

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

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

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 55

Bernd Wünnemann

Ergebnisse zur jungpleistozänen
Entwicklung der Langseerinne
Südangelns in Schleswig-Holstein.

167 Seiten, 59 Abbildungen, 8 Tabellen, 15 Bilder

1993

Im Selbstverlag des Institutes für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin
ISBN 3 - 88009 - 056 - 4

Bernd Winnemann

Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne Südangelns in Schleswig-Holstein.

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

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

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 55

Bernd Wünnemann

Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne Südangelns in Schleswig-Holstein.

167 Seiten, 59 Abbildungen, 8 Tabellen, 15 Bilder

1993

Im Selbstverlag des Institutes für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin
ISBN 3 - 88009 - 056 - 4

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand am Institut für Geographische Wissenschaften der Freien Universität Berlin. Sie wurde vornehmlich in den Jahren 1986 bis 1989 auf Anregung von Prof. Dr. Karlheinz Kaiser im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Forschungsprojektes zur Jungpleistozängliederung Schwansens und Angeln in Schleswig-Holstein angefertigt.

Herr Prof. Dr. K. Kaiser hat die Arbeit bis zu seinem plötzlichen Tode im März 1990 in vielfältiger Weise gefördert und unterstützt, wobei die Betreuung nicht nur aus zahlreichen Diskussionen und Anregungen zu einzelnen Untersuchungsmethoden und -befunden sowie den oftmals daraus resultierenden Detailproblemen bestand, sondern auch eine intensive Betreuung der Geländearbeiten mit einschloß. Dafür gebührt ihm mein besonderer Dank.

Darüber hinaus bin ich Herrn Privatdozenten Dr. Michael Walther zu großem Dank verpflichtet, der mich bei zahlreichen Geländearbeiten, insbesondere bei vielen Bohrungen, Grabungen, Geschiebesammlungen und Aufschlußaufnahmen maßgeblich unterstützte und besonders durch häufige fachliche Diskussionen den Fortgang der Arbeiten vorantrieb. Dankbar bin ich auch für die von ihm durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen an mehreren Bohrkernen innerhalb des Arbeitsgebietes sowie für die Bereitschaft, die Betreuung der Arbeit seit dem Tode von Herrn Prof. Dr. K. Kaiser voll zu übernehmen.

Nicht selten wurde ich während der Geländearbeiten von Herrn Dipl.-Geograph Walter Nadolny unterstützt. Auch ihm gebührt mein besonderer Dank.

Für die Datierungen von Probenmaterial, Überlassung von unveröffentlichtem Material sowie für manche Anregungen und fachlichen Diskussionen danke ich

- Herrn Prof. Dr. M.A. Geyh, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover,
- Herrn Prof. Dr. F. Grube, Geol. Landesamt Schleswig-Holstein, Kiel,
- Herrn Dr. B. Menke, Geol. Landesamt Schleswig-Holstein, Kiel,
- Herrn Dr. H.-J. Stephan, Geol. Landesamt Schleswig-Holstein, Kiel,
- Herrn Dr. W. Ruck, Ingenieurgeologe, Eckernförde,
- Herrn Prof. Dr. K.-U. Brosche, Freie Universität Berlin,
- Herrn Prof. Dr. J. Marcinek, Humboldt-Univ. Berlin,
- Herrn Prof. Dr. B. Nitz, Humboldt-Univ. Berlin und
- Herrn Prof. Dr. Königsson, Univ. Uppsala, Schweden.

Ein besonderer Dank gilt auch meiner Frau, die viele Entbehrungen und Erschwernisse während dieser Zeit geduldig ertragen hat.

Berlin, im März 1993

BERND WÜNNEMANN

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Einleitung	13
1. Arbeitsgebiet und Arbeitsmethoden	14
1.1. Das Arbeitsgebiet -- räumliche Abgrenzung	14
1.2. Das heutige Erscheinungsbild der Langseerinne	14
1.3. Arbeitsmethoden	17
2. Forschungsstand zur Jungpleistozängliederung in Schleswig-Holstein	19
2.1. Die weichselzeitliche Vereisung und der Verlauf der Eisrandlagen	19
2.2. Glaziale Rinnen und Oser	26
2.2.1. Altpleistozäne Tiefrippen in Schleswig-Holstein	26
2.2.2. Jungpleistozäne glaziale Rinnen (Tunneltäler)	29
2.2.3. Allgemeine Erläuterungen zur Genese von Osern (Esker)	32
3. Untersuchungen im Arbeitsgebiet	38
3.1. Der Bereich der maximalen weichselzeitlichen Eisausdehnung (W 1) zwischen Bollingstedt und Schuby	38
3.1.1. Bisherige Arbeiten	38
3.1.2. Bohrungen im Außensaum der Weichselvereisung zwischen Schuby und Bollingstedt	40
3.1.3. Der Arenholzer See	43
3.1.4. Der Arenholzer Os	48
3.1.4.1. Morphologie	48
3.1.4.2. Sedimentaufbau	49
3.1.4.3. Genese	50
3.1.5. Kiesgruben nordöstlich von Schuby	52
3.1.5.1. Nordgrube	52
3.1.5.2. Südgrube	55
3.1.6. Zusammenfassende Ergebnisse und Diskussion	56
3.2. Die Langseerinne im Bereich der älteren Schleswig-Idstedter und Wellspanger Eisrandlagen (W 2)	60
3.2.1. Das Lürschauer Tunneltal mit der Umfließungsrinne bei Gut Falkenberg	61
3.2.1.1. Das Lürschauer Tunneltal	61
3.2.1.2. Die Umfließungsrinne bei Gut Falkenberg	61
3.2.2. Das Idstedter Tunneltal	64
3.2.3. Der Langsee	66
3.2.4. Zusammenfassende Ergebnisse und Diskussion	70
3.3. Untersuchungen zwischen Wellspanger und Boholzer Eisrandlagen (W 2.1 - 2.2)	73
3.3.1. Das Zungenbecken der Wellspanger Au	74
3.3.2. Der Moränendurchbruch bei Boholz	78
3.3.3. Zusammenfassende Ergebnisse und Diskussion	79
3.4. Der Bereich der Oxbekrinne zwischen den Eisrandlagen bei Billmoor (W 3) und Rabenkirchen (W 4)	82
3.4.1. Billmoor	82
3.4.2. Der Aufschluß bei Winkelholm	86
3.4.3. Die Oskuppen bei Ruruplund	89
3.4.4. Der Heidberg-Oszug bei Süderbrarup	96

	Seite
3.4.4.1. Morphologie	96
3.4.4.2. Sedimentaufbau	97
3.4.4.3. Genese	101
3.4.4.4. Befunde aus der Kernbohrung HEI 1 am Heidberg-Teich	103
3.4.5. Zusammenfassende Ergebnisse und Diskussion	105
4. Untersuchungen zur Lithostratigraphie	109
4.1. Korngrößenanalysen und Kalkgehalt von Grundmoränen	109
4.1.1. Die Warthemoräne	109
4.1.2. Die ältere Weichselmoräne	109
4.1.3. Die jüngere Weichselmoräne	112
4.2. Kieszählungen	112
4.2.1. Allgemeines	112
4.2.2. Feinkieszählungen im nordöstlichen Schleswig-Holstein	114
4.2.2.1. Feinkieszählungen im Arbeitsgebiet	114
4.2.2.2. Kieszählungen vom Schönhagener Ostseekliff	118
4.2.2.3. Kieszählungen Margarethenwall (Schleswig)	120
4.2.3. Schlußfolgerungen	121
4.3. Geschiebezählungen	122
4.3.1. Vorbemerkungen	122
4.3.2. Auswertung der Zählungen	125
4.3.2.1. Saalezeitliche Moränen	125
4.3.2.2. Weichselzeitliche Moränen	127
4.3.3. Schlußfolgerungen	129
5. Zusammenfassende Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne	130
5.1. Ergebnisse zur Morphostratigraphie	130
5.2. Ergebnisse zur Lithostratigraphie	133
5.3. Ergebnisse zur Bio- und Chronostratigraphie	133
6. Literaturverzeichnis	135
7. Zusammenfassung/Summary	144
8. Anhang	148
Bilder	148
Schichtenverzeichnis aller Bohrungen	156
Abbildungen 21, 28, 34, 36, 38, 54 und 55	

Verzeichnis der Abbildungen, Tabellen und Bilder

		Seite
Abb. 1	Quartär von Schleswig-Holstein nach A. DÜCKER (1958), K. GRIPP (1964) und K. KAISER (1987)	15
Abb. 2	Übersichtskarte Langseerinne (Angeln) mit Lage der Bohrungen, Grabungen und Aufschlüsse	16
Abb. 3	Skizze der Eisrandlagen nach W. EGGERS (1934)	20
Abb. 4	Gleichaltrige Eisrandlagen (R-V) nach K. GRIPP (1954)	21
Abb. 5	Eisabschmelzlinien in Skandinavien nach J. LUNDQVIST (1986), Ergänzungen von H. LIEDTKE (1992)	23
Abb. 6	Die Jungmoränen-Landschaft des Schlei-Eckernförde-Gebietes (Angeln-Schwansen-Dänischer Wohld, Quartärmorphologische Karte), nach K. KAISER (1979)	24
Abb. 7	Eismächtigkeiten und Fließlinien des Nordischen Inlandeises der Weichseleiszeit während des Brandenburger (1), Frankfurter (2) und Pommerschen Stadiums, nach J. EHLERS (1990)	25
Abb. 8	Während der Elster Kaltzeit gebildete subglaziale übertiefte Täler, nach F. GRUBE (1979)	28
Abb. 9	Glaziale Formenelemente im Randbereich eines Inlandeises nach F. GRUBE (1979)	30
Abb. 10	Das Herauspräparieren des Oses, nach K. GRIPP (1978)	35
Abb. 11a	Generalisiertes Modell zur Entstehung marginaler subaquatischer Oser -- isolierte Kuppen ("esker beads") --; nach BANERJEE & MCDONALD (1975); aus J. M. ROBISON (1983)	36
Abb. 11b	Generalisiertes Modell zur Entstehung marginaler subaquatischer Oser -- zusammenhängende Kuppen --; nach RUST & ROMANELLI (1975); aus: J. M. ROBISON (1983)	37
Abb. 12	Aufbau eines schwedischen mehrkernigen Osrückens aus der Stockholmer Region nach K. G. ERIKSSON (1960)	37
Abb. 13	Bohrprofile BN 10 und 11 am Bollingstedter Moor	42
Abb. 14	Querprofil durch den Arenholzer See, verändert nach M. WALTHER (1989)	44
Abb. 15	Skizze eines Baugruben-Aufschlusses an der Ostrandefassung des Arenholzer Sees	45
Abb. 16	Bohrprofil Arenholzer See	46
Abb. 17	Bohrprofil Arenholzer Moor	47
Abb. 18	a) Querprofil durch den Arenholzer Oszug mit Grabungs-Aufschlüssen (G1 - G4) b) Schematisierte Skizze zum inneren Aufbau des Arenholzer Oszuges und der Randbereiche	49
Abb. 19	Skizze des ehem. Aufschlusses der Kiesgrube ENE Schuby bei Schleswig -- Nordgrube nach K. KAISER (1979, unpubl.)	53
Abb. 20	Skizze des ehemaligen Aufschlusses der Kiesgrube ENE Schuby bei Schleswig - Südgrube	54
Abb. 21	Eisrandlagen und Entwässerung im Raum Istedt/Arenholz	Anhang
Abb. 22	Querprofil entlang der Autobahntrasse A7 zwischen Arenholz und Schuby nach Bohrungen aus dem Bohrarchiv des Geol. Landesamtes Schl.-Holstein	58
Abb. 23	Querprofil durch die Rinne bei Gut Falkenberg NW Schleswig	62
Abb. 24	Bohrprofile (BF 1-6) bei Gut Falkenberg	63
Abb. 25	Längsprofil durch das Istedter Tunneltal zwischen Istedt und kl. Langsee	65
Abb. 26	Querprofile durch den Langsee	67
Abb. 27	Bohrprofil Langsee	69
Abb. 28	Pollenprofil Langsee, nach M. WALTHER (1990)	Anhang
Abb. 29	Lage des Querprofils und der Bohrungen im Bereich der Wellspanger Au zwischen Wellspang/Maiholz und Kattbek	73
Abb. 30	Querprofil durch das Becken bei Wellspang	75
Abb. 31	Bohrprofil Wellspanger Au (WEL 2.1)	76
Abb. 32	Lage des Querprofils bei Boholz	79
Abb. 33	Querprofil durch den Flußeinschnitt bei Boholz	80
Abb. 34	Eisrandlagen und Entwässerung im Raum Wellspang/Boholz	Anhang

	Seite	
Abb. 35	Lage des Querprofils und der Bohrungen im Raum Billwatt/Winkelholm	83
Abb. 36	Querprofil durch die Oxbekrinne zwischen Billwatt und Winkelholm	Anhang
Abb. 37	Bohrprofil Billmoor (BIL 4.1)	84
Abb. 38	Pollenprofil Billmoor, nach M. WALTHER (1990)	Anhang
Abb. 39	Skizze des Aufschlusses bei Winkelholm, Nordwand	86
Abb. 40a	Skizze des Aufschlusses bei Winkelholm, Nordwestwand	87
Abb. 40b	Detailaufnahme des Aufschlusses bei Winkelholm, Nordwestwand	88
Abb. 41	Detailsskizze Ruruplund mit Oszug sowie Lage der Grabungen und Bohrungen	89
Abb. 42	Grabungsprofile (GR 1 und GR 2) auf dem Ruruplunder Os, Südhang	90
Abb. 43	Grabungsprofil GR 3 auf dem Ruruplunder Os, Südhang	91
Abb. 44	Grabungsprofil GR 4, südl. Hangfuß	92
Abb. 45	Bohrprofile (BR 1 - 5) Ruruplunder Os, Westteil	93
Abb. 46	Schematisierter innerer Aufbau des Ruruplunder Oszuges im Querprofil	94
Abb. 47	Detailsskizze des Heidberg-Oszuges bei Süderbrarup mit Lage der Grabungen und Bohrungen	96
Abb. 48	Grabungsprofil GS 1 an der Ostseite (Proximalteil) des Oszuges	98
Abb. 49	Grabungsprofil GS 3 an der Ostseite (Proximalteil) des Oszuges	98
Abb. 50	Grabungsprofil GS 5 auf der Kammlinie des Oszuges	99
Abb. 51	Grabungsprofil GS 6 im Zentralbereich am Nordhang des Oszuges	100
Abb. 52	Querschnitte und durch dens Heidberg-Oszug; 1. = Ostteil, 2. = Zentralteil	102
Abb. 53	Bohrprofil Heidberg-Teich	104
Abb. 54	Pollenprofil Heidberg-Teich, nach M. WALTHER (1990)	Anhang
Abb. 55	Eisrandlagen und Entwässerung im Raum Süderbrarup	Anhang
Abb. 56	Korngrößenverteilung in Grundmoränen Schleswig-Holsteins	111
Abb. 57	Diagramm zu den Feinkiesanalysen am Schönhagener Kliff	119
Abb. 58	Diagramm zu den Feinkieszählungen am Margarethenwall/Schleswig	121
Abb. 59	TGZ-Diagramm der Geschiebezählungen in Schleswig-Holstein	126
Tab. 1	Konnektierung der Randlagen der Weichsel-Vereisung in Ostholstein und Mecklenburg nach P. WOLDSTEDT & K. DUPHORN (1974)	22
Tab. 2	Klassifikation glaziofluvialer Ablagerungen in Schweden nach J. LUNDQVIST (1979, 1983)	34
Tab. 3	Korngrößenuntersuchungen zur Matrixbestimmung von Grundmoränen in Schleswig-Holstein	110
Tab. 4	Feinkieszählungen im nordöstlichen Schleswig-Holstein	115
Tab. 5.1	Feinkieszählungen aus weichselzeitlichen Grundmoränen: a) Gammelund, b) Idstedt, c) Schuby, d) Haarholm, e) Wellspang-Maiholz	116
Tab. 5.2	Feinkieszählungen aus weichselzeitlichen Grundmoränen und Schmelzwassersanden: f) Kattbek, g) Heidberg, Süderbrarup, h) Lerchenfeld, i) Altenhof, Sorgeniederung, Arenholzer See	117
Tab. 6	Feinkieszählungen aus weichselzeitlichen Grundmoränen am Schönhagener Kliff	118
Tab. 7	Feinkieszählungen saale- und weichselzeitlicher Grundmoränen und Schmelzwassersande aus der Kiesgrube am Margarethenwall bei Schleswig	120
Tab. 8	Leitgeschiebezählungen in Schleswig-Holstein	124
Bild 1	Moränenwall westlich der morphologischen Haupteisrandlage (Schleswig-Idstedter Randlagen) zwischen dem Südrand des Arenholzer Sees und den ehemaligen Kiesgruben an der B 201 nordöstlich der Autobahn-Anschlußstelle Schleswig-Schuby	148
Bild 2	Blick über die Kammlinie des Arenholzer Oszuges nach Osten	148
Bild 3	Gesamtansicht des Arenholzer Oszuges	149
Bild 4	Grabung 1 im Kambbereich des Arenholzer Oszuges	149
Bild 5	Ostwand des Aufschlusses Schuby Süd an der B 201 nordöstlich	

	Seite
	150
Bild 6	150
Bild 7	150
Bild 8	151
Bild 9	152
Bild 10	153
Bild 11	153
Bild 12	154
Bild 13	154
Bild 14	155
Bild 15	155

Index of figures, tables and photographs

Fig. 1	Quaternary of Schleswig-Holstein, after A. DÜCKER (1958). K. GRIPP (1964) and K. KAISER (1987)	15
Fig. 2	Overview of the Langseerinne (Angeln)	16
Fig. 3	Sketch map of ice margins after W. EGGERS (1934)	20
Fig. 4	Contemporaneous ice margins (R-V), after K. GRIPP (1954)	21
Fig. 5	Lines of ice recession in Scandinavia, resulting from the IGCP 24 work, after J. LUNDQVIST (1986)	23
Fig. 6	The young moraine landscape of the Schlei-Eckernförde area (Angeln-Schwansen-Dänischer Wohld) after K. KAISER (1979)	24
Fig. 7	Ice thicknesses and flow lines of the Weichselian North European ice sheet during the Brandenburg (1), Frankfurt (2) and Pomeranian (3) stages, after J. EHLERS (1990)	25
Fig. 8	Subglacial channels of Elsterian age, after F. GRUBE (1979)	28
Fig. 9	Glacial features at the border of the ice sheet, after F. GRUBE (1979)	30
Fig. 10	The development of an esker, after K. GRIPP (1978)	35
Fig. 11a	Generalized model of the development of marginal subaquatic eskers - isolated hillocks ("esker beads"), after BANERJEE & MCDONALD (1975), from: J. M. ROBISON (1983)	36
Fig. 11b	Generalized model of the development of marginal supraquatic eskers - connected hillocks, after RUST & ROMANELLI (1975), from: J. M. ROBISON (1983)	37
Fig. 12	Structure of a multiple-core esker ridge from the Stockholm area (Sweden) after K. G. ERIKSSON (1960)	37
Fig. 13	drilling profiles BN 10 and 11 near Bollingstedt bog	42
Fig. 14	Cross-profile through the Arenholz lake, adapted after M. WALTHER (1989)	44
Fig. 15	Sketch of a section east side of Arenholz lake	45
Fig. 16	Drilling profile Arenholz lake	46
Fig. 17	Drilling profile Arenholz bog	47
Fig. 18	a) Cross-profile through the Arenholz esker with trenches (G1-G4) b) Sketch of the structure of the Arenholz esker and its margins	49
Fig. 19	Sketch of the section ENE of Schuby near Schleswig - northern part, after K. KAISER (1979, unpubl.)	53

	page	
Fig. 20	Sketch of the section ENE Schuby near Schleswig - southern part; a) north section, b) east section, c) south section, d) west section	54
Fig. 21	Ice margins and drainage system in the Idstedt/Arenholz area	appendix
Fig. 22	Cross-profile parallel to the A7 motorway between Arenholz and Schuby based on drill samples from the archives of the Geol. Landesamt Schleswig-Holstein	58
Fig. 23	Cross-profile of the channel at Falkenberg Estate northwest of Schleswig	62
Fig. 24	Drilling profiles (BF 1-6) near Falkenberg Estate	63
Fig. 25	Profile through the Idstedt tunnel-valley between the lakes of Idstedt and Langsee	65
Fig. 26	Cross-profiles through Langsee-lake	67
Fig. 27	Drilling profile at Langseelake	69
Fig. 28	Pollen profile at Langsee lake, after M. WALTHER (1990)	appendix
Fig. 29	Location of the cross-profile and drill holes in the Wellspang basin between Wellspang/Maiholz and Kattbek	73
Fig. 30	Cross-profile through the basin of Wellspang	75
Fig. 31	Drilling profile at Wellspang (WEL 2.1)	76
Fig. 32	Position of the cross-profile at Boholz	79
Fig. 33	Cross-profile through the breached moraine at Boholz	80
Fig. 34	Ice margins and drainage systems in the area of Wellspang/Boholz	appendix
Fig. 35	Position of the cross-profile and the drillings at Billwatt/Winkelholm	83
Fig. 36	Cross-profile through the Oxbek valley between Billwatt and Winkelholm	appendix
Fig. 37	Drilling profile at Billmoor (BIL 4.1)	84
Fig. 38	Pollen profile at Billmoor, after M. WALTHER (1990)	appendix
Fig. 39	Sketch of the section at Winkelholm, northern part	86
Fig. 40a	Sketch of the section at Winkelholm northwestern part	87
Fig. 40b	Detail of the section at Winkelholm, northwestern part	88
Fig. 41	Detailed sketch of Ruruplund showing the esker and sites of the sections and drillings	89
Fig. 42	Sections GR 1 und 2 at the Ruruplund esker	90
Fig. 43	Section GR 3 at the Ruruplund esker	91
Fig. 44	Section GR 4, foot of southern slope	92
Fig. 45	Drilling profiles BR 1-5 Ruruplund esker, western part	93
Fig. 46	Schematic inner structure of the Ruruplund esker	94
Fig. 47	Detailed sketch of the Heidberg-esker with position of the sections and drill holes	96
Fig. 48	Section GS 1 at the eastern part of the esker	98
Fig. 49	Section GS 3 at the eastern part of the esker	98
Fig. 50	Section GS 5 on top of the esker	99
Fig. 51	Section in the central part of the esker's northern slope	100
Fig. 52	Cross- sections through the Heidberg esker	102
Fig. 53	Drilling profile at Heidberg pond	104
Fig. 54	Pollen profile at Heidberg pond, after M. WALTHER (1990)	appendix
Fig. 55	Ice margins and drainage system in the area of Süderbrarup	appendix
Fig. 56	Grainsize distribution in lodgement tills of Schleswig-Holstein	111
Fig. 57	Diagram of the fine gravel counts at Schönhagen cliff	119
Fig. 58	Diagram of fine gravel counts at Margarethenwall/Schleswig	121
Fig. 59	TGZ-diagram of the boulder counts in Schleswig-Holstein	126
Tab. 1	Connection of Weichselian ice-margins in eastern Ostholstein and Mecklenburg, after P. WOLDSTEDT & K. DUPHORN (1974)	22
Tab. 2	Classification of glaciofluvial deposits in Sweden, after J. LUNDQVIST (1979,1983)	34
Tab. 3	Grainsize analyses of lodgement tills in Schleswig-Holstein	110
Tab. 4	Fine gravel counts in northeastern Schleswig-Holstein	115

	page	
Tab. 5.1	Fine gravel counts from Weichselian tills and meltwater deposits, a-e	116
Tab. 5.2	Fine gravel counts from Weichselian tills and meltwater deposits, f-i	117
Tab. 6	Fine gravel counts from Weichselian tills at Schönhagen cliff	118
Tab. 7	Fine gravel counts from Saalian and Weichselian tills and meltwater deposits of the gravel-pit at Margarethenwall/Schleswig	120
Tab. 8	Indicator boulder counts in Schleswig-Holstein	124
Photo 1	End moraine west of the main ice-line (Schleswig-Idstedt-ice margin) between Arenholz lake and the gravel pits near the highway 201 at Schuby	148
Photo 2	View east along the top of the Arenholz esker	148
Photo 3	General view of the Arenholz esker	149
Photo 4	Section 1 at the top of the Arenholz esker	149
Photo 5	Eastern wall of the gravel pit at Schuby	150
Photo 6	View south over the terminal basin of Idstedt lake	150
Photo 7	View north along the Idstedt tunnel valley	150
Photo 8	General view of the Heidberg esker near Süderbrarup	151
Photo 9	Heidberg pond south of the esker	152
Photo 10	View east along the southern side of the Heidberg esker	153
Photo 11	View east along the northern side of the Heidberg esker	153
Photo 12	View east along the top of the Heidberg esker	154
Photo 13	Section GS 3 at the north side of the esker	154
Photo 14	Detail of section GS 3, Heidberg esker	155
Photo 15	Detail of section GS 6, Heidberg esker	155

Einleitung

Das unter der Leitung von Prof. Dr. K. Kaiser durchgeführte und von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderte Forschungsprojekt zur Jungpleistozängliederung Schwansens und der Rahmenbereiche wurde in den Jahren 1986 bis 1988 auf das Gebiet der Langseerinne im südlichen Angeln von Schleswig-Holstein erweitert. Ziel des Projektes war, durch Kombination verschiedener Arbeitsmethoden in der Quartärforschung detailliertere Aussagen zur Morpho-, Litho-, Pedo-, Bio- und Chronostratigraphie zu gewinnen und damit den Verlauf der weichselzeitlichen Deglaziation dieses Raumes sowie die daran geknüpften Formungsprozesse näher zu erfassen und bereits vorhandene Forschungsergebnisse (EGGERS 1934; HECK 1943; GRIPP 1954, 1964 u.a.) im Detail zu ergänzen und gegebenenfalls neu zu bewerten.

Die vorliegende Arbeit reiht sich deshalb in die gegebenen Zielvorgaben des Forschungsprojektes ein und versucht, die jungpleistozäne Landschaftsentwicklung Süddangelns unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung und Ausformung der Langseerinne im Rahmen der weichselzeitlichen Deglaziation dieses Raumes vom Hochglazial bis ins Spätglazial und Frühholozän hinein anhand mehrerer wichtiger Schlüsselpositionen aufzuzeigen. Dabei spielt die Frage der maximalen weichselzeitlichen Eisausdehnung und damit auch die Frage der ersten Anlage bzw. Ausgestaltung der Langseerinne eine ebenso wichtige Rolle wie die vielfältig wirksamen Prozeßabläufe, die das heutige Erscheinungsbild der Rinne sowie die sie begleitenden Formungshinterlassenschaften - hier insbesondere die Oser - geprägt haben.

Im ersten Abschnitt wird zunächst auf den Forschungsstand zur Eisrandlagengliederung in Schleswig-Holstein und auf die wesentlichen Aspekte zur Entstehung und Charakterisierung von glazialen Rinnensystemen und Osern eingegangen, ehe in einem zweiten Abschnitt die eigenen Untersuchungsergebnisse vorgestellt werden.

Wie gezeigt wird, stellt sich die Langseerinne keineswegs als eine einheitlich geformte glaziale Rinne im Sinne eines klassisch ausgeprägten Tunneltales mit zahlreichen für derartige Rinnensysteme charakteristischen Formenelementen dar, sondern vielmehr als ein vorwiegend subglazial angelegtes Entwässerungssystem weichselzeitlicher Schmelzwässer, welches partiell durch jüngere Formungsprozesse im Verlauf der weichselzeitlichen Deglaziation umgestaltet und damit überprägt wurde.

Von großer und für Schleswig-Holstein einzigartiger Bedeutung sind die im Verlauf des Rinnensystems eingebetteten Oszüge, deren Entstehung und innerer Aufbau in konsequenter Methodik untersucht wurden. Diese Oszüge können dabei als wichtige Indikatoren für den weichselzeitlichen Eisrückgang dienen und somit zur Rekonstruktion der Entstehungsgeschichte dieses Raumes beitragen.

Im Vordergrund stehen vor allem morpho- und lithostratigraphische Untersuchungen, deren Ergebnisse durch bio- und chronostratigraphische Aussagen ergänzt und gestützt werden können.

1. Arbeitsgebiet und Arbeitsmethoden

1.1. Das Arbeitsgebiet - räumliche Abgrenzung

Das Arbeitsgebiet befindet sich im nordöstlichen Schleswig-Holstein und umfaßt mit ca. 145 km² Fläche den südlichen Landesteil Angeln. Entsprechend der wohl zuletzt u.a. von BENNER et al. (1990) vorgenommenen naturräumlichen Gliederung Schleswig-Holsteins in die vier wesentlichen Landschaftseinheiten der Watten und Marschen (See- und Brackwassermarschen des Holozäns), der Hohen Geest (Altmoränengebiete des Mittelpleistozäns), der Niederen Geest (Sanderfläche des Weichsel-Hochglazials) und dem stark reliefierten Östlichen Hügelland bzw. Jungmoränengebiet der Weichseleiszeit erstreckt sich das Arbeitsgebiet zum überwiegenden Teil auf das Jungmoränengebiet, das von den Formungshinterlassenschaften der Weichseleiszeit im wesentlichen geprägt worden ist. Nur ein kleiner Teil umfaßt auch die westlich angrenzende Sanderfläche der Niederen Geest (vgl. Abb. 1).

Die Westgrenze läßt sich durch die Linie Bollingstedt - Jübek - Hermannsort - Schuby festlegen, und im Osten bilden die Stadt Kappeln sowie die trichterartig zur Ostsee hin ausmündende Außenschlei die Grenze. Die nördliche Grenze verläuft von Bollingstedt im Westen über das nahegelegene Bollingstedter Moor nordöstlich von Bollingstedt, über Stalkerfeld, Stolk, Böklund, Struxdorf, Schnarup-Thumby, Böel und Norderbrarup bis zur Außenschlei nördlich Kappeln. Die Südgrenze verläuft ± parallel zur Schlei von Schuby im Westen aus am nördlichen Stadtrand von Schleswig vorbei nordostwärts über Nübel, Tolk, Loit, Süderbrarup, Dollrottfeld und Rabenkirchen bis an den südlichen Stadtrand von Kappeln. Damit erstreckt sich das Gebiet über folgende Kartenblätter der Topographischen Karte 1:25.000:

Eggebek	(1322)	Satrup	(1323)
Süderbrarup	(1324)	Kappeln	(1325)
Jübek	(1422)	Schleswig	(1423)
Brodersby	(1424)		

Das Arbeitsgebiet wurde in 4 Teilgebiete gegliedert, die von West nach Ost und damit vom Älteren zum Jüngeren folgende Bereiche umfassen:

1. das Gebiet im Vorland westlich der äußeren weichselzeitlichen Endmoränen (morphologische Haupteisrandlage) zwischen Bollingstedt, Idstedt und Schuby,

2. das Gebiet der Langseerinne östlich der morphologischen Haupteisrandlage mit dem Langsee, der Lürschau- und Idstedter Rinne,
3. der Rinnenabschnitt der Wellspanger Au zwischen Wellspang und Boholz sowie
4. der von der Oxbek durchflossene Rinnenteil zwischen Billmoor und den Moränenverbauungen bei Rabenkirchen-Faulück.

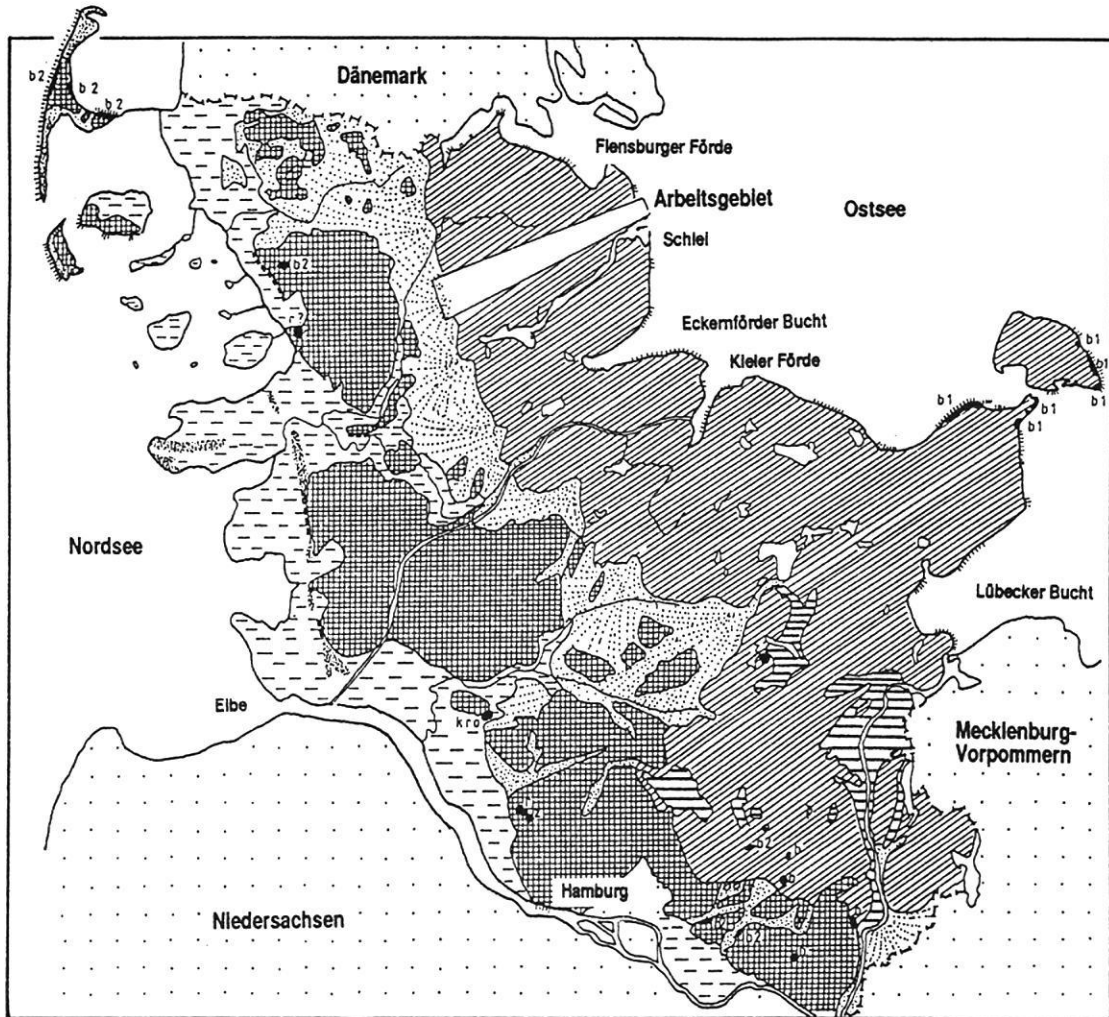
Für die geschiebekundlichen Untersuchungen mit dem Ziel einer lithostratigraphischen Gliederung saalezeitlicher und weichselzeitlicher Ablagerungen (zumeist Geschiebemergel) wurden Geländeuntersuchungen und Probenentnahmen auch außerhalb des Arbeitsgebietes in folgenden Gebieten durchgeführt:

1. in der Sand- und Kiesgrube am Margarethenwall bei Schleswig-Friedrichsberg,
2. in den Geestkernen von Christiansholm, Meggerholm, Stapelholm sowie bei Treia, Esperstoffeld, Böklund und Emmerlev (Dänemark),
3. am Schönhagener Ostseekliff in Schwansen sowie
4. im weichselzeitlichen Außensaum westlich von Flensburg-Harrislee.

1.2. Das heutige Erscheinungsbild der Langseerinne

Als Langseerinne wird in der vorliegenden Arbeit das Entwässerungssystem verstanden, das sich vom westlichen Außensaum der Weichselvereisung zwischen den morphologisch markant aufragenden Endmoränenwällen der weichselzeitlichen Haupteisrandlage (I-Moränen nach GRIPP 1964) zwischen Schleswig und Idstedt im Westen über ca. 35 km nordostwärts erstreckt und vermutlich nördlich Kappeln an die Außenschlei anbindet (vgl. Abb.2).

Bereits in den Karten bei WOLDSTEDT (1925) und EGGERS (1934) ist sie als namenlose Rinne verzeichnet. Erst HECK (1943 a) verwendet hierfür den Begriff "Langseerinne", während GRIPP (1954) wegen des häufigen Gestaltswechsels der Rinne auf einen einheitlichen Namen verzichtet, so daß beispielsweise im Bereich des Talzuges Langsee - Oxbek Namen wie "Langsee-Tal", "Wellspanger Tal", oder "Tal des Oxbek" beibehalten werden, womit er auf den unterschiedlichen Charakter der Rinne hinweist.



0 10 20 30 40 50 km

Wünnemann 1988














- | | | | |
|---|--|---|-------------------------------------|
|  | Jungmoränengebiete innerhalb der M- und J-Moränen (Weichsel-Eiszeit, Pommersches Stadium) und A-Moränen (Frankfurter Eisrandlage) |  | Strandwälle, Nehrungen, z.T. fossil |
|  | Sander der Niederen Geest, Andeutung der Sanderwurzeln (Weichsel-Eiszeit) |  | aktive Kliffs |
|  | Altmoränengebiete der Hohen Geest, Moränen und Schmelzwasserbildungen der Saale-Eiszeit (Warthe u. Drenthe) u. Elster-Eiszeit |  | fossile Kliffs |
|  | Marschland |  | Staatsgrenze |
|  | Eisstausee-Bildungen |  | Kanal |
|  | Präquartär heraustretend: b = Tertiär (ungegliedert)
b1 = Alttertiär, b2 = Jungtertiär, kro = Oberkreide
z = Zechstein, r = Rotliegendes |  | Fluß |
| | |  | Arbeitsgebiet |

Abb. 1 Quartär von Schleswig-Holstein nach A. DÜCKER (1958), K. GRIPP (1964) und K. KAISER (1987).

Fig. 1 Quaternary of Schleswig-Holstein, after A. DÜCKER (1958). K. GRIPP (1964) and K. KAISER (1987). 15

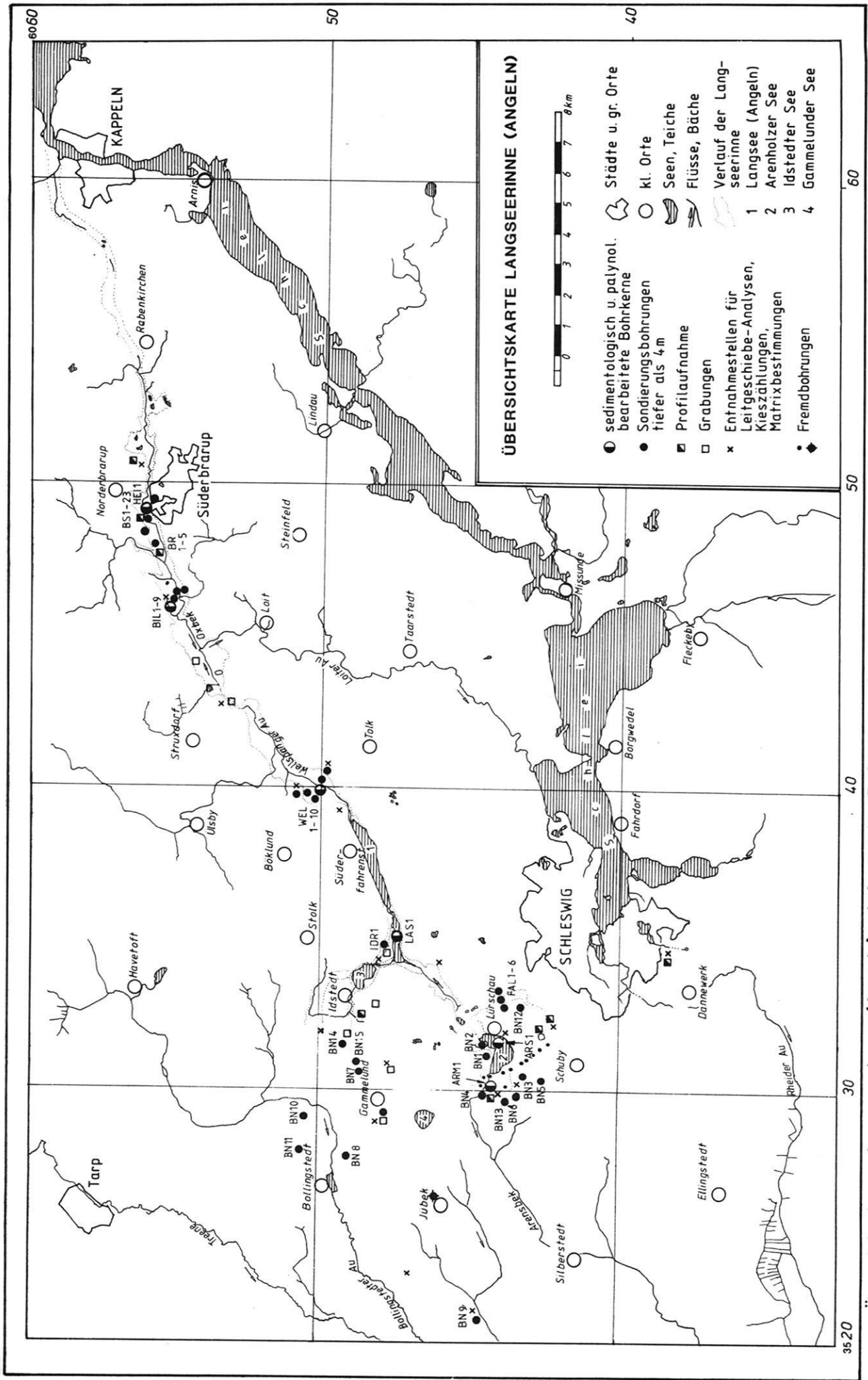


Abb. 2 Übersichtskarte Langseeerinne (Angeln) mit Lage der Bohrungen, Grabungen und Aufschlüsse.
 Fig. 2 Overview of the Langseeerinne (Angeln) with sites of drillings and diggings.

Morphologisch tritt die Langseerinne zwischen dem Arenholzer See im Westen bis etwa Dollrottfeld 2 km östlich von Süderbrarup als Talung in Erscheinung, die heute durchschnittlich um 16 m in die Grundmoränenlandschaft Angeln mit den vielfältig dazwischen geschalteten Eisrückzugsrandlagen eingetieft ist. Östlich von Dollrottfeld verliert sich jedoch zunehmend der markante Rinnencharakter, und etwa ab Rabenkirchen ist der weitere Verlauf der Rinne bis zur Außenschlei hin streckenweise nur noch zu vermuten, weil hier zahlreiche querende Moränenrücken die Rinne vollständig überdecken.

Auf der Höhe von Süderfahrenstedt ist der namensgebende Langsee in die Rinne eingebettet. An seinem Westende gabeln sich zwei schmale Rinnen. Der nach Südwesten gerichtete Ast durchbricht bei Wilhelmslust den Endmoränenwall der T-Randlage bzw. I-Moräne im Sinne von GRIPP (1954, 1964) und mündet bei Lürschau in eine Sanderwurzel, in der sich die Depression des Arenholzer Sees mit dem westwärts vorgelagerten Oszug (vgl. HECK 1943a; WEISS 1958) und dem begleitenden Arenholzer Moor erhalten hat. Dieser Seitenast wird im folgenden als "Lürschauer Rinne" angesprochen. Der nach Nordwesten weisende Ast -- im folgenden als "Idstedter Rinne" bezeichnet -- führt in einer engen, steilwandigen, von mehreren Schwellen gegliederten Talung zum Idstedter See und mündet westlich von Idstedt in das Vorland der Niederen Geest. Beide Rinnenausgänge bilden gemeinsam die morphologisch sichtbaren westlichen Endpunkte der Langseerinne.

Der z.T. von sehr steilen Hängen eingefasste Rinnenboden der Langseerinne -- es konnten Hangwinkel $> 30^{\circ}$ an exponierten Stellen ermittelt werden -- ist vielfach in Schwellen und Depressionen gegliedert, wobei einige der größeren Hohlformen heute noch von Seen (Rinnenseen) eingenommen werden (Arenholzer See, Idstedter See und Langsee), andere dagegen entweder schwach reliefierte, zumeist aus Sanden bestehende, z.T. breitere beckenartige Bereiche bilden (Boholzer Au und Teile der Oxbekrinne) oder aber inzwischen weitgehend verlandet sind (Wellspanger Au und Teile der Oxbekrinne). Die wannenartigen kleineren Vertiefungen innerhalb der Langseerinne stellen sich heute als Anmoore oder topogene Niedermoore bis hin zum Bruchwald dar, wobei die vielfach vorhandenen, z. T. teichartig erweiterten freien Wasserflächen innerhalb der Senken nicht selten auf Torfstiche der letzten 100 Jahre zurückzuführen sind. Innerhalb der Langseerinne gibt es dementsprechend kein gleichsinniges Längsgefälle. Die ursprünglich nach Westen bis Südwesten orientierte Entwässerung hat sich vielmehr sogar später partiell umgekehrt. Die Lürschauer und Idstedter Rinne mit dem Idstedter See und der Langsee entwässern heute über die Talweitung der Wellspanger und Bo-

holzer Au nach Nordwesten, wobei die Boholzer Au nördlich von Loit mit der entgegenkommenden Oxbek konfluiert, um dann als Loiter Au die Rinne süd- bis südwestwärts zu verlassen und schließlich als Füsinger Au in die Kleine Breite der Innenschlei zu münden.

Die Hauptwasserscheide zwischen Nord- und Ostsee dokumentiert sich im Bereich des Untersuchungsgebietes in den morphologisch markant heraustretenden weichselzeitlichen Endmoränenwällen zwischen Idstedt und Schleswig (I-Moränen nach GRIPP 1964). Der Arenholzer See liegt also bereits westlich dieser Wasserscheide und entwässert demzufolge nach Südwesten über die Arensbek und Rosacker Au zur Treene.

Während WOLDSTEDT (1925) und nachfolgend EGGERS (1934) sowie HECK (1943b) noch davon ausgehen, daß die Langseerinne morphogenetisch als eine weit nach Angeln hinein zu verfolgende subglaziale Schmelzwasserrinne im Sinne eines Tunneltales anzusehen ist, glaubt GRIPP (1954), daß lediglich die Rinne von der Ostseite des Langsees bis zu den Gletschertoren von Lürschau und Idstedt als Tunneltäler klassifiziert werden können. Die Talweitungen der Wellspanger Au, der Boholzer Au und der sich ostwärts anschließende Rinnenverlauf der Oxbek faßt er eher als Zungenbecken auf, die im Verlauf des oszillierenden Rückzugs des Weichseleises exarativ erweitert und übertieft worden sind. Auch für den Langsee hält GRIPP (1954, 1964) eine wenn auch nicht sehr ausgeprägte exarative Überprägung für möglich. Die Genese solcher "Zungenbecken-Reihen", wie sie sich nordöstlich des Langsees anzuschließen scheinen, erklärt GRIPP (1975: 46) mit dem Vorrücken einer nur dem Schwerkraft-Gefälle folgenden Eiszunge im Sinne einer Glaziale. Grundlagen dieser Annahme sind jeweils die morphologischen Verhältnisse der entsprechenden Rinnenabschnitte, ohne daß detaillierte Untersuchungen vorgelegt worden sind.

1.3. Arbeitsmethoden

Die Arbeiten im Gelände konzentrierten sich auf geologisch-morphologische Kartierungen unter Verwendung der topographischen, geologischen und orohydrographischen Karten dieses Raumes. Eingeschlossen waren dabei detaillierte Lage- und Höhenvermessungen ausgewählter Voll- und Hohlformen. Daneben wurden insgesamt 83 Sondierungsbohrungen verschiedener Bohrtechniken (inklusive 6 Kernbohrungen) mit Tiefen zwischen 3 und 23 m unter Oberfläche durchgeführt. Die Ansprache und Zuordnung der Sedimente erfolgte parallel mit dem Fortgang jeder Bohrung auf der Grundlage der bodenkundlichen Kartieranleitung der

geol. Landesämter (ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE 1982).

Von den durchgeführten Kernbohrungen konnten die Bohrungen im Arenholzer Moor, im Arenholzer See und im kleinen Langsee während der Winterzeit 1986/87 von einer geschlossenen Eisdecke aus durchgeführt werden, so daß Probleme, die sich oft aus Kernbohrungen von schwimmenden Bohrinselfn aus ergeben, nicht zum Tragen kamen. Die gewonnenen Kerne wurden später im Labor analysiert.

Innerhalb des Arbeitsgebietes wurden alle Aufschlüsse - meistens Kiesgruben - aufgenommen und Sedimentart sowie -lagerung in Profilskizzen festgehalten. Nicht selten mußten größer dimensionierte Handgrabungen mit maximalen Tiefen von 3 m und kleinere Schürfe ergänzend durchgeführt werden.

Die **Laborarbeiten** konzentrierten sich sowohl auf granulometrische Analysen (Siebanalysen und Pipettanalysen nach KÖHN) als auch auf Kies- auf Leitgeschiebezählungen.

Für die von mir durchgeführten Kieszählungen wurden vor allem Feinkiese der Fraktion 4 bis 6,3 mm Korndurchmesser herangezogen und vor dem Hintergrund einer möglichen Vergleichbarkeit der Untersuchungsbefunde mit anderen Feinkieszählungen im Raum Schleswig-Holstein auf die Methode von KABEL (1982) zurückgegriffen. Daraus ergab sich eine Unterteilung der naß ausgesiebten Probenmenge in 10 petrographisch trennbare Geschiebe- und Geröllgruppen, die in Nichtkalke (= 100%) und Kalke (prozentual auf Nichtkalke bezogen) aufgesplittet wurden (EHLERS 1978; KABEL 1982).

Die Zuordnungen der Kiese erfolgte nach folgenden Geschiebegruppen:

Nichtkalke: Quarz, Kristallin, Flint, Sandstein/Quarzit
Ton- u. Schluffstein
Kalke: Kreidekalk, Paläozoischer Kalk, roter paläoz.
Kalk und Dolomit

Unter "Sonstige" wurden insbesondere Eisen-Mangan-Konkretionen, Pyrit, Feldspäte und andere nicht näher bestimmbare Kiese subsumiert. Alle Zählungen wurden mit Hilfe eines Binokulars zur sicheren Identifizierung durchgeführt. Die Bestimmung von Paläozoischen Kalken und Dolomit erfolgte mit HCL und Magneson-I-Lösung (CEPEK 1969), wobei allerdings eine einwandfreie Trennung beider Karbonatgesteine auf dieser Basis nicht immer möglich war.

Für die tabellarische Darstellung der Zählergebnisse wurden

die einzelnen Gruppen immer auf die Nichtkalke = 100% bezogen und in %-Werten angegeben. Bei der graphischen Darstellung erfolgte außerdem eine gesonderte Gegenüberstellung der Gruppen der Nichtkalke und der Kalke auf die Bezugsbasis Kristallin = 100%.

Die hier angewendete Methode hat allgemein den Vorteil einer leichten Erlernbarkeit und eines im allgemeinen geringen Zeitaufwandes, wobei vor allem Analysen aus Bohrproben möglich werden (ZANDSTRA 1978; EHLERS 1978). Die von mir durchgeführten Zählungen entstammen alle aus Proben von Aufschlüssen.

Im Rahmen von statistischen Geschiebeuntersuchungen standen eine Vielzahl von zum Teil sehr stark voneinander abweichenden Methoden zur Verfügung. Detaillierte Beschreibungen bezüglich der Entwicklung der Geschiebeforschung und ihrer Methoden geben HESEMANN (1934, 1960), LÜTTIG (1958) und SCHUDEBEURS (1980/81).

Für meine Zählungen habe ich mich an die Methoden von HESEMANN (1930a, 1930b, 1930c) und LÜTTIG (1958) gehalten, weil auf dieser Basis eine größtmögliche Vergleichbarkeit mit anderen Arbeiten zur Geschiebezählung im norddeutschen Raum gegeben scheint. Andere Methoden, wie etwa die dänischen Steinzählmethoden nach USSING & MADSEN (1897) und dann besonders nach MILTHERS (1909, 1934, 1939), aber auch weiterführende bzw. veränderte Methoden nach RICHTER (1933, 1958), DE WAARD (1955), WENNBERG (1949, 1951), MARCZINSKI (1968) und GROETZNER (1972) schienen mir deswegen als ungeeignet, weil damit ein direkter Vergleich mit bereits durchgeführten Zählungen in Schleswig-Holstein (HESEMANN 1936; SCHLÜTER 1976, 1978, 1980, LÜTTIG 1991)) nicht oder nur eingeschränkt möglich gewesen wäre. Andere Zählungen in Schleswig-Holstein, besonders jene von SIMON (1937, 1938), WENNBERG (1951) und RICHTER (1933), konnten deswegen nur ergänzend mit herangezogen werden.

Die Bestimmung der Leitgeschiebe erfolgte unter Verwendung der Arbeiten von MILTHERS (1909, 1913, 1939), HUCKE (1917), KORN (1927), HESEMANN (1929, 1930, 1931, 1932, 1934, 1935, 1975) und MEYER (1983) sowie einer im Institut vorhandenen Geschiebesammlung.

Für die Zählungen wurden Geschiebe der Größen 15 - 70 mm (im Ausnahmefall bis 80 mm) aus Geschiebelehnen bzw. -mergeln gesammelt. Nur in einem Fall erfolgte in Anlehnung an SIMON (1937) eine Sammlung aus glaziofluvialen Absätzen. Dabei wurden alle Geschiebe eines vorher abgesteckten Areals durch Abgraben und Auskämmen der

Oberfläche oder direkt der Aufschlußwand entnommen. Die von SCHLÜTER (1978, 1980) verwendete Sammelmethode mit Hilfe eines Kastensiebes konnte hier nicht angewendet werden, weil ein Durchsieben des zum Teil sehr bindigen Geschiebelehms oder -mergels nicht möglich war. Ein selektives Aufsammeln der Geschiebe konnte dadurch vermieden werden, daß grundsätzlich alle Geschiebe festgelegter Größen aus einem vorher eingegrenzten Areal gesammelt wurden. Alle 27 Proben wurden später im Labor im Anschluß an eine Nachbehandlung (Reinigung und Zerteilung der Geschiebe) petrographisch bestimmt und ausgezählt.

Die Bestimmung der limnischen Sedimente erfolgte nach dem Gliederungsvorschlag von MERKT, LÜTTIG & SCHNEEKLOTH (1971). Der Kalkgehalt wurde dabei ent-

weder nach der Methode MÜLLER (1964) und MÜLLER & GASTNER (1971) oder mit der Scheibler-Apparatur ermittelt. Nur in Einzelfällen erfolgte die Karbonatbestimmung mit einer Woesthoff-Anlage.

Für die Ermittlung des Glühverlustes wurden alle getrockneten Proben bei ca. 500^o C verglüht und über den Gewichtsverlust der prozentuale Anteil an verglühbarer Substanz je Probe errechnet.

Die palynologische Aufbereitung der Proben aus den Kernbohrungen erfolgte nach dem Acetolyseverfahren von ERDTMANN. Die biostratigraphischen Ergebnisse wurden durch radiometrische Altersdatierungen von Prof. Dr. Geyh, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, ergänzt.

2. Forschungsstand zur Jungpleistozängliederung in Schleswig-Holstein

2.1. Die weichselzeitliche Vereisung und der Verlauf der Eisrandlagen

Seit der von TORELL (1975) begründeten Lehre von der eiszeitlichen Vergletscherung Nordeuropas ("Inlandeis-Theorie", vgl. KAISER 1975) werden die Ablagerungen Norddeutschlands als Hinterlassenschaften des Inlandeises angesehen. In Schleswig-Holstein befaßten sich nachfolgend zahlreiche Forscher mit dem Auffinden und dem Nachweis von quartären Ablagerungen (zumeist Endmoränen und deren Verläufe) mit dem Ziel einer Gliederung der einzelnen Vereisungsphasen. GRIPP (1964, 1975) und WALTHER (1989) geben dazu einen umfassenden Überblick.

Frühe, bedeutungsvolle Arbeiten zur Glaziallandschaftsentwicklung Schleswig-Holsteins basieren auf BEHREND (1879), HAAS (1888, 1889), GOTTSCHKE (1897, 1898), STRUCK (1902, 1904, 1909), GAGEL (1910), WOLFF (1913, 1922), WOLDSTEDT (1913, 1925), u.a. Seit 1924 hat sich vor allem K. GRIPP mit der stratigraphischen Untergliederung der weichselzeitlichen Eisrandlagen in Schleswig-Holstein befaßt und erstmals für den östlichen und später auch nordöstlichen Landesteil detaillierte Karten der Eisrandlagenverläufe vorgelegt.

Für die wenn auch nicht durchgängig verfolgbaren drei Haupteisrandlagen im südöstlichen Schleswig-Holstein ver-

wendet GRIPP (1934, 1935, 1964) die Bezeichnungen A- (Äußere), M- (Mittlere) und I- (Innere) Moräne unter Verwendung der Arbeiten von SIMON (1937, 1938) und HECK (1939, 1960, 1961).

EGGERS (1934) fand im Gebiet von Schleswig und Schwansen ebenfalls drei Haupteisrandlagen (vgl. Abb. 3). Die Randlage, die auch gleichzeitig den Maximalrand repräsentiert, bezeichnet er als Stadium von Dannewerk. Das nächst jüngere Stadium von Hütten, gekennzeichnet durch "die Phase des großen Endmoränenschubs" (EGGERS 1934:110) läßt sich zwanglos von Schleswig über die Hauptendmoräne von Kiel bis nach Lübeck verfolgen, während das jüngste Stadium von Schnaap nahe der heutigen Ostsee-Küstenlinie verläuft und die Förden umgürtet. HESMANN (1936) vertritt die gleiche Randlagengliederung und ordnet sie aufgrund geschiebestatistischer Untersuchungen analog der mecklenburgischen Typusregion dem Brandenburger, Frankfurter und Pommerschen Stadium zu.

Bedeutsam sind vor allem die Arbeiten von GRIPP (1952, 1954) zur Entstehung der Landschaften Ost-Holsteins und Ost-Schleswigs, wo er erstmals eine differenziertere Gliederung der weichselzeitlichen Eisrandlagen dieses Raumes vornahm und den Verlauf der Endmoränen in zwei Karten der Eisrandlagen (Haupt- und Beikarte) verzeichnet. Daraus geht hervor, daß die Endmoränenzüge (die Moränengabeln

werden dabei fortlaufend von West nach Ost numeriert) nicht parallel zueinander verlaufen, sondern ostwärts eine zunehmende Auflösung des Eisrandes in einzelne kleine Gletscherloben andeuten. In der Beikarte zur Karte der Eisrandlagen (vgl. Abb. 4) in Ost-Schleswig stellt GRIPP (1954) die Gleichaltrigkeit der durch Buchstaben (R - V) gekennzeichneten weichselzeitlichen Eisrandlagen heraus.

Für den Bereich der Langseerinne und Rahmenbereiche kommt er zu der Einschätzung, daß die ältesten weichselzeitlichen Eisrandlagen (R- und S-Randlagen) von einem vorrückenden Schlei-Gletscher nochmals überfahren wurden, so daß die jüngeren T-Randlagen – vielfach als morphologische Haupteisrandlage bezeichnet – den äußeren Rand der Weichselvereisung zwischen Schleswig und Idstedt

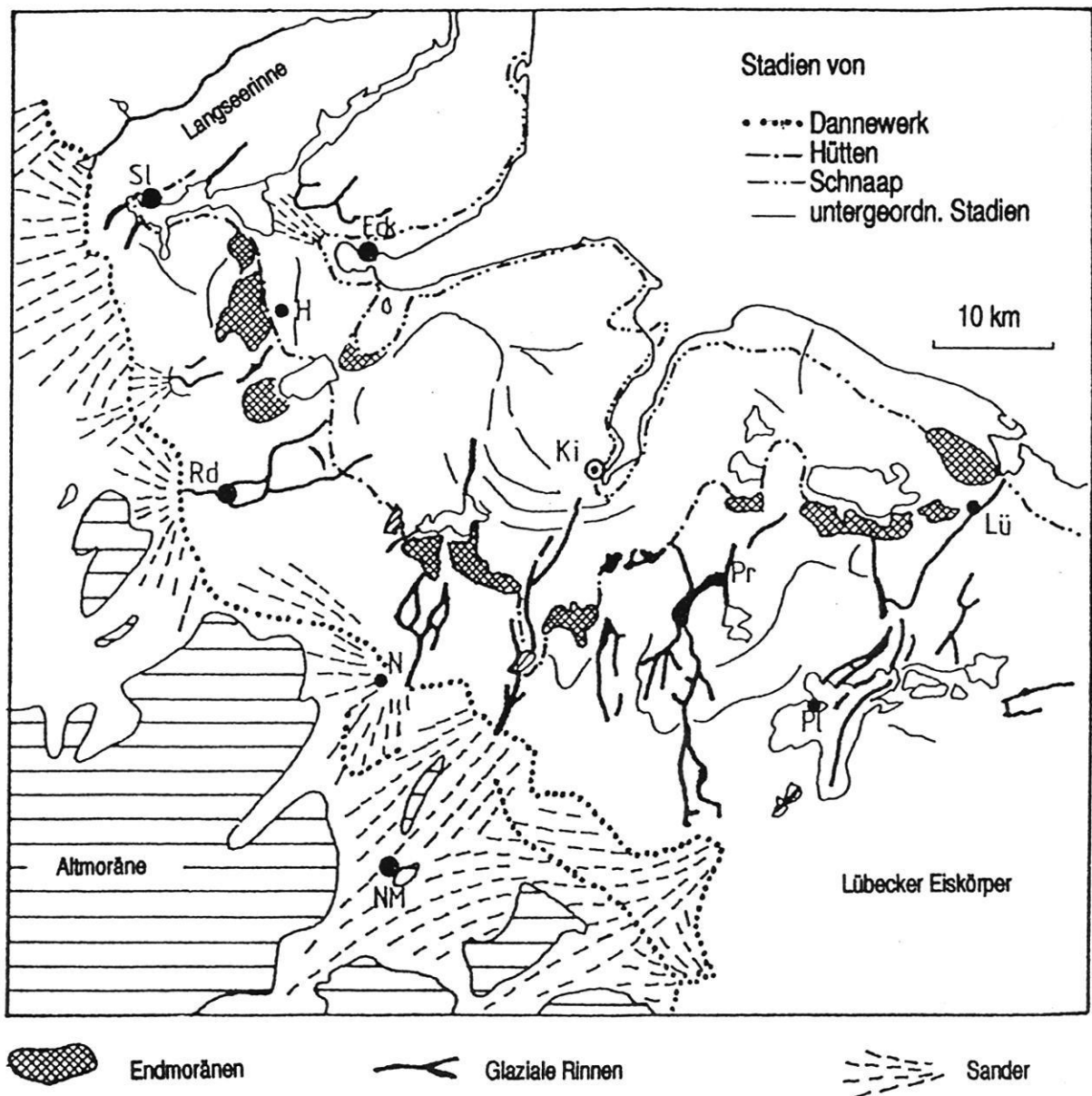


Abb. 3 Skizze der Eisrandlagen nach W. EGGERS (1934).

Fig. 3 Sketch-map of ice-margins after W. EGGERS (1934).

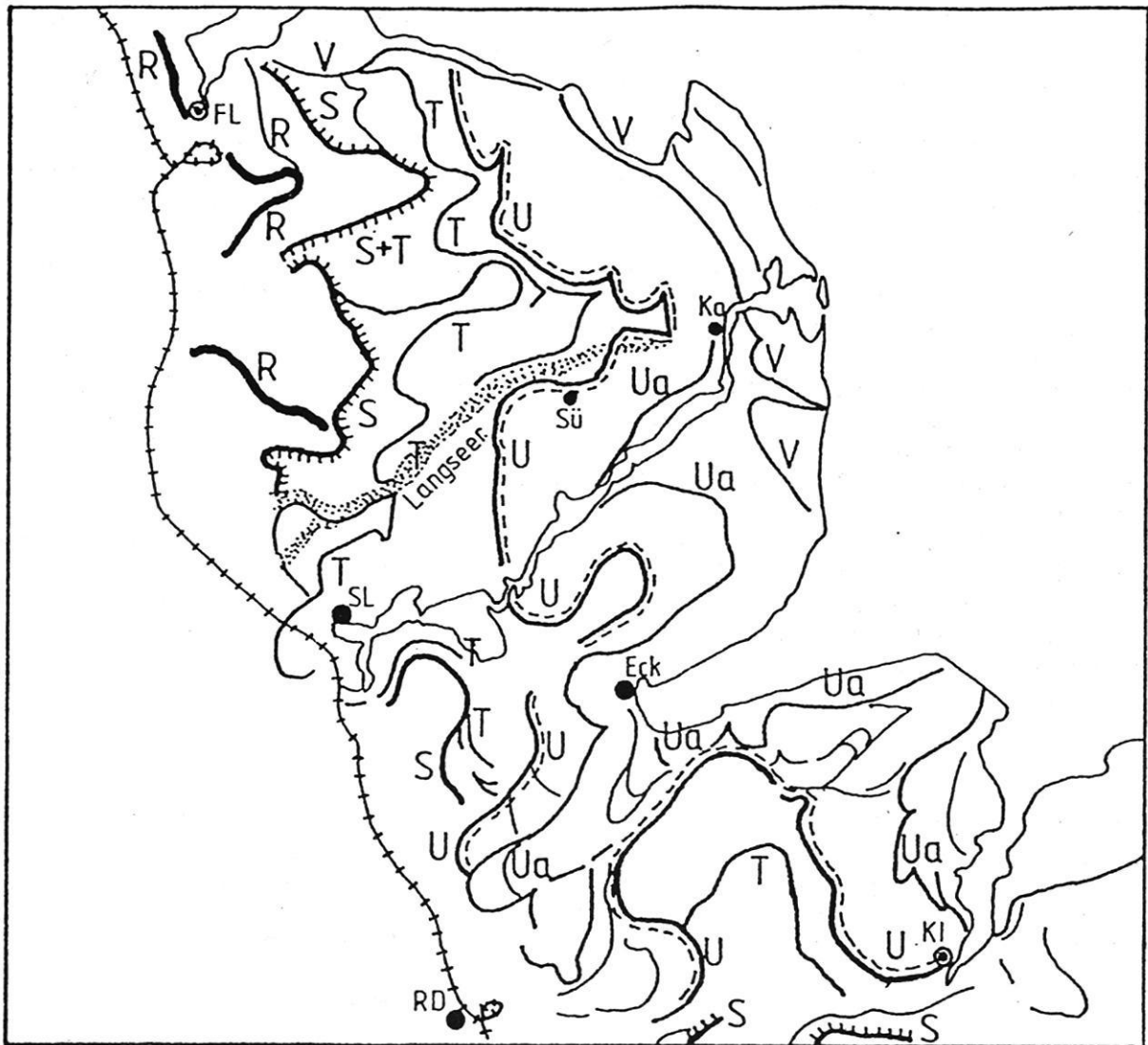


Abb. 4 Gleichaltrige Eisrandlagen (R-V) nach K. GRIPP (1954).

Fig. 4 Contemporaneous ice-margins (R-V), after K. GRIPP (1954).

repräsentieren. Bereits zu diesem Zeitpunkt vermutet GRIPP (1954, 1964, 1981) eine starke Auflösung des Weichseleises in einzelne Eiszungen, wobei die Schleizunge schon als isolierte Zunge von der äußeren Innenschlei-Umgürtung bis weit nach Nordosten zurückverfolgt werden kann und erst bei Mohrkirch-Rügge in der Moränengabel 7 auf die Mittelangelsche und Flensburger Eiszunge stößt. Die Langseerinne wird dabei mehrfach von einzelnen Rückzugsstufen der T-Randlage gequert.

Mit Ausbildung der jüngeren U-Randlagen wurde nach

GRIPP (1954) die Langseerinne nicht mehr vom Eis übergriffen, sondern nur noch im Süden peripher begrenzt, denn diese Randlage zeichnet eine vornehmlich auf die Mittelschlei begrenzte Gletscherzunge nach.

Die jüngsten V - Randlagen reichen dann schließlich nur noch wenige Kilometer landeinwärts und bleiben auf einen schmalen Saumbereich zwischen Geltinger Bucht, Außenschlei und östlichem Schwansen begrenzt. Hierzu gehören auch die am Schönhagener Ostseekliff aufgeschlossenen Kerbstauchungen zwischen Schwansener und Außenschlei-

Lobus (Moränengabel 12 nach GRIPP 1954).

DÜCKER (1958) stellt in seiner Karte zur Geologie Schleswig-Holsteins (Deutscher Planungsatlas) einen Gesamtüberblick des Quartärs dar, wobei er sich bezüglich der weichselzeitlichen Eisrandlagen-Verläufe weitgehend an die Vorlagen von GRIPP und SIMON (1937, 1938) hält. Danach bilden die A-Moränen vielfach die äußerste Grenze der Weichselvereisung. Zusammen mit den M-Moränen bedecken sie vor allem im südlichen Landesteil weite Areale, während sie im Norden zwischen Rendsburg und Flensburg gar nicht mehr oder nur lückenhaft auftreten und dann nur noch schmale Randsäume bilden. Vor allem im Bereich zwischen Schleswig und Oeversee markieren allerdings die I-Moränen den äußeren Rand der Weichselvereisung. Bezüglich der Korrelation mit der von WOLDSTEDT (1925) aufgestellten Weichsel-Gliederung verweist GRIPP (1964) auf die nur beschränkte Anwendbarkeit auf Schleswig-Holstein. Unter Berufung auf die Arbeiten von HECK (1960, 1961) und vor allem von SIMON (1937, 1938) ordnet GRIPP (1964: 232 und 258) die A- und M-Moränen (bzw. R-Randlagen) dem Frankfurter und die I-Moränen (bzw. T- bis V-Randlagen) dem Pommerschen Stadium zu.

WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) schließen nun in Anlehnung an die Vorstellungen von SCHULZ (1967) u.a. aus der Tatsache, daß die äußere Eisrandlage des Brandenburger Stadiums südlich des Plauer Sees in der Gegend von Wittstock unter die Ablagerungen des Frankfurter Stadiums abtaucht, daß auch in Schleswig-Holstein die Ablagerungen des Brandenburger Stadiums vom Eis des Frankfurter Stadiums vollständig überfahren wurde. Die Endmoränen des Frankfurter Stadiums bilden also vielfach die äußere Grenze der Weichselvereisung (vgl. auch GRIPP 1964). Eine Konnektierung der Randlagen der Weichsel-Vereisung in Ostholstein und Mecklenburg wird aus Tab. 1 ersichtlich. Bemerkenswert ist dabei, daß die M-Moränen Ostholsteins hier dem Pommerschen Stadium zugeordnet werden, während GRIPP (1964) sie dagegen in das Frankfurter Stadium stellt.

Auch SJÖRRING (1977, in LIEDTKE 1981) geht in seiner Kartendarstellung zu den Eisrandlagen Dänemarks davon aus, daß im schleswig-holsteinischen Raum und in Jütland die Hinterlassenschaften des Brandenburger Stadiums von den nachfolgenden Eisvorstößen des Frankfurter und Pommerschen Stadiums vollständig überfahren worden sind, wo

¹⁴ C-Jahre v. Chr	Chrono- stratigraphie	Eisrandlagen	
		Ostholstein	Mecklenburg
ca. 11.000	Älteste Tundrenzeit	Grömitz-Fehmarn- vorstoß	Rosenthaler Staffel
ca. 11.600	Meisdorf- Interstadial	Torfe und Mudden	?
	Pommersches Stadium	I-Moränen M-Moränen	Hauptendmoräne Vorstaffel des Pomm. Stadiums
ca. 14.300	Blankenberg- Interstadial	?	Beckentone von Blankenberg
	Frankfurter Stadium	A2 - A8- Endmoränen A1-Endmoräne A0-Endmoräne	Seenstaffelzone Hauptendmoräne Vorstaffel des Frankf. Stadiums
ca. 18.000	Brandenburger Stadium	tritt in Holstein und Mecklenburg glazial- morphologisch nicht in Erscheinung.	

Tab. 1 Konnektierung der Randlagen der Weichsel-Vereisung in Ostholstein und Mecklenburg nach P. WOLDSTEDT & K. DUPHORN (1974).

Tab. 1 Comparison of weichselian ice-margins in Eastern Holstein and Mecklenburg, after P. WOLDSTEDT & K. DUPHORN (1974).

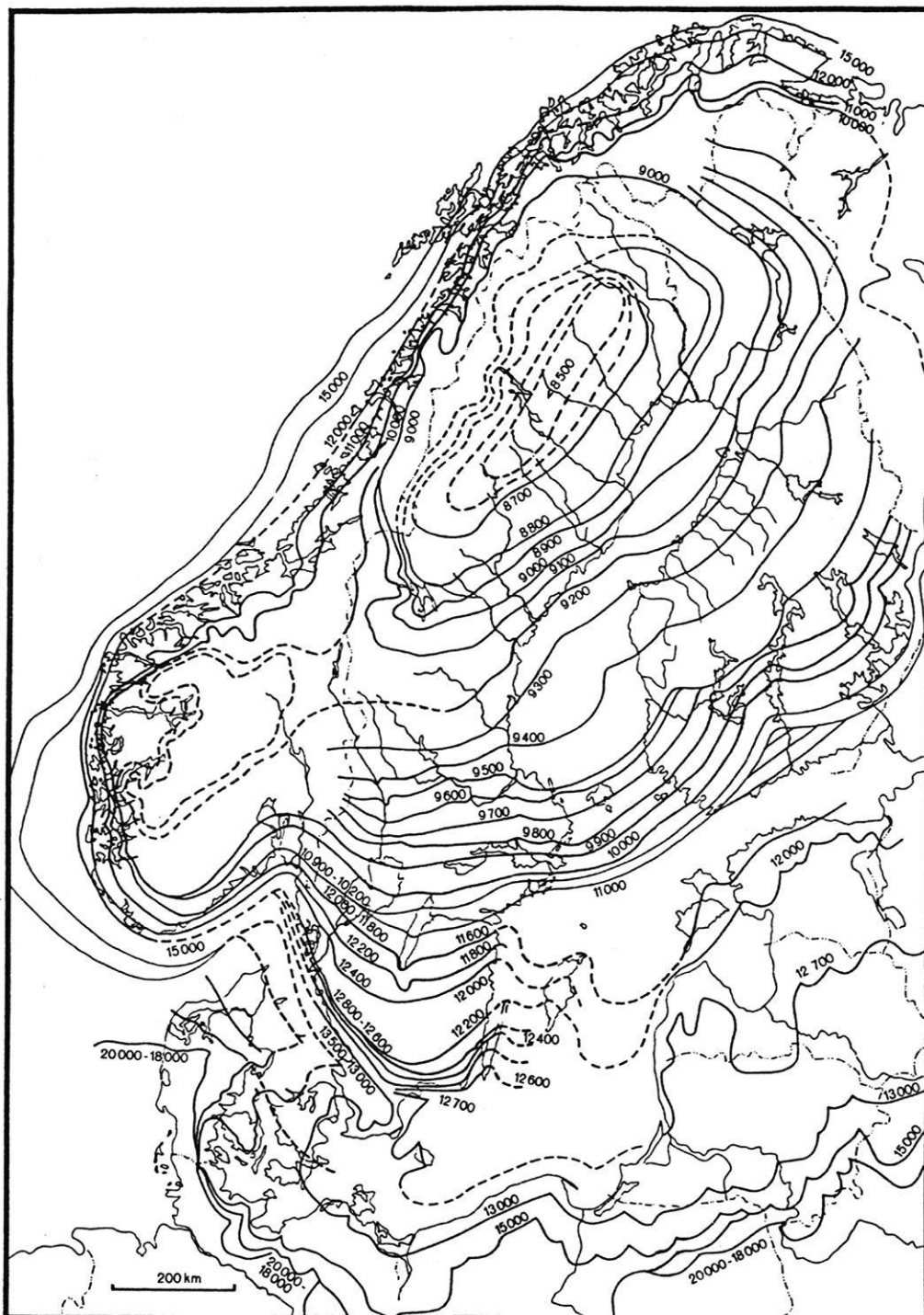


Abb. 5 Eisabchmelzlinien in Skandinavien nach J. LUNDQVIST (1986), Ergänzungen von H. LIBDTKE (1992). Die Daten von Nordschweden entlang der Ostseeküste südwärts beruhen auf der Bändertonchronologie. Sie sollten nach CATO (1987) um + 365 Jahre korrigiert werden. Die übrigen Daten basieren auf C14 - Bestimmungen.

Fig. 5 Lines of ice recession in Scandinavia, resulting from the IGCP 24 work. The dates from northern Sweden and southwards along the Baltic coast are based on clay-varve chronology. They should, according to the recent work by CATO, be corrected with + 365 years. Other dates on the map are based on radiocarbon datings, after J. LUNDQVIST (1986).

bei die Eisrandlagen des Brandenburger Stadiums angeblich nur im küstennahen Bereich der schleswig-holsteinischen Ostseeküste zu finden sind. Hier fehlt jedoch ein schlüssiger Beweis.

Mit der Neukartierung der Eisrandlagen zwischen Neumünster und Kiel können STEPHAN & MENKE (1977) insgesamt 5 Vorstoßphasen des Weichseleises nachweisen, die drei Hauptvereisungsphasen zugeordnet werden können. Der älteste Vorstoß ("Brügge-Vorstoß" reichte nach Südwesten bis nahe Neumünster, ohne jedoch eine Endmoräne hinterlassen zu haben, und der letzte "Jungbaltische Vorstoß", der den Langeland- (Fehmarn) Vorstoß repräsentiert (ca. 13.600 Jahre b.p.), bedeckte noch eben die Küste Schleswig-Holsteins. MENKE (1968) ordnet diesem Vorstoß die Grömitz-Fehmarn-Oszillation zu, die er zunächst dem Meiendorf-Intervall folgend in die Älteste Dryaszeit des Weichsel-Spätglazials stellte, nun jedoch aufgrund neuer palynologischer Befunde einen post-Meiendorf-Interstadialen Gletschervorstoß für unwahrscheinlich hält (vgl. BOCK, MENKE, STREHL & ZIEMUS 1985).

Für LIEDTKE (1981) bleibt der Ablauf der Weichselvereisung im schleswig-holsteinischen Raum nach wie vor nicht geklärt. Die im Verhältnis zu den angrenzenden Räumen -- Dänemark im Norden und Mecklenburg im Südosten -- eng

benachbart verlaufenden Eisrandlagen und die daraus häufig resultierenden Undurchsichtigkeiten der Randlagenverläufe erklärt er mit der "Prallhang"-Lage "am Ende der Hauptlinie der Ostseefurche" (LIEDTKE 1981:126), wobei das Eis des Beltseegletscherstromes bei jedem erneuten Vorstoß bis in die Nähe des jeweiligen Außenrandes reaktiviert wurde.

Diese Vorstellungen werden auch von LUNDQUIST (1986) in der Darstellung der Eisabschmelzlinien in Skandinavien (vgl. Abb. 5) deutlich. Bemerkenswert ist dabei, daß der Hauptvorstoß des Weichseleises um ca. 20.000 Jahre B.P. auch in Schleswig-Holstein am weitesten westwärts gereicht hat.

Die von KAISER (1987a) dargestellte Eisrandlagengliederung (vgl. Abb. 6) orientiert sich jedoch noch an die Arbeiten von GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958). Danach werden die im Innenschleibereich bis an den Maximalrand vorstoßenden I-Moränen des Pommerschen Stadiums in drei Randlagen-Komplexe untergliedert und zwar vom Älteren zum Jüngeren hin in J-Moränen der Äußeren, Mittleren und Inneren Außenschlei. Er geht davon aus, daß der äußere weichselzeitliche Eisrand im Schleswiger Raum durch die jüngere I-Moräne des Pommerschen Stadiums im Sinne von GRIPP (1964) repräsentiert wird. Ältere Vorstöße sind morphologisch nicht sichtbar.

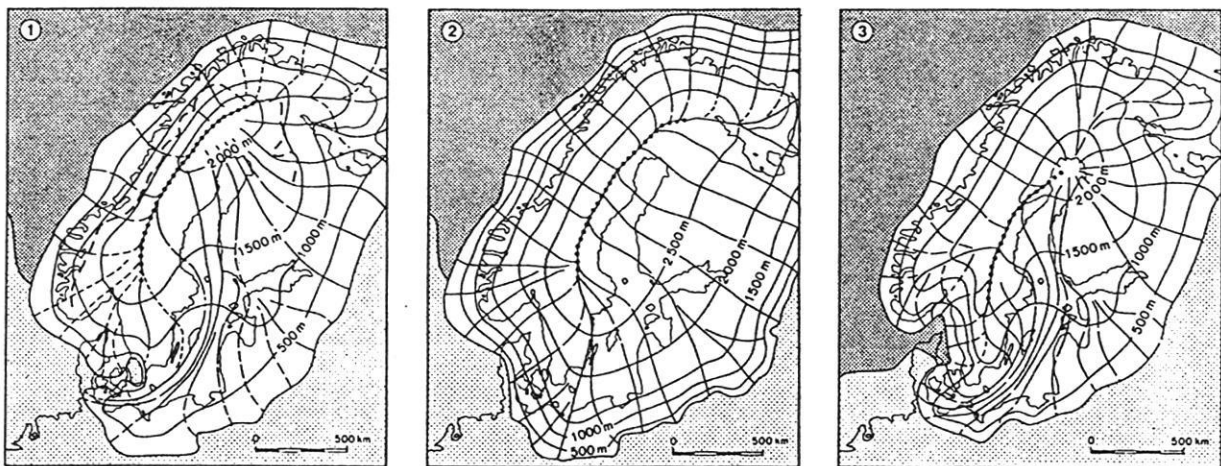


Abb. 7 Eismächtigkeiten und Fließlinien des Nordischen Inlandeises der Weichselzeit während des Brandenburger (1), Frankfurter (2) und Pommerschen Stadiums (3), nach J. EHLERS (1990)

Fig. 7 Ice thicknesses and flow lines of the Weichselian North European ice sheet during the Brandenburg (1), Frankfurt (2) and Pomeranian (3) stages, after J. EHLERS (1990)

Die im Raum Schwansen von WALTHER (1989, 1990) durchgeführten Untersuchungen zur jungpleistozänen und frühholozänen Entwicklung führten zur Korrektur der seit GRIPP (1964) gültigen Eisrandlagengliederung dieses Raumes. Es werden insgesamt 4 Eisrandlagen-Komplexe (WH 1-4) ausgewiesen und aufgrund morpho-, litho- und pedostratigraphischer Befunde dem Brandenburger, Frankfurter und Pommerschen Stadium zugeordnet.

Nach den von EHLERS (1990:70ff und Abb. 39-41) entwickelten Vorstellungen zu den Eismächtigkeiten und Fließlinien des Eises während der drei Hauptphasen der Weichselvereisung wird allerdings die Meinung vertreten (vgl. Abb. 7), daß in der Phase 1 (Brandenburger Stadium) der Vorstoß des altpaläarktischen Eises nicht der maximalen Eisausdehnung in Schleswig-Holstein entspricht. Diese erfolgte erst in der Phase 2 (Frankfurter Stadium). In der 3. Phase (Pommersches Stadium) blieb der Eisrand östlich der Brandenburger Randlage. Grundlage dieser Überlegungen ist das von BOULTON et al. (1985) entwickelte Modell, wonach die Fließrichtungen des Eises durch die Verformungen des Untergrundes beeinflußt worden sind.

Der oszillierende Eisabbau erreichte im Spätglazial (Bölling-Interstadial) vor etwa 13.000 Jahren B.P. seine größte Geschwindigkeit, als das Eis in der südlichen Ostsee stagnierte und abtaute (LIEDTKE 1992). Zu diesem Zeitpunkt war Schleswig-Holstein nicht mehr von Gletschern eingenommen (vgl. Fig. 5).

2.2. Glaziale Rinnen und Oser

2.2.1. Altpleistozäne Tiefrrinnen in Schleswig-Holstein

Glaziale Rinnen treten entweder als tiefe Rinnen (Tiefrrinnen) oder als weitgehend verschüttete und dann kaum noch erkennbare glaziale Rinnen der Altmoränengebiete sowie als gut erkennbare glaziale Rinnen der Jungmoränengebiete in Erscheinung (vgl. LIEDTKE 1981b). Sie sind nicht nur in Schleswig-Holstein, sondern im gesamten ehemals vergletscherten Gebiet der nordischen Vereisungen weit verbreitet. Die Tiefrrinnen sind heute in der Landschaft nicht mehr zu erkennen, ihre Existenz ist aber vielfach über Bohrungen oder in seltenen Fällen auch in Großaufschlüssen nachgewiesen worden.

Seit den Arbeiten von WOLFF (1907, 1909, 1917) und KOCH (1923, 1924, 1927) im Bremer und Hamburger Raum ist bekannt, daß tiefe und langgestreckte Hohlformen den

tertiären Untergrund zerschneiden, deren Entstehung auf pleistozäne Vorgänge zurückzuführen ist. WOLFF (1907) führte für derartige Hohlformen den Begriff der "Rinne" ein. Morphologisch sind die Tiefrrinnen durch die Hinterlassenschaften jüngerer Vergletscherungen und durch fluviale Prozesse weitgehend überformt und verdeckt worden, so daß die heutige Oberflächenverhältnisse kaum etwas über den Charakter des tieferen quartären Untergrundes aussagen (GRUBE 1979). Für die Rekonstruktion der Tiefrrinnen sind vor allem zahlreiche Tiefbohrungen im Zusammenhang mit vornehmlich hydrogeologischen Fragestellungen bedeutsam, wobei allerdings die dabei gewonnenen Erkenntnisse insbesondere hinsichtlich der Form und des Verlaufs der Rinnen wesentlich von der Engmaschigkeit des Bohrnetzes abhängen.

Inzwischen ist bekannt, daß die Quartärbasis des Norddeutschen Tieflandes, bedingt durch die bis über -400 m NN ins Präquartär eingeschnittenen Rinnen, ein stark gegliedertes Relief aufweist. Die größte bisher festgestellte Quartärmächtigkeit ist in der "Reebelner Rinne" erbohrt worden und wird mit 502 m angegeben (WOLDSTEDT & DUPHORN 1974). Markant ist dabei, daß die Rinnen auf das Vereisungsgebiet beschränkt sind und den Fuß der Mittelgebirge nicht mehr erreichen (KUSTER & MEYER 1979).

Engmaschige Bohrraster ergaben, daß die tiefen Rinnen meist schmale, zum Teil aber auch beckenartig erweiterte Hohlformen von weniger als 500 m bis zu einigen km Breite sind, deren Rinnenflanken zum Teil extrem steile Neigungswinkel bis zu 70° (KUSTER & MEYER 1979) aufweisen können. Scharfe Richtungsänderungen im Rinnenverlauf sowie blind endende Rinnenäste sind mehrfach nachgewiesen worden. Im Längsprofil zeigen die Rinnen meist ein ungleichmäßiges Längsgefälle, wobei stellenweise stark übertiefte Hohlformen zwischengeschaltet sind. Für den Hamburger Raum lassen sich nach GRUBE (1979a und b) zwei Rinnentypen unterscheiden. Die tieferen Rinnen -- gemeint sind dabei "übertiefte Hohlformen" unter -100 m NN -- weisen oft ein v-förmiges Querprofil auf, während bei den weniger tiefen Rinnen bis etwa -80 m NN der u-förmige Charakter überwiegt.

Hinsichtlich der Rinnenfüllung bestehen die Liegendsedimente der meisten tieferen Rinnen aus glazifluvialen und glazilimnischen Sedimenten -- seltener Geschiebemergel -- der Elstervereisung. Zum Hangenden hin schließt sich oftmals der Lauenburger Ton an, der in tonig-schluffiger Fazies Mächtigkeiten bis 160 m erreichen kann (KUSTER & MEYER 1979) und nicht selten von Sedimenten des Holstein-Interglazials überlagert wird. In vielen bis - 200 m NN tiefen Rinnen können allerdings weder Lauenburger Ton

noch Holstein-interglaziale Sedimente sicher nachgewiesen werden.

In Schleswig-Holstein liefern die Arbeiten u.a. von JOHANNSEN (1960, 1964, 1971), JOHANNSEN & LÖHNERT (1971, 1974), JOHANNSEN & NACHTIGALL (1972) und HINSCH (1975, 1977a und b, 1979) nähere Erkenntnisse über die Anlage der tiefen Rinnen. Insbesondere JOHANNSEN (1960, 1971, 1972) vertritt in Übereinstimmung mit DITTMER (1956, 1957, 1958, 1959) die Auffassung, daß die Anlage und Entwicklung der tiefen Rinnen -- das gilt vor allem für den Bereich der Flensburger und Kieler Förde, aber auch für die Oxbekrinne, die innere Schlei sowie für die Erosions- und Exarationsformen in Ostholstein -- durch salinar-tektonische Einflüsse mitgesteuert wurde, wobei die Bewegungsrichtung der Eiszungen durch die Senkungszonen zwischen den Salinar-Strukturen beeinflusst wurde. Die zum Teil rinnenartig ausgebildeten Exarations-hohlformen verlaufen nämlich im Streichen solcher Senkungszonen in den Tiefenzonen selbst oder an den Flanken der salinaren Aufbrüche. Eine Ablenkung der Rinnen durch die Strukturzüge ist dabei häufig zu erkennen (vgl. JOHANNSEN & LÖHNERT 1971). Nach PICARD (1964, 1966, 1970) ist der Salzeinfluß während des gesamten Quartärs nicht zu leugnen.

Aus den Arbeiten von HINSCH (1975, 1977a und b, 1979: 175) zu den Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein geht nun allerdings hervor, daß die Tiefenlage und Mächtigkeit der tertiären Schichtglieder noch eine starke Abhängigkeit von der Salinartektonik in Form breit angelegter Tröge und Mulden zeigt, die dann aber an der Basis des Pleistozäns nicht mehr gegeben ist. Die Rinnen sind nicht nur erheblich schmaler und kürzer als die Tertiärmulden und -tröge, sie zeigen auch oft einen anderen Richtungsverlauf. Der Einfluß des Salzes scheint daher auf die Entstehung der Rinnen keine oder allenfalls nur eine sehr geringe Rolle zu spielen. Die Unabhängigkeit der glaziären Rinnen von den Salinarstrukturen hält HINSCH (1979: 176) auch darin angezeigt, daß einerseits im halokinetisch ruhigen Bereich der Westschleswig-Scholle ebenfalls Rinnen vorhanden sind und andererseits mitunter die Tieflagen des glaziären Pleistozäns sowohl über den Strukturtop, Scheitelgraben und über die sekundäre Randsenke von Salinaren hinwegziehen können. Auch nach SCHULZ (1967) wurden im mecklenburgischen Raum die bis zu 400 m mächtigen Quartärablagerungen sowohl in den Randsenken als auch unmittelbar auf den halokinetischen Strukturen erbohrt. RUPPERT & SCHNEIDER (1975) sehen in den mit Lauenburger Ton verfüllten Becken einen salinartektonischen Einfluß gegeben, wobei die Becken über den Salzstrukturen auf Subrosion zurückgeführt werden. Nach KUSTER &

MEYER (1979) ist der Einfluß der Salinare auf die niedersächsischen Rinnen nicht zu leugnen, eine generelle Abhängigkeit besteht jedoch nicht. Hinweise auf eine bis ins jüngste Quartär reichende Salzstock-Tektonik ergeben sich nach GRUBE (1979) durch die bis in die quartären Sedimente hinein verfolgbaren Verwerfungen, Klüfte und Spalten, die häufig in den Tagesaufschlüssen auf den Strukturen von Othmarschen, Elmshorn, Lägerdorf, Hemmoor und Lüneburg beobachtet werden können.

Für den schleswig-holsteinischen Raum nimmt HINSCH (1979) eine weitgehende Vernetzung der Rinnen untereinander an, wengleich vielerorts die Verbindungen zwischen größeren zusammenhängenden Rinnensystemen nur vermutet werden. Das gilt beispielsweise auch für die Rinnen südlich der Angelner Schwelle. Nach HINSCH (1979) können Verbindungsrinnen angenommen werden:

1. zwischen Innenschlei-Rinne und dem Heide-Husumer Rinnensystem.
2. zwischen Innenschlei- und Eckernförder Tiefrinne und
3. zwischen Innenschlei- und Süderbraruper-Tiefrinne (= Tiefrinne zwischen Steruper Salinar und Lindau/ Mittelschlei).

Als gesichert verzeichnet HINSCH (1977) die nahezu Nord-Süd verlaufende Böklunder Tiefrinne zwischen Böklund und Innenschlei. Neuere Untersuchungsergebnisse lassen darüber hinaus weitere Tiefritten bei Idstedt und Süderfahrenstedt erwarten (früher mündl. Mitteilung von NACHTIGALL). Hinweise dafür sind auch mit der 1984 niedergebrachten Tiefbohrung bei Neubehrend gegeben, bei der eine Quartärmächtigkeit von 210 m ermittelt werden konnte.

Wichtiges Merkmal der Vernetzung zu einem verbundenen System scheint dabei die Verbreitung des Lauenburger Tons zu sein, der sich weitestgehend nur in den Rinnen abgelagert hat. Die Rinnen im Raum zwischen Elbemündung, Heide, Rendsburg, Preetz, Lauenburg und Wedel lassen sich auf diese Weise verbinden (vgl. HINSCH 1979). Das gilt jedoch nicht für die Rinnen südlich der Angelner Schwelle.

Bezüglich der Entstehung und damit auch Ausformung der tiefen Rinnen bestehen unterschiedliche Ansichten. Nach GRUBE & EHLERS (1975) und GRUBE (1979) weist die Dominanz elsterzeitlicher Schmelzwassersedimente in den tieferen Rinnen auf Erosion durch gespannte subglaziale Schmelzwässer hin. Auch KUSTER & MEYER (1979) heben ebenso wie VON BÜLOW (1967) subglaziofluviale Erosion durch Schmelzwässer hervor, während KOCH (1924), WOLDSTEDT (1952), EISSMANN (1975), GRIPP (1975) und LIEDTKE (1981a und b) u.a. der Exaration

durch Gletschereis die Hauptarbeit zuschreiben. Für die u-förmig ausgebildeten und überwiegend mit Geschiebemergel verfüllten flacheren Rinnen (bis -80 m NN) des Hamburger Raumes nimmt GRUBE (1979) jedoch auch einen hohen Anteil exarativer Formung an. JOHANNSEN & LÖHNERT (1974) sowie HINSCH (1979) gehen davon aus, daß die Entstehung der schleswig-holsteinischen Tiefrinnen auf Exaration durch Gletschereis in Kombination mit subglazialer Schmelzwassererosion zurückzuführen ist.

Tektonische Einflüsse, wie sie schon GOTTSCHKE (1897, 1901) für das Hamburger Elbegebiet annahm, machte WOLF (1939) für die Eidermündung, Kieler und Flensburger Förde geltend. VIETE (1961) beschrieb ähnliche Zusammenhänge aus der Lausitz. PALUSKA (1976) glaubt Beweise für den tektonischen Einfluß auf die Rinnenbildung im Bereich des Lauenburg-Holstein-Seengebietes nachweisen zu können. Diese werden allerdings von zahlreichen Bearbeitern als nicht stichhaltig abgelehnt (vgl. KUSTER & MEYER 1979).

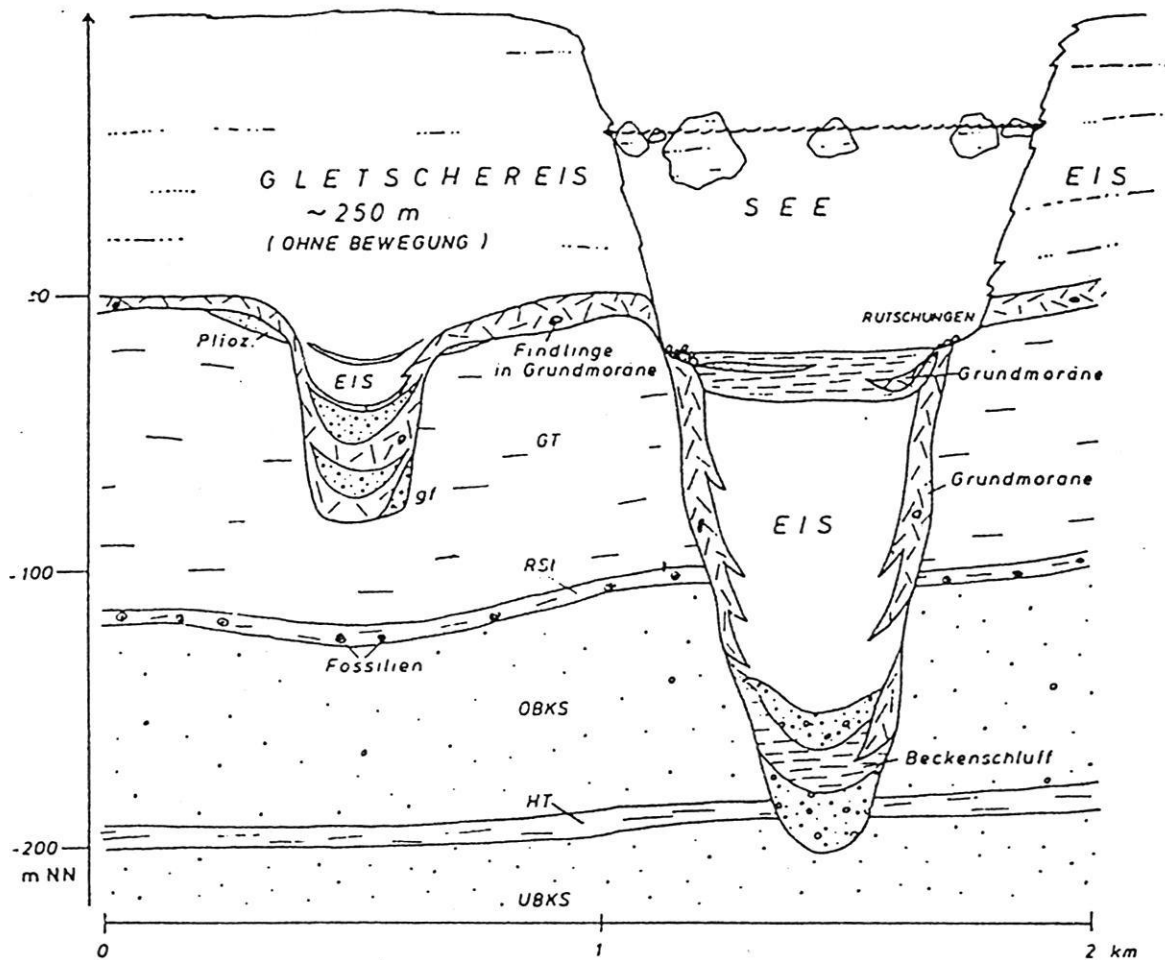


Abb. 8 Während der Elster Kaltzeit gebildete subglaziale übertiefe Täler: Exaration in den flacheren Hohlformen, Schmelzwassererosion und "melt out till" in den tieferen Rinnen. Bildung von Seen und Flüssen in der Toteisphase der Elstergletscher. Ablagerung von supraglazialen und glazilimischen Sedimenten mit Einschaltungen von glazifluvialen Bänken, nach F.GRUBE (1979).

Fig. 8 Subglacial channels of Elsterian age: Exaration in flat depressions, glaciofluvial erosion and "melt-out-till" in deep channels. Development of lakes and rivers during the dead ice of elsterian glaciers. Deposition of supraglacial and glazilimic sediments interbedded by glaciofluvial material, after F. GRUBE (1979).

Die früheste Anlage der tiefen Rinnen dürfte im allgemeinen mit der Elstervereisung zusammenfallen, denn vielfach bilden elsterzeitliche Sedimente das Liegende der Rinnenfüllung. Für den niedersächsischen Raum wird das elsterzeitliche Alter der tieferen Rinnenfüllungen durch Geschiebezählungen gestützt (KUSTER & MEYER, 1979). Sofern Lauenburger Ton und interglaziale Holstein-Sedimente mit angetroffen werden, wird eine mindestens elsterzeitliche Entstehung als sicher angenommen (vgl. Abb. 8). Nach WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) bilden in Nordwestdeutschland die plio-pleistozänen Kaolinsande und in Nordostdeutschland die Loosener Kiese die jüngsten von den Rinnen angeschnittenen Sedimente, womit die Entstehung der Rinnen auf das Altpleistozän beschränkt bleibt. Für den schleswig-holsteinischen Raum nimmt JOHANNSEN (1960) allerdings bei einigen Rinnen bereits eine primäre (prä-pleistozäne) Einmündung an.

Ungeklärt bleibt nach wie vor die Frage der enormen Übertiefung während der Elster-Eiszeit. Gründe dafür könnten mit der elstereiszeitlichen Bewegungsrichtung des Eises (KUSTER & MEYER 1979), mit der Art der Gletscherbewegung (LOUIS 1952, PILLEWITZER 1969) oder mit ungewöhnlich hohem Schmelzwasseranfall (EISSMANN 1967, 1975) zusammenhängen. LIEDTKE (1981) hält eine Exaration bis unter den Dauerfrostboden oder auch eine kräftige Regeneration eines längere Zeit stagnierenden Eises über geschwundenem Dauerfrostboden für denkbar.

Die tiefen Rinnen sind als Oberflächenformen heute nicht mehr erkennbar, weil sie mit ältesten pleistozänen Sedimenten weitgehend verfüllt worden sind. Die nachfolgenden Inlandeismassen der Saale- und Weichsel-Vereisung schufen ein neues Relief, wobei die damit einhergehende Rinnenbildung offenbar nicht mehr derartig große Übertiefungen wie noch zur Elster-Eiszeit erreichte. Auch wenn die älter angelegten Rinnen zum Teil wieder als Leitlinien der Gletscherbewegung benutzt wurden, so zeigen vor allem die jüngsten weichselzeitlich geformten Rinnen in Schleswig-Holstein oftmals einen vollkommen anderen Verlauf als die Strukturen des tieferen quartären Untergrundes.

2.2.2. Jungpleistozäne glaziale Rinnen (Tunneltäler?)

Einer der charakteristischen Bestandteile der Jungmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins sind die glazialen Rinnen, die sich vielfach von der Ostseesenke aus in ± südwestwärtiger Richtung bis weit in das Jungmoränengebiet hinein erstrecken und erst am Außensaum der Weichsel-

Vereisung an Deutlichkeit verlieren oder hier ganz aussetzen.

USSING (1903, 1907, 1913) verwendete den Begriff "fjorddale", seit er entdeckte, daß die höchsten Punkte der halbkegelförmig ausgebildeten Sander jeweils am distalen Ende der Fördentäler ansetzen. Später führte dann MADSEN (1921) den Begriff "Tunneltal" für solche Talungen ein, deren Entstehung auf subglaziale Erosion zurückzuführen ist. In der deutschsprachigen Literatur werden aber auch oft die Begriffe "Rinntal" und "Subglaziale Schmelzwasserrinne" verwendet.

Der Begriff Tunneltal im Sinne von MADSEN (1921) umfaßt eine Reihe morphologischer Formenelemente: die zwischen 500 m und bis zu 5 km breiten Rinnen können mehrere 10er km Längserstreckung aufweisen, wobei sie in der Regel ± parallel zueinander und etwa senkrecht auf einen Eisrand zulaufen. Die Haupttrichtung der großen Tunneltäler ist in Jütland und auch in Schleswig-Holstein NE - SW, bzw. E - W, im Oder-Neiße-Gebiet eher N-S und weiter östlich dann stärker NW - SE gerichtet. Der Verlauf ist allerdings nicht immer gradlinig, sondern streckenweise stark gewunden. Teilweise werden auch querende Hindernisse -- meistens handelt es sich dabei um Endmoränenzüge -- durchbrochen, oder die Rinnen verlaufen seitlich versetzt weiter (vgl. NORDMANN 1959). Mitunter kreuzen sich auch die Rinnen, wie es häufig im mecklenburgischen und brandenburgischen Raum zu beobachten ist, oder sie sind fiederartig gegeneinander versetzt, ohne untereinander verbunden zu sein (vgl. LIEDTKE 1981a).

Im Gegensatz zu den sonst ähnlichen Flußtäälern weisen sie kein gleichsinniges Längsgefälle auf, sondern sind vielfach durch Schwellen und Becken gegliedert, wobei die Becken oftmals von Seen unterschiedlichen Verlandungsgrades erfüllt sind und gegenüber dem allgemeinen Talniveau erheblich übertieft sein können. Unterschiedliche Höhengenniveaus einzelner Rinnenseen wie etwa im Gamengrund im Berliner Raum (vgl. KAISER 1972) sind dabei häufig anzutreffen. Innerhalb der Rinne können lokal wechselnde, d.h. gegenläufige Gefällsverhältnisse auftreten, so daß die Flüsse den Rinnen nur streckenweise folgen, bis sie an geeigneter Stelle einen seitlichen Abfluß ins Umland finden.

Im Jungmoränengebiet sind die glazialen Rinnen zweifellos am besten erhalten, in den Altmoränengebieten dagegen weitgehend durch jüngere Ablagerungen überdeckt worden, wobei die interglazialen limnischen und terrestrischen Bildungen und die periglaziären Abtragungs- und Formungsprozesse der Weichseleiszeit wesentlich zur Einebnung der Rinnen beigetragen haben dürften (vgl. LIEDTKE 1981a).

und b). Da sich die Rinnen in der Regel bis zu den äußeren Endmoränen der Weichselvereisung morphologisch gut verfolgen lassen, fällt für GALON (1965) die weichselzeitliche Maximalausdehnung häufig mit dem distalen Ende der Tunneltäler zusammen.

Über die Entstehung der glazialen Rinnen gibt es bis in die jüngste Zeit hinein kontroverse Ansichten. USSING (1903, 1907) und nachfolgend auch WOLDSTEDT (1913, 1923) und MADSEN (1921) vertraten die Auffassung, daß die Bildung der am Ende der Tunneltäler hoch ansetzenden Sander

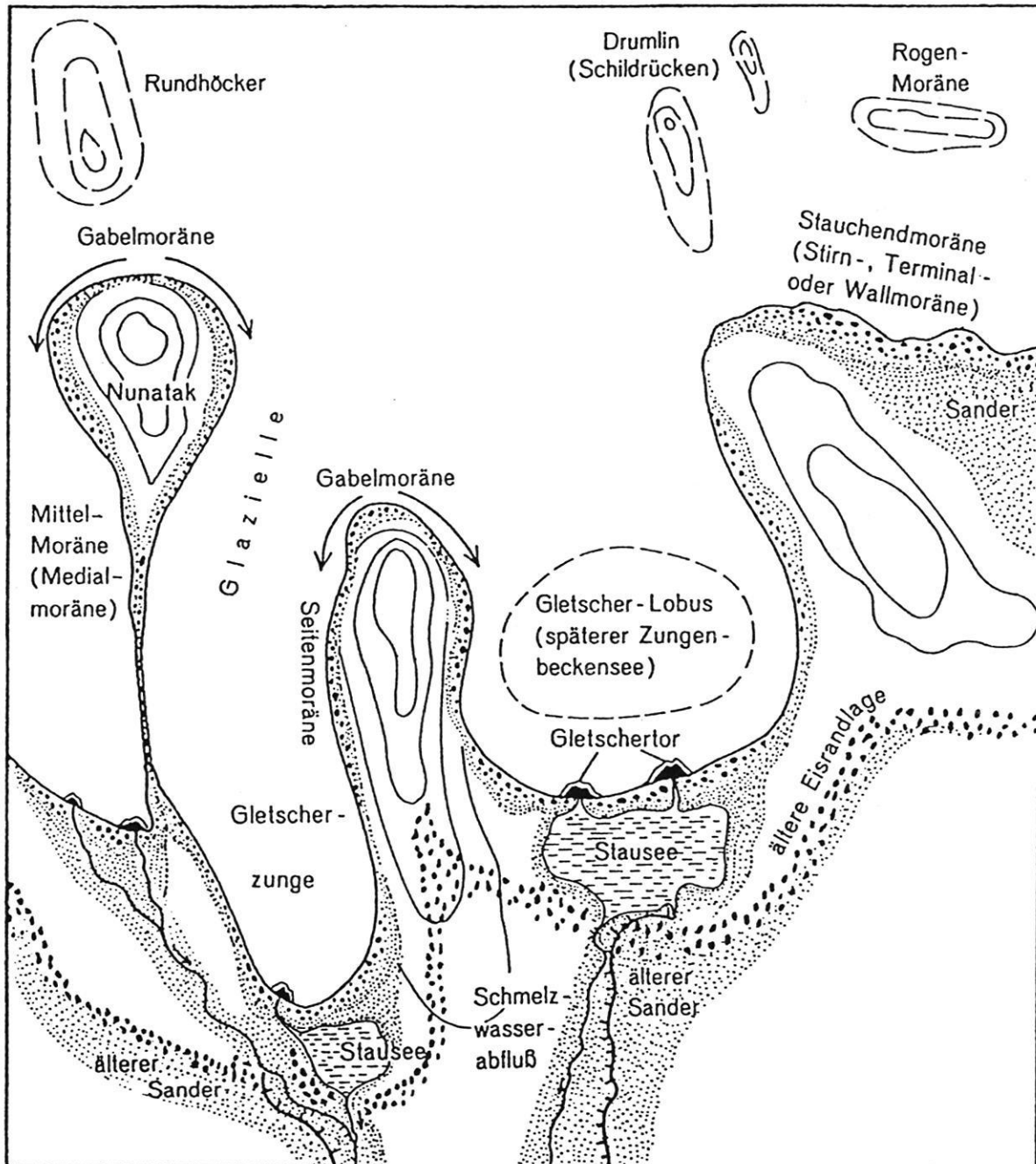


Abb. 9 Glaziale Formenelemente im Randbereich eines Inlandeises, nach F. GRUBE (1979).

Fig. 9 Glacial features at the ice sheet margin, after F. GRUBE (1979).

kegel nur über subglaziale und unter hydrostatischem Druck fließende Schmelzwässer erklärt werden kann, die gelegentlich auch bergauf fließen können.

KOZARSKI (1966/67) hebt dabei hervor, daß die Rinnen zum Teil einen stark gewundenen Verlauf haben und nicht nur mehr oder weniger parallel zueinander dem Eisrand zustreben, sondern es bildet sich ein ganzes Netz von Rinnen aus. Einige konvergieren dabei am Eisrand und treten gemeinsam aus einem Gletschertor aus, und andere werden zu Hauptsammeladern der Schmelzwässer, die dann an Kerben zwischen den Eisloben ins Vorland treten.

GRIPP (1964) hat ein Modell der Tunneltal-Entstehung vorgestellt, wonach die Schmelzwässer über Spalten und Gletscherorgeln in das Eis und schließlich auf den Grund des Eises gelangen, wo sie dann als untereislich mäandrierender Fluß ein Tal erzeugen, indem die Schmelzwässer infolge auftretender Düsenwirkungen durch Verengungen des Eistunnels erodieren und dabei auch gröberes Material mitreißen und aufwärts bis vor das Gletschertor transportieren können. Die nicht von Schmelzwässern durchflossenen Teile des Tales werden dann allerdings wieder vom Gletschereis eingenommen. Die Hauptarbeit bei der Ausbildung eines Tunneltales liegt also in der subglazialen Erosion unter Beteiligung des Druckfließens der Schmelzwässer. Auch WRIGHT (1973) hält ein Druckfließen unter dem Eis für durchaus wahrscheinlich. Bereits bei einer Eisdicke ab 150 m ist es nach SUGDEN & JOHN (1976) möglich, daß die gebildeten Tunnel durch Wasserdruck offengehalten werden können. Auch WOLDSTEDT & DUPHORN (1974: 32) führen die Bildung von Rinnenseen auf die Erosion der subglazialen, örtlich unter hohem artesischen Druck stehenden Schmelzwässer zurück. PASIERBSKI (1979) sieht ein Indiz für die subglaziale Erosion vor allem in der oft nur geringen Breite, der großen Tiefe und in dem gewundenen Verlauf der Rinnentäler. KUSTER & MEYER (1979) und auch GRUBE (1979) sprechen der subglaziofluvialen Erosion dann die Hauptarbeit zu, wenn die Rinnenfüllungen vornehmlich aus Schmelzwassersedimenten bestehen.

Aufgrund neuer Erkenntnisse änderte WOLDSTEDT (1952) seine Auffassung über die Entstehung der Rinnen grundlegend. Ausgehend von der Tatsache, daß sich die Rinnentäler zum Eisrand hin normalerweise verjüngen, der Schmelzwasserstrom in unmittelbarer Eisrandnähe jedoch am größten und damit auch die erosive Formung am intensivsten ist, müßten die Rinnentäler hier doch breiter und tiefer sein, was jedoch nicht der Fall ist. Unter Einbeziehung der von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) für den Alpenraum gewonnenen Erkenntnisse erklärt WOLDSTEDT die Ausformung der Rinnen Norddeutschlands nunmehr als Folge

der exarativ wirkenden Kraft des Gletschereises. Das für subglaziale Erosion oftmals herangezogene Argument der steil geböschten Rinneneinfassungen erklärt er damit, daß bei der graphischen Darstellung häufig ein überhöhter Maßstab gewählt wurde, der steile Hangneigungen nur vortäuscht (vgl. auch LIEDTKE 1981a). Den Gegensatz zwischen der formenden Wirkung durch Gletschererosion und dem offensichtlichen Austreten der subglazialen Schmelzwässer an den Rinnenenden löst WOLDSTEDT (1952) folgendermaßen: durch das Vorstoßen des Gletschers wird eine Rinne ausgeschürft, die damit eine Tiefenlinie darstellt, in der sich das Wasser sammelt. Das Rückschmelzen des Gletschers erfolgt im Bereich der Rinne am schnellsten, weil hier das relativ wärmere Schmelzwasser im direkten Kontakt mit dem Eis steht und somit den Rückschmelzprozeß fördert. Aus den ehemaligen Vorstoßzonen werden nun Kerben, in denen sich dann Kegelsander aufbauen.

HANSEN (1971) konnte für Dänemark und Norddeutschland nachweisen, daß sich die höchsten Punkte der Sandkegel und die Enden der Tunneltäler nicht immer in übereinstimmender Lage befinden. Darüber hinaus bedecken auch Saumsander das Vorland der Endmoränen, so daß die Ablagerung von Schmelzwassersedimenten keinesfalls nur an die Rinnenenden gebunden zu sein braucht (vgl. LIEDTKE 1981a).

GRIPP (1975:46) hebt für die Entstehung der "Tunneltäler" ("Zungenbecken-Reihen") das lokale Vordringen einer kleinen Eiszunge hervor, wobei sie -- nur dem Schwerkraft-Gefälle folgend -- kleine Zungenbecken ausschürft. Das Vordringen wird am ehesten dort möglich, wo ein in- oder subglazialer Bach die Stauchmoränen abgetragen hat, so daß ein hemmendes Widerlager fehlt. Derartige exarativ wirkende Gletscherzungenbewegungen bezeichnet GRIPP (1975) als "Glazielle". Die Entstehung der Tunneltäler wird offenbar nunmehr im Gegensatz zu der früher vertretenen Auffassung (GRIPP 1964) als exarative Ausformung von Zungenbecken-Reihen aufgrund vorstoßender kleiner Gletscherzungen gedeutet. Dementsprechend verdanken beispielsweise der Ratzeburger See sowie Haddebyer und Selker Noor bei Schleswig ihre Entstehung jenen Vorgängen. Auch GRUBE (1979) deutet die Genese des kleinen subglazialen Tales östlich von Oldeslohe als exarativ ausgehobelte Hohlform im Sinne einer "Glazielle" (vgl. Abb. 9). Je nach Intensität der Erosionsleistung kann für die glazial übertieften Täler eine Entwicklungsreihe vom Tunneltal über Glazielle und Rinne bis zum Fjord aufgestellt werden.

Für die Tunneltäler im dänischen Raum nimmt SJÖRRING (1979) an, daß die Täler innerhalb der Harder'schen (D-Randlage) und der älteren Ussing'schen (C-Randlage) Eis-

randlagen glazial übertieft worden sind, wenngleich die älteren Rinnen ursprünglich durch proglaziale bzw. präglaziale aquatische Erosion angelegt sein sollen.

Hinweise auf glazial-erosive Tätigkeit des Gletschereises lassen sich neben der morphologischen Form auch aus den Rinnenfüllungen und der Lagerung der Sedimente ableiten. Können Stauchungen am Boden oder am Rande der Rinnen festgestellt werden, deren Ursache glazigen bedingt ist, muß der Gletschererosion eine wesentliche Rolle zuerkannt werden. Auch das häufige Auftreten von Grundmoräne läßt eine hohe Beteiligung des schürfenden Eises an der Ausformung erwarten (vgl. GRUBE 1979; LIEDTKE 1981a).

In einer kritischen Abwägung der Argumente für eine subglazifluviale Erosion bzw. für eine Exaration durch Gletschereis kommt LIEDTKE (1981a) zu der Auffassung, daß beide Wirkungsweisen an der Bildung der glazialen Rinnen beteiligt sind, jedoch der Exaration immer die Hauptarbeit zugemessen werden muß.

Eine völlig andere Theorie geht auf BERTHELSEN (1972) zurück, der davon ausgeht, daß durch die Auflast des Eises ein isostatisch bedingter Materialtransport aus dem Bereich unter dem Eise zum Eisrand erzwungen wird, wobei ein eisrandparalleler Wulst entsteht, auf den das vorrückende Eis auffließt. Die hoch austretenden Schmelzwässer erodieren dann subaerische Täler ins Vorland, die beim weiteren Vorrücken des Eises überfahren und durch selektive Erosion überprägt werden.

HORMANN (1969) vertritt die Auffassung, daß in Schleswig-Holstein keine Tunneltäler nachgewiesen werden können. Vielmehr sind die vorhandenen Rinnen durch subaerisch abfließende Schmelzwässer über Toteisplatten entstanden, indem sie sich schrittweise in die Sanderflächen eingeschnitten haben. Die Rinnen treten dabei in der Regel als Kastentäler in Erscheinung. Ähnliche Ansichten vertritt auch MARCUSSEN (1977) für den Dänischen Raum. Beide Theorien sind allerdings nicht unumstritten geblieben, u.a. konnten GRUBE (1969) und HOMCI (1974) im Raum Rahlstedt-Meiendorf sowie STEPHAN & MENKE (1977) anhand von Bohrbefunden für den Bordesholmer Raum bis zum Einfelder See hin durch subglaziale Schmelzwässer erodierte jungpleistozäne Rinnen (Tunneltäler) nachweisen.

Nach GRIPP (1954, 1964) können in Schleswig-Holstein mehrere Tunneltäler ausgewiesen werden, die entweder unverformt sind oder nur unbedeutende nachträgliche Überprägungen aufweisen, sich jedoch deutlich von Zungenbecken abheben. Zu den nicht oder nur gering von Eiszungen umgeformten Tunneltälern zählen nach GRIPP (1954, 1964) der

Langsee und Idstedter See. Als vom Eis erweiterte ehemalige Tunneltäler gelten nach GRIPP (1964):

1. die Schlei östlich von Missunde und um Lindaunis und die
2. Kieler Förde zwischen Düsterbrook und Dietrichsdorf.

Die Große Breite der Innenschlei und andere Schlei-Teile sowie die Täler der Wellspanger Au, Boholzer Au und Oxbek werden als reine Zungenbecken bzw. eisrandparallele Zungenbeckenreste angesehen.

2.2.3. Allgemeine Erläuterungen zur Genese von Osern (Esker)

Der Begriff "Os", in seiner zunächst allgemeinen und neutralen Bedeutung für "Bergrücken", stammt nach BRAMER (1963) aus dem Alt-Isländischen und findet bereits frühe Erwähnung in den Saggas der Edda. Als wissenschaftlicher Fachbegriff im Sinne eines besonderen Glazialphänomens taucht der Begriff erst in der von DESORS (1852, in VENETZ 1858) vorgenommenen vergleichenden Studie zum Phänomen der Erratika auf, wobei die Osar (auch: Ozars) von Upsala als langgestreckte Hügel aus geschichtetem Sand und Kies charakterisiert werden (vgl. KAISER 1990).

Im schwedischen Sprachraum verbindet man mit dem Begriff Ås (Plural: Åsar) einen Rücken, der sowohl aus Festgestein, Moränenmaterial oder aus Kiesen und Sanden aufgebaut sein kann. Im Sinne der engeren Bedeutung glazifluvial entstandener Kies- und Sandrücken hat sich deshalb der Begriff "Rullstensås" eingebürgert. Früheste Untersuchungen und Beschreibungen derartiger Rücken gehen dabei auf den schwedischen Geologen HOLST (1876) zurück.

In der anglo-amerikanischen Fachsprache wird der aus dem Irischen (Gälischen) stammende Begriff "Esker" verwendet. Nach FAIRBRIDGE (1968) taucht der Begriff erstmalig bei PAGE (1865) auf, der unter Esker langgestreckte, flachkämmige aus Kiesen bestehende Erdwälle versteht, deren Auftreten an große Flußtäler gebunden ist.

Im deutschen Sprachraum findet man insbesondere in der älteren Literatur auch noch den Ausdruck "Wallberg" (KLEBELSBERG 1948). Im allgemeinen wird jedoch der Begriff "Os" (Plural: Oser) verwendet, wobei allerdings BRAMER (1963) auf die fehlende Einheitlichkeit in der Benutzung des Wortes bezüglich des grammatischen Geschlechtes aufmerksam machte. Da es sich bei dem Wort "Os" um ein Lehnwort aus dem Isländischen handelt und

dort zu den Maskulina zählt, und im Schwedischen zur Gruppe der Utra (nicht sächliche Substantiva) gehört, sollte man im Deutschen den Begriff Os ausschließlich als maskulines Substantiv verwenden.

In ihrer äußeren Form erscheinen die Oser im Landschaftsbild meistens als langgestreckte und schmale, oftmals leicht gewundene, z.T. gratartige Rücken mit steilen Hängen, die sich über einige hundert Meter bis zu vielen Zehnern von Kilometern in einer meist gewundenen Form -- ähnlich einem Flußlauf -- erstrecken. Aus Schweden und Kanada sind sogar Längen von über 100 km bis zu 450 km bekannt (vgl. LIEDTKE 1981a). WAHNSCHAFFE (1909) verglich sie ihrer äußeren Form wegen mit Eisenbahndämmen. Oftmals setzen die Rücken zwischendurch aus, ihre Fortsetzung ist dann aber nach einiger Entfernung im Gelände wieder zu erkennen. Im Einzelfall können sich auch die Oszüge gabeln wie beispielsweise am Gjenner-Os in Nordschleswig (vgl. LOUIS & FISCHER 1979), dann spricht man im allgemeinen von Bi-Osern. Während die kleineren Formen bei einer Breite von maximal 50 - 100 m ihre Umgebung nur um wenige Meter bis zu 20 m überragen, können die größeren Oser aber auch bis zu 700 m breit und 50 - 70 m hoch sein (vgl. EMBLETON & KING 1975). Für den Munroe-Esker-Komplex in Nord-Ontario geben BANERJEE & MC DONALD (1975) eine maximale Breite von sogar 7 km an, wobei sich der Oszug zur Tiefe hin noch 225 m fortsetzt und lediglich 30 m aus seiner Umgebung herausragt. Charakteristisch sind aber auch die teilweise bis zu 35° geneigten Hänge bei nur geringen Kammbreiten. Sehr oft werden die Oser von Randsenken eingerahmt, in denen Restseen vorhanden sein können.

Meistens treten Oser in Verbindung mit erosiv geformten Rinnentalungen auf und verlaufen entweder in deren Tiefenlinie oder an den Flanken ± parallel zu ihnen. Sie zeigen damit ebenso wie der Verlauf der Rinnentalungen sowie die Anordnung der Gletscherschrammen die ehemalige Bewegungsrichtung des Eises an. In seltenen Fällen können sie jedoch auch quer zur Eisbewegung abgelagert worden sein.

Oser sind Aufschüttungsformen, die in unmittelbarer Nähe des aktiven Eisrandes gebildet worden sind (LIEDTKE 1981a). Sie bestehen aus Sanden, Kiesen und Geröllen, aber auch feinkörnigere Sedimente bis hin zu Tonen können am Aufbau mitbeteiligt sein. Das Material ist gut gerundet, sortiert und geschichtet und verrät damit den glaziofluvialen Ursprung. Nach WOLDSTEDT (1929) ist eine Abnahme der Korngrößen zum Distalteil des Oses festzustellen, so daß daraus die Schüttungsrichtung der Schmelzwassersedimente rekonstruiert werden kann. Auch WEISSE (1968) kann trotz der dominant auftretenden Sandfraktionen in den Osern öst-

lich von Glöwe eine Abnahme der Korngrößen zum Distalteil hin feststellen. Das Korngrößenspektrum hängt jedoch von den jeweils herrschenden Abflüßmengen der Schmelzwässer und vor allem auch von dem im Gletscher transportierten Ausgangsmaterial ab (vgl. BRAMER 1936). Während die Oser Skandinaviens oftmals hohe Anteile an groben Geröllen aufweisen, finden sich in vielen mecklenburgischen Osern wesentlich höhere Sandanteile.

Genetisch ist zwischen zwei verschiedenen Typen von Osern zu unterscheiden:

1. intramarginal gebildete Formen auf, in oder unter dem Eise (supraglazial, in(en)glazial, subglazial) und
2. marginal subaquatisch und subaquatisch-supraaquatisch gebildete Formen unmittelbar vor einer Eisfront (vgl. Tab. 2).

Für die Entstehung und den Aufbau von Osern sind zwei Abschnitte charakteristisch, nämlich zunächst die Phase des Aufbaus durch die Akkumulation von Schmelzwassersedimenten und danach die Phase des Zerfalls als Folge des Eisabbaus und der nachfolgend wirksamen periglaziären Prozesse. (vgl. auch GRIPP 1978).

Über die Entstehung der intramarginal gebildeten Oser herrschen in der Literatur unterschiedliche Auffassungen. Auf HOLST & UPHAM (1874) basiert die Theorie der supraglazialen Entstehung im Toteisgürtel eines Gletschers. Die Schmelzwässer schnitten sich in das Eis ein und schufen offene Eiskanäle, in denen die Sande und Kiese abgelagert wurden. KORN (1912) und TANNER (1932, 1937) vertreten die gleiche Auffassung, wobei TANNER jedoch ebenso wie vor ihm schon PHILIPP (1912) auch eine inglaziale Bildung für wahrscheinlich hält. FLINT (1928) und nachfolgend auch KLEBELSBERG (1948), SCHWARZBACH (1964), GRIPP (1964) und KAISER (1972) gehen jedoch davon aus, daß die weitaus meisten Oser als subglazial entstandene Formen zu deuten sind. BRAMER (1963) sieht eine spätere Erhaltung des Oses nur dann gegeben, wenn sie subglaziär abgelagert wurden, wobei der Begriff "subglaziär" nicht nur auf den Bereich unter dem Eis beschränkt ist, sondern auch Kanäle oder Spalten mit einschließt, die bis auf den Grund des Eises reichen. Nach WOLDSTEDT & DUPHORN (1974:33)

sind die Oser "als Ablagerungen subglaziärer Schmelzwässer in Eistunneln und -spalten aufzufassen". KELLER (1952) und HANSEN (1965) halten sowohl supraglaziale als auch subglaziale Entstehungen für denkbar. Besonders GRIPP (1964, 1978) vertritt die Auffassung, daß die Oser in subglazialen Eistunneln in noch bewegtem Eise aufgeschüttet wer-

1. Infra-marginal deposits	2. Marginal deposits	3. Extra-marginal deposits
1.1. Englacial supra-aquatic	2.1. Supra-aquatic	3.1. Supra-aquatic
1.1.1. Englacial eskers	2.1.1. Marginal kames	3.1.1. Glaciofluvial fans
1.2. Supraglacial subaerial supra-aquatic	2.1.2. Lateral terraces	3.1.2. Sandur plains
1.2.1. Subaerial eskers	2.2. Water level	3.1.3. Glaciofluvial river terraces
1.2.2. Supraglacial kame deltas	2.2.1. Marginal deltas	3.1.4. Indifferent valley trains
1.3. Subaerial supra-aquatic	2.3. Subaquatic	3.1.5. Residual deposits
1.3.1. Eskers	2.3.1. Subaquatic (De Geer) eskers	3.2. Water level
1.3.2. Kame fields	2.3.2. Subaquatic deltas	3.2.1. Extra-marginal deltas
1.4. Subglacial supra-aquatic	2.4. Supra-aquatic/subaquatic	3.2.2. Proximal deltas
1.4.1. Engorged eskers	2.4.1. Marginal eskers	3.3. Subaquatic
1.4.2. Subcircular eskers		3.3.1. Gravel ridges
1.5. Subglacial supra-aquatic/subaquatic		
1.5.1. Eskers		
1.5.2. Transverse eskers		
1.5.3. Esker nets		
1.5.4. Subglacial kames		
1.5.5. Lee-side ridges		
1.5.6. Valley side deposits		

Tab. 2 Klassifikation glaziofluvialer Ablagerungen in Schweden nach J. LUNDQVIST (1979, 1983).

Tab. 2 Classification of glaciofluvial deposits in Sweden, after J. LUNDQVIST (1979, 1983)

den. Das unter hydrostatischem Überdruck fließende Schmelzwasser sorgt dabei nicht nur für die Akkumulation der Sande, Kiese und Gerölle, sondern auch -- in Verbindung mit dem allgemeinen Schwund des Eises -- für den Abtrag des Tunneldaches, so daß später die subglazialen Tunnel zu subaerischen Eiskanälen werden, deren Verfüllung noch weiter anhält. Die z.T. hoch aufgeschütteten Sedimente belegen ein Druckfließen der Schmelzwässer, das nur in sehr mächtigem Eis zu erwarten ist. Im Toteisgürtel dürfte das Eis jedoch nicht mehr die erforderliche Mächtigkeit erreichen, so daß die Ablagerung in noch bewegtem Eis stattfindet (vgl. GRIPP 1978). Die Höhenschwankungen im Kammlinienverlauf des Oses deuten dabei auf wechselndes Druckfließen der Schmelzwässer hin. Setzt die Geröllzufuhr zwischenzeitlich ganz aus, entstehen hintereinander gestaffelte Os-Kuppen, die als Perl-Oser bezeichnet werden können (vgl. GRIPP 1978).

LIEDTKE (1981) hält jedoch die supraglaziale Entstehung von Osern in stagnierendem Eis für die häufigste Bildungsart. Seine Vorstellung geht davon aus, daß sich eine Schmelzwasserbahn in das unbewegte, stagnierende Eis wie ein Fluß eingeschnitten hat. Zwischen den blanken Eiswänden wurde dann eine gleichmäßig mächtige Sedimentschicht abgelagert, die sich nach dem endgültigen Niedertauen des Eises ohne nennenswerte Störungen dem Untergrund auflagerte.

LUNDQUIST (1989) hebt besonders hervor, daß die Oser

komplexe Gebilde darstellen, deren Entstehung stagnierendes Eis notwendig voraussetzt, wobei sich die Bildung sowohl in Eistunneln als auch in Spalten vollzieht.

Mit dem Ausschmelzen des Eises werden die Oser erst als morphologische Vollformen sichtbar. WOLDSTEDT (1929, 1961) geht davon aus, daß die Oser aus horizontal geschichteten Sanden und Kiesen mit Schräg- und Kreuzschichtung bestehen. Auch KELLER (1952) nimmt horizontale Schichtungen an, die aus dem Hang ins Freie streichen. Nach WAHNSCHAFFE (1890) fallen sie jedoch an den Hängen leicht ein, was auf nachträgliches Rutschen des Materials zurückzuführen ist.

Mit den Untersuchungen von HANSEN (1965) an dänischen Osern wird erstmals deutlich, daß der innere Schichtenaufbau differenzierter gestaltet und eine Trennung nach primärer Kernfüllung und sekundärem Hangschutt notwendig ist. Die meist horizontal gelagerten Schotter werden dabei als Alpha-Lagen (Os-Kern) und die an den Hängen steil einfallenden Schichten als Beta-Lagen bezeichnet. Allerdings vermutet er die einfallenden Schichten nur bei einer speziellen Sonderform, den Aufpressungs-Osern.

HOPPE (1953) hat bereits darauf hingewiesen, daß sich im Laufe der Herausbildung des Oses Eisleisten bzw. Eiskerne besonders in den Flanken der Oser mit einlagern, die erst später austauen und dann zu Schichtenstörungen beitragen. Auch PRICE (1973) führt die zum Teil fehlende Schichtung

und die oft starken Deformierungen der Schichtenverbände darauf zurück. Die von ROBISON (1983) durchgeführten Untersuchungen an den Osern von Karlaro (Laholm-Gebiet, SW-Schweden) bestätigen das hangabwärtige Einbiegen und Abrutschen der Schichtpakete in den Flankenbereichen der Oser als Folge des austauenden Eises. Bei kleineren Osern in Rödön (Jämtland, Schweden) konnte LUNDQVIST (1983, Fig. 100) Schichtenstörungen nachweisen, die auch den Kern des Oses erfaßt haben und mit dem Ausschmelzen des Eises an seinen Flanken erklärt werden.

GRIPP (1978) unterscheidet bei der Herausbildung von Geröll-Osern drei Zonen:

- Zone I: Os-Kern, der gleichsam den Rest des Primäroses ausmacht;
- Zone II: innere Hangschuttzone, die weitgehend ungestört auswärts einfällt und
- Zone III: äußere Hangschuttzone, dessen Lagerung durch Schwund des unterlagernden Eises gestört ist. Sie ist gleichzeitig die Zone des durch jüngere Sedimente verfüllten Os-Grabens (vgl. Abb. 10).

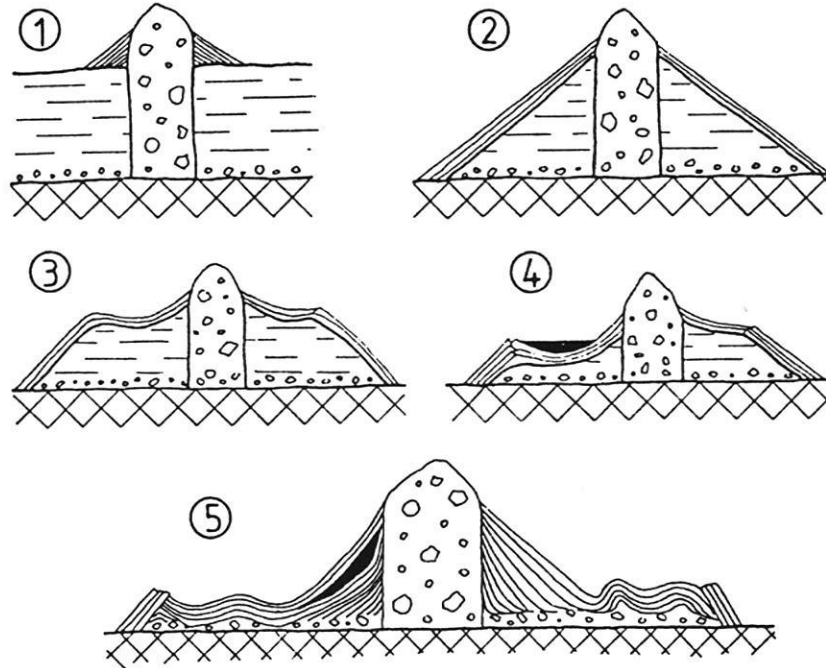


Abb. 10 Das Herauspräparieren des Oses: 1, 2 und 3 = Abbau der Füllung des Os-Kanals und Entstehen der Toteis-Leiste. Mit dem Niederschmelzen der Oberfläche des Eises gleitet Material seitlich abwärts und schützt beiderseits eine Toteisleiste für gewisse Zeit; 4 = Ausschmelzen der Toteis-Leiste. Auf dem breiten, unteren Teil der schwindenden Eis-Leiste entsteht ein zunehmend breiterer Absatz. Schutt vom Os und von der außen gelegenen Hangschutt-Decke gleitet in die Senke, die mit Wasser erfüllt ist und in der Feinsedimente abgelagert werden; 5 = Endzustand nach Schmelzen der Eis-Leiste. Die hangabwärts geneigten Schichtpakete sind durch Verbiegungen und Verwerfungen gestört, nach K.GRIPP (1978).

Fig. 10 The development of an esker: 1, 2 and 3 = collapse of the stream tunnel fill and formation of dead-ice lenses. As the surface ice melts, material slumps down the sides and preserves the ice lenses for a time. 4 = Melting of the dead-ice lenses. An increasingly broad deposit builds up on the wide lower part of the melting ice-lenses. Debris from the esker and the overlying talus slopes slides into the water-filled depression in which fine sediments are deposited. 5 = final state after melting of the ice lenses. The strata incline downslope and are disturbed by bending and faulting, after K. GRIPP (1978).

Beim Austauen der Toteisleisten treten die stärksten Schichtenstörungen auf, so daß sich in den Senken auch Stillwasserbereiche bilden können, in denen es dann zu Ablagerung von feinklastischen Sedimenten kommen kann (vgl.

Abb. 10:5). Eine etwas andere Entstehung ist mit den Aufpressungs-Osern verknüpft, denn sie enthalten einen meist keilartigen Kern aus Grundmoräne. Nach KORN (1909, 1912) sind sie in Toteispalten entstanden. Der Untergrund

wurde durch seitlichen Eisdruck aufgepreßt, so daß sich die vorher horizontal abgelagerten Sedimente steil stellten. KELLER (1954) und dann auch BRAMER (1961) erklären den Vorgang der Aufpressung durch vertikalen Druck von hangenden Eisschuttmassen auf den tauenden Untergrund in offenen Spalten. Es ist jedoch nach wie vor ungeklärt, ob die Aufpressungs-Oser durch aufsteigende Grundmoräne in basalen Spalten des Eises entstanden sind oder aber dicht oberhalb der Eisbasis der Tunnelboden eingedrückt wurde und das Eindringen von Grundmoräne in den Oskörper ermöglichte (vgl. GRIPP 1964, 1975). Aufpressungs-Oser sind morphologisch nicht von anderen Osern zu unterscheiden, denn das eingepreßte Material führt in der Regel nicht zu einer äußeren Verformung der Rücken. Diese Art Oser sind vor allem in Mecklenburg weit verbreitet. Aus Schleswig-Holstein ist bisher nur der von EGGERS (1929) beschriebene Wallberg von Cismar als Aufpressungs-Os bekannt.

Zur Gruppe der marginalen Schmelzwasserbildungen gehören die vor allem im schwedischen Sprachraum als "de Geer-Oser" (vgl. LUNDQVIST 1983, 1989) bezeichneten Oser.

Es sind subaquatisch entstandene Formen, die erstmals von DE GEER (1897) als solche erkannt und beschrieben worden sind. Sie wurden unmittelbar vor dem unter Wasser liegenden Gletschertor gebildet. Die Schüttung der Schmelzwasser erfolgte also in einen See hinein, wobei sich die Sedimente delta-artig absetzen konnten. Mit dem sukzessiven Rückzug der Eisfront bildeten sich dann jeweils neue Deltas heraus, so daß sich dann entweder langgestreckte mehr oder weniger zusammenhängende Os-Rücken oder aber auch isolierte und perlschnurartig aneinandergereihte einzelne Kuppen herausbilden konnten. In Anlehnung an BANERJEE & MCDONALD (1975) sowie RUST & ROMANELLI (1975) bezeichnet ROBISON (1983: 23) die isolierten Formen als "marginal subaqueous esker beads" und die zusammengesetzten Formen als "marginal subaqueous esker" (vgl. Abb. 11a und 11b).

Besonders charakteristisch für diesen Ostyp sind neben der Deltastruktur die Os-Zentren (vgl. DE GEER 1940). Sie bestehen aus oftmals sehr groben, gerundeten Geröllen, die von feineren, kiesigen Schichten überdeckt sind. Auch zum Dis-

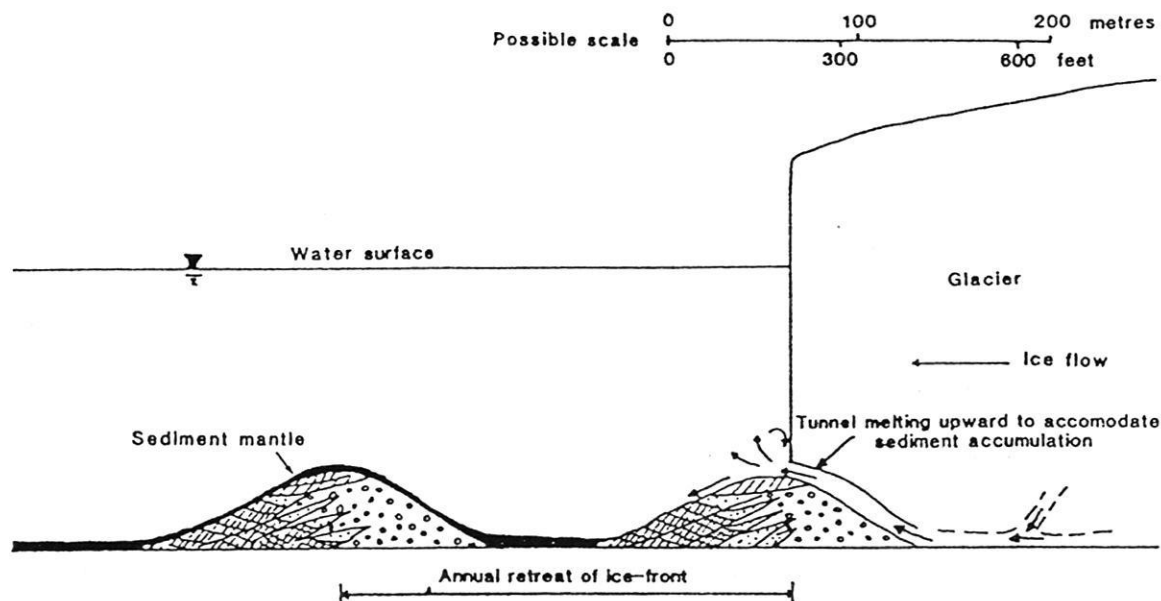


Abb. 11a Generalisiertes Modell zur Entstehung marginaler subaquatischer Oser – isolierte Kuppen ("esker beads") –; nach BANERJEE & MCDONALD (1975); aus J.M.ROBISON (1983).

Fig. 11a Generalized model for the development of marginal subaquatic eskers - isolated hillocks ("esker beads"), after BANERJEE & MCDONALD (1975), from: J.M. ROBISON (1983)

talteil hin wird das Material zunehmend feiner, wobei sich aufgrund der subaquatischen Ablagerungsbedingungen auch die Silte und Tone zu einzelnen Warven absetzen können. Da sie zusammen mit dem Oszentrum den Ablagerungszyklus eines Jahres repräsentieren, können relativ genaue Aussagen über den Rückzug des Eises gemacht werden. Nach

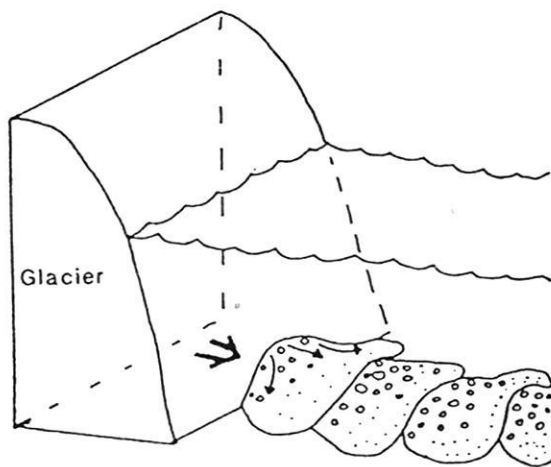


Abb. 11b Generalisiertes Modell zur Entstehung marginaler subaquatischer Oser -- zusammenhängende Kuppen --; nach RUST & ROMANELLI (1975); aus: J.M. ROBISON (1983).

Fig. 11b Generalized model of the development of marginal supaquatic eskers - connected hillocks, after RUST & ROMANELLI (1975), from J.M. ROBISON (1983).

LUNDQVIST (1983, 1988) ist die-ser Ostyp vor allem im Gebiet um und westlich von Stockholm anzutreffen. Weit-aus häufiger vertreten sind jedoch Oser polygenetischer Art, wobei die basalen Teile des Oses oftmals noch in Eistunneln oder Spalten entstanden sind und nur die oberen Teile sub-aquatisch vor einer Eisfront aufgebaut wurden (ERIKSSON 1960; ROBISON 1983). Nicht selten überlagern sich dabei mehrere Os-Zentren und bauen einen zusammenhängenden Oskörper auf (vgl. Abb. 12).

Oser vom De Geer-Typ sind in Schleswig-Holstein bisher nicht nachgewiesen worden. Intramarginal gebildete Formen wurden dagegen vielfach beschrieben, von denen nach GRIPP (1964: 238) jedoch nur 12 Oser ihre Bezeichnung zu-recht tragen. Genannt werden Oser folgender Lokalitäten:

- | | |
|----------------------|---------------------------------------|
| Ahrensburg-Meiendorf | Cismar |
| Dwerkatzen | Hamfelde i.Lbg. |
| Flintbek | Engelau |
| Lütjenburg | Ohe |
| Langwedel-Pohlsee | Bistensee |
| Arenholzer See. | Eidertal zw. Schulensee
u. Dazendo |

Innerhalb des Untersuchungsgebietes können insgesamt drei Oszüge nachgewiesen werden, von denen lediglich der Os westlich des Arenholzer Sees in dieser Liste aufgeführt wird. Wie die folgenden Untersuchungsbefunde aber zeigen werden, müssen die Formen bei Süderbrarup ebenfalls als Oser angesprochen werden.

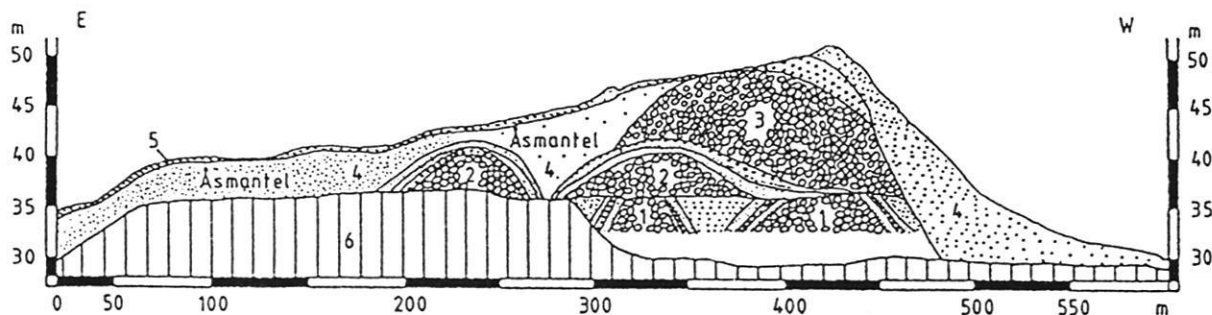


Abb. 12 Aufbau eines schwedischen mehrkernigen Osrückens aus der Stockholmer Region nach K.G. ERIKSSON (1960); 1 - 3 = drei aufeinanderfolgende Akkumulationszyklen: die jeweiligen Kernfüllungen bestehen überwiegend aus groben Geröllen (sommerliche Ablagerungen) und werden jeweils von feineren Sedimenten (winterliche Ablagerungen) überdeckt; 4 = Osmantel aus sekundär abgerutschtem Material; 5 = Oberboden; 6 = nicht aufgeschlossene Teile.

Fig. 12 Structure of a multiple-core esker ridge from the Stockholm area (Sweden) after K.G. ERIKSSON (1960); 1-3 = three successive accumulation cycles: each core fill consists largely of coarse gravel (summer deposits) and is covered by finer sediments (winter deposits); 4 = esker cover of secondarily shumped material; 5 = top soil; 6 = non-outcropping parts.

3. Untersuchungen im Arbeitsgebiet

3.1. Der Bereich der maximalen weichselzeitlichen Eisausdehnung (W1) zwischen Bollingstedt und Schuby

3.1.1. Bisherige Arbeiten

EGGERS (1934) befaßte sich im Rahmen der Eisrandlagen-Gliederung Angelns und Schwansens auch mit der Maximalausdehnung des weichselzeitlichen Inlandeises. Für den Bereich zwischen Arenholz und Jagel stellt er fest, daß die maximale Randlage in der Gegend von Schleswig nach Westen ausbuchtet. Man könne sie daran erkennen, daß sich das kuppig-unruhige, aus Sand, Kies und Geschiebemergel bestehende Relief gegenüber der einförmigen und weithin vermoorten Sanderebene abhebt. In den südlich von Idstedt bis zu maximal 60 m aufragenden und leicht nach Osten einbiegenden Formen sieht er die Jungmoränenlandschaft besonders deutlich heraustreten, wengleich sie offenbar nicht den Maximalrand repräsentieren. Er schreibt dazu (1934:11):

"Die Außenkante der kuppigen Landschaft ist jedoch hiervon unabhängig. Vom Arenholzer See, in dem sich eine bis zu 10 1/2 m übertiefte Rinne verbirgt, zieht sich die Grenze etwa 1 km westlich des Bahnhofes Schuby vorbei."

Diese äußere Grenze (Stadium von Dannewerk) läßt sich morphologisch mit allerdings wechselnder Deutlichkeit südwärts verfolgen. Aus seiner Kartenskizze (vgl. Abb. 3) geht hervor, daß der Maximalrand den Arenholzer See nicht mehr ganz einschließt. Vielmehr verläuft die Grenze durch den See und dann über Gammelund bis nach Bollingstedt.

Die im Rahmen der Preußischen Geologischen Landesaufnahme von HECK u.a. bearbeiteten geologischen Kartenblätter 1:25.000, Blätter Jübek und Schleswig, tangieren den westlichen Bereich des Arbeitsgebietes. HECK (1943a u. b) stellt dabei heraus, daß zeitlich vor Aufstauung der Endmoränen, die den morphologisch sichtbaren Rand der Weichselvereisung in diesem Raum bilden, ein früherer Eisvorstoß weiter nach Westen gereicht hat. Zu den Hinterlassenschaften des ersten Vorstoßes gehören:

1. die z. T. mächtige, kalkreiche und geschiebearme Grundmoräne um und westlich der Ortschaft Schuby
2. die drei Oser westlich Neukrug, am Arenholzer See und nördlich des Idstedter Sees und

3. die vorwiegend sandig-kiesigen Kuppen im Vorland der Endmoränen zwischen Schuby und Idstedt-Kirche.

Für die nordwestlich von Engbrück bei Büchholz angetroffenen Bändertone wird zumindest ein weichselzeitliches Alter angenommen. Gleichfalls jungglazialen Alters sind die weiter westlich unter Schmelzwassersanden anzutreffenden gebänderten Tonmergel bei Esperstoft und Silberstedt. Dagegen werden die z. T. aus Geschiebemergel bestehenden Höhenrücken bei Gammelund und Bollingstedt ebenso wie die das Bollingstedter Moor umkränzenden Rücken aufgrund geschiebekundlicher Untersuchungen von HESEMANN (1936) als warthezeitliche Bildungen gedeutet.

Der in der Bohrung aus dem Jahr 1898 am Bahnhof Jübek in 14 bis 17 m u. Gel. angetroffene Geschiebemergel wird von HECK (1943a) stratigraphisch zunächst nicht eingeordnet. Erst bei einer zweiten Bohrung aus dem Jahre 1948 wird der zwischen 11,80 m und 13,5 m u. Gel. erbohrte grünlich-graue, sehr magere Geschiebelehm als "altglaziale" Grundmoräne eingestuft (vgl. JOHANNSEN 1971).

Erst der zweite weichselzeitliche Eisvorstoß schuf nach HECK (1943a und b) die Stauchmoränen um Schleswig und zwischen dem Rethsee und Stolkerfeld, wobei sie sich morphologisch deutlich gegen das westliche Vorland absetzen. Mit ihnen sind vor allem große Blockpackungen verbunden, die sowohl in der Nähe des Bocksees und bei Holzkrug als auch weiter nördlich bei Stolkerfeld anzutreffen sind.

GRIPP (1954) befaßte sich in seiner Arbeit über die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs nicht explizit mit der Frage der maximalen weichselzeitlichen Eisausdehnung. Ihm ging es in erster Linie um das Auskartieren der morphologisch relevanten Eisrandlagen im Verlauf des zurückweichenden Eises und ihre Zuordnung zu den vier großen Eiszungen (Flensburger Förde-, Mittelangelnsche, Schlei- und Eckernförder Eiszunge). Anhand der Kartendarstellungen könnte man geneigt sein, die verzeichneten äußeren Eisrandlagen-Verläufe im Bereich des Arbeitsgebietes auch gleichzeitig als maximale westliche Grenze des Weichseleises anzunehmen. In seiner Hauptkarte zu den Eisrandlagen der jüngsten Vereisung verzeichnet GRIPP (1954) zwei parallel zueinander verlaufende Endmoränenzüge, die den Nordwestast der Innenschlei (Burgseerinne) bogenförmig von Dannewerk über den Ostrand von Hilsby, über das Gehege Pöhl bis etwa Königsweg/Paulihof umkränzen. Danach

verlaufen sie zunächst nordwärts, vereinigen sich bei Neuhörend und lassen sich dann über Behrend, Hoheluft und Fünfzehn bis nach Wellspang am Ostrand des Langsees verfolgen. Dieser z.T. zweifach gestaffelte Endmoränenzug bildet aber nur zwischen Dannewerk und Paulihof (Nordwest-Schleswig) den äußeren Rand des Weichseleises. Zwischen Königsweg und Lürschau verläuft dann ein dreifach gestaffelter Endmoränenzug nordwestwärts, der sich bei Lürschau zu einem Rücken vereinigt und bei Idstedt-Holzkrug dann in einem leichten Bogen nach Osten zum Langsee hin umbiegt. Zwischen Lürschau und Schuby ist der Eisrand also um gut 2 km nach Osten hin eingekerbt. Die den Idstedter See umgürtenden Randlagen enden noch vor der Landstraße von Schleswig Richtung Flensburg, die bei Stolkerfeld auf die Bundesstraße 76 trifft.

Entsprechend der Beikarte gehören die bisher genannten Randlagen zu den T-Randlagen des Pommerschen Stadiums. Demnach älter ist die Randlage nördlich des Idstedter Sees, die zwischen Idstedt-Westerfeld und Helligbek parallel zur Straße verläuft, dann scharf nach Südost umbiegt und über Stolkerfeld ± parallel zum Idstedter See verläuft, bei Schwenshöh aber wieder einen nördlich gerichteten Verlauf über Stolk und Böklund nimmt. Sie entspricht der S-Randlage im Sinne von GRIPP (1954), wobei allerdings offen bleibt, ob diese Randlage noch zu einer Vorstaffel des Pommerschen Stadiums zu zählen ist oder aber schon dem Frankfurter Stadium -- das entspräche den M-Moränen des südöstlichen Schleswig-Holstein im Sinne von GRIPP -- zugeordnet werden muß (vgl. Abb 4). Der Arenholzer See liegt bereits im westlichen Vorland der äußeren Endmoränenwälle der T-Randlage bzw. morphologischen Haupteisrandlage.

DÜCKER (1958) hält sich bei seiner Kartendarstellung zur Geologie im Deutschen Planungsatlas, Band Schleswig-Holstein, an die Vorlagen von GRIPP (1954) und hebt die Sanderfläche farblich gegen die weichselzeitliche Moränenlandschaft ab. Der weichselzeitliche Maximalrand reicht dabei über die verzeichneten Endmoränenlagen hinaus weiter westwärts. Ob der Arenholzer See bereits innerhalb dieser Grenze liegt, ist aus der Darstellung nicht ersichtlich. Die Moränenrücken bei Gammelund und Bollingstedt liegen aber sicher außerhalb der Grenzlinie. Nach DÜCKER (1958) bilden die I-Moränen hier den westlichen Rand der Weichselvereisung, wobei jedoch im Gegensatz zu GRIPP (1954) keine Altersgleichheit zwischen den gleichfarbig verzeichneten Randlagen hergestellt wird.

Unterschiedliche Auffassungen bestehen allerdings über die stratigraphische Zuordnung der im Norden an das Arbeitsgebiet grenzenden Randlage Klappholz-Stenderup-Süderschmedeby-Tarp: DÜCKER (1958) sieht in ihr eine ältere,

saalezeitliche Moräne, die das Jungmoränengebiet als Nuna-takker durchragt, während GRIPP (1954, 1964) sie als R-Randlage bezeichnet, die höchstwahrscheinlich zeitlich der M-Moräne Holsteins entspricht und damit weichselzeitlich einzuordnen ist.

WEISS (1958) befaßte sich im Rahmen seiner Arbeit über den Bau und die Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung im Norden Schleswig-Holsteins nur am Rande mit dem Verlauf des weichselzeitlichen Maximalrandes. Zunächst geht aus seinen Untersuchungen hervor, daß von den zwei Gletschertoren bei Idstedt und Lürschau, die jeweils an den Enden der Rinnenäste der Langseerinne ansetzen, die Schüttung der Schmelzwässer ins Vorland erfolgte. Das Lürschauer Gletschertor war dabei während des hochglazialen Maximalstandes in Funktion und schüttete einen schwer auszugliedernden Kegelsander auf. Das Idstedter Gletschertor dagegen wurde nach seinen Vorstellungen erst später aktiviert und blieb dann länger in Funktion. Der zugehörige Sander läßt sich bis ins Treene-Gebiet südlich Tarp verfolgen. Das von Nord nach Süd zwischen Sieverstedt und Engbrück verlaufende Tal der Bollingstedter Au hat sich erst nacheiszeitlich in einer Senke aus weichselzeitlichem Geschiebemergel ausgebildet, wobei der Durchbruch durch die Weichselmoräne bei Bollingstedt mit dem Tiefertauen eingeschlossenen Toteises in Verbindung gebracht wird.

Bezüglich der maximalen weichselzeitlichen Eisausdehnung schreibt WEISS (1958:41):

"Das eisbedeckte Gebiet reicht hier weiter nach Westen, als bisher angenommen. Bis etwa 1 km westlich des Arenholzer Sees ist die Sandoberfläche unruhig. Der über 5 m in den Sander eingesenkte Gammelunder See dürfte ein tiefgetauter Zungenbeckenrest sein. Das z.T. vom Idstedter Sander überschüttete und eingeebnete Moränengebiet zwischen Idstedtholzkrug, Gammelund..., Engbrück, Jalm ... ist nicht warthezeitlich, wie auf der geologischen Karte angegeben, sondern ältester Würmvorstoß."

Schwermineraluntersuchungen an dem Moränenmaterial stützen dabei seine Feststellungen. Darüber hinaus nimmt er an, daß vor Ausbildung des Idstedter Gletschertores bereits ein Zungenbecken zwischen Idstedtholzkrug und Gammelund existierte, das vermutlich gleichalt mit dem Lürschauer Gletschertor war. Später erfolgte dann die teilweise Verschüttung des Beckens vom Idstedter Gletschertor her.

Der westlich des Arenholzer Sees gelegene Höhenrücken wird von WEISS (1958) als Os gedeutet, während die von

HECK auskartierten Oser westlich Neukrug und nördlich des Idstedter Sees bereits als Endmoränenrücken angesehen werden.

KAISER (in BENNER & KAISER 1987) lehnt sich in seiner Kartendarstellung der Jungmoränenlandschaft des Schlei- und Eckernförde-Gebietes an die Arbeiten von DÜCKER (1958), GRIPP (1964) und WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) an, wenngleich die Grenze zwischen Moränengebiet ("Grundmoränenkomplexe") und vorgelagerter Sanderfläche (Flächensander, Rinnen- und Kegelsander) durch die ausmündenden Rinnenäste der Langseerinne sowie durch die Rinnen um Schleswig herum (Burgsee-, Busdorfer und Dannewerker Rinne) stärker gegliedert ist. Auch hier wird der Arenholzer See außerhalb der weichselzeitlichen Maximalrandlagen verzeichnet (vgl. Abb. 6).

3.1.2. Bohrungen im Außensaum der Weichselvereisung zwischen Schuby und Bollingstedt

Westlich der morphologisch markant aufragenden Endmoränenwälle der Weichselvereisung zwischen Idstedt und Schleswig/Schuby (T-Randlagen bzw. I-Moränen im Sinne von GRIPP 1964) wurden auf der Sanderfläche der von den Idstedter und Lürschauer Gletschertoren ausgehenden weichselzeitlichen Schmelzwasserschüttungen mehrere Sondierungsbohrungen mit Bohrtiefen zwischen 3 und 11 m durchgeführt, um den inneren Aufbau der aus der Sanderfläche herausragenden Vollformen und eine mögliche westwärtige Ausbreitung der weichselzeitlichen Grundmoräne zu ermitteln. Ergänzend dazu wurden zwei Kernbohrungen nach dem modifizierten Livingston-Verfahren (MERKT & STREIFF) im Arenholzer See (ARS 2) und im nordwestlich des Arenholzer Sees gelegenen Schilfgürtel (ARM) des Arenholzer Moores (vgl. Abb. 2) niedergebracht.

Die Bohrungen BN 1 u. 2 befinden sich auf der Nordseite des Arenholzer Sees, etwa 200 m nordnordöstlich (BN 1) bzw. 300 m ost-südöstlich (BN 2) der Straßenkreuzung innerhalb der Ortschaft Arenholz (vgl. Abb. 2). In beiden Sondierungen wurden bis 3 m unter Gelände helle geschichtete kiesige Sande sowie dünne Siltlagen ermittelt.

Der Nordrand des Arenholzer Sees wird von einzelnen runden und länglich-ovalen Kuppen eingerahmt, die den auf 18 m ü. NN liegenden Seespiegel des Arenholzer Sees um bis zu 9 m überragen, wobei besonders die Rücken östlich und westlich der Ortschaft Arenholz nord-südlich ausgerichtet sind und sich bereits nach wenigen hundert Metern in der Sanderfläche verlieren. Sie sind weitgehend aus Schmelz-

wassersanden aufgebaut. Mitunter können auch größere, dann aber meist gut gerundete Gerölle hinzutreten, wie aus einem kleinen Aufschluß am westlichen Ortsausgang von Arenholz hervorgeht. Einzelne kleinere Abbruchkanten an den steileren Hangseiten in Ufernähe zeigten ebenfalls ausschließlich sandiges Material mit nur wenigen größeren, zumeist gut gerundeten Kiesen. Geschiebelehm/-mergel konnte ebenso wenig festgestellt werden wie Großgeschiebe und Blockpackungen.

Flächenmäßig nehmen die z.T. isoliert auftretenden Kuppen und Rücken einen relativ kleinen Raum ein und sind ausschließlich auf den Norduferbereich des Arenholzer Sees zwischen der Bundesautobahn A7 von Hamburg nach Flensburg und der parallel etwa 1,5 km weiter östlich verlaufenden Bundesstraße 76 von Schleswig nach Flensburg anzutreffen. WEISS (1958) hielt die im Vorland der äußeren Endmoränen aufragenden flachen Kuppen für Reste von Moränen, die aus der Sanderfläche herausragen und die zum älteren Teil des Langseetunneltales gehörende Tieftaurinne des Arenholzer Sees randlich begleiten. Es erscheint jedoch plausibler, diese nur auf der Nordseite im Uferbereich des Arenholzer Sees anzutreffenden kuppigen Formen als Eiskontaktbildungen im Sinne von Kamehügeln bzw. Kamerücken (vgl. NIEWIAROWSKI 1963) zu deuten. Ihre Bildung in subaerischen Eiskanälen, -spalten und anderen Hohlformen zwischen aktiven und toten Eismassen erfolgte dabei in unmittelbarer Nähe der sich auflösenden Eisfront im Randbereich des noch von Eis erfüllten Arenholzer Sees. Die nahezu vollständig aus Silten, Sanden, Kiesen und wenigen, dann aber gut gerundeten, größeren Geröllen aufgebauten Formen sprechen für den fast ausschließlich glaziofluvialen Einfluß auf derartige Formungsvorgänge. Auch HECK (1943a) schließt aus der unruhig-kuppigen Sanderfläche im Vorland des Lürschauer Gletschertores, daß einzelne solcher Kuppen als Kamesbildungen betrachtet werden können. Eine eindeutige genetische Zuordnung, insbesondere hinsichtlich der Lagerung der Sedimente, kann jedoch wegen fehlender Aufschlüsse nicht gegeben werden.

Die Bohrungen BN 3, 4, 5, 6, 13, und 17 schließen sich auf der westlichen und südlichen Seite des Arenholzer Sees zwischen Arenholz und Schuby an (vgl. Abb. 2). Bei BN 3, 5, 6 und 13 wurde ein brauner bzw. graublauer Geschiebelehm bereits wenige Dezimeter unter der Oberfläche angetroffen. Lediglich in Bohrung BN 5 setzte der Geschiebelehm erst in 290 cm Tiefe ein. An der Basis der Sondierungen folgte ein gelber, kiesiger Sand. In BN 4 bei Hermannsort wurde bis 3 m Tiefe grober Kies erbohrt, während in der Sondierung BN 17 am Nordrand des Arenholzer Oszuges bis 5 m Tiefe gelber Mittelsand und nachfolgend erst grober Kies festzustellen war.

Alle 6 Sondierungen liegen westlich der Bundesautobahn A7 und zwischen 1 und 2,5 km westlich der äußeren I-Moränen (T-Randlage) im Sinne von GRIPP (1954, 1964). Die Bohrungen BN 3, 6 und 13 wurden entlang der Straße von Lürschau nach Hermannsort abgeteuft, so daß damit ein Ost-West-Profil gegeben ist, in dem selbst noch im westlichsten Punkt (BN 13) unmittelbar nördlich der Ortschaft Hermannsort oberflächennah Geschiebelehm ansteht. Er erreicht dabei Mächtigkeiten bis zu 162 cm (BN 6), dünnt jedoch nach Westen hin offenbar zunehmend aus (65 cm bei BN 13). Auch in der Bohrung BN 5 nordwestlich von Kroymannshöh konnte ab 290 cm unter Geländeoberkante Geschiebelehm erbohrt werden, ohne ihn jedoch ganz durchteuft zu haben.

In den obersten Dezimetern ist der Geschiebelehm durch Verwitterung meistens braun gefärbt, und erst zur Tiefe hin nimmt er eine blaugraue Farbe an, ist jedoch auch hier wie in den oberen Bereichen noch weitgehend entkalkt. Eine Korngrößenanalyse zur Matrixbestimmung aus der Bohrung BN 3 ergab 61,3% Sand, 27,2% Silt und 11,5% Tonanteil.

In Bohrung BN 4 ca. 500 m nordwestlich des Arenholzer Oszuges konnte kein Geschiebelehm nachgewiesen werden, dafür aber ein offensichtlich eng begrenztes Areal von ca. 100 m Durchmesser, in dem überwiegend grobe Sedimente (z.T. gut gerundete Gerölle und Blöcke) bis zur Oberfläche anstehen, die entweder auf durch Gletschereis abgelagertes Blockmaterial zurückgehen, wie es auch im Bereich der Idstedt-Schleswiger äußeren Endmoränenzüge mehrfach festzustellen ist (vgl. HECK 1943) oder aber Schmelzwasserbildungen sind und dann genetisch mit der Ausbildung des Arenholzer Oszuges zusammenhängen dürften (vgl. Kap. 3.1.4). Gegen eine Akkumulation im Rahmen der abfließenden Schmelzwässer des Lürschauer Außensanders spricht, daß das Material wesentlich gröber ist als die hier schon deutlich zum Mittelsand hin tendierenden Sandersedimente (vgl. WEISS 1958), was auch bereits aus der Bohrung BN 17 unmittelbar nördlich des Arenholzer Oszuges hervorgeht, denn hier enthalten die ersten 5 Bohrmeter überwiegend Schmelzwassersande der Mittelsandfraktion. Erst dann setzen Kiese ein, die möglicherweise schon zu den tieferen Teilen des angrenzenden Arenholzer Oszuges zu rechnen sind.

Unmittelbar westlich der alten Landstraße von Schleswig nach Flensburg zwischen Idstedt-Kirche und Stolkerfeld breitet sich der Idstedter Kegelsander aus. In einem etwa 1 km breiten Saum unmittelbar vor den Endmoränenwällen zwischen Lürschau und Idstedt sind mehrere flache Hohlformen in den Sander eingeschaltet, die zum Teil mit Wasser erfüllt sind oder kleine Niedermoorflächen bilden. Dazu gehört auch die etwas größere Hohlform des Büchmoores. Sie

liegt im wurzelnahen Sanderbereich des Idstedter Kegelsanders westlich von Idstedt-Westerfeld. An der Westseite des Moores ragen drei breit-ovale Rücken mehr als 3 m aus der Sanderfläche heraus. Zwei Bohrungen auf diesen Rücken (BN 7 und 15) sowie die Bohrung BN 14 am Nordrand des Büchmoores (vgl. Abb. 2) erschließen die Sedimentverhältnisse.

In den Bohrungen BN 7 und 15 wurden durchgehend Silt, Sand und Kies bis zu einer Tiefe von 550 cm erbohrt. Besonders im oberen, von der Bodenbildung übergriffenen Bohrmeter konnten dabei auch größere gerundete und kantige Gerölle festgestellt werden, die in den folgenden 150 cm nicht mehr auftreten. Das zumeist sandige Material läßt keine eindeutige Schichtung erkennen. Erst ab 250 cm Tiefe setzt dann eine markante Wechsellagerung der Sande und Kiese ein.

Da die mehr oder weniger deutlich miteinander verbundenen Rücken markant aus der fast ebenen Sanderfläche des Idstedter Außensanders herausragen und der innere Aufbau von Schmelzwassersedimenten bestimmt wird, liegt eine Entstehung der Formen im Kontakt mit dem stagnierenden Eis im Sinne von Kamesbildungen nahe. Denkbar wäre jedoch auch, daß die mehr flachschildartigen Rücken einen hochliegenden Rest einer ansonsten weitgehend erodierten bzw. übersanderten Moränenrandlage (Ablationsmoräne?) repräsentieren, wofür die offenbar nur dünne Auflage größeren Materials mit zahlreichen zumeist kantigen bis kanten-gerundeten Geschieben spricht.

In der Bohrung BN 14 konnten an der Basis ab 207 cm Tiefe Schmelzwassersande aus zumeist Mittelsanden und Kiesen erbohrt werden. Sie werden von relativ homogen erscheinenden Fein- bis Mittelsanden überlagert, in denen es zur Ausbildung eines mächtigen Ortsteinhorizontes gekommen ist. Die darüber lagernden gut sortierten Fein- bis Mittelsande -- im Rahmen der pedogenetischen Überprägung im Sinne eines Bleichhorizontes (A_0) grau gefärbt -- können als Flugsande interpretiert werden, die sich im Saumbereich des Büchmoores reliefnivellierend der Sanderfläche aufgesetzt haben, wobei unklar bleibt, ob die hier vielfach verbreitete tiefreichende Ortsteinbildung (vgl. HECK 1943a und b) noch in den Flugsanden oder bereits in den Sanderabsätzen ausgebildet ist. Mit Hilfe mehrerer Handgrabungen konnte die flächenmäßige Ausbreitung der Flugsanddecke ermittelt werden. Sie umsäumt in einem etwa 250 m breiten und 1 km langen Streifen den Nordrand des Büchmoores und setzt dann westlich der Bundesstraße 76 aus.

Weitere Flugsanddecken und vor allem kleinere Dünenbildungen können parallel zum Flußverlauf der Bollingstedter

Au südlich Engbrück ausgewiesen werden (vgl. HECK 1943a).

Bohrung BN 16 wurde in unmittelbarer Nähe der westlich von Gammelund gelegenen Teiche abgeteuft: der anstehende graubraune Geschiebelehm reicht bis 260 cm Tiefe und wird dann von kalkreichem, tonigen Silt (Beckensediment) abgelöst, der nicht mehr duchteuft wurde.

Der oberflächlich verwitterte und zur Tiefe hin grau werdende Geschiebelehm tritt in einem breiten von West nach Ost verlaufenden Streifen zwischen dem westlichen Ortsrand von Gammelund bis etwa 200 m östlich der Bundesautobahn A7 auf. Über die Ausbreitung der Beckensedimente besteht noch Unklarheit. Ähnliche Verhältnisse wie hier sind auch nördlich Gammelund bei Büchholz bekannt (HECK 1943a), wo insbesondere die kalkreichen Beckenabsätze abgebaut und zur Ziegelherstellung weiterverarbeitet wurden. HECK (1943a) stuft sie ebenso wie auch die westlich von Esperstoft unter Schmelzwassersanden lagernden Tonmergel als weichselzeitliche Beckensedimente ein.

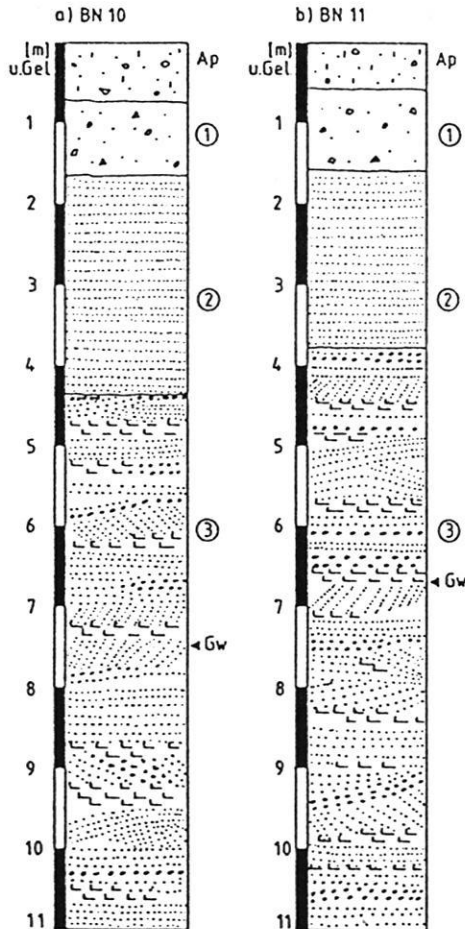


Abb. 13 Bohrprofile BN 10 und 11 am Bollingstedter Moor: 1= grobkiesiger, schwach lehmiger Sand, Steine bis 10 cm Durchmesser, 2= feinsandiger Mittelsand, 3= geschichtete Sande und Kiese, Ap= Oberboden, Gw= Grundwasser.

Fig. 13 drilling profiles BN 10 and 11 near Bollingstedt bog: 1= gravelly, loamy sand, pebbles up to 10 cm diameter, 2= sand, 3= stratified gravels and sand, Ap= upper part of soil, Gw= groundwater level.

Mit der Sondierung BN 8 am Nordwestrand des Staatsforstes Steinholz südlich Bollingstedt konnte ab 570 cm Tiefe graublauer Geschiebemergel unter weißgelben Sanden erbohrt werden. Die auflagernden Sande werden den Schmelzwassersanden des Idstedter Sanders zugeordnet. Der Geschiebemergel wird vermutlich der gleiche sein, der weiter nordöstlich flächendeckend in der von der Bollingstedter Au durchflossenen Senke zwischen Bollingstedt und Engbrück unter bis zu 6 m mächtigen Schmelzwassersanden auftritt (vgl. WEISS 1958).

Die Bohrungen BN 10 und 11 liegen auf den bis zu 30 m ü. NN aufragenden langgestreckten Rücken, die das Bollingstedter Moor kranzförmig eingrenzen und nur am Südrand des Moores einen etwa 200 m breiten Durchlaß zur Bollingstedter Au gewähren. Die Bohrprofile (vgl. Abb. 13) zeigen, daß die Rücken im Osten und Westen des Moores nahezu gleich aufgebaut sind. Unter einer Deckschicht aus kiesigen Sanden mit zahlreichen größeren Steinen – vielfach konnten Sma-land-Granite, aber auch Bottenmeer-Pophyre festgestellt werden – folgt in ca. 170 cm Tiefe eine relativ homogene, kiesfreie Schicht aus graugelben Fein- bis Mittelsanden, die bis in eine Tiefe von ca. 400 cm reicht und von geschichteten Kiesen und Sanden abgelöst wird. Aufschlüsse, die einen weitergehenden Einblick in die Lagerungsverhältnisse der Sedimente geben, waren nicht vorhanden.

Aufgrund der gesamt-morphologischen Situation muß hier angenommen werden, daß die das Bollingstedter Moor umkränzenden Wälle als Moränenrücken zu deuten sind, die vor einer kleinen, nach Süden vorgestoßenen Gletscherzunge abgelagert wurden. Das Bollingstedter Moor diente dabei als Zungenbecken. Die Entwässerung erfolgte über ein kleines Gletschertor nach Süden gegen die offenbar schon höher gelegenen Teile des Staatsforstes Schleswig-Steinholz, so daß die Schmelzwässer nach Westen abgedrängt wurden.

Eine Geschiebezählung von HESEMANN (1936) ergab bei

insgesamt 34 Leitgeschieben eine Verhältniszahl (HZ) von 2260 bei einem Anteil von 11% braunen Ostseeporphyrten. In dieser Geschiebeführung sieht er eine relativ gleichmäßige Verteilung der Ostbaltischen, Mittel- und Südschwedischen Geschiebegemeinschaft, die zusammen mit der hohen Beteiligung an braunen Ostseeporphyrten charakteristisch für warthezeitliche Moränen sein soll (HESEMANN 1935, 1936: 426), so daß er für die Höhenrücken ein warthezeitliches Alter annimmt. Diese stratigraphische Einstufung erscheint jedoch aus dreierlei Gründen problematisch:

1. Es kann noch im Vorland dieser mutmaßlichen Endmoränen flächig Grundmoräne nachgewiesen werden (vgl. u.a. BN 8), die nach WEISS (1958) einem frühen weichselzeitlichen Gletschervorstoß zugeordnet werden muß, der von Nordosten aus dem Verband der Mittelangelschen Eiszunge heraus erfolgte. Da nach GRIPP (1954) schon frühzeitig nach der weichselzeitlichen Maximalausdehnung des Inlandeises ein Abschnüren der Mittelangelschen Eiszunge einsetzte und erst nachfolgend die T-Randlage zur morphologischen Haupteisrandlage aufgestaucht wurde, deren äußerer Rand etwa 2 km weiter östlich verläuft, muß der kleine Gletschervorstoß in das heutige Bollingstedter Moor hinein noch vor diesem Ereignis stattgefunden haben. Eine Entstehung nach Ablagerung der blaugrauen Grundmoräne und vor Aufstauchung der morphologischen Haupteisrandlage ist demnach sehr wahrscheinlich.

2. Aufgrund der Verteilung und Zusammensetzung der Schwerminerale in den Moränen nimmt WEISS (1958) ein weichselzeitliches Alter an.

3. HESEMANN (1936) stützt sich bei seiner stratigraphischen Einstufung lediglich auf 2 Zählungen in diesem Raum (nördlich Engbrück und Esperstoffeld). Die Ergebnisse zeigen dabei keineswegs eine gleichmäßige Verteilung der drei relevanten Geschiebegruppen, sondern ein deutliches Übergewicht zugunsten der Südschwedischen Geschiebegruppe (>60 % Anteil), was für weichselzeitliche Moränen charakteristisch zu sein scheint (vgl. dazu Kap. 4.3).

Mit der Bohrung BN 9 südöstlich der Ortschaft Esperstoff wird bereits in einer Tiefe von 120 cm brauner, sandiger Geschiebelehm erfaßt, der ab 410 cm Tiefe zunehmend kalkiger, aber auch sandstreifiger wird. Zwei Korngrößenanalysen aus 400-420 cm (ESP 2.1) und 420-450 cm (ESP 2.2) Tiefe zeigen folgende Zusammensetzung:

ESP 2.1: 5% Kalkgehalt, 75,2% Sand, 16,5% Silt, 8,3% Ton.

ESP 2.2: 19% Kalkgehalt, 71,7% Sand, 23,3% Silt, 5% Ton.

HECK (1943a) hat an der gleichen Stelle den Geschiebemergel saalezeitlich eingestuft, der hier von weichselzeitlichen sandstreifigen Tonmergeln umgeben ist. Die Bohrung wurde bereits dort vorgenommen, wo laut Geologischer Karte 1:25.000, Blatt Jübeck (1422) weichselzeitlicher Tonmergel zu erwarten ist. Aus der Bohrung kann jedoch nicht entschieden werden, ob hier der ältere Geschiebelehm, die Tonmergel oder auch beides erfaßt worden ist.

Im Zusammenhang mit dem Bau der Bundesautobahn A7 von Hamburg nach Flensburg wurden im Bereich der Trassenführung zahlreiche Sondierungsbohrungen vom Straßeneubauamt Neumünster bzw. in dessen Auftrag durchgeführt. Für den Abschnitt zwischen Arenholzfeld und Schuby konnte vom Westrand des Arenholzer Sees aus nach Süden bis nördlich Kroymannshöh (vgl. Abb. 2) Geschiebemergel/-lehm in Tiefen zwischen 2 und 5 m nachgewiesen werden. Stellenweise trat er sogar schon 50 cm unter der Oberfläche auf. Im südlichen Teil zwischen Kroymannshöh und dem Nordrand von Schuby sowie nördlich des Arenholzer Sees setzt der Geschiebemergel offenbar aus, denn die oberen 6 Meter werden vorwiegend von Schmelzwassersanden aufgebaut.

Nimmt man auch hier bereits ein weichselzeitliches Alter der erbohrten Grundmoräne an, die zwischen dem Arenholzer See und Schuby flächendeckend auftritt und westwärts ca. 1 km westlich des Arenholzer Sees bei Hermannsort offenbar auskeilt, dann wird auch in diesem Bereich bestätigt, daß der Maximalrand des Weichseleises deutlich weiter westlich gelegen haben muß als bisher angenommen.

3.1.3. Der Arenholzer See

Bereits in den Arbeiten von EGGERS (1934), HECK (1943a) und WEISS (1958) wurde der Arenholzer See als eine bis 10,5 m übertiefte Rinne gedeutet, die dem Lürschauer Gletschertor westlich vorgelagert ist und eine Verlängerung der Lürschauer Rinne vor den mehrfach gestaffelten Endmoränen der morphologischen Haupteisrandlage (I-Moränen bzw. T-Tandlage im Sinne von GRIPP 1964) darstellt. Der See erstreckt sich vom Lürschauer Gletschertor westlich der Bundesstraße 76 aus zunächst ca. 1 km nach Südost, biegt dann fast rechtwinklig nach Nordost um und endet heute noch östlich der Bundesautobahn A7. Hier schließt sich eine vermoorte Fläche an, die sich um mehr als 500 m nordwestwärts fortsetzt und durch die Autobahn heute in zwei Hälften geteilt wird. Diese Moorfläche wird im folgenden als Arenholzer Moor bezeichnet.

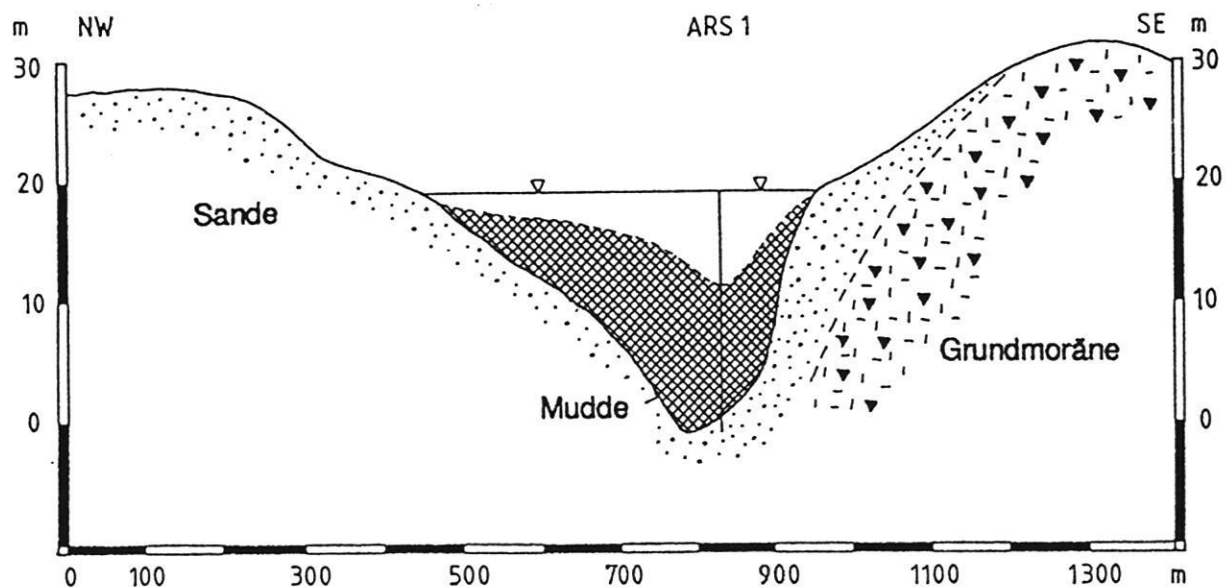


Abb. 14 Querprofil durch den Arenholzer See, verändert nach M. WALTHER (1989).

Fig. 14 Cross profile through the Arenholz lake, adapted after M. WALTHER (1989).

Der Seespiegel des Arenholzer Sees liegt etwa bei 18 m ü. NN. Eingerahmt wird der See im Norden von den bereits beschriebenen länglich-ovalen bis kuppigen, überwiegend aus Schmelzwassersanden bestehenden Rücken, die entweder als Moränen oder aber eher als Kamesbildungen zu deuten sind. Das Südufer und der südöstliche Uferabschnitt wird von drei Endmoränenwällen eingefasst, die z.T. spitzwinklig südost-nordwestlich auf den See zulaufen. Sie bilden die steileren Böschungsabschnitte des Südost- und Ostufers. Diese Moränenrücken bestehen aus einem außerordentlich geschiebereichen, lehmigen Sand (vgl. Bild 1 im Anhang). Unterlagert werden sie von einer z.T. tonig-siltigen Grundmoräne. Die Tiefenlinie des Sees verläuft nicht in der Seemitte, sondern näher zum Süd- bzw. Südostufer, so daß sich im Querprofil der asymmetrisch-v-förmige Charakter der Rinne offenbart (vgl. Abb. 14).

Eine Baugrube unmittelbar am Ostufer des Sees in der Ortschaft Lürschau zeigte den oberen Sedimentaufbau der Uferböschung (vgl. Abb. 15): Unter einer maximal 50 cm mächtigen umgelagerten Sanddecke folgen 150 bis 200 cm mächtige Sand- und Kiesschichten, die schwache Deformierungen im Schichtenverband aufweisen. Darunter setzt dann ein blaugrauer tonig-siltiger Geschiebelehm ein, der offenbar

größere Mächtigkeiten erreichen kann. Auch am nördlichen Ortseingang von Lürschau zeigt eine kleine ca. 1,5 m tiefe Grabung auf einem Privatgrundstück, daß der hier rostfleckige, graue Geschiebelehm an der Oberfläche ansteht. Zwei Proben zur Matrixbestimmung des Geschiebelehms zeigen folgende Kornzusammensetzung: AR 3: 54,1% Sand, 32,2% Silt und 13,7% Ton bei weitgehender Kalkfreiheit. AR3.1 (250 cm Tiefe): 56,7% Sand, 26,7% Silt und 16,6% Ton bei einem Kalkgehalt unter 3%. Der Schlämmkornanteil macht in beiden Proben fast die Hälfte der Feinmatrix aus. Die Grundmoräne erweist sich damit in diesem Bereich als aussergewöhnlich bindig, womit die Angaben von HECK (1943) bestätigt werden können.

Unter Berücksichtigung der Bohrergebnisse aus den Bohrungen auf der Südseite des Arenholzer Sees (vgl. Kap. 3.1.2.) kann festgestellt werden, daß der gesamte südwärtige Uferbereich des Sees von der blaugrauen Grundmoräne mit eingefasst wird.

Daß die Rinne nicht nur 10,5 m, sondern mindestens 19 m, vermutlich sogar mehr als 21 m unter Seespiegel übertieft ist, geht aus einer Kernbohrung (ARS 2) hervor, die im Winter 1987 von einer geschlossenen Eisdecke aus nieder

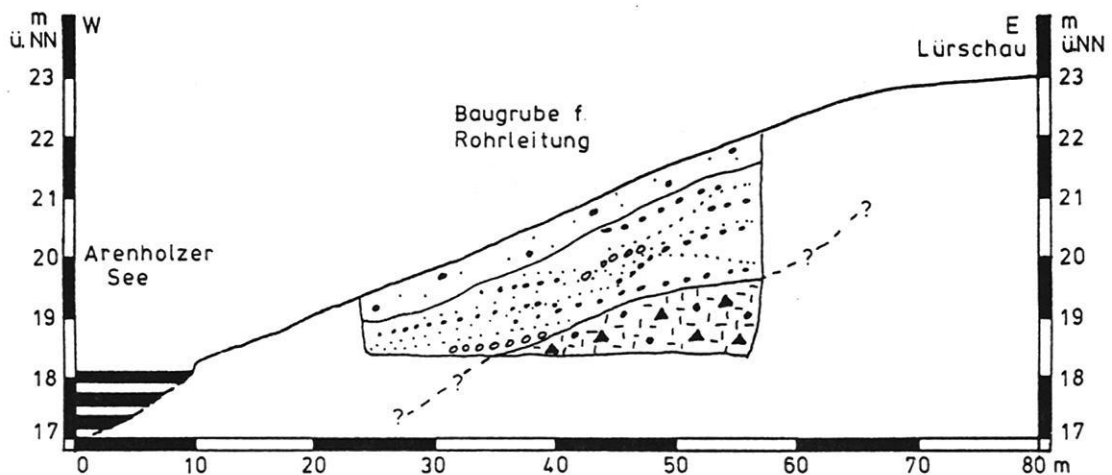


Abb. 15 Skizze eines Baugruben-Aufschlusses an der Ostrandefassung des Arenholzer Sees; 1 = blaugrauer Geschiebelehm-/mergel, 2 = schwach gestauchte Schmelzwassersande, 3 = Hangschuttedecke.

Fig. 15 sketch of a section eastside of Arenholz lake, 1= blewish-gray till, 2= slightly ice-pushed meltwater deposits, 3= cover.

gebracht wurde (vgl. Abb. 16). Folgende Sedimentabfolge wurde ermittelt:

ARS 2 (Arenholzer See, 18 m ü. NN)

- 0 - 650 cm Wasser
- 1906 cm olivbraune Mudde,
im oberen Teil sapropelisch
- 2000 cm weißgrauer, kiesiger Sand.

Die sedimentologische Auswertung des Bohrkernes erfolgte für den Abschnitt zwischen 1250 und 1950 cm. An der Basis ab 1915 cm unter Seeoberfläche werden graue, kiesige und schwach kalkhaltige Schmelzwassersande angetroffen. Darüber lagern ca. 10 cm mächtige Characeen führende Seesande, ehe eine im unteren Teil sandig-siltige Kalkmudde einsetzt und bei ca. 1500 cm Tiefe von einer Feindetritusmudde abgelöst wird. Der Karbonatgehalt liegt durchschnittlich bei 52%, nimmt jedoch nach oben hin von ca. 1600 cm Tiefe an zunehmend ab. Die hangende Feindetritusmudde ist ab 1340 cm nahezu vollständig kalkfrei. Der Anteil an verglühbaren Substanz hingegen steigt von der Basis der Mudde an zunächst schnell von anfänglich 8% auf Werte bis 32% (bei 1840 cm), bleibt dann allerdings bis ca. 1650 cm Tiefe relativ konstant und nimmt dann wieder deutlich auf Werte bis über 70% zu, wobei die Werte jedoch ständig zwischen 37% und maximal 81% schwanken.

Anhand eines 5 cm langen Muddestückes aus 1833-1838 cm

Tiefe wurde eine ¹⁴C-Datierung vorgenommen, die ein Alter von 9.790 ± 70 Jahren b.p. (Hv 15277) erbrachte. Im Vergleich mit anderen Datierungen aus Mittel- und Nordeuropa dürfte dieser Abschnitt damit ins Präboreal zu stellen sein (WALTHER 1989). Unterhalb der Probe setzt sich die Mudde noch 62 cm fort, so daß der Beginn der limnischen Sedimentation vermutlich noch im ausgehenden Spätglazial einsetzt. Eine palynologische Auswertung des Profils wurde bisher nicht vorgenommen.

Die Kernbohrung ARM wurde im nordwestlich des Arenholzer Sees anschließenden Arenholzer Moor ca. 120 m westlich der Bundesautobahn A7 niedergebracht. Die Sedimentabfolge sieht vereinfacht wie folgt aus (vgl. Abb. 17):

ARM (Arenholzer Moor, 17,40 m ü. NN)

- 0 - 60 cm Wasser mit Schilf- und Schachtelhalmbesatz
- 140 cm Verlandungstorf
- 240 cm überbohrt
- 1022 cm Mudde, z.T. kalkreich
- 1040 cm Seesand
- 1240 cm weißgrauer Sand, einzelne Kiese

Die sedimentologische Bearbeitung des Bohrkernes setzt ab 240 cm Bohrtiefe ein und reicht bis zur Basis in 1240 cm Tiefe unter Geländeoberkante. An der Basis befinden sich weißgraue Schmelzwassersande und -kiese. Darüber folgt

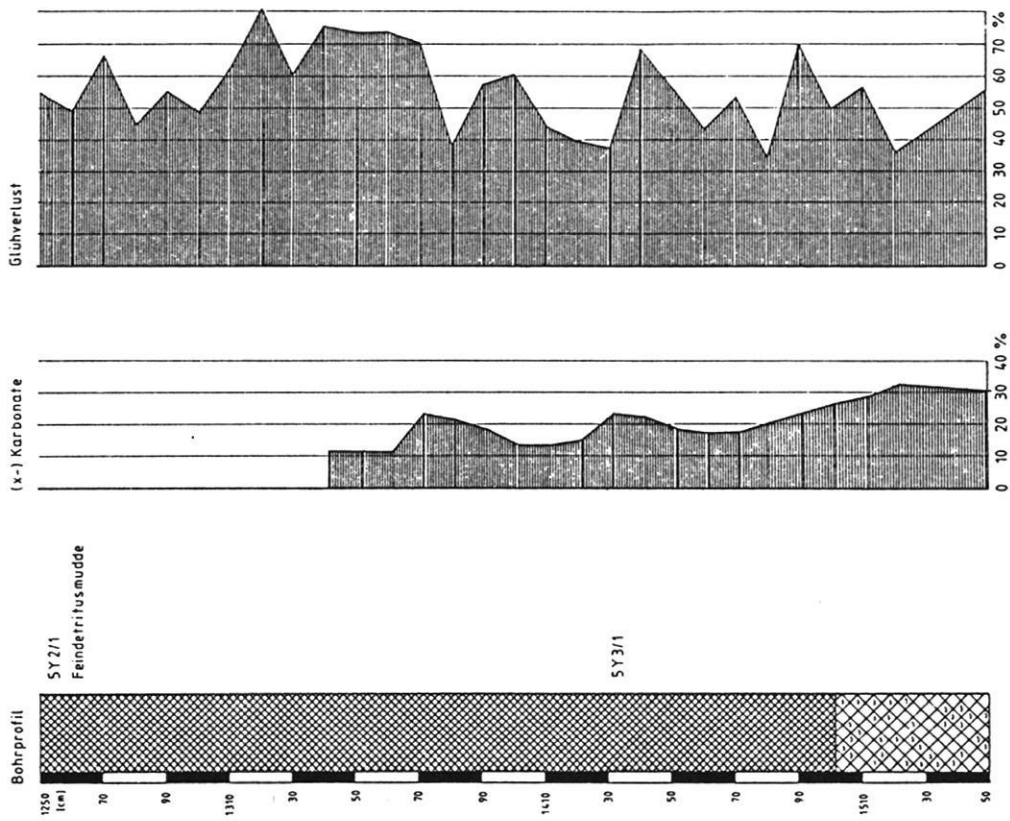
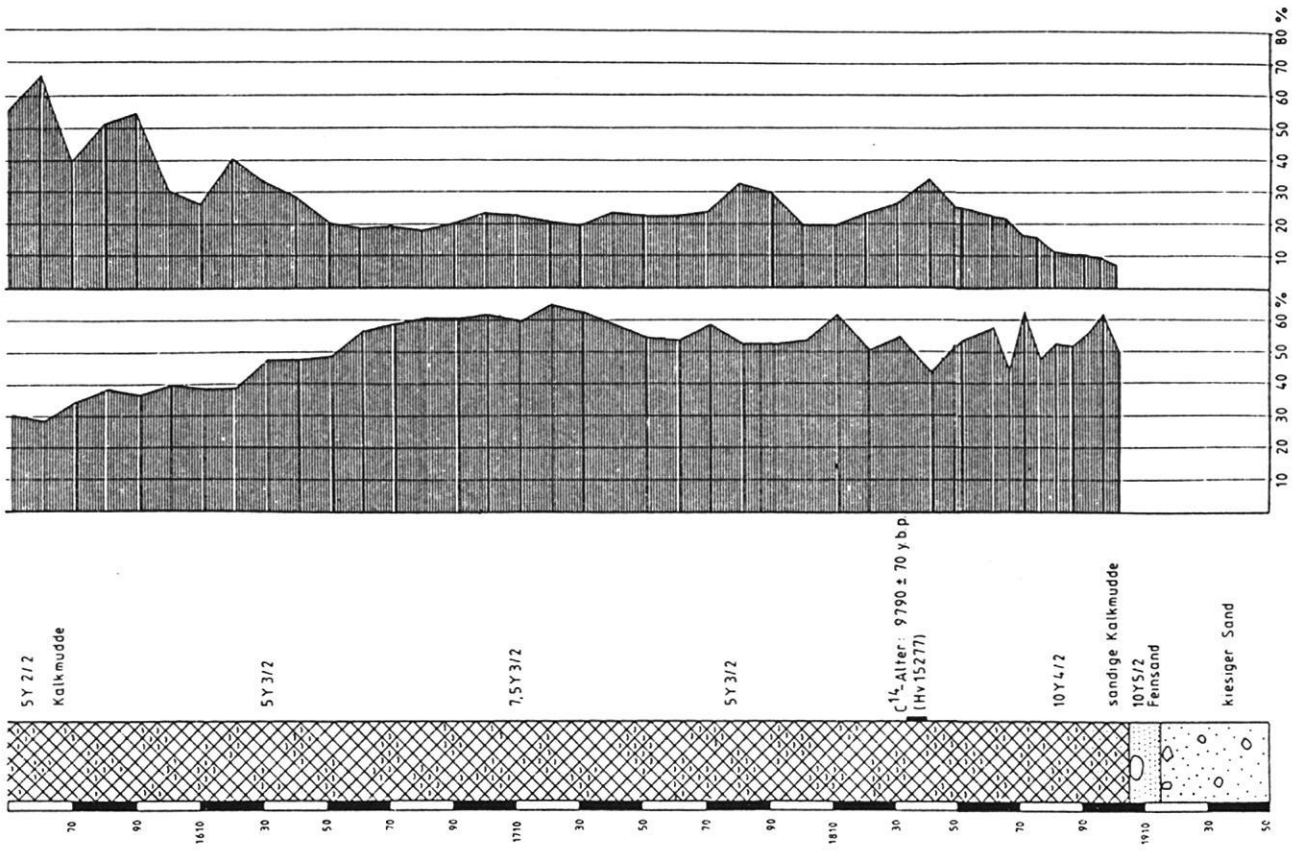


Abb. 16 Bohrprofil Arenholzer See.
 Fig. 16 Drilling profile, Arenholz lake.

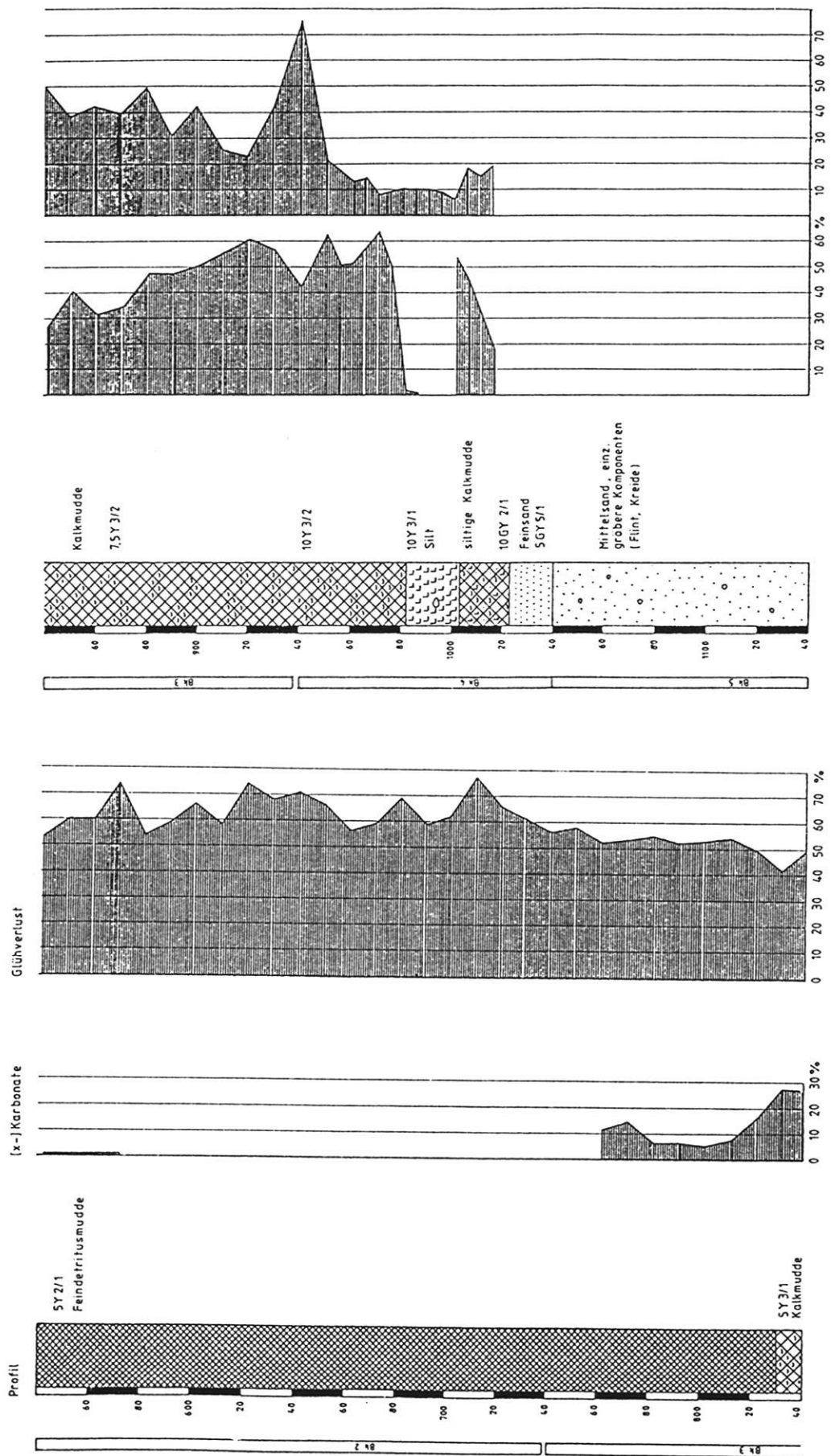


Abb. 17 Bohrprofil Arenholzer Moor.

Fig. 17 Drilling profile, Arenholz bog.

eine ca. 18 cm mächtige Schicht aus feinen Seesanden, die ab 1022 cm Tiefe von einer siltigen Kalkmudde mit Karbonatanteilen bis zu 53% sowie verglühter organischer Substanz bis maximal 19 % abgelöst wird. Der Mudde folgt im Hangenden eine ca. 20 cm mächtige Lage aus karbonatfreier Siltmudde, ehe eine relativ homogen erscheinende olivgraue Kalkmudde einsetzt, die ab ca. 830 cm Tiefe von einer Feindetritusmudde abgelöst wird. Der bis über 60% betragende Karbonatanteil der Kalkmudde nimmt nach oben hin stetig ab. Die Feindetritusmudde ist ab 760 cm Tiefe kalkfrei. Der Anteil an verglühter organischer Substanz erreicht bei 940 cm Tiefe einen Maximalwert von 75%, bleibt im allgemeinen aber relativ konstant bei Werten um 50 bis 60%.

Die limnischen Sedimente reichen hier immerhin noch bis in eine Tiefe von 10,40 m. Es folgen zur Basis hin wie auch in der Bohrung ARS 2 Schmelzwassersande, die den Rinnenboden ausfüllen. Im Zuge des Autobahnbaus wurden Teile des Moores ausgebaggert und durch Sandaufspülungen wieder aufgefüllt und damit verändert. Auswirkungen dieser Baumaßnahme -- etwa Spülsandeinträge in den oberen Torflagen -- konnten an dieser Bohrung nicht direkt festgestellt werden, dürften aber vor allem im Arenholzer See im oberen Abschnitt des heutigen Seebodens vorhanden sein.

Für den Bereich des Arenholzer Moores liegen ebenfalls zahlreiche Bohrungen des Straßen-Neubauamtes Neumünster vor. Aus den insgesamt 22 Sondierungsbohrungen ergibt sich für das Moor eine zum Zentrum hin schnell zunehmende Mächtigkeit der Torfe und Mudden (Gyttjen) bis auf 21,5 m unter Geländeoberfläche (-3,5 m NN). Die Basis besteht durchweg aus Schmelzwassersanden mit Dominanz der Mittelsandfraktion. Mit der Kernbohrung ARM wurde also nicht der tiefste Teil des Moores erschlossen, sondern lediglich die südwestliche Flanke der maximal 300 m breiten Rinne. Die nur ca. 50 m nordöstlich von der Kernbohrung ARM entfernt gelegene Sondierungsbohrung ergab unter 11 m Mudde eine 10 cm mächtige schwarzbraune Torflage, die als Basistorf bezeichnet wurde und Fein- bis Mittelsanden unmittelbar auflagert. Weder in ARM noch in den vom Straßenneubauamt durchgeführten 20 weiteren Bohrungen im Arenholzer Moor konnte dieser Torf nochmals angetroffen werden.

Die bis zu 13 m mächtige Abfolge limnischer Sedimente im nordöstlichen Teil des Arenholzer Sees reicht bis ca. 19 m unter Seespiegel. Der See weist damit also eine beachtliche Übertiefung auf, die auch noch größer sein kann. Die relativ steil geböschten Uferbereiche im Süd- und Ostteil des Sees setzen sich etwa mit ähnlichem Neigungswinkel bis zur Basis des Seespiegels fort. Für das westlich vorgelagerte Arenholzer Moor -- als inzwischen verlandeter Teil des Arenhol-

zer Sees aufzufassen -- ergeben sich im Zentrum der Rinne Übertiefungsbeträge von sogar 21,5 m. Auch im Arenholzer Moor setzt sich der schon bereits im Arenholzer See nachweisbare v-förmige Charakter der Form fort.

3.1.4. Der Arenholzer Os

3.1.4.1. Morphologie

Der Arenholzer Os westlich des Arenholzer Sees ist bereits von HECK (1943a) als solcher erkannt und erwähnt worden, jedoch sind bisher keine Untersuchungen zur Morphogenese und zum Sedimentaufbau gemacht worden. WEISS (1958) beschreibt zwar im Zusammenhang mit der Entstehung der schleswig-holsteinischen Sander die Sedimentverhältnisse am Südhang des Oses, die hier nach seiner Mitteilung weitgehend aus Mittelsanden mit Fließstrukturen (Rippelmarken u.ä.) bestehen, hat aber damit nicht den eigentlichen Sedimentinhalt des Oszuges erfassen können, sondern lediglich die Schmelzwassersande des Lürschauer Außensanders, die sich an den Flanken des Rückens mit dem Os-Material verzahnt haben.

Der Oszug liegt im Ausmündungsbereich der Arenholzer Rinne, die im Arenholzer See ihre größten Übertiefungsbeträge von mindestens 19 m unter Seespiegel hat und selbst noch im westlich vorgelagerten Arenholzer Moor eine um 21 m in die Schmelzwassersande eingetiefte Hohlform aufweist. Der Rücken verläuft dabei zunächst in westlicher und später mehr nordwestlicher Richtung etwa in der Mitte der Rinne und ± parallel zu ihren im Gelände nur noch schwach erkennbaren Randeinfassungen. Im Osten wird er von der Autobahntrasse der BAB A7 geschnitten.

Der Oszug ist fast allseitig von Depressionen eingerahmt, die besonders auf der Nordseite durch Vermoorungen mit Schilf- (*Phragmites communis*) und Schachtelhalm-Beständen (*Equisetum spec.*) gekennzeichnet sind. Die auf seiner Süd- und Westseite liegenden Restsenken hatten in den 30 er Jahren unseres Jahrhunderts noch größere Abmessungen, wurden aber zunehmend durch die landwirtschaftliche Nutzung des Geländes (Ackerbau) stark überprägt und treten morphologisch kaum noch in Erscheinung. Auf der Südseite des Oszuges grenzt ein künstlich angelegter Fischteich an, der aus einer Ausbaggerung des Areals hervorgegangen ist.

Der in seinem Kammlinienverlauf leicht s-förmig gewundene Oszug läßt sich über ca. 400 m Längserstreckung bei einer Breite bis zu 40 m gut verfolgen und hebt sich mit seinen höchsten Bereichen von 23,30 m ü. NN um immerhin 4 Meter aus seiner Umgebung heraus (vgl. Bild 2 und 3 im

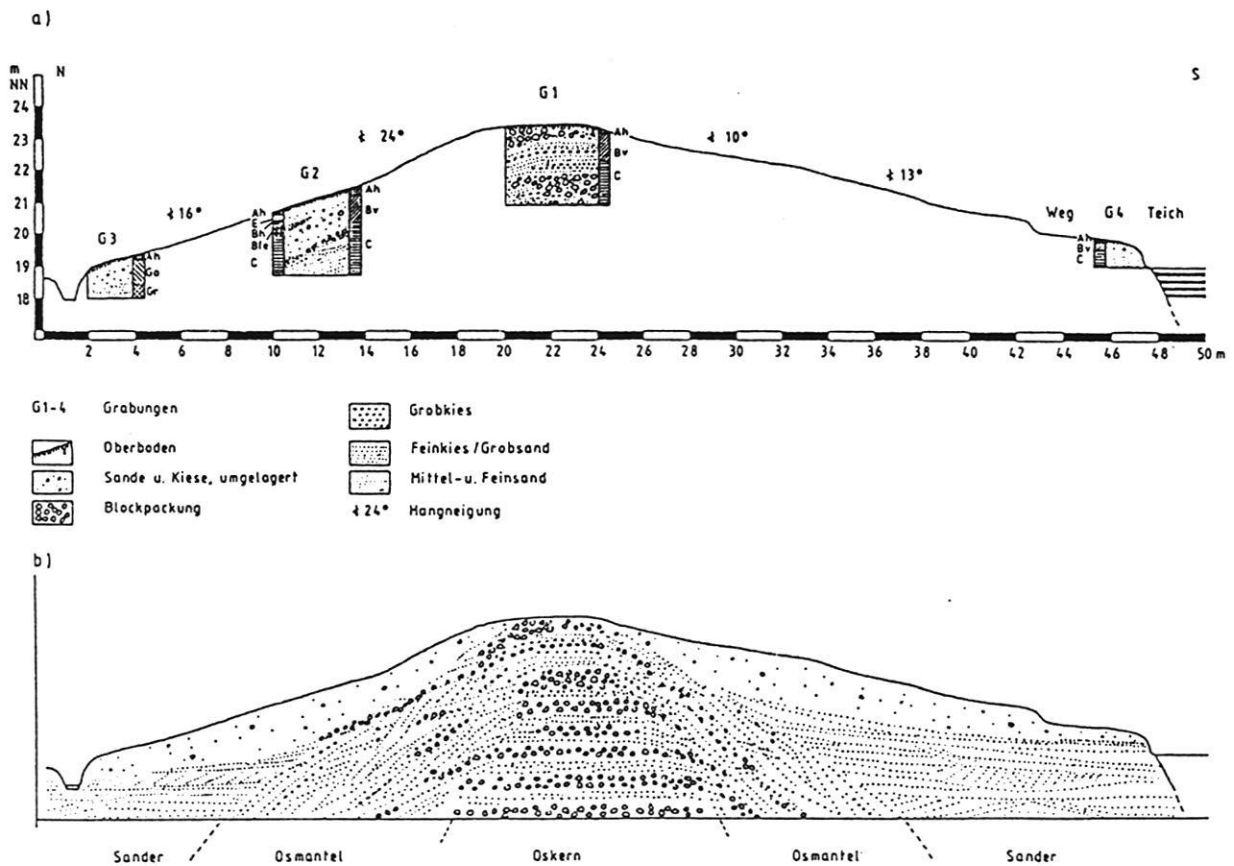


Abb. 18 a) Querprofil durch den Arenholzer Oszug mit Grabungs-Aufschlüssen (G1-G4);
b) Schematisierte Skizze zum inneren Aufbau des Arenholzer Oszuges und der Randbereiche.

Fig. 18 a) cross profile through the Arenholz esker with trenches (G1-G4);
b) Sketch of the structure of the Arenholz esker and its margins.

Anhang). Im Rahmen einer Vermessung konnten die Neignungsverhältnisse der Flanken des Oses ermittelt werden. Im distalen Bereich ergeben sich Neigungen von 24° im Oberhang und 16° im unteren Hangteil. Die steilsten Hangneigungen von 28° befinden sich im zentralen Teil des Oses an seiner Nordseite. Der Südhang ist erheblich flacher geneigt und erreicht maximale Hangwinkel von nur 13°, so daß der Oszug im Querprofil als ein leicht asymmetrisch aufgebauter Rücken in Erscheinung tritt. Ursprünglich dürfte er sich noch um einige 100 m weiter nach Westnordwest bis Nordwest fortgesetzt haben, ist aber im Zuge der ackerwirtschaftlichen Nutzung des umgrenzenden Areals weitgehend eingeebnet worden. Ein gegenüber der Umgebung leicht erhöhter und sanft gewölbter Wall (heute verläuft hier eine Knickreihe) mit nordwestlichem Verlauf dürfte die Fortsetzung des Oszuges darstellen, zumal eine auffällige Häufung von größeren Geröllen den Wall begleitet und auch nur hier festgestellt werden kann.

Die isolierte Kuppe ca. 1 km nördlich der Ortschaft Hermannsort mit einer Höhe von 20 m fl. NN liegt genau in der Fluchtlinie des Oszuges (vgl. Bohrung BN 4 in Kap. 3.1.2.). Das im Umkreis der Kuppe vorhandene geröll- und blockreiche Material sowie die Position der Kuppe inmitten der Entwässerungsrinne lassen darauf schließen, daß es sich hier um einen weiteren Teil des Arenholzer Oszuges handelt.

3.1.4.2. Sedimentaufbau

Etwa im Bereich der höchsten Aufragung des Oszuges im distalen Teil wurden insgesamt 4 Grabungen zur Ermittlung des inneren Aufbaus durchgeführt (vgl. Abb. 18a). Grabung G 1 (vgl. auch Bild 4 im Anhang) lag im Kammbereich, G 2 und G 3 auf der Nordseite im Mittelhang und am Hangfuß, und Grabung G 4 wurde auf der Südseite an der Abbruchkante des Hangfußes zum Fischteich hin vorgenommen. Die

Grabungen 2, 3 und 4 waren Handgrabungen mit oberen Abmessungen von ca. 3 x 2 m für G2, ca. 2 x 2 m bei G 3 und 2 x 1 m bei G 4 bei Tiefen zwischen 180 und 300 cm.

Grabung 1 (Nord-Süd-Profil, vgl. Abb. 18a und Bild 4):

An der Sohle des Aufschlusses befinden sich sehr grobe, überwiegend gut gerundete Gerölle und Blöcke meist kristalliner Art bis zu einem Durchmesser von 25 cm. Darüber schließt sich eine bis 70 cm mächtige Packung aus Grobkiesen und erheblich größeren Geröllen an. Die Zwischenräume werden durch kiesige, braune Sande ausgefüllt. Bedingt durch die Korngröße ist nur eine mäßige Schichtung festzustellen. Die Geröllpackung ist aber insgesamt horizontal gelagert und neigt sich am nördlichen Profilrand geringfügig abwärts. Es folgt zum Hangenden hin eine 80 cm mächtige horizontale Schicht aus bräunlich-gelben Fein- bis Mittelkiesen. Vereinzelt sind dünne braune Sandlagen eingeschaltet, die eine differenziertere Schichtung des Paketes betonen. Auch hier fallen die Schichten im nördlichen Viertel des Aufschlusses hangabwärts leicht ein. Eine bis 50 cm dicke Lage aus dunkelbraunen kiesigen Sanden schließt sich an und bildet eine Deckschicht auffallend schlecht sortierten und ungeschichteten Materials. Im nördlichen Teil des Aufschlusses wird die Schicht deutlich mächtiger. Hier sind mehrere grobe, z.T. kantengerundete Blöcke bis ca. 15 cm Durchmesser in einer Matrix aus schwach lehmigen Sanden eingebettet.

Im Ost-West-Profil können die angesprochenen Schichtpakete ebenfalls in gleicher Abfolge ausgewiesen werden. Sie verlaufen alle ohne nennenswerte Störung horizontal. Der lehmig-sandige und blockreiche Bereich in der Deckschicht des Querprofils setzt sich noch ca. 1 m weiter ostwärts fort und keilt dann nach oben hin aus. Die Bodenprofile sind in einer Leiste an den Profilrändern jeder Grabung dargestellt (vgl. Abb. 18a). Hieraus wird ersichtlich, daß im Kambereich des Oses eine schwach entwickelte Braunerde vorherrscht. Dem nur sehr dünnen Humushorizont folgt ein schwach ausgeprägter Verlehmungshorizont, der schon bereits nach wenigen Dezimetern Tiefe in das Ausgangssubstrat des C-Horizontes über-leitet.

Grabung 2 (Nord-Süd-Profil, vgl. Abb. 18 a):

Im Aufschluß der Grabung 2 sind ab 165 cm Tiefe bis zur Basis in 300 cm Tiefe deutlich geschichtete gelb-braune Sande aufgeschlossen, die von einzelnen Feinkieslagen durchzogen sind. Die Schichten fallen hangparallel nach N ein. In der Südhälfte des Profils werden die Kies- und Sandschichten von einer maximal 25 cm mächtigen Lage blockreichen Materials überlagert, die mit gleicher Neigung einfällt und in Profilmittle auskeilt, wo sie sich mit einer Schicht aus diskordant angelagerten Mittelsanden verschneidet, die

mit deutlich geringerer Neigung nordwärts einfällt. Im Hangenden folgen braungelbe, kiesige, schichtungslose Sande, die bis zur Oberkante des Profils reichen. Einzelne größere Komponenten - vor allem Flint -, aber auch dünne Feinsandlinsen sind mit eingebettet. Innerhalb des Profils nimmt die Mächtigkeit dieser Deckschicht von 140 cm im oberen Teil bis auf 155 cm im tieferen Abschnitt zu. Im Ost-West-Profil verlaufen die Schichten weitgehend horizontal ohne deutliche Anzeichen von Störungen des Schichtenverbandes. Bezüglich der Bodenbildung vollzieht sich innerhalb des Aufschlusses ein Wechsel von einer gut entwickelten Braunerde im oberen Hangbereich zu einem Podsol im tieferen Teil, der hier als Eisen-Humus-Podsol ausgebildet ist.

Grabung 3 (Nord-Süd-Profil, vgl. Fig. 18a):

Im unteren Teil des Aufschlusses stehen graue bis dunkelgraue, im oberen Bereich rostfleckige Fein- und Mittelsande bereits ab 1 m Tiefe an und setzen sich auch noch unterhalb des Wasserstandes in ca 180 cm Tiefe fort. Der durchgehend vorhandene Schichtenwechsel zwischen Fein- und Mittelsanden ist zwar vorhanden, aber z.T. sehr undeutlich und kann erst bei genauerem Hinsehen wahrgenommen werden. Dabei neigen sich die Schichten nur geringfügig abwärts. Die Deckschicht besteht ebenso wie bei den anderen Grabungen aus gelbbraunen, rostfleckigen und schichtungslosen, kiesigen Sanden.

Die Basis der Grabung liegt etwa auf gleichem Niveau wie das sich nördlich anschließende ganzjährig vernähte Gebiet, weswegen am Hangfuß unterhalb der Grabung bereits nach knapp 50 cm Tiefe Wasser ansteht, so daß sich ein hydromorpher Boden in Art eines Gleys mit deutlich entwickeltem $G_{0/T}$ -Horizont ausbilden konnte, der in der Grabung aufgeschlossen ist. Zwischen dem Reduktions- und Oxidationshorizont besteht eine deutliche und scharfe Grenze.

Grabung 4 (Nord-Süd-Profil, vgl. Abb. 18a):

In Grabung 4 auf der Südseite des Oszuges werden von knapp 50 cm Tiefe an gelbe Fein- und Mittelsande sichtbar, die eine kräftige braune horizontale Bänderung aufweisen. Einzelne gräulich-gelbe, siltreichere Lagen sind dabei mit eingeschaltet. Die obere Deckschicht besteht aus bräunlich-gelben, kiesigen Sanden, in denen sich eine Braunerde mit einem B_v -Horizont entwickelt hat.

3.1.4.3. Genese

Es wurden der Kernbereich und auch die Mantelschichten unter einer periglaziär umgestalteten Deckschicht gelisolifluidal verlagerten Os-Materials erschlossen (vgl. Abb. 18b).

Der Kern des Oses wird demnach aus groben Kiesen und Geröllen aufgebaut (vgl. G 1). Geröllgrößen von mehr als 10 cm Durchmesser sind dabei häufig anzutreffen. Trotz der im allgemeinen mäßigen Sortierung und nur schlecht erkennbaren Schichtung des Materials kann eine überwiegend horizontale Lagerung der Schichten festgestellt werden, wie in der Grabung 1 gezeigt werden konnte. Zu den Hängen hin biegen diese Schichtpakete leicht hangabwärts ein und verzahnen sich mit den meist aus Kiesen und Sanden bestehenden Mantelschichten, die nun allerdings deutlich \pm hangparallel, z.T. auch steiler geneigt einfallen. Dies konnte durch die Grabung 2 belegt werden. Horizontale Kieslagen, die am Hang ins Freie streichen und damit eine mögliche Erosion der Os-Sedimente durch nachfolgende Schmelzwässer bezeugen, wurden nicht festgestellt, stattdessen aber zumeist horizontal bis schwach abwärts geneigte Fein- und Mittelsande, die den Mantelschichten im unteren Teil des Oszuges diskordant aufliegen (vgl. G 3 und 4). Sie gehören zu den Sander-sedimenten, die vom Lütschauer Gletschertor aus ins Vorland geschüttet wurden und den Oszug offenbar nur randlich mit übergriffen haben.

Überdeckt wird der gesamte Oszug von einer periglazial aufbereiteten Deckschicht umgelagerten Osmaterials. Während diese fast vollständig schichtungslose Kies- und Sanddecke im Kammbereich des Oses nur sehr dünn ist, kann sie hangabwärts bis zu 150 cm Mächtigkeit erreichen, wobei die Sander-sedimente stellenweise mit überdeckt oder auch mit eingearbeitet sind, was aus einzelnen zwischengeschalteten Sandlinsen hervorgeht (vgl. G 3).

Die Entstehung des Oszuges muß im Zusammenhang mit der Ausformung des Arenholzer Sees gesehen werden. Zum Zeitpunkt der weichselzeitlichen Maximalausdehnung des Eises haben die Schmelzwässer schon im Bereich des Arenholzer Sees den Grund des Eises erreicht, so daß sie in einem subglazialen Eistunnel dem Gletschertor zustrebten, sich dabei stellenweise durch die Grundmoräne schnitten und die kerbtalähnlich übertiefte Rinne im Arenholzer See erodierten. Die Schmelzwässer bauten gleichzeitig den Arenholzer Os auf, dessen geröllreiche Schmelzwassersedimente zwischen den Eiswänden eines subglazialen Tunnels im stagnierenden Eiskörper abgelagert wurden. Es ist anzunehmen, daß das Schmelzwasser dabei zeitweise unter hydrostatischem Druck stand, bergauf fließend Material mit transportiert hat und damit zur sukzessiven Aufhöhung des Oskörpers beitrug. Wie weit sich die Os-Sedimente zur Tiefe hin fortsetzen, ergibt sich aus der Bohrung ARM (vgl. Kap. 3.1.2.) nördlich des Oses, in der die Schmelzwassersande erst in einer Tiefe von 21,5 m unter Gel. anzutreffen sind. Die um mehr als 21 m in die umgebene Sanderfläche eingetiefte Hohlform war mit dem Eis gefüllt, das die nördliche Wand

des Eistunnels bildete, mit dem Rückschmelzen der Eisfront übersandert und zu Toteis wurde, später dann austaute und die Hohlform hinterließ. Erst während der Niedertauphase verringerte sich die Mächtigkeit des Tunnel-daches, bis es schließlich einbrach und der Tunnel damit im Mündungsbereich zu einem subaerischen Eiskanal wurde. Die Sedimente des niedertauenden, schuttbeladenen Tunnel-daches blieben teilweise auf dem Os liegen. So dürfte das lehmig-sandige und blockreiche Schichtpaket in der Deckschicht der Grabung 1 (vgl. Abb. 18a) auf einen derartigen Vorgang zurückzuführen sein.

Die mehr und mehr schwindenden Eiswände an den Seiten des Oses sorgten nun für ein stärkeres Einbiegen und Abgleiten der Sand- und Kiesschichten. Wie aus zahlreichen Beispielen des schwedischen Raumes bekannt ist (vgl. u.a. ROBISON 1983; LUNDQVIST 1983), treten dabei immer wieder Schichtenstörungen vielfältiger Art auf, die sowohl die Mantel- als auch die Kernbereiche des Oses mit erfassen können. Sie können einerseits schon während der Aufbau-phase der Oser auftreten, wenn das fließende Schmelzwasser die den Oskern begrenzenden Tunnelwände im Eis erweitert und dabei zwischen Eiswand und Kernfüllung neues Material einlagert, andererseits aber vor allem während der Abschmelzphase das übersanderte Resteis (Eisleisten im Sinne von PRICE 1973) in den Flanken des Oses austaut und Hohlräume hinterläßt, die dann durch nachrutschende Sande und Kiese ausgefüllt werden, so daß sich Sackungen, Schichtenversätze und -verstellungen zwangsläufig einstellen. GRIPP (1978) erklärt das Einfallen der Schichten und die damit einhergehenden Störungen im Schichtenverband als Folge des Austauens der den Os begrenzenden Tunnelwände. Für den Arenholzer Oszug können Schichtenstörungen im Sinne von Sackungs-, Scher- und Bruchstrukturen anhand der Grabungen zwar nicht direkt nachgewiesen werden, dürften aber sehr wahrscheinlich vorhanden sein.

Auch in Streichrichtung des Oses verlaufen die Schichten nahezu horizontal, zeigen weder taschenartige Verbiegungen oder auch Versätze noch deltaartige Strukturen im Sinne von foreset beddings, wie sie vornehmlich bei marginal-subaquatisch gebildeten Osern anzutreffen sind. Eine subaquatische Bildung des Arenholzer Oszuges vor einer Eisfront scheidet auch deshalb schon aus, weil weder in den Randbereichen noch im Distalteil des Oses Anzeichen für warvenartige Schmelzwasserabsätze gefunden werden konnten, die auf subaquatische Bildungsbedingungen hätten schließen können.

In einem offenen Eiskanal fließt das Schmelzwasser ausschließlich unter gravitativen Bedingungen ab. Die jedoch

vielfach anzutreffenden mitunter großen Höhendifferenzen im Kammlinienverlauf eines Oszuges werden mit Austauprozessen im Untergrund erklärt. Gleiche Prozesse werden nach LIEDTKE (1981a) auch bei inglazial gebildeten Osern bedeutsam. Man sollte dann aber erwarten können, daß sich auch in der Längsachse Schichtenverbiegungen im Zuge des Niedertauens einstellen müßten, da sich der Os erst nachträglich einem vorgefundenen Relief aufsetzt. Derartige Deformierungen konnten jedoch nicht nachgewiesen werden.

In Anlehnung an GRIPP (1978) können für den Arenholzer Oszug mehrere Bereiche ausgegliedert werden:

1. **Os-Kern:** Füllung aus Geröllpackungen und Kiesen, weitgehend horizontale Lagerung.
2. **Os-Mantel:** schräg geschichtete Kiese und Sande, ± hangparallel geneigt.
3. **Deckschicht:** Kiese und Sande des Kernes und der Mantelschicht, periglaziär umgelagert.
4. **Sander:** Fein- und Mittelsande des Lürschauer Außensanders, diskordant angelagert. Sie gehören nicht mehr zum eigentlichen Oskörper.
5. **Randsenker:** Toteishohlformen (ehem. Tunnelwände), verfüllt mit limnisch-terrestrischen Sedimenten holozänen und weichsel-spätglazialen Alters.

Unter besonderer Gewichtung der Materialzusammensetzung des Oszuges kann hier von einem Geröll-Os im Sinne von GRIPP (1978) gesprochen werden.

Die Entstehung des Arenholzer Oses fällt in die Zeit, als das Weichseis über den Oszug hinaus weiter westlich gelegen hat. Der Abfluß der Schmelzwässer erfolgte zu dieser Zeit schon über den Arenholzer See – möglicherweise sogar über den Gammelunder See hinaus – ins westliche Vorland. Der Rinnencharakter des Arenholzer Sees verliert sich jedoch westwärts zunehmend, weil jüngere Schmelzwassersedimente das Relief weitgehend eingeebnet haben. Inwieweit die zwischen dem Arenholzer Os und dem Gammelunder See nachweisbaren, z. B. heute noch vermoorten Depressionen den weiteren Verlauf der Rinne nachzeichnen, läßt sich nicht genau ermitteln. Denkbar erscheint aber, daß sich die Rinne bis zum Gammelunder See fortsetzt und der See dann den Rest eines ehemals größeren und weitgehend zugesanderten Rinnensees darstellt. Sowohl der nach Nordwesten umbiegende Arenholzer See als auch der dem See vorgelagerte Oszug weisen zum Gammelunder See hin. Die vor allem südlich des Arenholzer Oses durch Bohrungen (BN 3, 5, 6 und 13 in Kap. 3.1.2.) nachgewiesene Grundmoräne markiert dabei den Südrand der glazialen Rinne.

Eine Geschiebezählung aus 1134 Kiesen des Arenholzer

Oses ergab bei einer Anzahl von 91 bestimmbaren Leitgeschieben eine Hesemannzahl (HZ) von 1270. Das entspricht den Koordinaten für das Theoretische Geschiebezentrum (TGZ) von α 15,60 δ 57,70. Markant ist hierbei vor allem der hohe Anteil (71,4%) südschwedischer bei nur 12,1 % ostbaltischer Geschiebe. Der Flintkoeffizient liegt dabei weit unter 1, nämlich bei 0,68 (vgl. dazu Kap. 4.3.). Im Vergleich mit anderen Zählungen ergibt sich für die weichselzeitlichen Ablagerungen eine auffallende Südverlagerung des TGZ, was sich in der HZ durch sehr hohe Anteile von Geschieben aus Südschweden und Bornholm ausdrückt. Das weichselzeitliche Alter des Oszuges kann hierdurch untermauert werden.

3.1.5. Kiesgruben nordöstlich von Schuby

Ca. 1 km nordöstlich des Bahnüberganges in Schuby lagen zwei größere Kiesgruben beidseitig der Bundesstraße 201 von Kappeln nach Husum. Bis Mitte der 80er Jahre wurde in der Nordgrube noch Kies ausgebeutet, so daß die sich ständig ändernden Aufschlußverhältnisse über mehrere Jahre hindurch beobachtet werden konnten. Inzwischen ist diese Grube jedoch nahezu vollständig replaniert bzw. mit Fremdmaterial verfüllt worden.

3.1.5.1. Nordgrube

Die über eine Ost-West-Erstreckung von ca. 50 m gegebene Aufschlußsituation zeigte im wesentlichen folgende Abfolge (vgl. Abb. 19):

An der Basis waren geschichtete Kiese und Schotter aufgeschlossen, die nach oben hin eine deutliche Zunahme in der Korngröße aufwiesen und dabei eine zunehmend schlechtere Sortierung zeigten. Mitunter konnten einzelne ländlich ausgewalzte braune Schlufflinsen beobachtet werden, die ebenso in den Schottern eingeschaltet waren wie einzelne, zu kleinen Kugeln abgerollte Tongerölle. Diese Anzeichen werden als gletschertornahe Schmelzwasserbildungen eines vorstoßenden Gletschers gedeutet, zumal über den Schottern ein sandiger und skelettreicher Geschiebelehm lag, der im östlichen Profilabschnitt Mächtigkeiten bis zu 3 m erreichte, nach Westen jedoch schnell auskeilte und dabei die basalen Schotter im Sinne einer Grundstauchung leicht deformierte. Im Hangenden schlossen sich wiederum Schmelzwassersande an, die mit dem Rückschmelzen des Gletschers über der Grundmoräne abgelagert wurden. Sie zeigten die typischen Schichtungsphänomene in der Art diskordanter Parallelstrukturen. Kleinere Hohlformen wurden dabei entweder weitgehend zugeschüttet, oder es bilde

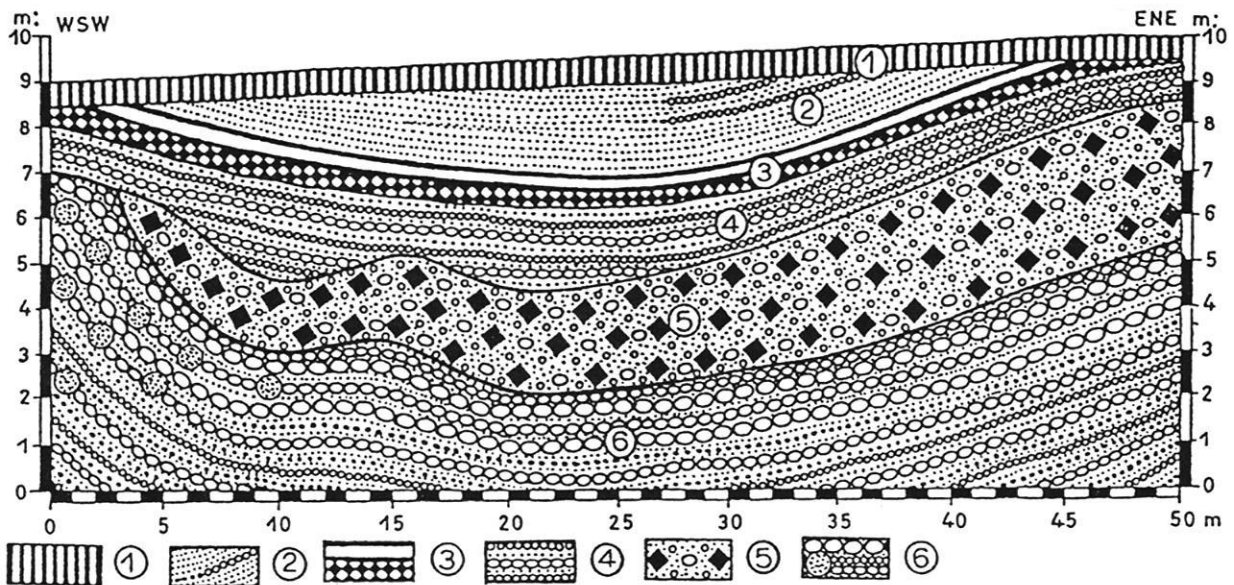


Abb. 19 Skizze des ehem. Aufschlusses der Kiesgrube ENE Schuby bei Schleswig -- Nordgrube nach K.KAISER (1979, unpubl.); 1 = Anthropomorpher Boden (Pflughorizont, Ap), 2 = Flugsande mit Einschaltungen von Feinkiesbändern, 3 = Fossiler Boden (Holozän?) als gekappter Orterde-Podsol, 4 = Schmelzwassersande (Sander-Absätze mit Feinkiesbändern), 5 = sandig-lehmige Grundmoräne mit leichten Stirnstauchungen (maximal-weichselzeitliche Eisrandlage), 6 = weichselzeitliche Vorstoßschotter mit "hängenden" Kryoturbarationen und Eiskeil-Pseudomorphosen; im oberen Teil: Grobkies-reich mit z.T. großen Driftgeröllen, geschichtet, aber schlecht sortiert; im unteren Teil: zunehmend feinkörniger, gut geschichtet und sortiert.

Fig. 19 Sketch of the section ENE Schuby near Schleswig - northern part after K. KAISER (1979, unpubl.); 1 = anthrop. soil, 2 = eolian sand with bands of fine gravel, 3 = fossil soil (Holocene?), truncated orterde podzol, 4 = meltwater deposits, 5 = lodgement till, slightly ice-pushed (maximal-weichselian icemargin), 6 = weichselian ice advance gravel with cryoturbarations and ice-wedges in the upper part, coarse gravels and partly ice-drifted material; well stratified but unsorted; in the lower part increasingly finegrained, well stratified and sorted.

ten sich durch späteres Ausschmelzen von Toteisschollen vorübergehend kleinere Seen, in denen sich feinklastische Sedimente absetzen konnten. Eine derartige, mit glazilakustrinen Beckensiltten aufgefüllte Hohlform konnte ca. 100 m nördlich des Profils beobachtet werden (vgl. WALTHER 1989).

Auf den Schmelzwassersanden bildete sich nachfolgend ein Orterde-Podsol aus, der nur im Bereich der Mulde durch die Überdeckung mit Flugsanden erhalten geblieben ist, zu den Hochflächen hin jedoch gekappt wurde. Die Flugsande sorgten dabei für eine weitgehende Nivellierung des Reliefs. Den Abschluß des Profils bildet der aktuelle anthropomorphe Boden.

Aus dem Profil geht hervor, daß das Weichseleis in diesem Bereich deutlich über die morphologisch sichtbaren Endmoränenwälle zwischen Idstedt und Schleswig hinaus vorgestoßen ist. Die bis ca. 1 km weiter westlich zu verfol-

gende leicht gestauchte Grundmoräne wurde durch nachfolgende Schmelzwassersande diskordant überlagert, womit auch gleichzeitig eine Einebnung des Oberflächenreliefs einherging, die durch lokale Ausbreitung von spätglazialen - möglicherweise jungtundrenzeitlichen - Flugsanddecken noch verstärkt wurde. An der Nordseite der Grube konnte unweit des hier dargestellten Profils neben kryoturbar gestörten Sanden eine ca. 1 m lange, epigenetisch entstandene Eiskeilpseudomorphose festgestellt werden, deren obere Keilöffnung noch weit in die hängenden Flugsande hineinreichte.

Die Grundmoräne ist hier durch jüngere Sedimente überdeckt worden und tritt deshalb morphologisch nicht mehr in Erscheinung. Die nach GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958) ausgewiesenen I- Randlagen der Innenschlei markieren also keineswegs die maximale weichselzeitliche Eisausdehnung, sondern lediglich ein jüngeres Stadium, wie auch schon in den Arbeiten von EGEERS (1934), HECK (1943) und WEISS (1958) zum Ausdruck kommt.

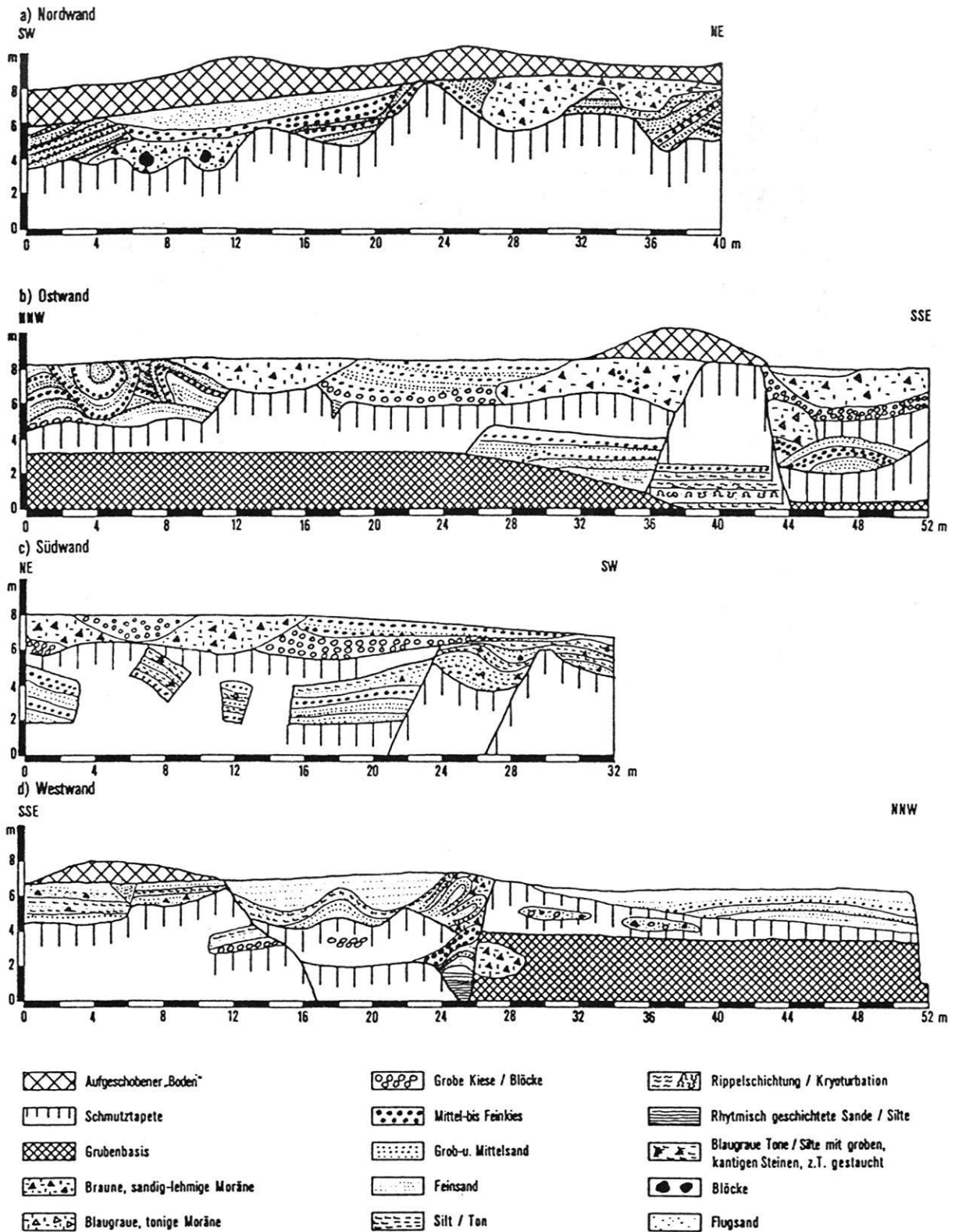


Abb. 20 Skizze des ehemaligen Aufschlusses der Kiesgrube ENE Schuby bei Schleswig - Südgrube; a) Nordwand, b) Ostwand, c) Südwand, d) Westwand.

Fig. 20 Sketch of the section ENE Schuby near Schleswig - southern part; a) north section, b) east section, c) south section, d) west section.

3.1.5.2. Südgrube

In dieser Grube wurde lediglich der Teil genau aufgenommen, der direkt an die Bundesstraße 201 grenzt. Er umfaßte ein Areal von etwa 50 m im Quadrat. Dabei wurden alle vier Wände detailliert aufgenommen, um die besonderen Lage- und Schichtungsverhältnisse innerhalb dieses Grubenausschnittes zu verdeutlichen (vgl. Abb. 20). Die Aufschlußwände zeigen also Profilabfolgen über ca. 50 m Längserstreckung bei einer maximalen Höhendifferenz zwischen anstehender Oberkante und Grubensohle von ca. 8 Metern.

An der Nordwand, die parallel zur B 201 verläuft, ist im linken (südwestlichen) Drittel der Aufschlußwand ca. 3 m über der Grubensohle und nochmals in ca. 5 m Höhe (im rechten Aufschlußteil) ein sandig-lehmiger Geschiebelehm aufgeschlossen. Hier sind zwei größere kristalline Blöcke von etwa 30 cm Durchmesser eingebettet. Im Südwest- und Mittelteil des Profils lagern der Grundmoräne Schmelzwassersande auf, die besonders im Südwestteil des Profils steil nach Im Nordwestteil ist die Grundmoräne zwischen stark gestörten und verstellten Sand- und Kiesschichten eingeschaltet, so daß der Stauchungscharakter deutlich sichtbar wird. Im Hangenden der Schmelzwassersande ist die in der linken Profilhälfte ausgebildete flache Mulde durch Flugsande ausgefüllt. Den Abschluß des Profils bilden künstlich aufgeschobene Erdmassen des Oberbodens.

Im Profil der Ostwand (rechtwinklige Fortsetzung der Nordwand) setzen sich die stark gestauchten Schmelzwassersande der Nordwand fort, wobei ein Teil der Sande und Kiese zu einer Falte aufgestaucht sind (vgl. Bild 5 im Anhang). Die zur Profilmittte hin fast horizontal verlaufenden mehr kiesigen Sandpakete werden durch 2 größere Geschiebelehmstücke begrenzt. Im Südostteil des Profils sind die sonst überall durch Versturzmassen überkleideten tieferen Hangpartien freigelegt. Daraus wird deutlich, daß mit zunehmender Tiefe die Schmelzwassersande feiner werden. Im Sohlenbereich der Grube sind Feinsandlagen mit kräftigen krypturbaten Überprägungen, meistens im Sinne von Taschenböden ausgebildet, die nach oben hin von flaserartigen Schichtungen und Rippelschichtungen abgelöst werden. Im rechten Profilteil werden die basalen und stark verbogenen Sand- und Kieslagen von einem ca. 3 x 2 m messenden Block aus graublauem Geschiebelehm teilweise überdeckt. Zum Hangenden hin trennt eine ca. 80 cm mächtige Geröllbank den graublauen Lehmblock und auch die glazialtektonisch beanspruchten Schmelzwassersande. Den Abschluß der Profilfolge bildet ein Geschiebelehmrest, der sich noch ca. 10 m weit nach Südwesten fortsetzt und dann auskeilt.

Die nur in kleinen Segmenten aufgeschlossene Südwand zeigt bis zur Basis hin leicht gestauchte Schmelzwassersande, die von dünnen Lagen graublauer, steinreicher Siltbänder durchzogen sind. Die Schmelzwassersande fallen generell nach SW ein.

Im Aufschlußteil der Westwand werden nur etwa in Profilmittte die basalen Sedimentverhältnisse erschlossen. Hier reichen wellenartige, rhythmisch geschichtete Silt- und Tone bis ca. 2 m über die Grubensohle hinaus und werden dann von gestauchten Sanden in Form von 4 schräg übereinander gestaffelten Stauchfalten überdeckt. In 2-4 m über der Grubensohle ist in unmittelbarer Nachbarschaft der Stauchfalten ein Brocken aus braunem Geschiebelehm eingearbeitet. Die durch die Stauchungen hervorgerufenen rinnenartigen Hohlformen sind durch Schmelzwassersande weitgehend ausgefüllt, so daß auch hier eine Glättung des Oberflächenreliefs gegeben ist.

In beiden Gruben kann also eindeutig eine braune, sandig-lehmige Grundmoräne nachgewiesen werden, die zum Teil flächendeckend basale Vorstoßserien überlagert, aber auch in einzelnen kleineren Restplatten zwischen Sanden und Kiesen eingeschaltet ist. Die Moräne wurde durch den Vorstoß des weichselzeitlichen Gletschers lokal stark gestaucht. Die Stauchungsrichtung von SE nach NW ergibt sich aus der Lage der z.T. steil stehenden und überkippten Stauchfalten, wobei selbst tiefer liegende Schmelzwassersedimente glazialtektonisch mit verstellt wurden. Auch der an der Ostwand (vgl. Abb. 20b) angetroffene blaugraue Geschiebelehmblock wurde dadurch mit in die Sande eingeschuppt. Inwieweit der gelegentlich auch an anderen basalen Stellen der Südgrube zu findende blaugraue Geschiebelehm mit in die Stauchungsvorgänge eingeschaltet ist, konnte nicht festgestellt werden.

Die Aufstauchung fällt dabei zeitlich mit der Ausbildung einer Rückzugsrandlage zur maximalweichselzeitlichen Eisausdehnung zusammen, die vom Südwestufer des Arenholzer Sees am Badestrand vorbei südostwärts bis zur Schubyer Nordgrube verläuft (vgl. auch Bild 1 im Anhang), hier dann nach Südwesten umbiegt und über den bis 40 m ü. NN hohen Endmoränenwall nordwestlich vom Gehege Pöhl zum ostseitigen Ortsrand von Schuby und weiter über Kroy nach Dannewerk verläuft. Diese Endmoräne liegt zwischen 500 m und 1,5 km vor der morphologischen Haupteisrandlage (T-Randlage nach GRIPP 1954), die -- hier weit nach Westen vorgehend -- die Innenschlei umgürtet. Die bisher von allen Autoren verzeichnete tiefe Kerbe im Eisrandlagenverlauf zwischen Lürschau und dem Nordweststrand von Schleswig

erweist sich damit nur als leichte östwärtige Einbuchtung des weichselzeitlichen Eisrandes.

Der blaugraue Geschieblehm, der im Bereich der Schubyer Gruben oberflächennah nicht flächendeckend nachgewiesen werden kann, tritt jedoch weiter nordwestlich am Südrand des Arenholzer Sees wieder als zusammenhängende Grundmoränenfläche auf. Lithofaziell scheint sich die Grundmoräne in der Schubyer Grube kaum von den Vorkommen am Südostrand des Arenholzer Sees zu unterscheiden. Die Matrixzusammensetzung des blaugrauen Geschiebelehms aus der Südgrube erbrachte folgende Kornzusammensetzungen:

SHY 2.0 : 57,8% Sand	32,9% Silt	9,3% Ton
SHY 2.1 : 55,3% "	30,7% "	14,0% "
SHY 2.2 : 58,0% "	27,0% "	15,0% "

Der stets anzutreffende hohe Anteil der Ton- und Siltfraktionen im Geschiebelehm dokumentiert sich auch in diesen Proben.

3.1.6. Zusammenfassende Ergebnisse und Diskussion

Aufgrund der Befunde aus den vorausgegangenen Kapiteln läßt sich nun ableiten, daß das Weichseis weit nach Westen bis zu 5 km über den morphologischen Rand der Endmoränenwälle (T-Randlagen nach GRIPP 1954 bzw. I-Moränen nach DÜCKER 1958 und GRIPP 1964) zwischen Schleswig und Idstedt hinaus vorgestoßen ist, ohne jedoch am Maximalrand morphologisch markante Endmoränenwälle hinterlassen zu haben. Das vorrückende Weichseis fand dabei eine bereits ausgeprägte präweichselzeitliche Morphologie vor, die die Bewegungsrichtung des Eises beeinflusste (STEPHAN & MENKE 1977 und FELIX-HENNINGSEN & STEPHAN 1982). Hochgelegene eem-frühweichselzeitliche Bodenbildungen außerhalb des Arbeitsgebietes am Margarethenwall bei Schleswig-Friedrichsberg (WALTHER 1989), eemzeitliche Torfe bei Loopstedt am Haddebyer Noor (vgl. KOLUMBE 1955 und SCHÜTT-RUMPF 1967), die von STEPHAN auf der Tagung der Nordwestdeutschen Geologen in Schleswig 1989 vorgestellte eemzeitliche Bodenbildung in der 67 m hohen Kuppe zwischen Oeversee und Munkwolstrup sowie weitere eemzeitliche Verwitterungshorizonte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holstins (STEPHAN 1981) scheinen eine schon saalezeitlich ausgebildete kräftige Relieferung des Jungmoränengebietes nicht nur in Angeln zu bestätigen.

Trotzdem scheint das Eis im Bereich des Arbeitsgebietes und auch im südlich angrenzenden Raum zwischen Schubye und Rendsburg weitgehend in einer zunächst geschlossenen

Front bis an den Maximalrand vorgestoßen zu sein, ehe dann nachfolgend eine zunehmend differenziertere Auflösung des Eisrandes einsetzte. Zwischen Bollingstedt und Schubye läßt sich der Maximalrand etwa durch die Linie Bollingstedt - Friedrichsau - Hermannsort - Süderschubbyfeld westlich von Schubye markieren (vgl. Abb. 21 im Anhang).

Die Entwässerung erfolgte bereits zu diesem Zeitpunkt über die subglaziale Schmelzwasserrinne des Arenholzer Sees, wobei der See durch die erosive Kraft der Schmelzwässer um mindestens 19 m unter dem heutigen Seespiegel und das westlich angrenzende Moorgebiet sogar um 21,5 m übertieft wurde. Eine rein exarative Ausschürfung des Arenholzer Sees zu einem Zungenbecken scheint wegen des kerbtalähnlichen Profils und der eigenartig abgewinkelten Form des Sees nicht wahrscheinlich. Der nur an seiner Ost- und Südwestseite angetroffene Geschiebemergel dürfte dabei als "Prallhang" gedient haben, der von den subglazialen Schmelzwässern unterschritten und damit versteilt wurde. Das geht auch aus der wesentlich näher zum Südost- bzw. Südufer verlaufenden Tiefenlinie des Sees hervor. Der See selbst muß dabei als Fortsetzung der Lürschauer Rinne gesehen werden, die vom Langsee aus eine nach Südwest gerichtete Entwässerungsrinne zum Lürschauer Gletschertor bildet. Ein zweiter, nach Nordwest gerichteter Ast verläuft vom Langsee aus über den Idstedter See zum Idstedter Gletschertor. Dieses wurde jedoch erst später in Funktion gesetzt.

Ob die subglazialen Schmelzwässer der Arenholzer Rinne in einer durchgehenden Abflußbahn über den um mehr als 5 m in die Schmelzwassersande eingetieften Gammelunder See zum nahen Eisrand flossen oder ob sie bereits vorher dem Eisrand Richtung Westen bis Südwesten zustrebten, kann im Nachhinein nicht mehr genau festgestellt werden, weil das Gebiet während einer jüngeren Phase nachhaltig durch die Schmelzwassersande des Lürschauer Außensanders überdeckt wurden. Eine Entwässerung über den Gammelunder See scheint aber wegen der noch zwischen beiden Seen vorhandenen Depressionen denkbar, die auf das Austauen von Toteis zurückzuführen sind und damit eine ehemalige subglaziale Abflußrinne nachzeichnen können. WEISS (1958) vermutet in dem Gammelunder See den Rest eines ehemaligen Zungenbeckens.

Die Schmelzwässer benutzten die bereits saalezeitlich angelegten Talungen zur Entwässerung des Eisrandes und bedeckten die älteren Sander bzw. die Eem-Absätze, sofern sie nicht vollständig ausgeräumt wurden (vgl. GRIPP 1964).

Nachdem bereits EGGERS (1934) erkannt hatte, daß neben der übertieften Rinne des Arenholzer Sees auch die Höhen um Bollingstedt einem frühen weichselzeitlichen Eisvorstoß

bis an den Maximalrand zuzuordnen ist, hatte HECK (1943a: 8 und 21) explizit zum Ausdruck gebracht, daß vor Schaffung der hohen Endmoränenlandschaft der Schleswiger Umgebung ein breiter Eislappen weiter nach Westen vorgedrungen ist, der eine mächtige, kalkreiche und nur gering verwitterte Grundmoräne hinterließ, auf der heute die Ortschaft Schuby zum größten Teil steht. HECK bezog den westwärts vorgreifenden Eislappen jedoch vornehmlich auf den Raum Schleswig-Schuby und ordnete die Wallberge zwischen Neukrug und Arenholzer See und bei Idstedt diesem ersten Eisvorstoß zu. Auch die flachen Hügel innerhalb des Sanders, die aus Sand, Kies und Geschiebelehm bestehen, gehören diesem Eisvorstoß an (HECK 1943b: 21). Im Norden stellen dagegen die Höhenrücken bei Gammelund und Bollingstedt ebenso Durchragungen warthezeitlicher Moränen dar, wie eine kleine Kuppe südlich des Arenholzer Sees bei Kroymannshöh, wengleich HECK (1943a: 19) für den Rücken bei Gammelund erste Bedenken hinsichtlich der stratigraphischen Einordnung äußert.

Von den vier ausgewiesenen Osern kann jedoch nur der Arenholzer Oszug am Westrand des Arenholzer Sees als echter Os gelten.

Aufgrund des inneren Aufbaus, der eine Schichtendifferenzierung unter wesentlicher Beteiligung großer Gerölle in Kern, Mantel- und Deckschicht im Sinne einer Geflüktionsdecke ermöglicht, kann hier von einem weitgehend subglazial aufgebauten Geröll-Os ausgegangen werden, der in einem stagnierenden und zurückschmelzenden Eis gletschertornah abgelagert und später randlich von Schmelzwassersanden des Lürschauer Außensanders überdeckt wurde. Die angeblichen Oser auf der Südseite des Arenholzer Sees und nordöstlich von Idstedt entpuppten sich jedoch als flachschildartige, gelegentlich zu Wallformen anwachsende Moränenrandlagen. In den Kiesgruben nordöstlich von Schuby war eine Randlage angeschnitten, die sich als kräftig gestauchte Grundmoräne erwies, wobei eine zweite, tiefere Grundmoräne im Zuge der Aufstauung in einzelne Platten zerlegt und in die hangenden Vorstoßschotter eingeschuppt wurde. Beide Moränen gehören zweifelsfrei dem ältesten weichselzeitlichen Eisvorstoß an, der zunächst bis an den Maximalrand ca. 2,5 km weiter westlich bis nach Hermansort vordrang und dann im Zuge des oszillierenden Rückzugs den bogig verlaufenden stauchmoränenwall zwischen dem Westrand des Arenholzer Sees und Schuby hinterließ, der also eine um ca. 1,5 km ostwärts zurückverlegte Rückzugsrandlage darstellt, die aber immer noch ca. 1 km westlich der morphologisch markant heraustretenden Hauptrandlagen (I-Moränen nach GRIPP 1964) liegt. Die in den Kartendarstellungen von GRIPP (1954, 1964), DÜCKER (1958) und KAISER (1987) ver-

zeichnete tiefe, nach Osten zurückverlegte Eisrandkerbe zwischen den äußeren Endmoränenwällen um Schleswig und von Lürschau nach Idstedt ist also erheblich schwächer ausgebildet. Abgesehen vom weit nach Westen zu verfolgenden basalen Geschiebelehm/-mergel, der allerdings in einem schmalen Streifen zwischen Schuby und Kroymannshöh von Schmelzwässern aus einem bei Kroymannshöh zu vermutenden Gletschertor aus erodiert worden ist, wird die Kerbe durch zwei ältere Rückzugsrandlagen ausgefüllt. Auf der Nordseite des Arenholzer Sees scheint die Rückzugsrandlage vor allem durch Eiskontaktbildungen im Sinne von Kamerücken und Kuppenkames dokumentiert zu sein.

Auch die Moränenrücken bei Gammelund und Bollingstedt bezeugen, daß vor Ausbildung der I-Moränen (nach GRIPP 1964) bereits Eis weiter westlich gelegen hat. Der Ost-West verlaufende Moränenrücken bei Gammelund dürfte ebenso wie die Endmoränen am Südrand des Bollingstedter Moores Rückzugsrandlagen des frühesten Eisvorstoßes darstellen. In diese Phase fällt auch die glazigen bedingte Entstehung der isolierten Rücken am Westrand des Büchmoores. Im Zuge dieses Vorstoßes wurden ältere, lokal begrenzte Beckenablagerungen, wie sie durch Bohrungen westlich von Gammelund unter 260 cm mächtigem Geschiebelehm nachgewiesen werden konnten, überfahren. Die schon von HECK (1943a) beschriebenen Bändertone bei Büchholz wurden von WEISS (1958) als Eisstauseebildungen eines ehemaligen Zungenbeckens gedeutet.

HECK (1943b: 20) konnte zwei verschiedene Arten von Geschiebelehm und -mergel ausweisen. Er schreibt dazu:

„1. solche, die im Vorland der morphologisch kraß heraustretenden Endmoräne lagern, und 2. diejenigen im Endmoränengebiet selbst. Petrographisch sind diese Grund- und Endmoränenbildungen dadurch unterschiedlich, daß der Geschiebemergel des Vorlandes im Gegensatz zu der Moräne westlich steinärmer und im allgemeinen auch fetter ist. Die Entkalkungstiefen sind bei beiden gering und selten mehr als 2 m mächtig. Eine große Fläche von Geschiebemergel findet sich in der Umgebung von Schuby.“

Während HECK (1943b) die flächige Ausbreitung des Geschiebemergels aus der Aufschlußsituation am Süd- und Westrand von Schuby folgert, kann nun anhand der Bohrungen zwischen dem Arenholzer See und Schuby die zumeist graue bis blaugraue Grundmoräne - im folgenden wird sie als Basalmoräne bezeichnet - oberflächennah zwischen Hermansort, dem Arenholzer See und dem Westrand von Schuby nachgewiesen werden. Ergänzend zu den selbst vorgenommenen Bohrungen belegen Sondierungsbohrungen für

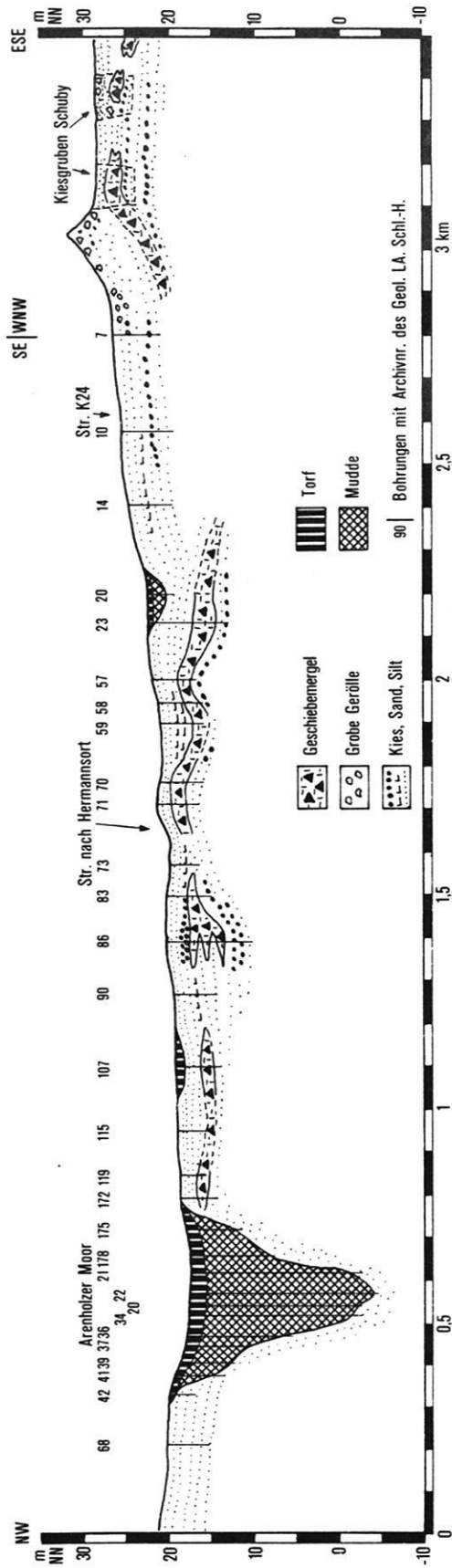


Abb. 22 Querschnitt entlang der Autobahntrasse A7 zwischen Arenholz und Schuby nach Bohrungen aus dem Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Schleswig-Holstein in Kiel.

Fig. 22 Cross-section parallel to the A7 motorway between Arenholz and Schuby based on drill samples from the archives of Geol. Landesamt of Schleswig-Holstein.

die Trassenführung der BAB A7 zwischen Schuby und dem Arenholzer See (vgl. Abb. 22), daß der Geschiebemergel oberflächennah teilweise schon ab 50 cm Tiefe einsetzt und selbst noch am westlichen Seeausfluß zwischen 260 cm und 300 cm Tiefe angetroffen wird. Die Mächtigkeit der Mergeldecke variiert von 20 cm bis maximal 220 cm. Nach Südosten taucht der Geschiebemergel offenbar bis auf knapp 5 m unter Geländeoberfläche ab und setzt dann ganz aus, ehe er 600 m weiter wieder in den Aufschlüssen der Schubyer Gruben nachgewiesen werden kann. Petrofaziell zeichnet er sich durch eine auffallende Geschiebearmut mit relativ hohen Tonanteilen von 9,3% bis 16,6% aus, wobei Silt und Ton zusammen sogar mehr als 40% in der Matrixzusammensetzung ausmachen können.

Auch die unter bis zu 6 m mächtigen Schmelzwassersanden nachgewiesene blaugraue Grundmoräne südlich von Bollingstedt im Staatsforst Steinholz, die auch im Bereich der Bollingstedter Au zwischen Engbrück und Jalm flächendeckend unter Sanden vorkommt (vgl. WEISS 1958), läßt sich petrographisch gut mit den Vorkommen bei Schuby korrelieren. Diese Grundmoräne scheint die gleiche zu sein, die im Jungmoränengebiet Schwansens und Südangelns flächenübergreifend als basaler Geschiebemergel anzutreffen ist.

Hingegen zeichnet sich die Deckmoräne im Vorland der großen Endmoränenwälle durch Geschiebereichtum und deutlich erhöhte Sandanteile von z.T. mehr als 10% gegenüber der Basalmoräne aus (vgl. Kap.4.1., SHY 1.0, 1.1 und GAM 1, GAM 2). HECK's (1943 a) Angaben zur petrographischen Differenzierung der Moränen können anhand der Analysedaten bestätigt werden.

Für den Moränenrücken bei Gammelund konnte WEISS (1958: 41) durch Schwermineralanalysen ein weichselzeitliches Alter des Geschiebemergels ermitteln. Allerdings zeigten dabei niedrige Hornblendezahlen und häufig anzutreffende Windkanter in den eingestauchten Kiesen, daß die frühen weichselzeitlichen Vorstöße auch saalezeitliches Material mit aufgeschuppt haben. Vier Geschiebezählungen aus den Moränen bei Gammelund und Schuby können die von WEISS (1958) gemachten Aussagen auf andere Weise bestätigen:

Die Zählungen zeigen einen relativ ausgeglichenen Geschiebebestand der drei vertretenen Geschiebegruppen, was sich in der HZ 2350 äußert. Diese Geschiebezusammensetzung entspricht nun allerdings nicht der zu erwartenden typischen Zusammensetzung weichselzeitlicher Grundmoränen, sondern eher älteren warthezeitlichen Ablagerungen (vgl. auch LÜTTIG 1991). Im Vergleich zu weiter östlich gelegenen weichselzeitlich einzustufenden Proben mit deutlich erhöh-

tem südschwedischen Anteil wirkten sich hier offenbar entweder die Eisrandnähe oder relativ hoch gelegene ältere Ablagerungen in der Art aus, daß warthezeitliche Absätze in stärkerem Maße vom Eis aufgenommen und in die weichselzeitliche Moräne mit eingearbeitet wurden. Ähnliche Einflüsse macht SCHLÜTER (1981) auch für einige Proben aus Moränen der Geestkerne geltend. Anhand der TGZ-Werte liegen alle Proben eindeutig im Streubereich der für die Weichselvereisung charakteristischen Werte, so daß damit ein weichselzeitliches Alter der Moränen angenommen und auch bestätigt werden kann (vgl. Kap. 4.3.).

Das von HESEMANN (1936) für die Höhen nördlich Engbrück ermittelte warthezeitliche Alter stützt sich auf drei Zählungen, die drei verschiedenen Vereisungsphasen (Saale, Warthe, Weichsel) zugeordnet werden. Vergleichszählungen, die direkt auf diesen Raum bezogen werden können, liegen nicht vor. Diese stratigraphische Zuordnung kann anhand eigener Zählungen nicht bestätigt werden.

Bereits außerhalb der weichselzeitlichen Maximalrandlage liegt die von HECK (in JOHANNSEN 1960) bearbeitete Bohrung auf dem Jübeker Bahnhof, die zwischen 11,80 und 13,50 m unter Geländeoberkante einen grünlich-grauen, sehr mageren, sandigen Lehm erschloß, der damit gut 6 m tiefer liegt als der weiter östlich anzutreffende blaugraue weichselzeitliche Geschiebemergel. Er wird von HECK als altglaziale Grundmoräne eingestuft. Vergleicht man ihn mit der von einem eem-frühweichselzeitlichen Bodenbildungskomplex überlagerten warthezeitlichen Basalmoräne im Aufschluß Margarethenwall bei Schleswig-Friedrichsberg (vgl. WALTHER 1989, 1990), so zeigt sich hinsichtlich der farblichen und petrographischen Kennzeichnung beider Moränen eine auffallende Ähnlichkeit, die allein zwar keinesfalls eine analoge Einstufung rechtfertigt, aber andererseits auch nicht völlig auszuschließen ist.

Die Übersanderung und damit fortschreitende Nivellierung des Reliefs setzte mit dem Rückschmelzen des Eises zuerst im Arenholzer Bereich ein. Erst mit dem Aufstauen der Endmoränenwälle zwischen Idstedt und Lürschau trat auch das Idstedter Gletschertor in Funktion und schüttete den Idstedter Kegelsander auf, der nach WEISS (1958) bis zur Treene zu verfolgen ist und im wurzelnahen Bereich Mächtigkeiten von mehr als 12 m erreicht. Während der Abfluß der Schmelzwässer über das bei etwa 19 m ü. NN gelegene Lürschauer Gletschertor offenbar bald versiegte, blieb das Gletschertor bei Idstedt (24 m ü. NN) noch länger in Funktion (GRIPP 1954; WEISS 1958). Der Moränenrücken bei Gammelund stellte nach Süden hin ein Hindernis dar und wurde nicht vollständig durch Sanderabsätze überdeckt. Ein Teil der Schmelzwässer fand jedoch zwischen Gammelund

und dem Staatsforst Steinholz einen Weg nach Südwesten.

Ein weitere nivellierende Überprägung geschah durch äolische Formung in Form kleinräumiger und auch ausgedehnter Flugsanddecken und Dünenbildungen. Kleinere, durch Tiefschmelzen von Toteis entstandene Hohlformen oder auch flache, wannen- oder rinnenartige Vertiefungen in der Sanderfläche sind vielfach durch Flugsande verdeckt worden und haben zur Nivellierung und Überformung des Reliefs beigetragen. Beispiele dafür finden sich zwischen Lürschau und Schuby (vgl. Kap. 3.1.5.) ebenso wie in flächenmäßig größerer Ausbreitung am Nordrand des Büchmoores. Einzelne Kuppen in der Sanderfläche erwiesen sich nicht immer als Moränen- oder Kameskuppen, sondern auch als Dünenformen unterschiedlicher Ausprägung. Ein kleines Dünengebiet verschiedener Dünenformen befindet sich im Saumbereich der Bollingstedter Au bei Engbrück (vgl. HECK 1943 b). Einzelne Grabungen in den nur kleinen Dünenkörpern brachten keine näheren Erkenntnisse über die zeitliche Fixierung der Anwehungsphase. Fossile Bodenbildungen als wichtige stratigraphische Leithorizonte, wie sie in den Dünen des Rendsburger Staatsforstes im mittleren Sorgetal nachgewiesen und daraus mehrere Anwehungsphasen bis ins jüngste Holozän hinein abgeleitet werden konnten (vgl. KAISER et al. 1989a und b), waren hier nicht zu entdecken. Analog zu den Verhältnissen im Rendsburger Staatsforst oder auch am Margarethenwall in Schleswig (vgl. WALTHER 1989) kann jedoch auch für die Dünen bei Engbrück eine Hauptanwehungsphase im Spätglazial, möglicherweise sogar in der jüngeren Dryaszeit angenommen werden.

Hinsichtlich der fossilen Bodenbildung (gekappter Orterde-Podsol) im Aufschluß der Kiesgrube Schuby-Nord kann über die zeitliche Einordnung des Bodens und der hangenden Flugsande nur wenig ausgesagt werden. Im Vergleich zu den als allerödzeitlich eingestuften fossilen Böden Schleswig-Holsteins, die oftmals nur noch an einer zumeist deutlich ausgebildeten, oft fingerförmig ausbuchtenden Bleichzone und spärlichen Humusresten erkennbar sind, ist der fossile Podsol hier recht gut erhalten, so daß ein spätglaziales Alter des Bodens nicht sehr wahrscheinlich ist. Ein bereits holozänes ggf. sogar spätholozänes Alter der Flugsandanwehung wird daher angenommen.

Vergleicht man nun den Verlauf der Maximalrandlage mit den Kartendarstellungen von EGGERS (1934), GRIPP (1954, 1964), DÜCKER (1958) und KAISER (1987), so zeigen sich im Detail erhebliche Unterschiede. Aus den vorliegenden Befunden ist jetzt ersichtlich, daß der Maximalrand im Bereich des Arbeitsgebietes nicht mehr weit nach Osten zurückverlegt eingetragen werden kann, sondern vielmehr als eine eher gradlinig verlaufende Eisrandgrenze anzusehen

ist, die bis zu 5 km westlich der äußeren I-Moränen unter Einbindung der Moränenrücken bei Bollingstedt, des Gammelunder Sees, des Arenholzer Oszuges mit dem Arenholzer See und der bis Hermannsort nachweisbaren Grundmoräne vorverlegt werden muß. Auch nordwärts ist aufgrund der Grundmoräne unter ca. 6 m Schmelzwassersanden ein westwärtiges Vorgreifen des Weichseises anzunehmen. Erst bei Schuby entspricht der Maximalrand den Darstellungen auf den Kartenblättern. In der südlichen Fortsetzung des Maximalrandes ergibt sich aus den Untersuchungsbefunden von WALTHER (1989, 1990), daß zwischen Schuby und Fockbek ein annähernd gradliniger und nur südlich von Owschlag leicht gebuchteter Verlauf der WH 1-Randlage gegeben ist.

Die von TONTSCH (1974) bearbeitete Geologische Übersichtskarte des Kreises Schleswig (Maßstab 1: 100.000) entspricht in mehreren Details nicht mehr den nachgewiesenen Untersuchungsbefunden.

3.2. Die Langseerinne im Bereich der älteren Schleswig-Idstedter und Wellspanger Eisrandlagen (W 2)

Als ältere Rückzugsrandlagen werden hier die Moränenrandlagen verstanden, die einem erneuten Eisvorstoß entsprechen, der den Maximalrand nicht mehr erreicht hat, sondern einige Kilometer östlich davon die Endmoränenwälle zwischen Schleswig und Idstedt-Stolkerfeld aufgestaucht hat (vgl. Abb 21). Vielfach werden diese Endmoränen auch als morphologische Haupteisrandlage angesehen, weil sie sich mauerartig mit Höhen bis zu 50 m ü. NN gegen das westliche Vorland abheben. Sie werden im folgenden als Schleswig-Idstedter Randlagen angesprochen. Diesen staffelartig angeordneten Endmoränenwällen schließen sich ost- bis nordostwärts mehrere ausweisbare Rückzugsrandlagen untergeordneter Bedeutung an. Es sind zumeist schwach ausgebildete und teilweise gestauchte Moränenrandlagen einer zurückweichenden, oszillierenden Eisfront, deren Rückzugsweg dadurch nachgezeichnet wird. Auch wenn davon ausgegangen werden muß, daß mit dem Rückzug der aktiv bewegten Eisfront das freigegebene Gebiet nicht frei von Eis, sondern sicherlich durch Toteis beherrscht und überprägt wurde (vgl. HERMANN 1971; STEPHAN 1974), so lassen sich dennoch viele Rückenformen aufgrund der morphologischen Gesamtsituation (Streichrichtung, Anbindungen an benachbarte Rücken u. dgl.) sowie ihrer Materialzusammensetzung mit Eisrandlagen in Verbindung bringen, wengleich der eine oder andere Rücken sicherlich auch Teil einer allgemein wellig-kuppigen Grundmoränenlandschaft sein dürfte und damit möglicherweise einen Rückzugshalt

des Eises nur vortäuscht. Erst am Ostende des Langsees kann dann wieder eine morphologisch markante Rückzugsrandlage - die Wellspanger Randlage - ausgewiesen werden. Auf sie wird im nachfolgenden Kapitel eingegangen.

Die besonderen Kennzeichen der Langseerinne zwischen diesen Randlagen sind einerseits die vom Westende des Langsees aus fast rechtwinklig auseinanderstrebenden Rinnenäste des Lürschauer Tunneltales nach Südwesten mit dem Abzweig der Falkenberger Rinne und das Idstedter Tunneltal nach Nordwesten und andererseits der zweigeteilte Langsee, dessen Wasserfläche den gesamten Rinnenabschnitt auf einer Länge von 5 km zwischen dem Gehege Karrenberg und Wellspang einnimmt.

3.2.1. Das Lürschauer Tunneltal mit der Umfließungsrinne bei Gut Falkenberg

3.2.1.1. Das Lürschauer Tunneltal

Der Lürschauer Rinnenast stellt die Verbindung zwischen dem Arenholzer See und dem Langsee her (vgl. Abb. 2). Hierüber flossen die subglazialen Schmelzwässer zum Lürschauer Gletschertor zwischen Rethsee und Wilhelmslust und schütteten den zugehörigen Sander im Vorland der Endmoränen auf. Heute weist die Rinne ein rückläufiges Gefälle vom Lürschauer Gletschertor (19-24 m ü. NN nach GRIPP 1964) zum Langsee (16 m ü. NN) hin auf und bildet im Verband mit den Schleswig-Idstedter Endmoränenzügen die Wasserscheide zwischen Nord- und Ostsee. Die etwas mehr als 2,5 km lange Rinne ist durchgehend sehr schmal und durchschnittlich um 10 m in die durch mehrere Moränenrandlagen gegliederte Grundmoränenlandschaft im rückwärtigen Teil der Schleswig-Idstedter Randlagen eingetieft. Nordöstlich vom Rethsee und am Westrand des Standort-Übungsplatzes Langsee bei Haarholm queren jüngere Rückzugsrandlagen die Rinne, so daß sie an diesen Stellen auf knapp 100 m Breite eingeeengt wurde. Dazwischen ist die Rinne jedoch kaum breiter als 400 m. Einzelne Aufgrabungen auf dem isolierten Moränenrücken im Rinnenteil nordöstlich vom Rethsee sowie eine größere Abbruchkante im Bundeswehrgelände südwestlich von Haarholm bestätigten, daß auf den Rücken nebeneinander Geschiebelehmplatten und Sand- bzw. Kieslagen auftreten, die als Hinweise auf Stauchungen gedeutet werden. Der Rinnenboden ist durch Schwellen -- oftmals sind es breitere Sandriegel -- und Depressionen gegliedert. Ehemalige Seen sind inzwischen vollständig verlandet und bilden Nieder Moore.

Aufgrund der morphologischen Befunde muß man mit

GRIPP (1954) annehmen, daß die Lürschauer Rinne nur als Tunneltal entstanden sein kann. Zur Zeit der Herausbildung der Schleswig-Idstedter Eisrandlagen erfolgte die Hauptentwässerung zum Lürschauer Gletschertor, wobei der Höhenunterschied zwischen Langsee und Lürschauer Gletschertor nur von unter Druck fließenden Schmelzwässern überwunden werden konnte. Auch wenn keine Angaben bezüglich der Tiefe der Depressionen im Rinnenabschnitt vorliegen, so muß doch analog zu den Verhältnissen im Bereich des Arenholzer Sees mit erheblichen Übertiefungsbeträgen von mehreren Metern gerechnet werden, die durch die erosive Kraft der Schmelzwässer geschaffen worden sind. Nirgendwo finden sich morphologische Hinweise auf eine glazial-erosive (exarative) Ausformung der Rinne.

Da der Arenholzer See mit seinem westlich vorgelagerten Moorgelände die westliche Fortsetzung der Rinne bildet, muß die Entwässerung über diesen Ast bereits schon vor Aufstauung der Schleswig-Idstedter Randlagen erfolgt sein, wengleich für die Rinne noch eine völlig andere Form angenommen werden kann. Auch in der nachfolgenden Phase erfolgte die Entwässerung weiterhin über diese Rinne. Im Verlauf des oszillierenden Rückzuges der Eisfront versiegt der Schmelzwasserabfluß jedoch bald (vgl. GRIPP 1954 und WEISS 1958). Das Tunneltal wurde durch Toteis plombiert und offenbar auch zusätzlich durch querende Moränenrandlagen eingeeengt.

3.2.1.2. Die Umfließungsrinne bei Gut Falkenberg

Die schmale Rinne am Gut Falkenberg nordwestlich Schleswig verläuft zum großen Teil rechtwinklig zum Lürschauer Tunneltal. Sie beginnt bei Wilhelmslust südlich des Reethsees und erstreckt sich über ca. 2 km südostwärts am Gut Falkenberg vorbei bis südwestlich Himmelsauge/Ruhekrug, biegt dann rechtwinklig nach Südwest um und weitet sich ab Holpust fächerförmig bis zur Autobahnanschlußstelle Schuby/Schleswig aus. Die Rinne ist im allgemeinen nur ca. 100-150 m breit und wird heute von einem kleinen Rinnsal durchflossen, das in das Lürschauer Tunneltal entwässert. In der Rinne befinden sich kleinere Depressionen, die weitgehend vermoort sind, vereinzelt aber noch Restflächen offenen Wassers (Teiche) aufweisen. Die Sohle liegt zwischen 28 und 29 m ü. NN. Die Talränder werden beidseitig von Endmoränenrücken eingefafßt, die zu den in vier Rückzugsrandlagen gegliederten Schleswig-Idstedter Randlagen-Komplex (T-Randlage, bzw. I-Moränen im Sinne von GRIPP 1954, 1964) gehören. Sie erreichen Höhen bis 45 m ü. NN. und dokumentieren den jüngsten Abschnitt der Stauchungsphase dieses Komplexes. Auf der Höhe des Gutshofes Falkenberg wurde ein Querprofil anhand von 6 Bohrungen

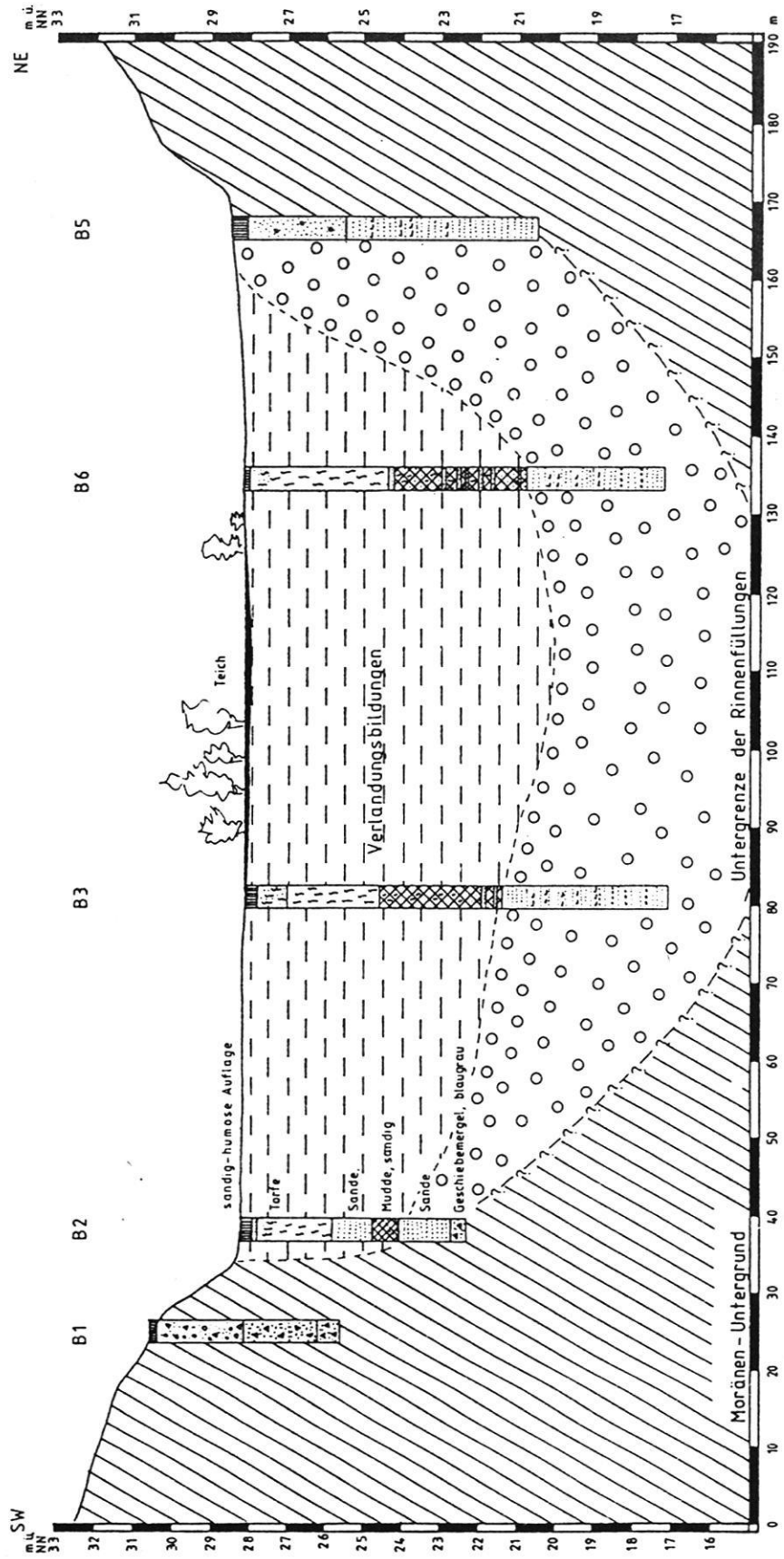
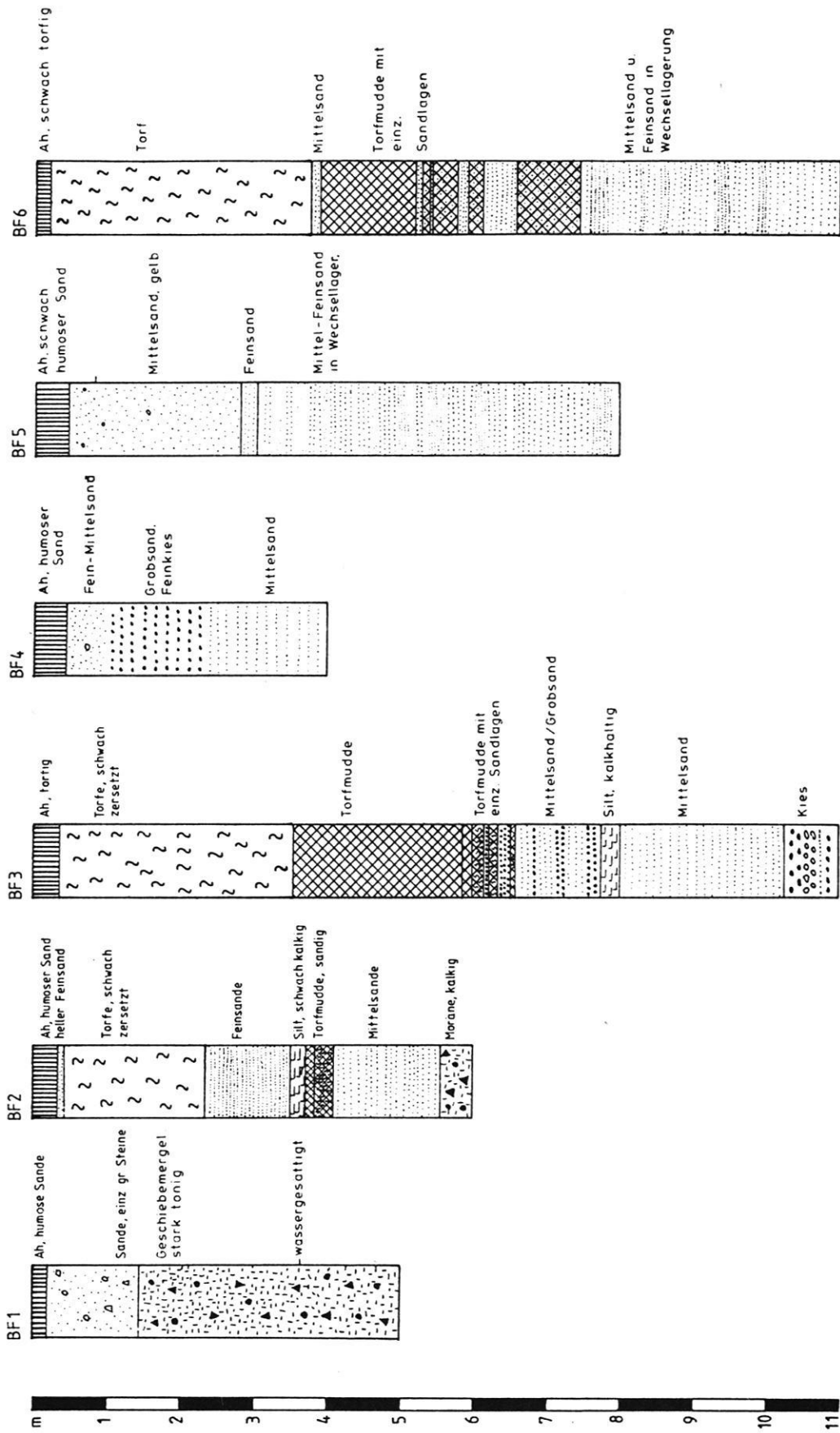


Abb. 23 Querprofil durch die Rinne bei Gut Falkenberg NW Schlewig.

Fig. 23 Cross-profile of the channel at Falkenberg Estate northwest of Schlewig.



63 **Abb. 24** Bohrprofile (BF 1-6) bei Gut Falkenberg.

Fig. 24 Drilling profiles (BF 1-6) near Falkenberg Estate

angelegt, um den Sedimentinhalt sowie die Mächtigkeit terrestrisch-limnischer Sedimentabfolgen zu ermitteln. Die Abfolge der Bohrungen verläuft vom Westhang aus durch die Rinne bis zum Hangfuß auf der Ostseite (vgl. Abb. 23).

Bohrung BF 1 (vgl. Abb. 24) wurde auf dem westlich gelegenen wallartigen Moränenrücken niedergebracht. Dabei wurde erbohrt:

- 0 - 146 cm kiesiger, schwach lehmiger Sand, grobes Blockmaterial,
- 200 cm brauner Geschiebelehm,
- 500 cm graublauer Geschiebemergel.

Der als Endmoräne auszuweisende Rücken ist lithofaziell durch sandig-kiesiges und blockreiches sowie lehmiges Material gekennzeichnet. Die oberen 150 cm bestehen überwiegend aus sandig-lehmigen Kiesen mit zahlreichen groben, zumeist kantengerundeten und kantigen Blöcken. Das Sediment ist gut wasserdurchlässig. Ab 150 cm Tiefe setzt dann ein brauner, tonig-lehmiger Geschiebelehm ein, der ab 200 cm Tiefe blaugrau wird und nun karbonathaltig ist. Die Materialzusammensetzung dieses Rückens wird als typisch für Stirnstauchmoränen angesehen, wobei der ältere basale Geschiebemergel im Zuge der Aufstauhungen mit in den Endmoränenrücken eingearbeitet wurde.

Bohrung BF 2 (vgl. Abb. 24) liegt im Hangfußbereich und erfaßt bereits Torfe und Torfmudde bis zu einer Tiefe von 410 cm, die durch einzelne kalkfreie Sandlagen unterbrochen sind. Es folgt ein gelbgrauer Mittelsand bis zu einer Tiefe von 570 cm, ehe der graublau Geschiebemergel einsetzt.

In **Bohrung BF 3** (vgl. Abb. 24) unmittelbar am Teichrand etwa in der Rinnenmitte reichen die Torfe bis 355 cm hinab und werden von einer olivgraubraunen, kalkfreien Mudde bis 730 cm Tiefe abgelöst, die in den unteren Teilen stark sandig wird. Es folgt bis zur Endteufe von 1100 cm weißgrauer Silt und Sand in Wechsellagerung.

Bohrung BF 5 (vgl. Abb. 24) liegt im westlichen Hangfußbereich der Rinne. Gelber Mittelsand liegt unter einem dünnen humosen Oberboden bis zu einer Tiefe von 290 cm und wird dann bis zur Basis von 800 cm von geschichtetem grauen bis grau gelben Silt und Sand abgelöst.

Bohrung BF 6 (vgl. Abb. 24) auf der Westseite des Teiches zeigt eine ähnliche Abfolge wie BF 3, wobei die Torfmudde allerdings stärker von einzelnen Sandlagen durchsetzt ist. Ab 740 cm tritt wieder geschichteter Silt und Sand bis zu einer Endteufe von 1100 cm auf.

Bohrung BF 4 zeigt ähnliche Verhältnisse wie BF 5.

Aus den Bohrungen wird deutlich, daß die Hangbereiche der Rinne durch Geschiebelehm-/mergel bzw. sandig-kiesige Blockpackungen aufgebaut werden. Die Rinnenfüllung besteht in den basalen Teilen aus glaziofluvialen Sanden, deren Untergrenze durch die Bohrungen nicht mehr erfaßt werden konnte. Darüber schließen sich Verlandungsbildungen an, die im zentralen Bereich der Rinne Mächtigkeiten bis 740 cm erreichen und in den tieferen Teilen von einzelnen Sandlagen durchzogen sind.

Im Rinnenverlauf zeichnen sich mehrere solcher geschlossenen und heute vollständig verlandeten Hohlformen ab, die auf das Tieftauen von Toteis zurückgeführt werden können.

In den Hangfußbereichen wirken sich solifluidale Verlagerungen sandigen Materials von den Hängen bis weit in die Rinne hinein aus, so daß die oberen Torfschichten wechselnd mächtige Sandlagen enthalten, die allerdings auch auf anthropogene Maßnahmen zur Befestigung des Oberbodens für die landwirtschaftliche Nutzung zurückzuführen sind.

Die Falkenberger Rinne liegt zwischen der dritten und vierten Endmoränenstaffel der Schleswig-Idstedter Randlagen. Sie wurde damit also erst im letzten Abschnitt der Aufstauung als kleine eisrandparallele Schmelzwasser-Abflußbahn aktiviert, wobei der Abfluß durch die Mulde zwischen den steil aufragenden Endmoränenwällen dirigiert wurde und sich mit den bei Himmelsauge/Ruhekrug austretenden Schmelzwässern vereinigen konnte, um dann südwestwärts über Kroymannshöh abzufließen. In der Schubyer Nordgrube (vgl. Kap. 3.1.5.1.) waren die Sande aufgeschlossen. Sie bedecken eine tiefere, nach Westen hin auskeilende ältere Grundmoräne.

3.2.2. Das Idstedter Tunneltal

Das Idstedter Tunneltal bildet den zweiten nach Nordwesten weisenden Entwässerungsast der Langseerinne zwischen Langsee und Idstedt. GRIPP (1954: 107) schreibt dazu:

"Weniger deutlich, aber doch auch als Tunneltal anzusehen ist die Rinne, die vom Langsee über den Idstedter See und westlich vom Dorfe Idstedt über die Flensburger Landstraße zum Buchmoor führt."

Bereits HECK (1943a:9) hatte die Idstedter Rinne als Teil des Langsee-Entwässerungssystems erkannt. Er führt dazu aus:

"Als Nebenrinne ist die Verbindung zum Idstedter See aufzufassen. Der Idstedter See mit seiner runden Umrandung deutet auf eine Entstehung durch Toteis hin, d.h. in seinem Untergrund lag ein von der Hauptmasse des Gletschers abgeschnürter Eisblock, über den die Schmelzwässer ihren Weg nahmen, und erst später taute das Eis im tieferen Boden auf, als dessen Folge die Sandoberfläche einsank."

Verfolgt man nun genauer das morphologische Erscheinungsbild der Rinne, so läßt sie sich in drei Abschnitte gliedern (vgl. Abb. 2 und 21):

1. Der westliche Teil wird repräsentiert durch die trichterartige Ausmündung der Rinne westlich von Idstedt. Ihr vorgelegt sind quer verlaufende 5 bis 14 m hohe flachschildartige Rücken aus zumeist kiesig-sändigem Material, die zwischen Idstedt Kirche und Idstedt Westerfeld mindestens 3 niedrigere Durchlässe ins westliche Vorland gewähren. Diese Kiesrücken liegen dabei auf gleicher Höhe wie die block-

reichen Moränenrücken nördlich Idstedt-Westerfeld und südlich Idstedt-Kirche.

2. Ab Idstedt verzängt sich die Rinne zunächst schlauchartig auf weniger als 100 m Breite und öffnet sich dann beckenförmig nach Südosten hin auf ca. 800 m Breite, in der der Idstedter See eingebettet ist (vgl. Bild 6 im Anhang).

3. Vom Südrand des Idstedter Sees aus gabeln sich zwei schmale Teilrinnen, die vom bis zu 37 m steil aufragenden Moränenrücken des Grüderholz getrennt sind. Der etwas schmalere westliche Ast dient heute als Entwässerungsrinne des Idstedter Sees zum Langsee hin und mündet fast rechtwinklig zum kleinen Langsee an dessen Westende, während die östliche Rinne erst westlich der Enge von Güldenholm auf den kleinen Langsee trifft, hier jedoch durch eine 4 m hohe Schwelle gegen das Langseebecken abgeriegelt ist.

Die gesamte Rinne wird im Nordosten von der Moränenrandlage durch Idstedt-Feld begrenzt, die von Güldenholm

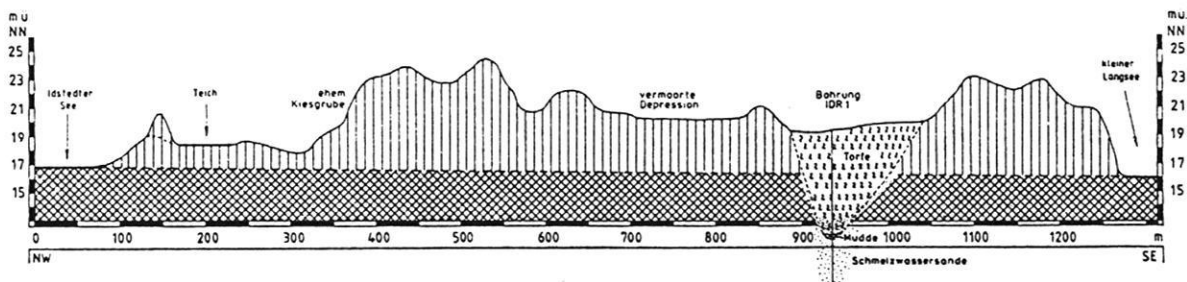


Abb. 25 Längsprofil durch das Idstedter Tunneltal zwischen Idstedter See und kleinem Langsee.

Fig. 25 Profile through the Idstedt tunnel-valley between the lakes of Idstedt and Langsee.

aus nordwestwärts verläuft und den östlichen und nördlichen Teil des Idstedter Sees umkränzt (vgl. GRIPP 1954). Der von HECK (1943) als Oser gedeutete Rücken nördlich von Idstedt ist sicher kein Os, sondern Teil der den See umgürtenden Moränenrandlage. Die durchschnittliche Höhe dieser Randeinfassung liegt bei 30 m ü. NN. Im Südwesten wird die Rinne von der Endmoräne durch das Grüderholz begrenzt. Hier reichen die Höhen sogar bis 37,7 m ü. NN hinauf. Die maximale Höhendifferenz zwischen den tiefsten Teilen des heutigen Rinnenbodens (19 m ü. NN) und den höchsten Teilen der Randeinfassungen beträgt demnach fast 19 Meter, wobei die Hänge zum größten Teil überaus stark gebösch sind und der nur knapp 2 km langen Rinne damit

ein markantes Aussehen verleihen. Der Talboden ist durch mehrere beckenartige Vertiefungen und Schwellenbereiche untergliedert (vgl. Bild 7 im Anhang). Aus einer Höhenvermessung entlang der Tiefenlinie der Rinne vom Idstedter See aus bis zum Langsee ergibt sich das in Abb. 25 dargestellte Längsprofil, aus dem deutlich 6 Depressionen von quer zur Rinne verlaufenden Schwellenzonen aus kiesigen Sanden begrenzt sind. Der kleine Teich südlich des Idstedter Sees und auch die sich anschließende Vertiefung gehen auf einen ehemaligen Kiesaushub zurück, während alle übrigen Depressionen ursächlich mit der Ausbildung dieser Rinne zusammenhängen dürften. Besonders die im Mittelteil der Rinne vorhandenen zwei von einer Sandschwelle getrennten

größeren Vertiefungen mit Längenerstreckungen von jeweils ca. 150 m sind heute fast vollständig verlandet und von Erlen-Weiden-Bruchwald überwachsen.

Mit der Sondierungsbohrung IDR 1 (vgl. Abb. 25) konnte die Tiefe und der Sedimentaufbau der näher am Langsee gelegenen Depression ermittelt werden. Danach wird an der Basis ab 757 cm Tiefe unter Geländeoberfläche bis zur Endteufe in 1100 cm gelblich-grauer Schmelzwassersand und -kies angetroffen. Dieser wird zum Hangenden hin von einer 27 cm mächtigen sandigen Mudde abgelöst, ehe dann bis zur Oberfläche Verlandungstorfe bis hin zum Bruchwald unter Beteiligung von Erlen einsetzen. Die Basis der Depression liegt demnach ca. 7,5 m unter der heutigen Geländeoberkante. Eine ähnliche Übertiefung ist auch in der nordwestlich angrenzenden vermoorten Depression zu erwarten, womit deutlich wird, daß die Rinnensohle ehemals noch stärker reliefiert war als sie heute erscheint.

Die erste Anlage der Idstedter Rinne erfolgte sicher zeitgleich mit der Entstehung der Schleswig-Idstedter Endmoränen, wobei ein erstes frühes Gletschertor zwischen Idstedt-Kirche und Idstedt-Westerfeld gelegen haben wird. Die aus wurzelnahe Sandermaterial bestehenden Rücken in direkter Nachbarschaft zu den Moränenrücken an der Landstraße nach Flensburg zeigen die frühe Gletschertorposition an, die dann aber bald auf eine weiter östlich bei Idstedt gelegene Position zurückverlegt wurde, wobei die Schmelzwässer Abflußwege durch die vorgelagerten Rücken schufen. Gleichzeitig dürfte auch schon das kleine Zungenbecken des Idstedter Sees entstanden sein. Mit dem Rückzug der Eisfront südlich des Idstedter Sees erfolgte die Übersanderung des Eises im Idstedter See. In einer ehemaligen Kiesgrube am Südrand des Idstedter Sees waren grobe Schmelzwasserabsätze aufgeschlossen, die von einer jüngeren Gletschertorposition aus nach Norden bis Nordwesten geschüttet wurden. Erst in diese Zeit fällt dann auch die morphologische Ausgestaltung der östlichen Teilrinne zwischen Idstedter See und Langsee zu einem echten Tunneltal in der Form, daß sie durch subglazial abfließende Schmelzwässer zum nahen Gletschertor hin angelegt wurde. Das im Tunneln abfließende Schmelzwasser muß dabei zeitweise unter stärkerem Druck gestanden haben, so daß es sowohl morphologisch akkumulativ wie auch erosiv wirken konnte, um einerseits die Schwellen und mächtigen Übertiefungen des Talbodens ausbilden zu können, andererseits aber auch den Höhenunterschied vom Talboden bis zum Gletschertor in etwa 23 m Höhe ü. NN überwinden zu können. Eine Ausbildung dieses Rinnenteils durch überwiegend exarative Tätigkeit des Eises scheidet wegen des häufigen Wechsels der Formen auf relativ kurzer Strecke aus. Eine exarative Anlage des Idstedter Sees zu einem Zungenbecken scheint dagegen

durchaus denkbar.

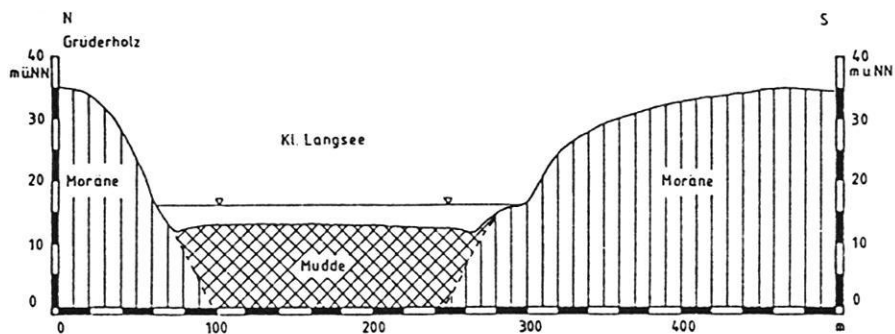
Im Gegensatz zum Lürschauer Tunneltal ist die Entstehung der Idstedter Rinne keinesfalls einheitlich abgelaufen, denn sie wurde sowohl durch fluvioglaziale Erosion als auch höchstwahrscheinlich durch exarative Tätigkeit des Eises (Idstedter See) geschaffen und dann offenbar teilweise durch Schmelzwassersande bedeckt. Die schmalen und steiler eingetieften Rinnenabschnitte bei Idstedt und südlich des Idstedter Sees sind nachträglich nicht mehr wesentlich übersandert worden.

3.2.3. Der Langsee

Der Langsee erstreckt sich über fast 5 km von seinen zwei Abflußästen an seiner Westseite aus bis nach Wellspang, wo er von einem quer verlaufenden Moränenkranz der Wellspanger Rاندlage gegen das sich östlich anschließende Tal der Wellspanger Au begrenzt wird. Der See füllt nahezu die gesamte Rinne aus, die an ihrer schmalsten Stelle bei Gölldenholm-Seehaus ca. 200 breit ist und an ihrer breitesten Stelle südlich von Süderfahnestedt knapp 500 m mißt. Der Langsee besteht aus 2 ungleich großen Teilseen, die nur durch einen schmalen Durchlaß westlich Gölldenholm (Enge von Gölldenholm) miteinander verbunden sind.

Aus der vom LANDESAMT FÜR WASSERHAUSHALT UND KÜSTEN (1981) durchgeführten Tiefenmessung geht hervor, daß der kleinere Westteil des Sees mit Wassertiefen zwischen 3 und 4 m wesentlich flacher ist als der größere Ostteil, dessen größte Tiefen bis zu 13,3 m nahe dem Südufer nördlich und nordwestlich von Brekling ermittelt wurden. Im Längsprofil ergibt sich daraus, daß der See aus zwei Becken besteht, die durch die Schwelle bei Gölldenholm voneinander getrennt sind. Im Querprofil zeigt der kleinere Langsee eher eine kastentalartige Form (vgl. Abb. 26a), während der größere Teil vor allem entlang des Südufers eine stärker eingekerbte Rinne aufweist (vgl. Abb. 26b), die dem See ein stärker v-förmig ausgebildetes Profil verleiht.

Die Talhänge sind sowohl unterhalb des Seespiegels als auch oberhalb außergewöhnlich steil geböschet. Die Talschultern reichen bis zu einer Höhe von 46 m ü. NN hinauf, während der Seespiegel bei ca. 16 m ü. NN liegt. Damit ergibt sich eine Sprunghöhe vom heutigen Seegrund bis zur Taloberkante von maximal 43 m bei Hangwinkeln von stellenweise über 30° Neigung beiderseits des Sees zwischen Gölldenholm und Süderfahnestedt sowie am Westende des kleinen Langsees bei Grüderholz und Haarholm. Die weniger steilen Hänge im Bereich der Enge von Gölldenholm, östlich Süderfahnestedt und nordöstlich Brekling zeichnen sich durch



b:

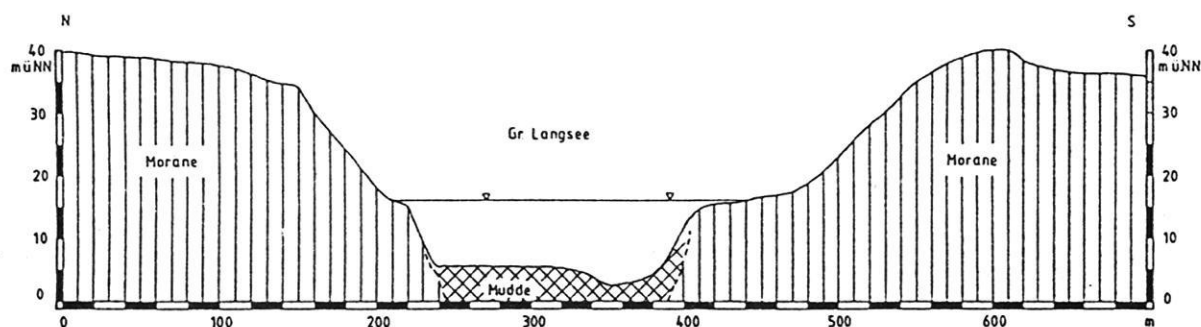


Abb. 26 Querprofile durch den Langsee; a) Kleiner Langsee zwischen Grüderholz und Haarholm, b) Großer Langsee zwischen Habeck und westl. Brekling.

Fig. 26 Cross-profiles through Langsee-lake; a) Kleiner Langsee between Grüderholz and Haarholm, b) Großer Langsee between Habeck and west of Brekling.

eine terrassenartige Stufung aus. Die nördlich und südlich des Sees angrenzende Hochfläche kann als kuppige Grundmoränenlandschaft aufgefaßt werden, die durch mehrere Rückzugsrandlagen gegliedert ist. In ihr sind größere beckenartige Vertiefungen eingelassen, die meistens durch mehr oder weniger deutlich ausgeprägte und zumeist schmale Entwässerungsrinnen miteinander verbunden sind.

Für die länglich-ovale Niederung südlich Stolkerfeld nimmt GRIPP (1954) den Rest eines ehemaligen Zungenbeckens zu der nördlich vorgelagerten Moränenrandlage

an. Gleiches dürfte auch für die noch weitflächig vermoorte Depression südlich von Stolk zutreffen, wengleich beide Niederungen auch zeitweise und gemeinsam als Umfließungsrinne gedient haben, die zwischen Röhmkje und Steinberg in den wurzelnahen Abschnitt des Idstedter Sanders von Norden her einmündet. Erst später trat ein sekundärer steilgefälliger Abfluß zwischen der Depression südlich von

Stolk und dem Langsee hinzu, der sich durch rückschreitende Erosion in die Moräne einschneidet und schließlich für einen Abfluß nach Süden zur Enge von Güldenholm sorgte und die bereits vorhandene Schwelle zwischen den beiden Seebecken schwemmfächerartig aufhöhte.

Eine etwas kleinere Depression mit ebenfalls steilgefälliger Entwässerung zum Langsee hin befindet sich nördlich Süderfahrenstedt.

Auf der Südseite zwischen dem Langsee und den Ortschaften Brekling, Nübel, Berend und Neuberend lassen sich schmale ± Nordost - Südwest gerichtete Rinnen feststellen, die miteinander durch schmale Verbindungsstrecken verbunden sind. Nur im Bereich zwischen dem Standort-Übungsplatz Langsee südlich Haarholm und der Ortschaft Berend hat sich eine große Depression erhalten können, in deren Zentrum der ehemals mehr als doppelt so große Längsee liegt. Auch diese Depression findet Anschluß an die nach

Südwest gerichtete Rinne, die schließlich im Lürschauer Tunneltal bei Wilhelmslust in das Hauptentwässerungssystem einmündet. Die Entwässerung dieser Rinnen erfolgt nicht kontinuierlich zu einem Vorfluter hin, vielmehr sind heute einige Rinnenabschnitte, beispielsweise die durch Steilkanten eingefasste Rinne nordöstlich Berendholz, ohne subaerische Entwässerung, und andere Abschnitte - so die Rinne zwischen Brekling und Nübel - werden von einem Rinnsal durchzogen, das allerdings keinen Anschluß an einen Vorfluter findet, sondern vorher versiegt.

Markant ist jedoch, daß die Rinnen und Depressionen von mehr oder weniger langgestreckten Moränenrücken eingerahmt werden, die sich zum Teil um mehr als 15 m über ihre Umgebung erheben und damit mehrfach hintereinander gestaffelte Rückzugsrandlagen des Eises dokumentieren. Die dazwischen liegenden Rinnen und Hohlformen fungierten als Abflußbahnen der Schmelzwässer und haben zumindest zeitweise als periphere Umfließungsrinnen gedient.

Bisher konnte im kleinen Langsee südlich der am Nordufer gelegenen Anlegestelle bzw. des Fahrweges auf dem Bundeswehrgelände eine Kernbohrung (LAS 1) von einer geschlossenen Eisdecke aus durchgeführt werden (vgl. Abb. 27). Bei einer Wassertiefe von 3 m ergibt die dann einsetzende Schichtenfolge von

300	-	1650	cm	olivschwarze Mudde.
1650	-	2054	cm	olivbraune Kalkmudde, ab 1950 cm laminiert,
2054	-	2150	cm	rhythmisch geschichtete siltig- sandige Mudde, Pflanzenrest bei 2117 cm,
2150	-	2193	cm	Fein und Mittelsand,
2193	-	2205	cm	Siltmudde,
2205	-	2222	cm	Seeschill und Seekreide,
2222	-	2295	cm	Silt und Sand,
2295	-	2350	cm	blaugrauer Geschiebemergel.

Die Analyse der Sedimente erfolgte für den Bohrkernabschnitt von 1650 cm bis 2200 cm Tiefe unter Seespiegel. An der Basis konnte ab 2295 cm Tiefe graublauer, tonig-lehmiger Geschiebemergel festgestellt werden. Darüber folgt zunächst ein schwach kalkhaltiger, toniger Silt, der ab 2270 cm von grauen Sanden abgelöst wird. Silt und Sand enthalten Spuren von Organik. Ab 2222 cm Tiefe setzt dann eine dünne Lage aus Seekreide und Seeschill ein, die von einer bis 2193 cm Tiefe reichenden Siltmudde abgelöst wird. Die Karbonatwerte liegen dementsprechend bei über 70%. Außerdem ist ein erhöhter Anteil an verglühbare organischer Substanz bis über 10% festzustellen. Im Hangenden folgt bis 2150 cm Tiefe eine Sequenz aus kalk- und or-

ganikfreien grauen Sanden und Silten, die dann bis 2054 von dünnen Lagen schwach geschichteter, sandiger Kalkmudde, tonigen Silten, Sanden und schließlich Siltmudde abgelöst wird. Die Kalkmudde weist dabei Karbonatgehalte bis zu 63% auf, und der Anteil an verglühbare organischer Substanz beträgt maximal 10%. Für die hangenden Silte und Siltmudden wurden deutlich geringere Konzentrationen ermittelt. Ab 2054 cm Tiefe setzt dann eine olivschwarze Kalkmudde mit durchschnittlichen Karbonatgehalten von 50% ein. Zwischen 1950 cm und 2054 cm ist diese Mudde rhythmisch geschichtet. Der Anteil an verglühbare organischer Substanz nimmt stetig von etwa 10% auf Werte über 30% zu.

Die palynologische Bearbeitung des Bohrkernes erfolgte für den Kernabschnitt zwischen 19,50 und 22,90 m unter dem Seespiegel (vgl. Abb. 28 im Anhang). WALTHER (1989, 1990) gibt dazu eine ausführliche Interpretation zur spätglazialen und frühholozänen Vegetationsentwicklung.

Daraus wird zunächst deutlich, daß bei Betrachtung des Hauptdiagramms eine Zweiteilung des Profils in einen mehr als 70% ausmachenden BP-reichen oberen Abschnitt und in einen BP-armen (weniger als 50% BP-Anteil) unteren Abschnitt gegeben ist, wobei die Grenze mit dem Übergang von der Jüngerer Tundrenzeit (PZ III nach FIRBAS) zum Präboreal (PZ IV) zusammenfällt. Der Steilanstieg der Baumpollen ist dabei wesentlich auf die Zunahme der *Betula*-Anteile bei gleichzeitiger, sicher standortbedingter Abnahme der *Cyperaceae* zurückzuführen.

Unsicher bleibt die im Bohrabchnitt von 1990 bis 2000 cm gezogene Grenze vom Präboreal zum Boreal. Sie zeichnet sich vor allem durch die schnelle Zunahme von *Corylus* aus. Mit dem Boreal ist auch das Einsetzen von *Quercus* und *Ulmus* angezeigt. Der eigentlich entsprechend der Vegetationsentwicklung dieses Raumes zu erwartende 2. *Pinus*-Gipfel im Boreal liegt hier noch im Präboreal (WALTHER 1989).

Für den basalen Teil des Profils konnte das Spätglazial mit den Diagrammabschnitten 1 - 6 erschlossen werden, wenngleich die Pollendichte und -erhaltung wegen des hohen Anteils an siltigen Sedimenten relativ gering war. In den Diagrammabschnitten 1 und 2 sieht WALTHER (1989) vorläufig die Pollenzone 2a und 2b (nach MENKE) vertreten, wobei die höheren *Pinus*-Werte gegenüber *Betula* sowie die zu Ende gehenden *Hippophae*- und *Helianthemum*-Vorkommen im Diagrammabschnitt 1 und 2 für die böllingzeitliche Zone 2a sprechen.

Mit dem zweiten und deutlichen *Betula*-Gipfel bei gleichzeitig geringen *Pinus*-Werten im Diagrammabschnitt 3 ist

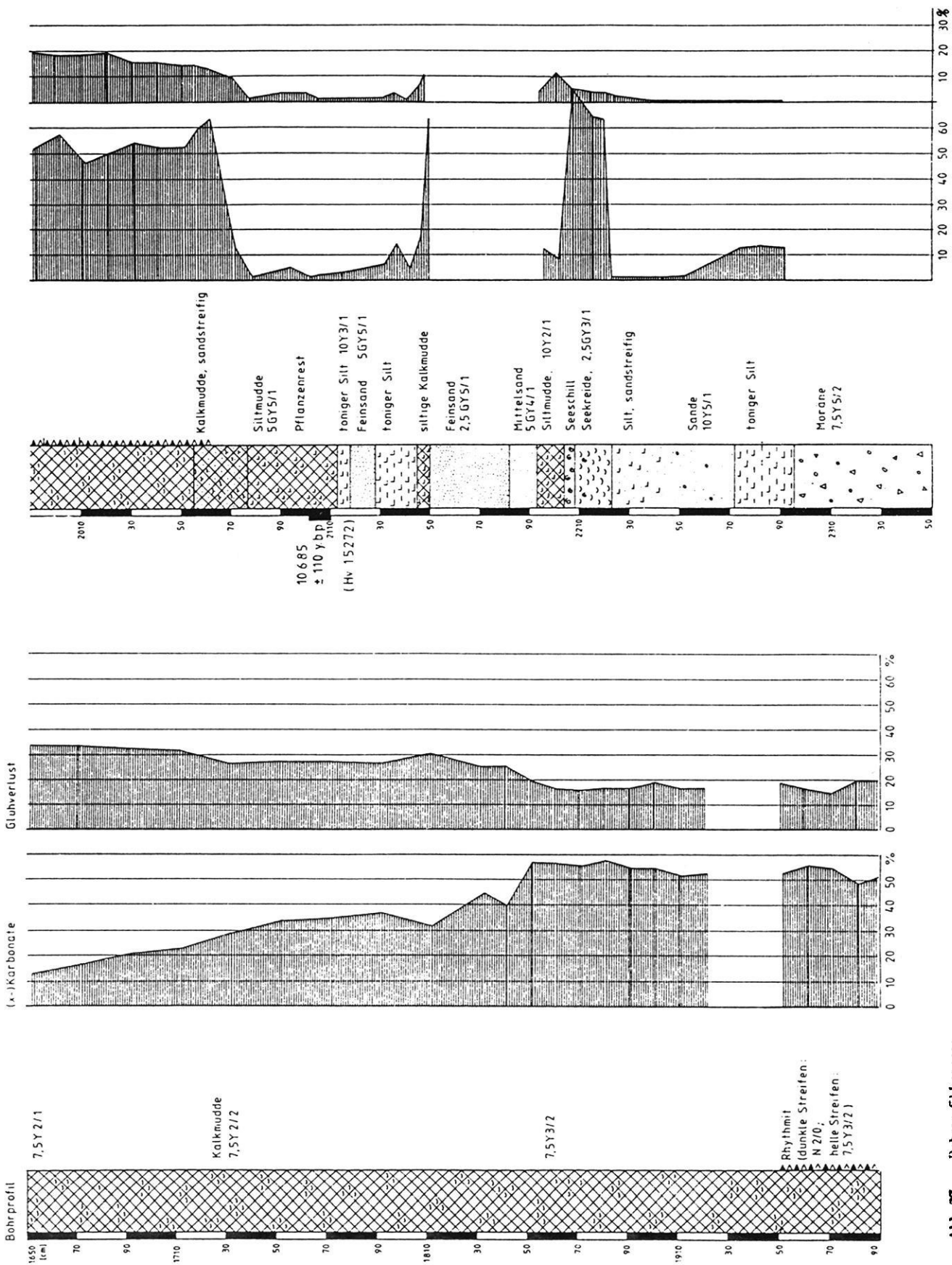


Abb. 27 Bohrprofil Langsee.

Fig. 27 Drilling profile at Langsee lake.

der älteste allerödzeitliche Abschnitt (Al a nach MENKE) erfaßt. Die zwischen 2150 und 2190 cm eingeschalteten Sande (Diagrammabschnitt 4) konnten palynologisch nicht untersucht werden. WALTHER (1989) vermutet hierin jedoch eine kühlere Phase mit einem BP-Minimum, die dann in den mittleren allerödzeitlichen Abschnitt (Al b nach MENKE) zu stellen wäre. Die ca. 40 cm mächtige Sandlage ist auf Hangabspülungen oder auch auf fluvialen Sandeintrag aus kleinen Seitenrinnen zurückzuführen. Darüber ist das Ende des allerödzeitlichen Abschnittes (Al c nach MENKE) aufgrund des Abfalls von *Betula* und *Pinus* festzustellen.

Der jungtundrenzeitliche Abschnitt (4 nach MENKE) zwischen 2045 und 2135 cm (Diagrammabschnitte 5 und 6) ist vornehmlich durch geringe *Betula*- und *Pinus*-Werte gekennzeichnet. Dementsprechend liegen die BP-Werte auch nur zwischen 10% und 30%, wobei die NBP maßgeblich durch hohe *Cyperaceae*-Werte vertreten sind. Auch ohne Berücksichtigung der sicher standortbedingten *Cyperaceae* liegt der NBP-Anteil jedoch noch deutlich über den BP-Werten dieser Zone.

Die aus dem Bohrkernabschnitt 2100 bis 2110 cm datierte Muddeprobe ergab ein ^{14}C -Alter von 10.685 ± 110 Jahre b.p. (Hv 15272), das jedoch nach GEYH (schriftl. Mitteilung v. 19.8.88) aufgrund eines zu erwartenden Reservoireffektes um bis zu 600 Jahre zu alt sein kann. Die Datierung der Probe in die jüngere Tundrenzeit entspricht jedoch den palynologischen Untersuchungsbefunden dieses Bohrkernabschnittes. Die zwischen 1950 und 2060 cm angetroffene laminierte Kalkmudde erfaßt mit ihren basalen Teilen noch die ausgehende Jüngere Tundrenzeit und reicht bis ins Boreal hinein.

3.2.4. Zusammenfassende Ergebnisse und Diskussion

Nachdem das Weichseis von seiner Maximalrandlage nach Osten Richtung Ostsee-Stammbecken auf eine unbekannte Lage zurückgeschmolzen war, stieß es erneut vor. Dabei wirkten sich die präweichselzeitlich vorgefundenen und schon während des Maximalvorstoßes als Leitlinien der Gletscherbewegung genutzten Reliefgegebenheiten erneut auf den Gletscherorstoß aus. Eine wichtige Leitlinie dürfte dabei die Schleirinne gewesen sein, in der sich im Bereich der Innenschlei nach JOHANNSEN (1960) und HINSCH (1979) eine bis 150 m (= 147 m unter NN) übertiefte glaziale Rinne (Tiefrinne) verbirgt, deren Frühanlage mit Sicherheit präweichselzeitlich ist, weil sie fünf wechselnd mächtige Geschiebemergellagen enthält, die von z. T. sehr mächtigen (bis 55 m) Schmelzwasserabsätzen getrennt sind. In dieser

Rinne stieß das Weichseis auch am weitesten vor und stauchte die Endmoränenwälle um Schleswig herum auf. Weiter im Norden blieb der Eisrand um ca. einen Kilometer hinter den Innenschlei-Moränen zurück und schob die bis zu 45 m ü. NN aufragenden Endmoränenwälle zwischen Lürschau und Stolkerfeld auf. Die Langseerinne -- als Nebenrinne zur Schlei aufzufassen -- diente dabei zumindest in ihrem westlichen Teil mit dem Langsee als Leitlinie der Gletscherbewegung in diesem Raum. Die von HINSCH (1977, 1979) verzeichnete Tiefrinne zwischen Böklund und Innenschlei verläuft \pm Nord-Süd und damit also fast rechtwinklig zur Langseerinne. Nach NACHTIGALL (mdl. Mitteilung) sind noch zwei weitere Tiefrippen bei Idstedt und Süderfahrendstedt mit gleicher Verlaufsrichtung zu vermuten. Das aus Nordosten vorrückende Weichseis hat also diese Rinnen überfahren, ohne nennenswert abgelenkt worden zu sein. Der Grund dafür mag darin liegen, daß die wohl eher schmalen Tiefrippen bereits präweichselzeitlich vollständig zugeschüttet waren oder aber -- was plausibler erscheint -- die geschlossen vorrückende Eisfront ein Ablenken der Eisbewegung quer zur Hauptbewegungsrichtung gar nicht zuließ. In welchem Maße sich die Nord-Süd streichende Langsee-Salinarstruktur auf die Bewegung des Eises und auf die Abflußrichtungen der Schmelzwässer auswirkte, bleibt noch ungeklärt.

GRIPP (1954) geht davon aus, daß zunächst die S-Randlagen des Pommerschen Stadiums aufgeschoben wurden, die sich jedoch morphologisch nur nördlich des Idstedter Sees im Stolkerfeld erhalten haben, weil mindestens zwei nachfolgende und damit jüngere Vorstöße des Schleiglletschers -- die T-Randlage -- die ältere S-Randlage überfahren bzw. in sich aufgenommen haben und deshalb den äußeren Eisrand markieren. Bereits mit Aufstauen dieser Randlage zeichnet sich nach GRIPP (1954, 1964, 1981) eine Schleizunge ab, die erst in der weit nach Nordosten zurückverlegten Moränengabel 5 bei Mohrkirch-Rügge auf die Mittelangelnsche Eiszunge trifft. Bemerkenswert ist dabei, daß diesen Vorstellungen entsprechend der Langsee schon zu dieser Zeit am äußeren Rand der aktiv bewegten Schleizunge lag und dann offenbar bald außerhalb des Eisrandes geriet, der die Endmoränen zwischen Lürschau, Idstedt-Holzkrug und Gehege Karrenberg aufstauete. GRIPP (1954: 107) beschreibt im Zusammenhang mit der Entstehung des vom Langsee aus nach Südwesten gerichteten Tunneltales -- gemeint ist damit das Lürschauer Tunneltal -- die zugehörigen Moränenrandlagen wie folgt:

"Danach hätten wir vom Langsee aus eine Zunge nach SW zum Rethsee hin zu erwarten. In der Tat ist eine ausgesprochene Endmoräne vom Westende des Langsees aus dem Gehege Karenberg in westlicher

Richtung bis zum Idstedterholzkrug zu verfolgen. Ihr ist wenig nördlich eine niedrigere Moräne mit den Höhen 40,7 und 37,6 vorgelagert. Nahe dem Idstedterholzkrug biegen beide Moränen nach S ab, verlaufen beiderseits des Rethsees und setzten sich in die blockreichen Lürschauer Moränenzüge fort."

Unklar bleibt dabei, wie man sich nach GRIPP's (1954) Kartendarstellungen der Eisrandlagen (Haupt- und Beikarte) die Bewegungsrichtung des Eises vorzustellen hat, wenn einerseits der Langsee bereits außerhalb dieser T-Randlagen liegt, andererseits aber eine Eiszunge vom See aus nach Südwesten weist und die Entwässerung über das zwischen Langsee und Lürschauer Gletschertor gelegene Lürschauer Tunneltal erfolgt sein soll. Erklärbar wird dieser vermeintliche Widerspruch dadurch, daß der Langsee auch während des oszillierenden Eisrückzuges stets vom Eise mit übergriffen wurde und zunächst mit der ersten Aufstauungsphase der Schleswig-Idstedter Randlagen eine durchgehende Eisfront zwischen Lürschau und Stolkerfeld bestanden hat. Während dieser Phase flossen die subglazialen Schmelzwässer vom Langsee aus sowohl in der Idstedter Rinne als auch im Lürschauer Tunneltal zu den Gletschertoren westlich von Idstedt und bei Lürschau ab. Erst mit dem späteren oszillierenden Rückzug des aktiv bewegten Eises dürfte eine nochmalige Vorrückphase im Bereich der Idstedter Rinne über den Idstedter See hinaus nach Nordwesten stärker aktiviert worden sein, wobei der Idstedter See zu einem kleinen Zungenbecken ausgehobelt wurde und später durch Schmelzwässersande eines Gletschertores bei Grüderholz übersandert worden ist.

Im Bereich des Lürschauer Tunneltales setzte der etappenweise Eisrückzug ein, ohne daß eine Gletscherzunge den Lürschauer Ast nachhaltig exarativ überformt hat. Zwischen dem Arenholzer See und Wilhelmslust lassen sich nordwärts bis Idstedtholzkrug drei und nach Süden bis Neukrug vier deutlich ausgeprägte und gestauchte Endmoränenwälle nachweisen, wobei die Falkenberger Rinne zwischen dem jüngeren dritten und vierten Wall offenbar zeitweise als subaerische Entwässerungsrinne gedient hat, als der Abflußweg über den Arenholzer See möglicherweise schon durch Toteis versperrt war. Die Hauptmasse der Schmelzwässer floß aber zu dieser Zeit schon über den Idstedter Ast ab. Die nachfolgenden jeweils jüngeren Eisrandlagen queren das Lürschauer Tunneltal, wobei die im allgemeinen nur schwach ausgebildeten Moränen teilweise aber gestaucht sind (vgl. Kap. 3.2.1.).

Nach WEISS (1958) trat das Idstedter Gletschertor erst mit Aufstauung der T-Randlage im Sinne von GRIPP (1954) in Funktion. Diesen Vorstellungen kann im Detail nicht zu-

gestimmt werden. Zwischen der Ortschaft Idstedt und der alten Landstraße von Schleswig nach Flensburg sind derzeit bei Idstedt-Kirche noch mehrere größere Kiesgruben offen, die weiterhin ausgebeutet werden. Besonders aus der großen Grube bei Idstedt-Kirche an der Straße nach Idstedt ist der mindestens 12 m mächtige wurzelnahe Idstedter Sander abgeschlossen. Er offenbart in klassischer Abfolge eine Vorstoßserie von in diskordanter Parallelstruktur aufgebauten Sanden und Kiesen mit einer deutlichen Zunahme der groben Fraktionen zum Hangenden hin. Nicht selten sind die zu meist schlecht sortierten, dickbankigen Kieslagen mehrere Dezimeter mächtig, und vielfach können bis faustgroße in die Sande und Kiese eingeschaltete Tongerölle beobachtet werden. Mehrere Schichteneinmessungen ergaben eine generelle Schüttung der Schmelzwässersande im oberen Teil des Sanders nach Westen bis Nordwesten (vgl. auch WEISS 1958). Den Gruben vorgeschaltet sind von 26 m bis zu 33,9 m ü. NN aufragende länglich-ovale Rücken zwischen Idstedt-Kirche und Stolkerfeld, die entweder ausschließlich wurzelnahe Schmelzwässersedimente enthalten oder aber von einer blockreichen Moränendecke überkleidet sind. Diese Rücken dokumentieren eine Eisrandlage, die sich mit der Sanderwurzel des ersten Idstedter Gletschertores in ca. 26 m ü. NN. verzahnen. Hier liegt auch die heutige Wasserscheide.

Diese Randlage läßt sich zwanglos mit den ältesten Endmoränenwällen der Schleswig-Idstedter Eisrandlage nach Süden hin verbinden. Entsprechend der GRIPP'schen Gliederung müßte diese Phase zeitlich der Ausbildung der S-Randlagen entsprechen. Die Eisrandentwässerung bei Idstedt trat also offenbar schon vor Aufstauung der T-Randlagen (nach GRIPP 1954) in Funktion. Die nachfolgend westlich verlagerte zweite und etwas jüngere Gletschertorposition bei Idstedt entspricht dann dem von WEISS (1958) angenommenen Rückzugshalt, wobei der Idstedter See zu einem Zungenbecken exarativ ausgehobelt wurde. Der Schmelzwasserabfluß blieb dann allerdings hierüber noch aktiv, als die Lürschauer Abflußrinne im Zuge des Rückschmelzens durch Toteis versperrt wurde. Die Schmelzwässer erodierten dabei die westlich vorgelagerten Moränenwälle und schufen mehrere Durchgänge ins Vorland.

Die Anlage des Idstedter Tunneltales zwischen Idstedter See und kleinem Langsee durch gespannte subglaziale Schmelzwässer erfolgte sehr wahrscheinlich erst in einer späten Phase, als das Zungenbecken des Idstedter Sees von einem Gletschertor bei Grüderholz bereits übersandert wurde.

Für den Langsee nahm GRIPP (1954) zunächst eine Entstehung im Sinne eines Tunneltales durch die erosive Kraft

der unter dem Eise abfließenden Schmelzwässer an. Später (1964) hielt er jedoch wegen der randlich begleitenden Moränenwälle eine schwache exarative Überformung durch das vorrückende Gletschereis für gegeben.

Eine Neukartierung der Eisrandlagen in diesem Raum zeigt nun allerdings, daß die Moränenwälle (T-Randlagen des Pommerschen Stadiums im Sinne von GRIPP 1954) keineswegs parallel zum Langsee verlaufen. Zwischen Süderfahrenstedt und Göldeholm waren vor einigen Jahren noch einige Kiesgruben in Betrieb, in denen Moränenmaterial und gestauchte Schmelzwassersande aufgeschlossen waren. Hier konnte festgestellt werden, daß die vielfach westvergente Stauchungsstrukturen zu Moränenrandlagen gehören, die das Langseebecken mehr oder weniger rechtwinklig bis diagonal queren (vgl. Abb. 21). Nicht selten findet man auch in den Hangbereichen des Langsees oberflächennah anstehenden grauen, tonigen Geschiebemergel (vgl. HECK 1943b).

Die zwischen Langseerinne und Innenschlei nachweisbaren Moränenrandlagen gehen nicht in die Moränenwälle westlich von Schleswig über, sondern laufen bereits vorher am Nordrand der Innenschlei im Stadtgebiet von Schleswig sowie an der kleinen Breite/Innenschlei aus.

Mit der Bohrung LAS kann belegt werden (vgl. Kap. 3.2.3.), daß der Langsee offenbar erheblich übertieft ist. Im kleinen Langsee werden die glazigenen Sedimente erst in 22,95 m unter Seespiegel angetroffen; im großen Langsee dürften sie ähnlich tief oder sogar noch tiefer zu finden sein. Der Seebreite von durchschnittlich 200 m steht ein Höhenunterschied von den Kammlagen der querenden Moränenrücken (46 m ü. NN) bis zur Rinnenbasis (ca. - 7 m NN) von ca. 53 m bei Hangwinkeln von bis zu 30° gegenüber. Dieses Breiten-Tiefen-Verhältnis spricht sicherlich gegen eine glazial erosive (exarative) Ausgestaltung des Langsees, zumal der See eine langgestreckte Form aufweist und besonders der große Langsee im Querprofil eine eher kerbtalähnliche Rinne nachzeichnet (vgl. Fig. 20b), die auf Erosion durch gespannte Schmelzwässer hindeutet. Allerdings könnte der an der Basis der Bohrung LAS gefundene Geschiebemergel (vgl. Abb. 27) sowie die teilweise gestauchten Moränenrücken beiderseits des Langsees auf eine Mitbeteiligung des schürfenden Gletschereises schließen lassen.

Hinsichtlich der von LIEDTKE (1958) vorgenommenen und später von MARCINEK (1966) und MARCINEK & NITZ (1973) modifizierten Gliederung jungglazialer Seen stellt sich der Langsee der Form nach als typischer Rinnensee dar. Die schmale, langgestreckte, teilweise kerbtal-ähnliche und leicht gewundene Form, die steilen Hangeinfassungen sowie die verhältnismäßig große Seetiefe sind wichtige Cha-

rakteristika. Die Genese derartiger Seen führt LIEDTKE (1981, Tab. 7) auf Erosion durch Schmelzwässer vor, zwischen oder unter dem Eise zurück, wenngleich die primäre Anlage vorwiegend durch Eiserosion geschaffen wird. Für den Langsee scheint diese Entstehungsabfolge durchaus zuzutreffen.

Mit dem sukzessiven Rückzug des aktiv bewegten Eises blieb der Langsee mit Eis erfüllt, das vermutlich schon im frühen Spätglazial weitgehend austaute und die ca. 70 cm mächtigen minerogenen Serien aus Tonen und Silten oberhalb des Geschiebemergels hinterließ. Ähnliche Sedimentabfolgen wie in der Bohrung LAS waren auch in zahlreichen Seebohrungen Schwansens nachweisbar. Diese wurden ebenfalls als Ausschmelzresiduate des Toteises gedeutet (vgl. WALTHER 1989).

Die organisch-limnische Sedimentation setzt bereits präallerödzeitlich (Pollenzone I nach FIRBAS) ein, so daß eine lange Konservierung des Toteises und damit auch Blockierung des Langsees möglicherweise weit ins Spätglazial hinein fraglich erscheint. Nach Modellberechnungen von PACHUR & RÖPER (1987) muß damit gerechnet werden, daß der Ausschmelzvorgang von Toteis bei Wasserbedeckung beschleunigt abläuft. Bei 4°C Wassertemperatur und einer Eistemperatur von -15°C ergibt sich ein Abschmelzen des Eises um 0,6 m in 100 Tagen. Nimmt man eine ähnliche Entwicklung beim Langsee an, müßte das bedeuten, daß selbst bei Verdoppelung der Abschmelzzeit nicht einmal 100 Jahre notwendig sind, um den Eisblock im Langsee aususchmelzen zu lassen. Demnach dürfte sich das Eis wohl kaum während des gesamten Spätglazials erhalten haben. Ein endgültiges Austauen des Toteises scheint vielmehr im Alleröd, möglicherweise schon vorher abgeschlossen zu sein. Sowohl im Pollenprofil als auch im Sedimentkern konnten keine Hinweise (gestörtes Sedimentgefüge u. ä.) gefunden werden, die mit einem späteren Austauen von Toteis im Untergrund in Verbindung gebracht werden können. Der nachhaltige Schutz der Talhänge vor solifluidaler Hangverflachung während der gesamten nachfolgenden Periglazialphase kann dann allerdings nicht auf die schützende Wirkung des Toteises zurückgeführt, sondern eher dadurch erklärt werden, daß die überwiegend aus Moränenmaterial aufgebauten Hänge frühzeitig durch Vegetationsbewuchs im Sinne einer vielleicht auch nur inselhaften Vegetationsdecke festgelegt wurden, so daß soli- und gelifluidale Prozesse nicht mehr überall wirksam werden konnten und damit eine Hangverflachung verhinderten oder zumindest entscheidend verlangsamten. Die terrassenartigen Hangverflachungen beiderseits des Sees lassen sich jedoch auf periglaziale Überformungen (Rutschungen und gelifluidale Materialverlagerung) zurückführen.

Die Sedimentation der organogenen Mudden ist im mittleren Abschnitt des Alleröd durch einen stärkeren Sandeintrag unterbrochen. Die Sande lassen sich dabei auf lokale Abspülungen aus dem südseitigen Hangbereich ableiten, zumal in der Nähe des Bohrpunktes ein kleines Seitentüchchen zum See hin ausmündet. Von der jüngeren Tundrenzeit an

erfolgte dann eine ungestörte Sedimentation feinlaminierte Kalkmudde. Analog zu den Untersuchungen im Berliner Raum (vgl. PACHUR & RÖPER 1984, 1987) scheint es sich hierbei um Jahresschichtungen unter vorwiegend anoxischen Bedingungen in größeren Wassertiefen zu handeln. Die Rhythmiten setzen dann im Boreal aus.

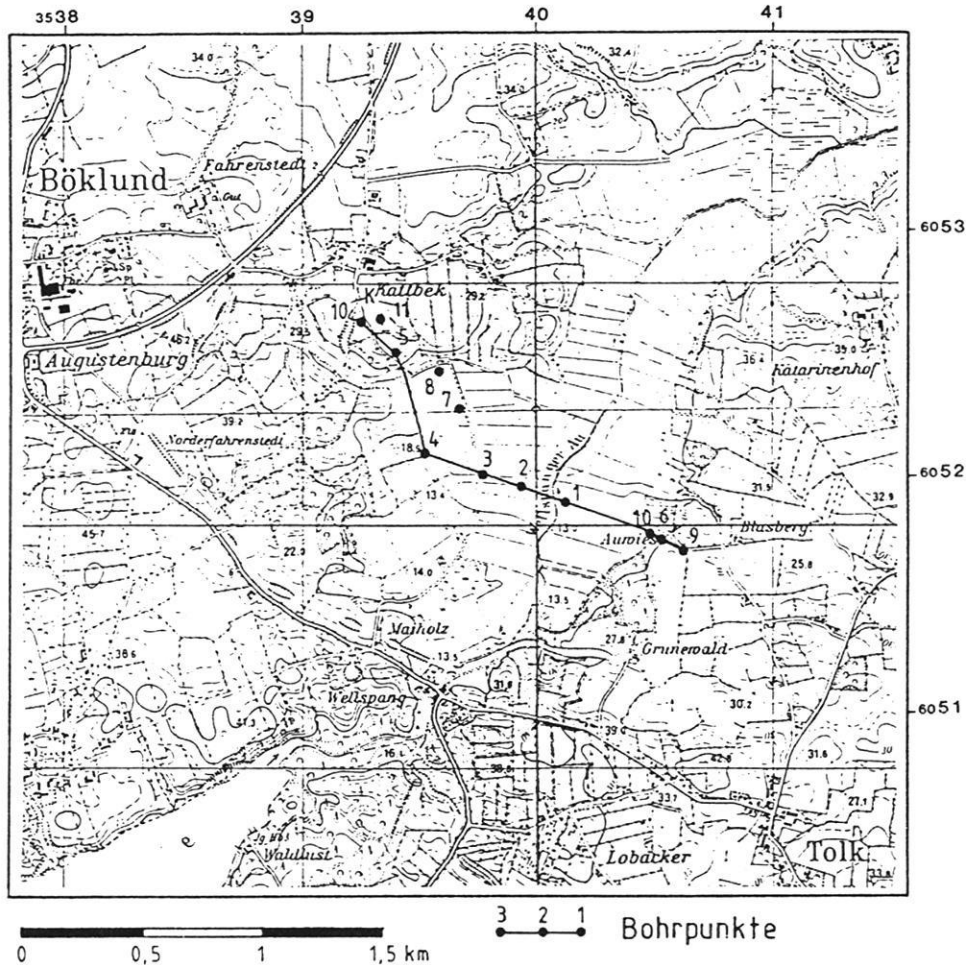


Abb. 29 Lage des Querprofils und der Bohrungen im Bereich der Wellspanger Au zwischen Wellspan/Maiholz und Kaitbek.

Fig. 29 Location of the cross-profile and drill holes in the Wellspanger basin between Wellspan/Maiholz and Rabenkirchen.

3.3. Untersuchungen zwischen Wellspanger und Boholzer Eisrandlagen (W 2.1-2.2)

Dieses Teilarbeitsgebiet umfaßt den Rinnenabschnitt der Langseeerinne von Wellspan bis Boholchau. Markantestes morphologisches Formenelement ist die ca. 3 km lange und bis zu 1200 m breite beckenartig ausgebildete Talweitung der Wellspanger Au, die sich nordostwärts von den Moränenwällen der Wellspanger Rückzugsrandlage (Ältere T-

Randlage nach GRIPP 1954) über Rabenholz bis zu den querenden Moränenwällen der Boholzer Randlage (jüngere T-Randlage nach GRIPP 1954) bei Boholchau erstreckt, ab Rabenholz jedoch auf weniger als 100 m Breite eingeeengt wird, ehe sich die Talweitung der Boholchau/Oxbek nordostwärts anschließt.

Besonders der südwestliche Beckenteil der Wellspanger Au, dessen gleichnamiger Bach vom Langsee aus nach Nordwesten entwässert, ist durch die relativ steilen Randeinfas-

sungen der das Becken umfließenden Wellspanger Moränenwälle morphologisch markant ausgeprägt. Der von zahlreichen Entwässerungsgräben durchzogene fast tischebene Talboden wird heute weidewirtschaftlich genutzt. Lediglich eine kleinere Erlen-Weiden-Bruchwaldfläche bei Maiholz sowie eine durch Schilf- und Seggenbesatz gekennzeichnete Moorfläche bei Rabenholz deuten an, daß das Wellspanger Becken ehemals weitflächig vermoort gewesen ist.

Bezüglich der Entstehung des Wellspanger Beckens schreibt GRIPP (1954:118):

"Bei dem Talzug Langsee-Oxbek fällt der mehrfache Wechsel des Namens auf. Er ist aber berechtigt und stimmt mit der so auffallenden Änderung der Gestalt dieses Talzuges überein. Das Langsee-Tal ist schmal, das Wellspanger Tal ist auffallend breit und dürfte nicht als Tunneltal, sondern als Zungenbecken zu der westlich benachbarten äußeren T-Moräne angelegt sein, daher die Breite."

3.3.1. Das Zungenbecken der Wellspanger Au

Im Bereich der größten Breite des Wellspanger Beckens wurde zwischen Kattbek im Nordwesten und Auwiese im Südosten eine Bohrreihe mit insgesamt 10 Sondierbohrungen aufgestellt (vgl. Abb. 2 und 29), auf deren Basis schließlich ein Querprofil durch das Becken gelegt werden konnte (vgl. Abb. 30), das die Sedimentverhältnisse bis in eine Tiefe von 13 m unter Geländeoberkante darlegt. Im Zentrum des Beckens wurde eine Kernbohrung vorgenommen.

In den Bohrungen am Nordhang bei Kattbek wird in der Bohrung KAT 10 ein 250 cm mächtiger brauner, kristallinreicher, von einer 50 cm dicken Kieslage durchsetzter sandig-siltiger Geschiebelehm angetroffen. Im Liegenden schließen sich 1 m mächtige gelbliche kiesige Sande an, die von einem scharf gegen die Sande abgegrenzten blaugrauen, tonig-siltigen Geschiebmergel ab 350 cm Tiefe abgelöst wird. Ca. 100 m hangabwärts zeigt die Bohrung WEL 5 einen durchgehend braun gefärbten Geschiebelehm bis 450 cm Tiefe, wobei an der Basis der Bohrung bereits einzelne graue Fleckungen einen Übergang zum basalen Geschiebmergel ankündigen. Ca. 50 m nordöstlich der Bohrung KAT 10 südlich Kattbek zeigte eine Ausbaggerung für die Anlage eines Kleinbiotops, daß der blaugraue, hier auffallend kreidereiche Geschiebmergel unmittelbar unterhalb des Pflughorizontes anzutreffen ist.

In der Bohrung WEL 8 (außerhalb der Profilverreihe) unmittelbar im Hangfußbereich des Nordhanges wird der blaugraue

Geschiebmergel in 160 cm Tiefe angetroffen. Er ist hier von einer sandig-lehmigen Fließerde überdeckt. Die oberen 20 cm des Mergels sind bei gleicher Färbung vollständig entkalkt.

In den Bohrungen WEL 1 - 4 im Talboden sowie in der Bohrung WEL 7 außerhalb der Profillachse wird der Geschiebmergel ebenfalls stets an der Basis angetroffen. Lediglich in Bohrung WEL 1 treten ab 1255 cm Tiefe graue geschichtete Sande und Silte auf, die den nur dünnen Geschiebmergel unterlagern. Ob es sich hier nur um eine in den Mergel eingeschaltete Sandlinse oder aber um ausgedehntere und mächtige Schmelzwasserabsätze handelt, bleibt ungeklärt.

Drei Bohrungen am Südhang des Beckens (WEL 6, 9 und 10) belegen ebenfalls das Auftreten von basalem, blaugrauen Geschiebmergel. In den Bohrungen WEL 9 und 10 liegen zwischen dem oberen braunen Geschiebelehm -- im tieferen Hangbereich als Fließerde aufzufassen -- und dem basalen Mergel bis zu 170 cm mächtige kiesige Sandschichten. Diese Sandschichten dienen offenbar als Wasserleiter zwischen den meist fetten Geschiebelehmen/-mergeln und ermöglichen einen Quellaustritt im Hangfußbereich (vgl. Abb. 30), der zur Versumpfung eines größeren Areals beiträgt. Besonders in diesem Bereich kommt es auch zu stärkeren Verlagerungen des wassergesättigten, lehmigen Materials aus dem Hangbereich in die Fußzone hinein.

In Bohrung WEL 6 lagert dem Mergel eine knapp 180 cm mächtige lehmig-steinige und stark durchmähte Schicht auf, die besonders im oberen Meter Ziegelstein- und Drainageröhrenreste enthält und demzufolge als anthropogen bedingte Aufschüttung gelten muß.

Die eigentliche Beckenfüllung ergibt sich aus den Bohrprofilen der Bohrungen WEL 1 - 4 und 7 (vgl. Abb. 30), abgesehen von geringfügigen Unterschieden in der Sedimentmächtigkeit zeigen die Bohrungen alle eine etwa gleiche Profilverteilung:

Dem basalen Geschiebmergel lagern ca. 20 - 40 cm mächtige siltig tonige, z.T. auch sandige Beckenabsätze auf. Darüber folgt eine meist nur wenige Zentimeter dicke Schicht aus zu meist sandigem Torf, der von einer mehrere Meter mächtigen molluskenreichen Mudde überdeckt ist. Nur im zentralen Beckenbereich weist die Mudde zwischen ca. 870 und 1045 cm wechselnd deutliche rhythmische Schichtungen auf, die stellenweise durch gefleckte Zwischenlagen unterbrochen sind. Es folgt dann eine wechselnd mächtige Lage aus Torf- und Feindetritusmudde, ehe die bis zu 2 m mächtigen Verlandungs- und Bruchwaldtorfe das Profil nach oben hin abschließen.

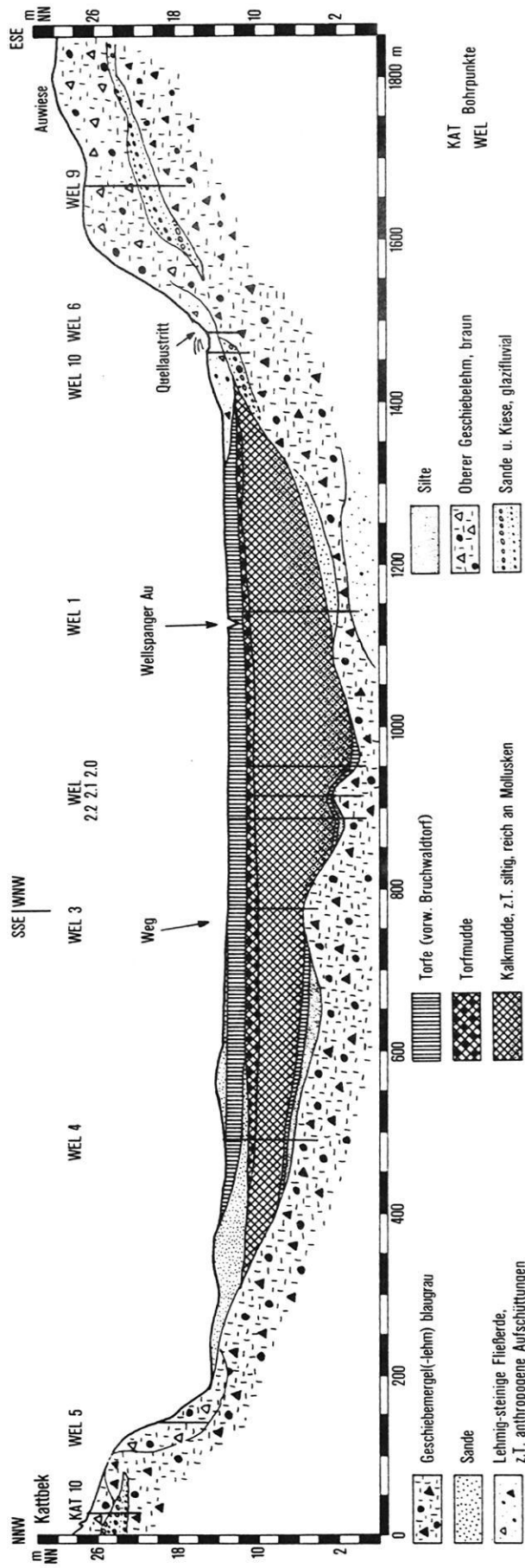


Abb. 30 Querprofil durch das Becken bei Wellspanger.

Fig. 30 Cross-profile through the basin of Wellspanger.

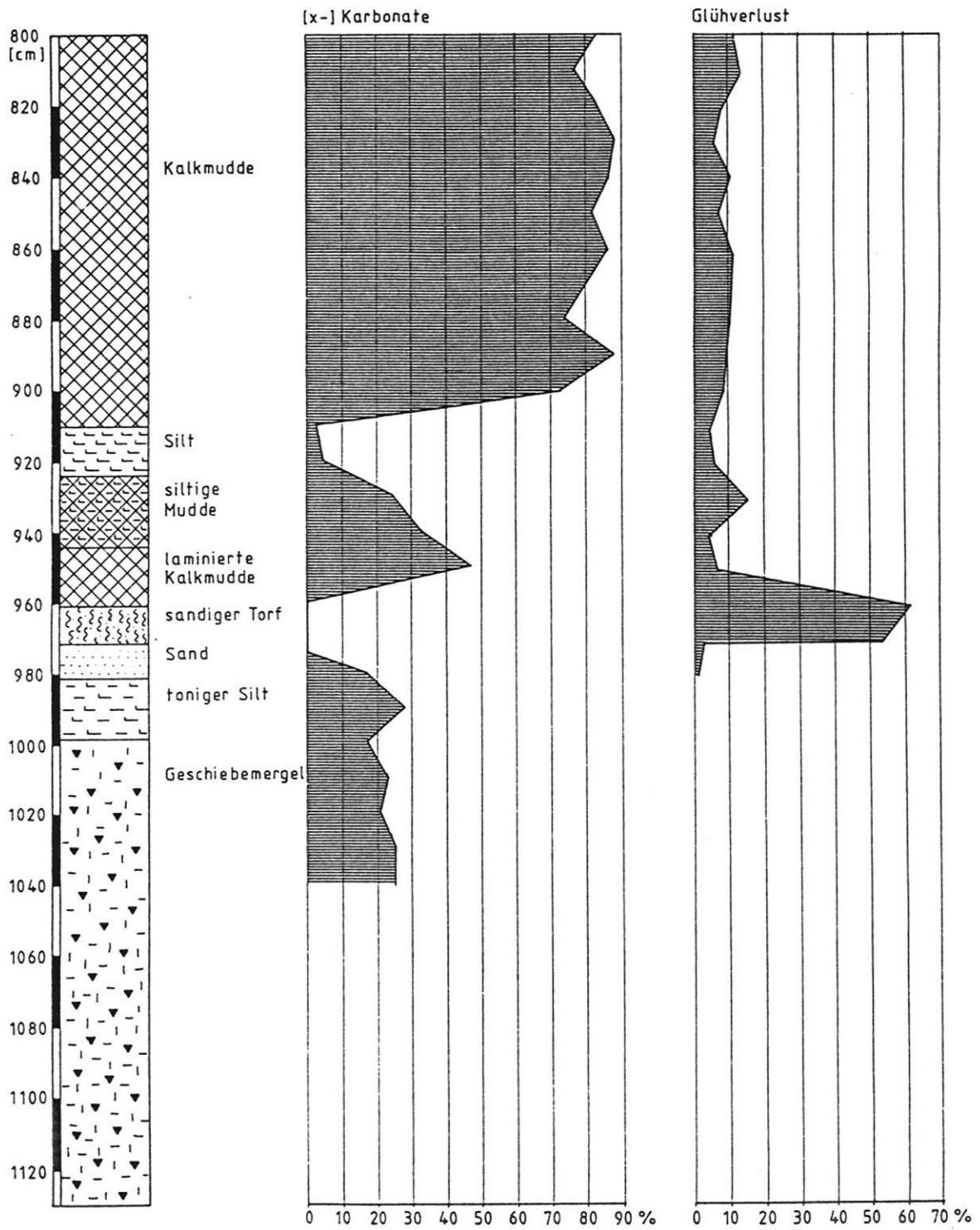


Abb. 31 Bohrprofil Wellspanger Au (WEL 2.1)

Fig. 31 Drilling profile at Wellspang (WEL 2.1).

Lediglich in der Bohrung WEL 4 ist im oberen Torf eine knapp 40 cm dicke Sandlage eingeschaltet, die auf einen Sandeintrag aus den angrenzenden Hangbereichen zurückzuführen ist.

Mit der Kernbohrung WEL 2.1 konnten die Sedimentverhältnisse im zentralen Teil des Wellspanger Beckens genauer ermittelt und analysiert werden (vgl. Abb. 31). Die Bohrung reichte bis 1200 cm unter Geländeoberkante. An der Basis wurde bis 997 cm Tiefe blaugrauer, tonig-siltiger Geschiebemergel mit einem durchschnittlichen Kalkgehalt von 24% erbohrt. Darüber folgen zunächst 15 cm mächtige, karbonathaltige dunkelgraue tonige Silte, die ab 982 cm Tiefe in graue Mittel- bis Grobsande übergehen. Ab 973 cm Tiefe folgt ein 12 cm mächtiger sandiger Torf mit einzelnen größeren Holzresten. Der Anteil an verglühbare organischer Substanz ist mit über 60% dementsprechend hoch. Die Torfe werden durch eine olivgraue bis olivschwarze, rhythmisch geschichtete Kalkmudde abgelöst, die ab 944 cm Tiefe nach oben hin zunehmend siltiger wird. Es folgt dann zwischen 910 und 924 cm ein grauer Silt mit wenig Karbonatgehalt und geringem Anteil an verglühbare Organik, ehe sich zum Hangenden hin eine olivgrüne, molluskenreiche Kalkmudde mit hohen Karbonatwerten (bis 87 %) und gleichbleibend niedrigen Organikwerten (um 10%) anschließt. Die Mudde reicht bis 155 cm unter Gel. und wird von Verlandungstorfen bis hin zum Bruchwaldtorf abgelöst.

Im Querprofil stellt sich das Wellspanger Becken als schüsselförmige Hohlform dar, die im zentralen Bereich eine differenzierte Kleinreliefierung der ehemaligen Beckensohle aufweist. Die oberhalb des heutigen Talbodens bis zu 20⁰ geböschten Hänge beiderseits des Beckens, setzen sich zur Tiefe hin nicht mit gleicher Hangneigung fort, sondern gehen sanft in den eigentlichen Beckenbereich über. Die limnisch-terrestrischen Sedimentserien im zentralen Beckenbereich erreichen eine maximale Mächtigkeit von ca. 11 m, wobei die organogene Sedimentation stellenweise zunächst mit einer dünnen, sandigen Torflage einsetzt und dann von limnischen Serien (überwiegend Mudden) abgelöst wird. Überdeckt werden die Mudden schließlich von ca. 1,5 m mächtigen Torfen.

Der heute fast tischebene Talboden zwischen Wellspang-Maiholz und Rabenholz, der im Zuge einer allmählichen Verlandung eines ehemaligen Sees entstanden ist und nachfolgend durch Drainierungen weidewirtschaftlich nutzbar gemacht wurde, täuscht heute eine kastentalähnliche Form vor, die ursprünglich nicht bestanden hat.

Sowohl die Hänge als auch die Beckensohle werden von Geschiebemergel aufgebaut. Dabei sprechen die Bohrbefunde

aus den Bohrungen in den Hangbereichen sowie die Ausbaggerung bei Kattbek für die Existenz zweier unterschiedlich alter weichselzeitlicher Grundmoränen, wobei der basale graublau Geschiebemergel offenbar lokal durch den vorrückenden Gletscher aufgestaucht wurde und am Kleinbiotop bei Kattbek bis zur Oberfläche durchragt, während er nur wenige Meter entfernt noch nicht in 4,5 m Tiefe erbohrt werden konnte. Aufschlüsse, die eine eindeutige stratigraphische Trennung der Grundmoränen ermöglichen, sind jedoch nicht vorhanden. Immerhin können aber in den Bohrungen WEL 9 und 10 sowie KAT 10 und 11 unterhalb der oberen, braunen Moräne bis zu 2 m mächtige Schmelzwassersande und -kiese nachgewiesen werden, die einer tieferen Moräne aufliegen. Nicht selten bildet der im allgemeinen fettere untere Geschiebemergel einen guten Stauhohizont, so daß die zwischen unterem Geschiebemergel und oberem Geschiebelehm eingeschalteten Schmelzwassersande als Wasserleiter fungieren und es an geeigneten Stellen (Südostseite des Beckens) zu Quellaustritten kommt (vgl. auch HECK 1943 a). Analog zu den bereits beschriebenen Aufschlußverhältnissen in der Kiesgrube Schuby (vgl. Kap. 3.1.5.) oder auch am Schönhagener Ostseekliff (PRAN-GE 1979; GROBMANN 1983, WALTHER & GROBMANN 1991) wo eindeutig zwei Grundmoränen ausgewiesen werden können, werden auch hier gleiche Gegebenheiten angenommen. Ist man geneigt, nur von einer Moräne auszugehen und lediglich den oberen Geschiebelehm als Teil des durch Verwitterungseinflüsse umgefärbten und entkalkten unteren Geschiebemergels anzusehen, so bleibt dann aber offen, wie das Nebeneinander von brauner, meist geschiebereicher und blaugrauer, nur oberflächennah entkalkter und sonst an Kreide- und paläozoischen Kalken reicher Moräne zu erklären ist. Korngrößenanalysen aus den Geschiebemergeln/-lehm zeigen (vgl. dazu Kap. 4.1.), daß der Unterschied in der Matrixzusammensetzung, der eine wechselnd tiefe Verwitterungszone erklären würde, jedenfalls hier nicht sehr gravierend ist, wenngleich die Deckmoräne im allgemeinen geringfügig sandiger ist als die Basalmoräne. Verwitterungsprozesse müßten also in beiden Moränen ähnlich intensiv wirksam sein, so daß -- ungeachtet geringfügiger Unterschiede -- eine annähernd gleichmäßig tiefreichende Verwitterungszone in der Moräne zu erwarten wäre, was hier jedoch nicht gegeben ist.

3 Feinkieszählungen aus der Deck- und Basalmoräne (vgl. Kap.4.2.) ergaben allerdings keine signifikanten Unterschiede bei den Nichtkalken. Bei der Gruppe der Kalkgesteine fällt die außergewöhnlich hohe Beteiligung von paläozoischen Kalken bis 43% in der Basalmoräne auf.

Eine Leitgeschiebezählung aus der Basalmoräne (vgl. Kap.4.3, KAT 2) ergab eine Hesemannzahl (HZ) von 2260

und ein TGZ von α 16,65 und δ 58,53 bei einem Flintkoeffizienten von 0,24. Ostseeporphyre wurden nicht gefunden. Die relativ geringe Beteiligung an Flint sowie die relativ hohen Anteile an paläozoischen Kalken im Geschiebespektrum drückt sich auch bereits in den Kieszählungen aus.

Eine weitere Zählung aus der braunen Deckmoräne bei Wellspang/Maiholz (vgl. Kap. 4.3, WEM) ergab eine HZ von 3250, d.h. gegenüber dem blaugrauen Geschiebemergel bei Kattbek sind hier um 7% mehr ostbaltische Geschiebe vertreten. Das TGZ liegt bei α 16,68 und δ 58,73 und damit geringfügig nördlicher als bei der Zählung KAT 2. Der Anteil an Flint (Koeffizient: 0,88) ist hier allerdings relativ groß.

Anhand der Kies- und Leitgeschiebezählungen läßt sich keine sichere geschiebestatigraphische Gliederung der Grundmoränen ableiten, weil sich der Geschiebebestand zu sehr gleicht. Die Ergebnisse der Leitgeschiebezählungen zeigen lediglich, daß im Vergleich zu Zählungen aus den Geestkernen für den blaugrauen Geschiebemergel ein weichselzeitliches Alter angenommen werden kann (vgl. dazu Kap. 4.3.).

3.3.2. Moränendurchbruch bei Boholz

Etwa von Rabenholz/Arup aus nordostwärts verjüngt sich das Becken der Wellspanger Au auf zunächst 200 m Breite. Ab Pokier durchfließt der Fluß dann eine knapp 1 km lange und nur maximal 100 m breite Engstrecke in nordöstlicher Richtung bis Boholchau, ehe sich das Tal wieder beckenartig weit öffnet und der Fluß - ab hier heißt er Boholzer Au - nach 2 km Strecke mit der entgegenfließenden Oxbek konfluiert und in die nach Süden abfließende Loiter Au mündet. Diese extreme Engtalstrecke geht auf eine Moränenrandlage zurück, die nach GRIPP (1954, 1964) der jüngeren T-Randlage bzw. I-Moräne zugeordnet wird und hier die Langseerinne diagonal von Südwest nach Nordost quert. Lediglich die bis zu 15 m in die Moränen eingetiefe und terrassierte Rinne zerschneidet die mehr als 40 m ü. NN aufragenden zwei \pm parallel zueinander verlaufenden Moränenwälle.

In einem Querprofil vom Einzelgehöft Boholz aus zur Südseite der Rinne bis zur Straße von Boholchau nach Pokier wird die Situation verdeutlicht (vgl. Abb. 32 und 33). Der Taldurchbruch zeigt im Querprofil ein kastenartiges Sohlental mit sehr steilen und terrassierten Hängen. Von einem bei Boholchau zu vermutenden Gletschertor aus haben sich die Schmelzwässer einen Weg durch die aufgeschobenen Moränenwälle gesucht und sich dabei tief in sie und selbst noch mindestens 5 m tief in die untere blaugraue Grundmoräne

eingeschnitten, denn der kreide- und kalkreiche Mergel steht bis ca. 5 m über der Talsohle an und wird von einer braunen, sandig-lehmigen und blockreichen Moräne überdeckt, die hier die bis zu 25 m hohen schmalen Rücken beiderseits der Rinne aufbaut. Mehrere Lesesteinhaufen mit z.T. großen Blöcken am Rande des Ackers südlich von Boholz sowie ungewöhnlich zahlreiche grobe Steine mit Durchmessern größer als 10 cm auf der Ackerfläche belegen den Geschiebereichtum der oberen, zumeist kalkarmen bis kalkfreien Grundmoräne. In der zwischen Boholz und der Rinne eingemuldeten länglichen Depression mit einer nach Nordost gegen die Talweitung der Boholzer Au gerichteten Öffnung hat sich offenbar durch den wasserstauenden Geschiebemergel im Untergrund eine anmoorige Fläche ausgebildet. Markant ist besonders, daß außerhalb der Feuchtzone blaugrauer Geschiebemergel unmittelbar unterhalb des anthropomorphen Bodens ansteht und hier keine tiefreichende Entkalkung erkennen läßt.

Im nördlich anschließenden Hang zeigen zwei bis zu 3 m tiefe Baggerlöcher in der Nähe des Gehöftes Boholz, daß der blaugraue Mergel hier jedoch erst wieder in einer Tiefe von fast 3 m ansteht. Der Übergang von der auflagernden braunen, sandig-lehmigen Deckmoräne zum basalen Geschiebemergel ist allerdings nicht durch eine scharfe Grenze gekennzeichnet, sondern eher fließend. Eine ähnliche Situation konnte mit einer Grabung auf der Südseite der Rinne nahe Pokier ermittelt werden. Der blaugraue Geschiebemergel setzt allerdings bereits nach etwas über 1 m Tiefe ein.

Ebenso wie im Bereich des Wellspanger Beckens tritt hier auch das Problem der eindeutigen Trennung der zwei Moränen auf, weil größere Aufschlüsse fehlen. So bleibt nur die Tatsache, daß der blaugraue Geschiebemergel ähnlich wie am Langsee und am Wellspanger Becken an drei Stellen oberflächennah angetroffen wird, ohne daß sich die Verwitterung tiefgreifend ausgewirkt hat. An den sehr steilen Talflanken der Durchbruchsstrecke ist das stellenweise Herausreten des kalkreichen Mergels bis an die Oberfläche jedoch auch auf jüngere Rutschungen des verwitterten Deckmaterials zurückzuführen.

Eine Geschiebezählung aus der Basalmoräne ergab eine HZ von 2260 und eine TGZ von α 17,0 und δ 58,3. Der Flintkoeffizient lag bei 0,56. Ostseeporphyre wurden nicht gefunden. Im Vergleich mit der Zählung bei Kattbek (vgl. Kap. 3.3.1.) ist kein wesentlicher Unterschied in der Geschiebeführung auszumachen.

Ca. 500 m nordöstlich der Durchbruchsstrecke bei Boholz mündet ein schmales Tälchen von Norden her in das Becken, an dessen Mündung heute Fischteiche angelegt worden

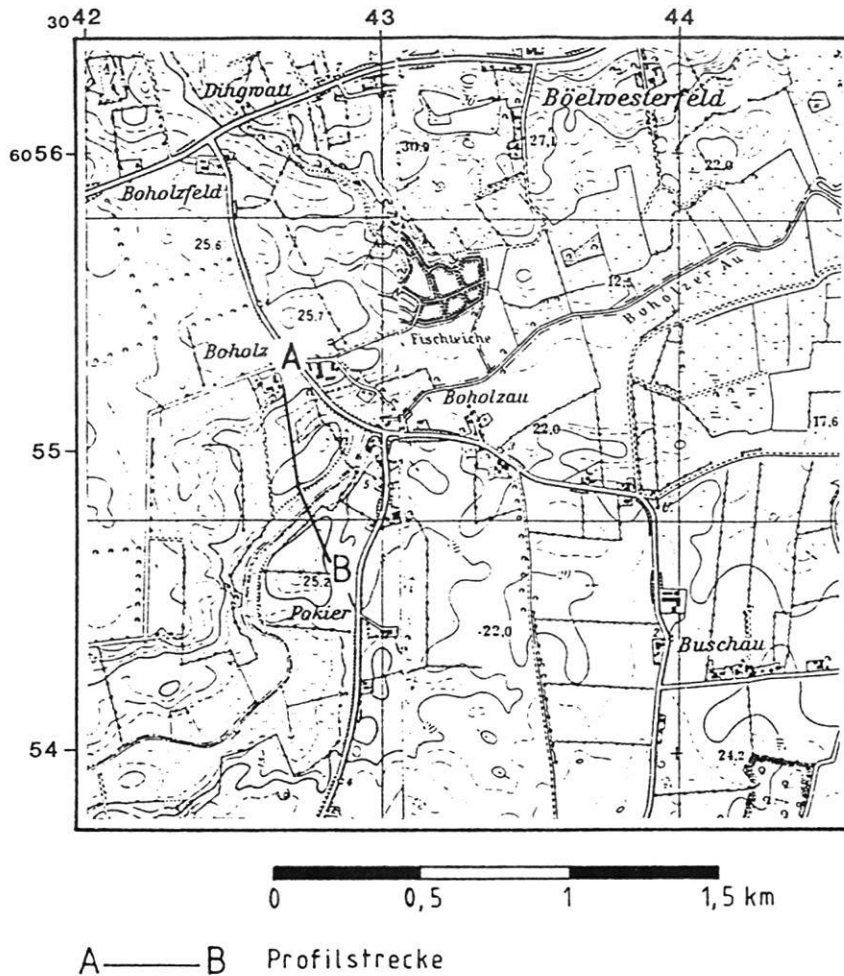


Abb. 32 Lage des Querprofils bei Boholz.

Fig. 32 Position of the cross-profile at Boholz.

sind. Es stellt die Verbindung zwischen der als Zungenbeckenrest gedeuteten und später zur Umfließgrinne umfunktionierten Depression südlich Schnarup-Thumby und der Langseerinne her. Die um durchschnittlich 6 m höher gelegene Depression von Schnarup-Thumby konnte erst dann nach Süden in die Rinne entwässern, als das aktiv bewegte Eis weiter im Osten lag und durch rückschreitende Erosion eine Verbindung zur Depression hergestellt war.

3.3.3. Zusammenfassende Ergebnisse und Diskussion

Der Rimmenteil der Wellspanger Au war sicher schon zum Zeitpunkt der maximalen weichselzeitlichen Eisausdehnung als eine \pm parallel zur Schlei verlaufenden Tiefenlinie des Nordosteises ausgebildet worden. Die bereits überwiegend

subglazial fließenden Schmelzwässer strebten über das Langseebecken dem Gletscherrand zu. Nach Rückzug des aktiv bewegten Eises auf eine unbekannte Linie östlich des Langsees stieß das Eis erneut vor und schob die Moränenwälle der Wellspanger Randlage auf. Auffallend ist dabei, daß die das Wellspanger Becken umgürtenden Moränenwälle relativ viel Silt und Ton und offenbar kaum eingestauchte Sande und Kiese enthalten. Ein ehemaliger Aufschluß bei Wellspang zeigte auf ca. 5 m Vertikaldistanz eine homogene tonig-siltige, braune Moräne mit geringen Anteilen an Kreidekalken und paläozoischen Kalken.

Durch das schürfende Gletschereis einer nach Südwesten vorstoßenden Eiszunge wurde das Becken der Wellspanger Au zu einem breiten, schüsselartigen Zungenbecken umgestaltet und übertieft. Die Basis des Beckens liegt immerhin ca. 11 m unter der heutigen Geländeoberkante (2 m ü. NN).

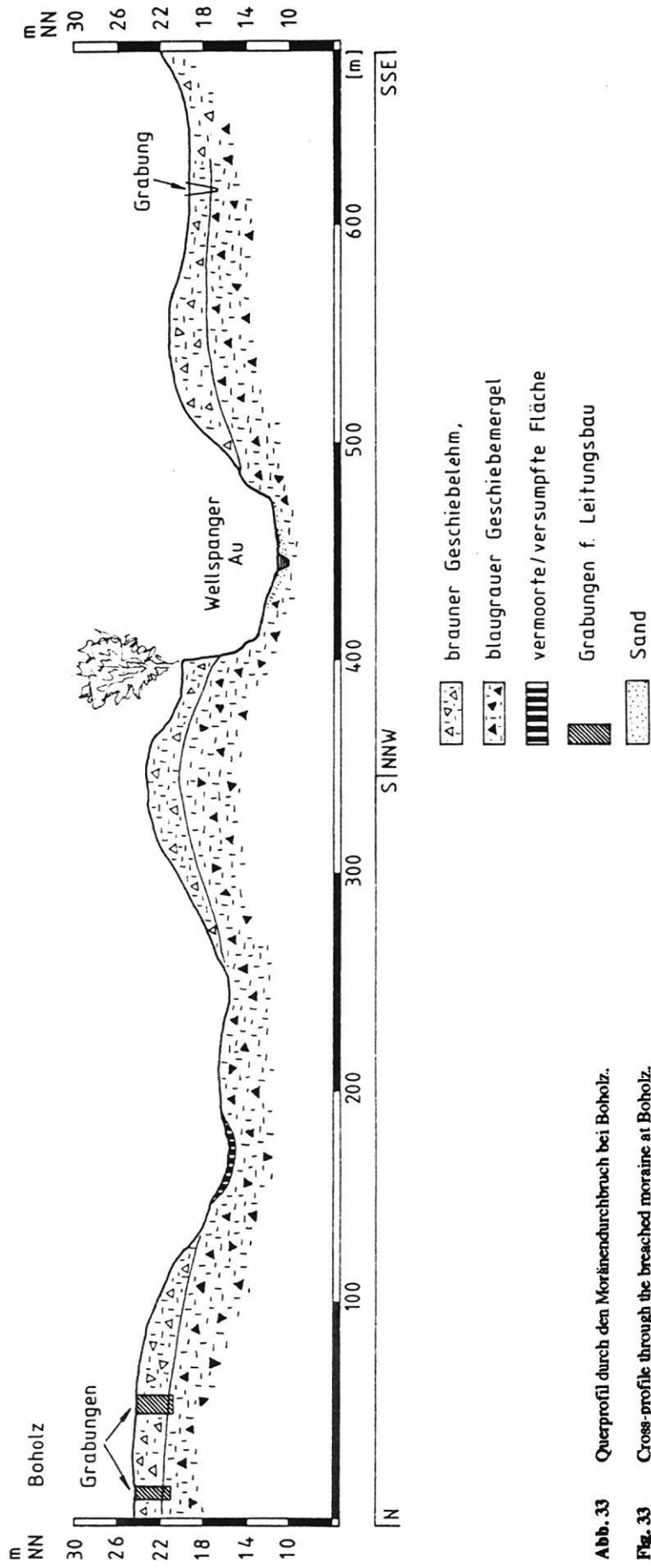


Abb. 33 Querprofil durch den Moränerdurchbruch bei Boholz.

Fig. 33 Cross-profile through the breached moraine at Boholz.

Daraus ergibt sich zwischen Basis und den Kambereichen der umgürtenden Moränenwälle der Wellspanger Rückzugsrandlage eine durchschnittliche Vertikaldistanz von 30 m. Vereinzelt beträgt der Höhenunterschied sogar mehr als 44 m. Insbesondere die beckenartige Erweiterung der Wellspanger Au sowie die den Westteil des Beckens markant umgürtenden Endmoränenwälle der Wellspanger Rückzugsrandlage, aber auch die an der Basis und in den Randbereichen angetroffene, teilweise gestauchte Grundmoräne belegen den hohen Anteil an exarativer Formung dieses Rinnenabschnittes, so daß mit GRIPP (1954) eine zungenbeckenartige Erweiterung der Wellspanger Rinne angenommen werden kann. Gleiches kann auch aufgrund der morphologischen Situation für das sich nordöstlich anschließende Becken der Boholzer Au angenommen werden. Auch hier umgürteten die Boholzer Rückzugsrandlagen den westlichen Teil des Beckens kranzförmig und riegeln es gegen das westlich anschließende Wellspanger Becken hin ab (vgl. Abb. 34 im Anhang).

Das von GRIPP (1954, 1964, 1981) vermutete weite Vorgehen einer schmalen Schleizunge zum Zeitpunkt der Ausbildung der T-Randlagen bis an den Außensaum der Weichselvereisung westlich von Schleswig entspricht m.E. nicht der vorgefundenen Oberflächenmorphologie. Insbesondere im Bereich zwischen Langsee und Innenschlei läßt sich der Verlauf der von GRIPP (1954) verzeichneten T-Randlage anhand der Ausrichtung der Höhenrücken eher anders nachvollziehen, d.h. die Wellspanger Randlage verläuft nicht wie bei GRIPP (1954) angegeben von Wellspang aus ± parallel zum Langsee über Nübel und Behrend bis an den Westrand von Schleswig, sondern von Ülsby aus über Bellig und Kattbek, quert dann bei Wellspang/Maiholz die Langseerinne und ist dann schließlich über Loberker, Tolk, Tolkwade und Moldenit bis zum Westrand der Kleinen Breite/Innenschlei östlich des Schleswiger Stadtteiles St. Jürgen zu verfolgen. Im Bereich des Wellspanger Zungenbeckens buchtet die Eisrandlage jedoch merklich nach Südwesten hin aus und umgürtet das Becken zwischen Kattbek, Wellspang/Maiholz und Grunewald.

Mit Ausbildung der Wellspanger Randlage erfolgte der Abfluß der Schmelzwässer vermutlich nicht mehr über den Langsee-Rinnenteil, weil dieser noch durch Eis plombiert war. Deshalb suchten sie sich einen anderen Weg außerhalb der Rinne und flossen größtenteils nach Süden über die als Umfließrinne fungierende Niederung westlich von Tolk und Tolkwade ab (vgl. Abb. 34). Um 1850 waren hier noch 2 größere Restseen vorhanden, die vermutlich auf tiefgetautes Toteis zurückzuführen sind, inzwischen aber vollständig verlandet sind.

Mit dem weiteren Rückzug der Eisfront blieb zunächst das Wellspanger Zungenbecken eiserfüllt. Ob dann eine Überänderung des Eises über die Engstrecke zwischen Boholzau und Rabenholz im Nordostteil des Beckens hinaus einsetzte, wird vermutet, kann jedoch nicht belegt werden, weil dazu weder Aufschlüsse noch Bohrbefunde vorliegen. Der westliche Beckenbereich wurde jedoch nicht mehr nachhaltig durch Schmelzwassersande überdeckt. Sie hätten sich mit dem Niedertauen des Toteises absetzen und den Geschiebemergel überdecken müssen, was jedoch anhand der Bohreihe nicht festgestellt werden kann.

Stattdessen konnten häufiger ebenso wie im Langsee tonig-siltige bzw. siltig-sandige Absätze festgestellt werden, die unmittelbar dem basalen Geschiebemergel auflagern. Hier handelt es sich analog zum Langsee-Profil (vgl. Kap. 3.2.3.) sehr wahrscheinlich um Ausschmelzrückstände des niedertauenden Toteises, auf dem es offenbar schon während des Spätglazials -- bedingt durch wärmere Klima-verhältnisse -- stellenweise zu Torfbildungen gekommen ist, ehe eine Seephase einsetzte, in deren Verlauf sich bis zu 9,5 m mächtige, molluskenreiche Mudden ablagern konnten. Nur im zentralen und tiefsten Beckenbereich konnte eine maximal 150 cm mächtige rhythmisch geschichtete Mudde festgestellt werden, die stellenweise durch Bereiche intensiver Fleckungen als Folge bioturbater Umlagerungen unterbrochen ist. Für die Existenz von Rhythmiten kann nach PA-CHUR & RÖPER (1984) eine Entstehung im Flachwasser ausgeschlossen werden.

Auch wenn zu diesem Profil bisher noch keine palynologischen Untersuchungen vorliegen, so scheint in der Abfolge der Sedimente oberhalb des Geschiebemergels vom Liegenden zum Hangenden (minerogener Silt - Torf - Siltmudde - Kalkmudde - Torf) noch das Spätglazial repräsentiert zu sein. Die liegenden Torfe (hier im Sinne von LANGE & MENKE (1967) als Basaltorf - nicht Basistorf - zu bezeichnen) werden klimastratigraphisch dem Alleröd zugeordnet. Dies bedeutet, daß das Wellspanger Zungenbecken ähnlich wie der Langsee bereits allerödzeitlich kein Toteis mehr enthielt oder zumindest in dieser Zeit endgültig eisfrei wurde. Die Seephase müßte dann dementsprechend noch allerödzeitlich eingesetzt haben. Für diese stratigraphische Einstufung spricht, daß oberhalb des Basaltorfes eine Siltmudde angetroffen wird, die nur sehr wenig organisches Material enthält, darüber dann aber eine organikreiche Kalkmudde folgt. In anderen palynologisch bearbeiteten Bohrkernen ähnlicher Sedimentationsabfolge konnte die siltige und zumeist organik-ärmere Mudde der jüngeren Tundrenzeit zugeordnet werden, so daß hier eine gleiche Einordnung angenommen wird.

Schließlich verlandete der See im Zuge der normalen Verlandungssukzession bis zur Bruchwaldstufe. Spätere Meliorationsmaßnahmen ermöglichten dann weitgehend eine landwirtschaftliche Nutzung des Beckens. Abgeschlossen war die Verlandung vermutlich bereits vor Mitte des 17. Jahrhunderts, denn auf der historischen Karte "Nordertheil des Amptes Gottorf" von 1649 ist das Wellspanger Becken mit Ausnahme eines kleinen Restsees bei Rabenholz nicht mehr als offene Seefläche verzeichnet.

Im Nordosten wird das Wellspanger Zungenbecken durch einen Moränenquerriegel bei Rabenholz begrenzt, der hier die Rinne quert und sie auf kaum 200 m Breite einengt. Ca. 1 km weiter nordöstlich schließt sich die Boholzer Rückzugsrandlage an. Sie verläuft von Schnarup-Thumby aus über Böelwesterfeld nach Boholz, quert hier die Rinne diagonal und verläuft dann über Pokier, Buschau, Dornhöf nach Grumby und trifft dann südöstlich von Tolk auf die Wellspanger Rückzugsrandlage. Der von GRIPP (1954) verzeichnete Randlagenverlauf scheint sich hierbei weitestgehend zu bestätigen. Bei Boholza wird das zugehörige Gletschertor gelegen haben, von dem aus die Schmelzwässer nach Westen flossen und sich einen Weg durch die Boholzer Endmoräne schnitten, jedoch nicht mehr das noch von stagnierendem Eis blockierte Wellspanger Zungenbecken übersandern konnten. Die abfließende Schmelzwassermenge dürfte allerdings weder sehr hoch gewesen noch längerfristig erfolgt sein, weil sich außerhalb der Rinne keine markanten Abflußbahnen zu erkennen geben, die höhere und langanhaltende Schmelzwasserabflüsse belegen. Erst später, vermutlich im Zusammenhang mit einer frühen Flußumkehr erfolgte eine weitere Zerschneidung und Tieferlegung der Boholzer Engstrecke bis auf das heutige Niveau.

Hinsichtlich des flächig anzutreffenden Geschiebelehm-/mergels sowohl im Wellspanger Zungenbecken und in der Beckenumrahmung als auch im Bereich des Boholzer Moränendurchbruchs kann letztlich nicht hinreichend geklärt werden, ob grundsätzlich zwei verschiedene Grundmoränen auftreten, die dann auch zwei unterschiedlich alten weichseleiszeitlichen Vereisungsphasen zuzuordnen wären, oder ob es sich immer nur um eine, dann aber sehr unterschiedlich tief verwitterte und entkalkte Grundmoräne handelt. Weder aus den Kies- noch aus den Leitgeschiebezählungen ergeben sich dazu eindeutige Befunde, die eine geschiebe-stratigraphische Gliederung der weichselzeitlichen Moränen möglich machen. Den einzigen Hinweis auf zwei getrennte Moränen geben die Bohrbefunde der Bohrungen (WEL 9, 10, KAT 10 und 11) im Bereich des Wellspanger Zungenbeckens, weil in ihnen zwischengeschaltete Schmelzwassersande ermittelt werden konnten, die stellenweise als Wasserleiter zwischen Geschiebelehm-/mergeln fungieren und

zu Quellaustritt im Hangbereich des Wellspanger Beckens führen.

Der oszillierende Eisrückzug vollzog sich nach Aufstauung der morphologisch markant heraustretenden Endmoränenwälle der Schleswig-Idstedter Randlage in mehreren Phasen, wobei lediglich die Wellspanger und nachfolgend die Boholzer Randlage über mehrere Kilometer verfolgbare Rückzugsrandlagen bilden (vgl. GRIPP, 1954, 1964, 1981), die beide nach Süden bzw. Südwesten auf die Innenschlei östlich von Schleswig zulaufen. Obwohl zumindest für die Wellspanger Randlage eine periphere Entwässerungsbahn (Niederung westlich von Tolk), Endmoränen, Zungenbecken und Grundmoräne im Sinne einer gleichzeitig in Funktion befindlichen glazialen Serie ausgewiesen werden kann, sollten sie dennoch morphostratigraphisch als Rückzugsrandlagen zur Schleswig-Idstedter Haupteisrandlage eingestuft werden (vgl. Abb. 34). Erst nachfolgend zog sich die Eisfront bis östlich der Linie Boholz - Missunde/Mittelschlei zurück und schob die jüngeren Randlagen auf.

3.4. Der Bereich der Oxbekrinne zwischen den Eisrandlagen bei Billmoor (W 3) und Rabenkirchen (W 4)

3.4.1. Billmoor

Dieser Teil des Arbeitsgebietes umfaßt den Rinnenabschnitt der Langseerinne zwischen Boholzer Rückzugsrandlage im Westen und Dollrottfeld im Osten.

Der Rinnenabschnitt östlich von Boholz tritt morphologisch über ca. 4 km Länge als beckenartig erweiterte bis 1 km breite Rinne in Erscheinung. Charakteristisch ist vor allem das gegenläufige Längsgefälle, wobei die nach SW entwässernde Oxbek mit der nach NE fließenden Boholzer Au konfluiert, um dann schließlich gemeinsam als Loiter Au die Rinne südwärts Richtung Kleine Breite/Innenschlei zu verlassen.

Die Rinne wird lediglich auf der Nordseite durch relativ steil geböschte Hänge eingefasst. Auf der Südseite hingegen ist die Rinnenbegrenzung weitgehend durch die breit angelegte Abflußbahn der Loiter Au zerschnitten und deshalb weniger deutlich ausgeprägt.

Auf der Höhe von Billwatt wird die Rinne von einem länglich-ovalen, bis 21 m ü. N.N. aufragenden isolierten Rücken eingeeengt, der sich über 600 m Länge ± parallel zur nordseitigen Rinnenböschung erstreckt. Zwischen Rücken und steil

geböschtem Nordhang liegt das als Durchströmungsmoor zu charakterisierende Billmoor, das heute weitgehend von Bruchwald eingenommen ist. In diesem Rinnenabschnitt wurde ein Querprofil von der Straße nach Böklund (Nordrand der Rinne) bis nach Winkelholm (Südseite) angelegt (vgl. Abb. 2, 35 und 36 im Anhang). Auf dieser etwa 700 m langen Profilstrecke geben insgesamt 10 Sondierungsbohrungen und eine Kernbohrung Aufschluß über den Sedimentaufbau.

Sowohl am Nordrand der Rinne als auch auf dem isolierten Rücken konnte unter einer bis maximal 2 m mächtigen sandig-lehmigen Auflage Geschiebelehm-/mergel erbohrt werden. Dieser erreicht im oberen Abschnitt (Bohrungen BIL 9 und 10) mehr als 4 m Mächtigkeit, ehe die Sande und Kiese einsetzen. Die Entkalkungsgrenze liegt bei 2,25 m (BIL 9). Zum Talboden hin keilt der Geschiebemergel jedoch aus und ist am Nordrand des Moores nicht mehr vorhanden. In Bohrung BIL 5 setzen die Schmelzwassersande bereits ab 2 m unter Geländeoberkante ein.

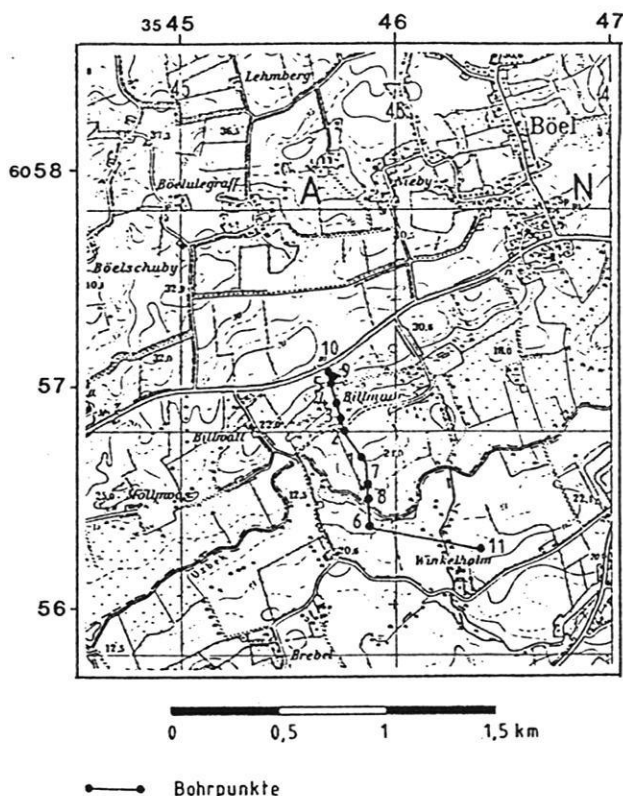


Abb. 35 Lage des Querprofils und der Bohrungen im Raum Billwatt/Winkelholm.

Fig. 35 Position of the cross-profile and the drillings at Billwatt/Winkelholm.

Auch in den Bohrungen BIL 1, 2, 3 und 7 konnte ein bis 2 m mächtiger Geschiebelehm-/mergel ermittelt werden, der von einer sandig-lehmigen bis 1,5 m mächtigen Deckschicht überlagert wird. Der mehr graubraune Geschiebelehm keilt ebenfalls zur Depression des Billmoores und auch auf der Südseite des Rückens zum Flußbett der Oxbek hin aus. Die Entkalkungsgrenze des bis 450 cm mächtigen Geschiebemergels auf der Nordseite des Rückens liegt in Bohrung BIL 2 bei 270 cm unter Geländeoberkante, wobei mit der Entkalkungsgrenze auch gleichzeitig ein deutlicher Farbwechsel von Graubraun zu Blaugrau einhergeht. In Bohrung BIL 3 liegt die Entkalkungsgrenze bei 170 cm Tiefe, genau an der Grenze zwischen der auflagernden als Fließerde bezeichneten Deckschicht und dem blaugrau gefärbten Geschiebemergel. In der Bohrung BIL 7 an der Südseite des Rückens im Hangfußbereich wird der blaugraue Geschiebemergel erst in einer Tiefe von knapp 4 m angetroffen. Darüber lagern stark kalkhaltige bräunlich-graue, rhythmisch geschichtete Silte und Feinsande, die bereits zu den in Bohrung BIL 8 im Sohlenbereich des Oxbekverlaufes angetroffenen Beckensedimenten gehören, die offenbar bis etwa 4 m unter dem Niveau der Oxbek anzutreffen sind und flächenmäßig den gesamten Talboden einnehmen. In Bohrung BIL 8 ist in die blaugrauen siltig-tonigen Rhythmiten eine 20 cm mächtige oliv-schwarze molluskenreiche Kalkmudde zwischengeschaltet. An der Basis der Beckenablagerungen wurden glaziofluviale Sande und Kiese erbohrt.

Auf der Südseite des Oxbektales konnte kein Geschiebemergel angetroffen werden. Unter einer sandig-siltigen Deckschicht setzen in 270 cm Tiefe graugelbe Schmelzwassersande ein. Der oberflächennah anstehende Geschiebelehm tritt erst wieder bei Bohrung BIL 11 südöstlich von Winkelholm auf.

Im Billmoor selbst wurde eine Kernbohrung durchgeführt (vgl. Abb. 37). An der Basis in 1088 bis 1200 cm Tiefe unter Geländeoberkante werden graue, kiesige Sande erbohrt. Darüber folgen bis 1071 cm schwarzgraue, kiesige Sande mit torfigen Einschaltungen und kleinen Holzresten, die dann von einer rhythmisch geschichteten, oliv-schwarzen Mudde abgelöst werden. Der Übergang zu einer tonigen Siltmudde – im unteren Teil durch Organiklagen schwach gestreift – liegt bei 1063 cm Tiefe. Im Hangenden folgt bis 200 cm eine olivgraue Mudde mit zahlreichen Molluskenbruchstücken. Auf die Mudde folgt Torf.

Die sedimentologische Bearbeitung des Bohrkernes aus der benachbarten Stechröhrohrbohrung erfolgte für den Bohrkernabschnitt von 650 cm bis 1150 cm Tiefe (vgl. Abb. 36 im Anhang und 37). Auch hier werden an der Basis graue Sande und Kiese angetroffen. Der Übergang zur olivschwar-

Bohrprofil Billmoor (BIL 4.1)

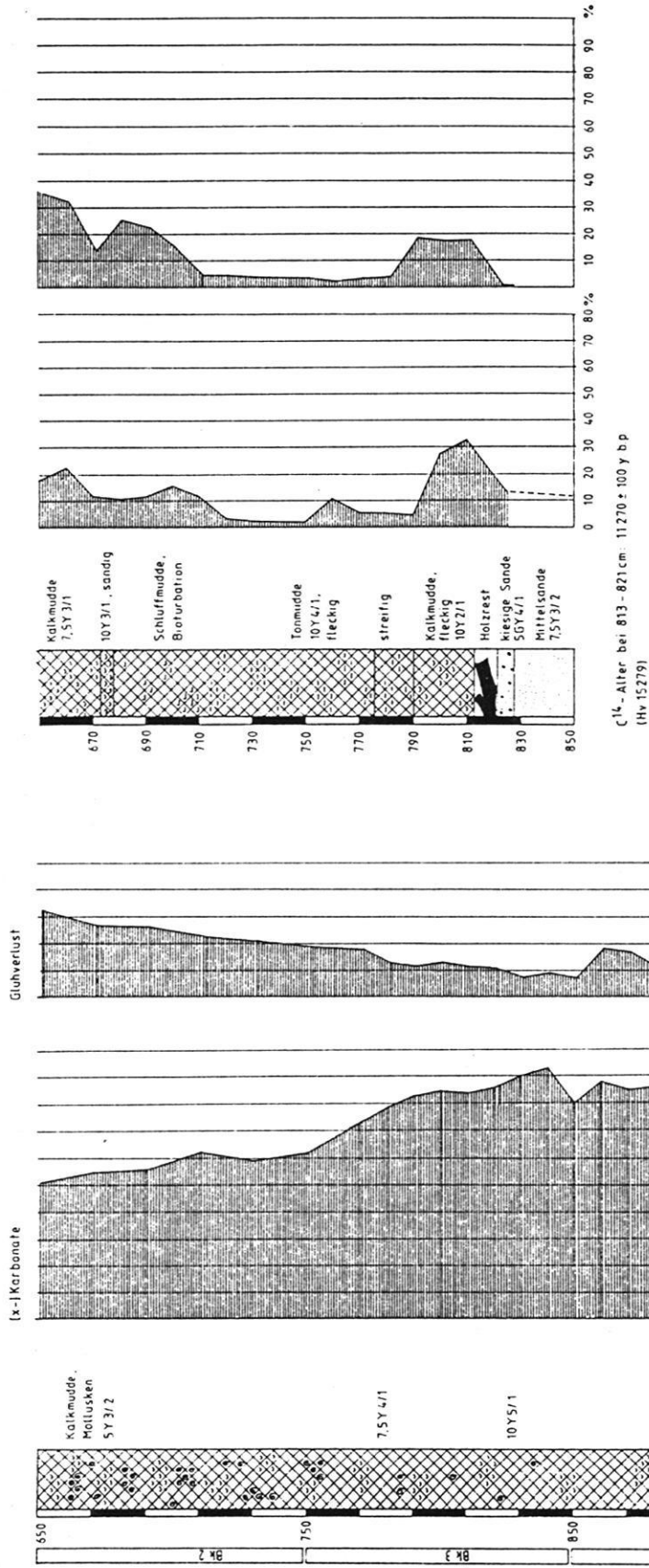


Abb. 37 Bohrprofil Billmoor (BIL 4.1).

Fig. 37 Drilling profile at Billmoor (BIL 4.1).

zen Sandmudde liegt bei 1093 cm Tiefe. Zwischen 1079 und 1090 cm befinden sich zahlreiche Pflanzen- und Holzreste in der torfigen Mudde. Eine Radiokarbondatierung ergab ein Alter von 11.180 ± 100 Jahren b.p. (Hv 15278). Im Hangenden folgt dann eine sandige Kalkmudde, die im unteren Teil gefleckt und im oberen Teil rhythmisch geschichtet ist. Der Karbonatgehalt steigt bis auf über 30%, und der Anteil an verglühbare organischer Substanz erreicht Werte bis 22%. Ab 1052 cm Tiefe folgt bis 1015 cm eine graue, schwach geschichtete tonige Siltmudde. Die Karbonat- und Organikanteile sind gegenüber der liegenden Kalkmudde deutlich vermindert. Ab 1015 cm setzt dann wieder die nun olivgrau gefärbte molluskenreiche Kalkmudde ein. Sie ist dabei lagenweise stark gefleckt oder rhythmisch geschichtet. Ab 905 cm Tiefe setzen die Fleckungen bzw. Schichtungen aus. Mit Einsetzen der Kalkmudde steigen die Karbonatanteile sprunghaft auf Werte über 80% an. Die verglühbare organische Substanz erreicht Werte zwischen 12 und 30%.

Die palynologische Auswertung durch WALTHER (1989, 1990) erfolgte für den Bohrkernabschnitt von 840 bis 1090 cm (vgl. Abb. 38 im Anhang). Danach wird zunächst der Kurvenverlauf der BP-/NBP-Werte des Hauptdiagramms durch die hohen *Cyperaceae*-Anteile beeinflusst. Ähnlich wie am Langsee (vgl. Kap. 3.2.3.) sind sie auch hier standortbedingt, so daß ihnen nur eine lokale Bedeutung beigemessen werden sollte.

An der Basis des Profils in den Diagrammabschnitten 1 und 2 konnte WALTHER (1989) die Pollenzone II (nach FIRBAS, bzw. AL c nach MENKE) nachweisen, die sich durch ein *Betula*- und *Pinus*-Maximum im Vergleich zum Gesamtverlauf der Kurven aller BP auszeichnet. Darüber hinaus ist zu vermuten, daß in Verbindung mit der datierten Probe aus dem Bohrkernabschnitt 1079 - 1085 cm, dem Abfall der *Poaceae*-Werte in Diagrammabschnitt 2 sowie den geringen *Pinus*- und *Betula*-Werten in Diagrammabschnitt 1 Hinweise auf die Pollenzone Al b (nach MENKE) gegeben sind.

In Diagrammabschnitt 3 treten dann durchgehend hohe NBP-Werte auf. Zusammen mit dem Diagrammabschnitt 4, in dem ein erster schwacher *Betula*-Gipfel ausgewiesen werden kann, sieht WALTHER (1989, 1990) die jungdryaszeitliche Pollenzone III (nach FIRBAS) vertreten. Ähnlich wie beim Langsee-Profil setzt dann ein steiler BP-Anstieg ein (DA 5), der den Übergang zur Pollenzone IV (nach FIRBAS) anzeigt. Der nun deutlich ausgeprägte *Betula*-Gipfel in Diagrammabschnitt 5 wird ins Präboreal gestellt, während der nachfolgend auftretende *Pinus*-Gipfel in Diagrammabschnitt 6 schon ins Boreal (Pollenzone V nach FIRBAS) fällt. Ebenfalls im Boreal (Diagrammabschnitt 7) setzt auch der steile Anstieg eines breit angelegten *Corylus*-

Gipfels ein, wobei auch schon *Quercus* und *Ulmus* hinzutreten. *Tilia* folgt dann erst in Diagrammabschnitt 8 der Pollenzone VI (nach FIRBAS).

Die Basis aus Schmelzwassersanden liegt hier in etwa 11 m Tiefe (= 1 m ü. NN) unter der Oberfläche und damit sogar etwa 6,5 m tiefer als die unter dem Oxbeklauf erbohrten Beckensedimente. Zwischen nordseitigem Hang und Rücken liegt also eine tief eingeschnittene Rinne, durch die ein Teil der Schmelzwässer abfloß und dabei die Rinne erosiv vertieft, so daß sie gegenüber der übrigen Talsohle im Bereich der heute erkennbaren Bruchwaldzone erheblich stärker eingetieft ist. Später hat sich dann hier ein See gebildet, in dem molluskenreiche Mudden und schließlich torfige Sedimente abgesetzt wurden. Entsprechend der pollenanalytischen Auswertung des Bohrprofils ergibt sich für die Basis der organogenen Sedimente ein allerödzeitliches Alter. Das ermittelte ^{14}C -Alter der Mudde ordnet sich problemlos in die palynologischen Befunde ein. Bereits zu dieser Zeit hat ein See die Depression ausgefüllt.

Die Bildung der laminierten Mudde sowie die zwischengeschalteten bioturbat gestörten Bereiche fallen in den jungdryaszeitlichen und präborealen Abschnitt. Mit dem Übergang vom Präboreal zum Boreal setzt die erkennbare Laminiierung aus.

Der südlich des Billmoores angrenzende Rücken wird vollständig von einer Geschiebelehmdecke überkleidet und deshalb als Moränenrücken gedeutet, der ursprünglich mit der Moräne des Nordhanges verbunden war und erst durch die Schmelzwässer zerschnitten und damit isoliert wurde.

Auch der Talbereich zwischen dem Moränenrücken und südseitigen Hang muß zeitweilig von einem See eingenommen worden sein, in dem sich überwiegend organikfreie, gebänderte Tone und Silte absetzen konnten. In welchen Zeitraum die Ablagerung der ca. 20 cm mächtigen molluskenreichen Kalkmudde (vgl. Bohrung BIL 8) fällt, bleibt jedoch ebenso offen wie die ost-westwärtige Ausdehnung des ehemaligen Sees. Die Beckensedimente wurden später durch Materialeintrag aus den Hangbereichen, aber auch durch die vom Fluß mitgeführten Sedimente - zumeist Sande - überdeckt. Abgesehen von einer markant ausgebildeten Prallhangkante eines älteren Flußlaufes der Oxbek mit einer Sprunghöhe von über 2 m ist der südseitige Hang in diesem Talabschnitt sanft geböscht und eher als hügelig-welliger Bereich anzusehen, der ausnahmslos von Schmelzwasserablagerungen aufgebaut wird. Ob es sich hier möglicherweise um kameartige Bildungen handelt, kann wegen fehlender Aufschlüsse nicht geklärt werden. Erst südöstlich von Winkelholm setzt dann wieder flächendeckend Grundmoräne ein.

3.4.2. Der Aufschluß bei Winkelholm

Der Aufschluß Winkelholm befindet sich am südseitigen Hang der Oxbekrinne zwischen Brebelhof und Winkelholm unmittelbar nördlich der Straßengabel B 201 und der Straße nach Winkelholm. Noch bis vor wenigen Jahren wurden hier Sande und Kiese eines bis 27 m ü. NN aufragenden Rückens abgebaut, der den oberen Teil der südlichen Rinne flankiert mit aufbaute. Den Vorstellungen GRIPPs (1954, 1964, 1981) zufolge ist dieser Rücken Teil der parallel zum Südrand der Oxbekrinne verlaufenden U-Moräne der Mittelschleife. Eine Beurteilung der Formungsprozesse anhand der aufge-

schlossenen Sedimente an zwei Grubenwänden wird jedoch zeigen, daß dieser Annahme nicht mehr zugestimmt werden kann. Leider sind inzwischen größere Bereiche der alten Sandgrube replaniert bzw. renaturiert worden. Stehengeblieben ist lediglich die der Oxbekrinne zugewandte ca. 6 m hohe und etwa 50 m lange Abbauwand (Nordwand) sowie ein kleiner Teil der Nordwestwand, die jedoch mit Ausnahme der steileren Partien weitgehend überwachsen bzw. von jungen Rutschungen verdeckt ist. Bauschutt verdeckt die ehemals gegebenen Aufschlußverhältnisse in den tieferen Teilen der Aufschlußwand. Die Aufschlußaufnahme an beiden Wänden zeigt folgenden Sedimentaufbau:

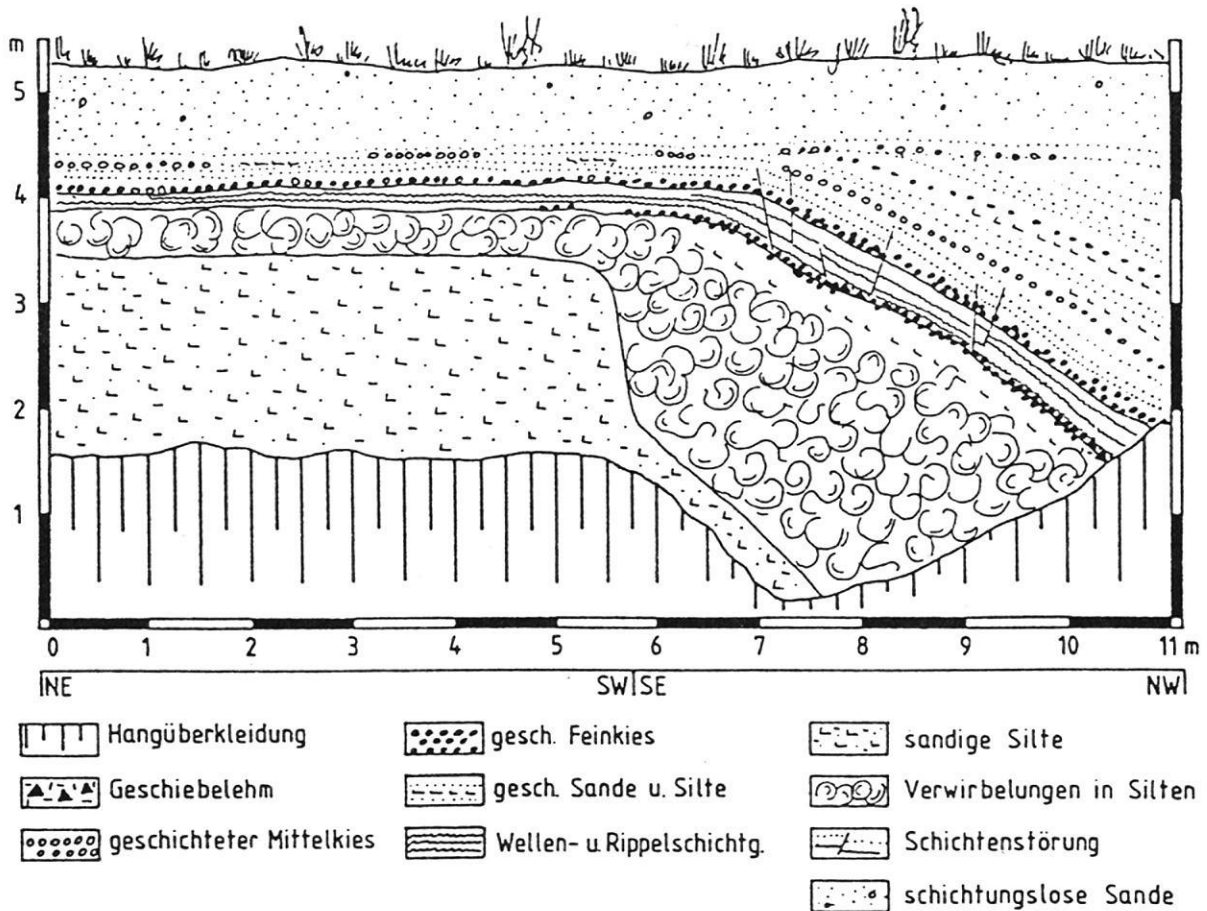


Abb. 39 Skizze des Aufschlusses bei Winkelholm, Nordwand;

Fig. 39 Sketch of the section at Winkelholm, northern part.

Nordwand (vgl. Abb. 39):

An der Basis befinden sich kompaktierte gelblich-graue sandige Silte. Makroskopisch ist keine Schichtung des Materials zu erkennen. Ganz selten kann man einzelne Kiesgerölle finden. Darüber schließen sich etwa 1 m mächtige gelblich-

graue, sandige Silte an, die im Gegensatz zu den liegenden Silten regellose Verwirbelungsstrukturen aufweisen, die vor allem durch farbliche Unterschiede im Substrat, aber auch durch geringfügige Korngrößenunterschiede erkennbar sind. Beide Sedimentpakete sind scharf voneinander getrennt, wo-

bei ein rostrot gefärbtes Limonitband die Schichtgrenze betont. Im Hangenden folgt ein nur wenige Zentimeter dickes graues Kiesband, das gelegentlich etwas ausbeult und dann meistens kleine geschichtete Sand- und Siltschollen oder auch klumpige Lehmbrocken enthält. Dem Kiesband folgt nach oben hin eine etwa 60 cm mächtige Lage aus geschichteten, weißgrauen Sanden im Wechsel mit bräunlich-grauen Silten. Sande und Silte weisen durchgehend Rippel- und Wellenstrukturen auf, die in den obersten 20 cm zunehmend schwächer werden und schließlich unterhalb eines ca. 5 cm dicken Kiesbandes enden. Nach oben hin folgen Kies- und Sandschichten in diskordanter Wechsellagerung. Das Profil schließt mit einer etwa 1 m mächtigen schichtungslosen kiesigen Sanddecke ab.

Markant sind vor allem die zahlreichen gestaffelten Schichtenstörungen, die bereits in den hangenden Kies- und Sandschichten einsetzen und bis in die verwirbelte Siltbank des unteren Profiltiles hineinreichen. Mit Ausnahme der obersten Sedimentlagen fallen alle Schichtpakete steil nach Nordnordwesten ein.

Nordwestwand (vgl. Abb. 40a und b):

Wie schon beim zuvor beschriebenen Profil der Nordwand sind an der Basis stark verwirbelte sandige Silte aufge-

schlossen. Die tieferen, ungestörten Siltlagen sind hier durch Hangschuttmassen verdeckt. Im Hangenden schließt sich eine bis zu 70 cm mächtige Schicht aus tonig-siltigem Sand mit regellos darin verteilten groben, zumeist kantigen bis kantengerundeten Geschieben an. Sie wird als Grundmoräne gedeutet. Bedingt durch den offenbar hohen Tonanteil an der Bodenmatrix weist sie ein charakteristisches Polyedergefüge auf. Im linken um ca. 45° geklappten Profiltail (Nordwestwand) beult der Geschiebelehm nach unten hin stark aus. Einzelne gestörte Sandlagen sind hier eingeschaltet. Dem Geschiebelehm folgt ein nur wenige Zentimeter mächtiges Fein- bis Mittelkiesband, das allerdings nicht durchgängig zu verfolgen ist, sondern sich zum Teil mit dem Lehm verzahnt und stellenweise ganz aussetzt. Es folgt dann eine ca. 60 cm dicke Sand- und Siltlage. Diese enthält Wellen- und Rippelschichtungen. Weiterhin sind kräftige Störungen (synthetische Abschiebungen in Form zahlreicher Staffelbrüche) eingeschaltet, die sowohl den Geschiebelehm als auch die hangenden Kiese und Sande teilweise mit erfaßt haben. Markant ist in diesem Zusammenhang der ca. 70 cm betragende Schichtenversatz (Abschiebung) im rechten Profiltail durch alle vorher genannten Schichtpakete. Ungeachtet der Störungen sind die Schichten ± sählig gelagert. Das Profil schließt mit einer knapp ein m mächtigen schichtungslosen Sanddecke ab.

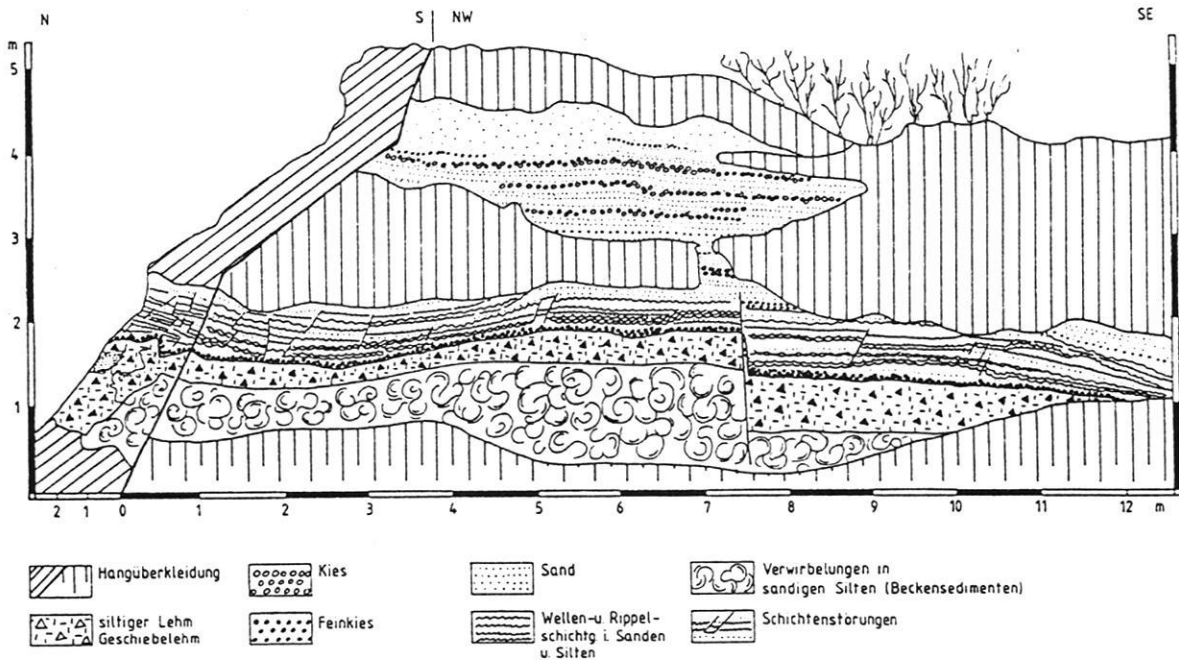


Abb. 40a Skizze des Aufschusses bei Winkelholm, Nordwestwand.

Fig. 40a Sketch of the section at Winkelholm northwestern part.

Aufgrund der vorliegenden Aufschlußbefunde lassen sich mindestens 4 Phasen der Sedimentation und Formung dieses Bereiches ableiten:

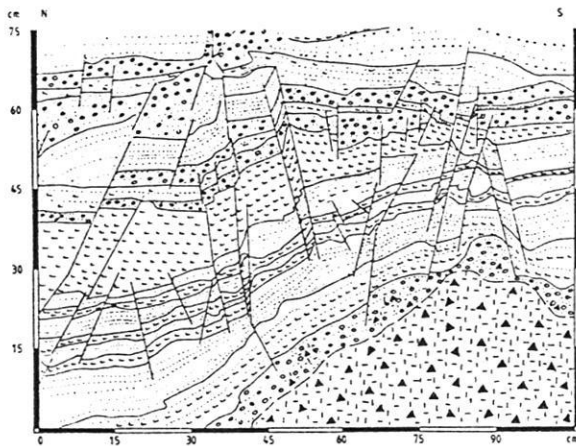


Abb. 40b Detailaufnahme des Aufschlusses bei Winkelholm, Nordwestwand; 1= gestörte Kiese und Sande, 2= tonig-siltiger Geschiebelchm.

Fig. 40b Detail of the section at Winkelholm, northwestern part; 1= disturbed sand and gravels, 2= clayey and silty till.

1. Phase: Zunächst wurden Beckensilte und -sande – vermutlich unmittelbar vor einer Eisfront oder auch im Kontakt mit dem Eis – in einen glazilakustrinen See hinein abgesetzt.

2. Phase: Nachfolgend stieß das Eis nochmals wieder aus der Oxbekrinne heraus vor, überfuhr die Beckensilte und stauchte sie nachhaltig. Die zahlreichen Verfaltungen und regellosen Verwirbelungen im oberen Meter der Beckensilte belegen dabei die glazialtektonische Beanspruchung der Silte im oberen Meter, während die Liegendsedimente offenbar nicht mehr durch den Eisdruck gestört worden sind. Mit dem Eisvorstoß wurde ebenfalls eine allerdings nur geringmächtige Grundmoräne mit abgelagert, die nach Osten hin zunehmend auskeilt und im Profil der Nordwand in ein dünnes Kiesband überleitet. Stellenweise wurden die basalen Silte mit in die Moräne eingestaucht (Nordwestwand). Die Lagerung der Sedimente sowie die allgemeine Richtung der Stauchungsstrukturen lassen dabei nur einen Eisdruck aus Nord bis Nordwest und nicht aus Süden erwarten.

3. Phase: Mit dem Rückschmelzen des Eises flossen zunächst kurzfristig Schmelzwässer, die zur Ablagerung von Kiesen beitrugen, ehe sich unter Flachwasserbedingungen Sande bzw. Feinsande deutlich ausgeprägten Wellen- und

Rippelstrukturen absetzen konnten. Die nach oben hin schwächer werdenden Wellenschichtungen kündigen bereits das Ende des Flachwassermilieus an.

4. Phase: Schließlich erfolgte über längere Zeit ein kontinuierlicher Abfluß von Schmelzwässern und damit die Sedimentation von Sanden und Kiesen in diskordanter Wechsellagerung.

Nicht ganz unproblematisch ist allerdings die Deutung der Schichtenstörungen sowie die nordwärts geneigten Schichtverbände des Nordhanges in einem genetischen Gesamtzusammenhang. Dabei liegt es nahe, die Störungen, die sich vor allem durch vielfältige Schichtenversätze dokumentieren, als Nachsackungen einzelner Schichtpakete bedingt durch Setzungserscheinungen wassergesättigter Sande einerseits sowie durch wachsenden Auflastdruck der hangenden Schmelzwassersande andererseits zu deuten, wobei zusätzlich auch austauendes Resteis oberhalb der Grundmoräne mit eine Rolle gespielt haben mag. Die Schichtenstörungen können dagegen nicht auf den Eisdruck der vorrückenden Gletscherzunge zurückgeführt werden, weil sie sich zum überwiegenden Teil oberhalb der Grundmoräne befinden und damit erst entstehen konnten, nachdem das Eis die Grundmoräne abgelagert hat. Auch der große vertikale Schichtenversatz im Südteil der Nordwestwand kann ebenso wie die nach NNW gekippten Schichtpakete an der Nordwand zeitlich erst nach Ablagerung der Grundmoräne erfolgt sein, weil nicht nur die basalen Beckensilte und die Grundmoräne, sondern auch ein Teil der hangenden Schmelzwassersande mit in den Versatz bzw. in die Verkippung einbezogen sind.

Die Ursache für den Schichtenversatz und die gekippten Schichtpakete kann jedoch anhand der vorhandenen Aufschlußverhältnisse nicht mehr sicher ermittelt werden. Es liegt jedoch nahe, daß das Rückschmelzen des Eises und damit das Schwinden des Widerlagers und auch das Austauen von Toteis im Untergrund die Schichtenstörungen und -kipnungen erst ermöglichte. Das setzt aber voraus, daß schon die erste Phase der Sedimentation (Ablagerung der Beckensilte) auf stagnierendem Eis oder im unmittelbaren Kontakt mit dem Eisrand erfolgte. Ehe das Eis vollständig abschmelzen konnte, rückte der Gletscher dann nochmals kurzzeitig vor und überdeckte das Resteis und die Silte mit einer Grundmoränendecke. Erst mit dem Austauen des Toteises noch während der Sedimentation der hangenden Schmelzwassersande und -kiese (Phase 4) gingen dann die Abschiebungen und Schichtenverstellungen einher.

Bei diesem Rücken handelt es sich offenbar um eine polygenetisch zu deutende Form, denn die unterschiedlichen Sedimente und ihre Lagerung belegen einen mehrfachen Wechsel

im Formungsprozeß: Glazilakustrine Sedimentation im Kontakt mit dem Eise - glazigene Sedimentation einer Grundmoräne und Stauchung - glaziofluviale Sedimentation im Flachwassermilieu und im Kontakt mit dem Eise - subaerische glaziofluviale Sedimentation. Berücksichtigt man dabei auch noch die exponierte Lage dieses Rückens auf der Südseite der Oxbekrinne unmittelbar im Hangbereich, so könnte man diese Form insgesamt als Aufschüttungs-Kame im Sinne von KAISER (1972) oder auch Kamerücken (vgl. NIEWIAROWSKI 1963) ansprechen.

3.4.3. Die Oskuppen bei Ruruplund

Auf der Höhe der Ortschaft Ruruplund befinden sich innerhalb der Oxbekrinne 4 kettenartig aneinandergereihte Rücken, die sich morphologisch deutlich sichtbar aus der Talsohle herausheben (vgl. Abb. 41). Sie wurden von WÜNNEMANN (1986) bereits als Oser gedeutet.

Die Rücken sind durch sattelartige Vertiefungen optisch voneinander getrennt, bilden aber eine morphologische Ein-

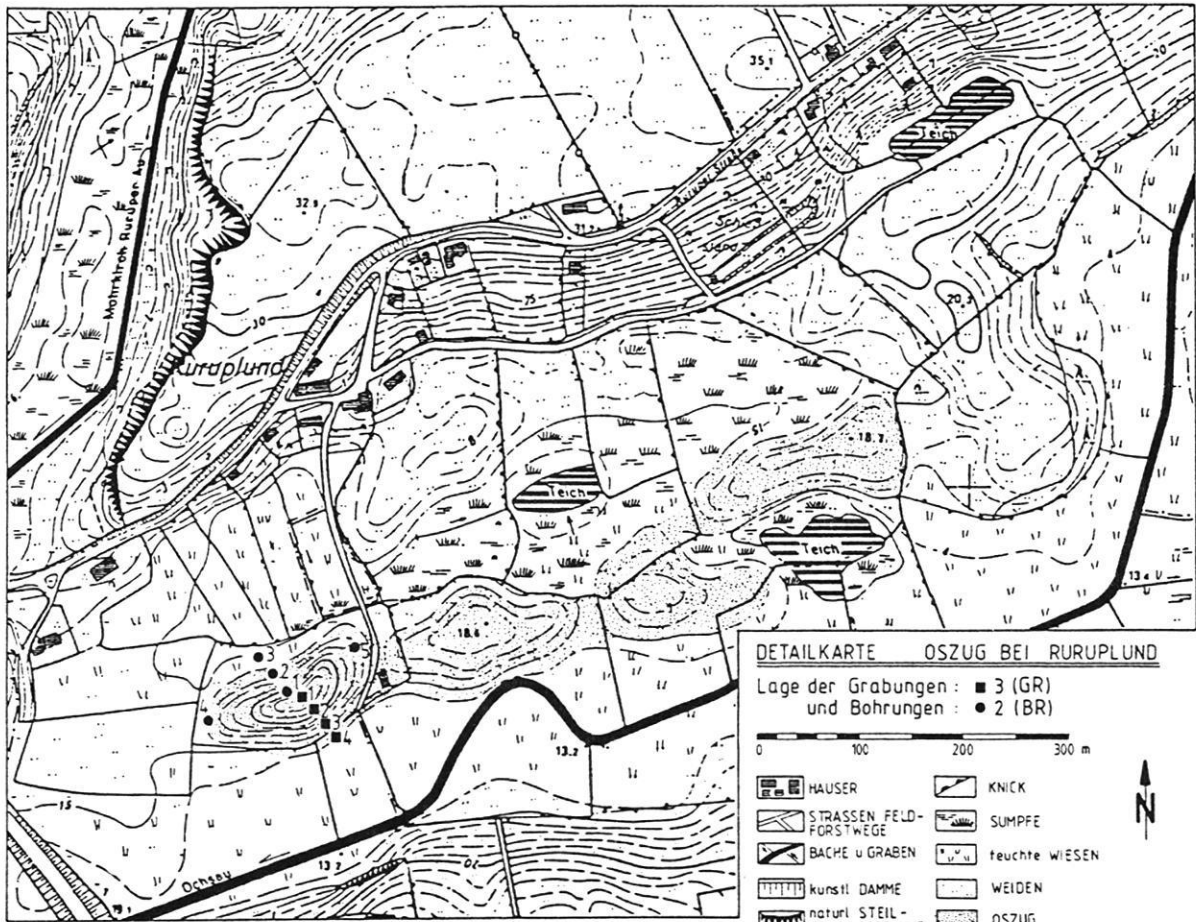


Abb. 41 Detailskizze Ruruplund mit Oszug sowie Lage der Grabungen und Bohrungen

Fig. 41 Detailed sketch of Ruruplund showing the esker and sites of the sections and drillings.

heit. Der die Oskuppen umgebende Rinnenboden ist in sich gegliedert und durch muldenartige, zumeist vermoorte Vertiefungen leicht reliefiert, wobei die Teiche nördlich und südlich der Höhenrücken durch frühere Torfstiche entstanden

sind und tiefgründigere Vermoorungen des Rinnenbodens bestätigen.

Markant sind die bis 18° geböschten Hänge sowie der s-för-

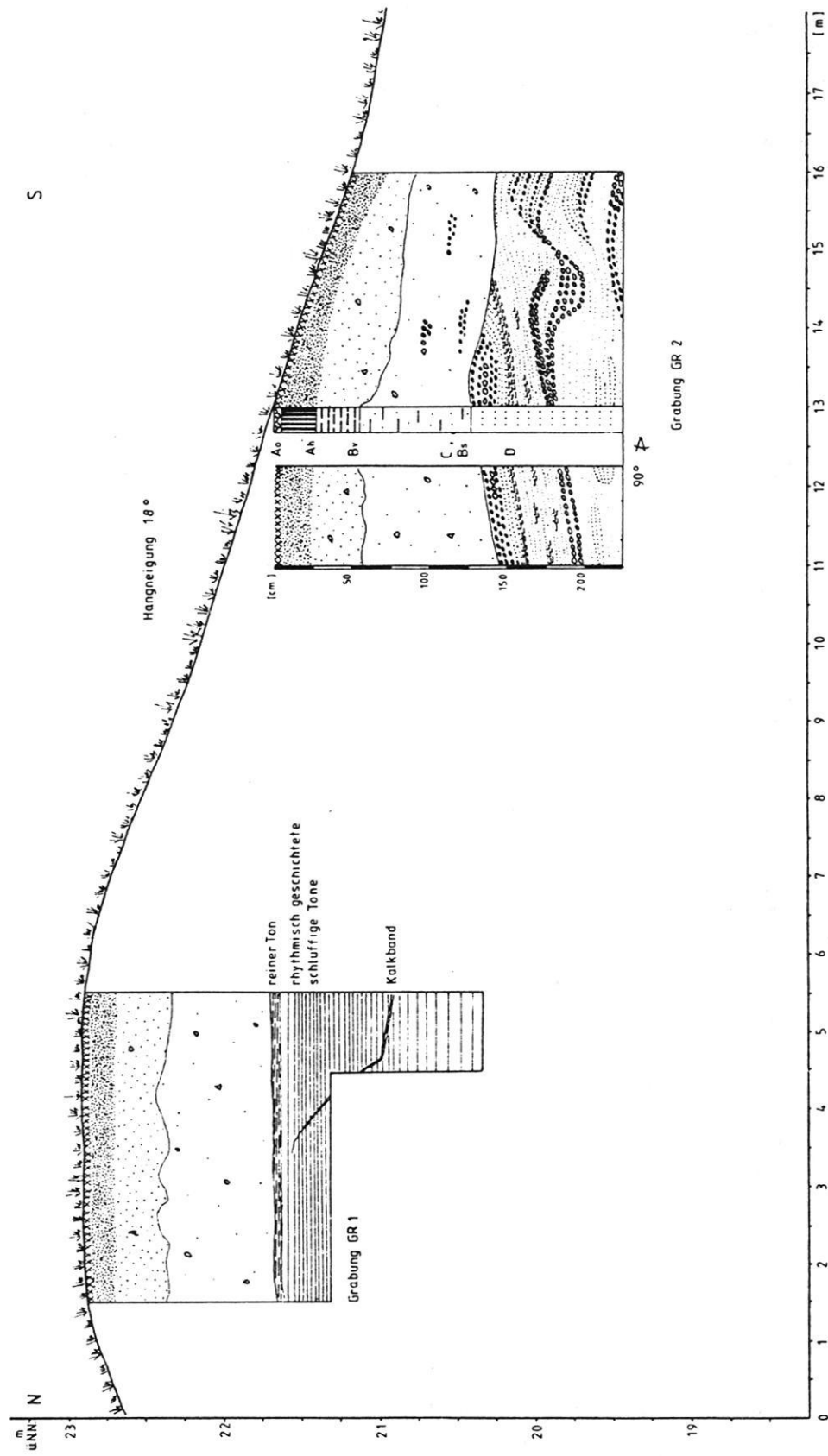


Abb. 42 Grabungsprofile (GR 1 und GR 2) auf dem Ruruplunder Os, Südhang.

Fig. 42 Sections GR 1 und 2 at the Ruruplunder eaker.

mit geschwungene Kammlinienverlauf. Bei wechselnden Breiten an der Basis zwischen 50 und 80 m und Längserstreckungen von etwa 150 m bis 200 m ergibt sich für die jeweiligen Rücken ein Breiten-Längen-Verhältnis von 1:2 bzw. 1:3. Mit der maximalen Höhe von 22,8 m ü. NN tritt der erste, westlich gelegene Rücken morphologisch am deutlichsten in Erscheinung, zumal der Höhenunterschied

von der Kammlinie bis zur Talsohle mit 9 m am größten ist. Alle anderen Erhebungen ragen lediglich 3 m bzw. 5 m aus der Rinnensohle heraus.

Auf dem westlichen Rücken wurden Aufgrabungen und Bohrungen ermöglicht, die Aufschluß über den Aufbau des Rücken gewähren (vgl. Abb. 42-45).

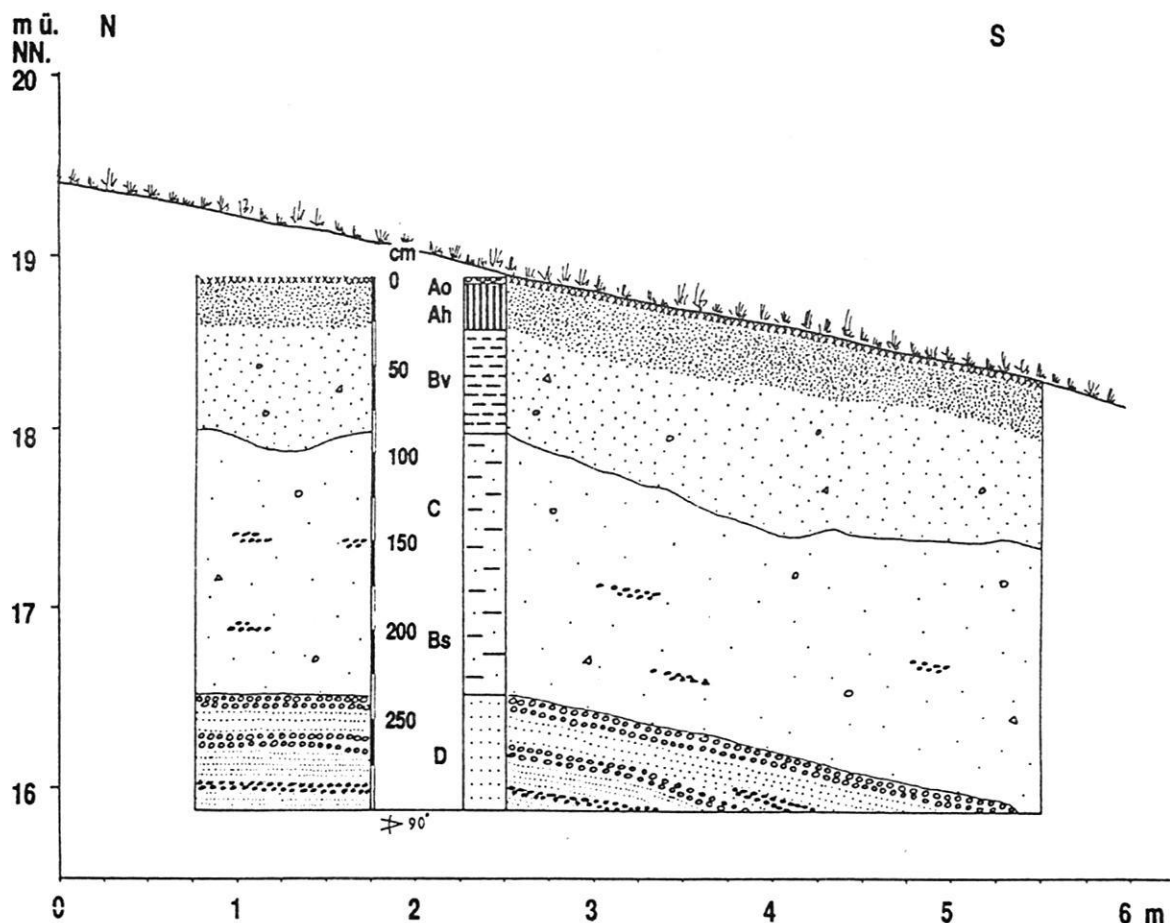


Abb. 43 Grabungsprofil GR 3 auf dem Ruruphunder Os, Südhang.

Fig. 43 Section GR 3 at the Ruruphunder esker.

Grabung GR 1 auf der Kammlinie ergab folgende Profilabfolge vom Hangenden zum Liegenden: bis 127 cm Tiefe werden meist schichtungslöse Sande mit vereinzelt eingestreuten größeren Kiesgeröllen angetroffen. Die im Profil dargestellten Grenzen sind pedogenetischer Art und repräsentieren eine gut entwickelte Braunerde mit einem etwa 20 cm mächtigen Ap-Horizont, gefolgt von einem 25 - 30 cm mächtigen tiefbraunen, schwach lehmigen Bv-Horizont, dem bräunlich-gelbe Sande folgen. Bis zur Endtiefe in

240 cm setzen dann rhythmisch geschichtete, horizontal gelagerte und ungestörte, zumeist dunkelgrau-braune, tonige Silte im Wechsel mit helleren, sandig-siltigen Lagen ein. Während die helleren und sandigeren Lagen zur Tiefe hin zunehmend mächtiger werden, bleiben die meist weniger als 0,5 cm dicken dunklen Lagen unverändert dünn.

Grabung GR 2 im oberen Hangabschnitt des Südhanges sind unter einer 125 cm mächtigen, weitgehend schichtungslosen

Sanddecke geschichtete, meist grünlich-weiße Sande und Kiese in diskordanter Wechsellagerung festzustellen, wobei der Scheitelpunkt der Kies- und Sandschichten aufgeschlossen wurde, denn im rechten Profilverteil fallen die Schichten hangabwärts nach Süden bis Südosten ein, während sie im linken Profilverteil genau entgegengesetzt nach Norden bis Nordwesten geneigt sind. Die in den oberen Lagen der Kies- und Sandschichten einsetzenden dünnen Siltbänder deuten darauf hin, daß hier der äußere Rand einer an der Nordflanke des Rückens vorhandenen Einnuldung einsetzt, die durch warvenartige Beckensedimente aufgefüllt worden ist (vgl. GR 1). In Längsrichtung (Nord-Süd-Richtung) weisen die tieferen Kies- und Sandschichten eine allerdings nur schwache Neigung nach Westen auf. Ähnlich wie im Profil GR 1 ist eine gut entwickelte Braunerde (Rostbraunerde) aufgeschlossen.

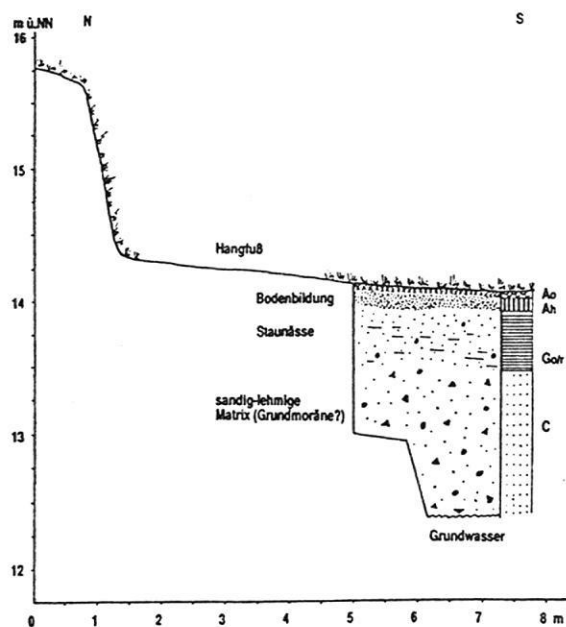


Abb. 44 Grabungsprofil GR 4, südl. Hangfuß.

Fig. 44 section GR 4, foot of southern slope.

In Grabung GR 3 (Südhang, Unterhang) setzen die geschichteten Sand- und Kieslagen erst in einer Tiefe von fast 240 cm ein und sind dabei wenig steiler geneigt als der Hang. Die Sanddecke enthält grobe, gerundete Kiesgerölle sowie Kieslinsen und ist im Unterhang fast doppelt so mächtig wie im Kammereich des Rückens.

Grabung GR 4 erschloß eine ca. 60 cm mächtige graubraune, rostfleckige Sandschicht, die einen bis zur Basis in ca. 175 cm Tiefe reichenden grauen, sandigen und steinreichen Lehm bedeckt. An der Basis wird Grundwasser angetroffen. Durch den schwankenden Wassereinfluß bis zur Oberkante des Profils hat sich hier ein gleyartiger Boden ausbilden können.

Ergänzend zu den Grabungen wurden 5 Sondierungsbohrungen bis maximal 8 m unter Geländeoberfläche durchgeführt (vgl. Abb. 41 und 45).

In Bohrung BR 1 konnten die rhythmisch geschichteten Beckensedimente in 120 bis 630 cm Tiefe erbohrt werden. Darunter folgten weißgraue Mittelsande.

In Bohrung BR 2 folgte unter 190 cm Sanden zunächst eine 170 cm mächtige Tonlage, ehe die Rhythmitte bis 670 cm Tiefe einsetzten und von Sanden (Fein- bis Grobsand) bis 800 cm Tiefe abgelöst wurden.

Bohrung BR 3 im nordseitigen Hangfuß zeigt unter Torfen ab 93 cm durchgehend Silt, Sand und Kies in Wechsellagerung bis 400 cm Tiefe.

In Bohrung BR 4 auf der Westseite (Distalseite) des Rückens sind die Beckensedimente zwischen 277 cm und 585 cm Tiefe auf Sanden nachweisbar, während in der Bohrung BR 5 auf der Ostseite des Rückens nur noch geschichtete Kiese und Sande bis 400 cm Tiefe auftreten.

Der Rücken kann aufgrund seines Sedimentaufbaus in zwei Bereiche gegliedert werden (vgl. Abb. 46). Der Südhang wird weitestgehend von Sanden und Kiesen aufgebaut, während der größte Teil des Nordhangs und auch noch der Kammereich Beckensedimente enthält, die rhythmisch geschichtet sind und sich durch nur dünne braungraue siltig-tonige Lagen im stetigen Wechsel mit zur Tiefe hin zunehmend dicker werdenden hellgrauen sandig-siltigen Lagen ausweisen. Diese Sedimente sind bis in eine Tiefe von fast 7 m zu verfolgen. Die größte Mächtigkeit von ca. 5 m konnte im Bohrprofil der Bohrung BR 1 festgestellt werden, aber auch noch in den Bohrungen BR 2 und BR 4 werden Mächtigkeiten bis zu 3,5 m erreicht. Die Basis der Beckensedimente liegt in BR 2 mit 670 cm unter Oberkante noch gut 4 m unter dem heutigen Talniveau. Ähnliche Verhältnisse zeigt auch Bohrung BR 4. In Bohrung BR 1 liegt die Basis allerdings schon etwa 1,5 m oberhalb des Talbodens. Der Rücken wird also auf seiner Nordseite nicht nur von den Beckensedimenten aufgebaut, sondern auch noch von ge-

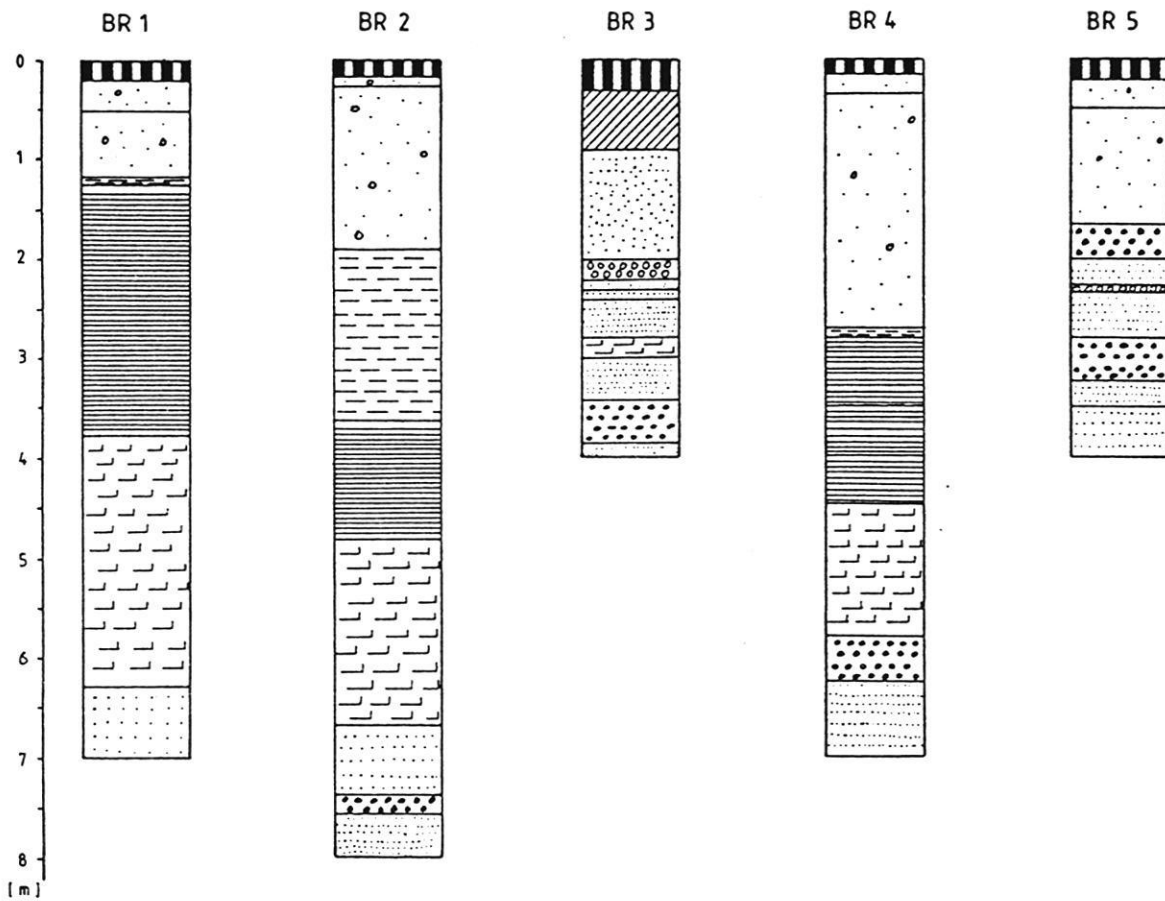


Abb. 45 Bohrprofile (BR 1 - 5) Ruruplunder Os, Westteil; 1= Oberboden, 2= ungeschichteter Sand, 3= Torf, 4= varvig geschichteter Ton/Silt, 5= Ton, 6= Silt, 7= geschichteter Sand, 8= geschichteter Kies.

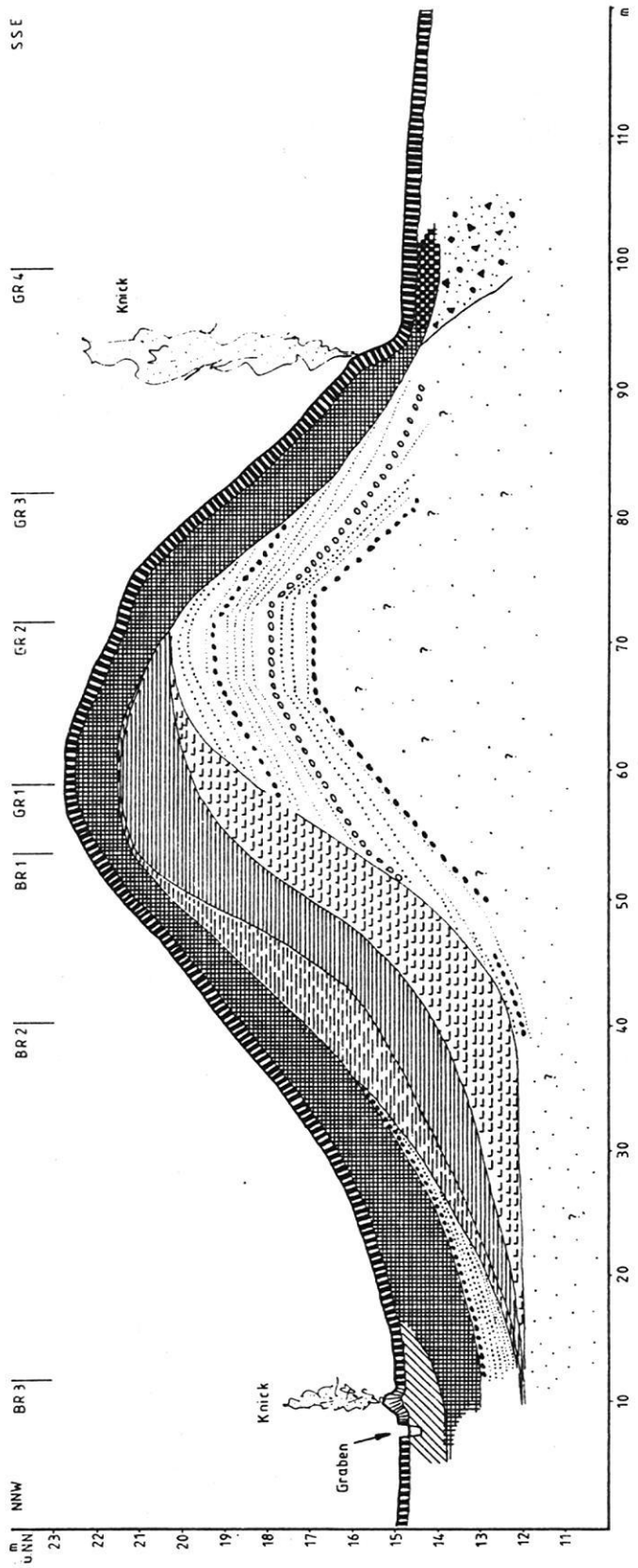
Fig. 45 drilling-profiles BR 1-5 Ruruplund esker, western part; 1= soil, 2= unstratified sand, 3= peat, 4= varvy stratified clay/silt, 5= clay, 6= silt, 7= stratified sand, 8= stratified gravels.

schichteten und gut sortierten Schmelzwassersanden. Wie weit sich der Rücken zur Tiefe hin fortsetzt, bleibt ungeklärt.

Bei der Auswertung aller Bohrbefunde und der Grabungen GR 1 und GR 2 läßt sich die flächenmäßige Ausbreitung der Beckensedimente ermitteln. Der südliche Rand verläuft offenbar durch die Grabung GR 2, denn die entgegengesetzt zur Hangneigung nach Nordwesten einfallenden Sandschichten enthalten in den oberen Lagen erste kettenartig aneinandergereihte Siltlinsen, die als Grenzbereich der Beckenablagerungen gewertet werden. In der Grabung GR 1 sind dann bereits die rhythmisch geschichteten tonigen und siltigen Lagen ab 125 cm Tiefe bis zur Basis der Grabung

aufgeschlossen. Die maximale nördliche Ausdehnung ergibt sich aus der Bohrung BR 3. Zwischen geschichteten Sanden und Kiesen unter einer dünnen Torfdecke werden Silte nur noch zwischen 285 cm und 300 cm angetroffen.

Die mit der Bohrung BR 4 erfaßten Beckensedimente im Distalbereich des Rückens sind noch sehr mächtig und bis in eine Tiefe von 585 cm zu verfolgen, so daß die westliche Grenze deshalb noch um einige Meter über der morphologischen Begrenzung des Rückens hinaus angenommen werden muß. Im Bohrprofil der Bohrung BR 5 (Proximalbereich) sind keine Beckensedimente mehr anzutreffen, womit die Ausbreitung auf den Nordhang beschränkt bleibt.



QUERSCHNITT DURCH DEN OSZUG BEI RURUPLUND (WESTTEIL)

- | | | | |
|--|---|--------|--|
| | OBERBODEN mit schwarzem Ah-Horizont | | SANDE (?) Schichtung nicht nachgewiesen |
| | KULTOSOL (Auftragsboden) | | GRUNDORANE (?) mit sandig-lehmiger Matrix |
| | UNTERBODEN mit Bv-Horizont) z. gr. T. über Sanden | | STONE |
| | GLEYS (Ah-Go-Gr-Horizont) | | schluffrige TONE (rhythmisch geschichtet) |
| | TORFE | | SCHLUFFE (SILT) zur Tiefe hin sandiger werdend |
| | geschichtete SANDE u. KIESE | BR 1-3 | Bohrungen Ruruplund |
| | | GR 1-4 | Grabungen Ruruplund |

Abb. 46 Schematischer innerer Aufbau des Ruruplunder Ozuges im Querprofil.

Fig. 46 Schematic inner structure of the Ruruplund esker.

Aufgrund von Sondierungsbohrungen können prinzipiell keine gesicherten Aussagen zum Schichtenverlauf, zu Neigungen und möglichen Störungen im Schichtenverband getroffen werden, so daß in diesem Fall offen bleiben muß, ob die Beckensedimente hangabwärts einfallen oder aber auch aus dem Hang austreichen. Im Kambereich sind sie allerdings noch horizontal ohne nennenswerte Störung geschichtet. Stichprobenartige Sondierungen auf den übrigen drei Rücken ergaben keine weiteren Vorkommen von Beckenablagerungen in den oberen 2 Metern. Hier wurden stattdessen Sande und Kiese erbohrt.

Die Sedimentverhältnisse auf der Südseite des Rückens wurden durch die Grabungen erschlossen. Dabei konnten nur in den Grabungen GR 2 und GR 3 geschichtete Kiese und Sande freigelegt werden. Der Anteil an Kiesen tritt im allgemeinen gegenüber den Sandfraktionen stark zurück. Die meist ungestörten Schichten setzen erst in Tiefen zwischen 125 cm (GR 2) und 238 cm (GR 3) ein und sind deutlich gegen die hangenden als periglaziär aufbereitete Solifluktsionsdecke zu deutenden Sande abgegrenzt. Die Schichtungen werden also noch 6 m (GR 2) bzw. 2 m (GR 3) oberhalb des heutigen Talbodens angetroffen. Sie sind dabei zunächst \pm hangparallel geneigt, verteilen sich jedoch im unteren Hangdrittel merklich.

In Grabung GR 4 konnten wegen des frühen Wassereintruchs keine tieferen Kies- und Sandlagen mehr erschlossen werden. Anders als bei den Grabungen auf dem Rücken wurde unter der ca. 75 cm mächtigen Sanddecke ein sandiger Lehm ergraben, der mehrere grobe kantige bis kantengerundete Kiese (Kristallin und Flint) enthielt und als Geschiebelehm gedeutet wird.

Die Profilaufnahmen aller Schmalseiten der Grabungen verdeutlichen den Schichtenverlauf in West-Ost-Richtung, d.h. in der Längsachse des Rückens. Mit Ausnahme des Profils in der Grabung GR 2, wo ein schwaches Einfallen der Schichten nach Nordwesten konstatiert werden muß, verlaufen die Schichten \pm horizontal ohne nennenswerte Störungen im Schichtenverband. Typische Deltaschichtungen im Sinne von "foreset-beds", wie sie vor allem bei subaquatischen Ablagerungsbedingungen auftreten, konnten nicht festgestellt werden. Abgesehen von dem lokal begrenzten Grundmoränenvorkommen im Hangfußbereich wird der Rücken -- gleiches gilt auch für die anderen 3 Rücken -- ausnahmslos von Schmelzwassersedimenten aufgebaut, so daß unter Einbeziehung der morphologischen Form und der Lage in der Oxbekrinne von einem Os ausgegangen werden kann, der sich morphologisch durch vier perlschnurartig aneinandergereihte länglich-ovale Kuppen zu erkennen gibt. GRIPP (1978) erklärt die Entstehung von Perl-Osern mit dem

Aussetzen der Geröllzufuhr in einem subglazialen Eistunnel, so daß sich einzelne Kuppen herausbilden. Ist man geneigt, eine ähnliche Entstehung für den Ruruplunder Oszug anzunehmen, müßte das bedeuten, daß ein gleicher Sedimentationszyklus von zumeist Sanden und Kiesen erfolgte.

Eine wesentliche Besonderheit stellen allerdings die warvig abgelagerten glazilakustrinen Tone und Silte auf der Nordseite der westlichen Oskuppe dar. Aus der Tatsache, daß die Beckensedimente nur auf der Nordseite beschränkt bleiben, ergibt sich folgender Entstehungsablauf: Zunächst wurden die Schmelzwassersande zwischen Eiswänden in unmittelbarer Gletschertornähe abgelagert. Sie bauen den tieferen Teil des Oses auf, der bis 6 m über der heutigen Talsohle herausragt. Nachfolgend setzte offenbar der Schmelzwasserfluß aus, und es bildete sich ein kleiner Eisstausee zwischen der nördlichen Eiswand und dem Osmaterial, in dem sich das Feinmaterial zu Warven absetzen konnte. Daß derartige Bildungsbedingungen grundsätzlich möglich sind, konnte an Norwegischen Gletscherzungen (Jostedalubre) beobachtet werden, wo sich im Gletschertorbereich in einem teilweise eingestürzten Tunnelgewölbe noch innerhalb des Eiskörpers ein See auf dem anstehenden Feissockel gebildet hat, der keinen direkten Kontakt zu den in unmittelbarer Nähe abfließenden Schmelzwässern hatte. Mit erneut einsetzender Schmelzwasserzufuhr und einem möglicherweise gleichzeitigen Auslaufen des Stausees setzte eine Aufhöhung des Ruruplunder Oszuges und die Übersanderung der Beckensedimente ein. Erst mit dem Ausschmelzen der Eiswände (als Tunnelwände aufzufassen) wurde dann der Oszug mit seinen steilen Hängen herauspräpariert. In der nachfolgenden Periglazialphase setzten dann Um- und Verlagerungsprozesse ein, wobei ein Teil der Schmelzwassersande gelifluidal hangabwärts bewegt wurde und zur Verflachung der einzelnen Oskuppen beitrug. Die hangabwärts deutlich zunehmende Mächtigkeit der Gelifluktsionsdecke von ca. 120 cm im Topbereich des Oses bis auf knapp 240 cm zum Hangfuß ist darauf zurückzuführen.

Aufgrund der Grabungs- und Bohrbefunde lassen sich allerdings nicht sichere Aussagen darüber treffen, ob eine Kuppenbildung angenommen werden muß oder ob die Einsattelungen zwischen den einzelnen Kuppen nicht eher auf tiefgetautes Toteis zurückzuführen sind, das entweder schon während der Aufbauphase des Oszuges mit eingelagert wurde und eine Übersanderung und damit Osbildung lokal hemmte oder aber bereits unter dem sich bildenden Os vorhanden war, so daß die eigentliche Entstehung des Oses nicht subglazial, sondern inglazial oder in subaerischen Eiskanälen ablief, wobei sich der Oszug später dem Relief des Untergrundes aufsetzte (vgl. LIEDTKE (1981)). Sofern man geneigt ist, diese Bildungsbedingung anzunehmen,

müßten mit dem Tieftauen vor allem parallel zur Längsachse des Oszuges Schichtenverbiegungen und Bruchstrukturen größeren Ausmaßes zu erwarten sein, die jedoch in den Grabungen nicht festgestellt werden konnten.

Aufgrund des vor allem durch die Grabungen ermittelten inneren Aufbaus liegt jedoch die Annahme einer subglazialen Entstehung des Oszuges unter Beteiligung des zeitweiligen Druckfließens der Schmelzwässer durchaus nahe, wobei in der Spätphase auch subaerische Bildungsbedingungen im Sinne von GRIPP (1978) angenommen werden können.

Ausgeschlossen ist auf jeden Fall die für schwedische Oser des "de Geer-Typs" charakteristischen Merkmale bezüglich der Kuppenbildung und des inneren Aufbaus, denn es konnten weder Os-Centra (vgl. DE GEER 1897, 1940; ERIKSSON 1960) nachgewiesen werden, die eine jährliche Bildung und zugleich den jährlichen Rückschmelzbetrag des Eises markieren, noch zeigten die Sande und Kiese für die unter subaquatischen Ablagerungsbedingungen vor einer Eisfront typischen Deltaschichtungen (vgl. auch BANERJEE & MCDONALD 1975; RUST & ROMANELLI 1975).

LUNDQVIST (1989) hebt hervor, daß Oser sowohl hinsichtlich ihrer Form als auch in ihrem Sedimentaufbau komplexe Gebilde sind, deren Entstehung oftmals polygenetisch gedeutet werden muß. Gleiches trifft auch für den Ruruplunder Os zu.

3.4.4. Der Heidberg-Oszug bei Süderbrarup

3.4.4.1. Morphologie

Der bei der einheimischen Bevölkerung als "Heidberg" bekannte Oszug liegt knapp 1000 m nordöstlich der Ruruplunder Oskuppen in der hier sehr markant ausgebildeten Oxbekrinne, die in diesem Abschnitt in Ost-West-Richtung am Nordrand der Ortschaft Süderbrarup verläuft. Der Heidberg erstreckt sich in seiner Längsachse über ca. 500 m ± parallel zum Rinnenverlauf (vgl. Abb. 47 und Bild 8 im Anhang) und wurde im Zuge des Bahndammbaus der Eisenbahnlinie von Kiel nach Flensburg zum Ende des vorigen Jahrhunderts geteilt. Der längere Ostteil ragt dabei wesentlich markanter aus der Talsohle heraus als die durch

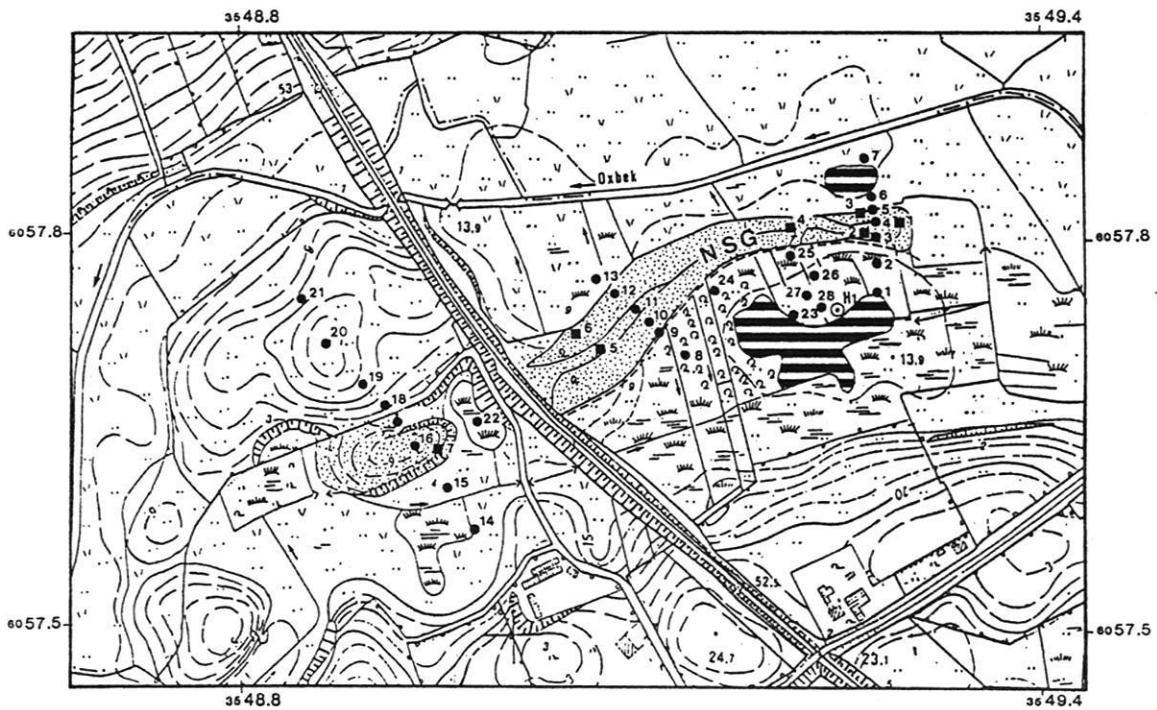


Abb. 47 Detailskizze des Heidberg-Oszuges bei Süderbrarup mit Lage der Grabungen und Bohrungen.

Fig. 47 Detailed sketch of the Heidberg-esker with the position of the sections and drill holes.

eine kleinere Depression unterbrochene Fortsetzung auf der Westseite des Bahndammes. Die maximale westliche Ausdehnung des Wallberges reicht etwa 150 m über den Bahneinschnitt hinaus.

Der Heidberg ist als Naturschutzgebiet ausgewiesen und stellt sowohl entstehungsgeschichtlich als auch wegen seiner ungewöhnlich vielfältigen Flora ein Ökotoptop mit besonderem Wert dar. WÜNNEMANN & LINDNER-EFFLAND (1992) geben dazu einen ausführlichen Überblick.

Neben der nur geringen Breite von maximal 60 m fällt auch die leicht s-förmig gewundene Form des Rückens auf, wobei besonders der längere Ostteil beidseitig von Depressionen eingerahmt wird. Zahlreiche Entwässerungsgräben weisen darauf hin, daß man bemüht ist, die z.T. tiefgründig vermoorten Senken durch Entwässerung weidewirtschaftlich nutzbar zu machen bzw. zu halten. Der größere Teich (im folgenden als Heidberg-Teich bezeichnet) am Rande der durch Weiden-Erlen-Bruchwald gekennzeichneten Randsenke auf der Südseite des Heidberges (vgl. Bild 9 im Anhang) ist ebenso wie die anderen, z.T. inzwischen wieder verlandeten Teiche im Rinnenverlauf durch frühen Torfabbau entstanden.

Eine Höhenvermessung ergab für den zentralen Bereich eine absolute Höhe von 25,19 m ü. NN, womit der Rücken den Talboden bis zu 12 m überragt. Die im allgemeinen nur 1 - 2 m breite Kammlinie verläuft vom Distalteil (Bahndammseite) aus zunächst auf einem Höhenniveau von 24,50 m ü. NN fast horizontal über eine Strecke von ca. 100 m, ehe sie dann relativ gleichmäßig Richtung Osten bis auf etwa 17 m ü. NN abfällt, dann aber zum Proximalteil (östliche Stirnseite) nochmals auf 19,56 m ü. NN ansteigt. Die Höhenunterschied zwischen Hangfuß und Kammlinie beträgt hier immerhin noch knapp 5,5 m. Der steile Abfall zum Bahndamm erklärt sich durch den künstlichen Anschnitt des Rückens. Ebenso sind einige der vermoorten Depressionen westlich des Bahndammes Relikte ehemaliger Kiesausbeute für den Trassenbau.

Mehrere Hangwinkelmessungen bestätigen den symmetrischen Aufbau des langgestreckten Rückens (vgl. Bild 10 und 11 im Anhang). Die steilsten Hangwinkel wurden im Mittelhang mit durchschnittlich 30° Neigung ermittelt. Die ungewöhnlich steilen Hangwinkel im Fußbereich am Nordhang resultieren aus dem anthropogen bedingten Materialabbau zur Befestigung der angrenzenden Weideflächen. Aus gleichem Grunde wurde der Heidberg an seiner östlichen Stirnseite um mehrere Meter abgetragen. Ursprünglich reichte der Rücken bis fast an die querende Oxbek (Ochsau) heran und

setzte sich wahrscheinlich auf der anderen Seite noch einige hundert Meter fort, ist hier jedoch im Zuge der Mergel- und Kiesausbeute in den 50er Jahren dieses Jahrhunderts fast vollständig abgetragen worden. Weitere anthropogen bedingte Eingriffe neben einer an der Nordseite des Rückens gelegenen größeren Kiesentnahmestelle sind mit der Anlage von Schützengräben verbunden, die besonders den zentralen Bereich des Rückens beiderseits der Kammlinie durchziehen, heute jedoch weitgehend wieder verfüllt sind (vgl. Bild 12 im Anhang).

3.4.4.2. Sedimentaufbau

Insgesamt 7 Grabungen erschließen den inneren Aufbau des Heidberges (vgl. Abb. 47): In Grabung GS_1 (Proximalteil, vgl. Abb. 48) setzen die geschichteten Sande und Kiese in einer Tiefe von ca. 100 cm ein. Zum überwiegenden Teil bestehen die in diskordanter Parallelstruktur angeordneten Schichtpakete aus gut sortierten Sanden, wobei die größeren Lagen allerdings deutlich schlechter sortiert sind und höhere Kiesanteile enthalten. Markant ist das bis maximal 60 cm mächtige Mittelkiesband an der Basis der Grabung. Es zieht sich diagonal durch den Aufschluß und streicht dann ebenso wie die hangenden Sandschichten aus dem Hang aus. Insgesamt läßt sich eine weitgehend horizontale Lagerung der Schichtpakete feststellen. Im oberen Sedimentmeter hat sich eine Rostbraunerde entwickelt. Die hydroxidischen Eisenanreicherungen dokumentieren sich in rostroten Bändern und Flecken unterhalb des gut ausgebildeten Bv-Horizontes.

In Grabung GS_2 am oberen Südhang des Proximalteiles werden die geschichteten Sande und Kiese erst ab 170 cm Tiefe angetroffen. Sie fallen hangabwärts schwach ein. In Streichrichtung des Wallberges verlaufen die Schichten horizontal. Störungen des Schichtenverbandes wurden nicht beobachtet. Ebenso wie in Profil GS 1 liegt auch hier eine gut entwickelte Braunerde vor, wobei im Bv-Horizont eine deutliche Anreicherung von Fe-Hydroxiden anhand der Rostfärbungen zu beobachten ist.

In den Profilen der Grabung GS_3 im Hangfußbereich des Nordhanges (vgl. Abb. 49 sowie Bild 13 und 14 im Anhang) sind die geschichteten Sande und Kiese schon in ca. 100 cm Tiefe aufgeschlossen. Besonders in Profil a wird deutlich, daß die oberen Sandlagen mit ca. 40° nach Norden fast parallel zur Hangneigung einfallen. Unterhalb des Feinkiesbandes in einer Tiefe von 170 cm beträgt der Neigungswinkel sogar etwa 60°. Die Mittelsandlage am rechten Profilrand (Profil a) ist nahezu saiger gestellt. In Ost-West-Richtung verlaufen die Schichten weitgehend horizontal.

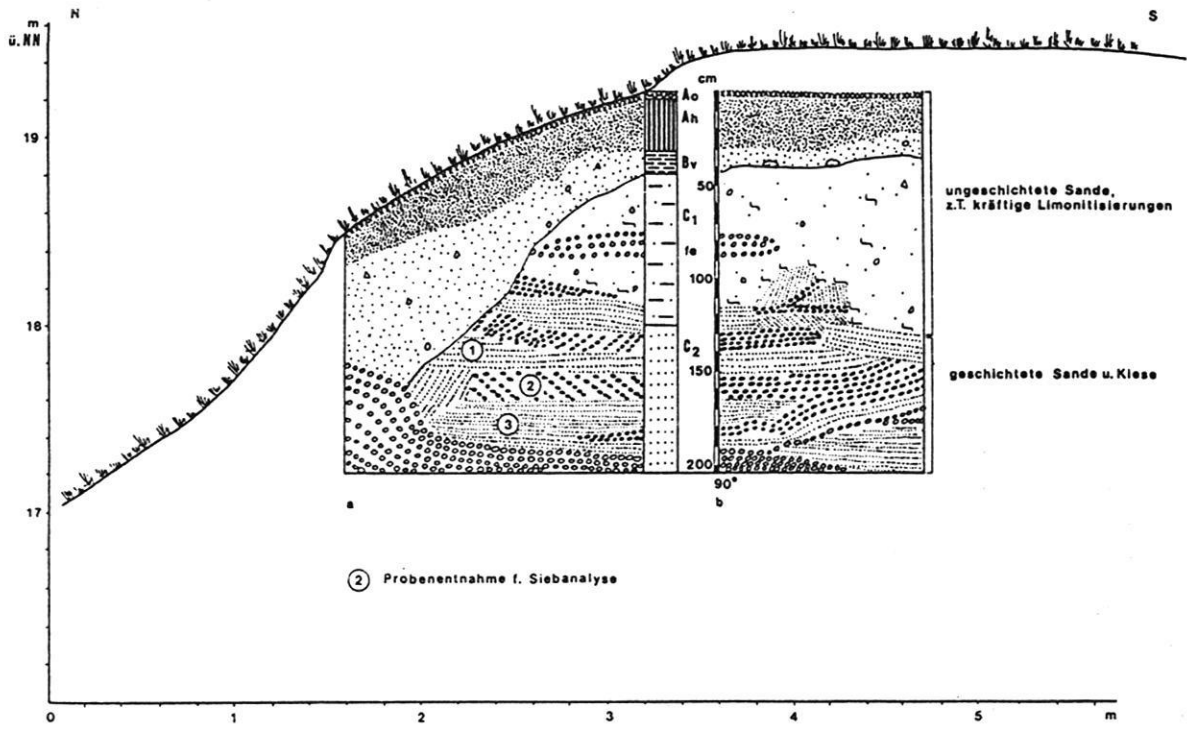


Abb. 48 Grabungsprofil GS 1 an der Ostseite (Proximalteil) des Oszuges.

Fig. 48 Section GS 1 at the eastern part of the esker.

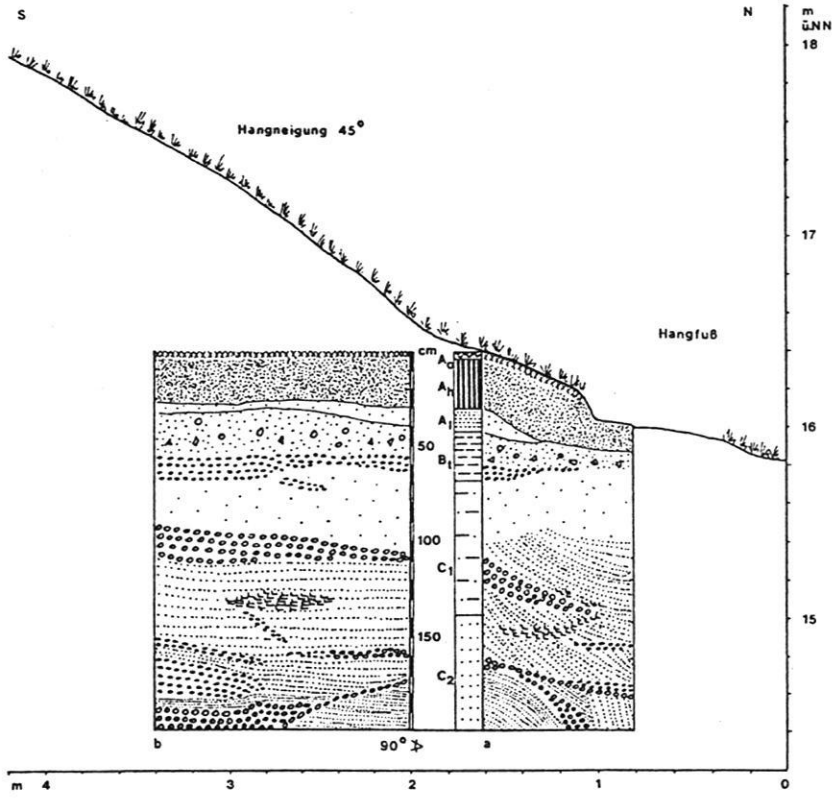


Abb. 49 Grabungsprofil GS 3 an der Ostseite (Proximalteil) des Oszuges.

Fig. 49 Section GS 3 at the eastern part of the esker.

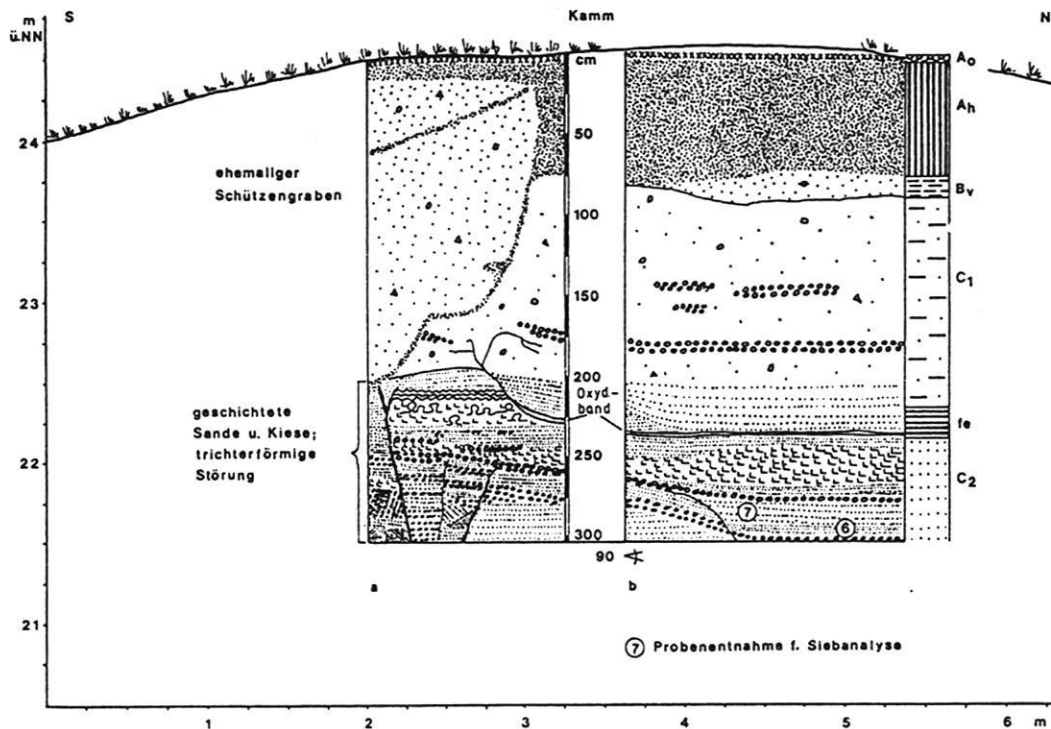


Abb. 50 Grabungsprofil GS 5 auf der Kammlinie des Oszuges.

Fig. 50 Section GS 5 on top of the esker.

Aus dem Bodenprofil ist eine Parabraunerde abzuleiten: unter einem etwa 30 cm mächtigen Ah-Horizont ein bis 10 cm mächtiger lessivierter B1 entwickelt, dem ein mehr als 30 cm mächtiger Tonanreicherungs-horizont (Bt) folgt.

In der Grabung GS 4 am Rande des künstlichen Hohlweges im proximalen Drittel des Heidberges konnten geschichtete siltige Sande unter einer knapp 150 cm mächtigen Solifluk-tionsdecke ermittelt werden. Drei Siebanalysen zur Korn-größenbestimmung ergaben eine hohe Beteiligung von schwach kalkigem Mittelsand (0,2 - 0,35 mm Korndurch-messer). Mit Ausnahme eines nach Südwesten einfallenden schmalen Grobsandkeiles in ca. 140 cm Tiefe sind alle Schichtpakete absolut horizontal gelagert.

Mit der Grabung GS 5 auf der Kammlinie im zentralen Be-reich des Heidberges (vgl. Abb. 50) werden in den obersten zwei Metern die Umriss eines inzwischen weitgehend ver-füllten Schützengrabens erfaßt (Profil a), der die Grabung an der Westseite diagonal schneidet. Die geschichteten Sande und Kiese setzen erst unterhalb des Grabens und unterhalb einer stark verfestigten, bis zu 2 cm mächtigen rostroten Eisenverküstung ein. Sie sind im allgemeinen sowohl in Ost-West- als auch in Nord-Süd-Richtung horizontal gelagert.

Besonders in Profil a fällt die trichterförmige Schichtenstö-rung auf, weil die einzelnen, meist horizontal gelagerten Sandschichten mehrfach gegeneinander versetzt und verein-zelt auch verstellt sind. In Ost-West-Erstreckung (Profil b) wird die Störung der Schichtverbände vor allem durch ein dünnes Kalkband dokumentiert, an dem die Sandlagen eben-falls gegeneinander versetzt sind.

Neben relativ gleichmäßig in diskordanter Wechsellagerung geschichteten Silten, Sanden und Kiesen treten ebenfalls ge-legentlich Rippelstrukturen in siltigen Feinsanden auf (Profil a). Die Störung in dieser Grabung geht nicht auf den Aushub und die Nutzung des Schützengrabens zurück, denn sie setzt sich ostwärts weiter fort, ohne dem Verlauf des Grabens zu folgen.

In den Profilen der Grabung GS 6 (vgl. Abb. 51 und Bild 15 im Anhang) am Nordhang ca. 60 m von der Eisenbahntrasse entfernt sind die geschichteten Sande und Kiese erst in einer Tiefe von 200 cm bis 250 cm aufgeschlossen. Die in diskor-danter Wechsellagerung generell hangabwärts geneigten Schichten (Profil a) werden durch eine nach unten hin aus-keilende Störung unterbrochen. Markant ist hier vor allem der abrupte Neigungswechsel nach dem Störungskeil, denn

nach zunächst nur geringer Neigung fallen jetzt die Kies- und Sandlagen mit ca. 35° hangparallel nach Nordwesten ein, während sie in Ost-West-Richtung ungestört horizontal verlaufen (Profil b). Eine Korngrößenanalyse aus der Kies-schicht an der Basis des Profils bestätigt einen gut sortierten Feinkies. Die in diesem Profil mehr als 2 m mächtige Solifluk-tionsdecke aus ungeschichteten Sanden enthält im Gegen-satz zu den Verhältnissen bei allen anderen Profilen einen hohen Anteil an Silt, der die Sande in Form einzelner kleiner Linsen durchzieht und damit zu einem erheblich hö-

heren Feuchtegehalt des Bodens beiträgt. Die dichte Aus-breitung von Winterschachtelhalm (*Equisetum hyemale*) im mittleren Bereich des Nordhanges (vgl. WÜNNEMANN & LINDNER-EFFLAND (1992) ist unter anderem darauf zu-rückzuführen.

Die durch einen 25 cm mächtigen Humushorizont (A_h) und nachfolgenden, tiefbraunen Verlehmungshorizont (B_v) aus-gewiesene Braunerde weist bis zum Einsetzen der Schich-tungen in 250 cm Tiefe zahlreiche dünne rötlich-braune hy-

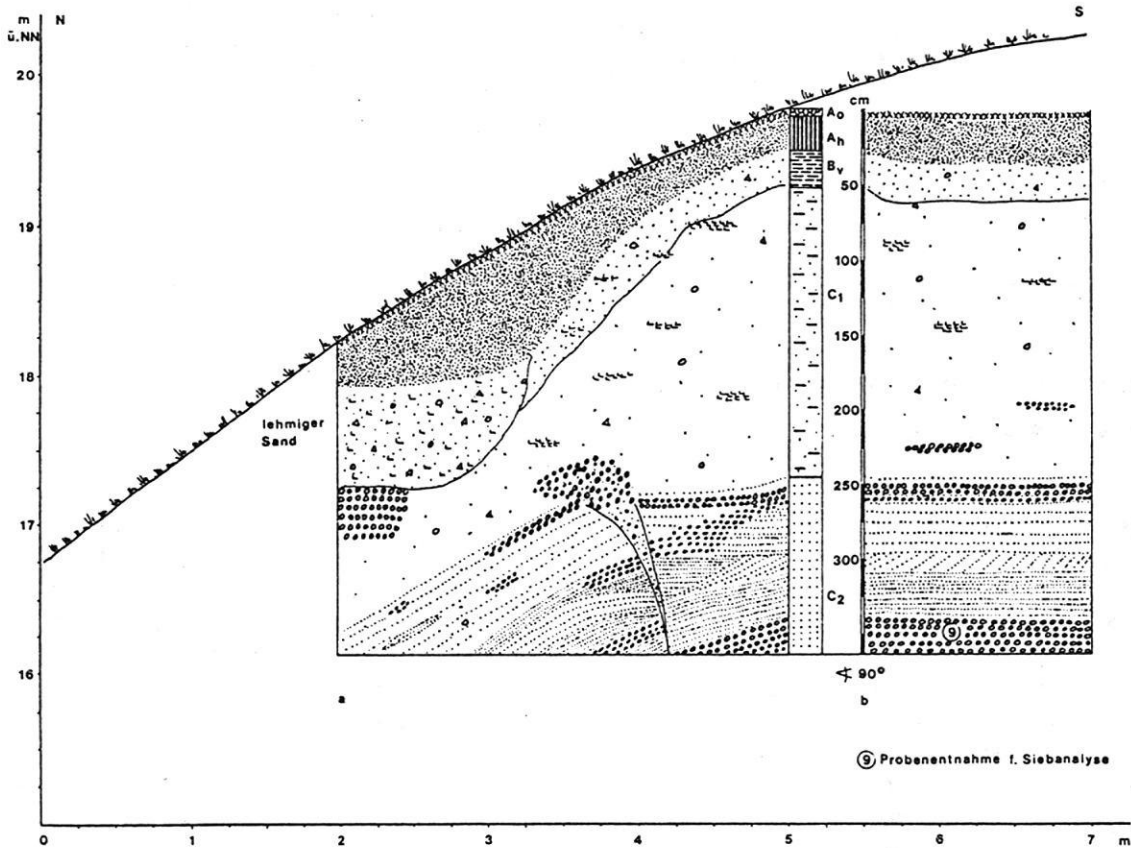


Abb. 51 Grabungsprofil GS 6 im Zentralbereich am Nordhang des Oszuges.

Fig. 51 Section GS 6 in the central part of the esker's northern slope.

droxidische Bänder auf.

Die letzte Grabung GS 7 befand sich im steil geböschten Teil des Rückens auf der Westseite des Bahndammes (vgl. Abb. 47). Da die unteren Hangbereiche während des Bahndamm-baus vor rund 100 Jahren abgetragen worden sind, fehlt auch hier weitgehend die Solifluk-tionsdecke. Im unbeeinflussten Profilabschnitt setzen die geschichteten Kiese und Sande erst

in 190 cm Tiefe ein. Sie sind horizontal gelagert und strei-chen aus dem Hang aus. Eine keilartige Störung geht dabei vermutlich auf den Kiesabbau zurück.

Ergänzend zu den Grabungen wurden 23 Sondierungsboh-rungen zwischen 3 und 10 m Tiefe sowie eine Kernbohrung am Nordrand des Heidberg-Teiches unmittelbar neben der freien Wasserfläche und einige Meter südöstlich der Boh-

ung BS 23 abgeteuft (vgl. Abb. 47). Die Sondierungen BS 1 bis BS 21 erfaßten dabei die oberflächennahen Sedimentverhältnisse in 3 Querprofil-Reihen über den Heidberg hinweg. Die Sondierungen BS 22 und 23 dienten dazu, die Tiefe der vermoorten Depressionen außerhalb der Profilvereihen zu erfassen, während anhand der Kernbohrung HEI eine Sedimentanalyse sowie eine palynologische Auswertung des tieferen Bohrkernes durchgeführt werden konnte

Bohrungen BS 1 - 7 betreffen die Profilvereihe im Ostteil (Proximalteil) des Heidberges (vgl. Abb. 47). In Bohrung BS 1 am Heidberg-Teich konnte unter 385 cm mächtigen Torfen einer typischen Verlandungssukzession eine molluskenreiche Kalkmulde erbohrt werden, die sowohl zwischen 400 und 438 cm als auch an der Basis in 920 cm Tiefe stark sandig ist. Darunter folgen kalkhaltige graue Mittelsande.

In Bohrung BS 2 am Nordrand der Senke mit dem Heidberg-Teich folgten unter knapp 150 cm mächtigen, schwach zersetzten Schilftorfen mittelkörnige Sande bis 500 cm Tiefe.

Die sich nördlich anschließenden Bohrungen BS 3 - 5 erfaßten den Sedimentinhalt des Rückens. Unter 150 bis maximal 230 cm mächtigen schichtungslosen Sanden schließen sich jeweils deutlich erkennbare Schichtungen von Sanden aller Kornfraktionen, seltener Kiesen an.

Bohrungen BS 6 und 7 am Rande der von Schilf (*Typha latifolium*) eingesäumten Wasserfläche in der kleinen Senke auf der Nordseite des Heidberges ergeben unter einer dünnen Torfdecke durchgehend Mittelsande bis 4 m Tiefe. Die Senke erweist sich damit längst nicht so tiefgründig vermoort wie der Heidberg-Teich.

Die Bohrungen BS 8 - 13 beziehen sich auf die Profilvereihe durch den zentralen Teil des Heidberges (vgl. Abb. 47). Mit Bohrung BS 8 im Weiden-Erlen-Bruchwald an der Westseite des Heidberg-Teiches werden unter 130 cm mächtigen Bruchwaldtorfen graue Mittelsande bis 3 m Tiefe erbohrt. In den Bohrungen BS 9 - 13 sind die geschichteten Sande und Kiese des Heidberges erfaßt. Dabei zeigt sich, daß die Decksande vom Kambereich zum Hangfuß hin zunehmend mächtiger werden.

Der obere Bohrmeter in der Bohrung BS 9 enthält lehmige Sande mit einzelnen Ziegelsteinfragmenten. Hier wurde Fremdmaterial zur Wegbefestigung aufgetragen.

Die Bohrungen BS 14 - 21 erfassen die nahen Untergrundverhältnisse in einer Profilvereihe im Westteil des Heidberges westlich der Eisenbahntrasse (vgl. Abb. 47). In Bohrung BS 14 am Ostrand der kleinen vermoorten Depression

werden etwas mehr als 4 m mächtige hellbraune, schwach zersetzte Torfe auf Sanden angetroffen, die ab etwa 3 m Tiefe stark sandig sind. Nach Norden hin nimmt die Torfmächtigkeit jedoch sehr schnell ab, denn in Bohrung BS 15 ca. 25 m nördlich BS 14 beträgt sie nur noch 75 cm.

In den Bohrungen BS 16 - 21 (vgl. Abb. 47) sind dann wieder geschichtete Sande und Kiese sowohl auf dem Heidberg-Rücken als auch auf der angrenzenden breitovalen Kuppe anzutreffen. Lehmiges Material (Geschiebemergel) konnte nicht erfaßt werden.

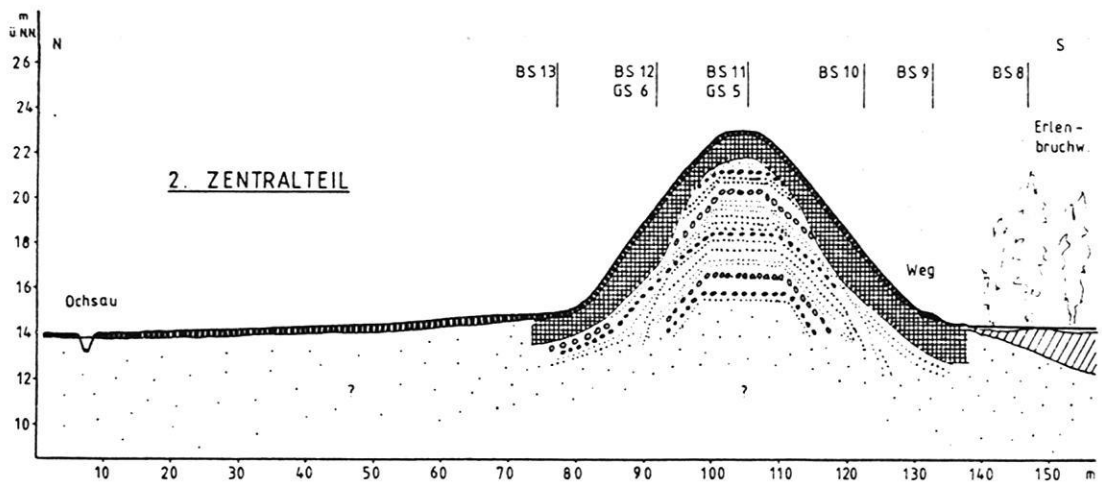
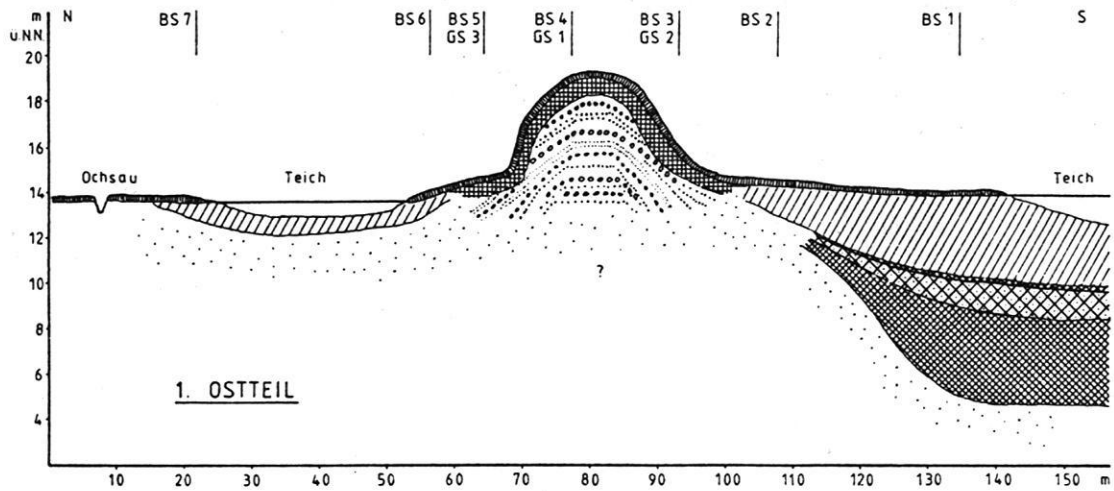
Bohrung BS 22 in der kleinen Depression westlich des Bahndammes bis 216 cm Tiefe lockere schwach zersetzte Torfe mit hohem Moosanteil auf grauen Sanden.

Bohrung BS 23 am Nordrand des Heidberg-Teiches zeigt unter 328 cm mächtigen Torfen eine 150 cm mächtige laminierte Kalkmulde, die zur Basis hin zunehmend sandiger wird und ab 478 cm Tiefe von grauen Mittelsanden abgelöst wird.

Aufgrund der Grabungs- und Bohrbefunde kann nun festgestellt werden (vgl. Abb. 52a und b), daß der Heidberg offenbar durchgehend von Schmelzwassersedimenten (Sande und Kiese aller Kornfraktionen) aufgebaut wird. Geschiebemergel wurde weder auf dem Rücken noch in den angrenzenden Talbodenbereichen oberflächennah festgestellt. Im allgemeinen sind die Schmelzwasserablagerungen gut sortiert und geschichtet. Während im zentralen Bereich sowie in Streichrichtung des Heidberges die Schichten weitgehend horizontal verlaufen, fallen sie an den Hangseiten ± parallel zur Böschung ein. Teilweise sind sie sogar erheblich steiler geneigt. Nicht selten sind dabei die Sand- und Kiesschichten von Störungen im Schichtenverband begleitet. Sie zeigen sich vornehmlich durch Sackungs- und Versatzstrukturen, aber auch Schichtenabbrisse, dokumentiert in keilförmigen Spalten, treten bisweilen auf. Feinere Risse sind dabei durch Kalkausscheidungen (Kalkbänder) ausgefüllt. Jedoch können nicht alle Störungen im Zusammenhang mit der Entstehung des Heidberges gedeutet werden (vgl. WÜNNEMANN (1986)). Für die Schichtenversätze in den Grabungen GS 5 und 6 ist ein anthropogener Einfluß ausgeschlossen.

3.4.4.3. Genese

Aufgrund seiner äußeren Form -- s-förmig gewundener Verlauf, teilweise bahndammartiger Charakter mit schmaler Kammlinie und sehr steilen Hängen sowie die Lage inmitten der Oxbekrinne, eingerahmt von z.T. tiefgründig vermoorten Randsenken --, aber vor allem wegen seines inneren Aufbaus



- OBERBODEN (25-30cm mächtig), schwarzer Ah-Horizont, skelettreich
- UNTERBODEN mit braunem By-, z.T. auch Bt-Horizont (Lessivé) u. lokal rostfarbenen Limonitbandern, skelettreich
- geschichtete SANDE u. KIESE, (Sandfraktionen dominieren)
- SANDE (?) Schichtung nicht nachgewiesen
- TORFE
- sandige kalkhaltige Mudden bzw.
- kalkhaltige Mudden bzw. GYTTJEN (mit Mollusken)
- BS 1-13 Bohrungen Süderbrarup
- GS 1-6 Grabungen Süderbrarup

Abb. 52 Querschnitte und durch dens Heidberg-Oezag; 1 = Ostteil, 2 = Zentralteil,

Fig. 52 Cross section through the Heidberg eaker, 1 = eastern part, 2 = central part.

muß der Heidberg als Oszug gedeutet werden, der subglazial in einem Tunnel unter zumindest zeitweiligem Druckfließen der Schmelzwässer aufgebaut wurde (vgl. WÜNNEMANN 1986). Die zum distalen Teil kräftig ansteigende Kammlinie des Heidberges könnte darauf zurückzuführen sein. Eine subglaziale Fröhanlage muß schon allein deshalb angenommen werden, weil der Oszug in Gletschertornähe akkumuliert wurde, wo die Schmelzwässer im allgemeinen längst den Untergrund des Eises erreicht haben (vgl. GRIPP 1964). Besonders im Distalbereich ist der Heidberg-Os mit nördlich und westlich vorgelagerten breitovalen Kuppen vergesellschaftet, die offenbar ausschließlich aus Schmelzwasserab-sätzen aufgebaut werden (vgl. Abb. 47) und damit eine Entstehung als Eiskontaktbildungen im Sinne von Kamehügeln wahrscheinlich machen.

Für eine supra- sowie inglaziale Entstehung des Heidberg-Oses müßten folgende Überlegungen berücksichtigt werden: Nach KELLER (1952) und LIEDTKE (1981) werden die glazifluvialen Sande und Kiese vorwiegend in subaerischen Eiskanälen abgelagert, die sich dann mit dem Niedertauen des stagnierenden Eises dem Untergrund auflagern. Fraglich bleibt hinsichtlich des Heidberges, wie dann das Einfallen der Kammlinie zum Proximalteil zu erklären ist, wenn nicht durch Druckfließen der Schmelzwässer in Eistunneln. LIEDTKE (1981: 78) geht davon aus, daß das sedimentierte Material gleich mächtig ist, die Oser daher "...mehr oder weniger gleichbleibende Höhen..." behalten und dem vorgeprägten Relief aufsitzen. Danach müßte der Heidberg-Os eine bereits vorher vorhandene Depression nach dem Niedertauen ausgefüllt haben, so daß sich die heute nur noch niedrig heraustretenden Teile entsprechend weit in die Tiefe hinein fortsetzen. Gleichfalls müßten die Sand- und Kiesschichten des Oskernes das Relief des Untergrundes nachzeichnen, was jedoch anhand der Grabungen nicht festgestellt werden kann. Vielmehr sind die Schichten horizontal gelagert. Eine inglaziale oder auch subaerische Entstehung in einem offenen Eiskanal halte ich deshalb für wenig wahrscheinlich. Allenfalls wäre es denkbar, daß das Tunneldach in einer späten Aufbauphase austaute und schließlich einbrach, so daß aus dem subglazialen Tunnel ein subaerischer Eiskanal wurde.

Mit dem Schwinden der Eiswände setzte dann ein verstärktes Abgleiten und Umbiegen der Sand- und Kiesschichten an den Hängen des Oses ein. Damit dürften auch die nachgewiesenen Schichtenstörungen (Sackungen, Verschleppungen, Brüche und Abschiebungen) einhergegangen sein. Hinweise auf eingeschaltete Toteisleisten, die beim Austauen markante Schichtenstörungen hinterlassen (vgl. HOPPE 1953; PRICE 1973), können anhand der vorgefundenen Störungen nachgewiesen werden.

Ein Teil der Eiswände blieb in situ liegen und wurde durch Schmelzwässersande übersandert und so für einige Zeit konserviert. Mit dem späteren Tieftauen wurde dann die den Os begleitende Hohlform des Heidberg-Teiches herauspräpariert. Sie ist heute mit bis zu 9 m mächtigen Torfen und Mudden verfüllt, d.h. der Heidberg-Oszuges setzt sich noch um mindestens 9 m unter dem heutigen Talboden fort. Daraus ergibt sich eine Mindesthöhe des Oses von 21 m.

In den zwei Querprofilen durch den Ost- und Zentralteil des Oses (vgl. Abb. 52a und b) wird der innere Aufbau des Oszuges sowie die Verhältnisse in den Randbereichen dokumentiert. In ähnlicher Weise, wie bereits auch schon für den Arenholzer Oszug im Außensaum der Langseerinne vorgestellt (vgl. Kap. 3.1.4.), kann in Anlehnung an HANSEN (1965) und GRIPP (1978) eine Trennung zwischen Oskern, Mantelschichten und Hangschuttdecke vorgenommen werden.

Für den Heidberg-Os scheint es angebracht, eine Kernfüllung aus überwiegend horizontal geschichteten Sanden und Kiesen von einer nicht näher gliederbaren Mantelschicht mit hangabwärts einfallenden Schichten zu trennen. Darüber lagert eine Schuttdecke aus entschichteten Sanden und Kiesen, die hangabwärts deutlich an Mächtigkeit zunimmt. Sie hat sich erst durch frostdynamische Prozesse während der Periglazialphase aus Kernfüllung und Mantelschicht gebildet.

3.4.4.4. Befunde aus der Kernbohrung am Heidberg-Teich

Die sedimentologische Auswertung des Bohrkernes aus der Bohrung HEI am Heidberg-Teich zwischen den Bohrungen BS 1 und BS 23 ergab folgendes Bild (vgl. Abb. 53): an der Basis befinden sich ab 821 cm Tiefe unter Geländeoberkante graue karbonathaltige Kiese und Sande, die als Schmelzwässersande zu deuten sind. Darüber folgt eine ca. 10 cm mächtige Schicht aus torfigem Sand. Hier wurde ein größeres Holzstück gefunden, dessen Alter radiometrisch auf 11.270 ± 100 Jahre b.p. (Hv 15279) datiert wurde. Unmittelbar oberhalb des Holzstückes beginnt dann die limnische Fazies mit einer zunächst ca. 20 cm mächtigen olivschwarz gefleckten Kalkmudde. Der Karbonatanteil steigt auf Werte über 30%, und der Anteil an verglühbare organischer Substanz beträgt maximal 18%. Ab 790 cm Tiefe folgt eine blaugraue, siltige Tonmudde, die zwischen 775 cm und 790 cm deutlich geschichtet ist und ansonsten markante Fleckungen aufweist. Im Verhältnis zu der liegenden Kalkmudde sind die Karbonat- und Organikanteile deutlich reduziert, steigen allerdings ab 710 cm Tiefe auf Werte bis 15 % (Karbonatanteil) bzw. 25% (verglühbare organische Sub

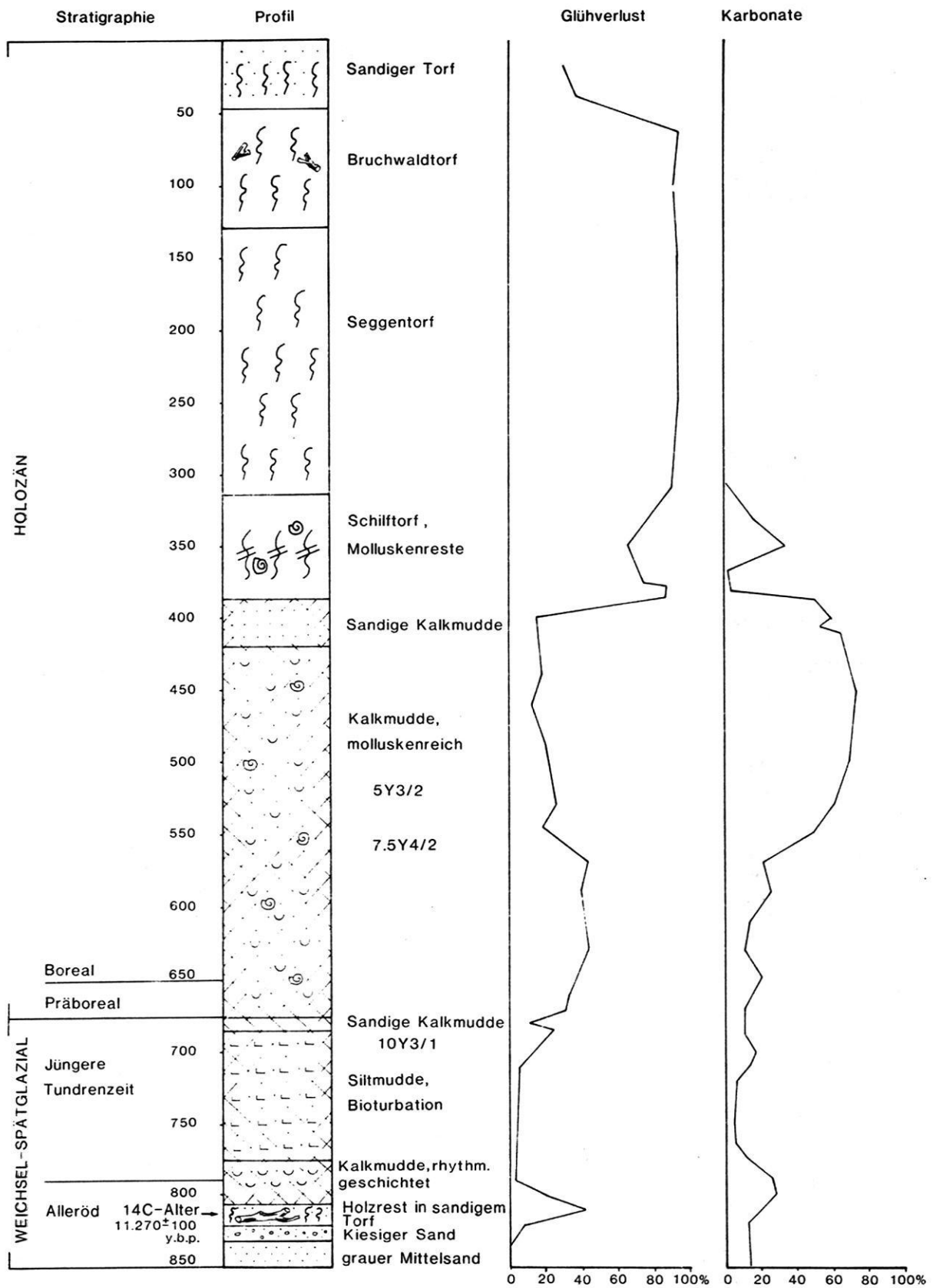


Abb. 53 Bohrprofil Heidberg-Teich

Fig. 53 Drilling profile at Heidberg pond

stanz) wieder an. Im Anschluß an eine nur wenige Zentimeter mächtige Sandmuddelage setzt die nun olivgrau gefärbte und ab c. 550 cm Tiefe auch molluskenreiche Kalkmudde ein. Die sehr hohen Karbonatgehalte der Mudde von bis zu 75% ab 530 cm Tiefe erklären sich aus dem Molluskenreichtum. Von 390 cm Tiefe bis zur Oberfläche folgen Verlandungstorfe, die besonders im tieferen Bereich zahlreiche Mollusken enthalten.

Die palynologische Auswertung durch WALTHER (1989, 1990) erfolgte für den Bohrkernabschnitt von 660 cm bis 820 cm Tiefe (vgl. Abb. 54). Zunächst sind bei diesem Pollen- und Sporendiagramm ebenso wie schon bei den Profilen vom Langsee (vgl. Kap. 3.2.3.) und Billmoor (vgl. Kap. 3.4.1.) in den spätglazialen Diagrammabschnitten 1 - 5 sehr hohe *Cyperaceae*-Werte zu konstatieren, die die BP-Werte des Hauptdiagramms herabdrücken, so daß die Summe aller BP kaum 30% überschreitet. Lediglich in Diagrammabschnitt 2 treten erhöhte Werte auf, die hier mit dem *Betula*-Gipfel zusammenfallen. Ihm geht in Diagrammabschnitt 1 ein schwaches BP-Minimum voraus.

Nach WALTHER (1989, 1990) ist eine Abgrenzung der spätglazialen Abschnitte allerdings nicht ganz unproblematisch. So besteht einerseits die Möglichkeit, das schwache BP-Minimum in Diagrammabschnitt 1 der Zone 2b (nach MENKE: Dryas II) zuzuordnen. Der gesamte allerödzeitliche Abschnitt (Pollenzone II nach FIRBAS, AL a - c nach MENKE) schließt sich dann in den Diagrammabschnitten 2 und 3 an, wobei er einerseits durch das *Betula*-Maximum in Diagrammabschnitt 2 (Al a nach MENKE) mit einem nachfolgenden schwach ausgebildeten Minimum in Diagrammabschnitt 3 (Al b nach MENKE) und darüber hinaus mit einem deutlich ausgeprägten *Pinus*-Gipfel am Ende des Diagrammabschnittes 3 (Al c nach MENKE) repräsentiert ist. In den Diagrammabschnitten 4 und 5 wäre dann die Pollenzone III (nach FIRBAS: Dryas-III) durch niedrigere BP-Werte vertreten.

Eine andere Interpretation ergibt sich jedoch aus den Kurvenverläufen von *Pinus* und *Betula*, die ein Zusammenfassen der Diagrammabschnitte 3, 4 und 5 in die Pollenzone III (nach FIRBAS) möglich machen, zumal das Auftreten von *Artemisia* dafür spricht (WALTHER 1989, 1990). Die Pollenzone II (nach FIRBAS, AL b und c nach MENKE) wäre dann in den Diagrammabschnitten 1 und 2 vertreten. Der *Betula*-Gipfel in Diagrammabschnitt 2 fällt dann bereits in die Zone Al c (nach MENKE). Das ermittelte Alter des Holzstückes an der Basis des Bohrkernes dürfte diese Einstufung stützen.

Der Übergang von der Jüngeren Dryaszeit zum Präboreal

deutet sich bereits in Diagrammabschnitt 5 mit einem *Juniperus*-Gipfel an. Das Präboreal (Pollenzone IV nach FIRBAS) zeichnet sich insgesamt durch eine starke Zunahme der BP mit einem ersten *Betula*-Gipfel in Diagrammabschnitt 6 aus, wobei der steile Anstieg der *Pinus*-Kurve in der zweiten Hälfte des Diagrammabschnittes 6 sowie das Auftreten von *Corylus* bereits das Boreal (Pollenzone V nach FIRBAS) mit einem *Pinus*-Gipfel erwarten läßt.

3.4.5. Zusammenfassung der Ergebnisse und Diskussion

WOLDSTEDT (1925) hatte bereits ebenso wie nach ihm EGGERS (1934) den Talzug Langsee - Wellspanger Au - Boholzer Au - Oxbek als Tunneltal gedeutet. GRIPP (1954, 1964) hingegen nimmt aufgrund der morphologischen Verhältnisse eine stärkere Umgestaltung der einzelnen Rinnenabschnitte zu kleinen Zungenbecken an. Speziell zum Talzug Boholzer Au - Oxbek schreibt er (GRIPP 1954:118):

"Östlich von Boholz aber wird das Tal auffallend breit. Auch hier dürfte mehr die schürfende Tätigkeit des Eises als die erodierende untereisischer Wässer für die Form des Tales verantwortlich sein."

Die von GRIPP (1954) vermutete zungenbeckenartige Umgestaltung des von der Boholzer Au durchflossenen Rinnenteils dürfte sicher zutreffen, wobei die Anlage des Beckens noch mit der Ausbildung der Boholzer Rاندlage -- sie entspricht der jüngeren T-Rاندlage nach GRIPP (1954) -- zusammenfällt, die bei Boholz die Rinne diagonal quert und dabei den Nordteil des Beckens teilweise umgürtet (vgl. Kap. 3.3.2. und 3.3.3).

Auf der Höhe von Billwatt wird die Oxbekrinne durch Moränenrücken eingeengt, die offenbar im Zuge eines kurzfristigen Rückzugshaltes des Schlei-Gletschers entstanden sind. Die nur relativ schwach ausgebildete Moränenrandlage läßt sich dennoch von Mohrkirch aus über Stoltoft, Lehmsberg und Nieby bis nach Billwatt verfolgen (vgl. Abb. 55 im Anhang). Hier quert sie die Oxbekrinne und verläuft dann südwärts über Brebel und Loit bis zur Schlei-Enge bei Misesunde. Die Loiter Au dürfte dabei als periphere Umfließungsrinne fungiert haben, in der die Schmelzwässer nach Süden abflossen und dabei die älteren Randmoränen erodierten und z. T. übersanderten.

Anhand der Bohrungen bei Billwatt/Billmoor (vgl. Kap. 3.4.1.) kann nachgewiesen werden, daß der isolierte Rücken am Südrand des Billmoores als Moränenrücken gedeutet werden muß, der vermutlich bereits ein Teil der Grundmo-

räne im rückwärtigen Bereich der Moränenrandlage bei Billwatt ist. Nach Osten hin taucht der Moränenrücken relativ steil unter die in der Rinne abgelagerten Schmelzwassersande und ist im unteren Nordhang südlich von Böel im Bereich der neu angelegten Klärteiche bereits ca. 4 m unter Geländeoberfläche anzutreffen (vgl. RUCK 1986, unpubl.). Die in der Oxbekrinne nach Westen abfließenden subglazialen Schmelzwässer erodierten dabei eine schmale Rinne zwischen Moränenrücken und nördlichem Hang -- dem heutigen Billmoor --, die bis zu 11 m übertieft wurde. Seit dem Alleröd bildete sich hier ein See, der nachfolgend verlandete und heute von Erlen-Weiden-Bruchwald eingenommen wird.

Östlich von Billwatt wird die Oxbekrinne im Norden und Süden von Randmoränen eingefasst, die nach GRIPP (1954:114 und 118) den "Wittkiel-Ost-Schlei-Randlagen" bzw. den U-Eisrandlagen des Pommerschen Stadiums zugeordnet werden. Im Zuge eines erneuten Eisvorstoßes wurde dann offenbar die auf der Nordseite ± parallel zur Oxbekrinne verlaufende Randmoräne -- ältere U-Randlage nach GRIPP (1954) -- ausgebildet, die auf der Südseite der Rinne bei Winkelholm an die ältere Randlage anbindet. Der Vorstoß einer Gletscherzunge bis in diesen Bereich wird auch durch die im Aufschluß bei Winkelholm angetroffene Grundmoräne über glazialtektonisch gestörten Beckensiltten bestätigt (vgl. Kap. 3.4.2.), wobei der als Kame zu deutende Rücken die nahe Eisrandlinie anzeigt. Aufgrund der vorliegenden Befunde halte ich es für unwahrscheinlich, daß der ehemalige Rücken bei Winkelholm Teil der jüngeren U-Moräne ist, die zu der aus Osten bis an den Südrand der Oxbekrinne vorgestoßenen Schleizunge gehört.

Aufgrund der ± parallel zur Oxbekrinne verlaufenden U-Randlagen sieht GRIPP (1964: 238) im Oxbektal einen endmoränenparallelen Zungenbeckenrest, der mit Ausbildung der älteren bis Billwatt reichenden U-Randlage angelegt wurde, als der Schlei-Gletscher letztmalig die Oxbekrinne mit übergreifen hat. In einer nachfolgenden Vorstoßphase blieb sie bereits außerhalb des aktiv bewegten Schlei-Lobus und müßte demnach als Umfließungsrinne zur jüngeren U-Randlage gedient haben.

Eine geomorphologische Neukartierung der Eisrandlagen zeigt nun allerdings, daß die jüngere U-Randlage -- im folgenden wird sie als Süderbraruper Randlage bezeichnet -- nicht wie bei GRIPP (1954) verzeichnet erst östlich von Rabenkirchen nach Norden umbiegt, sondern bereits bei Süderbrarup die Oxbekrinne quert und nordostwärts über Norderbrarup bis Brarupholz verläuft, wo sie auf die mittelangelnschen Randlagen stößt. Der Schlei-Gletscher hat demnach auch noch während der Ausbildung der Süderbraruper Randlagen (jüngere U-Randlage nach GRIPP 1954) die Oxbek-

rinne vollständig übergreifen, so daß die Annahme einer peripher zur jüngeren U-Randlage verlaufenden Umfließungsrinne nicht angenommen werden kann, sondern die Entwässerung vom Süderbraruper Gletschertor (wahrscheinlich ca. 400 m nördlich des Thorsberger Moores) senkrecht zum Eisrand nach Westen gerichtet war.

Ob allerdings eine durch schürfendes Gletschereis verursachte Anlage bzw. Umgestaltung der Oxbekrinne zu einem endmoränenparallelen Zungenbeckenrest (vgl. GRIPP 1954, 1964) angenommen werden kann, erscheint mir jedoch zweifelhaft. Der in mehrere Schwellen und z.T. erheblich übertiefte Depressionen gegliederte Talboden zwischen Billmoor und Süderbrarup (vgl. Billmoor, Kap. 3.4.1. und Heidberg-Teich, Kap. 3.4.4.), der nur sehr schmale und steil geböschte Rinnenabschnitt zwischen Ruruplund und Süderbrarup sowie die überwiegend aus Schmelzwasserablagerungen bestehende Rinnenfüllung lassen vielmehr eine wesentliche Beteiligung der subglazial fließenden Schmelzwässer an der Umgestaltung der Rinne vermuten, so daß die Anlage dieses Rinnenteils -- gleiches dürfte auch für den unteren Teil der Seitenrinne der Rurupau westlich von Ruruplund zutreffen -- eher als Tunneltal im Sinne von MADSEN (1921) zu sehen ist (vgl. WÜNNEMANN & LINDNER-EFFLAND 1992).

Die Entstehung der Oxbekrinne im Zuge eines gravitativ bedingten Vorstoßes einer kleinen Gletscherzunge im Sinne einer Glazielle (GRIPP 1975) halte ich für problematisch, weil das bedeuten müßte, daß eine nur wenige 100 m breite Eiszunge -- eingerahmt von den nach GRIPP (1954) auskartierten Seitenmoränen beiderseits des Oxbektales -- mindestens 3 km weit bei gleichzeitiger Ausschürfung der Rinne auf mindestens 27 m Tiefe (das entspricht der Vertikaldistanz zwischen der vermuteten Basis des Heidberg-Oses bei 6 m ü. N.N. und den höchsten Teilen der Randmoränen bei ca. 33 m ü. N.N.) vorgestoßen sein muß. Das kurzfristige Vordringen einer derartig schmalen Eiszunge über mehrere Kilometer verbunden mit hohen Schürfleistungen scheint jedoch unwahrscheinlich.

Anhand der vorliegenden Untersuchungsbefunde (vgl. Kap. 3.4.3 und 3.4.4.) können in der Oxbekrinne zwischen Ruruplund und Süderbrarup zwei Oszüge nachgewiesen werden, die morphologisch eigenständige Formen bilden. Es handelt sich um den Ruruplunder Os in der Oxbekrinne zwischen Ruruplund und Großbrehel und den Heidberg-Os in derselben Rinne ca. 1 km nordwestlich von Süderbrarup.

Hinsichtlich des Heidberg-Oszuges schreibt GRIPP (1964:238):

"Auch das als klassisch angesehene Os unseres Lan-

des, das von Süderbrarup, ist keineswegs hinsichtlich seiner Entstehung eindeutig. Es liegt parallel zu zwei benachbarten Seitenmoränen. Zudem ist sein feinkörniger Inhalt nicht für Oser bezeichnend."

Dabei kann der Heidberg

"... ebenso gut als Randmoräne bezeichnet werden, solange wie nicht aus dem inneren Aufbau eine Entscheidung über die Art der Entstehung getroffen werden kann" (GRIPP 1954: 118).

Entsprechend der Neukartierung der Eisrandlagenverläufe im Bereich der Oxbekrinne liegen die Oser zwar parallel zu der am Nordrand der Rinne verlaufenden Randmoräne, jedoch auch senkrecht zur Süderbraruper Eisrandlage, die die Rinne nördlich von Süderbrarup abriegelt.

Auf die Lage der Oser in der Rinne sowie auf die besonderen Formenmerkmale wurde bereits detaillierter eingegangen (vgl. Kap. 3.4.3. und 3.4.4.). Zusammenfassend sei jedoch erwähnt, daß die für Oser im allgemeinen typischen Merkmale wie langgestreckte Form, zumeist gewundener Kammliienverlauf, steile Hangpartien bei relativ geringen Kammbreiten und auch die sie umrahmenden, zumeist vermoorten Randsenken sowohl für den bahndammartig ausgebildeten Heidberg-Os als auch für den mehr kuppenartig erscheinenden Ruruplunder Os zutreffen.

Aus den Grabungen und Bohrungen geht hervor, daß beide Oszüge zu einem erheblichen Teil von geschichteten Sanden und Kiesen in diskordanter Parallelstruktur aufgebaut werden und damit den glaziofluvialen Ursprung belegen. Die Vermutung von GRIPP (1964), daß der Heidberg feinkörniges Material enthält, muß bestätigt werden. Allerdings werden auch Kiese bis zur Mittelskiesfraktion in den oberen Metern der Oser angetroffen. Die Dominanz der Sandfraktionen in beiden Oszügen ist aber keineswegs so ungewöhnlich wie GRIPP (1964) feststellt, denn besonders im mecklenburgischen Raum sind Oser mit vorwiegend feinkörnigem Inhalt weit verbreitet (vgl. WEISSE 1968). Ruruplunder und auch Heidberg-Oszug können demnach als Sand-Oser bezeichnet werden.

Insbesondere die Grabungsbefunde an beiden Osern belegen dabei, daß der innere Aufbau ähnlich wie auch am Arenholzer Os im westlichen Ausmündungsbereich der Langseerinne (vgl. Kap. 3.1.4.) gegliedert werden kann. In Anlehnung an HANSEN (1965) und GRIPP (1978) läßt sich eine Kernfüllung aus zumeist horizontal gelagerten Schmelzwassersanden und -kiesen ausweisen. Daran schließt sich beiderseits des Kernes eine Mantelfüllung aus ± parallel zur Hangnei-

gung oder sogar steiler gestellten Schichten an, die schließlich von einer periglaziär aufbereiteten und umgelagerten Gelifluktsionsdecke mit hangabwärts zunehmender Mächtigkeit überdeckt wird.

Die für Oser typischen Schichtenstörungen -- vor allem durch Ausschmelzen der die Oser begrenzenden Eiswände hervorgerufen, aber auch als Folge des Ausschmelzens von eingelagerten Toteisleisten (PRICE 1973) zu deuten -- konnten im Einzelfall auch nachgewiesen werden.

Eine wesentliche Besonderheit stellen allerdings die rhythmisch geschichteten Beckensedimente des Ruruplunder Oszuges dar. Sie bauen die Nordseite der westlichen Kuppe auf, werden aber noch von Schmelzwassersanden überdeckt. Die Sedimentation der Tone und Silte erfolgte in einen glazilakustrinen See hinein, der sich offenbar in der Endphase der Osbildung zwischen Oskörper und Eiswand gebildet hat, später jedoch wieder auslief und fließende Schmelzwässer erneut Sande ablagern konnten. Einlagerungen von glazilakustrinen Sedimenten in Osern sind durchaus häufiger anzutreffen.

Die Entstehung der Oser von Ruruplund und Süderbrarup fällt sehr wahrscheinlich in eine Zeit, als das vermutlich schon stagnierende Eis des Schlei-Gletschers die Oxbekrinne noch vollständig übergriffen hat und der Eisrand nur wenig westlich von Ruruplund gelegen hat. Dabei dürfte der Hauptstrom der Schmelzwässer längst den Untergrund des Eises erreicht haben, so daß sie in einem subglazialen Tunnel unter zeitweiligem Druckfließen dem nahen Eisrand zustrebten. An begünstigten Stellen wurden Sande und Kiese akkumuliert, die zum Aufbau der Oser führten. Der wesentliche Anteil der Os-Sedimente dürfte demnach unter subglazialen Bedingungen erfolgt sein, was aus den Untersuchungsbefunden hinsichtlich der Formen, der Lage in der Rinne sowie des inneren Aufbaus hervorgeht (vgl. Kap. 3.4.3. und 3.4.4.). Die Endphase der Os-Entstehung erfolgte vermutlich bereits in unmittelbarer Eisrandnähe, so daß angenommen werden kann, daß das zunehmend ausdünnende Tunneldach schließlich einbrach und der Tunnel damit zum subaerischen Eiskanal wurde. Die Entstehung der Oser liegt damit zeitlich vor Ausbildung der Süderbraruper Eisrandlage (jüngere U-Randlage nach GRIPP 1954).

Östlich dieser Randlage schließt sich nochmals eine kleinere beckenartige Weitung der Oxbek-/Mühlenau-Rinne an, die im Osten bei Dollrottfeld durch querende Moränenrücken einer jüngeren Rückzugsrandlage (Dollrottfelder Randlage) begrenzt wird. Im Lerchenfeld am Nordwestrand des Bekkens war in einer Kiesgrube blaugrauer tonig-siltiger Geschiebemergel aufgeschlossen, der an der Südostwand mit

einer schmalen Zunge keilförmig in die hangenden, zumeist aus größeren Kiesen und Sanden bestehenden Schmelzwassersande eingestaucht wurde und dabei die einzelnen Schichtpakete verbog. Der für die Stauchung verantwortliche Eisdruck kam dabei aus Südost. Die Ausformung dieses Rinnenteils erklärt sich im Zusammenhang mit der Ablagerung der Randmoränen der Süderbraruper Eisrandlage: Das oszillierende Eis schob in diesem Teil mindestens drei hintereinanderliegende Moränenwälle auf (vgl. Abb. 55 im Anhang) und erweiterte dabei den östlich anschließenden Rinnenteil zu einem kleinen Zungenbecken.

Hinsichtlich der tieferen Untergrundsverhältnisse ergaben Bohrbefunde aus Tiefbohrungen zur örtlichen Wasserversorgung des Süderbraruper Raumes sowie eine Erdölaufschlußbohrung am Nordrand der Oxbekrinne östlich von Ruruplund (vgl. DÜCKER 1954, 1956; JOHANNSEN 1960), daß hier eine Tiefrinne verläuft, die mit bis zu 210 m mächtigen pleistozänen Sedimenten (Geschiebemergel und Schmelzwassersande im Wechsel) verfüllt ist (JOHANNSEN 1960). Die Rinnenbasis liegt etwa bei -170 bis -180 m N.N. Unmittelbar darunter folgen dann Braunkohlensande des Mittelmiozäns, die nur wenig nördlich und südlich der Rinne schon bereits in ca. -70 m N.N. angetroffen werden, so daß sich daraus eine Eintiefung der Rinne in die tertiären Sedimente von ca. 100 m ergibt. Nach HINSCH (1979) verläuft die Tiefrinne vom Steruper Salinar aus ± südwärts, quert die Oxbekrinne also fast im rechten Winkel und bindet vermutlich an die Tiefrinne der Schlei im Bereich der Großen Breite/Innenschlei an. Die große Übertiefung der Rinne sowie der mehrfache Wechsel von z. T. mächtigen Schmelzwasserablagerungen und Geschiebemergel lassen im Vergleich zu den Tiefrinnen Norddeutschlands eine sicher präweichselzeitliche, wahrscheinlich sogar elsterzeitliche Anlage der Rinne erwarten, wengleich stratigraphische Leitschichten (Lauenburger Ton und/oder holsteinzeitliche Ablagerungen) nicht nachgewiesen werden konnten, die eine Zuordnung der Rinnenfüllung zu den einzelnen Vereisungsphasen erlauben.

In welchem Maße das vorrückende Inlandeis der Weichselvereisung diese Rinne als Leitbahn der Gletscherbewegung benutzt und überformt hat, kann nicht endgültig geklärt werden. Die Anlage und Ausformung der Langseerinne (Rinnenteil der Oxbek) erfolgte jedoch sicher erst im ausgehenden Weichsel-Hochglazial und auch während der Tieftauphase des Spätglazials.

Östlich von Dollrottfeld verliert sich der typische Rinnencharakter der Langseerinne. Der weitere ostwärtige Verlauf und die Anbindung an die Außenschlei bei Kappeln bleibt nach wie vor eine unbestätigte und spekulative Annahme, obwohl eine Fortsetzung der Rinne bis zur Außenschlei/Ostsee aufgrund der morphologischen Gegebenheiten durchaus denkbar ist. Auf den Kartendarstellungen von DÜCKER (1958), KAISER (1987) und LIEDTKE (1981) verläuft die Langseerinne stets bis nördlich Kappeln zur Ostsee. Es ist jedoch auch denkbar, daß die Rinne erst bei Dollrottfeld ihren Anfang nimmt. Dies müßte bedeuten, daß die in- und supraglazial abfließenden weichselzeitlichen Schmelzwässer erst ab hier den Untergrund des Eises erreichten und erosiv wirken konnten, so daß während der Eisbedeckung keine Anbindung an den Ostseetrog bestand.

Geht man davon aus, daß die Rinne so verläuft, wie bisher stets verzeichnet, ist sie durch die Endmoränen der Rabenkirchener Randlagen nahezu vollständig verdeckt worden. Diese Randlagen entsprechen einem jüngeren Gletschervorstoß einer nur noch bis Lindaunis/Mittelschlei reichenden Eiszunge des Schleigletschers (vgl. Abb. 55). Sie verlaufen in mindestens zwei markanten Moränenwällen in einem weiten Bogen von Oersberg aus über Marienfeld und Rabenkirchenholz nach Faultück. Hier laufen die Moränenwälle dann weit auseinander, wobei der ältere über Boren, Fahrtoft und Knappersfeld verläuft und südlich Gunneby auf die Mittelschlei stößt, während die jüngere Randlage über Kaltoft, Akeby und Ketelsby führt und bereits bei Lindaunis auf die Mittelschlei trifft.

4. Untersuchungen zur Lithostratigraphie

Die im Rahmen dieser Arbeit gewählten petrographischen Untersuchungsmethoden umfassen Korngrößenanalysen zur Matrixbestimmung von Geschiebemergeln/-lehm und zwei ihrer Art nach verschiedene quantitative Geschiebeanalysen, zum einen die Kieszählung von Kiesen der Größen 4 - 6,3 mm Korndurchmesser nach der Methode KABEL (1982) und zum anderen Leitgeschiebezählungen nach den Methoden HESEMANN (1934) und LÜTTIG (1958).

Für eine lithostratigraphische Gliederung wurden Kiese bzw. Geschiebe aus weichsel- und saalezeitlichen Geschiebemergeln petrographisch bestimmt und gezählt.

4.1. Korngrößenanalysen und Kalkgehalt von Grundmoränen

Von den insgesamt 65 durchgeführten Korngrößenanalysen zur Matrixbestimmung von Grundmoränen an 29 Lokalitäten des Arbeitsgebietes und der Rahmenbereiche (vgl. Tab. 3) entfallen 11 Proben auf saalezeitlich (Warthe-Vereisung) einzuordnende Geschiebemergel/-lehme (Nrn. 1 - 11 in Tab. 3), 24 Proben auf den älteren weichselzeitlichen basalen blaugrauen Geschiebemergel (Nrn. 12 - 35 in Tab. 3) und 31 Proben auf die jüngere weichselzeitliche braune Deckmoräne (Nrn. 32 - 66 in Tab. 3).

4.1.1. Die Warthemoräne

Die warthezeitlichen Geschiebemergel/-lehme zeigen dabei zum Teil erhebliche Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung. Für die Proben aus den einzelnen Geestkernbereichen (Stapelholm, Meggerholm, Christiansholm und Esperstoffeld) ergibt sich:

Sand	46,6 - 69,6 %
Silt	19,5 - 37,3 %
Ton	10,9 - 29,0 %

Die Schwankungsbreiten innerhalb der einzelnen Korngrößenklassen sind außerordentlich hoch, so daß es nicht ratsam erscheint, aus allen Proben einen gemeinsamen Mittelwert zu errechnen, da damit die erheblichen Unterschiede in der Korngrößenzusammensetzung verwischt werden. Unberücksichtigt bleibt die Probe vom Meggerholm (MEG 2), die durch die lokale Einarbeitung von Beckensiltten einen extrem niedrigen Sandgehalt von nur 1,7% aufweist.

Für die warthezeitlich einzustufende Liegendmoräne in der Kiesgrube am Margarethenwall in Schleswig-Friedrichsberg ergeben sich aus 5 weit auseinanderliegenden Parallelproben folgende Werte:

Sand	62,0 - 68,3 %
Silt	21,6 - 29,1 %
Ton	8,4 - 13,9 %

Die Matrixzusammensetzung liegt damit im Schwankungsbereich der untersuchten Grundmoränen aus den Geestkernen. Im Dreiecksdiagramm (vgl. Abb. 56) wird durch die weite Streuung der Proben über mehrere Kornverteilungsfelder der inhomogene Charakter der Warthemoräne deutlich. Derartig große Unterschiede in der Gesteinsmatrix warthezeitlicher Moränen scheinen jedoch im Raum südlich Kiel nicht gegeben zu sein. STEPHAN, KABEL & SCHLÜTER (1983) geben für die jüngere Saalemoräne bei Brügge, Stocksee und Prehnfeld 7 - 14 % Ton, 30 - 35 % Silt und 56 - 58 % Sandanteil an.

Lediglich für die Probe 3 (Meggerholm, MEG 2) konnte ein hoher Karbonatgehalt von 35 % ermittelt werden. Alle anderen Proben waren kalkfrei bzw. enthielten Mengen < 3%.

4.1.2. Die ältere Weichselmoräne

Für die weichselzeitlich einzuordnende Liegendmoräne, zu meist als blaugrauer, unverwitterter, z.T. geschiebearmer Geschiebemergel gekennzeichnet (vgl. Nrn. 13 - 36 in Tab. 3), ergeben sich folgende Kornverteilungen:

Sand	45,1 - 65,9 %
Silt	23,5 - 37,4 %
Ton	9,3 - 24,3 %

Auch hier muß ein relativ großer Schwankungsbereich in der Korngrößenzusammensetzung konstatiert werden. Insgesamt zeigt aber das Dreiecksdiagramm (vgl. Abb. 56) eine etwas stärkere Konzentration der Werte auf drei Kornverteilungsfelder, so daß die Aussage berechtigt erscheint, diese Grundmoräne im allgemeinen als tonig-siltigen Geschiebemergel einzustufen (vgl. HECK 1943).

Speziell aus dem Bereich der Wellspanger Au und auch vom Schönhagener Kliff liegen mehrere Parallelproben vor. Die Analysen bestätigen, daß die Matrix der Grundmoräne in

Nr.	Probenbezeichnung	Kalkgehalt (%)	Sand %	Silt %	Ton %
1	STA 1 (Nordenstapel)	< 3	46,6	24,4	29
2	MEG 1 (Meggerholm)	0	69,6	19,5	10,9
3	MEG 2 (Meggerholm)	35	1,7	54,9	43,4
4	CHR 1 (Christiansholm)	< 3	48,4	37,3	14,3
5	STA 2 (Stapelholm)	0	53,3	28,6	18,1
6	ESP 1 (Esperstoftfeld)	< 3	42,7	33,4	23,9
7	MAR 2.0 (Marg. wall, Basalmoräne)	0	63,3	23,3	13,4
8	MAR 2.1	0	65,5	26,1	8,4
9	MAR 2.2	0	68,3	21,6	10,1
10	MAR 2.3	0	62	24,1	13,9
11	MAR 2.4	0	62,5	29,1	8,4
12	ESP 2.1 (Esperstoft)	5	75,2	16,5	8,3
13	ESP 2.2 (Esperstoft)	19	71,7	23,2	5
14	GAM 1 (Gammehund)	0	65,9	23,7	10,4
15	GAM 2 (Gammehund)	< 3	62,2	27,8	10
16	HER 1 (Herrensor)	< 3	61,3	27,2	11,5
17	AR 3 (Arenholz See)	0	54,1	32,2	13,7
18	AR 3.1 (Arenh. See)	< 3	56,7	26,7	16,6
19	SHY 2.0 (Schuby)	0	57,8	32,9	9,3
20	SHY 2.1 (Schuby)	0	55,3	30,7	14
21	SHY 2.2 (Schuby)	< 3	58	27	15
22	KHA (Kl. Hüttener Au)		54,6	29,5	15,9
23	WEL 1.0 (Wellsp. Au)	21,2	45,3	30,4	24,3
24	WEL 1.1 (900-1000)	23	50,1	33	16,9
25	WEL 11.2	0	45,3	36,4	18,3
26	WEL 13,4 (430 cm)	22,9	48,7	32,8	18,5
27	WEL 13,5 (480 cm)	23,2	45,1	36,4	18,5
28	KAT 2 (Kattbek)	22,3	47,2	31,9	20,9
29	BIL 9 (Billmoor, 400 cm)	24	45,6	37,4	17
30	LER 2.1 (Lerchenfeld, Basalmor.)	23,9	55,6	34,9	9,5
31	SHK 2 (Schönh. Khff, Basalmor.)	25,4	58,3	23,5	18,2
32	SHK 2.1	24,2	5,9	47,5	46,6
33	SHK 2.2	24,9	45	36,9	18,1
34	SHK 2.3	25,1	48	34	18
35	IDS 1.0 (Idstedt)	0	78,6	17,8	3,6
36	IDS 2.0	0	88,6	8,9	2,5
37	SHY 1.0 (Schuby)	0	67,4	30,5	2,1
38	SHY 1.1	0	62,1	29,8	8,1
39	MAR 1.0 (Marg. wall, Deckmoräne)	3	55,7	29,9	14,4
40	MAR 1.1	5	66,5	20,8	12,7
41	MAR 1.2	< 3	60,1	26,4	13,5
42	MAR 1.3	18	59,7	24	16,3
43	MAR 1.4	6	55,5	31	13,5
44	HAR 1 (Haarholm)	< 3	63,6	24,1	12,3
45	WEM 1.1 (Wellspung)	< 3	50,9	33,2	15,9
46	WEM 1.2	8	52,5	31,3	16,2
47	WEM 1.3	0	51,4	27,5	21,1
48	WEL 12.1 (100 cm)	0	52,6	30,9	16,5
49	WEL 12.2 (240 cm)	0	48,3	34,1	17,6
50	WEL 12.4 (330 cm)	8	46,6	35,9	17,5
51	WEL 12.5 (380 cm)	12,4	46,3	34,9	18,8
52	WEL 12.6 (430 cm)	12,8	54,4	29,1	16,5
53	WEL 13.1 (150 cm)	0	50,8	34,8	14,4
54	WEL 13.2 (200 cm)	0	25,9	58,7	15,4
55	WEL 13.3 (320 cm)	0	46,4	33,8	19,8
56	KAT 10.1 (Kattbek)	0	59,3	28,7	12
57	KAT 10.3 (250 cm)	< 3	59,9	27,9	12,2
58	KAT 11.2 (180 cm)	0	50,4	31,6	18
59	KAT 11.5 (340 cm)	8	54,4	30	15,6
60	BIL 1 (Billmoor)	0	54,1	31,3	14,6
61	LER 3 (Lerchenfeld)	0	61,7	31,6	6,7
62	SHK 1 (Schönh. Khff)		61	21,7	17,3
63	SHK 1.0 Deckmoräne		45,7	35,8	18,5
64	SHK 1.1	15,6	51,9	37,7	10,4
65	SHK 1.2	14,2	54,7	37,4	7,9

Tab. 3 Korngrößenuntersuchungen von Grundmoränen in Schleswig-Holstein.

Tab. 3 Grain-size analyses of lodgement tills in Schleswig-Holstein.

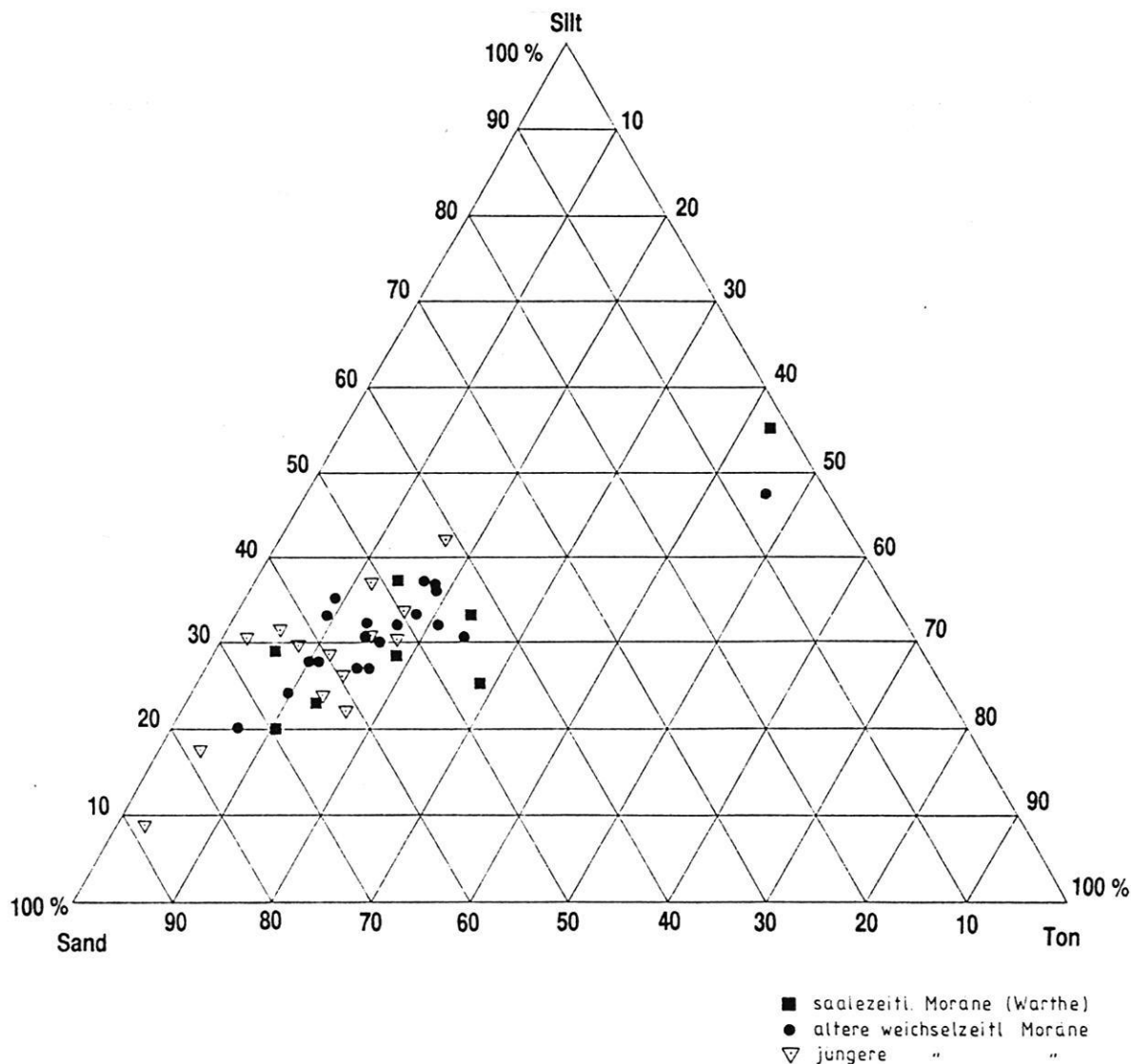


Abb. 56 Korngrößenverteilung in Grundmoränen Schleswig-Holsteins.

Fig. 56 Grain-size distribution in lodgement tills of Schleswig-Holstein.

beiden Gebieten annähernd gleich ist: Wellspanger Au: 46,9% Sand, 33,8% Silt und 19,3% Ton und Schönhagener Kliff: 50,4% Sand, 31,5% Silt und 18,1% Ton.

Eine Ausnahme bilden die Proben 13 und 14 (ESP 2.1 und 2.2 in Tab. 3). Sie sind erheblich sandiger. Hierbei handelt es sich vermutlich nicht um einen weichselzeitlichen Geschiebemergel, sondern um Schmelzwasserabsätze in Form sandstreifiger Beckenschluffe (vgl. HECK 1943a).

Die Probe 32 (SHK 2.1) vom Schönhagener Kliff fällt ebenfalls extrem aus der normalen Korngrößenverteilung der Grundmoräne wegen des sehr hohen Ton- und Siltanteiles (94,1%) heraus. Der Grund liegt darin, daß stellenweise feinklastisches Material mit in die Moräne eingearbeitet wur-

de, was auf dem ersten Blick der äußerlich homogen erscheinenden Moräne nicht erkennbar ist. Ob es sich hierbei um marines Eem handelt, bleibt ungeklärt. Derartige Einschuppungen im küstennahen Ostseebereich sind jedenfalls mehrfach beschrieben (vgl. KÖSTER 1958; GRIPP 1964). Auch in relativer Nähe zum Schönhagener Kliff an der Nordostgrenze des Arbeitsgebietes bei Pottloch ist marines Eem im Verband mit der blaugrauen Basalmoräne aufgeschlossen.

Eine lithostratigraphische Trennung der Warthemoräne von der älteren weichselzeitlichen Moräne, wie es CHRISTENSEN (1987) für die Moränen im südlichen Schleswig-Holstein annimmt, scheint aber für den Bereich des weiteren Arbeitsgebietes anhand der vorliegenden Kornverteilungs-

muster nicht möglich zu sein, da sich die Grundmoränen zu wenig voneinander unterscheiden.

Der durch Verwitterungsprozesse nicht entkalkte Teil der Basalmoräne weist Karbonatgehalte zwischen 19 und 25,4% auf.

4.1.3. Die jüngere Weichselmoräne

Für die jüngere weichselzeitliche Deckmoräne muß gleichfalls eine erhebliche Schwankung in der Kornzusammensetzung festgestellt werden, womit die Inhomogenität zum Ausdruck kommt. Je nach Ort der Probenahme differieren die Kornverteilungsmuster von stark sandigem bis hin zu siltigen Lehm. Im allgemeinen ist diese Moräne jedoch etwas sandiger als die ältere blaugraue Liegendmoräne, wie aus dem Dreiecksdiagramm (vgl. Abb. 56) zu entnehmen ist. Im westlichen Verbreitungsgebiet läßt sich dabei ein durchschnittlich um 10% höherer Sandanteil gegenüber der Basalmoräne feststellen.

Wie nicht anders zu erwarten, ist die Deckmoräne oberflächennah weitgehend entkalkt bis kalkfrei. Lediglich im Aufschluß am Margarethenwall (MAR 1.0 - 1.4) weist sie stellenweise noch Karbonatgehalte bis 18% auf, und am Schönhagener Kliff (SHK 1 - 1.2) liegt er zwischen 14,2 und 15,6%. Die Entkalkungstiefe unterliegt jedoch erheblichen Schwankungen. Am Margarethenwall reicht sie lokal nur bis ca. 50 cm unter Geländeoberkante, am Schönhagener Kliff fällt die Entkalkungsgrenze vielfach mit der Untergrenze des Pflughorizontes zusammen, bei Wellspang/ Auwiese (WEL 12.4) liegt sie in 290 cm Tiefe, bei Wellspang (WEL 13.3) war sie noch nicht in 320 cm Tiefe erreicht und bei Wellspang/Kattbek (Bohrung WEL 5) setzt der Kalkgehalt erst bei ca. 400 cm Tiefe ein. Ein wesentlicher Grund für die unterschiedliche Entkalkungstiefe liegt sicherlich in der Zusammensetzung des Substrates, denn mit zunehmendem Sandgehalt der Moräne steigt auch die Infiltrationsfähigkeit und damit die Möglichkeit, Kalk über kohlensaures, perkolierendes Wasser zu lösen und abzuführen. Besonders bei der Moräne am Margarethenwall konnte dabei festgestellt werden, daß die Entkalkungsgrenze keine ± horizontal verlaufende Grenzlinie ist, sondern z.T. tiefreichende Ausstülpungen aufweist, wobei vielfach glazialtektonisch verursachte Feinstrukturen in der Grundmoräne (dünne Risse u.ä.) stärker entkalkte Bereiche nachzeichnen. Auffallend ist dabei, daß trotz des lokal hohen Kalkgehaltes keine größeren Karbonatgeschiebe mehr gefunden wurden. Auch in den Kiesfraktionen 4 - 6,3 mm Korngröße sind die karbonathaltigen Gesteine im Verhältnis zu den ermittelten Kalkgehalten weit unterrepräsentiert. In den kleineren Kornfrakti-

onen steigt jedoch der Anteil an paläozoischen Kalken sprunghaft an.

Korngrößenanalysen zur lithostratigraphischen Untergliederung der Geschiebemergel/-lehme wie in Niedersachsen (HÖFLE 1979) oder Hamburg (EHLERS 1978) scheinen jedoch für den nordöstlichen Teil Schleswig-Holsteins nicht erfolgversprechend zu sein, weil alle Grundmoränen ähnlich große Streuungen in ihrer Kornverteilung zeigen.

4.2. Kieszählungen

4.2.1. Allgemeines

Die Methode der quantitativen Geschiebeanalyse auf der Basis von Kieszählungen ist bereits schon von USSING & MADSEN (1897) angewandt worden und als dänische Steinzählungsmethode bekannt. Anders als bei der Leitgeschiebeanalyse, bei der Geschiebe festgelegter Größen bestimmten Herkunftsgebieten zugeordnet werden, geht die Kieszählmethode -- unabhängig von ihren diversen methodischen Unterschieden -- davon aus, daß verschiedene Gesteinsarten bestimmt und dann untereinander ins Verhältnis gesetzt werden mit dem Ziel, verschieden alte glazigene und/oder glaziofluviale Ablagerungen lithostratigraphisch zu gliedern.

Gezählt werden im allgemeinen Kiese der Fein- und Mittelkiesfraktion, denn sie bieten den Vorteil, mit relativ geringen Probenmengen auszukommen, so daß auch Material aus Bohrungen für die Zählungen mit verwendet werden kann. Zudem ist die Methode relativ leicht erlernbar und erfordert keine speziellen Kenntnisse über Leitgeschiebe, deren mineralogische Zusammensetzung und deren Herkunftsgebiet.

Vor allem in jüngerer Zeit wird die Kieszählmethode zur lithologischen Kennzeichnung von pleistozänen Ablagerungen des nordischen Vereisungsgebietes mit wechselndem Erfolg angewendet, wobei allerdings in der Zählmethodik bezüglich der ausgewiesenen Gesteinsarten und der gezählten Kiesgrößen erhebliche Unterschiede bestehen, so daß eine Vergleichbarkeit der Zählergebnisse untereinander erschwert wird oder sogar unmöglich ist. Eine kurze Auflistung der wichtigsten Befunde aus verschiedenen Untersuchungsgebieten soll das verdeutlichen:

Dänemark:

USSING & MADSEN (1897) zählten Gesteine der Größen 6 - 60 mm. Danach läßt sich eine Gliederung der drei Vereisungsphasen in Dänemark aufgrund des unterschiedlichen Flintkoeffizienten (Verhältnis Flint zu Kristallin) nachwei-

sen. VAN DER VLERK & FLOHRSCHÜTZ (1950), LUDWIG (1960) und MARCUSSEN (1978) (vgl. SCHUDEBEURS 1981) zeigten jedoch, daß diese Methode mit zu viel Unsicherheiten behaftet ist.

SJÖRRING (1977) kann auf der Basis der Zählmethodik von MADSEN (1928) saalezeitliche und weichselzeitliche (Brandenburger und Frankfurter Stad.) Moränen auf der Insel Als anhand des prozentualen Anteils von silurischem Kalk und Kristallin trennen. Für die Drenthemoräne werden 12% silurischer Kalk bei nur geringem Anteil an Senon-Kalk angegeben, während in der Warthemoräne 24% silurischer Kalk und reichlich Senon-Kalk vorherrschen. Die Moräne des Brandenburger Stadiums enthält demnach 30% sil. Kalk und 35% Kristallin, während die Moräne des Frankfurter Stadiums 8-12% sil. Kalk und 50% oder mehr Kristallin aufweist. Gelegentlich ist darüber hinaus aufgearbeitetes Eem festzustellen.

SJÖRRING & FREDERIKSEN (1980) zählten Kiese der Größen 2,8 - 4,75 mm. Die Warthemoräne Westjütlands wird als extrem kreidereich mit wenig Quarz und viel Flint beschrieben.

HOUMARK-NIELSEN (1983) charakterisiert die saalezeitlichen als auch die einzelnen weichselzeitlichen Abschnitte unter anderem aufgrund des prozentualen Anteiles von Kristallin und paläozoischen Kalken in den Ablagerungen.

Schleswig-Holstein:

Nach EHLERS (1978) zeichnet sich die Weichselmoräne in Schleswig-Holstein durch niedrige Quarzanteile und hohe Anteile an Schwarz-Weiß-Kristallin aus, wobei die Weichselmoränen eine ähnliche Zusammensetzung aufweisen. Grundlage sind Zählungen an Kiesen der Größen 3,15 - 5 mm Korndurchmesser. Korrelationen mit Ergebnissen aus Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg hält EHLERS nicht für möglich.

KABEL (1982) und STEPHAN, KABEL & SCHLÜTER (1983) zählten Kiese der Größen 4 - 6,3 mm. Für die jüngere Saalemoräne werden neben einer flintarmen Fazies (bis 11% Flint) im allgemeinen 21 bis 32% Flintanteil in der Moräne ermittelt. Für die Weichselmoränen läßt sich im Vergleich zu den saalezeitlichen Ablagerungen ein erhöhter Gehalt an Ton- und Schluffsteinen (bis 17%) feststellen. Bei allen anderen Komponenten kann überhaupt kein markanter Unterschied ausgemacht werden. Lediglich im Kieler Raum zeichnet sich die Moräne des ersten weichselzeitlichen Vor-

stoßes gegenüber der Warthemoräne und der jüngeren Weichselmoräne durch geringere Flintanteile aus. Für den Raum südlich Kiel geben STEPHAN, KABEL & SCHLÜTER ein durchschnittliches Kristallin : pal. Kalkstein-Verhältnis von 0,68 an. Überregionale Korrelationen der Zählergebnisse hält KABEL (1982) jedoch für problematisch.

Hamburg und Niedersachsen:

Hier liegen vor allem Zählungen von EHLERS (1978, 1979, 1980, 1982) an Kiesen der Größen 3,15 - 5 mm vor, während MEYER (1965, 1983), GAUGER (1978) und HÖFLE (1979) Kiese der Größen 4 - 6,3 mm, 6,3 - 12,5 mm, 12,5 - 20 mm und 20 - 63 mm ausgezählt haben. Während für den Hamburger Raum die Niendorfer Moräne (Warthe) durch wenig Quarz, viel Flint und viel Kreide (EHLERS, 1978) und die Fuhlsbütteler Moräne durch wenig Quarz und wenig Flint charakterisiert sind, wird für die Warthemoräne Nordost-Niedersachsens (Vastorfer Geschiebegemeinschaft) extrem viel paläozoischer Kalk, viel Dolomit und oft extrem wenig Flint angegeben.

Niederlande:

Frühe Zählungen an Kiesen der Größen 2 - 30 mm stammen von VAN STRAATEN (1946) und MAARLEVELD (1956). In jüngerer Zeit wird diese Zählmethodik vor allem von ZANDSTRA (1978, 1983) an Kiesen der Größen 3 - 5 mm vertreten. Generell läßt sich der fennoskandische Eiseinfluß in den Niederlanden durch wenig Quarz, mäßig Flint, sehr viel Kristallin und manchmal durch viel Kalkstein nachweisen.

Mecklenburg/Vorpommern, Brandenburg und Berlin:

Aus Brandenburg und Mecklenburg stammen vor allem Zählungen an Kiesen der Größen 4 - 10 mm von CEPEK (1962, 1969, und 1975). Für die drei Saalemoränen werden hohe Gehalte an paläozoischen Kalken angegeben. Die drei Weichselmoränen zeichnen sich dagegen durch hohe Gehalte an paläozoischen Schiefen aus.

BÖSE (1979, 1983, 1989) zählte Kiese der Größen 4 - 12,5 mm aus, wobei speziell für den Berliner Raum und für den Bereich südlich der Ostsee anhand einer Cluster-Analyse festgestellt wird, daß im obersten weichselzeitlichen Geschiebemergel neben hohen Gehalten an Ton- und Schluffstein und Sandstein auch Dolomit und Flint in geringen Mengen vorkommt. Kreidekalk fehlt ganz. Eine Dezimierung von Ton- und Schluffsteinen ist besonders in glazifluvialen, periglazial und kolluvial überprägten Ablagerungen festzustellen. Kreidekalk-Gehalte weisen auf saalezeitliche

(SIII) Ablagerungen hin.

4.2.2. Feinkieszählungen im nordöstlichen Schleswig-Holstein

Feinkieszählungen liegen sowohl aus dem Arbeitsgebiet als auch vom Schönhagener Ostseekliff (vgl. auch GROBMANN 1983 und WÜNNEMANN 1991), aus der Kiesgrube am Margarethenwall bei Schleswig, aus der Sorgeniederung bei Krummenort und von der Haltestelle Altenhof südöstlich Eckernförde vor (vgl. Tab. 4).

Für die Darstellung der Zählergebnisse wurden die Nichtkalke = 100 % gesetzt und die Kalke prozentual darauf bezogen, so daß Geschiebemergel und -lehme miteinander vergleichbar werden (EHLERS 1978). Für die Zählungen am Schönhagener Kliff und am Margarethenwall wurden zusätzlich noch die einzelnen Gesteinsgruppen prozentual auf Kristallin bezogen, so daß für jede Gesteinsart ein auf den Kristallinanteil bezogener Koeffizient angegeben werden kann. Nach KABEL (1982) prägen sich dadurch lokale Einflüsse im Gesamtbild nicht so stark durch.

Auf das zusätzlich getrennte Auszählen von "schwarz-weißem" und "buntem" Kristallin (EHLERS 1978) wurde verzichtet, weil sich nach einigen Probezählungen herausstellte, daß nicht immer sicher erkennbar ist, welche Kiese als typische Schwarzweiß-Kristalline des östlichen Mittelschweden einzustufen sind und welche dieses nur aufgrund des Mineral-Restbestandes (heller bis blaugrauer Quarz, verbacken bzw. verkittet mit dunklen Gemeineteilchen) vortäuschen.

4.2.2.1. Feinkieszählungen im Arbeitsgebiet

Die Feinkieszählungen innerhalb des Arbeitsgebietes beziehen sich auf die zwei morphostratigraphisch ausweisbaren weichselzeitlichen Grundmoränen sowie auf Schmelzwassersande, die zeitlich nach Ablagerung des unteren Geschiebemergels sedimentiert wurden und demnach entsprechend jünger eingestuft werden müssen.

Die ältere weichselzeitliche Grundmoräne tritt weit verbreitet als blaugrauer, unverwitterter Geschiebemergel unter Schmelzwassersanden oder unter der jüngeren Grundmoräne auf. Nur in den Bereichen der maximal westlichen Verbreitungsgrenze steht die Basalmoräne oberflächennah an und ist dann z.T. vollständig entkalkt. Zählungen aus dieser Grundmoräne (vgl. Tab. 4, und 5) stammen von Gammelund, Schuby, Kattbek und Lerchenfeld. Die Nichtkalke verteilen

sich auf die einzelnen Gruppen wie folgt:

Quarz:	0,3	-	2,8 %
Kristallin	51,9	-	77,3 %
Flint	10,1	-	25,6 %
Sandstein	7,2	-	18,9 %
Ton- und Schluffstein	0,7	-	12,7 %

Unter den Kalkgesteinen sind vertreten:

Kreidekalk	4,4	-	12,7 %
Paläozoischer Kalk	21,2	-	48,4 %
Dolomit	bis 2,5 %		

Der Koeffizient aus dem Verhältnis von Paläozoischem Kalk zu Kristallin beträgt demnach 0,69 und entspricht damit dem von STEPHAN, KABEL & SCHLÜTER (1983) angegebenen Koeffizienten für die graue Weichselmoräne des Kieler Raumes.

Die im allgemeinen etwas sandigere und geschiebereiche, zumeist braune und weitgehend entkalkte jüngere Weichselmoräne erstreckt sich beiderseits der Langseerinne östlich des äußeren Randes der Schleswig-Idstedter Eisrandlage. Sie ist stellenweise von zumeist eingestauchten Schmelzwassersanden durchsetzt und im Bereich der ehemaligen Schmelzwasserbahnen entweder vollständig erodiert oder gelegentlich auch von Sanden überdeckt. Zählungen (vgl. Tab. 5.1 und 5.2) stammen vom Standort-Übungsplatz Haarholm nordöstlich Neuberend, von Wellspang/Maiholz, Kattbek und Lerchenfeld.

Die Grundmoräne enthält demnach 1,2 - 2,9 % Quarz, 56,6 - 59,7 % Kristallin, 20 - 24,2 % Flint, 13,5 - 15 % Sandstein und 1,7 - 7 % Ton- und Schluffstein.

Hierbei unberücksichtigt blieben die Zählungen von Haarholm, weil die Moräne faziell von der durchschnittlichen Zusammensetzung der Grundmoränen (Normalfazies) dieses Gebietes abweicht. Sie ist ausgesprochen arm an Flint (4,1 - 4,7 %) und Sandsteinen (4,9 - 5,3 %) und weist mit 88 % Kristallin-Gehalt die höchsten Werte aller Proben auf.

Für die Zählungen aus den kalkfreien, gestauchten Schmelzwassersanden bei Grüderholz südöstlich von Idstedt (vgl. Tab. 5.1b) und bei Schuby (SHY 1.0 in Tab. 5.1c) ergeben sich folgende Verteilungen der Nichtkalke: 0,5 - 3,2 % Quarz, 53,6 - 64,4 % Kristallin, 14,6 - 20,9 % Flint, 12,3 - 18,3 % Sandstein und 3,2 - 4,9 % Ton- und Schluffstein.

Die in 850 - 10000 cm Tiefe unter limnischen Sedimenten erbohrten Sande am Heidberg-Os (Tab. 5.2g) zeigen ge-

genüber den anderen Zählungen aus den Schmelzwassersanden niedrigere Kristallin- und Flintanteile sowie mehr Sandsteine und Ton- und Schluffsteine. Darüber hinaus enthalten die Sande 4,5 - 5,4 % Kreidekalk, 32,2 - 55,9 % paläozoischer Kalk, 2,2 - 2,7 % roter pal. Kalk und bis zu 0,7 % Dolomit. Diese Unterschiede zu den vorhergehenden Proben erklären sich dadurch, daß sich der Geschiebebestand in den oberflächennah anstehenden Schmelzwassersanden vor allem durch Verwitterungseinflüsse (Entkalkung und Gesteinsaufbereitung) verändert hat, während sich in den tieferen Bereichen diese Prozesse nicht auswirken konnten, so

daß die ursprüngliche Geschiebezusammensetzung erhalten geblieben ist. Gleiches gilt auch für die Grundmoränen.

Eine Analyse aller vorliegenden Zählergebnisse zeigt, daß signifikante Unterschiede in der Geschiebezusammensetzung der Weichselmoränen und Schmelzwassersande – abgesehen von der lokal begrenzten flint- und sandsteinarmen Fazies bei Haarholm – für keine der ausgewiesenen Gesteinsarten gegeben sind, so daß eine geschiebestratigraphische Gliederung der Weichselmoränen Südschwedens anhand dieser Zählungen nicht möglich ist.

PROBE	TIEFE cm	KALKGEH. %	KIESE gesamt	QU	K	F	S	TU	KK	PK	DO	RPK	SO
				Stck.									
SHY 1.0	100	-	445	14	231	86	79	21	-	9	-	-	5
HAR 1.01	150	-	516	3	448	21	27	12	-	3	-	-	2
HAR 1.02	100	-	645	6	565	30	31	7	-	-	-	-	6
WEM 1.11	200	-	361	7	212	71	50	15	-	-	-	-	6
WEM 1.12	250	-	406	5	229	85	54	28	-	-	-	-	5
IDS 2.01	100	-	495	10	318	72	61	28	-	1	-	-	-
IDS 2.02	150	-	473	7	276	97	68	16	-	6	2	-	1
KAT 1.20	-	-	398	1	164	81	53	17	14	62	-	1	1
KAT 1.30	-	-	298	5	168	72	42	11	-	-	-	-	1
GAM 1.2	1100	-	302	2	192	72	25	2	-	-	-	-	11
GAM 1.2	2150	5	552	7	336	113	55	19	-	10	-	-	12
SHY 2.0	150	-	571	16	320	139	76	11	-	5	-	-	4
KAT 1.0	200	21,6	364	4	134	48	46	12	12	105	1	2	-
LER 2.3	400	23,6	934	20	378	65	108	52	70	199	12	12	18
LER 1.0	50	-	241	7	143	50	36	4	-	-	-	-	1
LER 2.1	300	24,1	253	3	92	16	26	20	20	72	-	4	-
LER 2.2	350	23,5	350	1	135	42	38	18	19	82	2	-	2
IDS 1.0	150	-	193	1	118	38	27	6	-	-	-	-	3
MAR 1.10	100	< 3	593	20	252	186	133	1	-	-	-	-	1
MAR 2.10	400	-	998	26	446	379	144	2	-	-	-	-	1
MAR 1.5	50	12	491	9	296	70	67	20	4	18	2	-	5
MAR 1.6	100	18,0	385	9	186	96	52	24	1	13	-	-	4
MAR 2.1	500	-	268	9	129	81	42	4	-	-	-	-	3
MAR 2.2	550	-	264	14	116	91	39	2	-	-	-	-	2
SHK 1.2	50	19	558	6	197	63	71	20	72	114	8	4	3
SHK 2.0	450	24,8	473	6	169	37	75	20	37	103	10	8	3
SHK 2.2	500	25,4	397	4	127	32	70	14	50	86	8	3	3
SHK 2.3	650	25,2	421	3	135	47	56	21	51	93	7	5	3
SHK 1.0	80	22	467	7	146	52	62	23	51	109	5	8	4
SHK 1.00	120	23,5	590	6	181	70	68	28	73	149	7	5	3
HEI 100	950	n.b.	753	4	308	76	117	32	29	154	4	12	17
HEI 85	850	n.b.	353	-	110	38	58	14	10	123	-	6	4
SOR 6	17m	46	846	13	343	141	109	10	14	178	21	15	2
HAA 2	960	n.b.	1111	23	604	266	165	30	-	22	1	-	-

Es bedeuten: QU = Quarz; K = Kristallin; F = Flint; S = Sandstein und Quarzit; TU = Ton- und Schluffstein; KK = Kreidekalk; PK = Paläozoischer Kalk; DO = Dolomit; RPK = Roter paläozoischer Kalk; SO = Sonstige.

Tab. 4 Feinkieszählungen im nordöstlichen Schleswig-Holstein.

Tab. 4 Fine gravel counts in northeastern Schleswig-Holstein.

a)

Kieszählungen Gammelund

Koord.: h 604950 r 352910
h 604930 r 353060

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
GAM1.21	Lg/qw	100	302	291	0,7	66,0	24,7	8,6	0,7	-	-	-	-	3,8
GAM1.22	Lg/qw	150	552	530	1,3	63,4	21,3	10,4	3,6	-	1,9	-	-	2,3

b)

Kieszählungen Idstedt

Koord.: h 604970 r 353430
h 604950 r 353460

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
IDS1.0	Sgf/qw	150	193	190	0,5	62,1	20,0	14,2	3,2	-	-	-	-	1,6
IDS2.01	Sgf/qw	100	495	494	2,0	64,4	14,6	12,3	5,7	-	0,2	-	-	-
IDS2.02	Sgf/qw	150	473	464	1,5	59,5	20,9	14,7	3,4	-	1,7	-	-	0,2

c)

Kieszählungen Schuby

Koord.: h 604408 r 353260

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
SHY1.0	Sgf/qw	100	445	431	3,2	53,6	19,9	18,3	4,9	-	2,1	-	-	1,2
SHY2.0	Lgu/qw	150	571	562	2,8	56,9	24,7	13,5	1,9	-	0,9	-	-	0,7

d)

Kieszählungen Haarholm

Koord.: h 604810 r 353425

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
HAR1.01	Lg/qw	100	645	639	0,9	88,4	4,7	4,9	1,1	-	-	-	-	0,9
HAR1.02	Lg/qw	150	516	511	0,6	87,7	4,1	5,3	2,3	-	0,6	-	-	0,4

e)

Kieszählungen Wellspang/Maiholz

Koord.: h 605215 r 353920

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
WEM1.11	Lg/qw	200	361	355	2,0	59,7	20,0	14,1	4,2	-	-	-	-	1,7
WEM1.12	Lg/qw	250	406	401	1,2	57,1	21,2	13,5	7,0	-	-	-	-	1,2

Tab. 5.1 Feinkieszählungen aus weichselzeitlichen Grundmoränen: a) Gammelund, b) Idstedt, c) Schuby, d) Haarholm, e) Wellspang-Maiholz.

Tab. 5.1 Fine gravel counts from Weichselian tills: a) Gammelund, b) Idstedt, c) Schuby, d) Haarholm, e) Wellspang-Maiholz.

f)

Kieszählungen Kattbek

Koord.: h 605260 r 353915

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
KAT1.30	Lgo/qw	50	298	297	1,7	56,6	24,2	14,1	3,7	-	-	-	-	0,3
KAT1.20	Mgu/qw	200	394	316	0,3	51,9	25,6	16,8	5,4	4,4	20,9	0,3	-	0,3
KAT1.0	MGu/qw	300	364	244	1,6	54,9	19,7	18,9	4,9	4,9	43,0	0,8	0,4	-

g)

Kieszählungen Heidberg

Koord.: h 605770 r 354920

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
HEI85	Sgf/qw	850	353	220	-	50,0	17,3	26,4	6,4	4,5	55,9	2,7	-	1,9
HEI100	Sgf/qw	10m	753	537	0,7	57,4	14,2	21,8	6,5	5,4	32,2	2,2	0,7	3,2

h)

Kieszählungen Lerchenfeld

Koord.: h 605800 r 355060

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
LER1.0	Gs/qw	50	241	240	2,9	59,6	20,8	15,0	1,7	-	-	-	-	0,4
LER2.1	Mgu/qw	300	253	157	1,9	58,6	10,2	16,6	12,7	12,7	45,9	-	2,5	-
LER2.2	Mgu/qw	350	339	234	0,4	57,7	17,9	16,2	7,7	8,1	35,0	0,8	-	0,8
LER2.3	Mgu/qw	400	934	623	0,3	60,7	10,4	17,3	8,3	11,2	31,9	1,9	1,9	2,9

i)

Kieszählungen

Haltestelle Altenhof (Eckernförde)

Koord.: h 603550 r 355630

Sorgeniederung (Krummenort)

h 602595 r 353850

Ostufer Arenholzer See

h 604570 r 353200

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
HAA 2	Sgf/qw	960	1111	1088	2,1	55,5	24,4	15,2	2,8	-	2,0	-	0,1	-
SOR 6	Sgf/qw	17m	846	616	2,1	55,7	22,9	17,7	1,6	2,3	28,9	2,4	3,4	0,3
AR 3	Lg/qw	250	717	705	2,1	77,3	10,1	7,2	3,3	-	-	-	-	1,7

Tab. 5.2 Feinkieszählungen aus weichselzeitlichen Grundmoränen und Schmelzwassersanden; f) Kattbek, g) Heidberg, Süderbrarup, h) Lerchenfeld, i) Altenhof, Sorgeniederung, Arenholzer See.

Tab. 5.2 Fine gravel counts from Weichselian tills; f) Kattbek, g) Heidberg, Süderbrarup, h) Lerchenfeld, i) Altenhof, Sorge-valleyr and Arenholz lake.

4.2.2.2. Kieszählungen am Schönhagener Ostseekliff

Am Schönhagener Ostseekliff wird das Vorhandensein zweier stratigraphisch getrennter weichselzeitlicher Moränen in den Arbeiten von PRANGE (1979); GROßMANN (1983) und WALTHER (1989) als sicher angenommen, wenngleich die über ca. 1,5 km Kliffstrecke aufgeschlossenen Grundmoränen nicht durchgehend von zwischengeschalteten Schmelzwasserbildungen oder durch deutliche Diskordanzen getrennt sind. Die von PRANGE (1979) durchgeführten gefügekundlichen Untersuchungen am unteren blaugrauen

Geschiebemergel bestätigen, daß eine in der Morphologie angedeutete Moränengabel angeschnitten ist (vgl. auch GRIPP 1954, 1964 und WALTHER & GROßMANN 1991), wobei im Nordteil des Kliffs der Eisdruck von Nordnordost und im Südteil von Südsüdost her gekommen ist. Sie entstand beim letzten Gletschervorstoß, wurde dann überfahren und diskordant vom oberen Geschiebemergel überlagert. Diese Moränengabel ist im mittleren Teil des Kliffs aufgeschlossen. Sie wird sichtbar durch zwei liegende bzw. überkippte Stauchfalten unterschiedlicher Vergerenzen (vgl. WALTHER & GROßMANN 1991).

Kieszählungen Schönhagener Kliff

Koord.: h 605510 r 356690

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
SHK 1.2	Mgo/qw	50	558	357	1,7	55,2	17,6	19,9	5,6	20,2	31,9	1,1	2,2	0,9
SHK 1.0	Mgo/qw	80	467	290	2,4	50,4	17,9	21,4	7,9	17,6	37,6	2,8	1,7	1,4
SHK 1.00	Mgo/qw	120	590	353	1,7	51,3	19,8	19,3	7,9	20,7	42,2	1,4	2,0	0,8
SHK 2.0	Mgu/qw	450	473	307	2,0	55,0	12,1	24,4	6,5	12,1	33,6	2,6	3,3	1,0
SHK 2.2	Mgu/qw	500	397	247	1,6	51,4	13,0	28,3	5,7	20,2	34,8	1,2	3,2	1,2
SHK 2.3	Mgu/qw	650	421	262	1,2	51,5	17,9	21,4	8,0	19,5	35,5	1,9	2,7	1,1

Tab. 6 Feinkieszählungen aus weichselzeitlichen Grundmoränen am Schönhagener Kliff.

Mgo/qw= oberer weichselzeitl. Geschiebelehm, Mgu/qw= unterer weichselzeitl. Geschiebelehm, T= Tiefe in cm, NK= Summe aller Nichtkalko, Q= Quarz, K= Kristallin, F= Flint, S= Sandstein/Quarzit, TU= Ton und Schluffstein, KK= Kreidekalk, PK= pal. Kalk, RPK= roter pal. Kalk, DO= Dolomit, SO= Sonstige.

Tab. 6 Fine gravel counts from Weichselian tills at Schönhagen cliff.

Mgo/qw= upper Weichselian till, Mgu/qw= lower Weichselian till, T= depth in cm, NK= sum of all non-cristallines, Q= quartz, K= cristalline, F= flint, S= sandstone/quarzite, TU= clay and siltstone, KK= chalky limestone, PK= pal. limestone, RPK= red pal. limestone, DO= dolomite, SO= others.

Anhand der Feinkieszählung (vgl. Tab. 6 und Abb. 57) ergeben sich für den oberen Geschiebemergel:

Quarz	1,70	-	2,40 %
Kristallin	50,4	-	55,2 %
Flint	17,6	-	19,8 %
Sandstein	19,3	-	21,4 %
Ton- und Schluffstein	5,60	-	7,90 %

An Karbonatgesteinen enthält der Geschiebemergel:

Kreidekalk	17,6	-	20,7 %
pal. Kalk	31,9	-	42,2 %
roter pal. Kalk	1,1	-	2,80 %
Dolomit	1,7	-	2,20 %

Der untere Geschiebemergel enthält:

Quarz	1,20	-	2,00 %
Kristallin	51,4	-	55,0 %
Flint	12,1	-	17,9 %
Sandstein	21,4	-	28,3 %
Ton- und Schluffstein	5,80	-	8,00 %

und an Karbonatgesteinen sind vertreten:

Kreidekalk	12,1	-	20,2 %
pal. Kalk	33,6	-	35,5 %
roter pal. Kalk	1,20	-	2,60 %
Dolomit	2,70	-	3,30 %

Die Ergebnisse der Feinkiesanalyse zeigen, daß die Unterschiede in der Geschiebezusammensetzung beider Grundmoränen nur sehr gering sind. Zwar kann auch wie schon bei

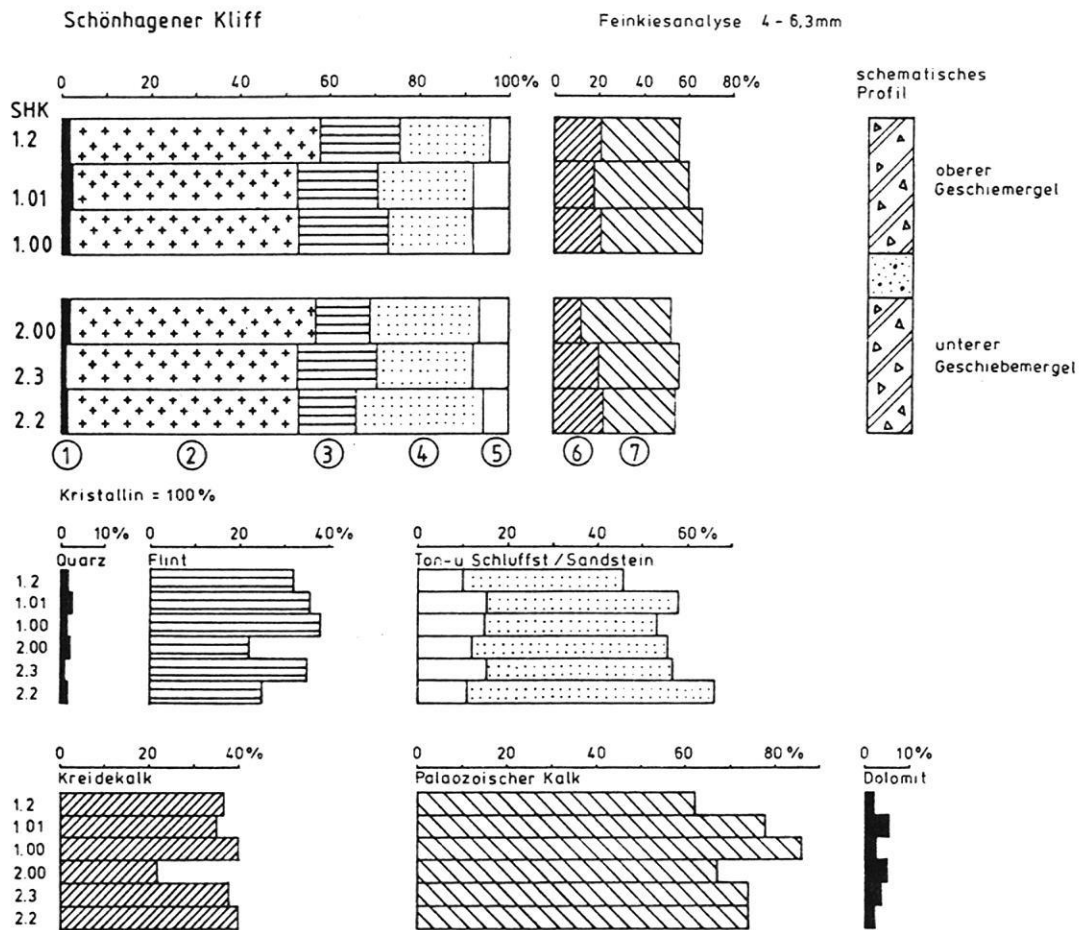


Abb. 57 Diagramm zu den Feinkiesanalysen am Schönhagener Kliff; 1 = Quarz, 2 = Kristallin, 3 = Flint, 4 = Sandstein/Quarzit, 5 = Ton- u. Schluffstein, 6 = Kreidekalk, 7 = Paläozoischer Kalk.

Fig. 57 Diagram of the fine gravel analyses at Schönhagen cliff: 1= quarz, 2= cristalline, 3= flint, 4= sandstone/quarzite, 5= clay- and siltstone, 6= chalky limestone, 7= pal. limestone.

GROßMANN (1983) für den oberen Geschiebemergel ein tendenziell höherer Gehalt an Flint und weniger Sandstein gegenüber dem unteren Mergel ausgewiesen werden, bei allen anderen Nichtkalken bestehen jedoch keine signifikanten Unterschiede. Ein ähnliches Bild ergibt sich auch bei den Karbonatgesteinen (vgl. WÜNNEMANN 1991).

Die von KABEL (1982) ermittelten hohen Gehalte an Ton- und Schluffsteinen (bis 17 %) in weichselzeitlichen Moränen Schleswig-Holsteins werden hier nicht angetroffen. Diese Gesteinsart ist lediglich mit 5,6 bis 8 % vertreten.

Der Anteil an Karbonatgeschieben in der oberen Moräne un-

terliegt entsprechend den lokal unterschiedlich stark wirkenden Verwitterungseinflüssen großen Schwankungen, so daß neben vollständig karbonatfreien Bereichen auch solche mit ausgesprochen zahlreichen Karbonatgeschieben auftreten, wobei der Anteil an Kreidekalk und paläozoischen Kalken sogar über den durchschnittlichen Gehalten des unteren Geschiebemergels liegen kann. Für die blaugraue Liegendmoräne ergibt sich ein Koeffizient aus dem Verhältnis von paläozoischem Kalk zu Kristallin von 0,69. Dieser Wert entspricht genau dem ermittelten Koeffizienten der Basalmoräne aus Proben Südangelns.

Eine petrographisch-geschiebekundliche Besonderheit stel-

len die rot gefärbten Moränenpartien dar, die am Schönha-gener Ostseekliff zumeist als Schlieren oder Schollen nur in der blaugrauen Liegendmoräne auftreten. KABEL (1982) bezeichnet sie als "Rote Moränen", deren gemeinsames Merkmal darin besteht, keinen oder wenig Flint, Kreidekalk und Ton- und Schluffstein zu enthalten. Die von ihr unter-schiedenen vier Typen führt sie auf inglazial transportierte Schollen mit Herkunftsgebieten aus dem Ostseeraum bzw. auf Rotliegendes zurück, das aus der Umgebung der Salz-stücke durch Gletschererosion aufgenommen und später wieder abgelagert wurde.

Bei den rot gefärbten Bereichen in der blaugrauen Grundmo-räne am Schönha-gener Kliff handelt es sich zum überwie-genden Teil um massive Anhäufungen von roten paläozo-ischen Kalken, die zum Teil als kompakte oder zersplitterte Blöcke oder aber auch als ausgewalzte Schlieren mit abge-lagert wurden. Dementsprechend machen diese Kalke den wesentlichen Anteil (bis zu 90 %) des Geschiebebestandes in diesen Bereichen aus. Vereinzelt konnte aber auch festge-stellt werden, daß besonders die schwächer gefärbten Berei-che erhebliche Mengen an roten Sandsteinen enthalten (vgl. WÜNNEMANN 1991).

Kieszählungen Margarethenwall (Schleswig) Koord.: h 604000 r 353460

PROBE	STRAT.	T cm	KIESE Σ	NK Σ	Q	K	F	S	TU	KK	PK	RPK	DO	SO
					-- % --									
MAR 1.5	Mgo/qw	50	491	462	1,9	64,1	15,2	14,5	4,3	0,9	3,9	-	0,4	1,1
MAR 1.6	Mgo/qw	100	385	367	2,4	50,7	26,1	14,2	6,5	0,3	3,5	-	-	1,1
MAR1.10	Sgf/qw	350	593	592	3,3	42,6	31,4	22,5	0,2	-	-	-	-	0,2
MAR 2.1	Lgu/Wa	520	268	265	3,4	48,7	30,6	15,8	1,5	-	-	-	-	1,1
MAR 2.2	Lgu/Wa	600	264	262	5,3	44,3	34,7	14,9	0,8	-	-	-	-	0,8
MAR2.10	Sgf/Wa	680	998	987	2,6	44,7	38,0	14,4	0,2	-	-	-	-	0,1

Tab. 7 Feinkieszählungen saale- und weichselzeitlicher Grundmoränen und Schmelzwassersande aus der Kiesgrube am Margarethen-wall bei Schleswig.

Lgu/Wa= warthezeitl. unterer Geschiebelehm, Sgf/Wa= warthezeitl. Schmelzwassersande, Mgo/qw= weichselzeitl. oberer Ge-schiebemergel, Sgf/qw= weichselzeitl. Schmelzwassersande, übrige Abkürzungen siehe Tab. 6.

Tab. 7 Fine gravel counts from Saalian and Weichselian tills and meltwater deposits of the gravel-pit at Margarethenwall/Schleswig.

Lgu/Wa= lower till (Warthe stage), Sgf/Wa= glaciofluvial deposits (Warthe stage), Mgo/qw= upper till (Wweichselian), Sgf/qw= meltwater deposits (Weichselian), other explanations see Tab. 6.

4.2.2.3. Kieszählungen am Margarethenwall (Schleswig)

Die an der Süd- und Südwestwand der Kiesgrube vorhan-denen Aufschlußverhältnisse zeigen an der Basis mächtige Vorstoßschotter, die von einer graugrünen, lehmigsandigen bis 2 m mächtigen Grundmoräne überdeckt werden. Im obern Teil trägt diese Moräne eine Bodenbildung, die sich noch in die hangenden Schmelzwassersande hinein fortsetzt. Die zum Teil glazialtektonisch gestörten Sande werden schließ-lich von einem wechselnd mächtigen braunen Geschiebe-mergel überdeckt. 6 Feinkieszählungen aus diesem Auf-schluß beziehen sich sowohl auf die beiden Moränen als auch auf die zwischengeschalteten bzw. unterlagernden Schmelzwassersande (Tab. 7 und Abb. 58). Die Zählungen aus diesem Aufschluß sind deshalb bedeutsam, weil in dieser

Lokalität nach den Befunden von WALTHER (1989) zwi-schen den beiden von Schmelzwassersanden getrennten Grundmoränen ein vermutlich eem-frühweichselzeitlicher Bodenbildungskomplex eingeschaltet ist, so daß für den grau-grünen unteren Geschiebelehm ein warthezeitliches und für den oberen braunen Geschiebemergel ein weichselzeit-liches Alter angenommen werden kann.

Aus den Zählungen geht hervor, daß der untere Geschiebe-lehm höhere Quarzanteile (3,4 - 5,4 %), mehr Flint (30,6 - 34,7 %) und niedrigere Ton- und Schluffanteile (0,8 - 1,5 %) gegenüber der oberen Moräne (1,9 - 2,4 % Quarz; 15,2 - 26,1 % Flint; 4,3 - 6,5 % Ton- u. Schluffstein) aufweist. Dies-es Ergebnis entspricht zunächst den Untersuchungs-ergebnissen von KABEL (1982), die für warthezeitliche Mo-ränen Schleswig-Holsteins geringe Ton- und Schluffgehalte

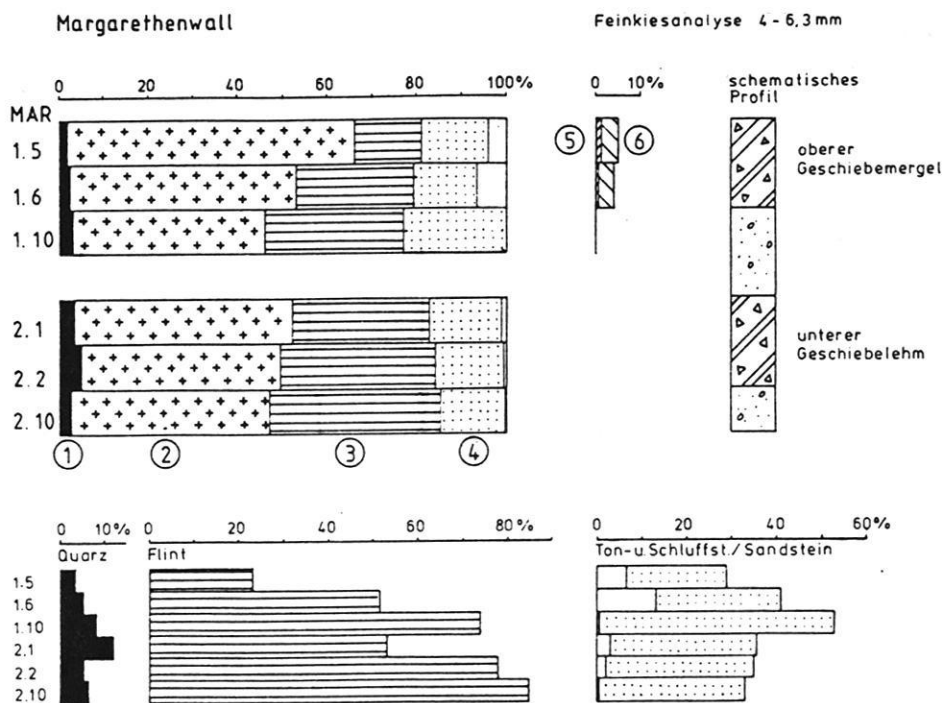


Abb. 58 Diagramm zu den Feinkieszählungen am Margarethenwall/Schleswig; Legende siehe Abb. 57.

Fig. 58 Diagram of fine gravel counts at Margarethenwall/Schleswig, legend see Fig. 57.

und Flintanteile bis zu 32 % annimmt. Dabei muß jedoch berücksichtigt werden, daß der untere Geschiebelehm stark verwittert ist, was sich in zahlreichen vergrusten Kristallinen sowie zersplitterten Flinten dokumentiert. Die höheren Quarz- und Flintgehalte spiegeln also nicht den eigentlichen Primärgehalt dieser Gesteinsgruppen in der Moräne wider, sondern sind auch Resultat einer durch Verwitterung wirksam gewordenen vollständigen Entkalkung und starker Gesteinszerlegung. Auch der geringere Anteil an Ton- und Schluffsteinen ist letztlich eine Folge der leichten Verwitterbarkeit dieser Gesteinsart. In den Schmelzwassersanden beträgt der Anteil dementsprechend auch nur noch 0,2 %. Eine Parallelisierung der Zählergebnisse mit denen von KABEL (1982) ist deshalb auch nur bedingt möglich. Ein Vergleich anhand der Kalkgesteine ist wegen des völligen Fehlens von Karbonatgeschieben in der unteren Moräne nicht gegeben.

4.2.3. Schlußfolgerungen

Die quantitative Geschiebeanalyse auf der Basis von Feinkieszählungen wurde nicht weiterverfolgt, weil sich bereits nach nur relativ wenigen Zählungen abzeichnete, daß zwischen den weichselzeitlichen Grundmoränen Südingens keine wesentlichen Unterschiede in der Geschiebezusam-

mensetzung der Moränen gegeben sind, die eine geschichtstratigraphische Gliederung rechtfertigen. Auch für die weichselzeitlichen Geschiebemergel am Schönhagener Kliff erscheint eine Gliederung aufgrund des geringen Unterschiedes im Flint- und Sandsteingehalt eher fraglich. Eine mögliche petrographische Differenzierung weichselzeitlicher Grundmoränen bleibt also vorläufig noch auf den Kieler Raum beschränkt (vgl. KABEL 1982).

Nach EHLERS (1978) und KABEL (1982) wird ein Vergleich der Geschiebelehme und -mergel schleswig-holsteiner Grundmoränen dadurch möglich, daß die einzelnen Gesteinsarten jeweils auf die Summe aller Nichtkalke bezogen werden. Schwer abzuschätzen bleibt jedoch der Einfluß der Verwitterung auf die Geschiebezusammensetzung, denn neben der Entkalkung und damit weitgehenden Auflösung der Karbonatgesteine in Geschiebemergeln kommt es auch zur Gesteinszerlegung der Nichtkalke (Vergrusung von Kristallin, scherbige Zerlegung von Flint und Zerfall von Sand- sowie Ton- und Schluffstein), so daß sekundäre Anreicherungen von Quarz, Kristallin und Flint) bei Verringerung von Sand- und Ton- und Schluffsteinen zu einer erheblichen Verschiebung der ursprünglichen Feinkieszusammensetzung führen. Diese Veränderungen werden mit dieser Zählmethodik nicht erfaßt.

Bei der warthezeitlichen Grundmoräne am Margarethenwall wirkt sich die Verwitterung durch mehr Quarz und Flint sowie weniger Ton- und Schluffstein aus. Ob diese Geschiebezusammensetzung allgemein für warthezeitliche Grundmoränen dieses Raumes jedoch typisch ist, bleibt wegen fehlender Vergleichsmöglichkeiten offen. Um die o. g. Einflußfaktoren auszuschalten, sind Kieszählungen nur an unverwittertem Ausgangsmaterial sinnvoll.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes können unterschiedliche Kieselpektren gleichalter Grundmoränen auftreten, deren Ursache KABEL (1982) sowohl auf leichtes Drehen des Eisstromes oder Zufließen von Eismassen aus anderen Nährgebieten als auch auf schlechte Durchmischungen des Gletscherschuttes im Eis zurückführt. Die Folge sind dann u. a. Schlierenbildungen in einer Moräne, die zu unterschiedlichen Geschiebespektren führen (Beispiel Haarholm und Schönhagener Kliff). Ein regionaler Vergleich der vorliegenden Untersuchungsbefunde mit Zählungen aus dem Hamburger Raum (EHLERS 1978) und dem südlichen/südöstlichen Schleswig-Holstein (KABEL 1982; STEPHAN, KABEL & SCHLÜTER 1983) ist problematisch, weil in Schleswig-Holstein verschiedene Eisloben derselben Vereisung nebeneinander bestanden, die Grundmoränen mit unterschiedlicher Geschiebeführung hinterlassen haben. Die von EHLERS (1978) ermittelten hohen Quarzgehalte finden sich deshalb nicht in den Moränen Südschwedens wieder. Die von KABEL (1982) ermittelten geringeren Flintgehalte in der Moräne des ersten weichselzeitlichen Vorstoßes gegenüber der jüngeren Weichselmoräne und der Warthemoräne können zwar auch im nordöstlichen Schleswig-Holstein festgestellt werden, erlauben jedoch nicht eine auf den Gesamttraum bezogene generelle Aussage über den Geschiebebestand der jeweiligen Grundmoränen. Ein überregionaler Vergleich der Zählungen wird noch weniger erfolgversprechend sein.

4.3. Geschiebezählungen

4.3.1. Vorbemerkungen

Bisher wurden insgesamt 27 Geschiebezählungen auf der Basis der statistischen Geschiebeanalyse skandinavischer Leitgeschiebe nach den Methoden HESEMANN (1930) und LÜTTIG (1958) durchgeführt mit dem Ziel, die morphologischen Befunde zur maximalen Eisausdehnung weichselzeitlicher Gletscher im Bereich der Innenschlei und des nördlich angrenzenden Gebietes bis Bollingstedt zu ergänzen und damit auch zu stützen. Darüber hinaus wird angestrebt, weichselzeitliche Geschiebelehme/-mergel im nordöstlichen Schleswig-Holstein geschiebestratigraphisch zu gliedern.

Als Voraussetzung für eine Trennung weichselzeitlicher Eisabsätze (vor allem Grundmoränen) von älteren Bildungen (saalezeitliche Moränen) wurden Vergleichsproben aus stratigraphisch gesicherten Positionen herangezogen. Hier liegen bereits Zählungen von RICHTER (1933), HESEMANN (1936), SIMON (1937, 1938), WENNBERG (1951), SCHLÜTER (1976, 1978, 1980) und LÜTTIG (1991) vor. Eigene Zählungen stammen vom Stapelholm (NST, SST) Meggerholm (MEG), Christiansholm (CHR), von Treia (TRE), Böxlund (BÖX) und Osterby (OBY)

Gezählt wurden Geschiebe der Größen 2 - 6 cm, wobei die Probenahme und auch die Korngrößenzusammensetzung im Einzelfall den jeweiligen Aufschlußverhältnissen und dem Material angepaßt werden mußte. Dabei wurde das Probenmaterial mit Ausnahme der Zählung am Arenholzer Os (ARO) nur aus Geschiebelehmen und -mergeln entnommen, weil sie für die stratigraphische Einordnung zweifellos am wichtigsten sind.

Die ermittelten Leitgeschiebe wurden namentlich und quantitativ erfaßt (vgl. WÜNNEMANN 1990 und Tab. 8). Der prozentuale Anteil kristalliner Leitgeschiebe je Proben-Gesamtmenge schwankte dabei zwischen 8 und 18 % und lag damit im Mittel hinsichtlich der Geschiebezusammensetzung norddeutscher Grundmoränen. Der in Zehnerprozentschritten ermittelten Hesemannzahl (HZ) aus der ostbaltischen, mittelschwedischen, südschwedischen und norwegischen Geschiebegruppe ist eine genauere prozentuale Verteilung der Leitgeschiebe auf die einzelnen Gruppen vorangestellt, so daß auch feinere Unterschiede in der Geschiebezusammensetzung sichtbar werden. Darüber hinaus wurde für alle Proben das jeweilige Theoretische Geschiebezentrum (TGZ) ermittelt. Das TGZ wird nach LÜTTIG (1958) errechnet, indem man unter Berücksichtigung der Häufigkeit der Leitgeschiebe aus der Summe ihrer Heimatzentren (Koordinatenangaben zur geographischen Länge und Breite) den Mittelwert bildet (vgl. dazu LÜTTIG 1958 und 1991). Neben einer separaten Spalte für den Anteil ostbaltischer Geschiebe sowie einer Spalte für den prozentualen Anteil an braunem Ostseequarzporphyr im Verhältnis zur jeweiligen Gesamtmenge an Leitgeschieben ist auch der Flintkoeffizient mit ermittelt worden, so daß drei weitere Kriterien für die Unterscheidung der Grundmoränen mit herangezogen werden konnten. Insgesamt stammen 8 Zählungen aus Grundmoränen der Altmoränengebiete. Es sind folgende Proben:

Aufschluß Emmerlev Kliff (EMK2)

Aufschluß Böxlund (BÖX)

Aufschluß bei Osterby (OBY)

Aufschluß bei Treia (TRE)

Grubenaushub bei Meggerholm (MEG)
 Aufschluß bei Norderstapel (NST)
 Kiesgrube Lütjens in Süderstapel (SST)
 Grubenaushub bei Christiansholm (CHR)

9 weitere Zählungen liegen westlich der äußeren Haupteisrandlagen (W 2) bzw. J-Moränen im Sinne von GRIPP (1964).

Esperstoffeld (ESP)
 Acker südöstl. von Gammelund (GAM 1)
 Teiche westlich Gammelund (GAM 2)
 Aufschluß Idstedt-Westerfeld (IDW)
 Aufschl. Schuby, unt. Grundmoräne (SHY 1)
 Aufschl. Schuby, obere Grundmoräne (SHY 2)
 Arenholzer Os (ARO)
 Kiesgr. Simondys, östl. Ellund, (ELE)
 Kiesgr. Simondys, Ellund, (ELW)

Die restlichen 10 Zählungen liegen alle östlich der Linie Schleswig-Arenholz-Idstedt und damit innerhalb des Jungmoränengebietes. Es sind die Proben:

Aufschl. Margarethenwall (Schleswig):
 obere Grundmoräne (MAR 10 und 11)
 untere Grundmoräne (MAR 20 und 21)
 Aufschl. Boholz, obere Grundmoräne (BOH)
 Aufschl. Idstedter Tunneltal (IDT)
 Aufschl. Wellspang/Maiholz, (WEM)
 Aufschl. Kattbek, untere Grundmoräne (KAT)
 Aufschl. Schönhagener Kliff:
 obere Grundmoräne (SHK 1)
 untere Grundmoräne (SHK 2)

Gezählt wurden in den meisten Fällen nur kristalline Leitgeschiebe. Sofern auch Sandsteine mit ausgezählt wurden, handelte es sich meistens um den quarzit-ähnlichen, feinkörnigen Tessini-Sandstein oder den hellen Hardebergsandstein. Der markant feingestreifte, schwach violettfarbene Kalmarsundsandstein, der meist dunkelrotbraune, z.T. grobkörnige Digerbergsandstein sowie der Nexö-Sandstein waren ebenfalls vertreten. Wegen der meist großräumigen Verbreitungsgebiete der Sandsteine und damit verminderten Leitfunktion einerseits und der Gefahr von Fehlbestimmungen wegen oft nicht erkennbarer Unterscheidungsmerkmale für eine sichere Einstufung blieben die Sandsteine, Schiefer und Hülleflinta mit Ausnahme der Digerbergs-Konglomerate bei der Berechnung des Theoretischen Geschiebezentrums bzw. der Hesemannzahl unberücksichtigt. Bei Einbeziehung der Sandsteine zeigen die Berechnungen der TGZ und HZ eine Verschiebung der entsprechenden Werte nach Südwest bzw. zugunsten der südschwedischen Geschiebegesellschaft.

4.3.2. Auswertung der Zählungen

4.3.2.1. Saalezeitliche Moränen

Die Proben 1 - 9 sowie 20 und 21 (vgl. Abb. 59 und Tab. 8) stammen aus den genannten Geestkernbereichen und aus der Liegendmoräne im Aufschluß Margarethenwall. Sie werden der Warthevereisung zugeordnet. Die TGZ-Werte liegen alle zwischen α 16,19 bis 17,88 und δ 58,9 bis 59,59, womit sie gut mit den von SCHLÜTER (1976, 1978, 1980) ermittelten Werten (kleine Dreiecke im Diagramm) korrespondieren. Bezüglich der Hesemannzahl ergeben sich für die einzelnen Proben folgende Werte:

Emmerlev	(EMK2)	=	3430
Osterby	(OBY)	=	2440
Esperstoffeld	(ESP)	=	2350
Treia	(TRE)	=	2440
Meggerholm	(MEG)	=	2440
Norderstapel	(NST)	=	3430
Böxlund	(BÖX)	=	4330
Margarethenwall	(MAR 20)	=	3430
Margarethenwall	(MAR 21)	=	2530

Der Anteil ostbaltischer Geschiebe -- dazu zählen vor allem Aland-Gesteine, Rapakiwi und die meisten Bottenmeerporphyre -- in allen untersuchten warthezeitlichen Geschiebelehmen und -mergeln schwankt zwischen 14,7 % (MAR 21) und 37,1 % (BÖX). Die beiden Proben vom Margarethenwall (MAR 21 und 20) mit Werten von 14,7 % bzw. 32,3 % ostbaltischer Geschiebe belegen dabei, daß größere Schwankungen auch kleinräumig auftreten können, die auf Einarbeitungen älteren Materials, aber auch auf Schlierenbildungen innerhalb des transportierenden Gletschereises schließen lassen (vgl. SCHUDEBEURS 1980/81). Im allgemeinen liegt der Anteil dieser Geschiebegruppe bei etwa 25 % der ausgezählten Leitgeschiebe.

Daraus läßt sich für Schleswig-Holstein ein ostbaltisch geprägter Eisstrom schon zur Warthevereisung ableiten. Die mittel- und südschwedischen Geschiebe bleiben jedoch stets die dominant vertretenen Gruppen, wobei die mittelschwedischen Geschiebe mit 33,3 - 51,5 % im allgemeinen stärker vertreten sind als jene der südschwedischen Geschiebegemeinschaft mit 28,6 - 50 %. Norwegische Geschiebe wurden nicht gefunden. Charakteristisch bleibt aber dennoch die Tendenz zu ausgeglichenen Geschiebebeständen warthezeitlicher Moränen in Schleswig-Holstein (HESEMANN (1936: 422).

Die Proben 20 und 21 stammen aus der graugrünen Liegendmoräne aus dem Aufschluß am Margarethenwall. Die

Nummer Bezeichnung	1 EMK2	2 BÖX	3 OBY	4 TRE	5 MEG	6 NST	7 SST
Stratigraphie	qs	qs	qs	qs	qs	qs	qs
Anzahl Geschiebe	961	311	496	355	630	432	349
Größen (cm)	2/6	2/7	2/8	2,5/7	2/7	2/6	1,5/6
Nord. Kristallin	186	122	177	150	189	178	108
Hälleflinta	0	2	4	0	2	2	0
pal. Kalke	131	3	0	0	4	4	19
Kreidekalk	132	0	0	0	0	0	0
Flint	452	145	185	123	325	199	175
Sandstein	80	42	152	82	110	61	47
Anzahl Leitgeschiebe							
ohne Sandstein	39	36	57	38	59	57	31
mit Sandstein	44	nb	nb	nb	nb	nb	nb
% von Gesamtprobe	4,0	11,3	11,1	10,4	9,0	12,5	8,9
% Geschiebegruppen							
ostbaltisch	25,6	37,1	24,0	21,6	21,0	29,8	12,9
mittelschwedisch	41,0	34,3	40,0	43,2	36,8	38,6	48,4
südschwedisch	30,8	28,6	36,0	35,2	42,1	31,6	39,4
norwegisch	2,6	0	0	0	0	0	0
Hessmannzahl (HZ)							
ohne Sandstein	3430	4330	2440	2440	2440	3430	1540
mit Sandstein	2440	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Theor. Geschiebezentrum (TGZ)							
ohne Sandstein α	16,81	17,88	17,22	16,55	16,19	16,45	15,62
δ	59,23	59,59	59,29	59,34	58,95	59,30	58,87
mit Sandstein α	16,45	nb	nb	nb	nb	nb	nb
δ	58,75	nb	nb	nb	nb	nb	nb
% ostbaltische Geschiebe	25,60	37,10	24,00	21,60	21,00	29,80	12,90
Flintkoeffizient	2,43	1,19	0,93	0,82	1,72	1,13	1,62

Nummer Bezeichnung	8 CHR	9 ESP	10 GAM1	11 GAM2	12 IDW	13 SHY1	14 SHY2
Stratigraphie	qs	qs	qw	qw	qw	qw	qw
Anzahl Geschiebe	408	338	496	181	338	432	408
Größen (cm)	2/6	2/6	2/6	2,5/7	2/6	2/6	2/6
Nord. Kristallin	174	122	187	218	67	82	72
Hälleflinta	0	3	2	4	5	0	2
pal. Kalke	0	5	1	0	0	20	1
Kreidekalk	0	0	0	0	0	6	0
Flint	172	152	113	155	195	51	56
Sandstein	62	53	18	27	132	19	18
Anzahl Leitgeschiebe							
ohne Sandstein	33	30	42	64	117	19	18
mit Sandstein	nb	nb	44	nb	118	25	24
% von Gesamtprobe	8,1	9,2	13,0	15,1	13,0	10,1	12,2
% Geschiebegruppen							
ostbaltisch	12,1	16,7	19,0	17,2	12,8	22,2	22,2
mittelschwedisch	48,5	33,3	26,2	31,2	24,8	27,8	27,8
südschwedisch	39,4	50,0	54,8	51,6	62,4	50,0	50,0
norwegisch	0	0	0	0	0	0	0
Hessmannzahl (HZ)							
ohne Sandstein	1540	2350	2350	2350	1360	2350	2350
mit Sandstein	nb	nb	2260	nb	nb	nb	2260
Theor. Geschiebezentrum (TGZ)							
ohne Sandstein α	15,20	16,65	16,25	16,33	16,59	17,08	15,20
δ	59,22	59,60	58,56	58,68	57,97	58,06	59,22
mit Sandstein α	nb	nb	16,19	nb	nb	15,91	16,37
δ	nb	nb	58,40	nb	nb	57,64	58,75
% ostbaltische Geschiebe	12,10	16,70	19,00	17,20	12,80	22,20	22,20
Flintkoeffizient	0,99	1,24	0,60	0,71	0,34	0,62	0,78

Tab. 8 Leitgeschiebezählungen in Schleswig-Holstein.

Tab. 8 Indicator boulder counts in Schleswig-Holstein.

Fortsetzung Tab. 8

Nummer Bezeichnung	15 ARO	16 ELE	17 ELW	18 MAR10	19 MAR11	20 MAR20	21 MAR21
Stratigraphie	qw	qw	qw	qw	qw	qw	qw
Anzahl Geschiebe	1134	630	181	365	1021	304	640
Größen (cm)	2/6	2/7	2/7	2/6	2/6	1,5/6	1,5/6
Nord. Kristallin	600	103	66	216	725	124	277
Häufigkeit	15	2	1	0	2	0	0
pal. Kalk	0	2	0	3	17	0	0
Kreidekalk	0	0	0	0	3	0	0
Flint	412	72	58	109	183	133	254
Sandstein	107	23	36	53	109	47	109
Anzahl Leitgeschiebe							
ohne Sandstein	91	34	19	50	183	31	68
mit Sandstein	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
% von Gesamtprobe	8,0	16,8	11,0	13,7	17,9	10,2	10,6
% Geschiebegruppen							
ostbaltisch	12,1	14,7	10,5	22,0	15,8	32,3	14,7
mittelschwedisch	16,4	26,5	26,3	28,0	24,6	38,7	51,5
südschwedisch	71,4	58,8	63,2	50,0	59,6	29,0	33,8
norwegisch	0	0	0	0	0	0	0
Heemannzahl (HZ)							
ohne Sandstein	1270	1360	2350	2350	2260	3430	2530
mit Sandstein	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
Theor. Geschiebezentrums (TGZ)							
ohne Sandstein α	15,60	16,49	16,12	17,20	16,60	16,50	16,49
δ	57,70	58,26	58,28	58,60	58,50	59,50	59,12
mit Sandstein α	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
δ	nb	nb	nb	nb	nb	nb	nb
% ostbaltische Geschiebe	12,10	14,70	10,5	22,0	15,80	32,3	14,7
Flintkoeffizient	0,68	0,70	0,67	0,50	0,22	1,07	0,82

Nummer Bezeichnung	22 BOH	23 IDT	24 WEM	25 KAT	26 SHK1	27 SHK2
Stratigraphie	qw	qw	qw	qw	qw	qw
Anzahl Geschiebe	355	195	229	189	524	229
Größen (cm)	2,5/7	2/6	2/6	2/6	2/6	1,5/6
Nord. Kristallin	136	106	107	86	264	86
Häufigkeit	2	1	1	2	3	4
pal. Kalk	15	3	7	32	68	60
Kreidekalk	2	0	4	19	18	18
Flint	76	72	95	21	135	29
Sandstein	43	13	15	29	38	32
Anzahl Leitgeschiebe						
ohne Sandstein	37	23	24	27	45	33
mit Sandstein	nb	29	33	30	nb	40
% von Gesamtprobe	13,3	11,8	10,5	14,3	8,2	13,5
% Geschiebegruppen						
ostbaltisch	21,6	26,1	29,2	22,2	25,6	19,4
mittelschwedisch	18,9	17,4	20,8	22,2	13,9	22,8
südschwedisch	59,5	56,5	50,0	55,6	60,5	58,0
norwegisch	0	0	0	0	0	0
Heemannzahl (HZ)						
ohne Sandstein	2260	2260	3250	2260	3180	2260
mit Sandstein	nb	2260	2260	2260	nb	2260
Theor. Geschiebezentrums (TGZ)						
ohne Sandstein α	17,00	16,45	16,68	16,65	16,85	16,31
δ	58,30	58,32	58,73	58,53	58,20	58,22
mit Sandstein α	nb	15,83	15,89	16,43	nb	15,96
δ	nb	57,93	58,39	58,26	nb	57,99
% ostbaltische Geschiebe	21,6	26,1	29,2	22,2	25,6	19,4
Flintkoeffizient	0,58	0,68	0,88	0,24	0,51	0,34

TGZ-Werte liegen bei α 16,49 und δ 59,12 bzw. α 16,5 und δ 59,5. Damit passen beide Werte in den Diagrammbereich warthezeitlich eingestufter Moränen, so daß ein warthezeitliches Alter des Geschiebelehms angenommen werden kann. Diese stratigraphische Einstufung wird vor allem dadurch erhärtet, daß die im oberen Teil der Moräne und in den hangenden Sanden vorhandene fossile Bodenbildung aufgrund pedogenetischer Merkmale von WALTHER (1989) als eemfrühweichselzeitlicher Bodenbildungskomplex eingestuft wird.

Für die Zählung Nr. 9 Esperstoffeld (ESP) wurde ein TGZ-Wert von α 16,65 und δ 58,9 sowie eine HZ von 2350 ermittelt. Der Wert liegt damit im Grenzbereich zwischen warthe- und weichselzeitlich eingestuften Zählungen. Aufgrund der morphologischen Gegebenheiten – Esperstoffeld liegt ca. 5 km westlich der maximalweichselzeitlichen Eisausdehnung – wird der oberflächlich anstehende Ge-

schiebelehm noch der Warthevereisung zugeordnet. Nach HESEMANN (1936: 431) ergibt sich für die gleiche Lokalität eine HZ von 2170 und wird in die Geschiebegemeinschaft der Saale i.e.S. eingestuft. Bei einer Umrechnung der HZ auf die TGZ-Werte würde sie eindeutig dem Weichsel-spektrum zuzuordnen sein. Berücksichtigt werden muß jedoch, daß HESEMANN Geschiebegrößen von 1-15 cm ausgezählt hat, so daß insbesondere an dieser Lokalität wegen der Geschiebearmut der Moräne andere Werte erklärbar sind.

Der Braune Ostseequarzporphyr ist vor allem von HESEMANN (1936) als Unterscheidungskriterium verschieden alter glazigener Ablagerungen herangezogen worden. Für die warthezeitlichen Moränen ermittelte er "merkliche" prozentuale Anteile von 3-11% (ders. 1936: 426). Für die hier untersuchten Proben ergibt sich ein entsprechender Anteil von 1,5 - 9,1 %, wobei in einer Probe (MAR 20) allerdings überhaupt kein brauner Ostseequarzporphyr gefunden wurde.

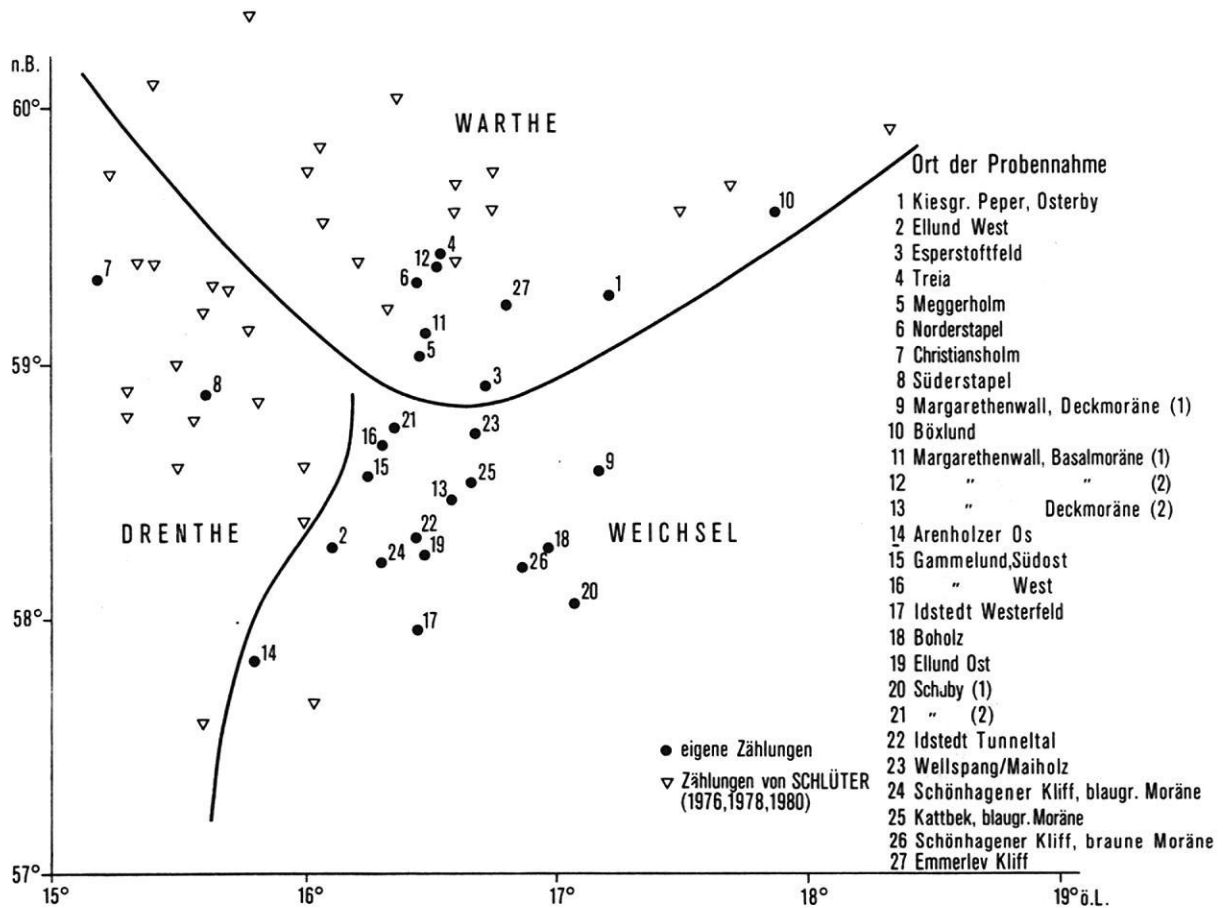


Abb. 59 TGZ-Diagramm der Geschiebezählungen in Schleswig-Holstein.

Fig. 59 TGZ-diagram of the boulder counts in Schleswig-Holstein.

In Anlehnung an die dänische Steinzählungsmethode (USSING & MADSEN 1897; MILTHERS 1909, 1934, 1939) wurde der Flintkoeffizient ermittelt. Er ergibt sich aus dem Verhältnis von Flint- zu Kristallin-Anteil einer Probe. Die Koeffizienten für die warthezeitlichen Moränen liegen zwischen 0,82 und 1,24, wobei lediglich drei der 9 Proben einen Wert unter 1 aufweisen.

Die Proben Christiansholm (Nr. 8 in Tab. 8) und Süderstapel (Nr. 7 in Tab. 8) liegen den TGZ-Werten entsprechend im Diagramm sehr weit westlich und damit bereits in dem Bereich, der nach SCHLÜTER (1978, 1980) für drenthezeitliche Moränen charakteristisch ist. Die Hesemannzahlen lauten für beide Zählungen gleichermaßen 1540, d.h. der Anteil ostbaltischer Geschiebe (12,1 % für Nr.8 und 12,9 % für Nr. 7) tritt im Verhältnis zu den mittel- und südschwedischen Geschieben, aber auch gegenüber den übrigen warthezeitlich eingestuften Zählungen deutlich zurück. In beiden Proben wurde kein brauner Ostseeporphyr gefunden. Der Flintkoeffizient beträgt für Christiansholm 0,99 und für Süderstapel 1,62.

Die Probe Nr.7 stammt aus der Liegendmoräne der Kiesgrube Lütjens in Süderstapel, wo sie von glaziofluvialen Vorstoßserien sowie einer in Teilen aussetzenden Deckmoräne warthezeitlichen Alters überlagert wird. Das vermutlich drenthezeitliche Alter der Moräne kann durch die Geschiebeführung unterstützt werden.

Nicht zutreffen dürfte jedoch das anhand der Geschiebezusammensetzung ermittelte drenthezeitliche Alter der Deckmoräne bei Christiansholm. Für sie muß ebenso wie für die Deckmoränen der benachbarten Geestkerne ein warthezeitliches Alter angenommen werden. Die abweichende Geschiebezusammensetzung weit in den Schwankungsbereich drenthezeitlicher Werte hinein könnte deshalb damit erklärt werden, daß der Gletscher lokal älteres Material mit aufgenommen und in die jüngere Moräne eingelagert hat (vgl. auch SCHLÜTER 1980). In den Darstellungen von LÜTTIG (1991: Fig. 4) wird allerdings eine generelle Überschneidung der Geschiebespektren sichtbar.

4.3.2.2. Weichselzeitliche Moränen

Die Zählungen 10-15 (vgl. Tab. 8) liegen nach der Geologischen Karte 1:25.000, Blatt Jübek im Verzahnungsbereich älterer pleistozäner Ablagerungen mit denen der Weichselzeit. Die TGZ-Werte bewegen sich zwischen α 15,6 und α 17,08 und δ 57,7 und δ 58,75, liegen damit also alle deutlich weiter südlich als die TGZ-Werte der Warthemoränen. In den Hesemannzahlen drückt sich die Südverlagerung

ebenfalls markant aus. Im einzelnen wurden folgende Zahlen ermittelt:

Arenholzer Oszug	(ARO)	=	1270
Gammelund, Südost	(GAM 1)	=	2350
Gammelund, West	(GAM 2)	=	2350
Idstedt Westerfeld	(IDW)	=	1360
Schuby Nord	(SHY 1)	=	2350
Schuby Nord	(SHY 2)	=	2350
Ellund West	(ELW)	=	1360
Ellund Ost	(ELE)	=	1360

Trotz des vielfach nachgewiesenen baltisch geprägten Weichseleises (vgl. u.a. WENNBERG 1951) ist der Anteil ostbaltischer Geschiebe mit Werten zwischen 10,5 % und 22,2 % hier sehr niedrig. Charakteristisch für weichselzeitliche Moränen in Schleswig-Holstein ist offenbar aber vor allem die Dominanz südschwedischer Geschiebe (vgl. MEYER 1983), deren Anteil fast immer >50 % ausmacht. Bei den vorliegenden Zählungen schwankt er zwischen 50 % (SHY) und 71,4 % (ARO), während die mittelschwedischen Geschiebe durchschnittlich nur mit 25,9 % vertreten sind. Wie auch schon in allen vorhergehenden Zählungen konnten auch hier keine norwegischen Geschiebe gefunden werden. Braune Ostseequarzporphyre wurden nur in den Zählungen GAM und IDW mit prozentualen Anteilen von 2,4% und 3,4 % festgestellt. Der Flintkoeffizient bewegte sich zwischen 0,34 und 0,78. Im Vergleich zu den saalezeitlich eingestuften Zählungen sind sie damit deutlich niedriger.

Bei der Zählung Arenholzer Os (vgl. Tab. 8, Nr. 15) stammen die Kiese direkt aus dem Kernbereich des Oses. Es wurde also glaziofluvial transportiertes Material gezählt. Im TGZ-Diagramm ist die Probe weit nach Südwesten verschoben und liegt damit isoliert zu den übrigen weichselzeitlich eingestuften Zählungen. Der Grund für die Abweichung scheint hier sowohl im anders gearteten Ausgangsmaterial als auch an der ungewöhnlich hohen Anzahl von Schonenbasalten zu liegen, deren Heimatzentrum nach LÜTTIG (1958) bei α 13,5 δ 55,9 liegt und damit eine Südwestverschiebung des TGZ zu Folge hat. Aus der HZ 1270 kann diese Besonderheit allerdings nicht abgelesen werden.

Der südwestlich und südöstlich von Gammelund bis zur Oberfläche anstehende Geschiebelehm wird in der Geologischen Karte 1:25000, Blatt Jübek als warthezeitliche Moräne kartiert. Die Ergebnisse zeigen jedoch, daß die TGZ beider Proben schon im Schwankungsbereich weichselzeitlicher Werte liegen (vgl. Abb. 59). In der HZ wird der Unterschied zu warthezeitlichen Moränen durch höhere Anteile südschwedischer Geschiebe deutlich. Die Flintkoeffizienten liegen zudem mit Werten zwischen 0,6 und 0,71 niedriger

als die der Warthemoränen, so daß ein weichselzeitliches Alter der Grundmoräne bei Gammelund wahrscheinlich ist. Zu einer gleichen stratigraphischen Einordnung kommt WEISS (1958) aufgrund schwermineralogischer Untersuchungen, wobei er jedoch auf die Einarbeitung älteren Materials hinweist.

Die Zählung IDW (vgl. Tab. 8, Nr. 12) stammt aus der blockreichen Moräne bei Idstedt-Westerfeld, die bereits als Vorstaffel zur Schleswig-Idstedter Randlage aufzufassen ist und damit zweifelsfrei der Weichselvereisung zugeordnet werden kann. Die Geschiebezusammensetzung wird durch ausgesprochen geringe Anteile ostbaltischer Geschiebe und sehr viel Smaland-Granite geprägt.

Die Zählung Nr. 16 Ellund Ost (vgl. Tab. 8) stammt aus dem Geschiebelehm der Kiesgrube Simondys östlich der BAB A7 Hamburg-Flensburg, der hier glaziofluvialen Kiesen und Sanden aufliegt. Den morphologischen Gegebenheiten entsprechend stammt der Geschiebelehm aus einem weichselzeitlichen Vorstoß der Flensburger Gletscherzunge, die über Harrislee hinaus nach Westen vorgestoßen ist (vgl. NADOLNY 1992).

Die Zählung Nr. 17 Ellund West (vgl. Tab. 8) stammt aus der Kiesgrube östlich Ellund und liegt ca. 1 km weiter westlich als die Grube Ellund Ost. Den Abschluß der in den oberen Teilen kryoturbar gestörten glaziofluvialen Kiese und Sande bildet hier eine ca. 1 m mächtige z.T. schwach lehmige Decklage aus groben Kiesen und Schottern, über deren Bildung und auch zeitliche Stellung noch Unklarheit besteht.

Die Geschiebezählungen weisen TGZ-Werte von α 16,59 δ 58,26 (ELE) und α 16,12 δ 58,28 (ELW) auf. Die HZ beträgt für beide Zählungen 1360. Entsprechend dem TGZ-Diagramm liegen beide Proben im weichselzeitlichen Spektrum. Im Vergleich zu den Warthemoränen der Geestkerne ist der Anteil mittelschwedischer Geschiebe mit Werten von 26,3 % bzw. 26,5 % deutlich niedriger, während die südschwedischen Geschiebe mit 63,2 % bzw. 58,8 % erheblich stärker beteiligt sind. Den Zählergebnissen entsprechend müßten beide Proben damit ein weichselzeitliches Alter haben.

Die restlichen Zählungen Nr. 18, 19 und 22-27 stammen alle aus Geschiebelehmen bzw. -mergeln, deren Alter morphostratigraphisch zweifelsfrei der Weichseleiszeit zuzuordnen sind. Die TGZ-Werte liegen zwischen α 16,31 δ 58,22 und α 17,20 δ 58,73, damit also ebenfalls deutlich südlicher als alle warthezeitlich eingestufteten Zählungen, aber auch östlicher als alle von SCHLÜTER (1976, 1978, 1980) ermittelten Drenthe-Werthe. In den HZ drückt sich die Südverschiebung der TGZ wie folgt aus:

Margarethenwall, Deckmoräne	(MAR 10) =	2350
" "	(MAR 11) =	2260
Boholz	(BOH) =	2260
Idstedt Tunneltal	(IDT) =	2260
Wellspang-Maiholz	(WEM) =	3250
Kartbek, Basalmoräne	(KAT) =	2260
Schönhag, Kliff, Deckmoräne	(SHK 1) =	3160
Schönh. Kliff, Basalmoräne	(SHK 2) =	2260

Der südschwedische Anteil an Leitgeschieben liegt zwischen 50 und 59,6 %, während die mittelschwedische Geschiebegruppe nur durchschnittlich mit 22 % (max. bis 28 %) an der Gesamtmenge der ausgezählten Leitgeschiebe beteiligt ist. Für die ostbaltischen Geschiebe ergeben sich prozentuale Anteile von 15,8 % bis max. 29,2 %. Es zeigt sich auch hier, daß die hohe Beteiligung südschwedischer Geschiebe in erster Linie zu Lasten der mittelschwedischen Gruppe geht. Der braune Ostseequarzporphyr konnte lediglich in 3 von 7 Proben gefunden werden, und zwar in den beiden Parallelproben MAR 10 und 11 sowie in der Probe WEM mit jeweiligen Anteilen von 2,2%, 4,17% und 6%. Die Flintkoeffizienten bewegen sich zwischen 0,22 (MAR 11) und 0,88 (WEM), liegen damit ebenfalls deutlich unter den Koeffizienten warthezeitlicher Moränen, wie auch schon aus den vorher genannten weichselzeitlich eingestufteten Zählungen hervorgeht.

Für den südholsteinischen Raum konnte SIMON (1937) anhand der Häufigkeitsverteilungen von Rapakiwi mehrere weichselzeitliche Eisrandlagen unterscheiden, wobei die älteren Randlagen des Frankfurter Stadiums mittlere bis sehr geringe Rapakiwi-Häufigkeiten und die jüngeren Randlagen des Frankfurter Stadiums sowie die des Pommerschen Stadiums mittlere bzw. gleichmäßige Beteiligungen dieser Geschiebe aufweisen. Anhand der vorliegenden Zählungen sowohl aus der älteren Weichselmoräne (Nm. 11, 14, 16, 25 und 27 in Tab. 8) als auch aus der jüngeren Moräne (Nm. 12, 13, 18, 19, 24 und 26 in Tab. 8) läßt sich eine geschiebestratigraphische Gliederung der Grundmoränen und Rückzugsrandlagen nicht durchführen, weil 1. der Anteil an Rapakiwi in den einzelnen Proben viel zu gering war, um daraus Häufigkeitsverteilungen ermitteln zu können und 2. zu wenig Zählungen vorliegen, die eine Randlagen-Gliederung nach dieser Methode ermöglichen. Die TGZ der Zählungen aus allen Weichselmoränen liegen dem TGZ-Diagramm entsprechend weitgehend ungeordnet im Schwankungsbereich weichselzeitlicher Werte, so daß eine geschiebestratigraphische Gliederung durch ergänzende Zählungen nicht als sicher vorausgesetzt werden kann. Auch die Untersuchungen von LÜTTIG (1991) bestätigen anhand mehr als 500 Zählungen, daß eine starke Überlagerung der Geschiebespektren aller Vereisungsphasen festzustellen ist, wenn-

gleich sich aufgrund der Häufigkeitsverteilungen gewisse Kernbereiche abzeichnen, die eine lithostratigraphische Trennung zwischen Elster- Saale- und Weichselvereisung erkennen lassen. Eine Gliederung der Weichselvereisung ist jedoch auch hierbei nicht ausweisbar.

4.3.3. Schlußfolgerungen

Die Leitgeschiebeanalyse erweist sich als brauchbare Hilfsmethode, pleistozäne Ablagerungen Schleswig-Holsteins aufgrund der unterschiedlichen Geschiebeführung zu unterscheiden und geschiebestratigraphisch zu gliedern. Die vorliegenden Zählergebnisse zeigen jedoch, daß lediglich zwischen saale- und weichselzeitlichen Ablagerungen Unterschiede in der Geschiebezusammensetzung auftreten, die eine entsprechende Zuordnung zur Drenthe-, Warthe- oder Weichsel-Eiszeit erlauben, während eine Untergliederung der weichselzeitlichen Grundmoränen und Eisrandlagen Südangelns bisher nicht möglich ist.

Probleme hinsichtlich einer stratigraphischen Zuordnung ergeben sich jedoch vor allem dadurch, daß gleichalte Moränen große Unterschiede in der Geschiebezusammensetzung aufweisen können, was im allgemeinen auf das Vorkommen von Schlieren und Schollen in den Ablagerungen zurückgeführt wird. Oftmals zeichnen sich Schollen oder Schlieren durch abnorm häufige Vorkommen bestimmter Leitgeschiebe in einer Probe aus, was dann letztlich zu abweichenden TGZ bzw. Hesemannzahlen führt. MARCZINSKI (1968) nennt als Erklärung entweder eine ungleichmäßige Durchmischung mit älterem Moränenmaterial oder aber eine ungleichmäßige Vermischung des Materials im Inlandeis. Nach SCHUDEBEURS (1980/81) spielt die Aufarbeitung älteren Moränenmaterials jedoch eher eine untergeordnete Rolle. Wesentlich wichtiger hält er die mit der Fortbewegungsart der Gletscher (vorwärtsschiebende Bewegung des Eises in Lamellen oder Schichten, lokale Eisaufschiebungen) verbundene Bildung von Schollen und Schlieren im Inlandeis. Im Gelände sind Schlieren und Schollen in der Regel nur dann zu bemerken, wenn sie sich farblich vom

Nachbarmaterial abheben (vgl. rote Moränen am Schönhäger Kliff, Kap. 4.2.) oder wenn man schon beim Sammeln des Probematerials eine ungewöhnliche Häufung gleicher Leitgeschiebe feststellen kann. Vor diesem Hintergrund relativieren sich die Zählergebnisse der Geschiebezählungen und können deshalb auch nicht allein entscheidend für eine pleistozäne Stratigraphie sein. Sie gewinnen jedoch dann an Bedeutung, wenn die Ergebnisse mit morphostratigraphischen Befunden übereinstimmen, insbesondere auch dann, wenn zwischen den kaltzeitlichen Ablagerungen datierbare warmzeitliche Bildungen eingeschaltet sind (fossile Böden, organogene Sedimente wie Torfe und Mudden), die als Leithorizonte eine entsprechende Einstufung der Hangend- und Liegendsedimente ermöglichen (Beispiel Margarethenwall).

Die Kombination der Zählmethoden nach HESEMANN und LÜTTIG erweist sich als sinnvoll, weil die Schwächen der einen Methode durch die jeweils andere ausgeglichen werden können: aus dem TGZ läßt sich nicht ablesen, wieviel Geschiebe woher kommen und welche Geschiebegruppe dominant vertreten ist, während bei der HZ durch die Abrundung der Prozente auf Zehnergruppen feine Unterschiede in der Geschiebeführung verwischt werden, die jedoch vor allem in den Randgebieten der Vereisungen von großer Bedeutung sind.

Eine quantitative Erfassung des braunen Ostseequarzporphyrs (vgl. HESEMANN 1936) ist als zusätzliches Unterscheidungskriterium ungeeignet, weil die warthe- und weichselzeitlichen Grundmoränen haltisch geprägt sind, so daß markante Unterschiede nicht nachweisbar sind.

Hinsichtlich des Flintkoeffizienten ergeben sich für die weichselzeitlichen Grundmoränen Südangelns Werte von 0,22 - 0,88 (durchschnittl. Koeffizient: 0,56). Für die Warthemoränen wurden Koeffizienten von 0,82 - 1,24 (durchschnittl. Koeffizient: 1,14) ermittelt. SCHLÜTER (1976, 1980) hat bei Zählungen im Raum Keller, St. Michaelisdamm, Kuden und Buchholz-Stubbenberg ähnlich hohe Koeffizienten feststellen können, so daß der Flintgehalt hier offenbar als zusätzliches Unterscheidungskriterium dienen kann.

5. Zusammenfassende Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne

5.1. Ergebnisse zur Morphostratigraphie

Der schleswig-holsteinische Landesteil Angeln und die Rahmenbereiche wiesen bereits präweichselzeitlich eine kräftige Reliefierung auf, wie aus hochgelegenen interstadialen (eemzeitlichen) Bodenbildungskomplexen am Margarethenwall/Schleswig (WALTHER 1989) und bei Munkwolstrup (STEPHAN 1989) abgeleitet werden kann. Die derzeitigen Erkenntnisse über den tieferen Untergrund dieses Raumes belegen darüber hinaus eine vermutlich schon elsterzeitliche Anlage von tiefen Rinnen, die stellenweise bis 200 m unter NN reichen (u.a. JOHANNSEN 1960; HINSCH 1979). Im Gegensatz zu den Untergrundverhältnissen im Schleigebiet verlaufen die Tiefrienen im Bereich des Arbeitsgebietes offenbar \pm rechtwinkelig zur Langseerinne. Daraus muß abgeleitet werden, daß das aus Nordosten vorrückende Weichseleis diese älteren Rinnen hier nicht als Leitbahnen der Gletscherbewegung genutzt hat, sondern sie vielmehr ohne nennenswerte Abweichungen von der allgemeinen Fließrichtung überfahren hat. Die erste Anlage und die nachfolgende Ausgestaltung der Langseerinne ist deshalb im wesentlichen ein Ergebnis der weichselzeitlichen Gletscherbewegung, insbesondere der Deglaziation dieses Raumes.

Für die Entstehung der Langseerinne lassen sich dabei drei zeitlich aufeinanderfolgende Prozeßabläufe rekonstruieren, die einen wesentlichen Einfluß auf die morphologische Ausformung der Rinne selbst als auch auf die mit ihr verbundenen Formenhinterlassenschaften gehabt haben:

1. die primären Formungsprozesse, die durch die Dynamik des weichselzeitlichen Inlandeises gesteuert wurden, dessen aktiver Eisrand sich von seiner maximalen Ausdehnung im Hochglazial (ca. 20.000 Jahre b.p.) aus sukzessive zurückzog und bereits im ausgehenden Hochglazial (ca. 14.000 Jahre b.p.) das Festland des nordöstlichen Schleswig-Holstein nicht mehr übergriffen haben dürfte. In diese Zeit fällt wohl die wesentliche Ausgestaltung, Überformung und anschließende Konservierung der Langseerinne mit Toteis;

2. die sekundären Formungsvorgänge des Weichsel-Spätglazials (ca. 14.000 - 10.000 Jahre b.p.), die sowohl periglaziäre Prozesse als auch das Tiefertauen von Toteis während der Interstadialzeiten beinhalten und damit die Modellierung und das Herauspräparieren der Rinnentalung

bewirkten und

3. die jüngsten Formungsprozesse des Holozäns, gekennzeichnet durch die bereits im Spätglazial einsetzende Verfüllung der Becken mit limnischen und sedimentären Sedimenten sowie die dann vor allem durch den Eingriff des Menschen verursachten und noch weiterhin auslösenden Veränderungen in der Rinne und in den Randbereichen.

Der weichselzeitliche Eisabbau seit dem Hochglazial vollzog sich nicht kontinuierlich, sondern war durch mehrmaliges Vorrücken der Eisfront und z. T. längere Stillstandsphasen unterbrochen. Diese Phasen dokumentieren sich heute vor allem durch zahlreiche Eisrandlagen und teilweise daran geknüpfte Entwässerungsbahnen. Im Bereich des Arbeitsgebietes können von West nach Ost -- und damit vom Ältesten zum Jüngsten -- insgesamt 4 Eisrandlagen-Komplexe ausgedehnt werden, die die Langseerinne mehr oder weniger rechtwinkelig bzw. diagonal queren und damit wichtige Aussagen über den zeitlichen Ablauf der Überformung der Rinne ermöglichen. Ein 5., zeitlich jüngster Randlagen-Komplex (Randlagen der Schwansener Loben) hat auf die Gestaltung der Rinne wohl keinen Einfluß mehr gehabt.

Folgende Randlagen können dabei aufgrund morphologischer Befunde ausgedehnt werden:

1. Randlagen der maximal-weichselhochglazialen Eisausdehnung (W 1, Brandenburger Stadium);
2. Randlagen der Innenschlei, gegliedert nach Schleswig-Idstedter Randlagen (morphologische Haupteisrandlage, W 2, Frankfurter Stadium?) sowie die Rückzugstaffeln der Wellspanger Randlage (W 2.1.) und Boholzer Randlage (W 2.2.);
3. Randlagen der Mittelschlei, gegliedert nach Süderbraruper Randlagen (W 3, Pommersches Stadium) mit den Rückzugstaffeln der Dollrottfelder Randlage (W 3.1.) sowie die
4. Rabenkirchener Randlagen (W 4).

In einem ersten Vorstoß rückte das Weichseleis am weitesten nach Westen bis über den Gammelunder See hinaus vor, ohne jedoch markante und über größere Strecken verfolgbare Endmoränen hinterlassen zu haben. Er reichte mindestens bis zur Linie Bollingstedt - Friedrichsau - Hermannsort - Westrand von Schuby. Dieser wohl früheste maximal-

weichseleiszeitliche Vorstoß - hier als weichsel-hochglaziale Eisrandlage (W 1) bezeichnet -- dokumentiert sich heute im Bereich des Arbeitsgebietes nur noch durch die Hohlform des Gammelunder Sees, durch den Arenholzer Os mit dem östlich anschließenden Arenholzer See, durch einzelne kleinere, auf tiefgetautes Toteis zurückzuführende und inzwischen vermoorte Depressionen westlich der Linie Idstedt - Lürschau - Schuby sowie durch eine tonig-lehmige Grundmoräne, die im Raum Bollingstedt-Schuby offenbar nur inselhaft auftritt und westwärts zunehmend ausdünn, allerdings nachfolgend durch jüngere Schmelzwassersande der Lürschauer und Idstedter Außensande weitgehend überdeckt worden ist und nur noch an wenigen Stellen bis zur heutigen Landoberfläche durchragt.

Untersuchungsbefunde aus den Räumen Neumünster (STEPHAN & MENKE 1977, STEPHAN 1980) und Owschlag (STREHL 1986; WALTHER 1989) belegen ebenfalls, daß der älteste weichselzeitliche Vorstoß um mehrere Kilometer über die morphologische Haupteisrandlage hinaus gereicht hat und keine oder nur wenige morphologische Zeugen hinterlassen hat, die heute noch im Gelände erkennbar sind.

Dem maximal-weichselzeitlichen Vorstoß folgen dann einzelne Rückzugsstufen, die sich nordöstlich von Bollingstedt, westlich des Büchmoores sowie südlich des Arenholzer Sees durch wallartig geformte Endmoränenrücken dokumentieren und zeitlich vor Aufstauchung der großen Endmoränenzüge zwischen Idstedt und Schleswig abgelagert wurden. Sie können deswegen dem weichsel-hochglazialen W 1-Eisrandlagen-Komplex zugeordnet werden.

Obwohl es bereits in der älteren Literatur (u.a. EGGERS 1934, HECK 1943a u. b, WEISS 1958) deutliche Hinweise auf eine weiter nach Westen reichende weichselzeitliche Eisausdehnung gibt, geht insbesondere GRIPP (1964) dennoch davon aus, daß der Rand der Weichselvereisung im Bereich des Untersuchungsgebietes durch die äußeren I-Moränen des Pommerschen Stadiums repräsentiert wird. Die älteren Randlagen des Brandenburger und Frankfurter Stadiums treten also nicht in Erscheinung, sondern sind vielmehr vollständig überfahren worden (vgl. auch WOLDSTEDT & DUPHORN 1974). Die vorliegenden Befunde zeigen nun allerdings, daß diese Annahme nicht mehr haltbar ist. Vielmehr kann davon ausgegangen werden, daß das Weichseleis bereits vor dem Pommerschen Stadium den Maximalrand erreichte und dabei eine im Außensaum nur noch geringmächtige Grundmoräne abgelagerte. Die Schmelzwässer flossen subglazial in der schon vorgezeichneten Langseerinne nach Südwesten und Westen ab, erodierten dabei die Hohlform des heutigen Arenholzer Sees und lagerten gleichzeitig die geröllreichen Sedimente des westlich vor-

gelagerten Arenholzer Oszuges ab. Hinsichtlich einer stratigraphischen Einordnung dieser Formungsvorgänge liegt es nahe, sie zeitlich mit dem Brandenburger Stadium zu korrelieren. Für diese Einstufung spricht, daß die tonig-lehmige Grundmoräne faziell der basalen Grundmoräne entspricht, die flächendeckend in Angeln und Schwansen unter einer zweiten Grundmoräne vorkommt. Am Schönhagener Ostseekliff und am Kliff bei Pottloch nördlich der Außenschlei ist sie aufgeschlossen und kann wegen der teilweise eingeschuppten zeitlichen marinen Ablagerungen als älteste weichselzeitliche Grundmoräne eingestuft werden.

Eine 2. und jüngere Vorstoßphase war im wesentlichen durch oszillierende Gletscherbewegungen gekennzeichnet, wobei es im Verlauf des sukzessiven Rückzuges der aktiv bewegten Eisfront zu mehreren, z. T. allerdings nur schwach ausgebildeten Eisrandlagen gekommen ist. Zwischen Schleswig und Idstedt dokumentiert sich dieser Vorstoß durch eine mindestens vierfach gestaffelte Stauchendmoräne der Schleswig-Idstedter Eisrandlage (W 2), die allgemein als morphologische Haupteisrandlage angesehen wird, weil sie sich mauerartig gegen das westliche Vorland abhebt und dadurch morphologisch besonders auffällig in Erscheinung tritt. Dieser Vorstoß entspricht lagemäßig nur teilweise den älteren T-Randlagen bzw. J-Moränen des Pommerschen Stadiums von GRIPP (1954, 1964) und DÜCKER (1958). Ob er bereits einer weitgehend isolierten und weit nach Westen vorgestoßenen jüngeren Schlei-Gletscherzunge zuzuordnen ist, die ältere Ablagerungen nochmals überfahren hat, scheint keineswegs sicher zu sein. Die Oberflächenmorphologie deutet vielmehr darauf hin, daß der Gletscher eher in einer breiteren Front vorgestoßen ist und im Verlauf des oszillierenden Rückzuges stets den Langsee mit übergriffen hat, ohne den maximalen Rand nochmals erreicht zu haben. Die nachfolgenden Eisrandlagen der Wellspanger (W 2.1.) und Boholzer Randlagen (W 2.2.) können in Anlehnung an GRIPP (1954, 1964) und KAISER (1987) aufgrund morphologischer Befunde noch den Innenschlei-Randlagen zugeordnet werden. Sie zeichnen allerdings eine beginnende Auflösung des Eisrandes in einzelne kleinere Teilloben -- hier der Schleizunge -- nach. Mit der Ausbildung der Wellspanger Eisrandlagen (W 2.1.) erfolgte die Entwässerung sehr wahrscheinlich nicht mehr über den mit stagnierendem Eis erfüllten Langsee, sondern nach Süden über die Niederung westlich von Tolk. Im allgemeinen scheint jedoch der dirigierte Abfluß von Schmelzwässern in der Phase des zunehmenden Eiszerfalls nicht mehr sehr hoch gewesen zu sein, weil sich im Bereich der Langseerinne nicht immer markant ausgeprägte Leitlinien der Entwässerung und Sanderschüttungen finden lassen. Diese Tatsache spricht für eine ausgedehntere Toteislandschaft, in die der jeweils vorrückende Schleigletscher hineinstieß. Ob er nach jeder Vorstoß-

phase eine Eisrandlage in Form von Endmoränen hinterlassen hat, konnte nicht immer sicher entschieden werden. Die in den Abb. 21, 34 und 55 verzeichneten untergeordneten Randlagenverläufe geben daher in erster Linie den Verlauf von ausweisbaren Moränenrücken wieder, wobei es sich im Einzelfall nicht um Endmoränen, sondern auch um Teile der kuppigen Grundmoräne handeln kann. Der generelle Deglaziationsverlauf bleibt allerdings davon unberührt. Nach Süden lassen sich die übergeordneten Randlagen (W 2 - W 2.2.) mit den von WALTHER (1989) ausgeschiedenen Moränen der W 2-Randlagen verbinden. Hinsichtlich einer zeitlichen Einordnung ergibt sich allerdings keine zwingende Notwendigkeit, sie bereits dem Pommerschen Stadium zuzuordnen. Eine Parallelisierung mit der Frankfurter Eisrandlage ist hingegen nicht auszuschließen. Die subglaziale Ausgestaltung und Überprägung des Langsees und der beiden Rinnenäste zum Arenholzer See und nach Idstedt fällt zeitlich mit Aufstauchung der Schleswig-Idstedter Randlage zusammen, wenngleich angenommen werden muß, daß zumindest das Lürschauer Tunneltal bereits schon vorher existiert hat.

Die Eismassen der Vorstoßphase W 3 erreichten nicht mehr die Innen-, sondern nur noch die Mittelschlei. Im Bereich der Langseerinne reichte der Eisrand bis etwa Billwatt, wobei die Entwässerung teilweise über die Niederung der Loiter Au nach Süden zur Schlei erfolgte. Diese Randlage entspricht der U-Randlage des Pommerschen Stadiums nach GRIPP (1954), die nach Süden über die Mittelschlei bei Missunde an die Schwansener Eisrandlagen (WH 3 nach WALTHER 1990) anbindet. Im Verlauf des weiteren Eisrückzuges wurden die Süderbraruper Randlagen ausgebildet (vgl. Abb. 55). Im Gegensatz zu den Darstellungen bei GRIPP (1954, 1964) DÜCKER (1958) und KAISER (1987) queren sie die Langseerinne (hier: Oxbekrinne) bei Süderbrarup und Dollrottfeld. Die Oxbekrinne diente also während dieser Zeit weder als periphere Umfließungsrinne noch als Leitbahn einer um mehrere Kilometer vorgestoßenen kleinen, schmalen Eiszunge im Sinne einer Glazielle, sondern wurde vom Schleiglletscher noch vollständig übergriffen. In diese Zeit fällt die Entstehung der Oszüge bei Ruruplund und Süderbrarup. Die Untersuchungsbefunde belegen dabei, daß die schmale Oxbekrinne nicht als endmoränenparalleler Zungenbeckenrest gedeutet werden kann (GRIPP 1954), sondern ihre Entstehung auf subglazifluviale Erosion zurückgeführt werden muß. Die Vollformen in der Rinne bei Ruruplund und Süderbrarup erwiesen sich nicht als Reste von Moränen (vgl. GRIPP 1954), sondern als vorwiegend subglazial entstandene Oszüge, die morphographisch als Kuppentyp (Ruruplunder Os) bzw. Bahndammtyp (Heidberg-Os) und vom Sedimentinhalt her als Sandoser bezeichnet werden können.

In einer vierten Vorstoßphase wurden die Rabenkirchener Randlagen (W 4) aufgeschoben und binden nach Süden an die inneren Schwansener Randlagen (WH 4 nach WALTHER 1990) an. Sie heben sich morphologisch gut sichtbar aus der Grundmoränenlandschaft heraus. Höhen von 50 m ü. NN sind keine Seltenheit. Es konnte nicht sicher geklärt werden, ob die Langseerinne weiter ostwärts bis zur Außenschlei bei Kappeln verläuft wie bei LIEDTKE 1981 und KAISER 1987 verzeichnet und dann aber nachträglich durch Moränenmaterial und Schmelzwasserbildungen vollständig verdeckt wurde oder ob die Rinne erst westlich dieser Randlagen einsetzt. Morphologisch ist sie jedenfalls nicht mehr eindeutig nachweisbar.

Die Ausformung der Langseerinne verlief keineswegs einheitlich, sondern erfolgte parallel mit dem oszillierenden und sukzessiven Eisabbau. Dabei konnte gezeigt werden, daß sowohl die subglazifluviale Erosion als auch die schürfende Tätigkeit des Weichseleises für die primäre Ausgestaltung der Langseerinne verantwortlich ist. Folgende Rinnenteile dürften durch vornehmlich subglazifluviale Erosion entstanden sein:

- Arenholzer See
- Lürschauer Tunneltal
- Idstedter Tunneltal zwischen Idstedter See und Langsee
- Langsee und die Oxbekrinne zwischen Billmoor und Süderbrarup.

Als vornehmlich durch Gletscherschurf entstandene Rinnenteile dürfen gelten:

- Gammelunder See
- Idstedter See
- Wellspanger Becken und das Becken der Boholzer Au.

Für den Langsee kann allerdings eine Mitbeteiligung des schürfenden Eises nicht ausgeschlossen werden.

Die Basis pleistozäner Schmelzwassersedimente in den übertieften Becken und Rinnenteilen der Langseerinne liegt zum Teil unter dem heutigen Meeresspiegel oder nur wenige Meter darüber. Für den Arenholzer See mit dem westlich angrenzenden Moor sowie für den kleinen Langsee konnten Übertiefungsbeträge von 21,5 m (\approx 3,5 m unter NN) bzw. 23 m (\approx 6 m unter NN) ermittelt werden. Im Wellspanger Zungenbecken sowie im Billmoor betragen die Übertiefungen immerhin noch 11 bzw. 12 m (\approx 2 m über NN). Die weitgehende Erhaltung der Hohlformen ist auf eine längere Konservierung durch stagnierendes Eis bzw. Toteis zurückzuführen.

ren, das sich bis ins Spätglazial hinein erhielt und bereits zu Beginn des Alleröd vollständig austaute. Es finden sich keine sicheren Anhaltspunkte in den limnischen Sedimenten der untersuchten Hohlformen, die einen zweiphasigen Schmelzprozeß des Eises (vgl. GALON 1972) im Spätglazial oder sogar bis ins frühe Holozän hinein belegen.

Die periglaziären Prozesse im Weichselhoch- und -spätglazial dokumentieren sich im Arbeitsgebiet insbesondere durch hangabwärts gerichtete gelifluidale Verlagerungen des Bodenmaterials sowie durch frostdynamische Prozesse im Sinne von Eiskeilbildungen und Kryoturbationen. Gelifluk-tionsdecken konnten vor allem im Zusammenhang mit den Untersuchungen der Oser am Arenholzer See, bei Ruruplund und Süderbrarup nachgewiesen werden. Eiskeilpseudomorphen und kryoturbate Umlagerungen in Schmelzwasser-sedimenten wurden in den Aufschlüssen bei Schuby und Idstedt beobachtet.

Die äolischen Formungsprozesse äußern sich im Arbeitsgebiet sowohl durch lokal begrenzte Flugsandareale als auch durch Dünenbildungen im Außensaum der Weichselvereisung. Kleinere Hohlformen wurden dabei durch Flugsande ausgefüllt und trugen so zur Nivellierung des Reliefs bei. Belege dafür finden sich im Bereich der Schubyer Gruben am Südostrand des Arenholzer Sees sowie am Rande des Büchmoores westlich von Idstedt. Dünenbildungen im Bereich der Bollingstedter Au bei Engbrück wurden bereits von HECK (1943) beschrieben und kartiert. Eine zeitliche Fixierung der Anwehungsphasen kann jedoch bisher nicht festgelegt werden, sie dürften aber analog zu den Befunden im benachbarten Raum (KAISER et al. 1989) in die kühleren Abschnitte des Spätglazials zu stellen sein.

5.2. Ergebnisse zur Lithostratigraphie

Es können zwei weichselzeitliche Grundmoränen nachgewiesen werden, die sich faziell im allgemeinen dadurch unterscheiden, daß die basale und ältere, zumeist blaugraue und kalkreiche Grundmoräne gegenüber der jüngeren, braunen deutlich geschiebeärmer ist und mehr Ton und Silt enthält. Beide Grundmoränen können jedoch auch einen lokalen Charakter haben, der sich deutlich von der jeweiligen Normalfazies unterscheidet. Sie lassen sich zwei verschiedenen Haupteisvorstößen zuordnen, wobei die blaugraue Grundmoräne aufgrund der im heutigen Ostseeküstenbereich gelegentlich mit aufgenommenen eemzeitlichen marinen Sedimente stratigraphisch dem ältesten Weichselvorstoß in diesem Raum entspricht. Für die Deckmoräne hingegen bleibt eine eindeutige stratigraphische Zuordnung schwierig. Eine mögliche dritte Grundmoräne konnte im Arbeitsgebiet nicht

nachgewiesen werden.

Eine sichere lithostratigraphische Trennung der beiden Grundmoränen ist allerdings nicht immer zweifelsfrei möglich, weil dafür entweder trennende Schmelzwassersedimente oder aber eine deutliche Diskordanz zwischen den Grundmoränen fehlen, bzw. aus Bohrprofilen nicht abgeleitet werden können. Die unterschiedliche Farbe der Grundmoränen sowie der wechselnde Karbonatgehalt sind zu einem erheblichen Teil auf Verwitterungsprozesse zurückzuführen und können deshalb nur bedingt als Unterscheidungskriterium herangezogen werden.

Sowohl die Feinkies- als auch die Leitgeschiebezählungen ergaben bisher keine signifikanten Unterschiede im Geschiebeinventar, die es gerechtfertigt erscheinen lassen, die Grundmoränen lithostratigraphisch zu gliedern. Allerdings zeigen die Zählergebnisse, daß eine Trennung weichselzeitlicher Geschiebemergel von älteren Ablagerungen durchaus möglich ist. Im Verhältnis zu den Zählungen aus den Geestkernen der Altmoränengebiete weisen die weichselzeitlichen Moränen einen deutlich höheren Anteil süd-schwedischer und Bornholmer Geschiebe auf, während für die saalezeitlichen Moränen im allgemeinen eine ausgeglichene Geschiebeverteilung charakteristisch zu sein scheint. Im TGZ-Diagramm macht sich dieser Unterschied in der stärkeren Südostverlagerung weichselzeitlicher Geschiebespektren bemerkbar. Bedingt durch die relativ häufigen Funde mittelschwedischer Porphyre in den saalezeitlichen Moränen sind die TGZ-Werte entsprechend weit nach Nordwesten verschoben. Ähnliches scheint sich auch in den Zählungen von SCHLÜTER (1978, 1980) und LÜTTIG (1991) auszudrücken. Eine Ausnahme bilden die Weichselmoränen im Grenzbereich zu den älteren Ablagerungen, deren abweichende Geschiebezusammensetzung auf Einarbeitungen älteren Materials zurückgeführt werden kann. Die separate Erfassung von braunem Ostseequarzporphyr sowie die Ermittlung des Flintkoeffizienten bieten keinen bzw. nur lokal begrenzt ein zusätzliches Unterscheidungskriterium verschieden alter Ablagerungen.

5.3. Ergebnisse zur Chrono- und Biostratigraphie

In den von WALTHER (1990) bearbeiteten Pollendia-grammen der basisnahen Bohrkerne vom Langsee, Billmoor und Heidberg-Teich ist die klimatische Entwicklung des Spätglazials und Frühholozäns erfaßt. Die von MENKE (1968, 1985) beschriebene Vegetationsentwicklung dieser Zeitabschnitte mit ihrem charakteristischen Kurvenverlauf zeigt sich auch in diesen Profilen. Dabei kann im Langsee-

profil ein präallerödzeitlicher, vermutlich böllingzeitlicher Vegetationsabschnitt ausgewiesen werden, der sich durch einen deutlich auftretenden *Betula*-Gipfel ausweist. Nach einem NBP-Maximum setzt dann das durch eine Sandlage unterbrochene Alleröd mit einem kräftigen Anstieg bei *Pinus* und *Betula* bei gleichzeitig hohen Werten der *Poaceae* und Sträucher ein (WALTHER 1989). Die Radiokarbondatierung der hangenden Mudde bestätigt diese zeitliche Einstufung.

Im Billmoor und am Heidberg-Teich konnte ebenfalls das Alleröd als frühester vegetationsgeschichtlicher Abschnitt erfaßt werden. Auch hier bestätigen die Radiokarbondatierungen die palynologische Einstufung der Sedimente in den basalen Bohrkernabschnitten.

Im Profil vom Wellspanger Zungenbecken wird der basale Torf unter rhythmisch geschichteten Kalkmudden und Verlandungstorf aufgrund analoger Verhältnisse im Langsee, Billmoor und am Heidberg-Teich ebenfalls dem Alleröd zugeordnet.

Die Sedimentation limnischer Sedimente (Seesande und Mudden) setzte im Langsee bereits präallerödzeitlich, in den anderen Hohlformen erst im Alleröd ein. In allen Bohrkernen konnte dabei in den basalen Abschnitten eine rhythmisch geschichtete Mudde (Rhythmit) festgestellt werden, die analog den Ergebnissen von PACHUR & RÖPER (1984, 1987) im Berliner Raum den jahreszeitlichen Sedimentationszyklus unter vorwiegend anoxischen Bedingungen in tieferem Wasser widerspiegeln. Häufig werden die Rhythmite allerdings von Abschnitten starker Fleckungen unterbrochen, die auf bioturbate Umlagerungen bodenwühlender Tiere zurückgeführt werden können.

Die Mächtigkeit der ungestörten Rhythmite variiert zwischen 20 und 100 cm, wobei der Beginn der rhythmischen Sedimentation am Heidberg-Teich und im Billmoor bereits zu Beginn der Seebildungen im Alleröd einsetzt und in der ausgehenden jüngeren Tundrenzeit wieder endet. Im Langsee hingegen sind die Rhythmite noch bis ins Boreal hinein festzustellen.

6. Literaturverzeichnis

- ARBEITSGRUPPE BODENKUNDE der geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in der Bundesrepublik Deutschland 1982: Geologische Kartieranleitung, 3. Aufl.; Hannover.
- BANERJEE, I., MCDONALD, B.C. 1975: Nature of Esker Sedimentation, p. 132-154 in: JOPLING, A.V. & MCDONALD, B.C., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, special publication no. 23, 320p.
- BEHRENDT, G. 1879: Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland, Z. d. geol. Ges., Heft 31, S. 1-30; Berlin.
- BENNER, M. & KAISER, K. 1987: Entwicklungen von Küstengestaltstypen an der schleswig-holsteinischen Fördenküste zwischen Schlei und Eckernförder Bucht. - Berliner Geogr. Studien, 25 S. 193-218; Berlin.
- BENNER, M., KAISER, K., VORWERK, P., WALTHER, M. & WÜNNEMANN, B. 1989: Das Wesebyer "Head"-Kliff- Schnitt eines polygenetisch aufgebauten Kegelsanders - und die Entwicklung der Ausgleichsküste auf der Ostseite der Großen Breite/ Innenschlei zwischen Kielfot und Osterbek-Ausmündung bis zum aktuellen Formungsgeschehen. - Geographica-Oecologica, H. 1, 84 S., Festschrift zum 65. Geburtstag von Prof.Dr. W. Wöhlike, Arbeitsgemeinschaft Quartärforschung, FU Berlin.
- BERTHELSEN, A. 1972: Flod-, fjord- og tunneldale. - Dansk geol. Foren., Arsskrift for 1971, S. 101-104; Kopenhagen.
- BEURLIN, K. 1938: Glazialmorphologische Grundzüge Schleswig-Holsteins, Z. Geschiebeforschung und Flachlandsgeol., Beih. "Kieler Beitr. Geschiebeforschung".
- BOCK, W., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H. 1985: Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter und Gegenwart, 35, S. 161-180; Hannover.
- BÖSE, M. 1979: Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen.- Berliner Geogr. Abh., 28, S. 1-44; Berlin.
- BÖSE, M. 1983: Dokumentation zur Entwicklung des Gebietes zwischen Machnower Krümmen Fenn und Tränkepfuhl im Mittel- und Jungpleistozän.- Manuskript im Auftrag des Bezirksamtes Zehlendorf von Berlin, S. 1-12; Berlin.
- BÖSE, M. 1985: Petrographische Kiesanalyse an Sedimenten der Buschgrabentalung und Umgebung.- Unveröffentl. Daten.
- BÖSE, M. 1989: Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee. - Berl Geogr. Abh., 51, 114 S; Berlin.
- BOULTON, G.S., SMITH, G.D., JONES, A.S. & NEWSOME, J. 1985: Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice-sheets. Journal of the Geological Society of London, 142: 447-474.
- BRAMER, A. 1961: Bemerkungen zum Problem der Aufpressungsober, Geologie 10, S. 480-492; Berlin.
- BRAMER, A. 1963: Beiträge zur Entstehung glazifluvialer Sedimente und ihrer Oberflächenformen im Jungpleistozän, 1. Die Oser, Wiss. Zeitschr. der Ernst-Moritz-Arndt- Univ. Greifswald, math.-naturw. Reihe, Jg. XII, S. 235-238.
- BÜLOW, W. VON 1967: Zur Quartärbasis in Mecklenburg, in: Ber. dt. Ges. f. Geol. Wiss. A 12, S 405-413, Berlin.
- CEPEK, A. 1969: Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. - Geologie 18, 6, S. 657-673; Berlin (DDR).
- CEPEK, A. 1975: Über Geschiebezählungen im Aufschlußprofil Pisede bei Malchin. - Wiss. Z. d. Humboldt- Univ. Berlin, mathem.-naturw. R. XXIV, 5, S. 617-618; Berlin.
- CHRISTENSEN, S. 1979: Geochemische Untersuchungsmethoden zur stratigraphischen Einstufung glazigener Sedimente. - Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F., 23, S. 39-46; Hamburg.
- DITTMER, E. 1956: Ein neues Vorkommen von Braunkohlensanden bei Husum. - Meyniana 5, S. 1-2; Kiel.
- DITTMER, E. 1957: Das Hemmoor im nordwestlichen Schleswig-Holstein. - Die Küste, 6, H. 2, S. 147-154; Heide/Holst.
- DITTMER, E. 1958: Das Vierland von Wanderup. - Die Küste, 7, S. 44-46.; Heide/Holst.
- DITTMER, E. 1959: Jungtertiäre Ablagerungen im westlichen Schleswig-Holstein - Meyniana, 8, S. 1-21; Kiel.
- DÜCKER, A. & JOHANNSEN, A. 1954: Gutachten Nr. 54/99 des Geol. Landesamtes Schleswig-Holstein zur zentralen Wasserversorgung von Süderbrarup.

- DÜCKER, A. 1956: Nachtragsgutachten zum Gutachten Nr. 54/99.
- DÜCKER, A. 1958: Karte Geologie 1:500 000 im Deutschen Planungsatlas, Bd. Schleswig-Holstein.
- EGGERS, W. 1929: Über Oser im östlichen Wagrien, Die Heimat, S. 248-250.
- EGGERS, W. 1934: Die Oberflächenformen der jungeszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. - Ver. Schlesw.-Holst. Universitätsges., 42, 120 S.; Kiel.
- EHLERS, J. 1978: Feinkieszählungen nach der niederländischen Methode im Hamburger Raum. Der Geschichtsbesammler, 12, 2/3, S. 47-64; Hamburg.
- EHLERS, J. 1979: Fine Gravel Analysis after Dutch Method as Tested out on Ristinge Klint, Denmark. - Bull. geol. Soc. Denmark, 25, S. 157-65.
- EHLERS, J. 1980: Feinkieszählungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein, 50, S. 37-55; Kiel.
- EHLERS, J. (Hrsg.) 1983 a: Glacial deposits in northwest Europe, Balkema; Rotterdam.
- EHLERS, J. 1983 b: The glacial history of northwest Germany. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983, Glacial deposits in northwest Europe, S. 229-238; Rotterdam.
- EHLERS, J. 1990: Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete, Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung, 19, 167 S., Bremen.
- EHLERS, J. & GRUBE, F. 1983: Meltwater deposits in north-west Germany. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983, Glacial deposits in northwest Europe, S. 249-256; Rotterdam.
- EHLERS, J. & STEPHAN, H.-J. 1983: Till fabric and ice movement. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983, Glacial deposits in northwest Europe, S. 267-274; Rotterdam.
- EISSMANN, L. 1967: Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) im Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes. - Geologie, 16, S. 804-833; Berlin.
- EISSMANN, L. 1975: Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. Modell einer Landschaftsentwicklung am Rande der europäischen Kontinentalvereisung. - Schriftenr. geol. Wiss. Berlin (DDR), H. 2; Berlin.
- EMBLETON, C. & KING, C.A.M. 1975: Glacial Geomorphology. - 2. Ausgabe; London.
- ERIKSSON, K. 1960: Studier över Stockholmsasen vid Haimsjön. - Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 82, S. 43-125; Stockholm.
- FAIRBRIDGE, K.G. (Hrsg.) 1968: The Encyclopedia of Geomorph.; New York.
- FELIX-HENNINGSSEN, P.; STEPHAN, H.-J. 1982: Stratigraphie und Genese fossiler Böden im Jungmoränengebiet südlich von Kiel. - Eiszeitalter und Gegenwart 32, S. 163-175; Hannover.
- FIRBAS, F. 1949: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2 Bde.; Fischer-Verlag Jena.
- FLINT, R.F. 1928: Eskers and crevasse fillings. - Am. J. Sci. Ser. 5.15, S. 410-416.
- GAGEL, C. 1910: Die Gliederung des Schleswig-Holsteinischen Diluviums. - Jb. Preuß. Geol. L.-A., 31, S. 133-52; Berlin.
- GALON, R. 1965: Some new problems concerning subglacial channels. - Geographia Polonica, 6; Warschau.
- GALON, R. 1972: Über den Vorgang der zweiphasigen Enteisung im mitteleuropäischen Vereisungsgebiet. - Gött. Geogr. Abh., 60, (Poser Festschrift), S. 141-144; Göttingen.
- GALON, R., LANKAUF, K. & NORYSKIEWICZ, B. 1983: Zur Entstehung der subglaziären Rinnen im nördlichen Vereisungsgebiet an einem Beispiel aus der Tuchola-Heide. - Pet. geogr. Mitt., Erg.H. 282, S. 176-181, Gotha.
- GAUGER, W. 1978: Zehn Jahre Forschung in den Kiesgruben des Raumes Vastorf (10 km östlich von Lüneburg), ein Abschlußbericht. - Jb Naturw. Ver. Fürstent. Lüneburg, 34, S. 65-84; Lüneburg.
- GEER, G. DE. 1897: Om rullstansåsarnas bildningstätt. - Geol. Fören. Förhandlingar, 19, S. 366-388, Stockholm.
- GEER, G. DE 1940: Geochronologia Suecica Principes. - Vetenskapsakademiens Handlingar, Ser. 3, Bd. 18, Stockholm.
- GOTTSCHE, C. 1897: Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. - Mitt. Geogr. Ges. Hamburg XIII: 1-57, XIV: 74 S.
- GOTTSCHE, C. 1901: Der Untergrund Hamburgs, Festschr. 73. Vers. dt. Naturf. u. Ärzte, S. 14-28; Hamburg.
- GRIPP, K. 1924: Über fossile Abtragungsformen im Diluvium Nordwestdeutschlands, Centralbl. f. Min., S. 109-114.
- GRIPP, K. 1925: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest-Deutschland. - Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 36, S. 159-245; Hamburg.
- GRIPP, K. 1934: Diluvialmorphologische Untersuchungen in Südost-Holstein, Z. dt. g.G., 86, S. 73-82; Berlin.
- GRIPP, K. 1935: Die Entstehung des Travetals, Altonaische Zeitschrift., 4, S. 17-30; Hamburg.
- GRIPP, K. 1942: Die Entstehung der Landschaft um Haitabu. - Offa, 5, Ber. u. Mitt. Mus. Vorgesch. Altert. Kiel, S. 37-64; Kiel.
- GRIPP, K. 1949: Glazialmorphologische und geologische Kartierung, zugleich eine Deutung der Oberflächen-

- formen Ostholsteins, Z. dt. g. G., **99**, (1947), S. 190-205; Berlin.
- GRIPP, K. 1950: Die Entwässerung der inneren Eisrand-Lagen in NW-Deutschland. - Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, **24**, S. 87-91; Kiel.
- GRIPP, K. 1952 a: Die Entstehung der Landschaft Ostholsteins. - Meyniana, **1**, S. 119-129; Kiel.
- GRIPP, K. 1952 b: Die Entstehung der Landschaft Schleswig-Holsteins - Ein Gespräch mit reiferen Schülern - als Erläuterung zur Karte der Eisrandlagen Ost-Holsteins. - Meyniana, **1**, S. 119-129; Kiel.
- GRIPP, K. 1952 c: Bilder vom Geschehen am Rand von Inlandeis und Groß-Gletschern. - Meyniana, **1**, Taf. 2-4 (ohne Text); Kiel.
- GRIPP, K. 1954: Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen. - Meyniana, **2**, S. 81-123; Kiel.
- GRIPP, K. 1964: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. - 411 S.; Neumünster.
- GRIPP, K. 1975: 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises. - Eiszeitalter und Gegenwart, **26**, S. 31-73; Hannover.
- GRIPP, K. 1978: Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker). Eiszeitalter und Gegenwart, **28**; S. 92-108; Öhringen.
- GRIPP, K. 1981: Der Ablauf der Würm-Vereisung in der Senkungszone am Südrand Skandinaviens. - Meyniana, **33**, S. 9-22; Kiel.
- 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.
- GROßMANN, M. 1983: Das Schönhagener Ostsee-Kliff - Stratigraphie und aktuelle Formung. - unveröff. Zulassungsarbeit, FU Berlin.
- GRUBE, F. 1969: Zur Geologie der weichselzeitlichen Gletscherrandzone von Rahlstedt-Meiendorf. Ein Beitrag zur regionalen Geologie von Hamburg. - Abh. u. Verh. Naturw. Ver. Hamburg, N.F., **13**, S. 141-194; Hamburg.
- GRUBE, F. 1979 a: Zur Morphogenese und Sedimentation im quartären Vereisungsgebiet Nordwestdeutschlands. - Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F., **23**, S. 69-80; Hamburg.
- GRUBE, F. 1979 b: Übertiefte Täler im Hamburger Raum, Eiszeitalter und Gegenwart **29**, S. 157-172; Hannover.
- GRUBE, F. & EHLERS, J. 1975: Pleistozäne Flußsedimente im Hamburger Raum. - Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**, S. 353-382; Hamburg.
- GRUBE, F. & EHLERS, J. 1981: Postsedimentäre Veränderungen von Gletscherablagerungen. - Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, (N.F.), **24** (2): 103-112; Hamburg.
- HAAS, H. 1889: Die geologische Bodenbeschaffenheit Schleswig-Holsteins; Kiel.
- HANNEMANN, M. 1963: Anlage und Entwicklung weichselzeitlicher glazigener und periglaziärer Täler in Südostbrandenburg. - Ber. Geol. Ges. DDR, **8**, S. 617-636; Berlin.
- HANSEN, K. 1971: Tunnelvalleys in Denmark and Northern Germany. Medd. dansk. geol. Foren., **20.3**, S. 295-306.
- HANSEN, S. 1965: The Quarternary of Denmark. - In: RANKAMA, K. (Hrsg.) 1965: The Quarternary, **1**, 90 S.; New York-London.
- HECK, H.-L. 1929: Geologische Karte 1: 25.000, Blatt Jübek (1422). - Geol. Landesamt Schleswig-Holstein; Kiel.
- HECK, H.-L. 1937: Die geologische Entwicklungsgeschichte des Schleigebiets. - Die Heimat, **6**, S. 1-8; Eckernförde.
- HECK, H.-L. 1939: Die prädiluviale Grundfläche in Schleswig-Holstein. Jb. preuß. geol. L.A., **59**, (1938), S. 83-99; Berlin.
- HECK, H.-L. 1942: Geol. Karte 1: 25.000, Blatt Schleswig (1423). - Reichsamt f. Bodenforschung; Berlin.
- HECK, H.-L. 1943 a: Erläuterung zu den Blättern Schleswig, Brodersby, Sieseby und Dorotheenthal. - 36 S.; Berlin.
- HECK, H.-L. 1943 b: Erläuterungen zu den Blättern Wobbenbüll, Hattstedt, Viöl und Jübek, unveränderter Neudruck; Kiel 1951.
- HERRMANN, A. 1971: Neue Ergebnisse zur glazialmorphogenetischen Gliederung des Obereider-Gebietes. - Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein, **41**, S. 5-41; Kiel.
- HESEMANN, J. 1929: Beiträge zur Kenntnis kristalliner Geschiebe, Sonderdruck aus Z. f. Geschiebeforschung, **H. 3**, S. 137-143.
- HESEMANN, J. 1930 a: Statistische Geschiebeuntersuchungen, Sonderabdr. aus Z. f. Geschiebeforschung, **6**, H. 4, S. 158-161.
- HESEMANN, J. 1930 b: Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe, Sonderabdr. aus den Sitzungsber. der Preuß. Geol. L.A., **5**, S. 188-196.
- HESEMANN, J. 1930 c: Quantitative Geschiebebestimmungen im norddeutschen Diluvium, Jb. preuß. geol. L.A., **51**, 2.; Berlin.
- HESEMANN, J. 1931: Neue Ergebnisse der Geschiebeforschung im norddeutschen Diluvium, Geol. Rundschau, **22** S. 186-198.
- HESEMANN, J. 1932 a: Zur Geschiebeführung und Geo-

- logie des Odergletschers. I. Äußere, Rosenthaler und Velgaster Randlage. - Jb. preuß. geol. L.-A., 53, S. 70-84; Berlin.
- HESEMANN, J. 1932 b: Die bisherigen Geschiebezahungen aus dem norddeutschen Diluvium im Diagramm, Sonderdruck aus Z. f. Geschiebef., 8, 3, S. 165-175.
- HESEMANN, J. 1934: Ergebnisse und Aussichten einiger Methoden zur Feststellung der Verteilung kristalliner Leitgeschiebe, Geol. Jb. S. 2-27.
- HESEMANN, J. 1935: Das Glazialdiluvium Dänemarks, Hollands und Norddeutschlands vom Geschiebekundlichen Standpunkt aus, Geol. Rundschau, 26, S. 145-156.
- HESEMANN, J. 1936: Geschiebeuntersuchungen in Schleswig-Holstein. - Jb. preuß. geol. L.-A., 57, S. 418-434; Berlin.
- HESEMANN, J. 1960: Geschiebeforschung im Rück- und Ausblick, Vortrag zur 7. Jahrestagung der Geol. Ges. der DDR, Geol. LA. Nordrhein-Westfalen, S. 191-205.
- HESEMANN, J. 1975: Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen, 267 S. Geol. LA. Nordrhein-Westfalen; Krefeld.
- HINSCH, W. 1975: Präquartärer Untergrund und glaziäre Rinnen in Südholstein. - Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg, 44, S. 383-402; Hamburg.
- HINSCH, W. 1977 a: Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein. Karte 1: 250 000, Hrsg.: Geol. Landesamt Schleswig-Holstein; Kiel.
- HINSCH, W. 1977 b: Karte des präquartären Untergrundes in Schleswig-Holstein 1:250.000.- Geol. Landesamt Schleswig-Holstein; Kiel.
- HINSCH, W. 1979: Rinnen an der Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter und Gegenwart, 29: 173-178; Hannover.
- HÖFLE, H.-C. 1979: Klassifikation von Grundmoränen in Niedersachsen. - Verh. naturw. Ver. Hamburg, (NF) 23, S. 81-92; Hamburg.
- HOLST, N.D. 1876: Om de glaziala rullstens-aosarne, Geol. Fören. Förrh. Stockholm 3, S. 97-112; Stockholm.
- HOMCI, H. 1974: Jungpleistozäne Tunneltäler im Nordosten von Hamburg (Rahlstedt-Meiendorf). - Mitt. Geol. Pal. Inst. Univ. Hamburg, H. 43, S. 99-126; Hamburg.
- HOPPE, G. 1953: Några Jakttagelser vid Islandska, Ymer 1953, S. 241-265; Stockholm.
- HOPPE, G. 1963: Subglacial Sedimentation. - Geografiska Ann. vol 45, S. 41-49.
- HORMANN, K. 1969: Gibt es Tunneltäler in Schleswig-Holstein? - Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, 39, S. 5-11; Kiel.
- HOUMARK-NIELSEN, M. 1983: Glacial stratigraphy and morphology of the northern Balthav region. - In EHLERS, J. (Hrsg.), Glacial deposits in northwest Europe, S. 211-217; Rotterdam.
- HUCKE, K. 1917: Die Sedimentärgeschiebe des norddeutschen Flachlandes, 195 S., Quelle & Meyer, Leipzig.
- JOHANNSEN, A. 1960: Ur-Anlage pleistozäner Förden und Rinnen in Schleswig-Holstein. - Geol. Jb., 77, S. 271-308; Hannover.
- JOHANNSEN, A. 1964: Zur Geologie tertiärer und pleistozäner Wasserleiter in Schleswig-Holstein. - Geol. Jb., 81, S. 739-770; Hannover.
- JOHANNSEN, A. 1971: Salinartektonische Einflüsse auf Ausbildung und Verbreitung tertiärer und quartärer Sedimente in Ost-Holstein, Meyniana 21, S. 33-39; Kiel.
- JOHANNSEN, A., & LÖHNERT, E. 1971: Geologie und Grundwasservorkommen im schleswig-holsteinischen Unterebegebiet. - Meyniana 21, S. 41-66; Kiel.
- JOHANNSEN, A. & LÖHNERT, E. 1974: Geologie und Grundwasservorkommen im schleswig-holsteinischen Randgebiet östlich von Hamburg.- Meyniana 25, S. 31-53; Kiel.
- JOHANNSEN, A. & NACHTIGALL, K.H. 1972: Geologisch-hydrologische Untersuchungen im Südteil des Kreises Herzogtum Lauenburg/Schleswig-Holstein.- Meyniana 22, S.71-84; Kiel.
- JURGAITIS, A. & JUOZAPAVICIUS, G. 1989: Genetic classification of glaciofluvial deposits and criteria for their recognition. - In: GOLDWARTH, R.P. & MATSCH, C.L. (Hrsg.), Genetic Classification of Glacigenic Deposits; Rotterdam.
- KABEL, C. 1982: Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete.- Dissertation Kiel.
- KABEL, C. 1983: The Brodtener Ufer cliff. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983, Glacial deposits in northwest Europe, S. 325-330; Rotterdam.
- KAISER, K. 1972: Zur Quartärgeologie und Geomorphologie des Barnim und seiner Randgebiete. - Heimatbuch Oberbarnim - Eberswalde, 1, S. 9-33; Berlin.
- KAISER, K. 1975: Die Inlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestand der Deutschen Quartärforschung. - Eiszeitalter und Gegenwart, 26, S. 1-30; Öhringen.
- KAISER, K. (Hrsg.) 1987: Exkursionsführer von Schleswig-Holstein, 2 Bde., unveröff.; FU Berlin.
- KAISER, K. 1990: Ignaz Venetz im Dienste der Eiszeitforschung. - In: BERCHTHOLD, S. & BUMANN, P. 1990: Ignaz Venetz 1788 - 1859. Ingenieur und Naturforscher, Gedenkschrift; Brig.
- KAISER, K., WALTHER, M. & MÜHMEL-HORN, H.-P. (1989, im Druck): Verbreitung und klimazeitliche

- Stellung äolischer Formen im mittleren Sorgebereich (Schleswig-Holstein). - Festschrift zum 60. Geburtstag von Prof. Dr. Jux; Köln.
- KAISER, K., MÜHMEL-HORN, H.-P. & WALTHER, M. 1989: Spätglaziale und holozäne Dünen im Rendsburger Staatsforst beiderseits des mittleren Sorgetales zwischen Tetenhusen/Föhrden und Krummenort (Schleswig-Holstein). - *Meyniana*, **41**, S. 97-152; Kiel.
- KELLER, G. 1952: Beitrag zur Frage Oser oder Kames.-Eiszeitalter und Gegenwart **2**, S.127-132; Hannover.
- KLEBELSBERG, R. VON 1948: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie I; Wien.
- KOCH, E. 1923: Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung. - Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Univ. Hamburg.
- KOCH, E. 1924: Die prädiluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung.- Mitt. min.-geol. Staatsinst. Hamburg, **6**, S. 31-95; Hamburg.
- KOCH, E. 1927: Beiträge zur Geologie des Untergrundes von Hamburg und Umgebung. Mitt. min.-geol. Staatsinst. Hamburg, **9**, S.1-109; Hamburg.
- KOLUMBE, E. 1955: Über interglaziale und interstadiale Bildungen von Loopstedt am Haddebyer Noor bei Schleswig. - Eiszeitalter und Gegenwart, **6**, S. 39-40; Öhringen.
- KORN, J. 1909: Über die Oser bei Schönlanke.- Jb. preuß.-geol. Landesanstalt, **29**, T.1, S. 532-538; Berlin.
- KORN, J. 1912: Die Mittel-Posensche Endmoräne und die damit verbundenen Oser. - Jb. kgl. preuß. geol. Landesanstalt, Sonderdruck Bd. XXXIII, T. 1, H. 3, S. 478-518; Berlin.
- KORN, J. 1927: Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande.- Preuß.-geol. Landesanstalt, 65 S.; Berlin.
- KOZARSKI, S. 1966/67: The origin of subglacial channels in the north Polish and North German plain. - Bull. de la Société des amis des sciences et des lettres de Poznan, Serie B, **20**, S. 21-36; Poznan.
- KUSTER, H. & MEYER, K.D. 1979: Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen.- Eiszeitalter und Gegenwart, **29**, S. 135-156; Hannover.
- LANDESAMT FÜR WASSERHAUSHALT UND KÜSTEN SCHLESWIG-HOLSTEIN 1981: Seenbericht Langsee, B 11; Kiel
- LANGE, W. & MENKE, B. 1967: Beiträge zur frühpostglazialen erd- und vegetationsgeschichtlichen Entwicklung im Eidergebiet, insbesondere zur Flußgeschichte und zur Genese des sogenannten Basistorfes. - *Meyniana* **17**, S. 29-44; Kiel.
- LANGE, W., MENKE, B. & PICARD, K.-E. 1979: Die Deutung glazigener Sedimente in Schleswig-Holstein. - Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F. **23**, S. 51-68; Hamburg.
- LORENTZEN, E. 1938: Die Oberflächenformen der Landschaft Angeln und ihre Abhängigkeit vom Klimawechsel während der jüngsten Vereisung. - Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, **22**, S. 385-452; Kiel.
- LIEDTKE, H. 1958: Jungglaziale Seentypen, dargestellt am Beispiel Norddeutschlands. - Geogr. Ber. Berlin, **3**, S. 1-15; Berlin.
- LIEDTKE, H. 1981 a: Die nordischen Vereisungen im Mitteleuropa. Erläuterungen zu einer farbigen Übersichtskarte im Maßstab 1: 1.000.000. - Forsch. z. deutsch. Landesk. **204**, 307 S., Trier.
- LIEDTKE, H. 1981 b: Glaziale Rinnen und Glaziale Tiefrinnen.- Boch. Geogr. Arb., **H. 40**, S. 7-21, Paderborn.
- LIEDTKE, H. 1992: Die Entwicklung der Ostsee als Folge ehemaliger Inlandeisbedeckung und anhaltender Hebung Skandinaviens, Geographische Rundschau, **11/92**, 620-625, Braunschweig.
- LUDWIG, A.O. 1960: Stratigraphische Methodik an gestauchten Pleistozänprofilen. - Freiburger Forschungshefte, H. C, S. 87-94; Freiberg.
- LÜTTIG, G. 1958: Methodische Fragen der Geschiebeforschung. - Geol. Jb., **75**, S. 361-418; Hannover.
- LÜTTIG, G. 1991, Erratic boulder statistics as a stratigraphic aid - Examples from Schleswig-Holstein- Newsl. Stratigr. **25** (2), 61-74, Berlin.
- LOUIS, H. 1952: Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**, S. 12-24; Öhringen.
- LOUIS, H. & K. FISCHER 1979: Allgemeine Geomorphologie. - 4. Aufl.; Berlin-New York.
- LUNDQVIST, J. 1979: Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. - Sver. Geol. Unders., **C 767**, 72 S.; Stockholm.
- LUNDQVIST, J. 1983 a: The glacial history of Sweden. - In: J. EHLERS (Hrsg.) 1983, Glacial deposits in northwest Europe, S. 77-82; Rotterdam.
- LUNDQVIST, J. 1983 b: Glaciofluvial deposits in Sweden, in: J. EHLERS (Hrsg.) 1983, Glacial deposits in northwest Europe, S. 91-96; Rotterdam.
- LUNDQVIST, J. 1986: Late Weichselian Glaciation and Deglaciation in Scandinavia, Quaternary Science Review, vol. 5, 269-292, Oxford.
- LUNDQVIST, J. 1989: Glacigenic processes, deposits, and landforms. - In: GOLDWAITH, R.P. & MATSCH, C.L. (Hrsg.), Genetic Classification of Glacigenic Deposits; Rotterdam.
- MADSEN, V. 1921: Terrainformere på Skovbjerg Bakkeø. - Danm. geol. Unders. Rk IV, **1** (12), 24 S.; Kopenhagen.

- MADSEN, V. 1928: Übersicht über die Geologie von Dänemark. - Danm. geol. Unders., 5, Raekke, Nr. 4, 225 S.; Kopenhagen.
- MARCINEK, J. 1966: Die Entstehung der Seen im nördlichen Teil der Deutschen Demokratischen Republik. - Z. f. Erdkundeunterricht Berlin (DDR), 18, S. 361-369; Berlin.
- MARCINEK, J. & B. NITZ 1973: Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik. - 288 S., VEB Hermann Haack; Gotha-Leipzig.
- MARCUSSEN, I. 1977: Deglaciation landscapes formed during the wasting of the late Middle Weichselian ice sheet in Danmark. - Danm. geol Unders. Rk II, 110, 72 S.; Kopenhagen.
- MARCUSSEN, I. 1978: Über die Verwendbarkeit von Geschieben in Grundmoränen als Hilfsmittel der Stratigraphie. - Der Geschiebesammler, 12, 2/3, S. 13-20; Hamburg.
- MARCZINSKI, R. 1968: Zur Geschiebekunde und Stratigraphie des Saaleglazials (Pleistozän) im nördlichen Niedersachsen zwischen Unterweser und Untereibe. - Rotenburger Schriften, Sonderh. 11, 132 S.; Bremen.
- MARCZINSKI, R. 1968: Zur Häufigkeit und Verteilung von Geschieben in verschiedenen Korngrößen-Bereichen saaleglazialer Ablagerungen Norddeutschlands. - Mittl. Geol. Inst. TU Hannover, H.8, S. 74-86; Hannover.
- MAARLEVELD, G.C. 1956: Grindhoudene midden-Pleistocene sedimenten. Het onderzoek van deze afzettingen in Nederland en aangrenzende gebieden. - Meded. Geol. Stichting, serie C-VI, 6, S.1-105; Maastricht.
- MENKE, B. 1968: Das Spätglazial von Glüsing. - Eiszeitalter und Gegenwart, 19, S. 73-84; Öhringen.
- MENKE, B. 1970: Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter und Gegenwart, 21, S. 5-21; Öhringen.
- MENKE, B. 1976: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. - Eiszeitalter und Gegenwart, 27, S. 53-68; Öhringen
- MENKE, B. 1980: Vegetationskundlich-ökologisches Modell eines Interglazial-Glazial-Zyklus in Norddeutschland. - Phytoecologia, 7 (Festband TÜXEN), S. 100-120; Stuttgart-Braunschweig.
- MERKT, J., LÜTTIG, G. & SCHNEEKLOTH, H. 1971: Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. - Geol. Jb., 89, S. 607-623; Hannover.
- MEYER, K.D. 1965: Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 16, S. 47-69; Öhringen.
- MEYER, K.D. 1970: Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. - Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 37, S. 227-246; Bremen.
- MEYER, K.-D. 1976: Studies in ground moraines in the north-west part of the German Federal Republic.- Zeszyty Nankowe Uniwersytetu Im. Adama Michiewicza w Poznaniu, Geografia, 12 (Till - its genesis and Diagenesis), S.217-222.
- MEYER, K.-D. 1983: Indicator pebbles and stone count methods.- in EHLERS, J.(Hrsg.), Glacial deposits in north-west Europe, S. 275-287; Rotterdam..
- MILTHERS, V. 1909: Scandinavian indicatroboulders in the Quaternary deposits.- Danm. Geol. Unders. Rk II 23; Kopenhagen.
- MILTHERS, V. 1934: Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. - Abh. preuß. geol. L.-A., N.F. 156; Berlin.
- MILTHERS, V. 1939: Beiträge skandinavischer Leitgeschiebe für die Bestimmung der Vereisungsgrenzen.- Z. deutsch. geol. Ges., 91, S. 261-272.
- MÜLLER, G. 1964: Methoden der Sedimentuntersuchung.- 303 S.; Stuttgart.
- MUNSELL 1983: Munsell Soil Color Charts; Baltimore, Maryland.
- NADOLNY, W. 1992: Untersuchungen zur weichselzeitlichen Eisausdehnung und Deglaziation zwischen Ellund und Harrislee (Schleswig-Holstein). Diplomarbeit, FU Berlin.
- 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, S. 475-485; Łódz.
- NORDMANN, V. 1959: Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark, Kortbladet Fredericia. - Danm. geol. Unders. Rk I, 22 A, 125 S.; Kopenhagen.
- PACHUR, H.-J.; RÖPER, H.-P. 1984: Geolimnische Befunde des Berliner Raumes.- Berl. Geogr. Abh., H. 36, S. 37-49; Berlin.
- PACHUR, H.-J. & RÖPER, H.-P. 1987: Zur Paläolimnologie Berliner Seen, Berl. Geogr. Abh., H. 44, 150 S.; Berlin.
- PAGE, D. 1865: Handbook of Geology; Edinburgh.
- PALUSKA, A. 1976: Entwässerung des norddeutschen Flachlandes im Pleistozän und ihre Folgen für mutmaßliche Schwankungen des Meeresspiegels. - Eiszeitalter und Gegenwart, 27, S. 205; Öhringen.
- PASIERBSKI, M. 1979: Remarks on the Genesis of Subglacial Channels in Northern Poland. - Eiszeitalter und Gegenwart, 29, S. 189-200, Hannover.

- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1901-1909: Die Alpen im Eiszeitalter. - 3 Bde; Leipzig.
- PICARD, K. 1964: Der Einfluß der Tektonik auf das pleistozäne Geschehen in Schleswig-Holstein.- Schr. Naturw. Ver. Schl.-Holst., **35**, S. 99-113; Kiel.
- PICARD, K. 1966: Tektonische Bewegungen und eiszeitliches Geschehen in Mittelholstein.- Die Heimat, **73**, 9, S. 258-262; Neumünster.
- PILLEWITZER, W. 1969: Die Bewegung der Gletscher und ihre Wirkung auf den Untergrund. - Z. Geomorph., Suppl.-Bd., **8**, S. 1-10; Berlin.
- PRANGE, W. 1979: Geologie der Steilufer von Schwansen, Schleswig-Holstein. - Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, **49**, S. 1-24; Kiel.
- PRICE, R.J. 1966: Eskers near the Casement Glacier.- Alasca Geografiska Annaler, vol **48** A, S. 111-125.
- PRICE, R.J. 1973: Glacial and fluvio-glacial landforms, 242 S., Edinburgh.
- RICHTER, K. 1933: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränen-Gebietes. - Abh. geol. pal. Inst. Univ. Greifswald, **11**, S. 1-63; Greifswald.
- RICHTER, K. 1958: Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. Geol. Jb. **76**, S. 223-234.
- ROBISON, J.M. 1983: Glaciofluvial sedimentation: A key to the deglaciation of the Laholm area, southern Sweden. - Lundqua thesis, vol **13**, 92 S.; Lund.
- RUST, B.R. & ROMANELLI, R. 1975: Late quarternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada, in: JOPLING, A.V. & MCDONALD, B.C. (Ed.), Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. - Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists, spec. publication. no. **23**, p. 177-192.
- SCHLÜTER, G. 1976: Geschiebezählungen im Gebiet der Exkursion - In: Exkursionsführer zur DEUQUA 1976.
- SCHLÜTER, G. 1978: Geschiebezählungen im Altmoränengebiet von Schleswig-Holstein, Der Geschiebesammler, **12**, 2/3, S. 3-12; Hamburg.
- SCHLÜTER, G. 1980: Geschiebezählungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. - Schr. naturw. Ver. Schlesw.-Holst., **50**, S. 57-69; Kiel.
- SCHÜTTRUMPF, R. 1967: Die Profile von Loopstedt und Geesthacht in Schleswig-Holstein. Ein Beitrag zur vegetationsgeschichtlichen Gliederung des jüngeren Pleistozäns. - Fundamenta, B **2**, S. 136-167; Köln-Graz.
- SCHUDEBEURS, A.P. 1980/81: Die Geschiebe im Pleistozän der Niederlande, Der Geschiebesammler, **13**, 3/4, **14**, 1, **14**, 2/3, **14**, 4; , **15**, 1/2; **15**, 3; Hamburg.
- SCHULZ, W. 1967: Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. - Archiv d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg, **13**, S. 99-119; Rostock.
- SCHWARZBACH, M. 1964: Geologische Tätigkeit des Eises und Periglazialgebiete. - In: BRINKMANN, R. (Hrsg.) Lehrbuch der allgemeinen Geologie 1; Stuttgart.
- SIMON, W.G. 1937: Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein. - Mitt. Geogr. Ges. und Naturhist. Museum Lübeck, **39**, S. 1-21; Lübeck.
- SIMON, W.G. 1938: Geschiebezählungen, jungeszeitliche Eisrandlagen und Schmelzwassersandebenen im Kreis Herzogtum Lauenburg, Lauenburgische Heimat, **14**, S. 44-61.
- SJÖRRING, S. 1977 a: Glaciale tektonik og istidsgeologi. - Dansk. Natur-Dansk Skole, Aarskrift, S. 31-44; København.
- SJÖRRING, S. 1977 b: The glacial stratigraphy of the island of Als, southern Denmark. - Zschr. f. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd., **27**, S. 1-11; Berlin.
- SJÖRRING, S. 1978: Glaciale tektonik und Glacialstratigraphie. - Eiszeitalter und Gegenwart, **28**, S. 119-125; Hannover
- SJÖRRING, S. 1979: Tunneltäler in Dänemark. - Eiszeitalter und Gegenwart, **29**, S. 179-188; Hannover.
- SJÖRRING, S. 1983: The glacial history of Denmark. - in: J. EHLERS (Hrsg.) 1983, Glacial Deposits in North-West Europe, S. 163-180; Rotterdam.
- SJÖRRING, S. & FREDERIKSEN, J. 1980: Glacialstratigrafiske observationer i de vestjyske bakkeør. Dansk. geol. Foren. Areskrift for 1979, S. 63-77.
- STEPHAN, H.-J. 1974: Sedimentation auf Toteis in Schleswig-Holstein, diskutiert anhand einiger Beispiele. - Meyniana, **25**, S. 95-100; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. 1979: Der Aufschluß Brüggerholz, ein Schlüsselpunkt für das Verständnis der Jungmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins. - Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein, **49**, S. 25-35; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. 1981: Eemzeitliche Verwitterungshorizonte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins. - Verh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F., **24** (2), S. 161-175; Hamburg.
- STEPHAN, H.-J. & MENKE, B. 1977: Untersuchungen über den Verlauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. - Zschr. f. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. **27**, S. 12-28; Berlin-Stuttgart.
- STEPHAN, H.-J. & EHLERS, J. 1983: North German till types. - In: EHLERS, J. (Hrsg.) 1983, Glacial deposits in northwest Europe, S. 239-248; Rotterdam.
- STEPHAN, H.-J., KABEL, C., SCHLÜTER, G. 1983: Stratigraphical problems in the glacial deposits of Schleswig-Holstein. in: EHLERS, J. (Hrsg.) 1983, Glacial deposits in north-west Europe, S. 305-320; Rotterdam.
- STRAATEN, L.M.J.U. VAN 1946: Grindonderzoek in Zuid-

- Limburg. - Diss Leiden ook. - Med. Geol. Stichting, C-VI, no 2.
- 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.
- STREHL, E. 1986: Zum Verlauf der äußeren Grenze der Weichselvereisung zwischen Owschlag und Nortorf. Eiszeitalter und Gegenwart **36**, S. 37-41; Hannover.
- STREHL, E. & TONTSCH, G. 1984: Geol. Karte Schleswig-Holstein 1: 25.000; Bl. Owschlag; Kiel.
- STRUCK, E. 1902: Der Verlauf der nördlichen und südlichen Hauptmoräne in der weiteren Umgebung Lübecks. - Mitt. Geogr. Ges. Lübeck, **2**, Reihe 16, S. 1-43; Lübeck.
- 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.; Lübeck.
- SUDGEN, D.E. & JOHN, B.S. 1976: Glaciers and Landscapes: A Geomorphological Approach, 376 S.; London.
- TANNER, V. 1932: The problems of the Eskers III. - Fennia **55**, no. 4; Helsinki.
- TANNER, V. 1937: The problems of the Eskers V. - Fennia **68**, no. 1; Helsinki.
- TGL 25 232 1971: Analyse des Geschiebestandes quartärer Grundmoränen. Fachbereichsstandard, Bl 1-6, Zentr. Geol. Inst.; Berlin.
- TORELL, O. 1875: Über einen gemeinschaftlich mit den Herren Behrendt und Orth nach den Rüdersdorfer Kalkbergen unternommenen Ausflug, Z.d.g.G., **27**, S. 961; Berlin.
- TONTSCH, G. 1974: Geol. Übersichtskarte des Kreises Schleswig 1: 100.000. - Geol. Landesamt Schleswig-Holstein; Kiel.
- USSING, N.V. 1903: Om Jyllands Hedesletter og teorierne for deres Dannelse. - Overs. K. danske Vidensk. Selsk. Forh., **2**, S. 99-165; Kopenhagen.
- USSING, N.V. 1907: Om floddale og randmoræner i Jylland. - Overs. K. danske Vidensk. Selsk. Forh., **4**, S. 161-213; Kopenhagen.
- USSING, N.V. 1913: Danmarks Geologi i almenfattigt Omrids. - Danm. geol. Unders. **III**, **2**, 372 S.; Kopenhagen.
- USSING, N.V. & MADSEN, V., 1897: Beskrivelse til det geologiske Kortblad Hindsholm avec resume en francais: Notice explicative de la feuille (geologique) de Hindsholm, Danm. Geol. Unders. **I**, no 2; Kopenhagen.
- VENETZ, M. 1858: Memoires sur l'extension des anciens glaciers. - Actes Soc. helv. sci. natur., **42**, sess.; Lausanne. Darin: DESORS, M. E. 1852.
- VIETE, G. 1961: Beiträge zur glazigenen und endogenen Tektonik im Quartär und Tertiär Nord- und Mitteldeutschlands. - Bergakad., **13**, S. 280-294; Freiberg.
- WAARD, D. DE 1955: Glacigeen Pleistozeen, een geologischdetailonderzoek in Urkerland (Noord-oostpolder), Verh. Kon. nederl. geol. mijnb. Genoot., geol. Ser. **15**, S. 70-246.
- WAHNSCHAFFE, F. 1890: Über einen Grandrücken bei Lubasz. - Jb. preuß. geol. L.A., **1**, S. 277-288; Berlin.
- WAHNSCHAFFE, F. 1891: Die Ursachen der Oberflächengestaltung des nordeutschen Flachlandes, 166 S.; Stuttgart.
- WAHNSCHAFFE, F. & SCHUCHT, F. 1921: Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. - 4. Aufl., 472 S.; Stuttgart.
- WALTHER, M. 1989: Jungpleistozäne und frühholozäne geomorphologische und vegetationsgeschichtliche Entwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein), Habilitationsschrift, 295 S.; Berlin.
- WALTHER, M. 1990a: Beiträge zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsentwicklung in Süddangeln (Schleswig-Holstein). - Meyniana **42** S. 101-113; Kiel.
- WALTHER, M. 1990b: Ergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). Berl. Geogr. Abh. **H. 52**, 143 S, Berlin.
- WALTHER, M. & GROBMANN, M. 1991: Das Schönhager "Head"-Kliff an der Ostküste Schwansens (Schleswig-Holstein), mit einem Beitrag von B. WÜNNEMANN, Geographica-Oecologica, **H. 4**, Berlin.
- WEISS, E.N. 1958: Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würm-Vereisung im Norden Schleswig-Holsteins. - Meyniana, **7**, S. 5-60; Kiel.
- WEISSE, R. 1968: Endmoränen oder Oser östlich von Glöwen. - Geogr. Ber., **49**, H. 4, S. 277-291.
- WENNBERG, G. 1949: Differentialrörelser i inlandisen sistastiden i Danmark, Skane och Östersjön. Medde fran Lunds geol. mineral. Inst., no. **114**, S. 1-201.
- WENNBERG, G. 1951: Über den Geschiebetransport im Inlandeis, Schr. des naturw. Ver. Schlesw.- Holstein, **25**, S. 108-115; Kiel.
- WOLDSTEDT, P. 1913: Beiträge zur Morphologie von Nordschleswig. - Mitt. geogr. Ges. u. Naturhist. Museum Lübeck, **2**, Reihe, **26**, S. 41-110; Lübeck.
- WOLDSTEDT, P. 1923: Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland, Jb. preuß. geol. L.A. **42**, S. 780-820; Berlin.
- WOLDSTEDT, P. 1925: Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. - Zschr. d. geol. Ges., **77**, S. 172-184; Berlin.

- WOLDSTEDT, P. 1929: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums, 406 S.; Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. 1952: Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten.- Eiszeitalter u. Gegenwart, 2, S. 146-153; Öhringen.
- WOLDSTEDT, P. 1961: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, 1. Bd.: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters, 3. Aufl., 374 S., Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. 1974: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 3. Aufl., 500 S.; Stuttgart.
- WOLFF, W. 1909: Der Untergrund von Bremen, Z. dt. g. G. **61**, S. 348-365; Berlin.
- WOLFF, W. 1917: Das Diluvium der Gegend von Hamburg, Jb. preuß. geol. L.A., **36**, T.2, S. 227-324; Berlin.
- WOLFF, W. 1922: Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins; Hamburg.
- WRIGHT, E. Jr. 1973: Tunnel valleys, glacial surges and subglacial hydrology of the Superior Lobe, Minnesota. - In: BLACK, R.F., The Wisconsin Stage. - Geol. Soc. of America, Memoir **136**, S. 251-276; Boulder.
- WÜNNEMANN, B. 1990: Die weichselzeitliche Entstehung der Langseerinne (Angeln) in Schleswig-Holstein, Diss. 190 S., FU Berlin.
- WÜNNEMANN, B. 1991: Der Geschiebebestand und seine Auswertung, in: WALTHER, M. & GROßMANN M.: Das Schönhagener "Hæd"-Kliff an der Ostseeküste Schwansens (Schleswig-Holstein), Geographica-Oecologica, **4** S. 34-41, Berlin.
- WÜNNEMANN, B. & LINDNER-EFFLAND, M. 1992: Das Naturschutzgebiet Heidberg bei Süderbrarup. Ein Beitrag zur Morphogenese und aktuellen Vegetationsbedeckung des Oszuges und seiner Randbereiche, Praxis Landeskunde **1**, S. 183-200, Eckernförde.
- ZANDSTRA, J.G. 1976: Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale Grundmoräne. Eiszeitalter und Gegenwart, **27**, S. 30-52; Hannover.
- ZANDSTRA, J.G. 1978: Einführung in die Feinkiesanalyse. Der Geschiebesammler, **12**, 2/3, S. 21-38; Hamburg.
- ZANDSTRA, J.G. 1983: Fine gravel, heavy mineral and grain-size analyses of Pleistocene, mainly glacial deposits in the Netherlands. in: EHLERS, J. (Hrsg.) 1983, Glacial deposits in north-west Europe, S. 361-378, Rotterdam.

7. Zusammenfassung/Summary

Die wesentlichen Forschungsergebnisse zur jungpleistozänen Vereisung des nordöstlichen Schleswig-Holstein, zu den glazialen Rinnen (Tiefriemen und jungpleistozäne Tunneltäler) und den mit ihnen vergesellschafteten glaziofluvialen Formungshinterlassenschaften (Oser) werden in einem Überblick dargelegt.

Die eigenen Untersuchungen zur weichselzeitlichen Entstehung der Langseerinne umfassen verschiedene Methoden und Methodenkombinationen von Oberflächenkartierungen, Bohrverfahren, Aufgrabungen und Aufschlußkartierungen. Die Feldarbeiten werden dabei durch sedimentologische, geschiebeanalytische und palynologische Auswertungen in Verbindung mit einigen Radiokarbondatierungen ergänzt. Die daraus gewonnenen Ergebnisse führen teils zu Bestätigungen bereits bestehender Erkenntnisse, teils aber auch zu Modifizierungen und Neubewertungen der durch das Weichseleis verursachten Formungshinterlassenschaften.

Auf der Grundlage der **Morphostratigraphie** können im Arbeitsgebiet insgesamt 4 Eisrandlagen-Komplexe mit jeweils untergeordneten Rückzugsrandlagen ausgewiesen werden, die vermutlich drei weichselzeitlichen Haupteisvorstößen zuzuordnen sind und auf die Ausgestaltung der Langseerinne maßgeblichen Einfluß gehabt haben. Im Detail ergibt sich dabei ein z. T. anderer Verlauf als bei EGGERS (1934), GRIPP (1954, 1964, 1981), DÜCKER (1958) und KAISER (1987) verzeichnet.

Die Gliederung dieser Randlagenverläufe korreliert weitestgehend mit der von WALTHER (1990) für den südlich angrenzenden Raum Schwansen und westliches Vorland ermittelten Eisrandlagengliederung WH 1 bis WH 4.

Unter Einbeziehung der Untersuchungsergebnisse von STEPHAN & MENKE (1977), STREHL & TONTSCH (1984), STREHL (1985) und WALTHER (1990) bezüglich der Vereisungsgrenzen im Raum Neumünster/Kiel bzw. südlich von Schleswig/Owschlag insbesondere im Owschlag-Raum wird deutlich, daß ein ältester weichselzeitlicher Eisvorstoß (W 1) weiter westwärts gereicht hat als bisher angenommen wurde, ohne jedoch morphologisch markante Endmoränen hinterlassen zu haben. Im Bereich des Arbeitsgebietes reichte dieser Vorstoß bis zu 5 km westlich der bisher als weichselzeitliche Vereisungsgrenze angesehenen morphologischen Haupteisrandlage zwischen Schleswig und Idstedt. Dieser Eisvorstoß kann zeitlich dem Brandenburger Stadium zugeordnet werden. Entgegen der bisher vertrete-

nen Ansicht (vgl. WOLDSTEDT/DUPHORN (1974) ist die Eisrandlage des Brandenburger Stadiums in Schleswig-Holstein somit nicht von jüngeren Vorstößen (insbesondere Pommersches Stadium, vgl. GRIPP 1964) vollständig überfahren worden, sondern bildet in weiten Teilen die Maximalgrenze der Weichselvereisung. Diese Eisrandgrenze ist sowohl südwärts als auch nordwärts außerhalb des Untersuchungsgebietes nachweisbar.

Ein nächst jüngerer Eisrandlagenkomplex wird durch die vierfach gegliederten Stauchmoränenwälle zwischen Schleswig und Idstedt repräsentiert (W 2). Es bleibt hier allerdings ungeklärt, ob diese morphologische Haupteisrandlage bereits dem Pommerschen Stadium im Sinne von GRIPP (1964) zuzurechnen ist, oder ob sich hier ein älterer Eisrandlagenkomplex (Frankfurter Randlage, im Sinne von WALTHER 1990) dokumentiert. Das weite, westwärtige Vordringen einer schon isolierten Eiszunge des Schleigletschers während des Pommerschen Stadiums (vgl. GRIPP 1954, 1964) bis westlich von Schleswig scheint aufgrund der Endmoränenverläufe in diesem Gebiet jedoch fraglich.

Mit Ausbildung der Süderbraruper Eisrandlage (W 3) blieb der aktive Eisrand ca. 15-20 km östlich der morphologischen Hauptrandlage zurück und überdeckte nur noch die Außen- und Mittelschlei. Spätestens zu diesem Zeitpunkt setzte eine stärkere Zerlappung des Eisrandes in einzelne sich zunehmend isolierende Eiszungen ein.

Ein jüngerer, markanter Eisrandlagenkomplex (Rabenkirchener Randlagen, W 4) läßt sich problemlos südwärts verfolgen und findet seine Fortsetzung in den Randlagen Schwansens und in der Umgürtung der Eckernförder Bucht.

Die erste Anlage der Langseerinne erfolgte im Weichsel-Hochglazial zum Zeitpunkt der maximalen Eisausdehnung. Dabei wird nun deutlich, daß sie sich westlich der morphologischen Haupteisrandlage noch über den Arenholzer See und vermutlich auch den Gammelunder See hinaus fortsetzt, jedoch durch jüngere Schmelzwassersande weitgehend verdeckt worden ist. Ältere bis zu 200 m übertiefte Rinnen verlaufen quer zur Langseerinne und wurden bereits präweichselzeitlich vollständig verschüttet. Sie können nicht als frühe Vorläufer der Langseerinne angesehen werden.

Die wesentliche Ausgestaltung und Überprägung der Langseerinne ist ein Ergebnis des sukzessiven und oszillierenden Rückzuges des Weichseleises. Dabei wurden einige Teilbe-

reiche der Rinne durch subglaziale Schmelzwassererosion geformt (Arenholzer See, Lürschauer Tunneltal, Teile der Idstedter Rinne, der Langsee und das Oxbek-Tunneltal) und andere durch Glazialerosion (Exaration) zu Zungenbecken umgestaltet (Gammelunder See, Idstedter See, Wellspanger und Boholzer Au).

Im Bereich der Langseerinne können insgesamt drei Oszüge ausgewiesen werden. Der Arenholzer Oszug wird im wesentlichen von Kiesen und größeren Geröllen im Sinne eines typisch ausgeprägten Gerölloses aufgebaut. Die beiden Oser im Süderbraruper Raum bestehen überwiegend aus Sanden und werden deshalb als Sandoser klassifiziert. Allen drei Oszügen ist gemeinsam, daß sie eine innere Schichtendifferenzierung aufweisen: Die Kernfüllung besteht zum überwiegenden Teil aus horizontal gelagerten Schichtpaketen. Daran schließt sich beidseitig eine zum Teil durch kräftige Störungen beeinflusste Mantelschichtung aus hangabwärts geneigten Schichtpaketen an. Überdeckt werden die Sedimente von einer hangabwärts mächtiger werdenden Übergußdecke periglaziär umgelagerten Solifluktionsmaterials. Der Arenholzer Oszug ist darüber hinaus beidseitig durch diskordant angelagerte Schmelzwassersedimente einer jüngeren Sanderschüttung nahezu vollständig eingesandert worden.

Bei allen drei Osern ist davon auszugehen, daß sie in einer ersten Entstehungsphase subglazial (intramarginal) nahe dem Eisrand durch zeitweilig unter hydrostatischem Druck fließende Schmelzwässer aufgebaut wurden. Eine spätere Bildung unter subaerische Bedingungen in einem offenen Eiskanal kann dabei nicht ausgeschlossen werden. Die Ausbildung der Mantelschichten mit den einhergehenden Schichtenstörungen erfolgte mit Sicherheit im Zuge des Niedertauens der die Oszüge begrenzenden Eiswände eines bereits inaktiven Eiskörpers.

Lithostratigraphisch lassen sich zwei weichselzeitliche Grundmoränen ausweisen, die sicherlich zwei unterschiedlichen Haupteisvorstößen zugeordnet werden können. Hierbei zeigt sich, daß der untere, zumeist ton-/silt- und vor allem karbonatreiche Geschiebemergel bis zur maximal-weichselzeitlichen Vereisungsgrenze und damit mehrere Kilometer westlich der morphologisch prägnanten Stauchmoränenrandlage (W 2) zwischen Schleswig und Idstedt angetroffen werden kann. Lithofaziell unterscheidet sich diese zumeist blaugraue, geschiebearme Grundmoräne nicht

von der Liegendmoräne, die im Küstenbereich der Ostseeküste vielfach aufgeschlossen und stellenweise mit marinen Sedimenten des Eem durchsetzt ist. Im Gegensatz dazu präsentiert sich die braune Hangendmoräne zumeist als eine zumeist sandigere und deutlich geschiebereichere Grundmoräne.

Die Geschiebeanalysen (Feinkies- und Leitgeschiebezählungen) ermöglichen bisher nur eine Trennung der Weichselmoränen von älteren Ablagerungen und keine Gliederung der Weichselmoränen untereinander. Die meisten Zählungen stehen im Einklang mit den Ergebnissen von LÜTTIG (1991). Charakteristisch für weichselzeitlich einzustufende Grundmoränen ist die sehr hohe Beteiligung an südschwedischen und Bornholmer Geschieben (> 50%) mit wechselnden Anteilen ostbaltischer Komponenten.

Im Gegensatz dazu stehen die Geschiebeanalysen aus saalezeitlichen Grundmoränen. Hier konnte in weitgehender Übereinstimmung mit den Zählungen von SCHLÜTER (1978, 1980) deutlich erhöhte Anteile mittelschwedischer Kristalline und generell niedrigere Beteiligungen südschwedischer Geschiebe (30 - <50%) festgestellt werden.

Anhand der **bio- und chronostratigraphischen** Untersuchungen konnte die Vegetationsentwicklung des Spätglazials und Frühholozäns verfolgt werden, wobei die Ergebnisse der Radiokarbondatierungen mit den vegetationsgeschichtlichen Abschnitten im Vergleich zur allgemeinen Vegetationsentwicklung in Schleswig-Holstein und Mitteleuropa übereinstimmen. Damit konnte auch der Beginn der limnischen Sedimentation und das endgültige Austauen von Toteis in den Becken der Langseerinne zeitlich genauer fixiert werden:

In den untersuchten Hohlformen setzte die Seephase bereits im Alleröd (ca. 11.300 y.b.p.) ein und überdeckte mitunter basale Torfhorizonte, die ebenfalls dem Alleröd zugeordnet werden können. Lediglich im Langsee muß bereits von einer prä-allerödzeitlichen frühen Seephase ausgegangen werden. In allen erbohrten Profilen zeigen sich die Seephasen durch rhythmisch geschichtete Kalkmudden, deren jahreszeitlich gesteuerter Ablagerungszyklus unter tieferen Wasserverhältnissen und damit sicher auch anaeroben Bedingungen stattgefunden haben muß. Die Erhaltung von Toteis über längere Zeit bis ins ausgehende Spätglazial (Jüngere Tundrenzeit/Präboreal) erscheint damit sehr fraglich.

Results concerning the Late Pleistocene development of the Langseerinne (Angeln) in Schleswig-Holstein.

An overview is given of the most important research results on the late Pleistocene glaciation of northeast Schleswig-Holstein, the glacial channels (deep channels and late Pleistocene tunnel valleys) and their related glaciofluvial landforms (eskers).

The author's own investigations into the Weichselian origin of the Langsee channel used various techniques such as surface mapping, drilling and soil profiling, supplemented by sediment and pollen analyses and indicator pebble counting in conjunction with some radiocarbon dates. Some of these results confirm already available data; others have led to a modification and re-interpretation of the Weichselian landforms.

Using **morphostratigraphical** criteria, four ice marginal complexes, each with subordinate retreat margins, have been distinguished in the study area. They probably belonged to three main Weichselian ice advances and must have had a substantial impact on the shape of the Langsee channel. The glacier path established here differs in some respects from that described by EGGERS (1934), GRIPP (1954, 1964, 1981), DÜCKER (1958) and KAISER (1987).

In almost all respects this ice margin classification fits in well with WALTHER's (1990) WH 1-4 classification of the ice margins in the area of Schwansen and the western foreland, immediately to the south.

In conjunction with the results obtained by STEPHAN & MENKE (1977), STREHL & TONTSCH (1984), STREHL (1985) and WALTHER (1990) on the limits of glaciation in the Neumünster/Kiel area and to the south of Schleswig/Owshlag (especially the Owshlag area), the present results show that the oldest Weichselian advance (W1) reached farther west than was previously assumed, but left no prominent terminal moraines. In the study area, this advance extended as much as 5 km to the west of what had previously been regarded as the main ice margin between Schleswig and Idstedt. This ice advance occurred during the Brandenburg Stade. In contrast to previously held opinions (cf. WOLDSTEDT/DUPHORN 1974), the ice margin of the Brandenburg stade was not completely overridden by more recent advances (particularly the Pomeranian stade, cf. GRIPP 1964). On the contrary, over long stretches it represents the maximum boundary of the Weichsel glaciation. Beyond the study area there is evidence of this ice margin boundary both southwards and northwards as far as the Tarp

area. The ice margin complex next in age is represented by the fourfold push moraine between Schleswig and Idstedt (W2). However, it is not clear whether this major morphological ice margin already belongs to the Pomeranian stade *sensu* GRIPP (1964) or whether it represents an earlier ice marginal complex (Frankfurt margin *sensu* WALTHER 1990). However, owing to the positions of the terminal moraines in this area it is doubtful whether an already isolated ice lobe of the Schlei glacier advanced westward beyond Schleswig during the Pomeranian stage (cf. GRIPP 1954, 1964).

With the formation of the Süderbrarup ice margin (W3) the active ice margin halted about 15-20 km east of the main morphological ice margin and covered only the outer and middle Schlei. Then, at the latest, the ice started separating into single, increasingly isolated lobes.

A more recent, distinctive ice marginal complex (Rabenkirchen margins, W4) can easily be traced southward and is continued in the ice margins of Schwansen and the surroundings of the Eckernförder Bucht.

The Langsee subglacial channel was first formed during the Weichsel maximum. It has now become evident that, to the west of the main morphological ice margin, it extends beyond Arenholzer See and possibly even beyond Gammelunder See, but has been largely covered by more recent meltwater sands.

Older, up to 200 m overdeepened channels cross the Langsee channel and were infilled in pre-Weichselian times. They are not early predecessors of the Langsee channel.

The shaping and reworking of the Langsee channel is a product of the successive and oscillating retreat of the Weichselian ice. In the process, some parts of the channel were shaped by subglacial meltwater erosion (Arenholzer See, Lürschau tunnel valley, parts of the Idstedt channel, Langsee and Oxbek tunnel valley) and others were formed into terminal basins by glacial erosion (exaration) (Gammelunder See, Idstedter See, Wellspanger and Boholzer Au).

In the Langsee channel area the presence of three eskers has been established. The Arenholz esker is built up of coarse material. Both the eskers in the Süderbrarup area consist largely of sand. The common feature of all three eskers is their internal structure: the centre consists mainly of hori-

zontally bedded layers, sandwiched by a mantle cover of downsloping layers of sediment. Often these sediments have been disturbed by setting effects or by the melting out of ice lenses. The sediments are covered by periglacially redeposited solifluction material which increases in thickness downslope. Furthermore, the Arenholz eskers have been almost completely covered by discordant meltwater sediments of a more recent sandur.

In the case of all three eskers it is likely that they were initially formed subglacially (intramarginally) near the ice margin by meltwater flowing sporadically owing to hydrostatic pressure. Later formation under subaerial conditions in an open ice channel cannot be excluded, however. The formation of the cover layer and the accompanying disturbances certainly happened in the course of the downmelting of the esker-bounding ice walls of an already inactive body of ice.

Lithostratigraphy

Two distinct Weichselian basal tills can be reliably attributed to two different major ice advances. This shows that the lower, mostly clayey/silty and above all carbonate-rich boulder clay may be found as far as the maximum Weichselian limit of glaciation, hence several kilometres west of the morphologically pronounced push moraine ice margin (W2) between Schleswig and Idstedt. With regard to the lithofacies this mostly bluish-green, pebble-poor till does not differ from the lower till, which outcrops at many sites along the Baltic Sea coast and in places contains Eemian marine sediments.

By contrast, the brown upper till generally contains rather more sand and considerably more pebbles. Up to now, the indicator pebble counts (fine gravels and pebbles) have made it possible to distinguish the Weichselian tills from ol-

der deposits, but not to differentiate the Weichselian tills themselves.

A characteristic feature of the Weichselian tills is the very high percentage of south Swedish and Bornholm boulders (>50%) with varying proportions of eastern Baltic elements. Most of the indicator pebble counts are in agreement with the results reported by LÜTTIG (1991).

A contrast is provided by the indicator pebble counts from Saalian tills. In general agreement with counts reported by SCHLÜTER (1978, 1980) a substantially increased percentage of middle Swedish crystalline rock and generally lower proportions of south Swedish pebbles (30-<50%) have been determined.

Using bio- and chronostratigraphical methods the development of vegetation during the Late Glacial and early Holocene has been traced. The results of radiocarbon dating correlate with the stages of vegetation history in Schleswig-Holstein and Central Europe. Hence it was possible to date with greater accuracy the onset of limnic sedimentation and the final melting of dead ice in the basins of the Langsee channel.

In the investigated depressions the lake phase started in the Alleröd already (about 11,300 yrs before present) and sometimes covered basal peat horizons which also belong in the Alleröd. Only in the case of the Langsee was there an early, pre-Alleröd lake phase. In all core profiles the lake phases are characterized by rhythmic layers of calcareous muds, which must have been deposited in deep water and therefore very probably in anaerobic conditions. It thus seems unlikely that dead ice was preserved over a lengthy period up to the terminal Late Glacial (Younger Dryas/Pre-Boreal).

8 Anhang



Bild 1 Moränenwall westlich der morphologischen Haupteisrandlage (Schleswig-Idstedter Randlagen) zwischen dem Südrand des Arenholzer Sees und den ehemaligen Kiesgruben an der B 201 nordöstlich der Autobahn-Anschlußstelle Schleswig-Schuby.

Photo. 1 End moraine west of the main ice-line (Schleswig-Idstedt-ice margin) between Arenholz lake and the gravel-pits near the B 201 motorway at Schuby.



Bild 2 Blick über die Kammlinie des Arenholzer Oszuges nach Osten.

Photo 2 View east along the top of the Arenholz esker.



Bild 3 Gesamtansicht des Arenholzer Oszuges. Blick von N nach S.

Photo 3 General view of the Arenholz esker. View from N to S.



Bild 4 Grabung 1 im Kammereich des Arenholzer Oszuges. Grobes Schottermaterial wird sichtbar.

Photo 4 Section 1 at the top of the Arenholz esker. Coarse gravel is visible.



Bild 5 Ostwand des Aufschlusses Schuby Süd an der B 201 nordöstlich der Autobahn-Anschlußstelle Schleswig-Schuby. Im oberen Teil sind Stauchungsstrukturen gut erkennbar.

Photo 5 Eastern wall of the gravel-pit at Schuby near the B 201 NE of the Schleswig-Schuby junction. Ice-push features are visible in the upper part.



Bild 6 Blick über das Zungenbecken des Idstedter Sees nach Süden zu den Moränenwällen des Staatsforstes Schleswig und des Grüderholzes.

Photo 6 View south over the terminal basin of Idstedt lake to the moraine ramparts of Schleswig State Forest and Grüderholz.



Bild 7 Blick nach Nordwesten durch das zwischen Langsee und Idstedter See gelegene Idstedter Tunneltal.

Photo 7 View north along the Idstedt tunnel valley between Langsee and Idstedt lakes

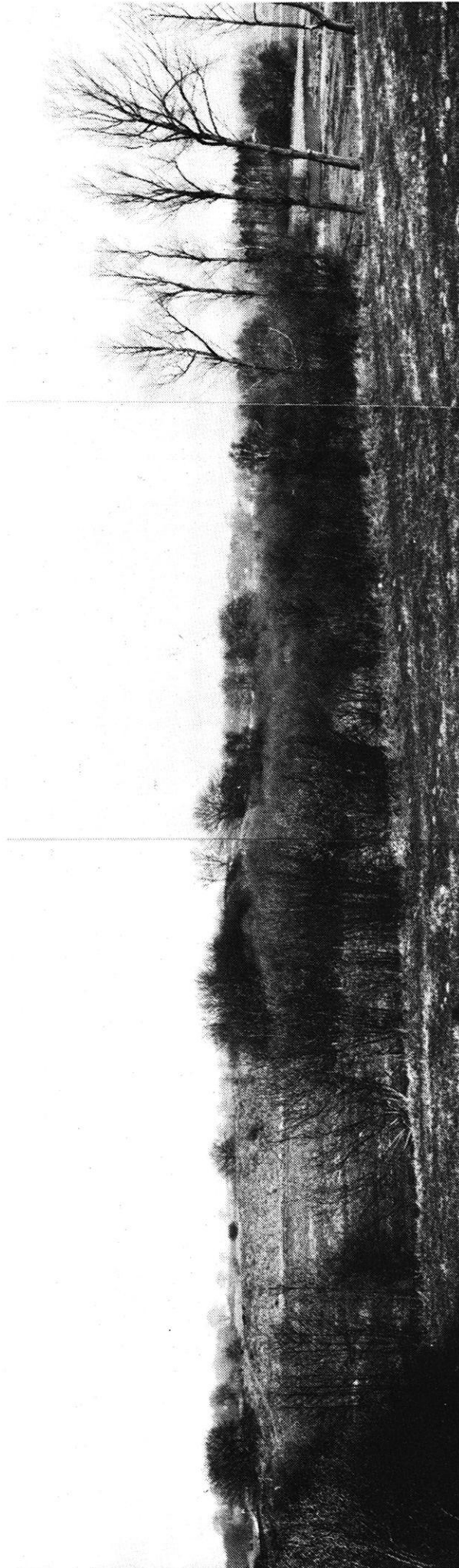


Bild 8 Gesamtansicht des Heidberg-Oszuges bei Süderbrarup, Fotomontage, Blick von S nach N.

Photo 8 General view of the Heidberg esker near Süderbrarup, photomontage, view from S to N.

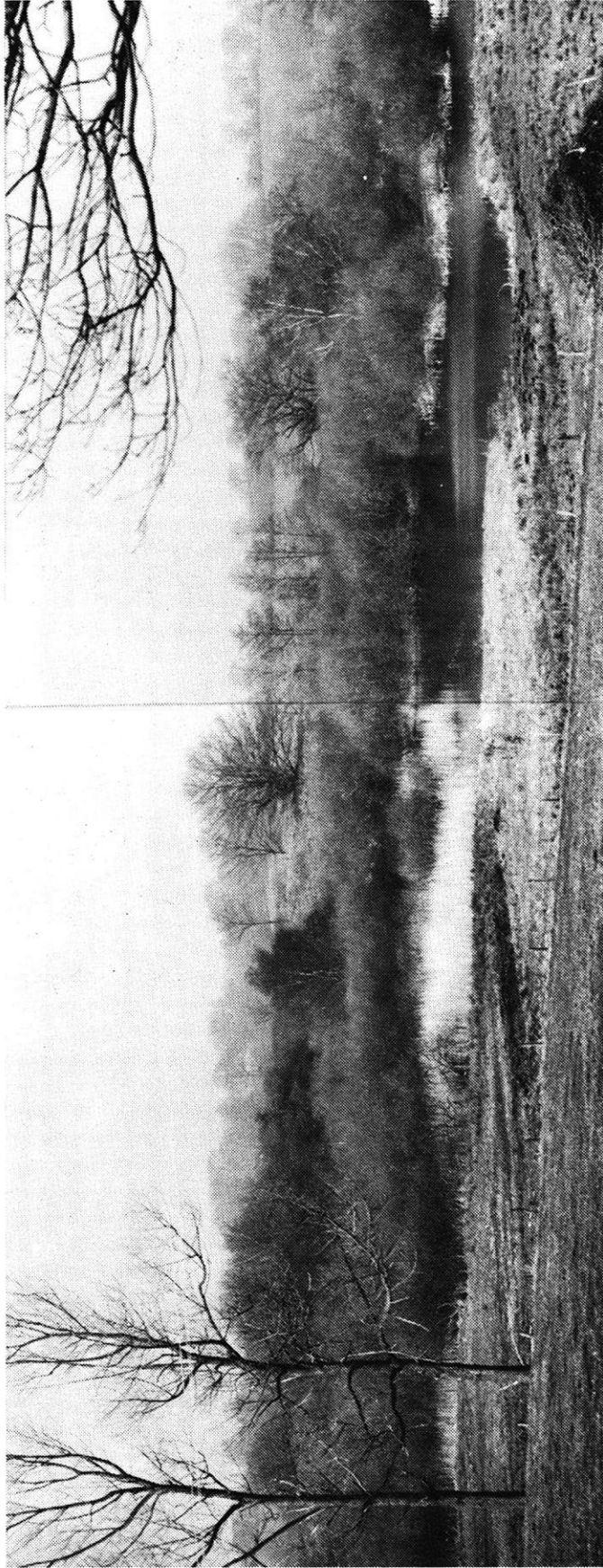


Bild 9 Der Heidberg-Teich an der Südseite des Heidberg-Oszuges, Fotomontage.

Photo 9 Heidberg pond south of the esker, photomontage.



Bild 10 Blick entlang der Südseite des Heidberg-Oszuges nach Osten.

Photo 10 View east along the southern side of the Heidberg esker.



Bild 11 Blick entlang der Nordseite des Heidberg-Oszuges Richtung Osten

Photo 11 View east along the northern side of the Heidberg esker.



Bild 12 Blick von der Kammlinie des Heidberg-Oszuges nach Osten.

Photo 12 View east along the top of the Heidberg esker.



Bild 13 Grabung GS 3 im nordseitigen Hangfußbereich (Proximalteil) des Heidberg-Oszuges. Die Schichten fallen steil nach NW ein.

Photo 13 Section GS 3 at the north side of the esker. Steep dip of strata to NW.

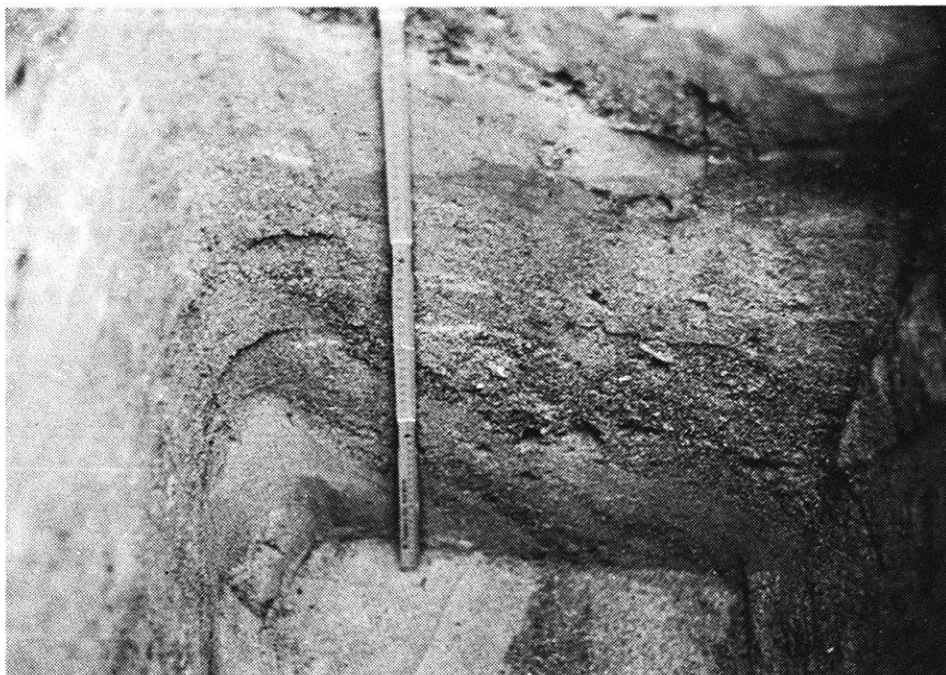


Bild 14 Detailaufnahme der Grabung GS 3

Photo 14 Detail of section GS 3, Heidberg esker.



Bild 15 Detailaufnahme der Grabung GS 6 am Heidberg-Oszug Eine keilförmige Schichtenstörung durchzieht Sand- und Kieslagen.

Photo 15 Detail of section GS 6, Heidberg es-ker, showing a wedge-shaped fault in the sand and gravel layers.

Schichtenverzeichnis der Bohrungen in Angeln

TK 25, Blatt Eggebek 1322 (Zur Lage der Bohrung vgl. Abb. 2)

BN 11 Bollingstedter Moor (Nutstangensondierung, 25,0 m ü. NN, 2,5 m-Nutstange)

0	-	50	cm	(50	cm)	humoser Sand
50	-	373	cm	(323	cm)	weißgelber Fein- u. Mittelsand, gebleicht (Flugsand)
373	-	1080	cm	(715	cm)	gelber bis brauner Mittel-, Feinsand u. Silt, Grundwasser ab 670 cm, kalkig ab 648 cm

TK 25, Blatt Süderbrarup 1325 (Zur Lage der Bohrungen vgl. Abb. 2, 35, 41 und 47)

BIL 1 Billmoor (Nutstangensondierung, 19,6 m ü. NN.)

0	-	153	cm	(153	cm)	sandig-humoser Oberboden
153	-	322	cm	(169	cm)	Geschiebelehm, braun
322	-	330	cm	(8	cm)	braungelber Grobsand/Feinkies
330	-	400	cm	(70	cm)	Feinsand, Silt, Mittelsand, schwach kalkig

BIL 2 Billmoor (Nutstangensondierung, 14,0 m ü. NN)

0	-	50	cm	(50	cm)	stark humoser Sand
50	-	170	cm	(120	cm)	brauner lehmiger Sand (Fließerde)
170	-	275	cm	(105	cm)	graubrauner Geschiebemergel
275	-	450	cm	(175	cm)	blaugrauer, toniger Geschiebemergel, stark kalkig
450	-	500	cm	(50	cm)	Feinsand u. Silt

BIL 3 Billmoor (Nutstangensondierung, 13,0 m ü. NN)

0	-	45	cm	(45	cm)	brauner, torfiger Sand
45	-	155	cm	(110	cm)	brauner, lehmiger Sand/Kies (Fließerde)
155	-	378	cm	(223	cm)	graublauer, toniger Geschiebemergel, einz. Kreidestücken, stark kalkig
378	-	400	cm	(22	cm)	gelblichgrauer Sand u. Silt

BIL 4.0 Billmoor (Rammkernsondierung, 11,20 m ü. NN)

0	-	220	cm	(220	cm)	Torf
220	-	925	cm	(705	cm)	molluskenreiche Kalkmudde
925	-	935	cm	(10	cm)	gefleckte Kalkmudde
935	-	1020	cm	(85	cm)	rhythmisch geschichtete Kalkmudde
1020	-	1063	cm	(43	cm)	graue tonige Siltmudde
1063	-	1071	cm	(8	cm)	rhythmisch geschichtete Kalkmudde
1071	-	1077	cm	(6	cm)	sandige Mudde
1077	-	1088	cm	(11	cm)	sandiger Torf mit Holzresten
1088	-	1150	cm	(62	cm)	graue Kiese und Sande

BIL 4.1 Billmoor (Livingston Stechrohrbohrung, 11,20 m ü. NN)

0	-	350	cm	(350	cm)	Bruchwaldtorf, im unteren Drittel Übergang zu olivgrauer Kalkmudde
350	-	918	cm	(568	cm)	molluskenreiche Kalkmudde, z.T. laminiert

918	-	950	cm	(32	cm)	diffus gefleckte Kalkmudde
950	-	968	cm	(18	cm)	laminierte Kalkmudde
968	-	1049	cm	(81	cm)	molluskenreiche, gefleckte Kalkmudde
1049	-	1079	cm	(30	cm)	geschichtete Mudde, sandstreifig
1079	-	1090	cm	(11	cm)	sandig-torfige Mudde, Pflanzenreste
1090	-	1097	cm	(7	cm)	sandige Kalkmudde
1097	-	1250	cm	(53	cm)	grauer Sand u. Kies

BIL 5 Bällmoor (Nutstangensondierung, 15,0 m ü. NN)

0	-	200	cm	(200	cm)	Oberboden auf Geschiebelehm
200	-	400	cm	(200	cm)	Sand und Kies

BIL 6 Bällmoor (Nutstangensondierung, 15,80 m ü. NN)

0	-	63	cm	(63	cm)	lehmgiger, braungelber Sand
63	-	270	cm	(207	cm)	Mittelsand, schwach lehmig
270	-	600	cm	(330	cm)	Sand u. Silt, Grundwasser ab 430 cm

BIL 7 Bällmoor (Nutstangensondierung, 14,50 m ü. NN)

0	-	200	cm	(200	cm)	schwach lehmiger Sand
200	-	270	cm	(70	cm)	Fein- u. Mittelsand, kalkig
270	-	396	cm	(126	cm)	graubrauner, toniger Silt, stark kalkig
396	-	450	cm	(54	cm)	graublauer, toniger Geschiebemergel

BIL 8 Bällmoor (Nutstangensondierung, 12,40 m ü. NN)

0	-	126	cm	(126	cm)	sandig-humoser Oberboden (vergleyt)
126	-	130	cm	(4	cm)	Holzrest (Salix)
130	-	134	cm	(4	cm)	graublauer Grobsand, kalkfrei
134	-	310	cm	(176	cm)	graublauer Silt u. Ton, stark kalkig
310	-	330	cm	(20	cm)	olivschwarze, molluskenreiche Kalkmudde
330	-	382	cm	(52	cm)	blaugrauer Ton u. Silt
382	-	460	cm	(78	cm)	blaugrauer Sand
460	-	750	cm	(290	cm)	graugelber Mittelsand
750	-	800	cm	(50	cm)	graugelber Grobsand/Feinkies

BIL 9 Bällmoor (Nutstangensondierung, 23,20 m ü. NN)

0	-	100	cm	(100	cm)	lehmgiger, brauner Sand
100	-	225	cm	(125	cm)	graubrauner Geschiebelehm
225	-	417	cm	(192	cm)	graubrauner Geschiebemergel
417	-	433	cm	(16	cm)	gelbgrauer Grobsand/Feinkies
433	-	600	cm	(167	cm)	graublauer Silt u. Sand

BIL 10 Bällmoor (Nutstangensondierung, 19,80 m ü. NN)

0	-	50	cm	(50	cm)	sandig-lehmiger Oberboden
50	-	135	cm	(85	cm)	graubrauner Geschiebelehm
135	-	200	cm	(65	cm)	graubrauner Geschiebemergel, einz. Kreidestücke

BIL 11 Winkelholm (Nutstangensondierung, 20,0 m ü. NN)

0	-	60	cm	(60	cm)	sandig-lehmiger Oberboden (anthropomorph)
60	-	170	cm	(110	cm)	brauner Geschiebelehm
170	-	400	cm	(230	cm)	gelbgrauer Sand u. Kies

HEI 1 Heidberg-Teich (Süderbrarup, Livingston-Stechrohrbohrung, 13,90 m ü. NN)

0	-	386	cm	(386	cm)	Bruchwald- u. Verlandungstorf
386	-	420	cm	(34	cm)	sandige, olivbraune Kalkmulde
420	-	796	cm	(376	cm)	olivgraue Kalkmulde, molluskenreich
796	-	802	cm	(4	cm)	Holzrest
802	-	808	cm	(6	cm)	olivbraune Kalkmulde
808	-	821	cm	(13	cm)	grauer Mittelsand
821	-	829	cm	(8	cm)	toniger, grauer Silt
829	-	935	cm	(106	cm)	sandige, olivgraue Kalkmulde
935	-	1050	cm	(115	cm)	grau-gelblicher Sand

BS 1 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 13,90 m ü. NN)

0	-	36	cm	(36	cm)	torfiger Sand
36	-	140	cm	(104	cm)	Bruchwaldturf
140	-	380	cm	(240	cm)	Verlandungsturf
380	-	815	cm	(435	cm)	olivgraue Kalkmulde, Holzrest bei 810 cm
815	-	835	cm	(20	cm)	grauer Sand u. Silt
835	-	915	cm	(80	cm)	sandige Kalkmulde
915	-	1000	cm	(85	cm)	grauer Sand

HEI 2 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 14,0 m ü. NN)

0	-	23	cm	(23	cm)	schwarzer, torfiger Sand
23	-	149	cm	(126	cm)	brauner Verlandungsturf
149	-	500	cm	(351	cm)	gelblich-grauer bis weißgrauer Mittelsand

BS 3 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 16,0 m ü. NN)

0	-	28	cm	(28	cm)	schwarzer, humoser Sand
28	-	151	cm	(123	cm)	braungelber Sand
151	-	400	cm	(249	cm)	weißgrauer Sand und Kies

BS 4 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 18,30 m ü. NN)

0	-	30	cm	(30	cm)	schwarzer, humoser Sand
30	-	230	cm	(200	cm)	braungelber u. rostfleckiger Sand
230	-	400	cm	(170	cm)	weißgrauer bis gelblich-grauer Sand und Kies

BS 5 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 15,50 m ü. NN)

0	-	20	cm	(20	cm)	schwarzer, humoser Sand
20	-	165	cm	(145	cm)	braungelber Sand
165	-	300	cm	(135	cm)	weißgrauer Sand und Kies

BS 6 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 14,20 m ü. NN)

0	-	22	cm	(22	cm)	schwarzbrauner, torfiger Sand
22	-	70	cm	(48	cm)	gelber Mittelsand
70	-	124	cm	(54	cm)	hellbrauner, sandiger Torf
124	-	400	cm	(276	cm)	weißgrauer Fein- u. Mittelsand

BS 7 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 13,80 m ü. NN)

0	-	7	cm	(7	cm)	schwarzbrauner, torfiger Sand
7	-	110	cm	(103	cm)	hellbrauner, sandiger Torf
110	-	300	cm	(190	cm)	weißgrauer Mittel- u. Feinsand

BS 8 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 14,10 m ü. NN)
 0 - 8 cm (8 cm) schwarzbrauner, torfiger Sand
 8 - 131 cm (123 cm) brauner Bruchwaldtorf
 131 - 300 cm (169 cm) weißgrauer Mittel- u. Feinsand

BS 9 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 15,0 m ü. NN)
 0 - 118 cm (118 cm) Wegschutt
 118 - 220 cm (102 cm) gelber Mittelsand
 220 - 237 cm (77 cm) gelblich-brauner Grobsand
 237 - 300 cm (63 cm) weißgrauer Sand u. Kies

BS 10 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 18,0 m ü. NN)
 0 - 26 cm (26 cm) schwarzer, humoser Sand
 26 - 212 cm (186 cm) gelblich-brauner Sand, z.T. rostfleckig
 212 - 300 cm (79 cm) weißgrauer Grobsand und Kies

BS 11 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 25,0 m ü. NN)
 0 - 21 cm (21 cm) schwarzer, humoser Sand
 21 - 116 cm (95 cm) dunkelbraun-gelblicher Sand
 116 - 147 cm (31 cm) gelblicher Grobsand
 147 - 300 cm (153 cm) weißgrauer Sand u. Kies

BS 12 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 18,0 m ü. NN)
 0 - 18 cm (18 cm) schwarzer, humoser Sand
 18 - 200 cm (182 cm) dunkelbraun-gelblicher Sand
 200 - 300 cm (100 cm) weißgrauer Sand u. Kies

BS 13 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 13,90 m ü. NN)
 0 - 25 cm (25 cm) schwarzer, humoser Sand
 25 - 155 cm (120 cm) gelblich-brauner Sand
 155 - 300 cm (145 cm) weißgrauer bis gelblicher Sand

BS 14 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 14,0 m ü. NN)
 0 - 6 cm (6 cm) schwarzbrauner, sandiger Torf
 6 - 317 cm (311 cm) hellbrauner Verlandungstorf
 317 - 437 cm (120 cm) sandiger, brauner Torf
 437 - 500 cm (63 cm) weißgrauer Mittelsand

BS 15 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 14,0 m ü. NN)
 0 - 13 cm (13 cm) schwarzbrauner, sandiger Torf
 13 - 75 cm (62 cm) hellbrauner, sandiger Torf
 75 - 300 cm (225 cm) weißgrauer Mittel- u. Feinsand

BS 16 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 19,30 m ü. NN)
 0 - 25 cm (25 cm) schwarzer, humoser Sand
 25 - 136 cm (111 cm) brauner bis gelblich-brauner Sand, z.T. rostfleckig
 136 - 300 cm (164 cm) weißgrauer Sand u. Kies

BS 17 Heidberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 15,20 m ü. NN)
 0 - 20 cm (20 cm) schwarzer, humoser Sand
 20 - 60 cm (40 cm) hellbrauner, sandiger Torf
 60 - 107 cm (47 cm) gelblicher Mittelsand

107	-	400	cm	(293	cm)	weißgrauer Sand, Silt und Kies
BS 18 Heideberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 17,50 m ü. NN)						
0	-	36	cm	(36	cm)	schwarzbrauner, lehmiger Sand
36	-	261	cm	(225	cm)	gelblich-brauner Sand
261	-	400	cm	(139	cm)	weißgrauer Sand
BS 19 Heideberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 20,50 m ü. NN)						
0	-	47	cm	(47	cm)	schwarzbrauner, lehmiger Sand
47	-	247	cm	(200	cm)	gelblich-brauner Sand
247	-	400	cm	(153	cm)	weißgrauer Sand
BS 20 Heideberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 22,30 m ü. NN)						
0	-	47	cm	(47	cm)	schwarzbrauner, lehmiger Sand
47	-	195	cm	(148	cm)	gelblich-brauner Sand
195	-	300	cm	(105	cm)	weißgrauer Sand u. Kies
BS 21 Heideberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 19,80 m ü. NN)						
0	-	45	cm	(45	cm)	schwarzbrauner, lehmiger Sand
45	-	216	cm	(171	cm)	gelblich-brauner Sand
216	-	300	cm	(84	cm)	weißgrauer Sand
BS 22 Heideberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 13,80 m ü. NN)						
0	-	216	cm	(216	cm)	hellbrauner Torf
216	-	300	cm	(84	cm)	weißgrauer Sand
BS 23 Heideberg Süderbrarup (Nutstangensondierung, 13,80 m ü. NN)						
0	-	22	cm	(22	cm)	schwarzbrauner, sandiger Torf
22	-	160	cm	(138	cm)	Bruchwaldtorf
160	-	328	cm	(168	cm)	Feindetritusmudde
328	-	478	cm	(150	cm)	olivgelbe Kalkmudde
478	-	500	cm	(22	cm)	weißgrauer Mittelsand
BR 1 Ruruplund (Nutstangensondierung, 22,0 m ü. NN)						
0	-	20	cm	(20	cm)	schwarzer, humoser Sand
20	-	50	cm	(30	cm)	dunkelbrauner, lehmiger Sand
50	-	120	cm	(70	cm)	gelblich-brauner, lehmiger Sand
120	-	125	cm	(5	cm)	graubrauner Ton
125	-	380	cm	(255	cm)	rhythmisch geschichteter Silt u. Ton (Warven)
BR 2 Ruruplund (Nutstangensondierung, 19,0 m ü. NN)						
0	-	18	cm	(18	cm)	schwarzer, humoser Sand
18	-	190	cm	(172	cm)	dunkelbrauner bis gelblicher Sand
190	-	362	cm	(172	cm)	graubrauner, toniger Silt
362	-	485	cm	(123	cm)	rhythmisch geschichteter Silt und Ton (Warven)
485	-	800	cm	(315	cm)	weißgrauer Silt und Sand
BR 3 Ruruplund (Nutstangensondierung, 15,0 m ü. NN)						
0	-	35	cm	(35	cm)	schwarzer, humoser Sand
35	-	90	cm	(55	cm)	schwach zersetzter Torf
90	-	222	cm	(132	cm)	gelblich-brauner Mittelsand bis Feinkies
222	-	400	cm	(178	cm)	weißgrauer Sand u. Silt

BR 4 Ruruplund (Nutstangensondierung, 18,0 m ü. NN)

0	-	20	cm	(22	cm)	schwarzer, humoser Sand
20	-	40	cm	(20	cm)	dunkelbrauner, lehmiger Sand
40	-	277	cm	(237	cm)	braungelber Sand
277	-	282	cm	(5	cm)	bräunlich-grauer, toniger Silt
282	-	450	cm	(168	cm)	rhythmisch geschichteter Silt u Ton (Warven)
450	-	700	cm	(250	cm)	weißgrauer Silt und Sand

BR 5 Ruruplund (Nutstangensondierung, 17,0 m ü. NN)

0	-	25	cm	(25	cm)	schwarzer, humoser Sand
25	-	50	cm	(25	cm)	dunkelbrauner, lehmiger Sand
50	-	170	cm	(120	cm)	gelblich-brauner Sand, z.T. rostfleckig
170	-	236	cm	(66	cm)	graugelber Sand
236	-	241	cm	(5	cm)	graubrauner Kies
241	-	400	cm	(159	cm)	weißgrauer Sand

TK 25, Blatt Jübek 1422
(Zur Lage der Bohrungen vgl. Abb. 2)

ARM 1 Arenholzer Moor (Rammkernsondierung und Livingston Stechrohrbohrung, 17,40 m ü. NN)

0	-	60	cm	(60	cm)	Wasser mit starkem Vegetationsbesatz (Equisetum spec., Phragmites)
60	-	180	cm	(120	cm)	brauner Torf
180	-	350	cm	(170	cm)	überbohrt
350	-	408	cm	(58	cm)	kalkreiche Mudde mit pflanzl. Grobresten
408	-	830	cm	(422	cm)	Feindetritusmudde
830	-	983	cm	(153	cm)	olivgraue Kalkmudde, 976 - 977 cm Pflanzenrest
983	-	1002	cm	(19	cm)	grauer Silt, einz. größerer Flint
1002	-	1022	cm	(20	cm)	siltige Kalkmudde
1022	-	1040	cm	(18	cm)	weißgrauer Feinsand (Seesand)
1040	-	1240	cm	(200	cm)	weißgrauer Sand

ARS 2 Arenholzer See (Livingston Stechrohrbohrung, 18,10 m ü. NN)

0	-	650	cm	(650	cm)	freies Wasser
650	-	1250	cm	(600	cm)	Mudde, im oberen Teil sapropelisch
1250	-	1500	cm	(250	cm)	Feindetritusmudde
1500	-	1893	cm	(393	cm)	olivbraune Kalkmudde
1893	-	1906	cm	(13	cm)	siltige Kalkmudde
1906	-	1915	cm	(9	cm)	weißgrauer Feinsand, einz. größerer Stein
1915	-	1959	cm	(44	cm)	weißgrauer, kiesiger Sand

BN 1 Arenholz (Nutstangensondierung, 24,0 m ü. NN)

0	-	45	cm	(45	cm)	schwarzer, humoser Sand
45	-	214	cm	(169	cm)	brauner, lehmig-kiesiger Sand
214	-	300	cm	(86	cm)	gelblich-weißer Sand u. Silt

BN 2 Arenholz (Nutstangensondierung, 22,60 m ü. NN)

0	-	36	cm	(36	cm)	schwarzbrauner, humoser Sand
36	-	76	cm	(40	cm)	braungelber, schwach lehmiger Sand
76	-	200	cm	(124	cm)	gelblicher Fein- u. Mittelsand

BN 3 Straße nach Hermannsort (100 westl. Brücke über BAB A7, Nutstangensondierung, 20,50 m ü. NN)

0	-	28	cm	(28	cm)	schwarzer, humoser Sand
28	-	50	cm	(22	cm)	schwarzbrauner, torfiger Sand
50	-	86	cm	(36	cm)	brauner, lehmiger Sand/Kies
86	-	218	cm	(132	cm)	graublauer, siltiger Geschiebelehm
218	-	300	cm	(82	cm)	grauer Sand u. Feinkies

BN 4 Hermannsort (20 m-Kuppe, 300 m NW Arenholzer Oa, Nutstangensondierung, 20,20 m ü. NN)

0	-	45	cm	(45	cm)	schwarzer, humoser Sand
45	-	80	cm	(35	cm)	brauner, schwach lehmiger Sand
80	-	300	cm	(220	cm)	graubrauner, grober Kies, 100-130 cm blockreich

BN 5 Kroymannshöh (Nutstangensondierung, 19,80 m ü. NN)

0	-	135	cm	(135	cm)	schwarzbrauner bis gelbbrauner Sand
135	-	290	cm	(155	cm)	grau-grünlicher Feinsand
290	-	350	cm	(60	cm)	blaugrauer Geschiebelehm, Abbruch wegen Hindernis

BN 6 Hermannsort (Nutstangensondierung, 20,0 m ü. NN)

0	-	50	cm	(50	cm)	humoser, lehmiger Sand
50	-	150	cm	(100	cm)	brauner Geschiebelehm
150	-	212	cm	(62	cm)	graublauer Geschiebelehm
212	-	300	cm	(88	cm)	grauer Sand u. Kies

BN 7 Gammelund (Nutstangensondierung, 26,70 m ü. NN)

0	-	30	cm	(30	cm)	humoser Sand
30	-	250	cm	(220	cm)	gelbweißer Fein/Mittelsand (Flugsand)
250	-	270	cm	(20	cm)	braungelber Grobsand/Feinkies
270	-	500	cm	(30	cm)	graugelber Sand, einz. Oxidationsbänder, ab 350 cm Grundwasser
500	-	535	cm	(35	cm)	mehrere dünne Organiklagen in Sanden

BN 8 Bollingstedt (Staatsforst Schleswig, Steinholtz, Nutstangensondierung, 17,0 m ü. NN.)

0	-	80	cm	(80	cm)	humoser Sand
80	-	570	cm	(490	cm)	weißgelber bis bräunlicher Sand, ab 250 cm Grundwasser
570	-	600	cm	(30	cm)	graublauer Geschiebemergel

BN 9 Esperstoft (Nutstangensondierung, 9,10 m ü. NN)

0	-	120	cm	(120	cm)	brauner, humoser Sand
120	-	410	cm	(290	cm)	brauner, sandiger Geschiebelehm
410	-	450	cm	(40	cm)	Geschiebelehm, schwach kalkig

BN 10 Bollingstedter "Moor" (Nutstangensondierung, 25,0 m ü. NN)

0	-	70	cm	(70	cm)	schwarzbrauner, humoser Sand
70	-	165	cm	(95	cm)	gelber, kiesiger Sand
165	-	435	cm	(270	cm)	weißgelber Fein- u. Mittelsand (Flugsand)
435	-	1050	cm	(330	cm)	braungelber bis weißgelber Sand und Silt, ab 750 cm Grundwasser, ab 930 cm kalkig

BN 13 Hermannsort (Nutstangensondierung, 18,50 m ü. NN)

0	-	50	cm	(50	cm)	brauner, lehmiger Sand
50	-	115	cm	(65	cm)	brauner Geschiebelehm
115	-	200	cm	(85	cm)	braungelber Kies u Sand

BN 14 BÜCHMOOR (Nordrand, Nutstangensondierung, 25,75 m ü. NN)

0	-	40	cm	(40	cm)	schwarzer, humoser Sand
40	-	65	cm	(25	cm)	weißgrauer, gebleichter Sand
65	-	207	cm	(142	cm)	rostbrauner, stark verkrusteter Sand, Ortstein
207	-	259	cm	(52	cm)	gebänderter, gelblicher Mittelsand
259	-	272	cm	(13	cm)	brauner, torfiger Sand, Holzrest, ab 272 cm Grundwasser
272	-	312	cm	(40	cm)	schwach humoser Feinsand
312	-	400	cm	(88	cm)	gelblich-grauer Sand u. Kies

BN 15 BÜCHMOOR (Westrand, Nutstangensondierung, 25,80 m ü. NN)

0	-	30	cm	(30	cm)	schwarzgrauer Sand
30	-	80	cm	(50	cm)	rötlich-brauner kiesiger Sand
80	-	278	cm	(198	cm)	graugelber Mittel- u. Feinsand, kalkfrei (Flugsand), ab 275 cm Grundwasser
278	-	550	cm	(272	cm)	weiß-gelblicher Sand u. Kies

BN 16 Gammelund, Telche (Nutstangensondierung, 22,50 m ü. NN)

0	-	100	cm	(100	cm)	sandig-lehmiger Oberboden
100	-	260	cm	(160	cm)	graubraun gefleckter Geschiebelehm
260	-	300	cm	(40	cm)	graublauer, toniger Silt, kalkig

BN 17 Arenholzer Oa, Nordseite, Nutstangensondierung, 18,60 m ü. NN)

0	-	40	cm	(40	cm)	humoser Sand, schwach torfig
40	-	500	cm	(460	cm)	gelber Mittel- u. Feinsand
500	-	600	cm	(100	cm)	gelber, kiesiger Sand

TK 25, Blatt Schleswig 1423

(Zur Lage der Bohrungen vgl. Abb. 2 und 29)

BN 12 Holpust (Nutstangensondierung, 24,60 m ü. NN)

0	-	43	cm	(43	cm)	schwarzgrauer Sand (Flugsand)
43	-	80	cm	(37	cm)	schwarzbrauner, humoser Sand
80	-	124	cm	(44	cm)	gelber, schwach lehmiger Sand, größere Steine
124	-	300	cm	(176	cm)	graugelber Sand

LAS 1 Kleiner Langsee (Livingston Stechröhrbohrung, 16,0 m ü. NN)

0	-	300	cm	(300	cm)	freies Wasser
300	-	1650	cm	(1350	cm)	olivschwarze Mudde
1650	-	2054	cm	(404	cm)	olivbraune Kalkmudde, ab 1950 cm rhythmisch geschichtet
2054	-	2152	cm	(98	cm)	schwach geschichteter toniger Silt u. Sand, organikstreifig, Pflanzenrest bei 2117 cm
2152	-	2182	cm	(30	cm)	grauer Feinsand
2182	-	2193	cm	(11	cm)	grauer Mittelsand
2193	-	2205	cm	(12	cm)	Siltmudde
2205	-	2208	cm	(3	cm)	Seeschill
2208	-	2222	cm	(14	cm)	Seekreide
2222	-	2295	cm	(73	cm)	grauer Silt u. Sand
2295	-	2350	cm	(55	cm)	graublauer Geschiebemergel

WEL 1 Wellspanger Au/Auwiese (Nutstangensondierung, 13,20 m ü. NN)

0	-	112	cm	(112	cm)	humoser Sand
112	-	140	cm	(28	cm)	Bruchwaldtorf
140	-	190	cm	(50	cm)	Torfmulde
190	-	572	cm	(382	cm)	Kalkmulde, molluskenreich
572	-	585	cm	(13	cm)	grauer, kiesiger Sand
585	-	1000	cm	(415	cm)	olivgraue, tonige Mulde
1000	-	1090	cm	(90	cm)	grauer Mittelsand
1090	-	1255	cm	(165	cm)	graublauer Geschiebemergel, steinreich
1255	-	1300	cm	(45	cm)	grauer Sand u. Silt

WEL 2.0 Wellspanger Au/Auwiese (Nutstangensondierung, 13,0 m ü. NN)

0	-	100	cm	(100	cm)	torfiger Sand
100	-	180	cm	(80	cm)	Bruchwald- u. Verlandungstorf
180	-	269	cm	(89	cm)	Torfmulde, Haselnuß bei 200 cm
269	-	870	cm	(601	cm)	olivbraune Kalkmulde, molluskenreich
870	-	1216	cm	(346	cm)	graue, siltige Mulde, z. T. schwach gestreift
1216	-	1221	cm	(5	cm)	hellgrauer Muschelschill
1221	-	1233	cm	(12	cm)	schwarzbrauner, siltiger Torf
1233	-	1300	cm	(67	cm)	graublauer Geschiebemergel

WEL 2.1 Wellspanger Au/Auwiese (Livingston Stechrohrbohrung, 13,0 m ü. NN)

0	-	155	cm	(155	cm)	Bruchwald- und Verlandungstorf
155	-	269	cm	(114	cm)	Torfmulde u. Feindetritusmulde
269	-	910	cm	(641	cm)	olivgraue Kalkmulde, molluskenreich
910	-	924	cm	(14	cm)	grauer Silt
924	-	944	cm	(20	cm)	graue siltige Mulde, organikfleckig
944	-	961	cm	(17	cm)	laminierte Kalkmulde
961	-	973	cm	(12	cm)	dunkelbrauner, schwach sandiger Torf
973	-	982	cm	(9	cm)	grauer Sand
982	-	997	cm	(15	cm)	grauer, toniger Silt
997	-	1200	cm	(203	cm)	graublauer Geschiebemergel

WEL 2.2 Wellspanger Au/Auwiese (Rammkernsondierung, 13,0 m ü. NN)

0	-	55	cm	(55	cm)	torfiger Sand
55	-	160	cm	(105	cm)	Bruchwald- u. Verlandungstorf
160	-	242	cm	(82	cm)	Torfmulde
242	-	900	cm	(658	cm)	olivgraue Kalkmulde
900	-	1036	cm	(136	cm)	graue, siltige Kalkmulde, organikstreifig,
1036	-	1045	cm	(9	cm)	laminierte Kalkmulde
1045	-	1048	cm	(3	cm)	Holzrest
1048	-	1052	cm	(4	cm)	laminierte, olivbraune Kalkmulde
1052	-	1053	cm	(1	cm)	Seekreide
1053	-	1058	cm	(5	cm)	schwarzbrauner Torf, Grobreste
1058	-	1070	cm	(12	cm)	olivbraune, laminierte Mulde
1070	-	1077	cm	(7	cm)	graue, streifige Siltmulde
1077	-	1100	cm	(23	cm)	grauer, siltiger Sand
1100	-	1300	cm	(200	cm)	graublauer Geschiebemergel

WEL 3 Wellspanger Au/Auwiese (Nutstangensondierung, 13,30 m ü. NN)

0	-	100	cm	(100	cm)	torfiger Sand
100	-	200	cm	(100	cm)	Bruchwald- und Verlandungstorf

200	-	300	cm	(100	cm)	Torfmulde
300	-	740	cm	(440	cm)	laminierte Kalkmulde, molluskenreich, z.T. diffus gefleckt
740	-	900	cm	(160	cm)	graublauer Geschiebemergel, im oberen Teil sandig-siltig

WEL 4 Wellspanger Au/Auwiese (Nutstangensondierung, 13,50 m ü. NN)

0	-	30	cm	(30	cm)	sandiger Torf
30	-	160	cm	(130	cm)	Bruchwaldtorf
160	-	196	cm	(36	cm)	gelber Mittelsand
196	-	286	cm	(90	cm)	Bruchwaldtorf
286	-	454	cm	(168	cm)	olivgraue Kalkmulde, molluskenreich
454	-	460	cm	(6	cm)	Feinkies
460	-	561	cm	(101	cm)	olivgraue, siltige Mulde, schwach kalkig
561	-	573	cm	(12	cm)	olivgraue Kalkmulde
573	-	592	cm	(19	cm)	braunschwarzer Torf
592	-	599	cm	(7	cm)	graue, siltige Mulde, schwach kalkig
599	-	603	cm	(4	cm)	Torf
603	-	623	cm	(20	cm)	graue Siltmulde
623	-	650	cm	(27	cm)	grauer, siltiger Sand u. Kies
650	-	900	cm	(250	cm)	graublauer Geschiebemergel

WEL 5 Wellspanger Au/Auwiese (Nutstangensondierung, 20,0 m ü. NN)

0	-	70	cm	(70	cm)	humoser, lehmiger Sand
70	-	400	cm	(330	cm)	brauner Geschiebelehm
400	-	450	cm	(50	cm)	braungrau gefleckter Geschiebelehm, schwach kalkig

WEL 6 Wellspanger Au/Auwiese (Nutstangensondierung, 14,50 m ü. NN)

0	-	50	cm	(50	cm)	schwarzbrauner, humoser Sand
50	-	178	cm	(128	cm)	brauner Geschiebelehm, (Fließerde)
178	-	350	cm	(172	cm)	graublauer Geschiebemergel

WEL 7 Wellspanger Au/Auwiese (Nutstangensondierung, 13,50 m ü. NN)

0	-	400	cm	(400	cm)	Bruchwald- u. Verlandungstorf
400	-	1230	cm	(830	cm)	olivgraue Kalkmulde, molluskenreich
1230	-	1265	cm	(35	cm)	grauer Sand u. Silt
1265	-	1300	cm	(35	cm)	graublauer Geschiebemergel

WEL 8 Wellspanger Au/Auwiese (Nutstangensondierung, 14,30 m ü. NN)

0	-	160	cm	(160	cm)	gelblich-brauner Sand
160	-	400	cm	(240	cm)	graublauer Geschiebemergel, ab 180 cm kalkig

WEL 9 Wellspanger Au/Auwiese (Südhang, Nutstangensondierung, 25,0 m ü. NN)

0	-	430	cm	(430	cm)	brauner Geschiebelehm, ab 290 cm kalkig
430	-	600	cm	(170	cm)	gelblicher Sand u. Kies
600	-	700	cm	(100	cm)	graublauer Geschiebemergel

WEL 10 Wellspanger Au/Auwiese (Südhang, Nutstangensondierung, 14,0 m ü. NN)

0	-	200	cm	(200	cm)	brauner Geschiebelehm (Fließerde), stark durchfeuchtet
200	-	320	cm	(120	cm)	graubrauner Sand u. Kies
320	-	500	cm	(180	cm)	graublauer Geschiebemergel, z.T. steinig

KAT 10 Wellspanger Au/Kattbek (Nutstangensondierung, 28,9 m ü. NN)

0	-	150	cm	(150	cm)	brauner Geschiebelehm
150	-	200	cm	(50	cm)	rostbrauner Kies
200	-	250	cm	(50	cm)	brauner Geschiebelehm
250	-	350	cm	(100	cm)	gelbbrauner, kiesiger Sand
350	-	500	cm	(150	cm)	blaugrauer Geschiebemergel

KAT 11 Wellspanger Au/Kattbek (Nutstangensondierung, 27,0 m ü. NN)

0	-	375	cm	(375	cm)	brauner Geschiebelehm
375	-	450	cm	(75	cm)	gelbbrauner Kies

FAL 1 Falkenberg-Rinne (Nutstangensondierung, 32,50 m ü. NN)

0	-	17	cm	(17	cm)	Waldhumusauflage
17	-	146	cm	(129	cm)	gelblich-brauner, kiesiger Sand
146	-	200	cm	(54	cm)	brauner Geschiebelehm
200	-	500	cm	(300	cm)	graublauer Geschiebemergel, ab 358 cm stark tonig

FAL 2 Falkenberg-Rinne (Nutstangensondierung, 28,70 m ü. NN)

0	-	35	cm	(35	cm)	humoser Sand
35	-	234	cm	(199	cm)	brauner Torf
234	-	349	cm	(115	cm)	gelblich-brauner Sand
349	-	362	cm	(13	cm)	grauer Silt, schwach kalkig
362	-	369	cm	(7	cm)	humoser Sand, Pflanzenreste
369	-	388	cm	(19	cm)	graugrüne Sandmudde, kalkig
388	-	410	cm	(22	cm)	brauner, sandiger Torf
410	-	570	cm	(160	cm)	weißgrauer Sand, kalkfrei
570	-	600	cm	(30	cm)	graublauer Geschiebemergel

FAL 3 Falkenberg-Rinne (Nutstangensondierung, 28,50 m ü. NN)

0	-	35	cm	(35	cm)	humoser Sand
35	-	106	cm	(71	cm)	sandiger Torf
106	-	355	cm	(249	cm)	brauner Verlandungstorf
355	-	617	cm	(262	cm)	dunkelbraune Feindetritusmudde
617	-	619	cm	(2	cm)	braungrauer Grobsand
619	-	643	cm	(24	cm)	braune Feindetritusmudde
643	-	647	cm	(4	cm)	braungrauer Mittelsand
647	-	650	cm	(3	cm)	olivgraue Mudde
650	-	730	cm	(80	cm)	olivgrauer Mittelsand, kalkfrei
730	-	1100	cm	(370	cm)	weißgrauer Sand u. Silt, kalkig

FAL 4 Falkenberg-Rinne (Nutstangensondierung, 28,80 m ü. NN)

0	-	45	cm	(45	cm)	humoser Sand
45	-	220	cm	(175	cm)	gelbbrauner Grobsand
220	-	400	cm	(180	cm)	gelblich-grauer Sand

FAL 5 Falkenberg-Rinne (Nutstangensondierung, 28,50 m ü. NN)

0	-	17	cm	(17	cm)	cm humoser Sand
17	-	380	cm	(363	cm)	brauner Torf, größere Holzreste
380	-	384	cm	(4	cm)	grauer Feinsand
384	-	515	cm	(131	cm)	Torfmuudde
515	-	521	cm	(6	cm)	weißgrauer Feinsand
521	-	740	cm	(219	cm)	Fein- und Mittelsand mit Torfeinschaltungen

740 - 1100 cm (360 cm) gelblich-grauer Sand, kalkig

FAL 6 Falkenberg-Rinne (Nutstangensondierung, 28,60 m ü. NN)

0 - 25 cm (25 cm) humoser Sand
25 - 290 cm (265 cm) gelber Mittelsand
290 - 800 cm (510 cm) grau-gelblicher Silt, Fein- und Mittelsand

IDR 1 Idstedter Tunneltal (Nutstangensondierung, 19,60 m ü. NN)

0 - 100 cm (100 cm) Bruchwaldtorf
100 - 646 cm (545 cm) Verlandungstorf
646 - 740 cm (94 cm) brauner torfiger Sand
740 - 757 cm (17 cm) olivbraune sandige Mudde
757 - 1100 cm (343 cm) gelblich-grauer Sand

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 (vergriffen)
- 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 (vergriffen)
- 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: OBENAU, 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, Tschad. - 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, République 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 (vergriffen)
- 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 geökologische 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,-)
- Heft 53: KARRASCH, Heinz (Hrsg.) (1990)
Prozeßabläufe bei der Landschafts- und Landesentwicklung: Methoden, Ergebnisse, Anwendungen. Festschrift für Wilhelm Wöhlke zum 65. Geburtstag. - 300 S., 121 Abb., 35 Tab.
ISBN 3-88009-053-X (DM 80,-)
- Heft 54: KRÖPELIN, Stefan (1993)
Zur Rekonstruktion der spätquartären Umwelt am Unteren Wadi Howar (Südöstliche Sahara/NW-Sudan). In Vorbereitung.
ISBN 3-88009-055-6
- Heft 55: WÜNNEMANN, Bernd (1993)
Ergebnisse zur jungpleistozänen Entwicklung der Langseerinne Südangelns in Schleswig-Holstein. - 167 S., 59 Abb., 8 Tab., 15 Bilder.
ISBN 3-88009-056-4 (DM 20,-)

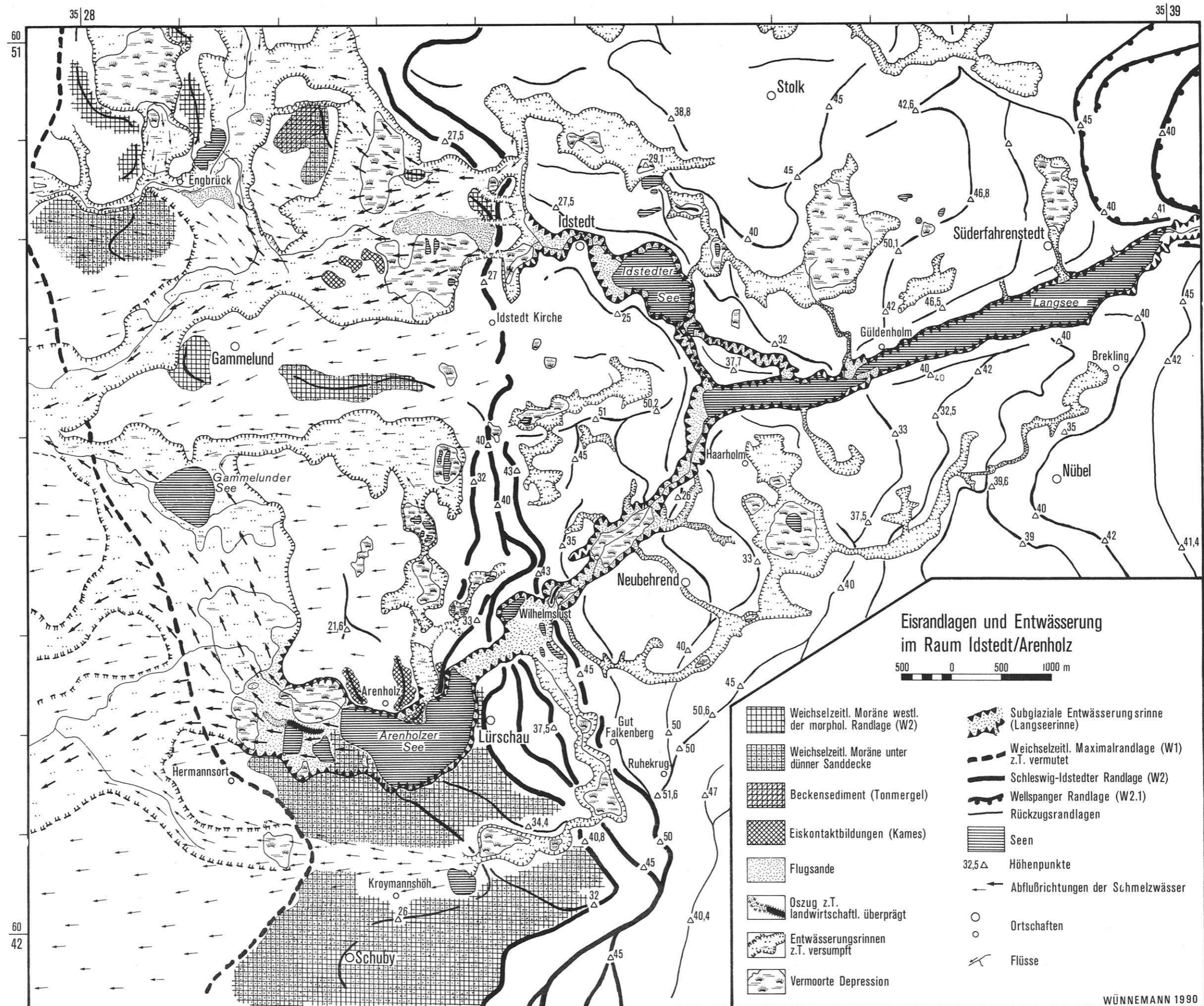


Abb. 21 Eisrandlagen und Entwässerung im Raum Idstedt/Arenholz.

Fig. 21 Ice margins and drainage system in the Idstedt/Arenholz area.

Pollen- und Sporendiagramm Langsee (LAS)

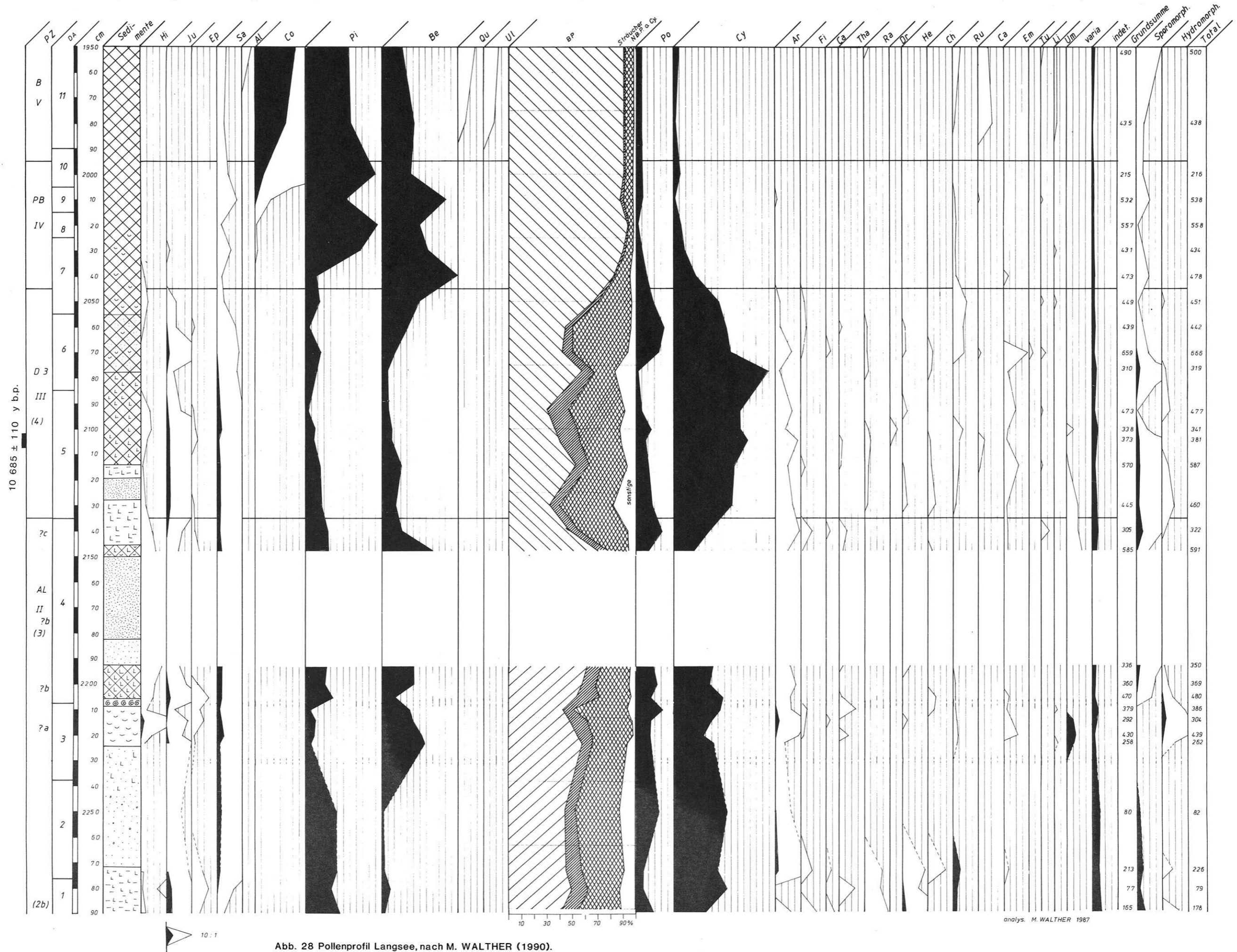


Abb. 28 Pollenprofil Langsee, nach M. WALTHER (1990).

Fig. 28 Pollen profile at Langsee lake, after M. WAHLTHER (1990).

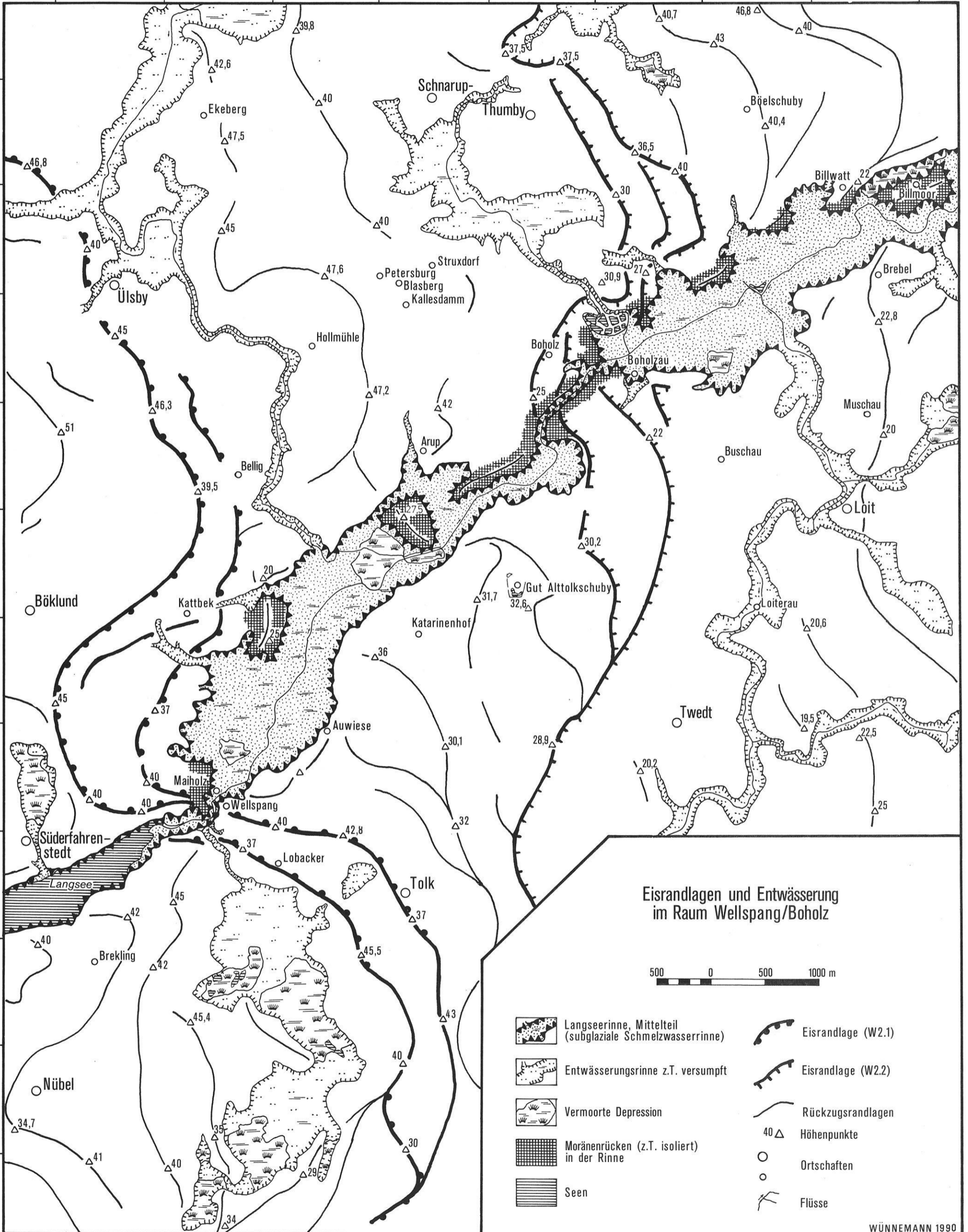


Abb. 34 Eisrandlagen und Entwässerung im Raum Wellspang/Boholz.

Fig. 34 Ice margins and drainage systems in the area of Wellspang/Boholz.

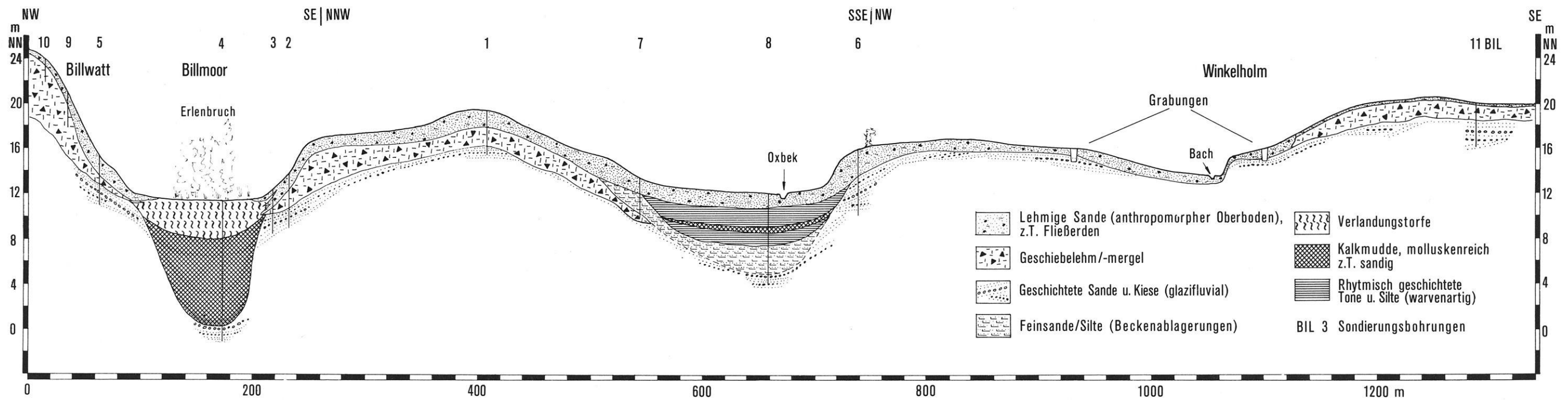


Abb. 36 Querprofil durch die Oxbekrinne zwischen Billwatt und Winkelholm.

Fig. 36 Cross-profile through the Oxbek valley between Billwatt and Winkelholm.

Pollen- und Sporendiagramm Billmoor (BIL 4.1)

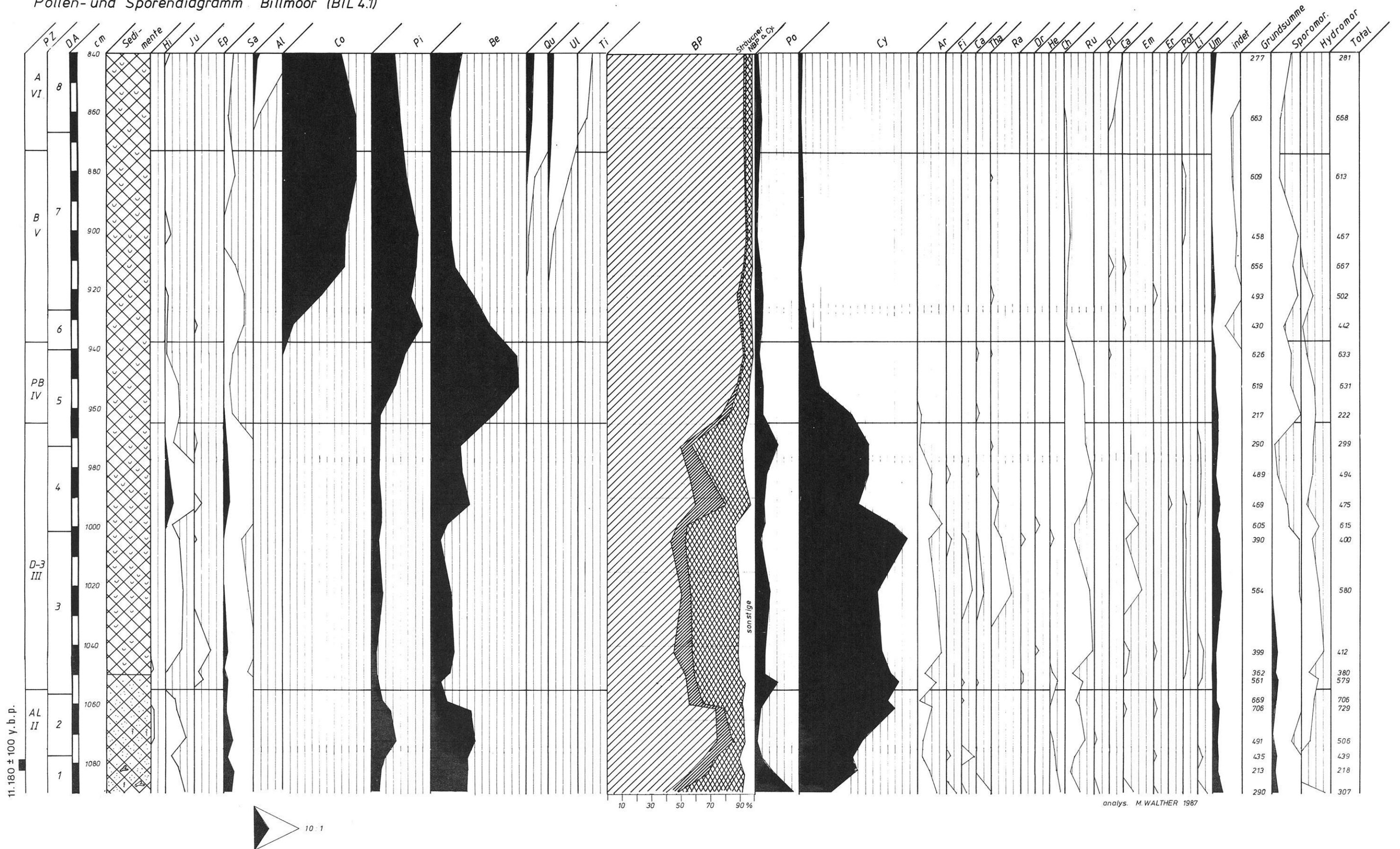


Abb. 38 Pollenprofil Billmoor, nach M. WALTHER (1990)

Fig. 38 Pollen profile at Billmoor, after M. WALTHER (1990).

Pollen- und Sporendiagramm Heidberg-Teich (HEI 1)

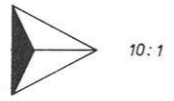
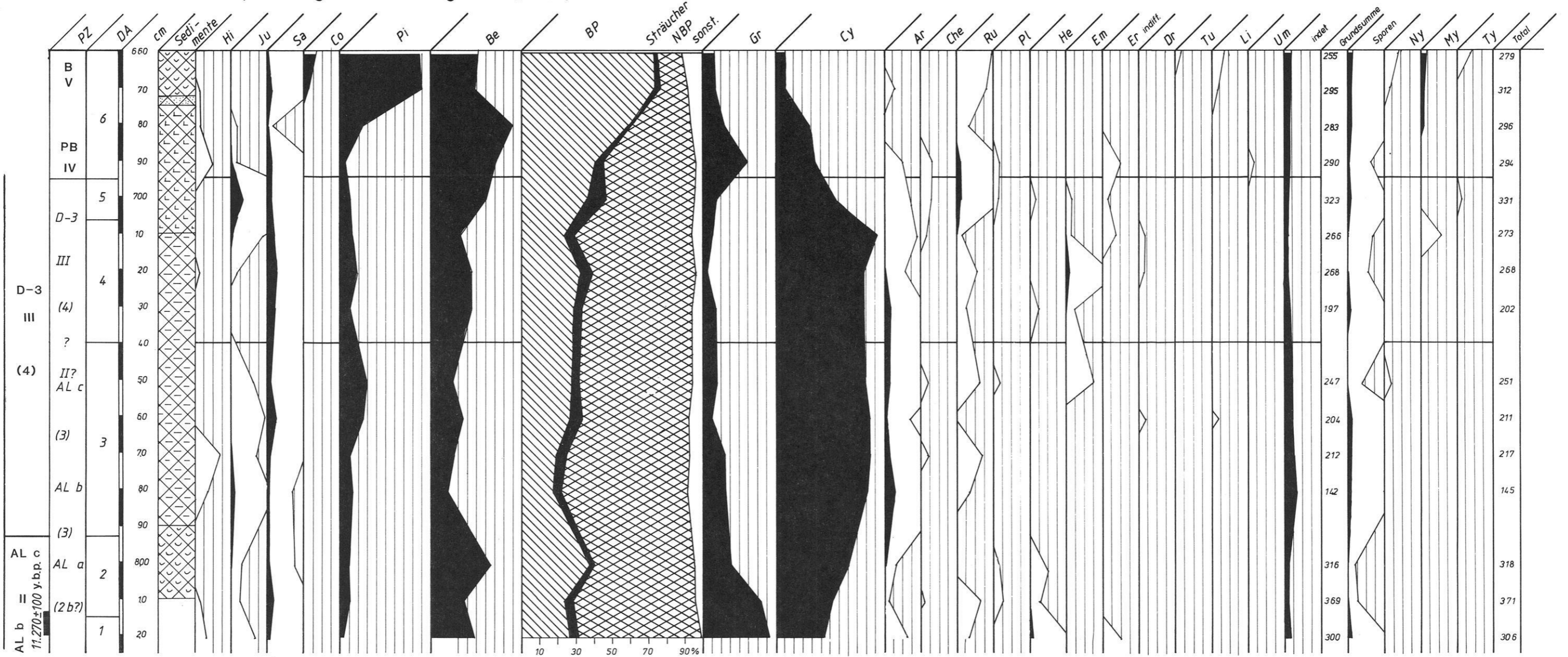


Abb. 54 Pollenprofil Heidberg-Teich, nach M. WALTHER (1990).

Fig. 54 Pollen profile at Heidberg pond, after M. WALTHER (1990).

analys. M. WALTHER 1988

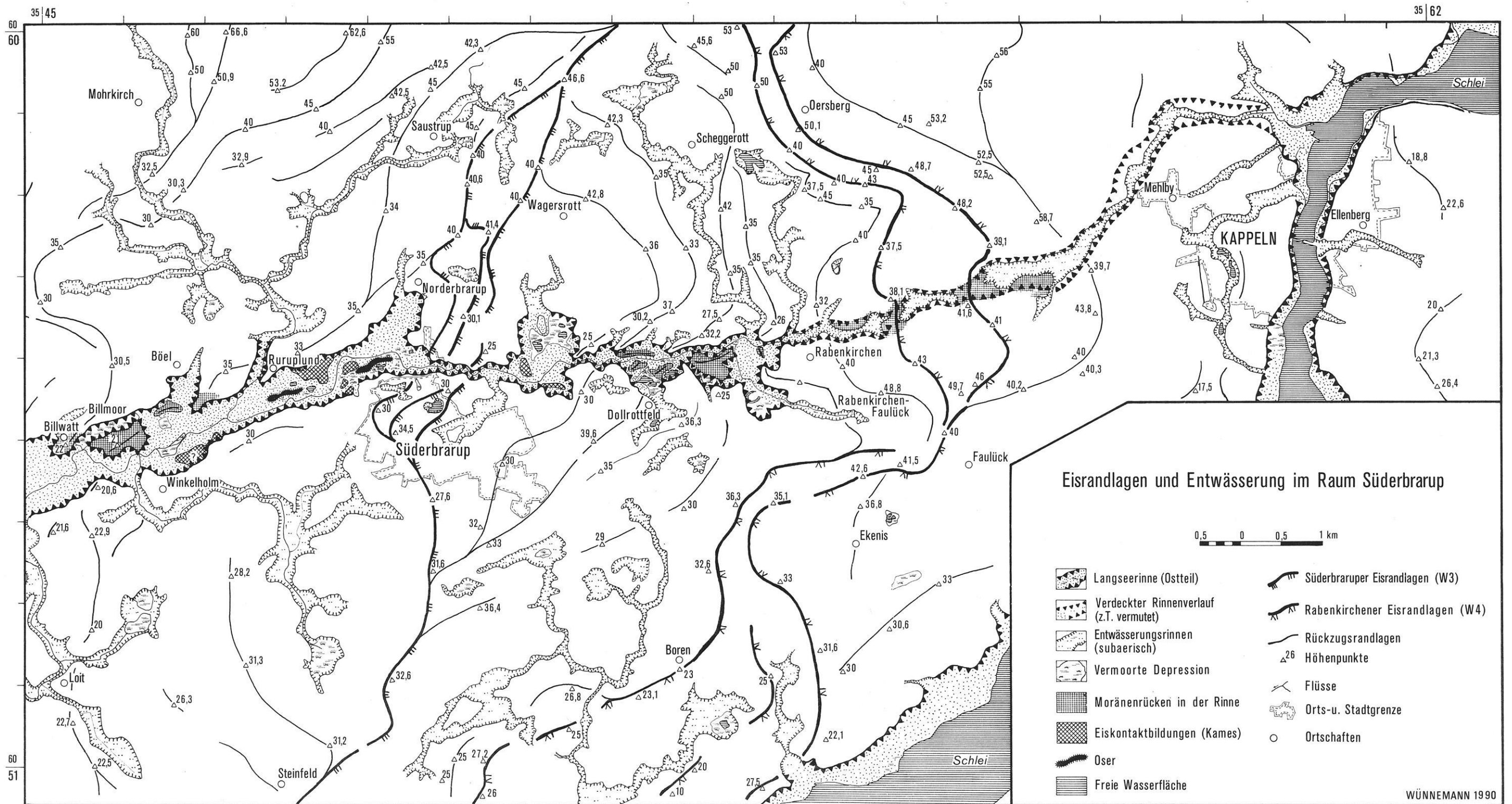


Abb. 55 Eisrandlagen u. Entwässerung im Raum Süderbrarup

Fig. 55 Ice-margins and drainage system in the area of Süderbrarup