982
173	OWM	2	Owschlager Moor	1984	N	500	cm	SE	602668	353938
174	OWM	3	Owschlager Moor	1984	N	300	cm	SE	602628	353938
175	OWM	4	Owschlager Moor	1984	N	800	cm	SE	602612	353937
176	SOR	5	Sorgeschleife	1987	S	2000	cm	SE	602602	353900
177	SOR	6	Sorgeschleife	1987	R	2180	cm	SE	602602	353906
178	SOR	7	Sorgeschleife	1987	N	2020	cm	SE	602602	353906
182	SOR	1	Sorgeniederung	1984	N				602700	354142
183	OWM/GLA		Owschlager Moor	1984					602691	353948
184			Meierei Krummenort	1987	N	300	cm	SE	602452	353780
185			Schießplatz Krummenorter Heide	1987	S	560	cm	SE	602446	353764
186			Bohrreihe östl. Tetenhusen (14 Bohrungen)		N				602450	-
									602468	353360
187			Jagen 76	1985	N	2500	cm	SE	602390	353396
260			Bohrreihe WSW Stenten	1989	N	1300	cm	SE		

			<u>TK 25 Bl. Rendsburg (1624)</u>				
179	BIS	1	Bistensee	1984	S	602870	354402
180	BIS	2	Bistensee	1984	S	2100 cm SE	602865 354404
181	BIS	3	Bistensee	1984	S	3200 cm SE	602860 354406

11.2 Verzeichnis aller Grabungen

			<u>TK 25 Bl. Schleswig (1423)</u>		
255			Kirchberg, westlich Fahrtdorf;		
256			Nordabhang der Hochburg bei Haddeby;		

			<u>TK 25 Bl. Kropp (1523)</u>		
257			Ostseite des Haddebyer Noores;		
258			Königshügel nordwestlich Selk		

			<u>TK 25 Bl. Hütten (1524)</u>		
190	O	3	ca. 1,5 km ESE Christianshöh		
191	O	1	ca. 0,5 km ENE Moor, E Christianshöh		
204	O	2	zw. Str. Kochendorf-Schnaap - Windebyer Noor		
205	O	5	Kiesrücken westlich Gut Schnaap		
206	O	4	südöstlich der Str. Kochendorf-Schnaap		

			<u>TK 25 Owschlag (1623)</u>		
244	OW	(G 4)	Grabung		
245	OW	(G 1)	Grabung		
246	OW	(G 3)	Grabung		
247			Dünentop Stüpl. Krummenorter Heide		
248			Düne Meierei Krummenort		
249			Pipeline Grabung an der Meierei Krummenort		
250			Düne Jagen 76		
251			Fuchsbau, Südseite		
252			Fuchsbau, Nordseite		
253			Dünen westlich der Str. Tetenhusen-Hohn		

11.3 Verzeichnis aller im Text erwähnter Aufschlüsse

			<u>TK 25 Bl. Jübek (1422)</u>		
220			ehem. Kies-/Sandgrube ostnordöstl. Schuby nördl. der B 201		

			<u>TK 25 Bl. Schleswig (1423)</u>		
221			neue Tongrube der Zgl. Pulverholz an der Str. Dannewerk - Friedrichsberg		
222			ehem. Zgl.-Grube Pulverholz westl. Friedrichsberg		
223			ehem. Kies-/Sandgrube ostnordöstl. Schuby südl. der B 201		

			<u>TK 25 Bl. Brodersby (1424)</u>		
224			Kiesgrube N Gammelby		
225			Kliffzone Große Breite NW Weseby		

			<u>TK 25 Bl. Hollingstedt (1522)</u>		
226			Sandgrube Kurburg südsüdwestl. Dannewerk an der Str. Dannewerk - Kl. Rheide		

TK 25 Bl. Kropp (1523)

- 227 Sandgrube südwestl. BAB an der Str. Brekendorf-
Owschlag;
228 Sandgrube nordöstl. BAB an der Str. Brekendorf-
Owschlag;
229 ehem. Sand-/Kiesgrube ca. 1 km nördl. Lottorf;
230 Kiesgrube Hader südwestl. Selk;
231 Kies-/Sandgrube am Königshügel westl. Selk;
232 ehem. Kies-/Sandgrube Ewers nördl. Selk;
233 Kies-/Sandgrube Margarethenwall südsüdwestl.
Friedrichsberg;
243 ehemalige Kies- und Sandgrube westlich Randorf;

TK 25 Bl. Hütten (1524)

- 234 Kiesgrube SW Gammelby
235 Kiesgrube Birkensee

TK.25 Bl. Meggerdorf (1622)

- 236 Sandgrube Förden
237 ehemalige Ziegeleigrube Meggerdorf

TK 25 Owschlag (1623)

- 238 Sandgrube Krummenort
239 alte Sandgrube NE Sorgwohld
240 alte Kiesgrube ENE Alt-Duvenstedt

TK 25 Bl. Rendsburg (1624)

- 241 Kiesgrube (heute Mülldeponie) Alt-Duvenstedt nördl. BAB-Raststätte Hüttener Berge
Sandschurf an der Straße Alt-Duvenstedt - Töpferhaus

11.4 Ausgewählte Radiokarbondatierungen in Mittel- und Nordeuropa

<u>LABOR-NR</u>	<u>ALTER</u>	<u>MATERIAL</u>	<u>LOKALITÄT</u>	<u>STRATIGRAPHIE</u>	<u>QUELLE</u>
Lu 2316	240 ± 45	Torf	Schweden		28
Hv 15287	570 ± 55	Ah-Horizont	Fuchsbau-S/SH	PZ X Subatlant.	30
Lu 2309	770 ± 45	Torf	Schweden		28
Lu 2317	810 ± 50	Torf	Schweden		28
Hv 15468	950 ± 60	Ah-Horizont	Jagen 76/SH	PZ X Subatlant.	30
Lu 79	970 ± 100	Torf	Schweden	spät. Subatlant.	28
H 637/775	1 030 ± 60	Torf	Süderlügum/SH	PZ X Subatlant.	49
Lu 62	1 090 ± 100	Torf	Schweden	mittl. Subatlant.	28
Lu 2318	1 120 ± 45	Torf	Schweden		28
Lu 2312	1 170 ± 45	Torf	Schweden	mittl. Subatlant.	28
H 631/603	1 235 ± 75	Torf	Bissendorfer M./Nieders.	XII (OVERBEK)	49
Lu 2313	1 390 ± 45	Torf	Schweden	mittl. Subatlant.	28
Lu 80	1 500 ± 100	Torf	Schweden	mittl. Subatlant.	28
Lu 63	1 510 ± 100	Torf	Schweden	mittl. Subatlant.	28
Fr 45	1 750 ± 100	Holz	Aschersleben	röm. Kaiserzeit	11
LH 364/384	1 815 ± 80	Zellulose	Süderlügum/SH	XI (OVERBEK)	49
H 634/653	1 955 ± 80	Torf	Esterw. Dose	Beginn Carp.-Anst.	49
SH 425/373	2 100 ± 75	Torf	Melbecker M./Nieders.	X/XI (OVERBEK)	49
H 632/665	2 230 ± 85	Torf	Bissendorfer M./Nieders.	X/XI (OVERBEK)	49
Lu 81	2 310 ± 100	Torf	Schweden	früh. Subatlant.	28

Lu 2310	2 310 ± 50	Torf	Schweden	früh. Subatlant.	28
Lu 2308	2 340 ± 50	Torf	Schweden	früh. Subatlant.	28
T 2120	2 360 ± 110	Gyttja	Valeermyr/S-Norw.	Subatlantikum	20
Lu 64	2 410 ± 100	Torf	Schweden	früh. Subatlant.	28
Lu 2314	2 430 ± 50	Torf	Schweden	früh. Subatlant.	28
Lu 1528A	2 490 ± 55	Gyttja	Skrubbisvatn/S-Norw.	Subatlantikum	20
T 1963	2 750 ± 240	siltige Gyttja	Karlstad/S-Norw.	Subboreal	20
Lu 82	2 780 ± 100	Torf	Schweden	spät. Subboreal	28
Lu 2315	2 800 ± 60	Torf	Schweden		28
T 2965A	2 920 ± 50	Gyttja	Skrubbisvatn	Subboreal	20
H 633/777	3 070 ± 100	Torf	Bissendorfer M./Nieders.	X (OVERBEK)	49
Lu 65	3 100 ± 100	Torf	Schweden	mittl. Subboreal	28
Hv 15286	3 140 ± 140	mar. torf. Watt.	Helle/SH		30
T 1962	3 260 ± 220	laminierte Silte	Vallermyr/S-Norw.	Subboreal	20
Lu 1583A	3 600 ± 55	Gyttja	Vestertjönn	Subboreal	20
H 635/650	3 730 ± 100	Torf	Esterw. Dose	Beginn Fagus-Anst.	49
Lu 2311	3 900 ± 60	Torf	Schweden	früh/mittl. Subbor.	28
SH 424/372	4 630 ± 120	Torf	Melbecker M./Nieders.	IX (OVERBEK)	49
Lu 66	4 690 ± 100	Torf	Schweden	frühes Subbor.	28
H 636/609	4 950 ± 100	Torf	Esterw. Dose	Beginn Ulmus-Abf.	49
H 991/756	4 980 ± 100	Torf	Gr. M. Gifhorn/Nieders.	VIII/IX (OVERBEK)	49
H 362/322	5 080 ± 115	Torf	Süderlögum/SH	VIII/IX (OVERBEK)	49
LH 324/292	5 520 ± 160	Torf	Süderlögum/SH	VIII (OVERBEK)	49
Hv 15280	5 785 ± 100	Holz	Ludwigsburger Moor/SH		30
T 1964	6 270 ± 130	siltige Gyttja	Tyvatn	Atlantikum	20
Hv 15271	6 690 ± 285	Torf	Aas-See/SH	Atlantikum	30
Lu 2319	6 830 ± 70	Torf	Schweden	mittl. Atlant.	28
Hv 15933	7 220 ± 230	Holz	Langholzer See/SH	Atlantikum	30
Hv 15275	7 230 ± 70	org. Mat.	Goos-See/SH	Atlantikum	30
Lu 1580A	7 330 ± 75	Gyttja	Storevatn/S-Norw.	Atlantikum	20
Hv 15932	7 440 ± 245	Torf	Langholzer See/SH	Atlantikum	30
H 325/326	8 180 ± 130	Torf	Süderlögum/SH	Ende VII (OVER.)	49
T 2890A	8 260 ± 116	Gyttja	Trollabotn/S-Norw.	Boreal	20
Hv 15281	8 410 ± 65	org. Mat.	Ludwigsburger Moor/SH	Boreal	30
Fr 32	8 640 ± 125	Flachmoortorf	Aschersleben	Boreal	11
SH 363/343	8 720 ± 140	Torf	Süderlögum/SH	Beginn VII (Over.)	49
Hv 15274	8 755 ± 90	Holz	Bültsee/SH	Boreal	30
Hv 15283	8 785 ± 300	Holz	Söbyer See/SH	Boreal	30
Hv 15282	8 815 ± 105	org. Mat.	Söbyer See/SH	Boreal	30
T 1967	8 820 ± 300	sandige Gyttja	Pöddetjönn	Boreal	20
T 2891A	9 020 ± 100	Gyttja	Trollabotn/S-Norw.	Präboreal	20
T 1968	9 040 ± 210	siltige Gyttja	Langvatn/S-Norw.	Präboreal	20
	9 140 ± 260	sandige Gyttja	Langa Getsjön/Schweden	PZ IV b	24
Hv 15276	9 160 ± 90	org. Mat.	Großes Moor (Schwansen)	Boreal	30
	9 300 ± 130	sandige Gyttja	Stuggölen/Schweden	PZ IV b	24
Hv 15273	9 325 ± 100	org. Mat.	Bültsee/SH	Präboreal	30
Lu 1581A	9 420 ± 85	Gyttja	Storevatn/S-Norw.	Präboreal	20
T 2888	9 470 ± 110	Gyttja	Storevatn/S-Norw.	Ende Präboreal	20
T	9 560 ± 90	Gyttja	Bjärsjön/S-Schweden	Pi-Co-Be-Zone	21
Lu 1605	9 760 ± 90		Halsjön/Schweden		27

Hv 15277	9 790 ± 70	org. Mat.	Arenholzer See/SH	Präboreal	30
T	9 840 ± 95	tonige Gyttja	Bjärsjön/S-Schweden	Be-/Ju-Be-Sa-Zone	21
T 118	9 850 ± 350		S-Norwegen	Aker-Moräne	25
	9 930 ± 140	Tongyttja	Stuggölen/Schweden	PZ IV b/IV a	24
T 2885	9 970 ± 130	sandige Gyttja	Kläsvatn/S-Norw.	Dryas-3	20
Lu 1425	10 020 ± 120		Galtsjön/Schweden		27
Lu 1424	10 050 ± 100		Galtsjön/Schweden		27
T 4074	10 090 ± 180	Gyttja	Norwegen	Dryas-3	29
	10 100 ± 95	Gyttja	Paddegölen/Schweden	Anfang Dryas-3	26
T 2632	10 130 ± 120	Tongyttja	Hamravatn	Dryas-3	20
Lu 1132	10 140 ± 100		Kvarnsjön/Schweden		27
Lu 899	10 150 ± 115		Akerhultagöl		27
T 2636	10 180 ± 120	sandige Gyttja	Storetjonn	Präboreal/Dryas-3	20
	10 210 ± 140	Tongyttja	Langa Getsjön/Schweden	PZ IV a	24
T	10 220 ± 95	tonige Gyttja	Bjärsjön/S-Schweden	Ju-Be-Sa-Zone (Ende)	20
Lu 1557	10 230 ± 105		Bredsjön/Schweden		27
Lu 1604	10 260 ± 95		Halsjön/Schweden		27
Lu 943	10 300 ± 110		Trummen/Schweden		27
	10 330 ± 95	Siltmudde	Kroksjön/Schweden	Dryas-3	26
GrN 1507	10 390 ± 80	Humus aus Boden	Geesthacht	Alleröd	31
T 1020	10 430 ± 160		S-Norwegen	Mona-Moräne	25
Lu 897	10 440 ± 110		Akerhultagöl		27
T	10 450 ± 100	tonige Gyttja	Bjärsjön/S-Schweden	Em-Be-Pi-Gr-Zone	21
Hv 15496	10 450 ± 315	Mudde	Langstückener M./SH	Dryas-3	
	10 460 ± 95	Siltmudde	Kroksjön	Dryas-3	26
Fr 44	10 490 ± 240	Moostorf	Aschersleben	Dryas 3	11
Lu 1602	10 560 ± 100		Halsjön/Schweden		27
T 426	10 650 ± 150		S-Norwegen	Ra-Moräne	25
Lu 942	10 670 ± 115		Trummen		27
T 6170	10 670 ± 170	Siltgyttja	Norwegen	Dryas-3	29
T 1382	10 670 ± 270		S-Norwegen	Mona-Moräne	25
Hv 15272	10 685 ± 110	org. Mat.	Langsee/Angeln/SH		30
T 315	10 700 ± 350		S-Norwegen	Ra-Moräne	25
Lu 1603	10 740 ± 105		Halsjön/Schweden		27
T 2063	10 750 ± 140		S-Norwegen	Ra-Moräne	25
Lu 1601	10 760 ± 100		Halsjön/Schweden		27
T 2977	10 790 ± 120	laminiertes Silt	Storvatn/S-Norw.	Alleröd	20
	10 820 ± 110	Siltgyttja	Paddegölen/Schweden	Dryas-3	26
T	10 830 ± 100	Tongyttja	Bjärsjön	Ende Em-Be-Pi-Gr-Z.	21
T	10 830 ± 120	Tonmudde	Björksjödamm	Dryas-3	23
Lu 1397	10 830 ± 120		Björksjödamm/Schweden		27
Lu 716	10 850 ± 110		S-Norwegen	Ra-Moräne	25
Lu 1252	10 890 ± 75		Kvarnsjön/Schweden		27
T	10 890 ± 90	Tongyttja	Bjärsjön/S-Schweden	Ar-Pi-Gr-Che-Zone	21
T 4075	10 910 ± 160	Siltgyttja	Norwegen	Dryas-3/Alleröd	29
Lu 898	10 920 ± 150		Akerhultagöl		27
Lu 941	10 990 ± 145		Trummen		27
Lu 1423	11 000 ± 175		Galtsjön/Schweden		27
T 261	11 000 ± 250		S-Norwegen	Ra-Moräne	25
Lu 1598	11 040 ± 150		Logylet/Schweden		27
GRN 975	11 065 ± 120		Niederlande	Alleröd	
Lu 1199	11 070 ± 105		Fjällsjön/Schweden		27
	11 100 ± 130	Siltmudde	Kroksjön/Schweden	Dryas-3/Alleröd	26
Lu 1253	11 110 ± 75		Kvarnsjön/Schweden		27
Lu 896	11 150 ± 110		Akerhultagöl		27

Lu 1392	11 160 ± 125		Ljungsjön/Schweden		27
T	11 170 ± 90	Tonmudde	Björksjödamm/Schweden	Beginn Dryas-3	23
Lu 1393	11 170 ± 90		Björksjödamm		27
Hv 15278	11 180 ± 100	Holz	Billmoor/SH	Alleröd	30
Lu 989	11 180 ± 145		Trummen/Schweden		27
T 233	11 200 ± 200		S-Norwegen	älter als Ra-Mor.	25
Lu 1364	11 250 ± 120		Flällsjön/Schweden		27
T 2633	11 250 ± 80	sandige Tongyttja	Hamrvatn/S-Norw.	Bölling	20
T	11 260 ± 100	Tongyttja	Bjärsjön/S-Schweden	Pi-Be-Zone	21
Hv 15279	11 270 ± 100	Holz	Heidteich/SH	Alleröd	30
St 4997	11 280 ± 165		Sköttorp/Schweden		23
	11 310 ± 175	Siltgyttja	Paddegölen	Dryas-3	26
T 2895	11 320 ± 120	tonige Gyttja	Kläsvatn/S-Norw.	Beginn Bölling	20
Lu 1219	11 320 ± 135		Domsjön/Schweden		27
T 4075 B	11 340 ± 120	Siltgyttja	Norwegen	Alleröd	29
Lu 1556	11 380 ± 160		Bredsjön/Schweden		27
Lu 1767	11 390 ± 105		Kroppsjön		27
Lu 940	11 390 ± 155		Trummen		27
Lu 1198	11 400 ± 125		Ljungsjön/Schweden		27
H 75/68	11 450 ± 180		Schleswig-H/Rissen	Rissen	9
Lu 895	11 480 ± 115		Akerhultagöl/Schweden		27
Lu 1218	11 490 ± 155		Domsjön/Schweden		27
Lu 1363	11 700 ± 125		Flällsjön/Schweden		27
	11 710 ± 115	Siltmudde	Kroksjön/Schweden	Alleröd	26
GRO 811	11 780 ± 150		Amersfoort	Dryas 3	1
Lu 1597	11 810 ± 190		Logylet/Schweden		27
Lu 939	11 820 ± 160		Trummen		27
St 4060	11 840 ± 180		Lagmansered/Schweden		23
H 18/1	11 930 ± 290		Rissen/Schleswig-H.	Rissen	9
T	12 030 ± 125	Tonmudde	Björksjödamm/Schweden	Ende Alleröd	23
Lu 1396	12 030 ± 125		Björksjödamm/Schweden		27
Lu 938	12 030 ± 135		Trummen		27
T 2896	12 080 ± 210	silt. Sand	Kläsvatn	Bölling	20
Lu 1600	12 090 ± 145		Halsjön/Schweden		27
Hv 15285	12 150 ± 285	org. Material	Owslager See/SH	Bölling	30
Lu 1130	12 210 ± 120		Kvarnsjön		23
Lu 1192	12 240 ± 120		Fjällsjön/Schweden		23
Lu 990	12 280 ± 185		Trummen/Schweden		27
T	12 290 ± 140		Björksjödamm/Schweden	Dryas-2	23
Lu 1395	12 290 ± 140		Björksjödamm/Schweden		27
H 77/54	12 300 ± 260	Holz aus Tonmudde	Ascherleben	Dryas-2	11
Lu 937	12 330 ± 165		Trummen		27
Lu 1191	12 410 ± 150		Ljungsjön/Schweden		23
Lu 1833	12 410 ± 650		Lila Sjö		27
Lu 894	12 450 ± 130		Akerhultagöl		23
St 2450	12 460 ± 140		Älgare Mosse		23
T 4076 A	12 480 ± 300	Siltgyttja	Norwegen	Bölling	29
St 3620	12 500 ± 240		Edsmulthall/Schweden		23
Fr 25	12 520 ± 180	Holz aus Sand	Aschersleben	Dryas-2	11
Lu 1193	12 550 ± 125		Fjällsjön II/Schweden		23
Lu 1394	12 550 ± 145		Björksjödamm/Schweden		23
Hv 15284	12 560 ± 185	org. Mat.	Owslager See/SH	Bölling	30
St 2328	12 575 ± 235		Agard/S-Schweden		23
Lu 877	12 580 ± 125		Bäckebo/Schweden		23
Lu 1214	12 610 ± 130		Domsjön/Schweden		23
T 2634	12 650 ± 110	silt. Ton	Hamrvatn/S-Norw.	> Bölling	20

St 4869	12 650 ± 190		Fjäras Bräcka/Schweden		23
St 4872	12 650 ± 290		Fjäras Bräcka/Schweden		23
Lu 1263	12 660 ± 125		Hakulls mosse/Schweden		23
Lu 223	12 670 ± 130		Ranviken/Schweden		23
Lu 1176	12 730 ± 130		Agard		23
Lu 1215	12 780 ± 145		Domsjön/Schweden		23
Lu 1213	12 780 ± 175		Domsjön/Schweden		23
Lu 167	12 850 ± 130		Fjäras Bräcka/Schweden		23
Lu 1175	12 870 ± 125		Agard		23
Lu 270	12 880 ± 125		Grimbo/Schweden		23
Lu 281	12 880 ± 145		Blåsebo		23
St 3596	12 890 ± 110		Göteborg		23
Lu 507	12 890 ± 130		Blåsebo		23
Fr 24	12 890 ± 190	Grbdetritusgyttja	Aschersleben	Bölling	11
Lu 1599	12 890 ± 190		Halsjön/Schweden		27
Lu 606	12 910 ± 125		Fjäras Bräcka/Schweden		23
St 2332	12 930 ± 270		Agard B/S-Schweden		23
St 2333	12 930 ± 280		Fajans A/S-Schweden		23
Lu 876	12 950 ± 125		Bäckebo/Schweden		23
Lu 1447	12 970 ± 120		Svedaskogen/Schweden		23
St 2334	12 970 ± 280		Fajans B/S-Schweden		23
Lu 1107	12 980 ± 125		Fjäras Bräcka/Schweden		23
Lu 893	12610 ± 190		Akerhultagöl/Schweden		23
Lu 1262	13 020 ± 135		Hakulls mosse/Schweden		23
Lu 1171	13 030 ± 130		Fjäras Bräcka/Schweden		23
St 3967	13 040 ± 140		Söstared/Schweden		23
St 2447	13 050 ± 140		Torsgarden/S-Schweden		23
Lu 796:2	13 090 ± 120	Knochen	Lockarp/S-Schweden	Beginn Deglaziation	22
Lu 165	13 090 ± 130		Fjäras Bräcka/Schweden		23
Lu 1172	13 120 ± 130		Fjäras Bräcka/Schweden		23
Lu 1108	13 150 ± 130		Svedaskogen/Schweden		23
Lu 1174	13 160 ± 130		Agard		23
Lu 1115	13 170 ± 125		Fjäras Bräcka/Schweden		23
H 106/89	13 250 ± 280	Seggentorf	Aschersleben	Beginn Bölling	11
St 3969	13 255 ± 160		Delsjön/Schweden		23
Lu 865	13 260 ± 110	Knochen	Lockarp/S-Schweden	Beginn Deglaziation	22
Lu 865	13 260 ± 110	Knochen	Lockarp/Schweden		23
Lu 1146	13 290 ± 125		Svedaskogen/Schweden		23
Lu 796	13 360 ± 95	Knochen	Lockarp/S-Schweden	Beginn Deglaziation	22
Lu 796	13 360 ± 95		Lockarp		23
Lu 1042	13 410 ± 120		Vinberg/S-Schweden		23
St 3606	13 425 ± 140		Laholm/Schweden		23
	13 670 ± 295	Silte	Paddegölen/Schweden	Dryas-3/Alleröd	26
T 4076 B	13 710 ± 160	Siltgyttja	Norwegen	Bölling	29
Lu 1165	13 860 ± 140		Harplinge/Schweden		23
T 4077 A	13 920 ± 330	Silt	Norwegen	Dryas-1	29
	13 920 ± 340	Siltmudde	Kroksjön/Schweden	Dryas-2	26
Lu 1104	13 930 ± 135		Harplinge/Schweden		23
W 93	15 150 ± 350		Schleswig-Holstein	Poggenwisch	9
T 4077 B	16 900 ± 190	Silt	Norwegen	Dryas-1	29
	17 000 ± 570	Bodenmaterial	Bruchköbel	Altwürm/HZ	14
	18 000 ± 500	Bodenmaterial	Weilbach	Altwürm/HZ	14

Hv 1296	18 500 ± 950	Bodenmaterial	Kärlich	Altwürm/HZ	12
Lu 887E	19 150 ± 390	Knochen	Arrie		22
	19 680 ± 150	Bodenmaterial	Weilbach	Altwürm/HZ	14
GRO 1106	20 470 ± 230		Amersfoort	Pleniglazial A	1
	20 550 ± 180	Bodenmaterial	Wiesbaden-Biebr.	Altwürm/HZ	14
	20 720 ± 520	Bodenmaterial	Wiesbaden-Biebr.	Altwürm/HZ	14
Hv 1297	21 100 ± 1400		Kärlich		1
	21 430 ± 120	Bodenmaterial	Hahnstätten	Altwürm/HZ	14
	21 440 ± 550	Bodenmaterial	Wallertheim	Altwürm/HZ	14
Lu 887	22 000 ± 900	Knochen	Arrie		22
	23 000 ± 300	Bodenmaterial	Weilbach	Altwürm/HZ	14
	23 770 ± 470	Bodenmaterial	Wiesbaden-Biebr.	Altwürm/HZ	14
	25 000 ± 70	Bodenmaterial	Wiesbaden-Biebr.	Altwürm/HZ	14
Fr 23	25 000 ± 750	Holz von Polarweide	Aschersleben	Interstadial	11
GrN 1325	25 020 ± 150		Pavlov	Paudorf	2
GrN 1286	25 820 ± 170	Bodenmaterial	Dolni Vest.	Paudorf	2
GrN 3035	26 180 ± 380		Elsloo		3
GrN 1515	26 600 ± 300		Ostrohe	Ostrohe-Interstadial	9
GrN 1272	26 620 ± 230	Bodenmaterial	Pavlov	Paudorf-Interstadial	2
GrN 1515	26 840 ± 300	Humus aus Boden	Geesthacht	Paudorfer Interst.	31
GrN 2371	27 000 ± 670		Sittard		4
GrN 2671	27 580 ± 200		Elsloo		4
GrN 1762	27 920 ± 270		Hengelo		4
GrN 2523	28 200 ± 290		Stillfried	Stillfried-B-Interst	5
GrN 2533	28 340 ± 220		Stillfried	Stillfried-B-Interst	5
GrN 4528	28 860 ± 260		Denekamp	Denekamp-In.	4
GrN 2598	29 000 ± 200		Dolni Vest.		5
GrN 4349	29 300 ± 300		Denekamp	Denekamp-Interst.	4
	29 600 ± 400		Wallertheim	Altwürm/HZ	15
GrN 2141	29 900 ± 460		Brede	Denekamp-Interst.	4
GrN 2008	29 930 ± 300		Breda		6
GrN 4348	30 100 ± 300		Denekamp	Denekamp-Interst.	4
GrN 2269	30 300 ± 800		Hasker Veenp.	Denekamp-Interst.	7
GrN 4324	30 400 ± 450		Denekamp	Denekamp-Interst.	4
GrN 1279	30 530 ± 250		Willendorf	Paudorf-Interst.	2
GrN 2963	30 800 ± 400		Emmeloord	Denekamp-Interst.	3
	30 800 ± 800		Wallertheim	Altwürm/HZ	15
Lu 746	31 200 ± 3050	Knochen	Örsjö	Beginn Hochglazial	22
	31 500 ± 800		Wallertheim	Altwürm/HZ	15
GrN 6699	31 950 ± 320		Lommersum	Aurignacien	13
GrN 2007	32 000 ± 400		Brede	Denekamp-Interst.	4
GrN 4343	32 000 ± 500		NW Denekamp	Denekamp-Interst.	4
GrN 1287	32 060 ± 250		Willendorf	Paudorf-Interst.	2
GrN 2196	32 140 ± 860		Hohlweg Aigen		4
GrN 1551	32 200 ± 500		Dinkeltal	Denekamp-Interst.	4
Fr 22	32 500 ± 2600	Hölzer	Aschersleben	Beginn Interst.	11
GrN 2938	32 500 ± 600		Emmeloord		3
GrN 1364	33 030 ± 500		Niederlande	Hengelo/Denekamp-In.	4
GrN 6191	33 420 ± 500		Lommersum	Aurignacien	13
GRO 1259	34 730 ± 700		Amersfoort	Pleniglazial A	1
GrN 1276	34 950 ± 500		Amersfoort	Hengelo/Denekamp-I.	1
GrN 1852	35 600 ± 900		Moershofd	Pleniglazial A	4

Lu 880	36 100 ± 2000	Knochen	Örsjö	Beginn Hochglazial	22
GrN 2685	36 600 ± 600		Hengelo	Hengelo-Interst.	4
GrN 2515	37 000 ± 600		Breda	Hengelo-Interst.	4
GrN 1270	37 270 ± 500	Torfe	Loopstedt	Frühweichsel	31
GrN 4569	37 300 ± 600		Velsen		5
GrN 1763	37 500 ± 650		Hengelo	Hengelo-Interst.	4
GrN 1234	37 850 ± 1000	Torfe	Loopstedt	Frühweichsel	31
GrN 7108	37200 ± 1900		Aschersleben		8
GrN 3007	38 300 ± 900		Velsen		5
GrN 1359	38 320 ± 500		Wierden		5
GrN 4366	38 700 ± 1100		Denekamp	Hengelo-Interst.	4
GrN 2504	38 700 ± 400		Hengelo	Hengelo-Interst.	4
GrN 2704	39 600 ± 900		Ruigekluft	Hengelo-Interst.	5
Fr 17	40 000	Gräser aus Torfmudde	Aschersleben	Interstadial	11
GrN 1242	40 020 ± 1000	Torfe	Loopstedt	Frühweichsel	31
GrN 3055	40 500 ± 1500		Ruigekluft		5
GrN 7379	40 900 ± 1100		Voorthuizen		8
GrN 5423	41 000 ± 1275	Grobdetritus	Aschersleben	Interstadial	11
GrN 1715	43 500 ± 1000		Moershofd	Pleniglazial A	4
GrN 3221	43 600 ± 1850		Hengelo	Hengelo-Interst.	4
GRO 1324	43 700 ± 700		Farnssum	Eem	1
GRO 1842	44 000		Lunteren	Pleniglazial A	1
GrN 7377	44 100 ± 1000		Amersfoort		8
GrN 2647	44 700 ± 800		Odderade	Odderade-Interst.	9
GRO 2039	45 000		Wansum	Amersfoort-Interst.	1
GRO 1270	45 300 ± 2000	Torfe	Lopstedt (s. GrN 1270)	Frühweichsel	31
GrN 3177	45 600 ± 1900		Hengelo		4
GrN 1718	46 250 ± 1500		Moershofd	Pleniglazial A	4
GrN 2646	46 350 ± 1000		Odderade	Odderade-Interst.	9
GrN 7411	46 600 ± 2100		Voorthuizen		8
GrN 7151	46 900		Odderade		8
GrN 7149	47 700		Amersfoort		8
GrN 4350	48 000		Denekamp		4
GrN 7150	48 200		Amersfoort		8
GrN 2675	48 500 ± 1600		Erkelenz	Frimmersd. Bobi.	10
GrN 7808	48 900		Odderade		8
GrN 6821	49 000 ± 400		Voorthuizen		8
GrN 7078	49 200 ± 4100		Aschersleben		8
GrN 7808	50 000		Odderade		8
GrN 2508	50 000		Breda	Interglazial	4
GRO 1708	50 000 ± 3000		Lunteren	Frühstadial	1
GrN 4252	50 800 ± 4000		Hengelo		4
GrN 7906	50 900		Amersfoort		8
GRO 1243	51 000		Amersfoort	Frühstadial	1
GrN 4289	51 600		Hengelo		4
GrN 7809	52 000		Odderade		8
GrN 7281	52 200		Aschersleben		8
GrN 7616	52 300		Aschersleben		8
GrN 1254	53 000		Odderade	Brörup-Interst.	9
GRO 1248	53 000		Amersfoort	Amersfoort-Interst.	1
GRO 1280	53 000		Amersfoort	Brörup-Interst.	1
GRO 1221	53 000		Amersfoort	Amersfoort-Interst.	1
GrN 1365	53 000 ± 4000	Holzkohle	Loopstedt (s. GrN 1270)	Frühweichsel	31
GrN 2594	53 220 ± 6000	Nadelholz	Geesthacht	Frühweichsel	31
GrN 7907	53 800		Amersfoort		8

GrN 7054	55 900 ± 600		Odderade		8
GrN 7378	56 800 ± 11800		Amersfoort		8
GrN 1729	58 740 ± 1000		Brörup	Brörup-Interst.	16
GrN 1470	59 430 ± 1000		Brörup	Brörup-Interst.	16
GrN 7001	60 100 ± 1400		Aschersleben		8
GrN 6884	60 100 ± 900		Amersfoort		8
GrN 7123	60 900 ± 900		Odderade		8
GrN 6893	63 500 ± 1500		Amersfoort		8
GrN 1397	63 500 ± 900		Amersfoort	Amersfoort-Interst.	4
GrN 7040	63 800 ± 1700		Amersfoort		8
GrN 1396	64 000 ± 1100		Amersfoort	Amersfoort-Interst.	16
GrN 7077	67 100 ± 1900		Odderade		8
GrN 7442	69 700 ± 3300		Odderade		8
GrN 7424	76 400 ± 6700		Amersfoort		8
B 626	> 45 000	Bruchwaldtorf	Aschersleben	Interstadial	11
GrN 5697	> 49 800	Flachmoortorf	Aschersleben	Interstadial	11
GrN 5424	> 49 800	Pinus-Holz	Aschersleben	Interstadial	11
GrN 5698	> 55 800	Bruchwaldtorf	Aschersleben	Interstadial	11

Quellenangabe:

- 1 ZAGWIJN, W.H. 1960: Vegetation, climate and radio carbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. - Medd. van de Geol. Sticht., N.S., 14: 15-44, Part I: Eemian and early Weichselian; Groningen.
- 2 DE VRIES, H. 1958: Radiocarbon Dates for upper Eem and Würminterstadial samples. - Eiszeitalter und Gegenwart, 9: 10; Öhringen.
- 3 WIGGERS, A.J. 1955: De wording van het Noordoostpoldergebied. - Thesis Amsterdam, 216 S.
- 4 VAN DER HAMMEN, T. et al. (1967): Stratigraphy, Climatic succession and Radiocarbon Dating of the Last Glacial in the Netherlands. - Geologie en Mijnbouw, 46: 188-194; Amsterdam.
- 5 VOGEL, J.C. & W.H. ZAGWIJN 1967: Groningen Radiocarbon Dates VI. - Radiocarbon 9: 63.
- 6 ZAGWIJN, W.H. 1974: Vegetation, climate and radiocarbon Datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part II: Middle Weichselian. - Meded. Rijks Geol. Dienst, N.S., 25: 101-111; Amsterdam.
- 7 CROSSEN, J & J.G. ZANDSTRA 1965: De oudste Boorneloop in Friesland en veen uit de Paudorf-tijd nabij Heerenveen. - Boor en Spade, 14: 62-87.
- 8 GROOTES, P.M. 1977: Thermal diffusion isotopic Enrichment and radiocarbon dating beyond 50.000 years B.P. - Diss., Groningen.
- 9 DÜCKER, A 1967: Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichselkaltzeit in Schleswig-Holstein. - Fundamenta, B, 2: 30-73; Köln-Graz.
- 10 PAAS, W. 1968: Stratigraphische Gliederung des niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. - Decheniana, 121: 9-38; Köln.
- 11 MANIA, D. & V. TOEPFFER 1973: Königsau. Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde der letzten Eiszeit. - Veröff. Landesmuseum Vorgeschichte Halle, 26: 164 S.; Halle.
- 12 SEMMEL, A. 1967: Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. - Notizbl. hess. L.-A. Bodenforsch., 95: 104-108; Wiesbaden.
- 13 BRUNNACKER, K. et al. 1978: Der jungpleistozäne Löß samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer räumlichen und zeitlichen Faziesänderung. - Beitr. z. Quartär- und Landschaftsforsch., FS. z. 60. Geb. v. J. FINK: 37-51; Wien.
- 14 SEMMEL, A. (Hrsg.) 1974: Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet. - Rhein-Mainische-Forschungen, 78: 1-214; Frankfurt.
- 15 ZAKOSEK, H. 1976: Über das Alter des Rheintal-Tschernosems und der würmeiszeitlichen Humuszonen in der Ziegeleigrube Wallertheim. - Geol. Jb. Hessen, 204: 51-52; Wiesbaden.

- 16 HARING et al. 1958: Radiocarbon Dating up to 70 000 Years by isotopic enrichment. - Science, 128: 472; New York.
- 20 STABELL, B. 1985: The development and succession of taxa within the diatom genus *Fragilaria* Lyngbye as a response to basin isolation from the Sea. - Boreas, 14, 4: 273-286; Oslo.
- 21 BJÖRCK, S. & G. DIGERFELDT 1986: Late Weichselian-Early Holocene shore displacement west of Mt. Billingen, within the Middle Swedish end-moraine zone. - Boreas, 15: 1-18; Oslo.
- 22 BERGLUND, B.E. & E. LAGERLUND 1981: Eemian and Weichselian stratigraphy in South Sweden. - Boreas, 10: 323-362; Oslo.
- 23 BERGLUND, B.E. 1979: The deglaciation of southern Sweden 13, 500 - 10, 000 B.P. - Boreas, 8: 89-118; Oslo.
- 24 FLORIN, M.B. 1979: The Younger Dryas vegetation at Kolmarden in southern central Sweden. - Boreas, 8: 145-152; Oslo.
- 25 SÖRENSEN, R. 1979: Late Weichselian deglaciation in the Oslofjord area, south Norway. - Boreas, 8: 241-246; Oslo.
- 26 BJÖRCK, S., J.A. DEARING & A. JONSSON 1982: Magnetic susceptibility of Late Weichselian deposits in southeastern Sweden. - Boreas, 11: 99-111; Oslo.
- 27 BJÖRCK, S. & S. HAKANSSON 1982: Radiocarbon dates from Late Weichselian lake sediments in south Sweden as a basis for chronostratigraphic subdivision. - Boreas, 11: 141-150; Oslo.
- 28 SVENSSON, G. 1988: Bog development and environmental conditions as shown by the stratigraphy of Store Mosse mire in southern Sweden. - Boreas, 17: 89-111; Oslo.
- 29 PAUS, A. 1988: Late Weichselian vegetation, climate, and floral migration at Sandvikvatn, North Rogaland, southwestern Norway. - Boreas, 17: 113-140; Oslo.
- 30 eigene Datierungen
- 31 SCHÜTTRUMPF, R. 1967: Die Profile von Loopstedt und Geesthacht in Schleswig-Holstein. Ein Beitrag zur vegetationsgeschichtlichen Gliederung des jüngeren Pleistozäns. - Fundamenta, B/2: 136-167; Köln-Graz.
- 32 VAN DER HAMMEN, T. 1951: Late-Glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. - Leidse Geol. Meded., 17: 71-183; Leiden.
- 35 MÖRNER, N.A. 1969: The Late Quarternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast; deglaciation, shorelevel displacement, chronology, isostasy and eustasy. - Sver. Geol Unders., C-640: 487; Stockholm.
- 36 BERGLUND, B.E. 1966a: Late-Quarternary vegetation in eastern Blekinge, southeastern Sweden. I. Late Glacial time. - Opera Botanica, 12: 180; Uppsala.
- 37 HAKANSON, S. 1970: University of Lund radiocarbon dates II. - Radiocarbon 12:2: 534-552.
- 38 MANGERUD, J. 1970: Late Weichselian vegetation and ice-front oscillations in the Bergen district, western Norway. - Nor. Geogr. Tidsskr. 24: 121-148; Oslo.
- 40 TAUBER, H. 1960: Copenhagen radiocarbon dates IV. - Am. J. Sci. Radiocarbon Suppl., 2: 12-25; New York.
- 41 BERGLUND, B.E. 1971: Late-glacial stratigraphy and chronology in south Sweden in the light of biostratigraphic studies on Mt. Kullen, Scania. - Geol. Fören. Stockh. Förh., 93: 11-45; Stockholm.
- 48 DIGERFELDT, G. 1972: The post-glacial development of lake Trummen. Regional vegetation history, water level changes and palaeolimnology. - Folia Limnologica Scandinavica, 16: 104 S.; Stockholm.
- 49 KUBITZKI, K. 1961: Zur Synchronisierung der nordwesteuropäischen Pollendiagramme (mit Beiträgen zur Waldgeschichte Nordwestdeutschland). - Flora, 150: 43-72.

11.5 Fototafeln

Tafel 1:



Foto 1:
Umgelagerte,
paläozoische (?)
Korallenbruchstücke
aus weichseleis-
zeitlichen
Schmelzwassersanden.

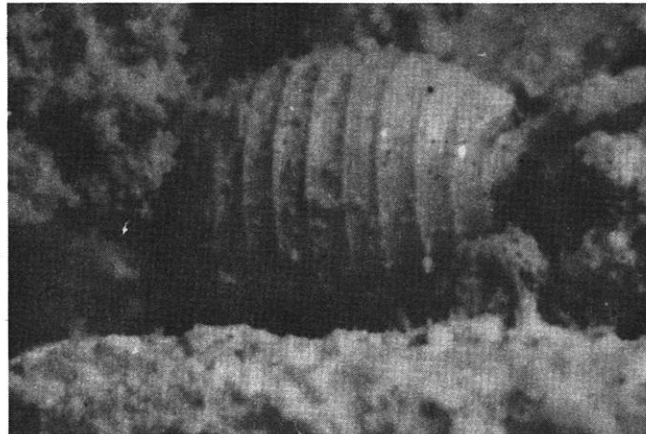


Foto 2:
Characeae aus
basisnahen Seesanden.

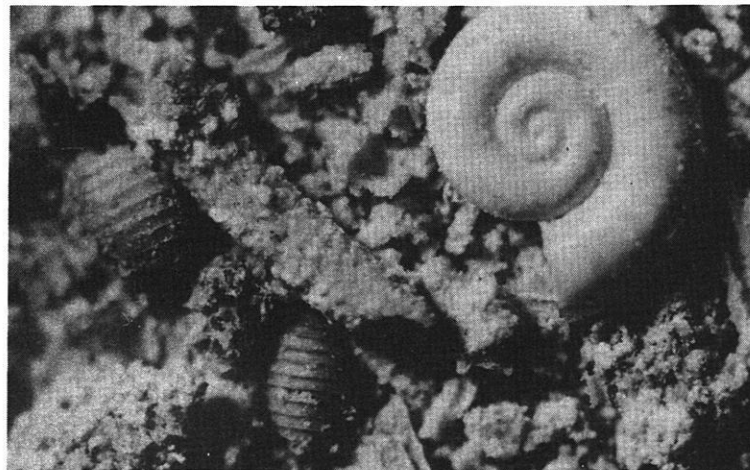


Foto 3:
Faunenvergesellschaftung
mit Characeen und
Gastropoden in
basisnahen Seesanden.

Tafel 2:

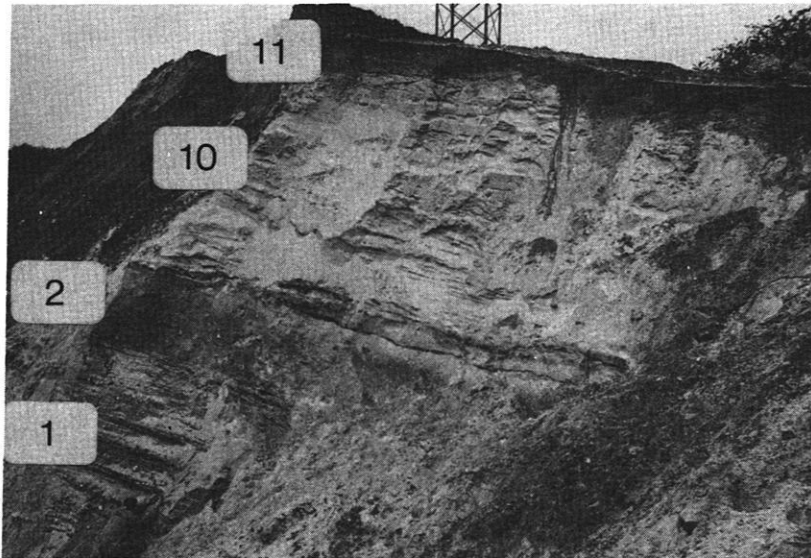


Foto 4:
Aufschluß der Kies-
/Sandgrube
Margarethenwall bei
Friedrichsberg,
Südwand; die Zahlen
beziehen sich auf Abb.
10.

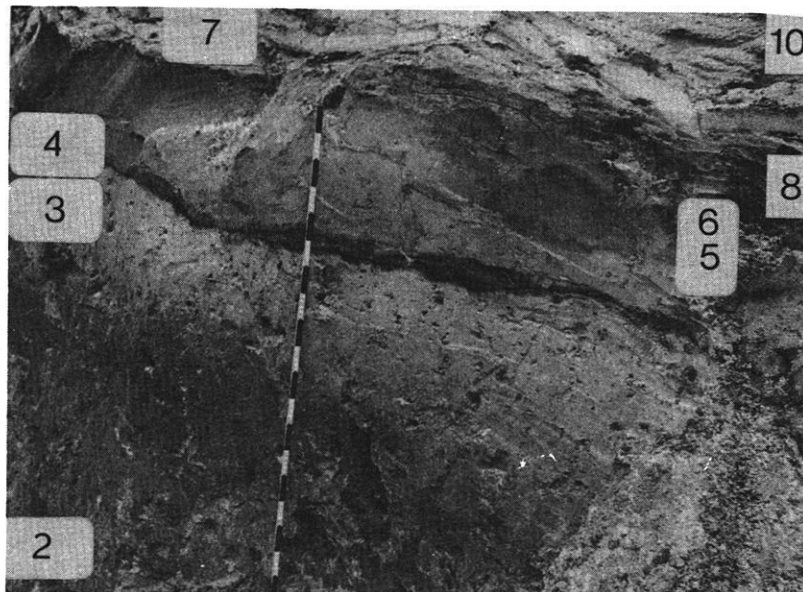


Foto 5:
Aufschluß der Kies-
/Sandgrube
Margarethenwall bei
Friedrichsberg;
Südwand;
Paläobodenkomplex auf
der liegenden,
wartheeiszeitlichen
Moräne; die Zahlen
beziehen sich auf die
Abb. 10.

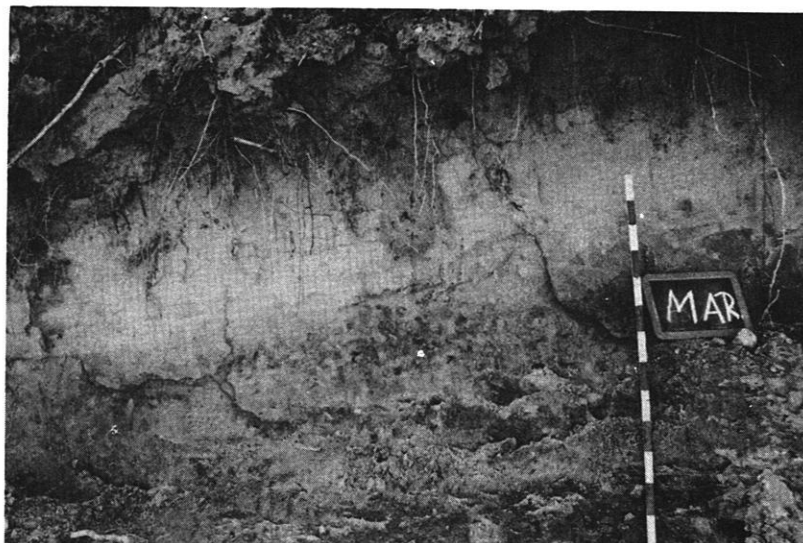


Foto 6:
Aufschluß der Kies-
/Sandgrube
Margarethenwall bei
Friedrichsberg, oberer
Teil der Südwestwand
mit Alleröd-Boden (auf
der Höhe des Schildes)
auf älterem, äolischem
Sand und unter
jungtundrenzeitlichen
(?) Flugsanden.

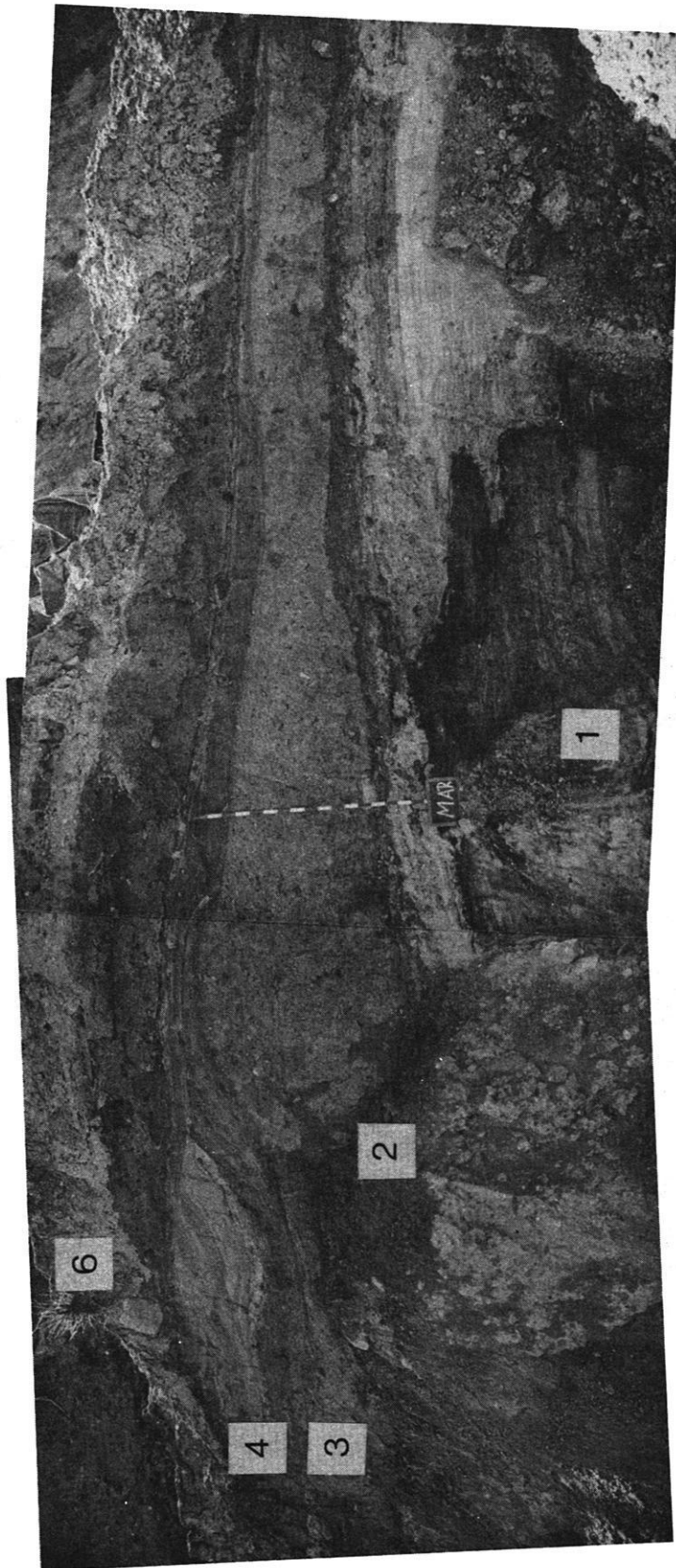


Foto 7:
Aufschluß der Kies-/Sandgrube Margarethenwall bei Friedrichsberg, Südwestteil der Westwand; Zahlen beziehen sich auf die Abb. 9.

Tafel 4:



Foto 8:

Grabung und Aufschluß an der Düne Meierei Krummenorter Heide 1: jüngere, subrezente Initialbodenbildungen mit zwischengeschalteten Flugsandbändern; 2: Loher Boden auf einem Dünensandkörper; 3: Dünenkörper; 4: Allerød-Boden auf Flugsand (?).



Foto 9:

Bohrung Goos See; Ausschnitt des Bohrkerns zwischen 1000 und 1100 cm unter Seespiegel: rhythmisch geschichtete, hellgraue Ton-Siltbänder mit braungelber Feinlaminierung in einer braunen bis braunschwarzen Feindetritusmudde.

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth (1964)
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen. – 46 S., 7 Karten, 10 Diagramme.
ISBN 3-88009-000-9 (DM 5,-)
- Heft 2: ERGENZINGER, Peter (1965)
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). – 48 S., 62 Abb.
ISBN 3-88009-001-7 (*vergriffen*)
- Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel (1966)
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. – 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
ISBN 3-88009-002-5 (*vergriffen*)
- Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim (1966)
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. – 35 S., 37 Diagramme, 2 Tab., 21 Abb.
ISBN 3-88009-003-3 (*vergriffen*)
- Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. I. Feldarbeiten 1964/65 (1967)
65 S., 34 Abb., 1 Karte.
ISBN 3-88009-004-1 (*vergriffen*)
- Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter (1969)
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen in den Ländern der russischen Kosakenheere. – 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
ISBN 3-88009-005-X (DM 15,-)
- Heft 7: SCHULZ, Georg (1969)
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung der topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnittes. – 28 S. 6 Abb. im Text, 1 Karte im Anhang.
ISBN 3-88009-006-8 (DM 10,-)
- Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. II. Feldarbeiten 1965/66 (1969)
82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Tafeln, 11 Karten.
ISBN 3-88009-007-6 (DM 15,-)
- Heft 9: JANNSEN, Gert (1970)
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). – 66 S., 12 Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
ISBN 3-88009-008-4 (DM 15,-)
- Heft 10: JÄKEL, Dieter (1971)
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardague-Araye des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tab., 1 Nivellement (4 Teile), 60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
ISBN 3-88009-009-2 (DM 20,-)
- Heft 11: MÜLLER, Konrad (1971)
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhône. – 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Fig., zahlreiche Tabellen.
ISBN 3-88009-010-6 (DM 25,-)
- Heft 12: OBENAUF, K. Peter (1971)
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemağayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.
ISBN 3-88009-011-4 (DM 20,-)
- Heft 13: MOLLE, Hans-Georg (1971)
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulation im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-012-2 (DM 10,-)
- Heft 14: STOCK Peter (1972)
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 73 S., 47 Abb., 4 Karten.
ISBN 3-88009-013-0 (DM 15,-)
- Heft 15: BIEWALD, Dieter (1973)
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe. – 40 S., 16 Abb., 26 Seiten Fig. und Karten.
ISBN 3-88009-015-7 (DM 10,-)
- Heft 16: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. III. Feldarbeiten 1966/67 (1972)
156 S., 133 Abb., 41 Fig., 34 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-014-9 (DM 45,-)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 17: PACHUR, Hans-Joachim (1973)
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 58. S., 39 Photos, 16 Fig. und Profile, 9 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-016-5 (DM 25,-)
- Heft 18: BUSCHE, Detlef (1973)
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, Republique du Tchad. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten.
ISBN 3-88009-017-3 (DM 40,-)
- Heft 19: ROLAND, Norbert W. (1973)
Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-018-1 (DM 20,-)
- Heft 20: SCHULZ, Georg (1974)
Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen ErdAtlas. – 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.
ISBN 3-88009-019-X (DM 35,-)
- Heft 21: HABERLAND, Wolfram (1975)
Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tchad). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 71 S., 62 Abb., 24 Fig., 10 Tab.
ISBN 3-88009-020-3 (DM 50,-)
- Heft 22: GRUNERT, Jörg (1975)
Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rep. du Tchad). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 96 S., 3 Tab., 6 Fig., 58 Profile, 41 Abb., 2 Karten.
ISBN 3-88009-021-1 (DM 35,-)
- Heft 23: ERGENZINGER, Peter Jürgen (1978)
Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad – Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1 : 200 000. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 60 S., 6 Tab., 24 Fig., 24 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-022-X (DM 40,-)
- Heft 24: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. IV. Feldarbeiten 1967/68, 1969/70, 1974 (1976)
24 Fig., 79 Abb., 12 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-023-8 (DM 30,-)
- Heft 25: MOLLE, Hans-Georg (1979)
Untersuchungen zur Entwicklung der vorzeitlichen Morphodynamik im Tibesti-Gebirge (Zentral-Sahara) und in Tunesien. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 104 S., 22 Abb., 40 Fig., 15 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-024-6 (DM 35,-)
- Heft 26: BRIEM, Elmar (1977)
Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen Zentralsahara. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 89 S., 38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagramme, 2 Karten.
ISBN 3-88009-025-4 (DM 25,-)
- Heft 27: GABRIEL, Baldur (1977)
Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 111 S., 9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-026-2 (DM 35,-)
- Heft 28: BÖSE, Margot (1979)
Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. – 46 S., 3 Tab., 14 Abb., 25 Photos, 1 Karte.
ISBN 3-88009-027-0 (DM 14,-)
- Heft 29: GEHRENKEMPER, Johannes (1978)
Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. – 81 S., 68 Abb., 3 Tab., 32 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-028-9 (DM 20,-)
- Heft 30: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1978)
Geomorphologische Detailaufnahme. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I. – 90 S., 38 Abb. und Beilagen, 17 Tab.
ISBN 3-88009-029-7 (DM 18,-)
- Heft 31: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1980)
Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II. – 104 S., 25 Abb., 5 Tab.
ISBN 3-88009-030-0 (DM 17,-)

Berliner Geographische Abhandlungen

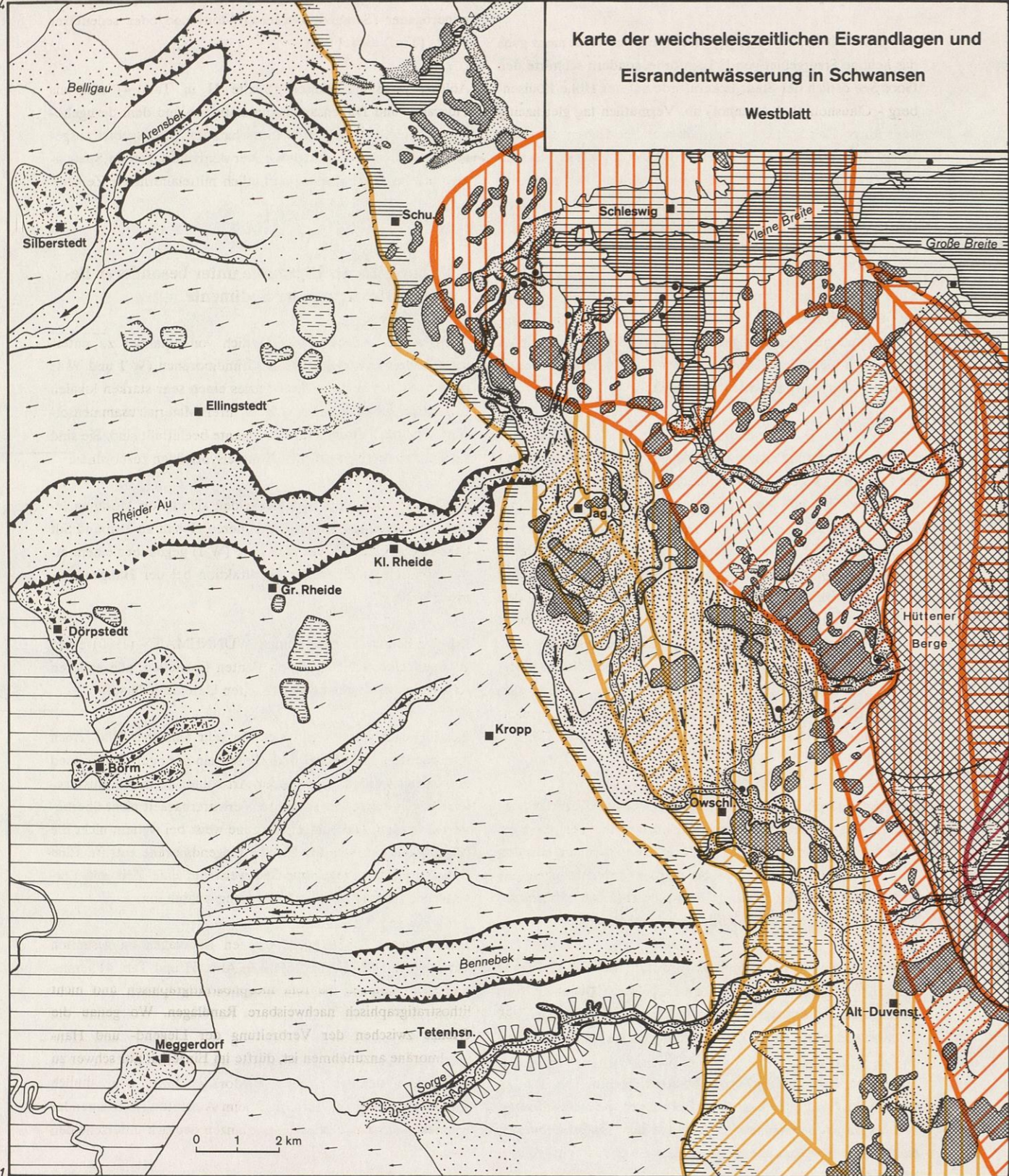
Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 32: **Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. V. Abschlußbericht (1982)**
182 S., 63 Fig. und Abb., 84 Photos, 4 Tab., 5 Karten.
ISBN 3-88009-031-9 (DM 60,-)
- Heft 33: **TRETER, Uwe (1981)**
Zum Wasserhaushalt schleswig-holsteinischer Seengebiete. – 168 S., 102 Abb., 57 Tab.
ISBN 3-88009-033-5 (DM 40,-)
- Heft 34: **GEHRENKEMPER, Kirsten (1981)**
Rezenter Hangabtrag und geoökologische Faktoren in den Montes de Toledo. Zentralspanien. – 78 S., 39 Abb., 13 Tab., 24 Photos, 4 Karten.
ISBN 3-88009-032-7 (DM 20,-)
- Heft 35: **BARSCHE, Dietrich & STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1982)**
Erträge und Fortschritte der geomorphologischen Detailkartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm III. – 134 S., 23 Abb., 5 Tab., 5 Beilagen.
ISBN 3-88009-034-3 (DM 30,-)
- Heft 36: **STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1984):**
Regionale Beiträge zur Geomorphologie. Vorträge des Ferdinand von Richthofen-Symposiums, Berlin 1983. – 140 S., 67 Abb., 6 Tab.
ISBN 3-88009-035-1 (DM 35,-)
- Heft 37: **ZILLBACH, Käthe (1984)**
Geoökologische Gefügemuster in Süd-Marokko. Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. – 95 S., 61 Abb., 2 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-036-X (DM 18,-)
- Heft 38: **WAGNER, Peter (1984)**
Rezente Abtragung und geomorphologische Bedingungen im Becken von Ouarzazate (Süd-Marokko). Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. – 112 S., 63 Abb., 48 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-037-8 (DM 18,-)
- Heft 39: **BARSCHE, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1985)**
Geomorphological Mapping in the Federal Republic of Germany. Contributions to the GMK priority program IV. – 89 S., 16 Abb., 5 Tab.
ISBN 3-88009-038-6 (DM 22,50)
- Heft 40: **MÄUSBACHER, Roland (1985)**
Die Verwendbarkeit der geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25) der Bundesrepublik Deutschland für Nachbarwissenschaften und Planung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm V. – 97 S., 15 Abb., 31 Tab., 21 Karten.
ISBN 3-88009-039-4 (DM 18,-)
- Heft 41: **STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1986)**
Geo- und biowissenschaftliche Forschungen der Freien Universität Berlin im Werra-Meißner-Kreis (Nordhessen). Beiträge zur Werra-Meißner-Forschung I. – 265 S., 82 Abb., 45 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-040-8 (DM 28,-)
- Heft 42: **BARSCHE, Dietrich & LESER, Hartmut (Hrsg.) (1987)**
Regionale Beispiele zur geomorphologischen Kartierung in verschiedenen Maßstäben (1 : 5 000 bis 1 : 200 000). Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VI. – 80 S., 10 Abb., 9 Beilagen.
ISBN 3-88009-041-6 (DM 35,-)
- Heft 43: **VAHRSON, Wilhelm-Günther (1987)**
Aspekte bodenphysikalischer Untersuchungen in der libyschen Wüste. Ein Beitrag zur Frage spätpleistozäner und holozäner Grundwasserbildung. – 92 S., 12 Abb., 56 Fig., 7 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-042-4 (DM 18,-)
- Heft 44: **PACHUR, Hans-Joachim & RÖPER, Hans-Peter (1987)**
Zur Paläolimnologie Berliner Seen. – 150 S., 42 Abb., 28 Tab.
ISBN 3-88009-043-2 (DM 30,-)
- Heft 45: **BERTZEN, Günter (1987)**
Diatomeenanalytische Untersuchungen an spätpleistozänen und holozänen Sedimenten des Tegeler Sees. – 150 S., 19 Fig., 2 Tab., 38 Abb., 7 Anlagen
ISBN 3-88009-044-0 (DM 30,-)
- Heft 46: **FRANK, Felix (1987)**
Die Auswertung großmaßstäbiger Geomorphologischer Karten (GMK 25) für den Schulunterricht. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VII. – 100 S., 29 Abb., Legende der Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25).
ISBN 3-88009-045-9 (DM 18,-)
- Heft 47: **LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1988)**
Untersuchungen zur Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland – Neue Ergebnisse der Geomorphologischen Kartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VIII. – 225 S., 77 Abb., 12 Tab.
ISBN 3-88009-046-7 (DM 60,-)

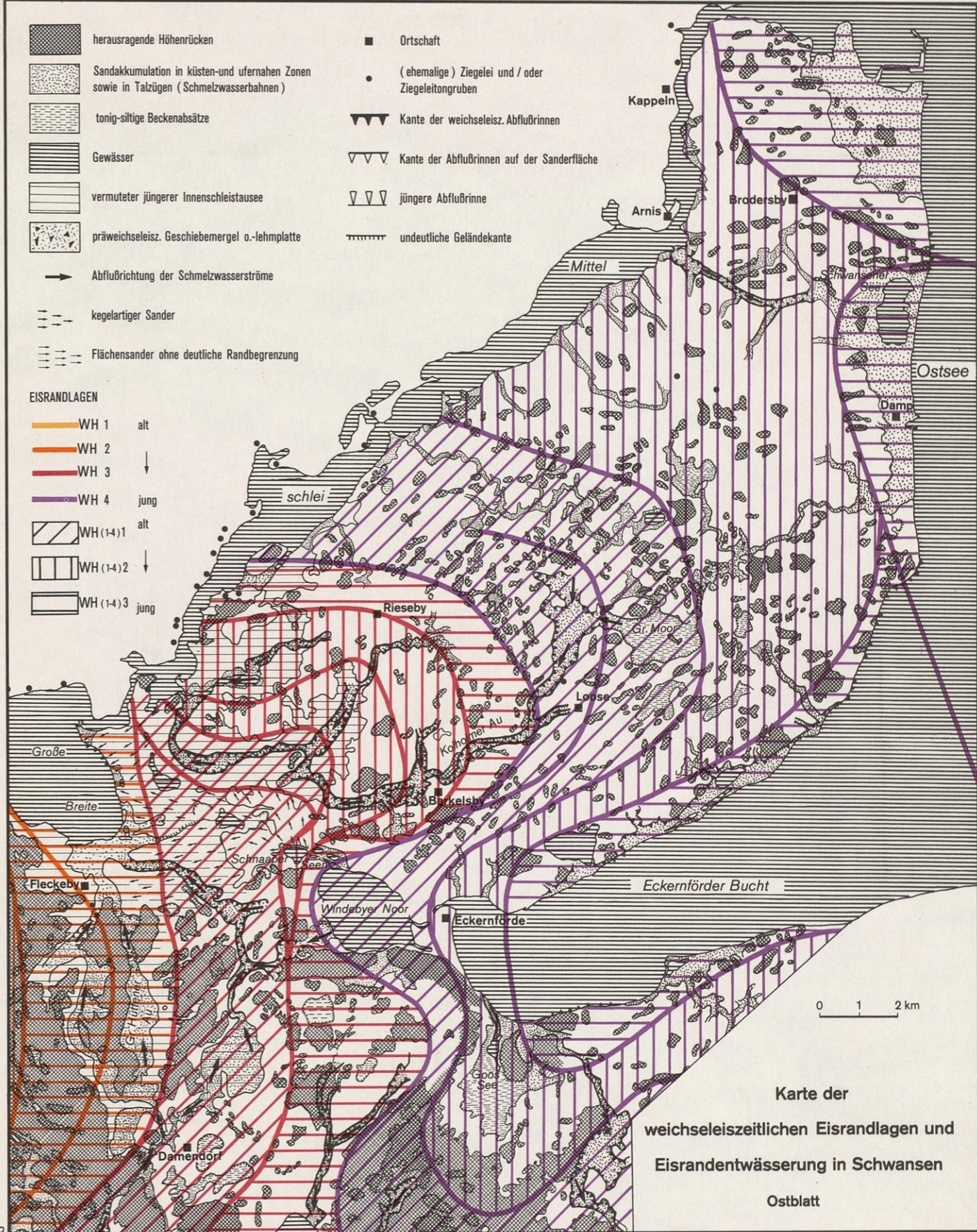
Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 48: **MÖLLER, Klaus (1988)**
Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen). – 187 S., 55 Abb., 20 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-047-5 (DM 25,-)
- Heft 49: **SCHMIDT, Karl-Heinz (1988)**
Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus. – 183 S., 50 Abb., 17 Photos, 20 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-048-3 (DM 60,-)
- Heft 50: **STÜVE, Peter (1988)**
Die Schneeschmelze eines nordskandinavischen Einzugsgebietes ermittelt über die räumlich-zeitliche Variation des Strahlungs- und Energiehaushalts. – 119 S., 42 Abb., 13 Tab., 21 Karten.
ISBN 3-88009-050-1 (DM 30,-)
- Heft 51: **BÖSE, Margot (1989)**
Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee. – 114 S., 54 Abb., 17 Tab., 1 Bild.
ISBN 3-88009-051-3 (DM 25,-)
- Heft 52: **WALTHER, Michael (1990)**
Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). – 143 S., 60 Abb., 4 Tab., 9 Fotos.
ISBN 3-88009-052-1 (DM 20,-)



Karte der weichseleiszeitlichen Eisrandlagen und Eisrandentwässerung in Schwansen
Westblatt



Karte der weichseleiszeitlichen Eisrandlagen und Eisrandentwässerung in Schwansen
Ostblatt