

RA 356

(34)

UB/TIB Hannover

Mitteilungen aus dem Geologischen Institut
der Universität Hannover

Redaktion: J.-P. Groetzner

Heft 34

Zur Lithologie und Genese der Elster-Grundmoränen und der Haupt-Drenthe-Grundmoräne im westlichen Elbe-Weser-Dreieck

von
Stefan Wansa

In memoriam Hans-Christoph HÖFLE (1941 - 1993)

| | | | | |
|-------------------------------------|----------------|----|---|-----------------------|
| Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover | ISSN 0440-2812 | 34 | I-IV+77 S., 27 Abb., 5 Tab., 16 Taf.+15 Taf. (in Tasche) | Hannover März 1994 |
|-------------------------------------|----------------|----|---|-----------------------|

MITTEILUNGEN AUS DEM GEOLOGISCHEN INSTITUT
DER UNIVERSITÄT HANNOVER
(ISSN 0440 - 2812)

Noch lieferbar:

- Heft 1: BERNHARD, H.: Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in NW-Niedersachsen.- 108 S., 5 Taf., 1963. DM 5,--
- Heft 2: RICHTER, K.: Beziehungen zwischen lokalem Grundwasserstand und Kryoturbationen auf Bornholm.-
SICKENBERG, O.: Neue Säugetierfunde aus dem Gipskarst v. Osterode/Harz.- MICHAEL, E.: Mikroplankton und Sporomorphe aus dem NW-deutschen Barreme.- 48 S., 7 Taf., 1964. DM 3,--
- Heft 4: SCHRAPS, A.: Schwermineraluntersuchungen an quartären Sanden im Bereich der ostfriesischen Inseln Baltrum, Langeoog und Spiekeroog.- 149 S., 17 Taf., 1966. DM 5,50
- Heft 8: Sonderheft zum 65. Geburtstag von K. RICHTER mit Beiträgen von J.-D. BECKER-PLATEN, H. BERNHARD, J.-P. GROETZNER, H.-U. HARK, H. HILTMANN, E.-R. LOOK, G. LÜTTIG, E. MALZAHN, R. MARCZINSKI, H. PUTZER, W.G. SCHRAPS, G. SCHÜTT, E.-G. SCHULZE, O. SICKENBERG H. VIERHUFF.- 190 S., 1968. DM 8,--
- Heft 10: Sonderheft zum 70. Geburtstag von O. SICKENBERG mit Beiträgen von C. BRAUCKMANN, G. HILLMER, U. LEHMANN, E. MICHAEL, Hg. PAPE, K. RICHTER, G. SCHÜTT, H. TOBIEN.- 162 S., 1971. DM 8,50
- Heft 11: GROETZNER, J.-P.: Geschiebeführung und Stratigraphie Saale-eiszeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) im Südwestteil d. Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsen).- 76 S., 20 Abb., 7 Tab., 2 Taf., 1972. DM 5,--
- Heft 12: PREUSS, H.: Gliederung und Zusammensetzung der Weserterrassenkörper b. Bodenfelde (mit einer geolog. Kartierung). RAUSCH, M.: Der "Dropstein-Laminat" von Bögerhof und seine Zuordnung zu den drenthezeitlichen Ablagerungen d. Wesertales b. Rinteln.- 86 S., 6 Tab., 4 Taf., 1975. DM 9,90
- Heft 13: (Unterkreideheft).- GEORGI, K.-H.: Mikrofaunistische Untersuchungen der Hilsandstein-Region (Apt/Alb) im Raum Salzgitter-Goslar.- SEILER, W.C.: Mikropaläont. Untersuchungen zu stratigraphischen Einstufung des Hilsandsteins (Unterkreide) in der Hilsmulde (Südnieders.).- HEINEMANN, B.: Lateritische Verwitterungsböden aus Hils-Sandstein (Unterkreide) und Dogger-tonen im Harzvorland b. Goslar.- 152 S., 7 Taf., 24 Abb., 2 Tab., 1976. DM 11,--
- Heft 15: KRÜGER, S.: Zur Taxonomie und Systematik isolierter Schwamm-skleren mit Beispielen aus der Unter-Kreide Ostniedersachsens.- DENEKE, E.: Ein Profil von den Ornaten-Schichten (Callovium-Dogger) bis zum unteren Korallenoolith (Oxfordium-Malm) im Grubenfeld "Konrad", Salzgitter Bleckenstedt (Ostnieders.).- HENNINGSEN, D.: Schwermineral-Untersuchungen in Quartär-zeitl. Sanden NW von Hannover.- 146 S.; 3 Taf., 1978. DM 11,50
- Heft 16: FISCHER, U.: Der Schichtaufbau d. tieferen Lias am Egge-Osthang zwischen Horn und Langeland (Westfalen).- MUTTERLOSE, J.: Ontogenie und Phylogenie der Belemnitenart Hibolites jaculoides SWINNERTON, 1937 aus dem Hauterivium (Unterkreide) von NW-Deutschland (Sarstedt) und NE-England (Speeton).- 120 S., 7 Taf., 1978. DM 12,--

Mitteilungen aus dem Geologischen Institut
der Universität Hannover

Redaktion: J.-P. Groetzner

Heft 34

Zur Lithologie und Genese der
Elster-Grundmoränen und der
Haupt-Drenthe-Grundmoräne
im westlichen Elbe-Weser-Dreieck

von
Stefan Wansa

In memoriam Hans-Christoph HÖFLE (1941 - 1993)

UB/TIB Hannover 89
112 544 835



Hannover 1994

| | | | | |
|-------------------------------------|----------------|----|---|-----------------------|
| Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover | ISSN 0440-2812 | 34 | I-IV+77 S., 27 Abb., 5 Tab., 16 Taf.+15 Taf. (in Tasche) | Hannover März 1994 |
|-------------------------------------|----------------|----|---|-----------------------|

Gefördert mit Mitteln der ALEXANDER VON HUMBOLDT - Stiftung

ZUR LITHOLOGIE UND GENESE DER ELSTER-GRUNDMORÄNEN UND DER
HAUPT-DRENTHE-GRUNDMORÄNE IM WESTLICHEN ELBE-WESER-DREIECK

(mit 27 Abb., 5 Tab., 16 Taf. und 15 Taf. in Tasche)

von

STEFAN WANSA⁺)

| <u>Inhalt</u> | <u>Seite</u> |
|---|--------------|
| 1. EINFÜHRUNG UND DANKSAGUNG..... | 1 |
| 2. PROBLEMSTELLUNG..... | 2 |
| 3. METHODEN..... | 3 |
| 3.1. Geländearbeiten..... | 3 |
| 3.2. Laborarbeiten..... | 4 |
| 4. UNTERSUCHUNGSGEBIET (UG)..... | 4 |
| 4.1. Naturräumlicher Überblick..... | 4 |
| 4.2. Quartärgeologischer Kenntnisstand..... | 6 |
| 5. AUFSCHLUSSBESCHREIBUNGEN UND ERGEBNISSE..... | 9 |
| 5.1. Vorbemerkungen..... | 9 |
| 5.2. Sandgrube Freißenbüttel..... | 9 |
| 5.2.1. Die untere Elster-Moräne..... | 10 |
| 5.2.2. Die moränen Sedimente zwischen den Elster- Moränen..... | 13 |
| 5.2.3. Die obere Elster-Moräne..... | 14 |
| 5.2.4. Die steile Streifung der oberen Elster-Moräne..... | 18 |
| 5.2.5. Die Haupt-Drenthe-Moräne..... | 25 |
| 5.3. Sandgrube Vollersode..... | 28 |
| 5.3.1. Die Haupt-Drenthe-Moräne auf Abb. 9 u. 10..... | 30 |
| 5.3.2. Die Haupt-Drenthe-Moräne auf Taf. 7..... | 31 |
| 5.3.3. Die Jüngere (?) Drenthe-Moräne..... | 34 |
| 5.4. Sandgrube Wallhöfen..... | 37 |
| 5.4.1. Die obere Elster-Moräne..... | 37 |

⁺)Anschrift des Verfassers: Dr. St. Wansa, Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, 06118 Halle (Saale)

| | | |
|--------|---|----|
| 5.5. | Sandgrube am Kalksandsteinwerk Heeßel..... | 39 |
| 5.5.1. | Die untere Elster-Moräne auf Abb. 15..... | 40 |
| 5.5.2. | Die untere Elster-Moräne auf Taf. 11..... | 42 |
| 5.6. | Sandgruben bei Albstedt..... | 43 |
| 5.6.1. | Die unteren glazifluviatilen Sedimente..... | 44 |
| 5.6.2. | Die moränalen Ablagerungen zwischen den glazifluviatilen Sedimenten..... | 44 |
| 5.6.3. | Die oberen glazifluviatilen Sedimente..... | 45 |
| 5.6.4. | Die obere Elster-Moräne..... | 45 |
| 5.7. | Sandgrube Meyenburg..... | 47 |
| 5.7.1. | Die untere Elster-Moräne..... | 47 |
| 5.8. | Sandgrube der Fa. "Aller-Ziegel" Kirchlinteln..... | 49 |
| 5.8.1. | Die obere Elster-Moräne..... | 50 |
| 5.8.2. | Die Haupt-Drenthe-Moräne..... | 53 |
| 5.9. | Erweiterung der Bauschuttdeponie Weitzmühlen..... | 54 |
| 5.9.1. | Die unter Elster-Moräne..... | 55 |
| 5.9.2. | Die obere Elster-Moräne..... | 57 |
| 6. | REGIONALER VERGLEICH UND ZUSAMMENFASSUNG..... | 58 |
| 6.1. | Die untere Elster-Moräne..... | 58 |
| 6.2. | Die obere Elster-Moräne..... | 60 |
| 6.3. | Die Drenthe-Moränen..... | 64 |
| 7. | ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN..... | 68 |
| 8. | ANHANG | |
| 8.1. | Verzeichnis der Abbildungen, Tabellen und Tafeln | |
| 8.2. | Tab. 1-5; Abb. 19-27; Taf. 16-31 | |

1. EINFÜHRUNG UND DANKSAGUNG

Lithologische Untersuchungen an glazialen Ablagerungen dienen, sofern sie nicht vordergründig auf Belange der angewandten Geologie ausgerichtet sind, der Rekonstruktion der pleistozänen Vereisungsgeschichte und Landschaftsentwicklung. Fragen der Stratigraphie, Paläogeographie und Sedimentgenese bzw. Fazies stehen im Vordergrund. Den Grundmoränen kommt hierbei besondere Bedeutung zu, zum einen, weil sie in der Regel großflächig korrelierbar sind und somit als stratigraphische Leithorizonte dienen, und zum anderen, weil sich aus ihrer differenzierten lithologischen Ausbildung (Geschiebegemeinschaften, Gefügemerkmale) Rückschlüsse auf die Inlandeisdynamik ergeben können.

In der vorliegenden Arbeit spielt die Beantwortung stratigraphischer Fragen nur eine untergeordnete Rolle; das Hauptaugenmerk richtet sich auf die Grundmoränengenese, die von der Gletscherdynamik maßgebend beeinflusst wird (Tab. 1). Die deutschsprachige Literatur verzeichnet nur eine vergleichsweise geringe Anzahl von Arbeiten, die vorrangig auf die Genese von Grundmoränen ausgerichtet sind. Die Gelegenheit für derartige Untersuchungen ist jedoch aufgrund der guten geologischen Aufschlußbedingungen in manchen Regionen Nord- und Mitteldeutschlands besonders günstig.

Die Probleme beginnen bereits mit dem Begriff "Moräne", dem ursprünglich eine rein geomorphologische Bedeutung zukam (PIOTROWSKI 1992), der aber heute oft auch im petrographisch-genetischen Sinn gebraucht wird. Dies bedeutet, daß die Begriffe "Moräne" und "Moränenmaterial" (Geschiebemergel, Geschiebelehm, Geschiebesand) meist nicht streng voneinander abgegrenzt werden. In der deutschsprachigen Literatur wird für Gletscherablagerungen zunehmend der englische Begriff "till" benutzt. Nach DREIMANIS (1988) darf ein Sediment als Till bezeichnet werden, wenn folgende drei Kriterien erfüllt sind:

1. Transport des Materials durch den Gletscher,
2. Ablagerung des Materials durch oder aus dem Gletscher,
3. Während der Ablagerung keine oder nur minimale Sortierung durch Wasser.

"Till" bedeutet also allgemein "moränales Sediment" oder "Moränenmaterial", wird aber auch mit "Moräne" übersetzt (DREIMANIS 1988; EHLERS 1990).

In diesem Aufsatz wird versucht, die Moränen des Untersuchungsgebietes genetisch zu klassifizieren, das heißt genetischen Till-Typen zuzuordnen. Selbstverständlich kann eine Moräne aus unterschiedlich entstandenem Moränenmaterial bzw. mehreren genetischen Till-Einheiten bestehen. Zur "Grundmoräne" darf freilich nur subglaziär abgelagertes Moränenmaterial gerechnet werden.

DREIMANIS (1988) hat die Ergebnisse der Arbeitsgruppe "Genetic classification of tills and criteria for their

differentiation" der "INQUA-Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Sediments" dargelegt. In dieser Schrift sind auch die Erkennungsmerkmale für die genetischen Till-Typen aufgezeigt. Ergänzend zu dieser Thematik und zum Verständnis im Text verwendeter Termini sei auf weitere Beiträge in GOLDTHWAIT & MATSCH (1988), auf die Standardwerke von DREWRY (1986) und BRODZIKOWSKI & VAN LOON (1991) sowie auf EHLERS (1990) und PIOTROWSKI (1992) verwiesen. Eine grobe Übersicht vermittelt Tab. 1.

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis eines Studienaufenthaltes am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover und am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover, der mir durch ein Sonderforschungsstipendium der Alexander von Humboldt-Stiftung von September 1991 bis März 1992 ermöglicht wurde. Die Wahl des Forschungsthemas erfolgte in Abstimmung mit meinen Betreuern, Herrn Dr. J.-P. GROETZNER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover, und Herrn Dr. H.-C. HÖFLE †, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung. Beiden Wissenschaftlern bin ich für ihre weitreichende Hilfe, insbesondere ihren fachlichen Rat und die geologische Einführung in das Untersuchungsgebiet sowie für die kritische Durchsicht des Manuskripts zu großem Dank verpflichtet. Ebenso dankbar bin ich Herrn Dir. u. Prof. Dr. K.-D. MEYER, Hannover, für die Durchführung von Geschiebezählungen, die Unterweisung in der Methode der Leitgeschiebeanalyse sowie für ausführliche Erläuterungen zur Quartärgeologie Nordwestdeutschlands. Den Herren Dr. U. LADE, Hechthausen-Bornberg, Dr. J. MERKT, Hannover, und Dr. K.-H. SULING, Bremen, gebührt Dank für anregende Diskussionen und Hinweise zur Untersuchungsmethodik und zur Geologie des Arbeitsgebietes. Dank schulde ich auch einigen Radlader-Fahrern von Sandgruben des Elbe-Weser-Dreiecks für die Unterstützung meiner Geländearbeiten. An der technischen Fertigstellung der Arbeit haben wiss.-techn. Mitarbeiter und Hilfskräfte mitgewirkt, denen ich ebenfalls ausgesprochen dankbar bin. Stellvertretend möchte ich Frau H. HUBRICH, Halle, nennen, die den größten Teil der Reinzeichnungen angefertigt hat. Familie E. KRAMER, Evang. Freizeitheim Lübbenstedt, und Familie A. WANZA, Sarstedt, danke ich herzlich für ihre Gastfreundschaft während meines Aufenthaltes in Niedersachsen. Meine Frau hat mich von der Geländearbeitsphase bis zur Fertigstellung des Manuskriptes in vielfältiger Weise unterstützt. Dafür möchte ich auch an dieser Stelle Dank sagen.

2. PROBLEMSTELLUNG

Das Elbe-Weser-Dreieck gehört zu den intensiv quartärgeologisch untersuchten Gebieten Nordwestdeutschlands. Die anstehenden Ablagerungen sind seit nahezu 100 Jahren Forschungsgegenstand, Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse sind bereits weitgehend geklärt (vgl. Kap. 4.2.).

Ziel dieser Arbeit ist es, die vertikale und laterale lithologische Differenziertheit der Grundmoränen und anderen moränen Sedimente der Elstereiszeit und des Haupt-Drenthestadials der Saaleeiszeit zu charakterisieren. Die Untersuchungen sollen in erster Linie die Gefügevariabilität der lithostratigraphisch eingestuften Einheiten in den einzelnen Aufschlüssen erfassen und nachfolgend einen regionalen Vergleich ermöglichen. Aus dem Gefüge der Moränen, insbesondere aus den Texturmerkmalen, soll versucht werden, die maßgebenden moränenbildenden Prozesse bzw. den genetischen Till-Typ abzuleiten. Völlig sichere Aussagen können jedoch nur in wenigen Fällen erwartet werden, da die Kriterien für den Nachweis der genetischen Till-Typen oft nicht eindeutig sind und manche Gefügemerkmale verschieden genetisch interpretiert werden können (vgl. HALDORSEN & SHAW 1982). Die genetischen Till-Typen sind eng an die Dynamik des den Till bildenden Gletschers geknüpft. Regional gültige Aussagen zur Inlandeisdynamik erfordern jedoch eine größere Zusammenschau von Untersuchungsergebnissen, als sie hier vorgenommen werden kann.

In drei Sandgruben war aufgrund gestörter Lagerungsverhältnisse die stratigraphische Zuordnung von Moränen und Schmelzwasserablagerungen problematisch, so daß sich Geschiebezählungen als notwendig erwiesen.

3. METHODEN

3.1. Geländearbeiten

Aufschlußaufnahmen in 9 Sandgruben bilden die Grundlage der Arbeit. Es sind repräsentative Stoßabschnitte kartiert worden, in denen ein breites Spektrum der im Aufschluß vorkommenden Till-Varietäten enthalten war. Folgenden Merkmalen der moränen Sedimente wurde besondere Aufmerksamkeit gewidmet:

- Lagerungsverhältnisse
- Mächtigkeit
- Korngrößenverteilung
- Kalkgehalt
- Farbgefüge des bergfeuchten Substrates (mit Hilfe der ROCK COLOR CHART)
- Flächengefüge
- sonstige Gefügemerkmale
- Basisbereich
- Liegend- und Hangendgrenze.

Für Korngrößenanalysen, untergeordnet auch für Kalkgehaltsbestimmungen, wurden 122 Proben aus einem Bereich von jeweils 10x10 cm entnommen (Tab. 2). Bei engräumigem Materialwechsel wurde versucht, quasi-homogenes Material zu erfassen. In den Sandgruben Vollersode, Heebel und Wallhöfen wurden insgesamt 8 Proben für Leitgeschiebeanalysen gewonnen (Tab. 3 u. 4).

Die Längsachseneinregelung der Geschiebe zeigt in erster Linie die Eisbewegungsrichtung an (RICHTER 1932; HOLMES 1941), kann aber auch bei der Unterscheidung verschiedener genetischer Till-Typen und bei dem Nachweis postsedimentärer Umlagerungen hilfreich sein (GLENN & DONNER & WEST 1957). Geschiebeeinregelungsmessungen wurden im Elbe-Weser-Dreieck bereits in größerem Umfang durchgeführt (vgl. Kap. 4.2.), so daß sie hier nur um drei Messungen ergänzt werden sollen (Abb. 8, 13 u. 17). Dafür wurden Geschiebe mit einer Längsachse von 1,5-10 cm und einem Längen-Breiten-Verhältnis von mindestens 1,5:1 genutzt.

Die Geländebefunde stammen aus temporären Aufschlüssen. Es wurde deshalb eine umfangreiche Fotodokumentation angelegt, die nur zu einem sehr kleinen Teil in diese Publikation aufgenommen werden konnte (Taf. 16-23).

3.2. Laborarbeiten

Die Korngrößenanalysen (Sieb- und Pipettanalysen) (Tab. 5) und Kalkgehaltsbestimmungen (nach SCHEIBLER) (Kap. 5.5.) erfolgten im Labor des Referates N 2.42 Sedimentologie des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover.

Die Kornsummenkurven (Abb. 21-27) wurden im Petrographisch-mineralogischen Labor (Dr. G. KNUTH, Frau G. PLÖTZ) des Geologischen Landesamtes Sachsen-Anhalt in Halle erstellt.

Herr Dr. K.-D. MEYER, Hannover, hat von 8 Proben (Tab. 3 u. 4) Leitgeschiebezählungen durchgeführt, die Theoretischen Geschiebezentren nach LÜTTIG (1958) ermittelt (Abb. 19) und danach die stratigraphische Einstufung des Probenmaterials vorgenommen.

4. UNTERSUCHUNGSGEBIET (UG)

4.1. Naturräumlicher Überblick

Die bearbeiteten Quartär-Aufschlüsse befinden sich im westlichen Teil des Elbe-Weser-Dreiecks und im unmittelbar südöstlich angrenzenden Raum um Verden (Abb. 1). Das Elbe-Weser-Dreieck wird begrenzt durch die namensgebenden Flüsse und die Linie Bremen - Hamburg. Kennzeichnend für das Untersuchungsgebiet sind durch Flußniederungen unterbrochene Geestflächen und Endmoränenzüge (GÜK 200, Blatt CC 3118 Hamburg-West).

Im Norden reicht die Marsch der Hadelner Bucht landeinwärts bis in den Raum Bederkesa. Südlich schließt sich die zertaltes Altmoränenlandschaft der Bremervörder-Wesermünder Geest an (HAGEDORN 1961; LADE 1980). Die Höhenlagen der Geestflächen steigen nach Süden bis 30 mNN an, die

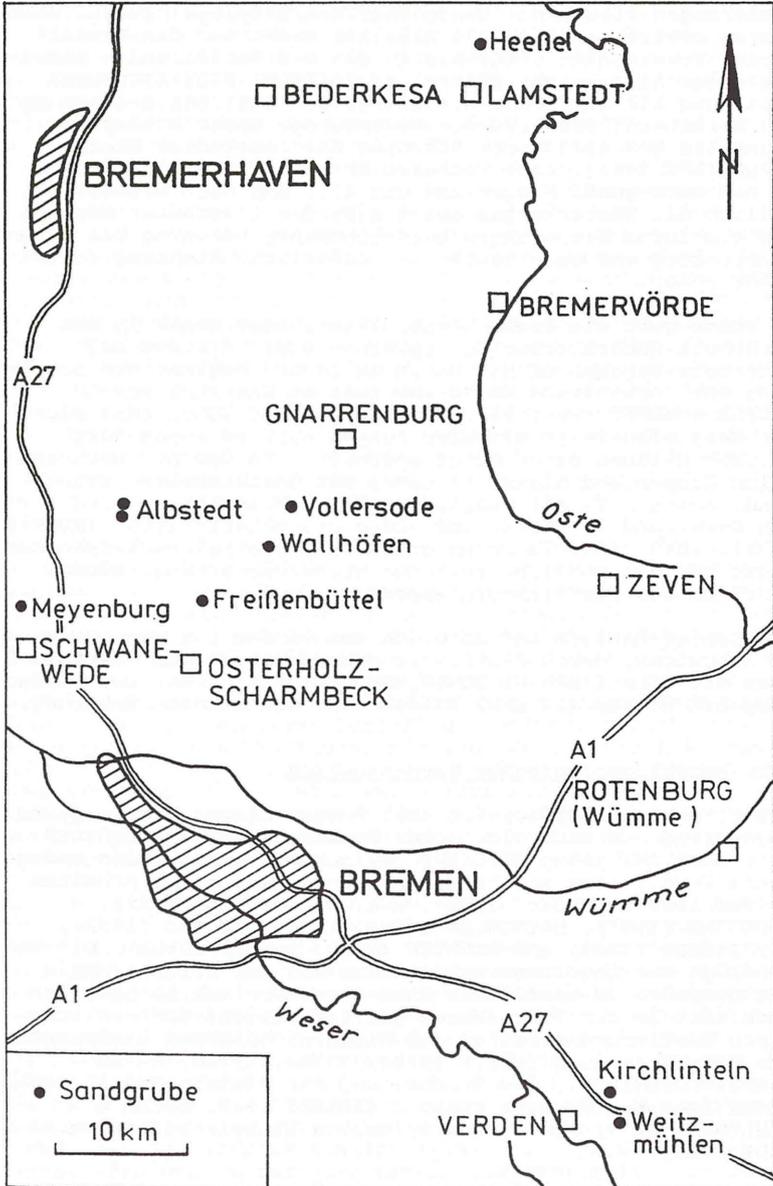


Abb. 1: Topographische Lage der Aufschlüsse

Niederungen liegen nur wenig über Meeresspiegelniveau. Nach Westen erstrecken sich die Hadelner Bucht und die Bremer-vörder-Wesermünder Geest bis zu den N-S verlaufenden Endmoränen der Altenwalder Staffel (WOLDSTEDT 1950; SINDOWSKI 1965) und bis zur Weser-Niederung. Die östliche Begrenzung von Marsch und Bremervörder-Wesermünder Geest bildet der ebenfalls N-S gerichtete Höhenzug der Lamstedter Staffel (WOLDSTEDT 1950). Ihre höchsten Bereiche sind die bis 74 mNN aufragende Wingst und der 65,5 mNN hohe Westerberg. Südlich des Westerberges setzt sich die Lamstedter Staffel als ein durch Niederungen unterbrochener Höhenzug bis nach Gnarrenburg und dann weiter in südöstliche Richtung fort (LADE 1980).

Im Süden geht die Bremervörder-Wesermünder Geest in das Osterholz-Scharmbecker Geestplateau über, "...das bei Osterholz-Scharmbeck mit Höhen um 45 mNN beginnt und östlich von Schwanewede um 30 mNN nahe am Wesertal endet" (HÖFLE & MERKT 1990: 75). Nach Westen und Süden löst sich das Geestplateau in einzelne Zungen auf. Es kommt dort "...zur Bildung einer Hügellandschaft, in der nur noch einzelne Kuppen und kleine Plateaus mit Geschiebelehm bedeckt sind. Weite z.T. mit Mooren verfüllte Muldentäler sind für den Geestrand im Westen und Süden charakteristisch" (KUNTZE et al. 1989: 47). Im Osten enden die Osterholz-Scharmbecker Geest und der südliche Teil der Bremervörder-Wesermünder Geest an der Teufelsmoorniederung.

Das Gebiet östlich und nördlich von Verden ist durch ein großräumiges, durch Flußniederungen gegliedertes Geestplateau mit Höhenlagen um 50-60 mNN gekennzeichnet. Der Steinberg bei Holtum (74 mNN) bildet hier die höchste Erhebung.

4.2. Quartärgeologischer Kenntnisstand

Das Elbe-Weser-Dreieck ist seit Beginn dieses Jahrhunderts Gegenstand quartärgeologischer Forschung (z.B. SCHROEDER 1906; SCHUCHT 1908; WILCKENS 1921; WOLFF 1909). Eine bedeutende Erweiterung erfuhr der Kenntnisstand durch Arbeiten in den 50er und 60er Jahren, u.a. von DEWERS (1962), HAGEDORN (1961), HOYNINGEN-HUENE (1954), ILLIES (1952), MARCZINSKI (1968) und RICHTER (1950, 1958a, 1958b). Die Wesenszüge der Lagerungsverhältnisse und der Stratigraphie des Quartärs im westlichen Elbe-Weser-Dreieck konnten jedoch erst in den 70er Jahren geklärt werden, vornehmlich durch Kartierungsarbeiten des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (HÖFLE 1976a, 1976c, 1976d; MEYER & SCHNEEKLOTH 1973), die Bearbeitung des Pleistozäns in der ehemaligen Kreidegrube Hemmoor (EHLERS 1979; HÖFLE & SCHLENKER 1979) sowie eine Reihe von Einzelarbeiten (u.a. LADE 1980).

HÖFLE in KUNTZE et al. (1989) und HÖFLE & MERKT (1990) haben den aktuellen Kenntnisstand zusammenfassend dargestellt. Hier sollen deshalb nur die wichtigsten Punkte

wiederholt werden: "Beim letzten großen Meeresvorstoß vor 10 Millionen Jahren (Tertiär: Miozän) wurde noch das gesamte Gebiet überflutet und mit marinen Ablagerungen bedeckt (KUSTER in KUNTZE et al. 1989). Darüber liegen küstennahe Flachwassersedimente, in denen der marine Charakter immer mehr zurückgeht, und im jüngsten Tertiär (Pliozän) hat sich im südlichen Elbe-Weser-Dreieck ein Flußsystem etabliert, das ohne einen erkennbaren Einschnitt in das Quartär übergeht. ... Durch das Vordringen elsterzeitlicher Gletscher wurden die alten Flußsysteme überfahren. Vor der anrückenden Gletscherfront sind durch die sommerlichen Schmelzwässer in den tiefen Landschaftsteilen kiesige Sande abgelagert worden. Die Sande wurden vom Eis überfahren und von einer Grundmoräne bedeckt. Da in Teilen der Landschaft noch ein direkter Kontakt zwischen den miozänen Meeresablagerungen und dem Gletschereis möglich war, kam es zur Aufnahme von Tonmaterial in die Moräne und zu deren schwarzgrauer Färbung. ... Aus vier Aufschlüssen im Elbe-Weser-Dreieck und aus mehreren Bohrungen ist bekannt, daß über den elsterzeitlichen Schmelzwassersanden und der Grundmoräne mehrere Meter mächtige Sande und eine weitere Grundmoräne liegen, die ebenfalls in die Elster-Eiszeit gehören" (HÖFLE & MERKT 1990: 75-76).

Beide Elster-Grundmoränen führen einen deutlich höheren Anteil westskandinavischer Geschiebe als die drenthezeitlichen Ablagerungen (MEYER in HÖFLE 1983). Nach Einregelungsmessungen an Geschiebelängsachsen ist sowohl das erste als auch das zweite Elster-Inlandeis von Nord nach Süd über das Elbe-Weser-Dreieck geflossen (HÖFLE 1980, 1983). "Die beiden Moränen unterscheiden sich lediglich durch ihre Korngrößenzusammensetzung. Während die untere einem stark sandigen, tonigen, kiesigen Schluff entspricht, besteht die obere aus einem schluffigen, kiesigen Sand" (HÖFLE & MERKT 1990: 76). Der ausgesprochen hohe Sandgehalt der oberen Moräne wird von HÖFLE (1983) auf verstärkte Aufnahme von unterlagernden Schmelzwassersanden zurückgeführt und mit einem Vordringen des Gletschers in sehr kaltem Klima und eingeschränktem Druckschmelzen an der Unterseite begründet.

"Da die Eisdecke bei Bremen über 1000 m mächtig war, standen die Schmelzwässer an der Gletscherbasis unter starkem Druck. Dieser Druck befähigte das Wasser, unter dem Eis tunnelähnliche Abflurrinnen auszuspülen. ... Es entstand ein System von ungewöhnlich tiefen Rinnen, die Norddeutschland in Nord-Süd-Richtung durchziehen. Dabei wurden die bereits vom Eis subglaziär angelegten N-S-ausgerichteten Strukturen von den Wassermassen zum größten Teil übertieft" (HÖFLE & MERKT 1990: 77-78). Im Elbe-Weser-Dreieck reicht die Quartärbasis in Rinnen bis unter -200 mNN, bei Ritterhude sogar bis -300 mNN, während sie außerhalb bis etwa 0 mNN ansteigt (KUSTER & MEYER 1979). Die Verfüllung der Rinnen erfolgte in der ausgehenden Elsterzeit, zunächst durch die "...Ablagerung von Grobmaterial (Steine, Kies, Grobsand). Bei ständig abnehmender Fließgeschwindigkeit wurden die Rinnen mit immer feinerem Material aufgefüllt,

bis bei fast völligem Stillstand die Ton- und Schluffsedimentation erfolgte" (HÖFLE & MERKT 1990: 78). Die feinklastischen Sedimente werden als Lauenburger Ton (SCHUCHT 1908) bzw. Ritterhuder Sand (WILCKENS 1921) bezeichnet.

Marine Ablagerungen der Holsteinwarmzeit stehen in glazitektonisch gestörter Lagerung örtlich im Bereich der Lamstedter Staffel an (HÖFLE 1976b; VAN GIJSSEL 1987).

Im Elbe-Weser-Dreieck sind zwei saalezeitliche Eisvorstöße durch Grundmoränen belegt, der jüngere jedoch nur nördlich und nordöstlich der Osterholz-Scharmbecker Geest. Die Haupt-Drenthe-Moräne bedeckt in weiten Teilen des UG die Geestflächen (GÜK 200, Blatt CC 3118 Hamburg-West). Sie lagert meist direkt auf elsterzeitlichen Sedimenten, da drenthezeitliche Vorschüttbildungen (kiesige Sande) nur auf kleineren Flächen erhalten sind. Leitgeschiebezählungen von MEYER (in HÖFLE 1983) ergaben für beide Drenthe-Moränen Theoretische Geschiebezentren deutlich außerhalb des elsterzeitlichen Bereiches. Die Geschiebeeinregelungen zeigen für den Haupt-Drenthe-Gletscher im westlichen Elbe-Weser-Dreieck die Fließrichtung SW bis WSW an, während im jüngeren Drenthestadial das Eis von E nach W vorgestoßen ist (HÖFLE & SCHLENKER 1979; HÖFLE 1980, 1983). Die Haupt-Drenthe-Moräne besteht aus stark sandigem, tonigem Schluff mit geringen Kies- und Steinanteilen. Die Jüngere Drenthe-Moräne weist dagegen einen höheren Ton- und Schluffanteil sowie einen bemerkenswert hohen Kalkgehalt auf (HÖFLE 1980, 1983).

Während des Jüngeren Drenthestadials wurden die Endmoränen der Altenwalder und Lamstedter Staffel gebildet, die jeweils im Norden erhebliche Stauchungsstrukturen aufweisen und weiter südlich in zunehmend ungestörte Bereiche übergehen (MEYER 1987).

Im Warthestadium gehörte das UG zum Periglazialraum. Aus der Eemwarmzeit und der frühen Weichseleiszeit sind in einigen Hohlformen limnische und telmatische Ablagerungen bekannt (LADE 1980; BEHRE & LADE 1986). Eemzeitliche Meeresablagerungen sind landeinwärts bis in den Raum Bederkesa nachgewiesen worden (HÖFLE & MERKT & MÜLLER 1985).

Den hangenden Profilabschluß bilden auf der Geest Geschiebedecksand oder eine dünne Flugsandauflage; in den Niederungsbereichen stehen weichselzeitliche Flußsande und holozäne Sedimente an (HÖFLE 1976a).

5. AUFSCHLUSSBESCHREIBUNGEN UND ERGEBNISSE

5.1. Vorbemerkungen

Die Ausführungen zu den einzelnen lithostratigraphischen Einheiten erfolgen in gleicher Reihenfolge:

- Lagerungsverhältnisse
- Mächtigkeit
- Korngrößenverteilung (Anteile: 5-15 % = schwach, 15-25 % = mäßig, >25 % = stark)
- Kalkgehalt (nur in Heeßel relevant)
- Farbe (Symbole nach ROCK COLOR CHART)
- Gefüge (inkl. Geschiebeeinregelung)
- Moränenbasis sowie Liegend- und Hangendgrenze

Sofern sich Rückschlüsse auf die Tillgenese ergeben, finden sie sich am Ende des jeweiligen Kapitels oder nach der Charakterisierung des Gefüges und/oder der Moränenbasis.

Anzumerken ist,

- daß sich die verbale Farbbeschreibung nicht nach den in der ROCK COLOR CHART angegebenen Farbnamen richtet,
- daß der Zersetzungsgrad der Geschiebe wegen des Zusammenhanges von Farbe und Verwitterung bei der Farbbeschreibung dargestellt wird,
- daß bei der Beschreibung der Moränenbasis sowohl Besonderheiten des tiefsten Teiles des jeweiligen Absatz- oder Ausschmelztills als auch, sofern vorhanden, der Deformationstill behandelt werden,
- daß sich die Liegendgrenze (Moränen-Unterkante) auf die jeweils unterste Till-Einheit bezieht, ggf. also auf den Deformationstill.

Als "glazidynamisch" werden Gefügeelemente in den Tills bezeichnet, die durch die Bewegung des gleichen Gletschers hervorgerufen wurden, der den Till abgelagert hat. Durch Gletscher verursachte Deformationen des überfahrenen oder in Eisrandnähe gelegenen Untergrundes werden, sofern sie nicht nur zur Bildung von Deformationstill geführt haben, als "glazitektonisch" bezeichnet.

5.2. Sandgrube Freußenbüttel

Lage: TK 25, Blatt 2718 Osterholz-Scharmbeck
(Abb. 2)

Morphologische Position: Nördlicher Bereich der Osterholz-Scharmbecker Geest; Geländehöhen 30-40 mNN

Aufgrund seiner vielgliedrigen Schichtfolge und differenzierten Lagerungsverhältnisse ist die Sandgrube zwischen Freußenbüttel und Sandhausen gegenwärtig der wohl bedeutendste Quartäraufschluß im UG (Abb. 3). Die mehr als 15 m mächtigen quartären Ablagerungen bilden das Richtprofil für die Geestflächen des westlichen Elbe-Weser-Dreiecks (vgl. HÖFLE 1983; HÖFLE & MERKT 1990). Es umfaßt elsterglaziale

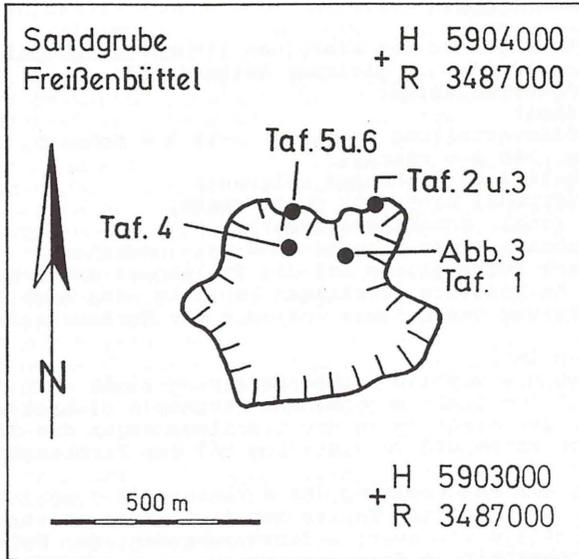


Abb. 2: Freußenbüttel: Lage der untersuchten Stoßabschnitte

Vorschüttssande, zwei durch Schmelzwassersande getrennte Elster-Moränen, spätelsterglaziale Beckenablagerungen (Lauenburger Ton und Ritterhuder Sand) und die Haupt-Drenthe-Moräne. Das elsterzeitliche Alter der unteren und mittleren Moräne ist durch Geschiebezählungen (MEYER in HÖFLE 1983) und die Überlagerung mit Lauenburger Ton gesichert. Im Rahmen meiner Arbeit wurden, entgegen der Darstellung von DADASBILGE (1993), keine Geschiebezählungen in Freußenbüttel durchgeführt.

Ein Jahr nach meinen Untersuchungen erfolgten detaillierte Stoßkartierungen zur Klärung lithologischer und genetischer Fragen durch DADASBILGE (1993). Auf die Ergebnisse dieser Arbeit wird im folgenden, insbesondere in den Kap. 5.2.3. u. 5.2.4., ausführlich Bezug genommen.

5.2.1. Die untere Elster-Moräne (qe(1), Lq)

Die von HÖFLE (1983) beobachtete starke Deformation der Moräne in Form von Faltungen, Zerscherungen und Schuppenbildungen ließ sich im Herbst 1991 inschwer nachvollziehen. An einem ca. 50 m langen NE-SW verlaufenden Stoß waren drei

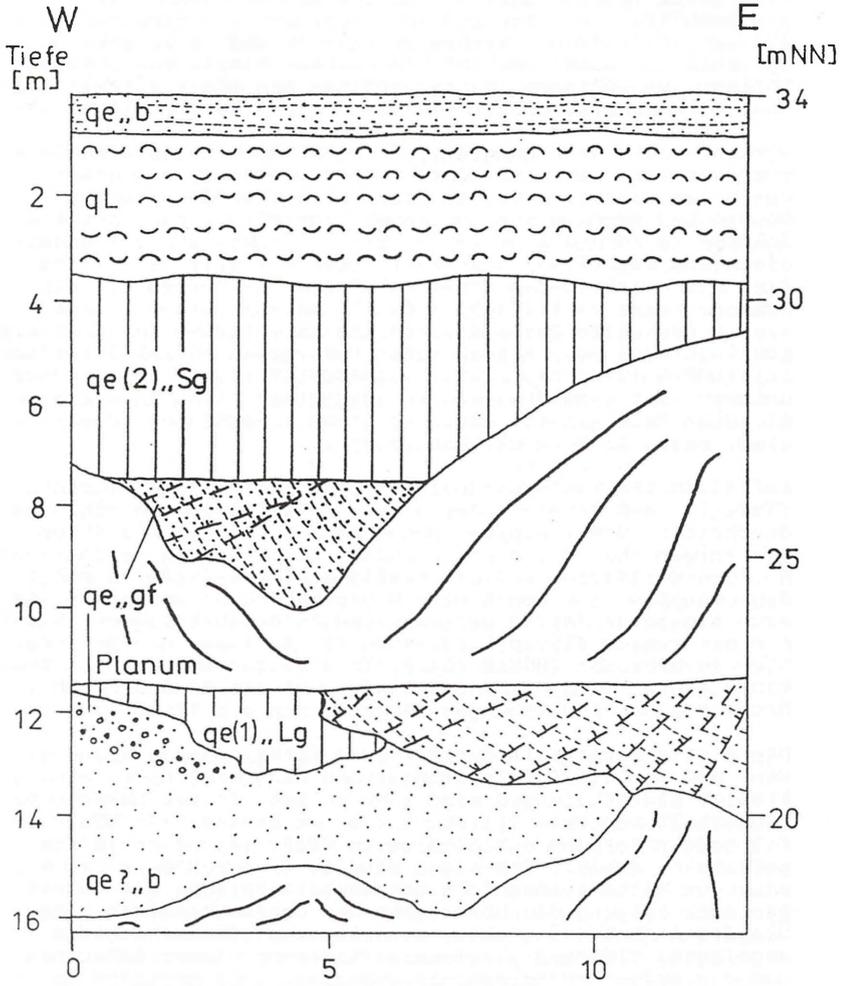


Abb. 3: Freußenbüttel: Stoßaufnahme - Profil der elsterglazialen Sedimente

Moränen-Schuppen aufgeschlossen, von denen die nordöstliche und die mittlere auf Taf. 1 dargestellt sind. Die wahre Mächtigkeit der Moräne erreicht kaum 2 m.

Nach HÖFLE (1983) führt die untere Elster-Moräne bei Freißenbüttel 10 % Ton und 20 % Schluff, was etwa den Analyseergebnissen der Proben Fr 11a-13b und Fr 20 entspricht. Insgesamt besteht die Moränen-Matrix aus schwach tonigem, schluffigem, mittelsandigem bis stark mittelsandigem, schwach grobsandigem Feinsand (Tab. 5; Abb. 20 u. 21).

Typisch ist eine braungraue, je nach Feuchtegehalt hellere oder dunklere Farbe um 10 YR 5/4. Viele Geschiebe sind durch Fe-Oxid zersetzt oder imprägniert worden, auch Fe-Geoden und Mn-Oxid-Punkte kommen häufig vor. Die mittlere Schuppe (= rechte Schuppe auf Taf. 1) führt weniger Brauneisen und ist olivgrau gefärbt (etwa 5 Y 5/4). 10 m nördlich des abgebildeten Stoßabschnittes war kurzzeitig ein schwarzgrauer (5 Y 4/1-2/1) Geschiebelehm aufgeschlossen, wie er für weite Teile Niedersachsens aufgrund der Kontakte zum tertiären oder kretazischen Untergrund charakteristisch ist (HÖFLE 1980; Kap. 4.2.). DADASBILGE (1993) fand in der unteren Elster-Moräne von Freißenbüttel einen Zahn eines miozänen Hais (*Isuris hastalis* AGASSIZ; Bestimmung durch cand. geol. A. MUDROCH, Hannover) .

Auffälligstes Texturmerkmal der Schuppen ist die Klüftung (Taf. 1). N-S-streichende, 35-60° E-einfallende Großklüfte durchziehen die Schuppen im Abstand von <10 cm bis 30 cm. Sie ziehen ebenso wie die parallel zur Klüftung verlaufende Moränen-Sohlfläche und die steilgestellten Sande zwischen den Schuppen eine von E nach W gerichtete Stauchung an. Da auch die hangenden Schmelzwassersande gestört lagern, kommt nur der zweite Elster-Eisvorstoß als Auslöser der Deformation in Betracht (HÖFLE 1983). In untergeordnetem Maße treten Diagonal- und Orthogonalklüfte auf, im Basisbereich örtlich auch Abschiebungen (Sprunghöhen bis 10 cm).

Die Klüfte werden oft durch 2-5 cm dicke, dunkle Brauneisen- und Mn-Oxid-Anreicherungszone nachgezeichnet. Sandig-kiesige Klüftfüllungen sind sehr selten. In der SW-Schuppe (außerhalb von Taf. 1) ist eine 30 cm breite, 30° NNW-einfallende Scherzone aufgeschlossen (Taf. 16). Zwei intern gefaltete Schluff-Ton-Lagen sind darin durch eine ca. 8 cm mächtige Mittelsandschicht getrennt. Harnische queren mit geringer Neigung die Oberfläche der oberen bindigen Lage. Die deutlich von der oben beschriebenen glazitektonisch angelegten Klüftung abweichende Lagerung dieser Scherzone und das aufgenommene schluffig-tonige, wohl tertiäre Material deuten darauf hin, daß glazidynamische Scherbewegungen während des ersten Elster-Eisvorstoßes für ihre Entstehung verantwortlich sind.

Nur an der NE-Schuppe (= linke Schuppe auf Taf. 1) läßt sich eine 15-30 cm mächtige, weniger brauneisenhaltige, hellgraue Basiszone ausgliedern (5 Y 6/4). Sie führt in

geringem Maße Sandschlieren und mit Sand gefüllte basisparallele Klüfte, die die Aufnahme von lokalem Untergrundmaterial durch Scherung bezeugen. Es handelt sich hier offenbar um eine Sohlmoräne oder konkreter eine Schermoräne im Sinne von GRUBE (1980). "Unter einer Sohlmoräne ist das gesamte zerscherte und gestauchte Sediment unter der Grundmoräne bis zu der Gleitfläche zu verstehen, unter der der Untergrund nicht mehr in die Bewegung des Eises einbezogen worden ist. ... Der aus zerschertem Grundmoränen-Material bestehende Teil der Sohlmoräne wird als Schermoräne bezeichnet." (GRUBE 1980: 73).

Die Moränen-Unterkante schneidet die liegenden, stark glazitektonisch gestörten, schwach mittelsandigen Feinsande diskordant ab. Im obersten Meter der Sande kommen kiesige, schwach steinige Lagen vor. Sie stellen ebenso wie die konvolut geschichteten, stark kiesigen, brauneisenhaltigen Sande am SW-Ende des abgebildeten Stoßabschnittes (Taf. 1) elsterglaziale Vorschüttsedimente dar. Unsicher ist dagegen die stratigraphische Stellung - Miozän oder Elstereiszeit - der feinkörnigen Sande (H.-C. HÖFLE, frdl. mdl. Mitt.), die meist konkordant im Liegenden an die sicheren Vorschüttsbildungen grenzen und die tiefsten in der Grube aufgeschlossenen Ablagerungen bilden (Abb. 3). Nach DADASBILGE (1993) sind sie als elsterzeitliche Vorschüttsande mit aufgearbeitetem Tertiärmaterial (Glaukonit) zu betrachten.

Die Moränen-Oberkante ist erosiv gestaltet, wie eine fast durchgehend verfolgbare Geschiebelage beweist.

Die glazitektonisch stark beanspruchte, aber intern nur relativ gering deformierte, schichtungslose, untere Elster-Moräne von Freißenbüttel kann genetisch klassifiziert werden. Sie besteht aus typischem Absetztill, der Basisbereich kann teilweise als Schermoräne sensu GRUBE (1980) aufgefaßt werden.

5.2.2. Die moränen Sedimente zwischen den Elster-Moränen (qe(2), ,q-qf)

Zwischen der unteren und der oberen Elster-Moräne befinden sich mehrere Meter feinkörniges Glazifluviatil, die durch Pressungs- und Dehnungsstrukturen intensiv lagerungsgestört sind. Im oberen Teil dieser Feinsande sind die auf Taf. 2 dargestellten moränen Sedimente eingelagert. Sie bestehen aus schwach schluffigem Sand mit reichlich größeren Komponenten bis zur Grobkies-Fraktion. Die gelbbraune Farbe (10 YR 6/6) resultiert aus der Brauneisenführung, die je nach Schluffgehalt unterschiedlich intensiv ist. Mn-Oxid-Fällungen treten punkt- und schlierenförmig in Erscheinung. In dem bräunlichen, moränen Bereich haben sich sehr klar hellgraue (5 Y 6/1), wenige cm dicke, nur kurz aushaltende, schwach feinsandige, schwach tonige Schlufflagen ab. Sie sind farblich der in Kap. 5.2.3. beschriebenen Basis-Lage der oberen Elster-Moräne ähnlich.

Das Moränenmaterial ist durchsetzt mit mittelsandigen Feinsandlinsen und -schlieren, die ebenso wie die unregelmäßige, teils scharfe, teils diffuse Begrenzung gegen die Schmelzwassersande Fließprozesse widerspiegeln. Die Texturen sind vorwiegend lateral ausgerichtet. Das gilt auch für die zahlreichen kleineren Einlagerungen von moränalem und schluffigem Material in den Sanden. Geschiebesand und Schmelzwassersand sind intensiv mit glazitektonisch verursachten Klüften und Abschiebungen durchzogen.

Der Feinsand im Liegenden der moränen Einlagerungen ist etwas stärker mittelsandig als der im Hangenden und unterscheidet sich durch seine gräulich-weiße Farbe deutlich von den überlagernden Sedimenten. Die Sande über dem moränen Material werden vom Deformationstill der oberen Elster-Moräne diskordant bedeckt (Kap. 5.2.3.; Taf. 2).

Genetisch läßt sich das Moränenmaterial als Fließstill (flow till) interpretieren, das im Zuge des erneut vorstoßenden Elster-Inlandeises, vielleicht während einer kurzen Stagnationsphase, gebildet und nachfolgend durch den gleichen Gletscher deformiert wurde.

5.2.3. Die obere Elster-Moräne (qe(2),,Sq)

Diese Moräne ist fast im gesamten Grubenbereich verbreitet. Ihre Mächtigkeit unterliegt starken Schwankungen und erreicht stellenweise mehr als 6 m.

HÖFLE (1983) beschrieb das Substrat als grüngrauen, schluffigen, kiesigen Sand mit Schluffanteilen um 8 % und Tonanteilen um 6 %. Die Korngrößenanalysen der Proben Fr 3-5, 8-10, 14, 15, 17 u. 18 ergaben Ton- bis Mittelschluffgehalte zwischen 2,9 und 9,5 % und Grobschluffanteile von 2,4-4,4 %. Die Kornverteilungen wurden mittels Siebanalyse bestimmt, nur von den Proben Fr 3, 5 u. 8 wurden Pipettanalyse durchgeführt. Hier zeigt sich, daß fast kein Fein- und Mittelschluff enthalten ist, was auf nur geringe mechanische Zerkleinerung der Sedimentfracht während der Moränenbildung hinweist. In allen Proben fällt die starke Dominanz des Feinsandes auf. Mit 63,4-74,7 % ist der Feinsandgehalt etwa doppelt so groß wie im qe(1),,Lg und im qD1,,Lg von Freußenbüttel (Tab. 5; Abb. 20, 22 u. 25).

Insgesamt besteht die obere Elster-Moräne aus schwach tonig-schluffigem, schwach bis mäßig mittelsandigem Feinsand. Das Material führt einen deutlich niedrigeren Feinkornanteil und ist besser sortiert als die anderen moränen Sedimente von Freußenbüttel.

Charakteristisch sind gelbbraune bis gelbolivgraue Farben (10 YR 6/6 - 5 Y 6/4). Des Weiteren sind Färbungsphänomene zu beobachten, die DADASBILGE (1993: 18-21) wie folgt beschrieb:

"1. In Bereichen in denen die Grundmoräne durchgehend braun

gefärbt ist, sind Verwerfungen oftmals hellgrau nachgezeichnet. Darüber hinaus können sich von diesen hell nachgezeichneten Verwerfungen ausgehend, weitere hellgraue Flecken gebildet haben.

2. Treten die Verwerfungen in durchgehend hellen (entfärbten ?) Bereichen auf, können Verwerfungen auch durch Brauneisenkrusten nachgezeichnet sein.

Als besonderes Merkmal weist die Elster-2-Grundmoräne örtlich eine rostbraune/hellgraue, meist steilstehende und z.T. leicht gekrümmte Streifung (Bänderung) auf, bzw. sind ganze Bereiche in diesen Farben in nahezu vertikaler Richtung schlierig imprägniert. Begleitet werden diese Streifen von rostfarbenen bzw. hellgebleichten Flecken. Vereinzelt sind auch um Geschiebe weißgrau gebleichte oder rostbraun gefärbte Höfe zu beobachten."

Die Färbungsphänomene führt DADASBILGE (1993: 46-47) auf Ausfällung Fe-haltiger Lösungen zurück und gibt folgende Erklärung: "Durch verwitterungsbedingte Lösungsvorgänge Fe-haltiger Minerale (Silikate, Karbonate, Sulfide) unter periglaziären Bedingungen (z.B. bei pH-Werten <3 oder unter reduzierenden Bedingungen) in den überlagernden Schichteinheiten Haupt-Drenthe-Moräne und Lauenburger Ton, konnten Fe-Ionen mobil gemacht worden sein. Daß derartige Vorgänge und darauffolgende Verlagerungen in den Schichten im Grubenbereich stattgefunden haben, beweisen z.B. die stark brauneiseninkrustierten Gerölle in den Schmelzwasser-Schichtkomplexen (qe 1+2, ,gf), die lokal im Grenzbereich zur Elster-2-Grundmoräne auftretenden Brauneisenkrusten sowie der rostbraun-hellgrau verwitterte, oxidierte Dachbereich im Lauenburger Ton. Die Haupt-Drenthe-Moräne ist ebenfalls durch feinverteilte Eisenoxidhydrate braun-rot gefärbt. Daß sämtliche Schichteinheiten im Grubenbereich entkalkt sind, bekräftigt die Annahme, daß Verlagerungen stattgefunden haben. Dazu kommt die Beobachtung, daß in der E-Wand der Grube, wo die Überlagerung durch Lauenburger Ton und Haupt-Drenthe-Moräne fehlt, Rostflecken, Schlieren und Streifung ... nicht zu entdecken waren. ... Die durch Verwitterung und Lösung freigewordenen Fe-Ionen aus den überlagernden Sedimenten verteilten sich mit dem Wasserstrom (Sickerwasser aus Niederschlägen, Grundwasser) oder einem Redoxgradienten folgend über den Elster-2-Schichtkomplex und tiefere Schichten. Dies führte dann zu konkretionären Anreicherungen und Verhärtungen oder zu rostbraunen Schlieren, Flecken und zur Streifung. An anderen Stellen im Grubenbereich wiederum ist die gesamte Elster-2-Grundmoräne hellgrau "entfärbt". Dort ist die Grundmoräne nur schwach von braunen Schlieren und Bändern durchzogen. In diesen "gebleichten" Bereichen könnte später erneute Lösung von Fe-Oxiden stattgefunden haben. ... Da Verwerfungen in der Elster-2-Grundmoräne sehr oft durch Brauneisen-Färbung bzw. durch "Entfärbung" gekennzeichnet sind, wurden diese anscheinend von Sickerwasser, gemäß der besseren Wegsamkeit, bevorzugt genutzt und Eisenoxide dort entsprechend häufiger oxidiert bzw. später reduziert."

Bei den von DADASBILGE erwähnten Verwerfungen dürfte es sich zum allergrößten Teil um Strukturen handeln, die aus der Klüftung und der Brauneisenfällung resultieren. Der Versatz wird dadurch vorgetäuscht, daß die Brauneisenhorizonte an den steilen Klüften enden und sich in benachbarten Klufftkörpern in anderen Niveaus fortsetzen. Die "Pseudoverwerfungen" sind vor allem im oberen Teil der oberen Elster-Moräne des UG weit verbreitet.

In der 4 m mächtigen Moräne auf Taf. 3 fallen sählig bis flach verlaufende Klüfte auf, von denen einige über mehrere Dekameter verfolgbar sind. Sie werden durch meist <10 cm starke, durch Brauneisen verfestigte Horizonte nachgezeichnet, die wasserstauend wirken. Diese Horizonte enthalten mitunter auch etwas Manganoxid und führen zumindest laut Korngrößenanalyse der Probe Fr 19 (Tab. 5), entgegen der Erwartung, einen geringeren Feinkornanteil als der umgebende Geschiebesand. In den einzelnen, intern massigen Klufftkörpern ist jeweils nach oben ein abnehmender Feuchtegehalt zu beobachten. Die Klufftabstände betragen wenige dm bis 1 m und sind im Hangenden am geringsten (vgl. PETERSS 1985). Die flachen Klüfte sind entweder durch den statischen Druck des jüngeren Elster-Gletschers oder die Auflast der überlagernden Sedimente und des Haupt-Drenthe-Gletschers verursacht worden und stellen keine Scherflächen dar. Die steilen bis saigeren Klüfte werden im Zusammenhang mit der steilen Streifung in Kap. 5.2.4. diskutiert.

Das Flächengefüge der oberen Elster-Moräne auf Taf. 4 wird von markanten, flach verlaufenden Scherbahnen dominiert; es unterscheidet sich somit wesentlich von dem der Moräne auf Taf. 3. Wechsellagernde Fein- bis Mittelsande und Moränenmaterial bilden eine bis 1 m mächtige Scherzone. Die Sedimentlagen sind ausgewalzt, bilden mitunter Schleppfalten und zeigen eine Schubrichtung nach S an (Taf. 17). Die gleiche Bewegungsrichtung zeigen auch die N-einfallenden Sandlagen im oberen Moränenteil an. Das moränale Material in der Scherzone (Proben Fr 6 u. 7) unterscheidet sich nach der Kornverteilung nicht vom überlagernden (Fr 3-5) und unterlagernden (Fr 8-10) Geschiebesand (Tab. 5; Abb. 20).

Die Scherbahnen stellen glazidynamische Strukturen dar ("innere Gleitbruchlinien" im Sinne von LAWRUSCHIN 1971, 1978). Es sind die einzigen Hinweise auf schnelleres Fließen des jüngeren Elster-Gletschers im UG. Eine spätere, glazitektonische Entstehung kommt wegen der flachen Lagerung der Moräne und der Überdeckung durch ungestörten Lauenburger Ton nicht in Betracht.

Vor DADASBILGE (1993; Kap. 5.2.4) haben bereits HÖFLE und KLEIN im Raum Freißenbüttel Geschiebeeinregelungsmessungen durchgeführt (HÖFLE 1983). Sie stellten für den Bereich der Osterholz-Scharmbecker Geest eine N-S-Überfahrung durch das zweite Elster-Inlandeis fest, eine Messung östlich Freißenbüttel ergab NNE-SSW. Die Meßergebnisse stimmen mit der

ermittelten Bewegungsrichtung in der Moräne auf Taf. 4 überein. Dagegen weisen die gestauchten Sedimente im Liegenden auf eine E-W gerichtete Bewegung des zweiten Elster-Eises hin. Dieser scheinbare Widerspruch kann paläogeographische Ursachen haben oder aus dem lobenförmigen Eisrand resultieren (vgl. BER 1987). Eine generelle Änderung der Eisvorstoßrichtung kann nicht geschlußfolgert werden, da diese weder mit den horizontweise bestimmten Einregelungsrichtungen (DADASBILGE 1993) noch mit den Einfallrichtungen der steilen Streifung in Einklang zu bringen wäre (Kap. 5.2.4.).

Oft wird die Moränenbasis lediglich durch verstärkte Brauneisenausscheidungen markiert. Auffälligstes Element der Moränenbasis auf Taf. 2 u. 3 und Taf. 18 ist eine nahezu durchgängig verfolgbare, graue (5 Y 5/2), bis 5 cm dicke, tonige, schwach schluffige Sandlage mit zahlreichen Fein- und Mittelkiesen (Tab. 5: Probe Fr 16). Stellenweise ist diese Schicht aufgespalten, und Teile davon ragen in den überlagernden Geschiebesand hinein. Einzelne Fetzen sind noch bis 1,5 m über der Basis-Lage zu finden. Die starke glazitektonische Störung des Untergrundes führt zu der Annahme, daß hier vielleicht tertiärer (?) Ton in den Basisbereich des Gletschers aufgenommen wurde. Starke dynamische Beanspruchung verursachte die Auswulzung und Zerschierung des Materials sowie die Vermischung mit der Sedimentfracht des Gletschers. Unwahrscheinlich ist dagegen, daß das bindige Material aus der unteren Elster-Moräne stammt (deutlich abweichende Kornverteilung und Farbe), oder als "commintion till" (Elson 1988) durch mechanische Zerkleinerung des Sediments an der Gletschersohle entstanden ist.

Der 0,5-1,0 m (stellenweise bis 1,5 m) mächtige, zum Teil zerscherte, sehr heterogene Moränteil (Sandschlieren, Einlagerungen von Basismaterial) über der tonigen Sandlage stellt eine Schermoräne im Sinne von GRUBE (1980) dar (Taf. 18; vgl. Kap. 5.2.1.). Sie entspricht nach Körnung und Farbe bereits weitgehend dem typischen Geschiebesand, der sich im Hangenden mit undeutlicher Grenze anschließt.

Unter der bindigen Lage folgen mittelsandige Feinsande, deren obere 5-40 cm intensive Scherungen und Fältelungen erkennen lassen und schlierenartig etwas moränales Material enthalten (Taf. 18). Die Deformationsstrukturen sind parallel zu der grauen bindigen Lage orientiert und durch eine deutliche Diskordanz, die die Moränen-Unterkante bildet, von den liegenden Sanden getrennt. Die Diskordanzfläche weist zahlreiche Ausschwänzungen und Ausbuchtungen auf (Taf. 2).

Das beschriebene Material zeigt die charakteristischen Merkmale eines Deformationstill (Elson 1988) bzw. eines Schertills (shear till) sensu STEPHAN (1988; s. auch STEPHAN & EHLERS 1983) (Tab. 1).

Somit überlagert in Freußenbüttel streckenweise eine Schermoräne einen Deformationstill.

Die Moränen-Unterkante verläuft im größten Teil des Aufschlusses flach bis sählig und, sofern kein Deformationstill auftritt, nahezu eben. Sie ist entweder durch höheren Brauneisengehalt im Geschiebesand oder, zumindest im Verbreitungsgebiet der grauen tonigen Sandlage, die Liegendengrenze des Deformationstillis weithin klar markiert. Auf einer Exkursion vier Monate nach Abschluß der Geländearbeiten konnte beobachtet werden, daß die Unterkante wenige Meter ESE des auf Taf. 3 dargestellten Stoßabschnittes an einer steilen Verwerfung bis fast auf das Niveau der unteren Elster-Moräne abgesenkt ist. Sie steigt dann mit unregelmäßig welligem Verlauf allmählich nach E an und stößt in der NE-Ecke der Grube an die Gelände-Oberkante. Der unruhige Verlauf der Moränen-Unterkante steht offensichtlich in engem Zusammenhang mit der glazitektonischen Stauchung der liegenden Sedimente durch den vorstoßenden jüngeren Elster-Gletscher. Nicht sicher ist, ob austauendes Toteis begünstigend gewirkt hat.

Im Hangenden wird die obere Elster-Moräne von ungestört lagerndem Lauenburger Ton bedeckt. Zu Beginn der limnischen Sedimentation hat sich örtlich eine Wechselfolge aus Lauenburger Ton und gravitativ umgelagertem Geschiebesand gebildet.

Aufgrund der glazidynamischen Strukturen (s. auch Kap. 5.2.4.) und der Schichtungslosigkeit kann die obere Elster-Moräne von Freußenbüttel, in Übereinstimmung mit DADASBILGE (1993), zum größten Teil als Absetztill interpretiert werden. Darunter sind örtlich bis 1 m mächtige Schermoräne (sensu GRUBE) und einige Dezimeter Deformationstill nachweisbar.

5.2.4. Die steile Streifung der oberen Elster-Moräne

Ein interessantes Phänomen stellt die auf Taf. 3 und Taf. 19 veranschaulichte steile bis saigere Streifung dar. Sie durchzieht die Moräne vom obersten Teil bis ca. 0,5-1 m über der grauen tonigen Sandlage (Kap. 5.2.3.) und ist nur im unteren Abschnitt vereinzelt auf dm²-großen Flächen unterbrochen. Die Streifen verlaufen parallel, sind weniger als 10 cm breit und zeichnen sich durch unterschiedlich starken Brauneisengehalt oder wechselnde Oxidations- und Reduktionsfärbung, aber nicht durch differierende Körnung aus (Tab. 5: Proben Fr 14 u. 15). Sie können daher nicht auf Ausschmelzprozesse während der Moränenbildung zurückgeführt werden, d.h., die Streifen repräsentieren keine Schichtung. In lateralen Abständen von 1 bis 2 m treten parallel und spitzwinklig zur Streifung Klufflächen mit sandigem Belag auf. Die Klüfte sowie die Streifen kreuzen die flach verlaufenden, durch Brauneisenhorizonte gut sichtbaren Klüfte ohne jeglichen Versatz. Sie werden jedoch

an den Kreuzungsstellen durch den höheren Brauneisengehalt überprägt.

Nach einer Schätzung sind ca. 1/4 bis 1/3 der knapp 100 aus dem Stoß ragenden länglichen Geschiebe parallel bis spitzwinklig zur Streifung eingeregelt.

Im untersten Abschnitt sind die sonst nahezu geradlinig verlaufenden Streifen abgebogen (geschleppt). Zum Liegenden lösen sich die Texturen mehr oder weniger abrupt auf.

Die beschriebenen Merkmale der Streifung führen zu der Vermutung, daß sich die Oxidations- und Reduktionsvorgänge hier an Relikten einer spezifischen Art des Gleitflächengefüges des Gletschers orientieren. LAWRUSCHIN (1978: 162) erklärt "...die gneisartige oder schiefrige Textur, die sich durch ein äußerst dichtes Nebeneinander der Scherflächen auszeichnet und deren Bildung von der Zertrümmerung und Mylonitisierung des Eises begleitet wird ..." durch das plastische Fließen des Eises bei schichtweise differenzierten Fließgeschwindigkeiten. Die beschriebene Streifung ist wahrscheinlich auf ähnliche Weise entstanden, allerdings ohne nennenswerte Mylonitisierung von Eis oder Sedimentfracht.

Die Konservierung glazidynamischer Strukturen ist besonders für Absetztills typisch. Normalerweise werden hier massige Partien durch markante Scherflächen gegliedert. Die Ursachen für die relikthafte Erhaltung dieses engständigen Gleitflächengefüges bestehen wahrscheinlich in der enormen, nur sehr gering mechanisch beanspruchten Sedimentfracht und der geringen Fließgeschwindigkeit des Gletschers (Kap. 5.2.3.). Die Sedimentfracht bestand zum allergrößten Teil aus Schmelzwassersand, der noch nicht weit im Eis transportiert worden war (HÖFLE 1983; vgl. Kap. 4.2.).

Zur Steilstellung der Gleitflächen kommt es vor allem dort, wo der Gletscher gegen ein Hindernis vorstößt (z.B. BOULTON 1972). Als "Hindernis" haben hier offenbar die unterlagerten quartären Sedimente gewirkt, wie die immensen Schichtstörungen im Liegenden der Moräne und der Verlauf der Moränen-Unterkante eindrucksvoll belegen.

Die Krümmung der Streifen im unteren Bereich dürfte auf Schleppung an der Gletschersohle zurückzuführen sein. Die stark streuenden Einfallrichtungen und Neigungswinkel der Streifen in diesem Bereich (200/30, 293/59, 277/46, 315/65) deuten auf eine Eisbewegung nach E bis SE.

Wegen der ungewöhnlichen Texturen war zunächst an einen Sublimationstill (sublimation till) gedacht worden, der an polar-aride Gebiete gebunden ist, sedimentreiches und -bedecktes Eis voraussetzt und eine sehr lange Bildungsdauer benötigt (SHAW 1977, 1988; LUNDQVIST 1989). Diese Genesevariante ist aus klimatischen Gründen relativ unwahrscheinlich, auch dürfte das für Sublimationstill

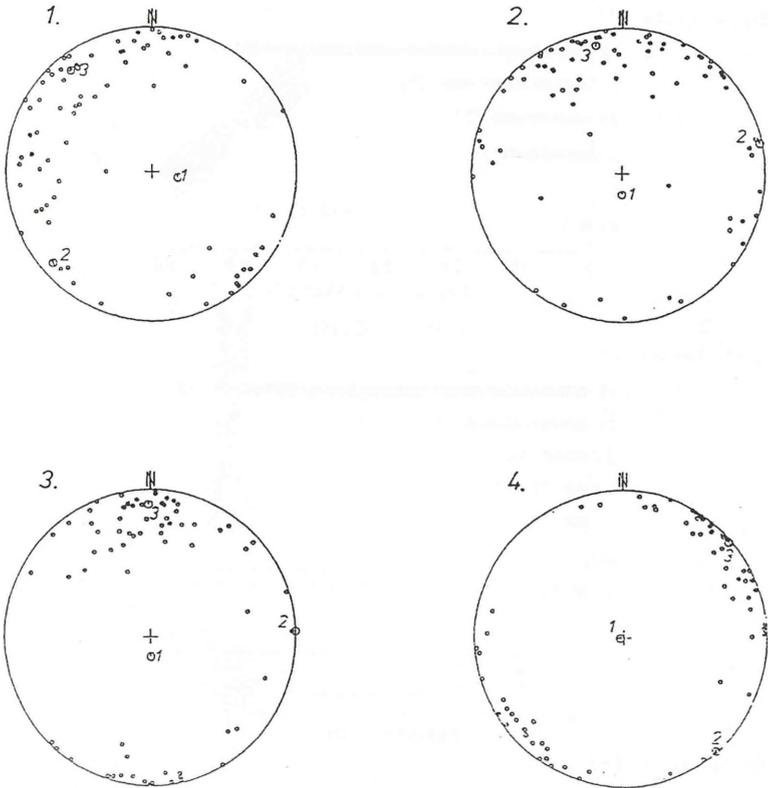
charakteristische sehr lockere Gefüge kaum die spätere Überlagerung durch Lauenburger Ton und den Haupt-Drenthe-Gletscher unbeschadet überstanden haben.

DADASBILGE (1993) hat in einem gestreiften Moränenteil die Neigung und die Einregelung der länglichen Geschiebe in drei Niveaus gemessen (Abb. 4, 5 u. 6), das Flächengefüge charakterisiert und Körnungsanalysen durchgeführt. Vorab ist anzumerken, daß seine Untersuchungen ca. 200 m WSW von meinen durchgeführt wurden, in einem Grubenabschnitt, in dem während meiner Aufnahmen keine gestreifte Moräne aufgeschlossen war (Abb. 2: unmittelbar NE von Taf. 4).

Abweichend von meiner Schätzung (s.o.) konnte DADASBILGE nur bei 27 % der Geschiebe im Basisbereich und bei 17 % der Geschiebe 2,5 m über der Basis Einfallwinkel $>20^\circ$ feststellen (Abb. 4 u. 5). Die Einregelungsmessungen ergaben für den Basisbereich die Vorzugsrichtung NW-SE, für den mittleren Bereich NNW-SSE und für den Dachbereich N-S (Abb. 6). DADASBILGE gibt für den unteren Teil der Streifung als Einfallrichtung SW bis W an (1. Meßstelle: 234/16, 285/10, 278/17; 2. Meßstelle: 258/85, 238/78). Dadurch würde eine Eisbewegung nach NE bis E angezeigt, die den Einregelungsmessungen widerspricht. Außerdem hat DADASBILGE in einigen Fällen ein SE-Einfallen der Streifung beobachtet.

Es fällt auf, daß DADASBILGES Einregelungsmessungen nicht mit den bisher aus der näheren Umgebung von Freißenbüttel bekannten Messungen im Einklang stehen, die als Vorzugsrichtungen N-S und NNE-SSW aufweisen (Kap. 5.2.3.). Nur im nicht gestreiften Dachbereich konnte DADASBILGE die N-S-Einregelung feststellen. Die strenge NW-SE-Einregelung im unteren Bereich (abgebogene Streifen) und die weniger ausgeprägte NNW-SSE-Einregelung im mittleren Bereich (steile Streifen) sind gut mit der von mir gemessenen Einfallrichtung der Streifung vereinbar, so daß sich insgesamt der vermutete Zusammenhang zwischen Streifung und Gletschergefüge zu bestätigen scheint. Dafür spricht auch, daß DADASBILGE die steile Streifung der Moräne mit der Abflachung im unteren Bereich in einem anderen Teil der Sandgrube (s. oben) in ganz ähnlicher Weise vorgefunden hat wie ich. Allerdings konnte ich keine horizontal lagernden Schluffbänder beobachten, an denen die Streifen gelegentlich abrubt enden sollen, sondern nur durch Brauneisen verbackene, horizontale Klufbereiche (s. oben). Leider hat DADASBILGE keine Körnungsanalyse von seinen Schluffbändern vorgenommen.

DADASBILGE konnte (wie auch ich) nur eine sehr geringe Anzahl von Messungen des Streifen-Einfallens beibringen, so daß die Aussagen nicht überbewertet werden dürfen. Faßt man die wenigen Daten zusammen, so ergibt sich für die beiden 200 m entfernt gelegenen Moränenabschnitte ein Streubereich von NW bis SW, der unter der Annahme eines Zusammenhanges von Streifen und Gletschergefüge normal erscheint. Im unteren Moränenteil deutet sich ein Zusammenhang zwischen



1. qe 2//Sg,
Basisbereich,
76 Daten

2. qe 2//Sg,
2,50 m ü. Basis,
78 Daten

3. qe 2//Sg
Dachbereich,
72 Daten

4. qD//Lg,
Mittelbereich,
71 Daten

Abb. 4: Freußenbüttel: Lineare von Geschiebelängsachsen im SCHMIDT'schen Netz, untere Lagenkugelprojektion; die Werte 1, 2, 3 stellen Eigenvektoren dar (aus DADASBILGE 1993)

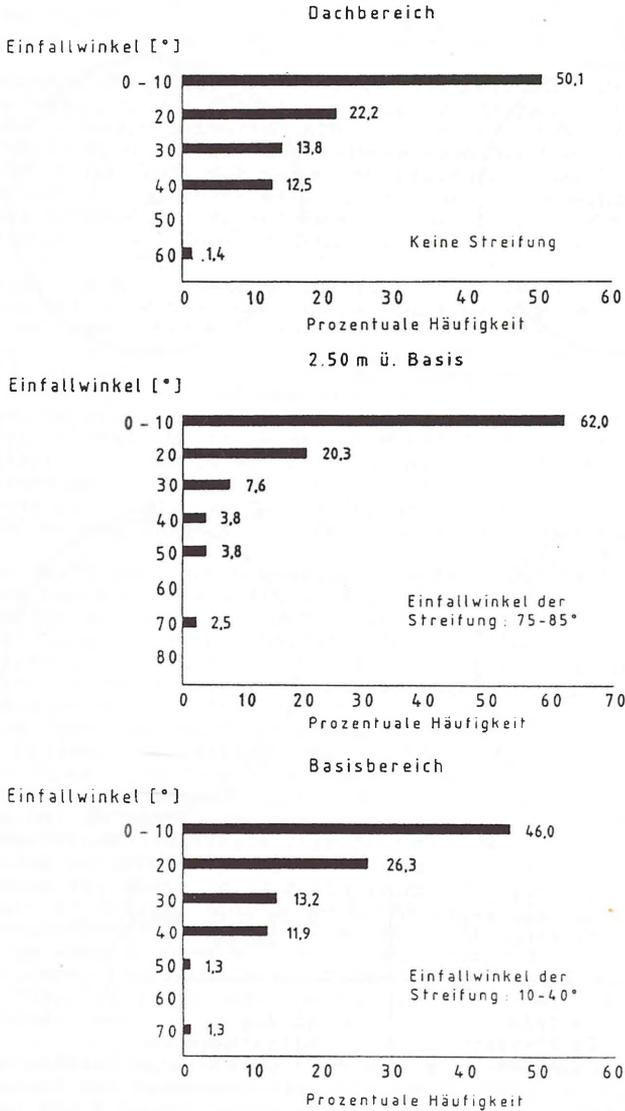


Abb. 5: Freißenbüttel: Prozentuale Häufigkeitsverteilung der Neigungswinkel von q_2 -Geschieben (aus DADASBILGE 1993, umgezeichnet)

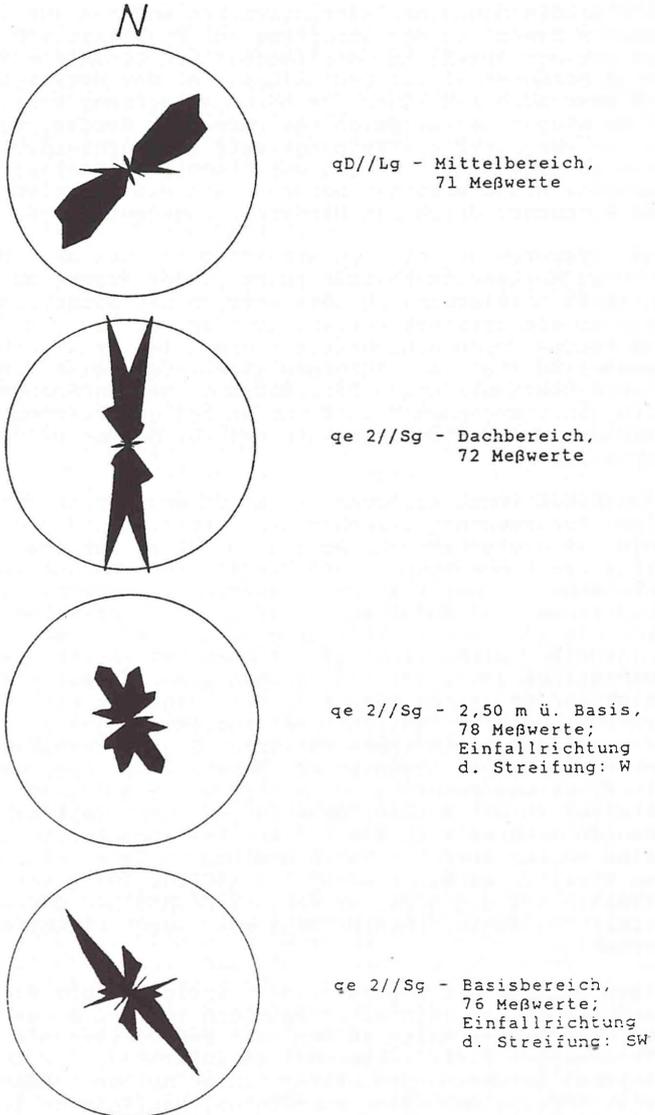


Abb. 6: Freisenbüttel: Richtungsrosen des qe(2),,Sg und qD1,,Lg - Geschiebelängsachsen; Radius = 20 % der Messungen (aus DADASBILGE 1993)

DADASBILGEs Geschiebelagerungswerten und dem von mir gemessenen Einfallen der Streifung an. Problematisch bleibt die geringe Anzahl der steilgestellten Geschiebe im mittleren Moränenabschnitt bei DADASBILGE. Bei der Moränenbildung muß zwar auch mit einer flacheren Ablagerung steil im Gletscher eingeregelter Geschiebe gerechnet werden, doch insgesamt wären größere Neigungswerte einleuchtender. Eine durchgängige Steilstellung des Geschiebeinventars kann allerdings nicht erwartet werden, wenn ein plastisch fließender Gletscher durch ein Hindernis abgelenkt wird.

Das Auftreten der steilen Streifung in zwei ca. 200 m entfernten Moränenabschnitten führt zu der Frage, ob die Texturen im dazwischenliegenden Bereich nie ausgebildet waren, oder ob sie zerstört wurden. Aus Kap. 5.2.3. geht hervor, daß manche Moränenabschnitte sicher nie steil gestreift gewesen sind (Taf. 4). Außerdem existieren keine Hinweise auf starke postsedimentäre Deformationen des Moränengefüges. Es wird daher angenommen, daß nur in dem gestreiften Bereich Elemente des Gletschergefüges bei der Moränenbildung erhalten blieben.

DADASBILGE lehnt aufgrund seiner Untersuchungsergebnisse einen Zusammenhang zwischen der Streifung und dem Primärgefüge des Gletschers ab. Aufbauend auf seinen oben wörtlich zitierten Beobachtungen und Überlegungen zu den Färbungsphänomenen in der Elster-2-Grundmoräne vermutet er, daß Oxidations- und Reduktionsvorgänge von vertikalen "... regelmäßig angelegten, steilstehenden, haarfeinen, also makroskopisch nicht sichtbaren Rissen und Verwerfungen ..." (DADASBILGE 1993: 47) ausgegangen sind. "Diese Risse und Verwerfungen lassen sich z.B. als Folge von Frosteinwirkungen oder unterschiedlichen Setzungsbewegungen des noch gefrorenen Sedimentkörpers erklären. Diese Wegsamkeiten lieferten Fe-reiche Lösungen an. Vorstellbar wäre, daß sich die Streifung nachfolgend in rhythmischen Oxidationsfronten parallel zu den Rissen/Verwerfungen entwickelt haben. Diese Fronten könnten sich vom Ort der Fe-Ionen-Zufuhr intervallweise weiter entfernt haben und nun in Form von regelmäßigen Streifen sichtbar sein" (DADASBILGE 1993: 48). Die Regelmäßigkeit der Streifen erklärt DADASBILGE durch jahreszeitlichen Ausfällungsrhythmus oder durch klimatischen Wechsel.

Gegen DADASBILGEs Genesevariante spricht, daß, wie oben beschrieben, in lateralen Abständen von 1-2 m außer parallel auch spitzwinklig zu den Streifen verlaufende Klüfte mit sandigen Kluffflächenbelägen auftreten, die zu den gleichen Erscheinungen hätten führen müssen. DADASBILGE setzt voraus, daß seine vermuteten, haarfeinen, infolge Frosteinwirkung oder Setzungsbewegungen entstandenen Risse und Verwerfungen streng parallel zueinander und geradlinig verlaufen, d.h. in gleicher Weise wie die Streifung. Selbst wenn man dieser unwahrscheinlichen Annahme folgen würde, bliebe die Krümmung im unteren Bereich unerklärt. Diese Krümmung ist überall im Basisbereich der Streifung zu

beobachten. Außerdem bieten die beobachteten vertikalen und steilen Klüfte keine Hinweise dafür, daß sie als Ausgangsflächen von Oxidationsfronten gedient haben.

Als Ergebnis der Diskussion des Streifungsphänomens bleibt festzuhalten, daß eine Anlehnung der Oxidations- und Reduktionsvorgänge an das Primärgefüge der Grundmoräne bzw. an Relikte des Gletschergefüges vermutet werden darf.

5.2.5. Die Haupt-Drenthe-Moräne (qD1, Lg)

Im nordwestlichen Grubenbereich steht dicht unter der Rasensohle die söhlig bis flach lagernde, ca. 2 m mächtige Haupt-Drenthe-Moräne an (Taf. 5).

Die Moränen-Matrix besteht aus schwach bis mäßig tonigem, schluffigem, mittelsandigem bis stark mittelsandigem, schwach grobsandigem Feinsand. Die Kornverteilungen der qD1, Lg-Proben von Freißenbüttel unterscheiden sich untereinander nur geringfügig (Tab. 5; Abb. 20 u. 26). Für die Abgrenzung gegen die untere Elster-Moräne ist der etwas höhere Tongehalt der Haupt-Drenthe-Moräne von Bedeutung.

Die Moräne ist durchgehend verbraunt, enthält angewitterte und zersetzte kristalline Geschiebe und zeichnet sich durch eine schwach rötliche, graubraune Farbe aus (etwa 10 YR 5/4).

DADASBILGE (1993: 29) führt eine röntgenographische Analyse an, die HÜNKEN (1991) an einer Probe aus Hambergen-Papenbüttel, ca. 4 km nördlich der Sandgrube Freißenbüttel gelegen, durchführte: "Demnach besitzt die Tonfraktion des Geschiebelehms neben einem deutlichen Smektit- (ca. 45 %) und Illitanteil (ca. 25 %) auch einen geringen Gehalt an Vermikulit (1-3 %). Weiter sind Kaolinit (13 %) und in Spuren Chlorit und Eisenhydroxide vorhanden. Den restlichen Anteil bilden, in fallender Reihenfolge, Quarz (7 %), Feldspat und Glimmer (alle Angaben in Gew.%)".

Am abgetrockneten Stoß tritt in der generell ungeschichteten, massigen Moräne die Klüftung deutlich hervor. Die steilen Klüfte durchschlagen meist die ganze Moräne, die flachen erstrecken sich nur über einige dm. Oft weisen die mm-breiten Rupturen eine sandige Füllung auf und dienen als Wurzelbahnen. In dem 30 m langen Profil auf Taf. 5 konnten die Streichrichtungen von 117 Klüften mit Neigungen zwischen 75° und 90° gemessen werden. Abb. 7 zeigt das irreguläre Kluftsystem, das keine Rückschlüsse auf die Eisbewegungsrichtung zuläßt (vgl. EHLERS & STEPHAN 1983; PETERSS 1986). Möglicherweise handelt es sich um ein weichselzeitliches Frostspaltensystem (J.-P. GROETZNER, frdl. schriftl. Mitt.).

Dagegen zeigt die Einregelung der Geschiebelängsachsen im unteren Teil der Moräne ein deutliches NE-SW-Maximum

(Abb. 8) und fügt sich damit gut in die aus der näheren Umgebung bekannten Meßergebnisse ein (HÖFLE 1983).

Der obere Moränenteil ist bis wenigstens 1,5 m unter Gelände intensiv kryogen beeinflusst. Die Kryoturbationsstrukturen (Taschen, Tropfen) sind mit schwach schluffigem, schwach kiesigem Sand gefüllt und örtlich durch Brauneisen verbacken. An der tiefsten Stelle der Strukturen liegt meist ein Stein (Taf. 5). In diesem Niveau kann die Oberfläche des ehemaligen Frostbodens angenommen werden (u.a. EISSMANN 1981, 1985). Des weiteren treten bevorzugt im oberen Moränenteil steilstehende Geschiebe auf. Vorrangig vertikal orientierte gebleichte Streifen und Flecken, die zum Teil an die Klüftung gebunden sind, reichen bis fast an die Unterkante der Moräne.

An der Moränenbasis ist ein 10-20 cm mächtiger, schwach gebleichter, gräulich-brauner Bereich aushaltbar. Darunter folgt ein Brauneisenhorizont, der die Moränen-Unterkante bildet. Auffällig ist an der Moränenbasis das gehäufte Auftreten von Geschieben (Taf. 5 u. 6). Da auch im unteren Moränenteil noch vereinzelt steilgestellte Steine angetroffen wurden, muß damit gerechnet werden, daß einzelne Geschiebe durch Dichtesaigerung bis an die Basis gelangt sind. Für den größten Teil der Geschiebe kann das aber nicht zutreffend sein, da die gemessene Längsachseneinregelung ein markantes Maximum aufweist (Abb. 8) und somit eine intensive Überprägung durch interne Umlagerungsprozesse ausgeschlossen ist. Die dachziegelartige Lagerung mancher Geschiebe (Taf. 6) und die Aufpressung der Sande im Luv einzelner Steine (Taf. 20) stützen die ermittelte Eisvorstoßrichtung nach SW und sprechen für eine Moränengenesse unter aktivem Eis als Absetztill (BOULTON 1975).

Die Moränen-Unterkante verläuft teils eben, teils wellig und überlagert geschichtete stark mittelsandige Feinsande mit Brauneisenbändern. Taf. 6 veranschaulicht im linken Teil eine lokale, mit Sanden und Schluffstraten gefüllte flache Hohlform unter der Moräne. Im oberen Teil der Struktur lagern konkordant eine moränale Schicht und sandig-schluffiges, brauneisenverbackenes Material, das bereits deutlich durch den ehemals auflagernden Gletscher geprägt ist (Schichtdeformationen) und auch fließend in die Moräne übergeht. Moränales und sandig-schluffiges Material bilden gemeinsam einen Deformationstill, der aber nur auf den Bereich über der flachen Depression beschränkt bleibt.

Die Moräne wird von Geschiebedecksand überlagert. Abgesehen von den kryoturbaten Strukturen weist die Moränen-Oberkante nur geringfügige Ausbuchtungen auf.

Die Haupt-Drenthe-Moräne von Freißenbüttel besteht aus Absetztill, der im oberen Teil kryoturbat überprägt ist.

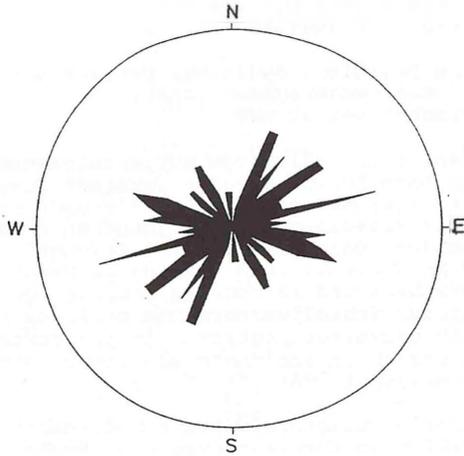


Abb. 7: Freißenbüttel: Richtungsrose des $qD_{1,,Lg}$ von Taf. 5
 - 117 Klüfte (Einfallswinkel $>75^\circ$); Radius = 10 %
 der Messungen

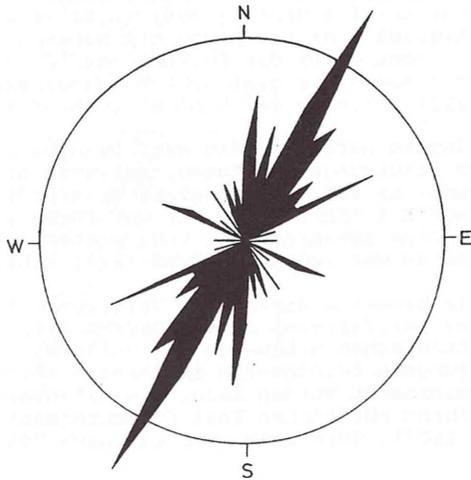


Abb. 8: Freißenbüttel: Richtungsrose des $qD_{1,,Lg}$ von Taf. 5
 - 70 Geschiebelängsachsen; Radius = 10 %
 der Messungen

5.3. Sandgrube Vollersode

Lage: TK 25, Blatt 2619 Vollersode
H 5911400 R 3493000

Morphologische Position: Südlicher Bereich der
Bremervörder-Wesermünder Geest;
Geländehöhen bei 30 mNN

Die in der Sandgrube Vollersode aufgeschlossene, ca. 15 m mächtige, quartäre Schichtenfolge verdient sowohl wegen der komplizierten Lagerungsverhältnisse als auch wegen der Frage nach der Maximalausdehnung der jüngeren Drenthe-Vergletscherung besondere Beachtung. Abb. 9 versucht, das Lagerungsprinzip zu verdeutlichen. Die Haupt-Drenthe-Moräne ist gefaltet, zerschert und in mehrere Schuppen gestapelt. Die drenthezeitlichen Schmelzwassersande befinden sich ebenfalls in stark gestörter Lagerung. An der gesamten NE-Wand werden die gestauchten Sedimente von einer jüngeren Moräne diskordant überlagert (Taf. 7).

Zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse wurden aus den stets kalkfreien Moränenbänken vier Proben für Leitgeschiebeanalysen gesammelt (Tab. 3 u. 4: Proben LGA 1-3 u. 8; Abb. 9; Taf. 7). Die von K.-D. MEYER ermittelten Theoretischen Geschiebezentren liegen bei allen Proben im Drenthe-Bereich (Abb. 19; Tab. 4; vgl. MEYER 1983a). LGA 2 u. 3 tragen baltischen bzw. ostbaltischen Charakter, LGA 1 wurde von K.-D. MEYER aufgrund des deutlich höheren Flint-Koeffizienten unter Vorbehalt dem Jüngeren Drenthestadial zugeordnet. Die von HÖFLE & MERKT (1990) in Vollersode vorgenommene stratigraphische Zuordnung der Moränen (zwei Elster-Moränen, dicht unter der Geländeoberfläche die Haupt-Drenthe-Moräne) sowie der gestauchten Schmelzwassersande als elsterzeitlich konnte somit nicht nachvollzogen werden.

Der nächstgelegene Aufschluß mit zwei Drenthe-Moränen, allerdings ohne Stauchungsstrukturen, befindet sich ca. 15 km in WNW-Richtung. Es ist die Sandgrube Bramstedt (LADE 1980; HÖFLE 1983; HÖFLE & MERKT 1990), in der ehemals an der Grubensohle auch eine schwarzgraue, wohl elsterzeitliche Moräne aufgeschlossen war (HÖFLE & GRUBE 1977; EHLERS 1978).

Falls sich die hangende Moräne von Vollersode als Jüngere Drenthe-Moräne verifizieren läßt, dürften die beträchtlichen glazitektonischen Störungen bei Vollersode durch das vorstoßende jüngere Drenthe-Eis im Bereich seiner Maximalausdehnung verursacht worden sein. Die Altenwalder Staffel, die auch in ihrem nördlichen Teil Stauchungsstrukturen aufweist (MEYER 1987), wäre dann im S bis nach Vollersode verfolgbar.

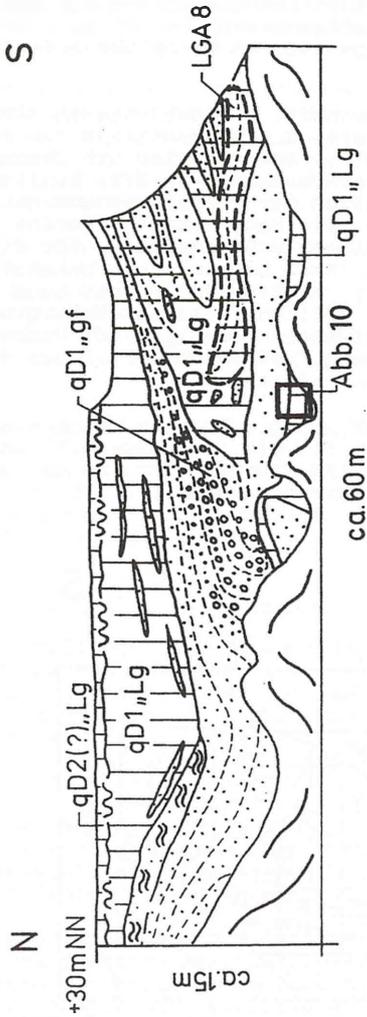


Abb. 9: Vollersode: Stoßaufnahme - Die drenthestadialen Sedimente im NE-Teil der Sandgrube: diskordante Überlagerung der zerscherten und geschuppten Haupt-Drenthe-Moräne durch die Jüngere (?) Drenthe-Moräne

5.3.1. Die Haupt-Drenthe-Moräne (qD1,,Lg) auf Abb. 9 u. 10

Die drei Schuppen der Haupt-Drenthe-Moräne auf Abb. 9 wurden im N der Sandgrube aufgenommen, ca. 60-80 m nordwestlich des auf Taf. 7 dargestellten NW-SE verlaufenden Stoßes.

Abb. 10 zeigt einen Ausschnitt aus der **unteren Moränenbank** auf Abb. 9. Der geklüftete, dunkelbraungraue (10 YR 4/2) Geschiebelehm (Probe Vo 25) enthält hier mit unscharfer Begrenzung eine schwarzbraungraue (10 YR 2/2) Einlagerung (Probe Vo 26), die farblich der gefalteten Moränen-Schuppe im Hangenden entspricht. Die Haupt-Drenthe-Moräne war im Elbe-Weser-Dreieck in dieser schwarzgrauen, für die untere Elster-Moräne typischen Farbe bisher nicht bekannt (H.-C. HÖFLE, frdl. mdl. Mitt.). Wahrscheinlich hat auch der Haupt-Drenthe-Gletscher örtlich tertiäres Untergrundmaterial aufgenommen. Die Leitgeschiebeanalyse von Probe LGA 8 steht der Annahme entgegen, daß das Material aus der unteren Elster-Moräne stammen könnte.

Die unterste Moränenbank setzt sich nach N nur als ein schmales Band fort (Abb. 9). Die Lagerungsverhältnisse deuten starke glazitektonische Störungen an, so daß man auch hier von einer Schuppe sprechen kann.

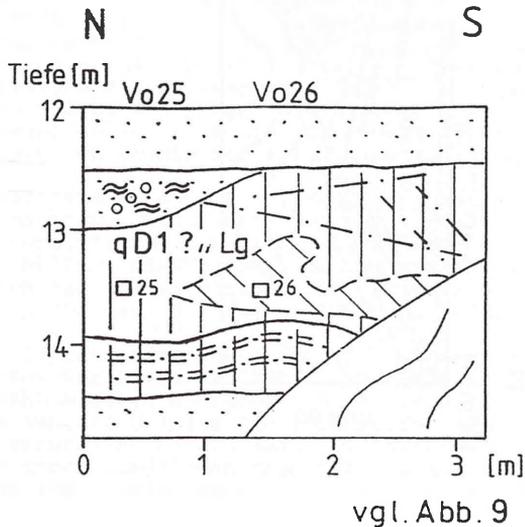


Abb. 10: Vollersode: Stoßaufnahme - Die untere qD1,,Lg-Schuppe; (Detail aus Abb. 9)

Zwei Körnungsanalysen kennzeichnen das Material als schwach tonigen, stark schluffigen, mittelsandigen Feinsand. Die Probe Vo 26 (dunkle Einlagerung) führt 24,5 % Schluff gegenüber 28,5 % in Vo 25, die Tongehalte sind mit 13,3 bzw. 13,9 % nahezu gleich (Tab. 5).

In der zum großen Teil schwarzgrauen, gefalteten, **mittleren Moränen-Schuppe** kommen viele zersetzte Kristallingeschiebe, grünliche Ton-Schluff-Nester und vereinzelt Pflanzenhäcksel vor. Sandeinlagerungen erreichen einige dm² Größe, sind meist gestreckt und entsprechend der glazitektonischen Beanspruchung orientiert.

Die muldenförmig gelagerte, bräunlich-graue **obere Moränen-Schuppe** (Abb. 9) hat eine merklich sandigere Matrix als die beiden tieferen und führt auch in größerem Maße Sandeinlagerungen. Vor allem im unteren Teil treten gehäuft cm-dicke basisparallele Sandlagen auf. Im Hangenden ist die Moräne mit der Jüngeren(?) Drenthe-Moräne kryoturbar verwürgt.

5.3.2. Die Haupt-Drenthe-Moräne (αD1.,Lg) auf Taf. 7

An der NE-Wand der Sandgrube (SE von Abb. 9) wurde die Haupt-Drenthe-Moräne in drei Abschnitten kartiert. Die Moräne ist generell glazitektonisch umgelagert, ihr Gefüge ist äußerst heterogen.

αD1.,Lg auf Taf. 7 zwischen 0 und 35 m (= Taf. 8)

Die Kornverteilungen ändern sich innerhalb der **unteren Moränen-Schuppe** von Probe zu Probe stark, doch ohne vertikal oder lateral gerichtete Tendenz (Tab. 5). Insgesamt handelt es sich um einen tonigen, schluffigen bis stark schluffigen, mittelsandigen Feinsand. Am feinkörnigsten ist Probe Vo 24 (18,1 % Ton, 35,1 % Schluff, 45,7 % Sand), am grobkörnigsten Vo 22 (14,9 % Ton, 21,7 % Schluff, 62,1 % Sand).

Die Schuppe ist im tiefer gelegenen Teil hellgrau, oliv- und braunstichig gefärbt (etwas dunkler als 5 Y 7/2), im höher gelegenen Teil variieren die grauen Farben lagenweise. Bei Probe Vo 21 kommen rötliche Streifen vor.

Auffälligstes Gefügemerkmal ist die Paralleltexur. Dünnplattige bis plattige Absonderungseinheiten halten parallel zur Lagerung der Schuppen mehrere Meter aus. Weniger markant treten steile und vertikale Klüfte in Erscheinung. Die Trennfugen führen Brauneisen, stellenweise auch Manganoxid. Vielfach waren durch Fe-Oxidhydrat inkrustierte und zersetzte Geschiebe zu beobachten. Charakteristisch sind auch dünne Feinsandlagen; örtlich ist der Geschiebelehm mit bis 1 m langen und bis 8 cm mächtigen, z.T. verbogenen, schwach schluffigen Mittel- und Feinsandlinsen durchsetzt, die farblich kaum vom Moränenmaterial zu trennen sind.

Im höher gelegenen, südöstlichen Profilabschnitt spaltet die untere Schuppe zunehmend auf, so daß örtlich eine teils ebene bis wellige, teils gefaltete Wechsellagerung aus <1-5 cm mächtigen sandigen und moränenen Lagen auftritt.

Bindigere Bereiche weisen hier eine engständige Kleinklüftung auf. Antithetische Abschiebungen mit Versatzbeträgen bis 10 cm waren in dem Umfang festzustellen, wie auf Taf. 8 dargestellt. Bei 18,5 m (Taf. 8) ist eine liegende Falte angedeutet, die eine Druckrichtung nach S bis SE erkennen läßt.

Die Unterkante der unteren Moränen-Schuppe verläuft eben bis flach wellig. In den liegenden Fein- bis Mittelsanden kommen cm-dicke Geschiebelehm-lagen vor. Im Hangenden wird die Schuppe von Schmelzwassersanden begrenzt, im tiefer gelegenen Teil von einer Mittel- und Grobkieslage mit Steinen.

Die obere qD_1 , Lg-Schuppe auf Taf. 8 zeichnet sich durch ein völlig anderes Interngefüge aus als die untere und kann wahrscheinlich mit der oberen Schuppe von Abb. 9 korreliert werden. Sie ist insgesamt sandiger, weist im unteren Teil viele dünne langgestreckte Sandlinsen und -lagen auf und enthält auch viele konvolute Sandeinlagerungen. Im höher gelegenen, südöstlichen Bereich ist der Geschiebelehm kryo-turbat beeinflußt und geht allmählich in schluffigen Feinsand mit Fließtexturen über. Die Liegendbegrenzung gegen die glazifluviatilen Sande ist scharf und überwiegend eben bis flach wellig ausgebildet. Dagegen kann der Verlauf der Oberkante nicht überall klar fixiert werden, da der überlagernde Fließerde-Komplex viel Moränenmaterial enthält.

qD_1 , Lq auf Taf. 7 zwischen 35 und 47 m (= Abb. 11)

Die Moräne fällt mit 30-50° nach NNW ein und zeigt damit die gleiche Schubrichtung (S bis SE) an wie die oben erwähnte Falte bei 18,5 m.

Die drei unmittelbar nebeneinander entnommenen Proben Vo 16-18 weisen sehr verschiedene Kornverteilungen auf mit einem stets sehr ausgeprägten Feinsandmaximum (Abb. 20). Auch das Farbgefüge ist sehr heterogen; typisch sind braungraue Farbtöne.

Das Gefüge ist durch ebene und listrische Flächen als Ausdruck glazitektonischer Scherung, durch intensive interne Fältelungen (zwischen 35 u. 37,5 m) und Fließtexturen charakterisiert. Die Fließprozesse haben zur Vermischung von moränalem und glazifluviatilem Material geführt und spiegeln sich in teils konvoluten, teils ebenen bis welligen oder schlierenartigen Substratwechsellagen von schluffigem Geschiebelehm bis sandigem Kies wieder. Offenbar ging die glazitektonische Beanspruchung hier mit weit stärkeren Fließprozessen einher als im Profilabschnitt zwischen 0 und

35 m.

Die Grenze zum liegenden, überwiegend gefälteften Feinsand ist relativ deutlich ausgebildet. Im Hangenden geht die Moräne allmählich in eine Wechsellagerung aus sandig-schluffigem und moränalem Material über, die im ESE-Teil mit gefaltet ist.

gD1.,Lq auf Taf. 7 zwischen 50 und 86 m (= Taf. 9 u. 10)

Auch in diesem Abschnitt tritt äußerst differenziertes Moränenmaterial auf, das sowohl Merkmale rupturreller als auch nichtrupturreller Deformationen erkennen läßt.

Die Proben Vo 9, 10, 13 u. 14 repräsentieren den typischen Geschiebelehm von Taf. 9. Im Vergleich dazu ist der Geschiebelehm von Taf. 10 (Proben Vo 4, 5 u. 7) etwas feinkörniger (Tab. 5). Die schwarzgrau gefärbten Moränenteile (Proben Vo 8 u. 12) entsprechen nach der Kornverteilung dem Geschiebelehm von Taf. 9. Insgesamt gilt für die Proben von Taf. 9 u. 10 die gleiche Charakteristik wie für die von Taf. 8: toniger, schluffiger bis stark schluffiger, mittelsandiger Feinsand. Die Proben Vo 11 (26,6 % Ton) u. Vo 15 (21,1 % Ton) wurden aus stark bindigen Partien entnommen, wobei Vo 15 einen 3-8 cm breiten rötlichen Streifen repräsentiert.

Es dominieren olivgraue Farben, doch ist das Substrat insgesamt aufgrund stark differenzierter Brauneisenführung eher als "bunt" zu bezeichnen. Die schwarzgraue Färbung (5 YR 2/1) eines tiefer gelegenen Moränenteiles zwischen 60 u. 73 m ist vermutlich durch Grundwasserbeeinflussung entstanden.

Augenfällig sind die langgestreckten, mit Sand oder kiesigem Sand gefüllten Gefügeelemente, die zweifelsfrei als glazitektonische Schubbahnen gedeutet werden können.

Der intensiv intern gefälte Bereich zwischen 50 u. 55 m besteht im wesentlichen aus glazifluviatil aufgearbeitetem Moränenmaterial und schließt evtl. auch Vorschüttssande mit ein. Die Begrenzung zur Moräne ist hier überwiegend diffus, zumal auch diese stark deformiert ist.

Weiter nach SSE auf Taf. 9 wird die Moräne zunehmend bindiger, ist aber mit welligen Feinsandlagen durchsetzt. Stellenweise ist eine engständige orthogonale Kleinklüftung zu verzeichnen. Die Klufflächenbeläge und z.T. auch die Sandlagen enthalten Brauneisen. Im tiefstgelegenen Moränenteil (Taf. 9: ab 60 m) tritt eine schwache Schichtung auf, die sich durch geringe Materialwechsel und Farbbänderung äußert.

Taf. 10 schließt nach einer Unterbrechung von 7 m an Taf. 9 an. Die Moräne fällt hier mit 30-40° nach NW ein. Im oberen

Bereich zwischen 75 u. 81 m ist der Geschiebelehm intern gefaltet, während sonst lineare Strukturen überwiegen. Längliche Sandlinsen, -schmitzen und -schlieren, einzelne brauneisenhaltige kiesige Sandlagen und örtlich eine schwache Schichtung prägen das vielgestaltige Gefüge der qD1-Moräne auf Taf. 10.

Die Moränen-Unterkante verläuft auf Taf. 9 u. 10 generell unruhig. Wo sich darunter eine Wechsellagerung aus schluffig-sandigem und moränalem Substrat anschließt, ist die Unterkante nicht klar bestimmbar. Diese Wechsellagerungen sind hier vornehmlich durch glazitektonische Scherung und untergeordnet durch Fließprozesse entstanden, aber stellen wohl nirgends einen Deformationstill dar.

Die liegenden Feinsande enthalten gröbere Lagen bis zur Feinkiesfraktion, vereinzelt auch Mittelkiese. Ihre Schichtung ist durch Verwerfungen, Fältelungen und Fließtexturen erheblich gestört.

Im Hangenden sind qD1,,Lg und qD2(?),,Lg intensiv miteinander verwürgt, so daß die Grenze meist diffus erscheint.

Abschließend sei angemerkt, daß die starke glazitektonische Deformation der Haupt-Drenthe-Moräne von Vollersode keine genetische Till-Klassifizierung zuläßt.

5.3.3. Die Jüngere (?) Drenthe-Moräne (qD2(?),,Lg)

An der gesamten nordöstlichen Grubenwand steht dicht unter der Geländeoberkante eine nahezu sählig lagernde Moräne an. Sie erreicht in der SE-Ecke der Grube ca. 2,5 m Mächtigkeit (Taf. 7; Abb. 12).

Die Proben Vo 1a-3b (Abb. 12) sowie Vo 19 (Taf. 8) sind nach der Kornverteilung nicht von qD1,,Lg-Proben aus Vollersode und Freißenbüttel unterscheidbar; der etwas ausgeprägtere Feinsandgipfel reicht für eine Abgrenzung der Jüngeren (?) Drenthe-Moräne gegen die Haupt-Drenthe-Moräne nicht aus (Tab. 5; Abb. 20, 26 u. 27). Die Kornsummenkurven der qD2(?),,Lg-Proben liegen dicht beieinander, so daß die Kornverteilung, auch unter Berücksichtigung der geringeren Probenanzahl, im Vergleich zur qD1-Moräne merklich homogener erscheint. Dies ist wohl auch ein Zeichen geringerer postsedimentärer Überprägung. Das Vertikalprofil auf Abb. 12 läßt eine schwache Abnahme des Tongehaltes zum Liegenden erkennen (Proben Vo 3a u. 3b: 16-17 %, Vo 1a u. 3b: ca. 14 %). Die Matrix der hangenden Moräne von Vollersode besteht insgesamt aus schwach tonigem bis tonigem, schluffigem, mittelsandigem Feinsand.

Der Geschiebelehm ist durchgängig verbraunt, enthält viele Manganoxid-Punkte und ist farblich von der Haupt-Drenthe-Moräne in der Sandgrube Freißenbüttel nicht unterscheidbar (graubraun, schwach rötlich; etwa 10 YR 5/4). Ein Teil der

kristallinen Geschiebe ist zersetzt oder angewittert.

Scherflächen oder Lagerklüfte sind kaum festzustellen, steile Klüfte treten aufgrund des hohen Feuchtegehaltes der Moräne nur undeutlich in Erscheinung.

Im unteren, weitgehend ungestörten Moränenbereich wurde die Geschiebeeinregelung untersucht. Sie ist, vielleicht infolge geringer kryoturbater Überprägung, nicht streng, zeichnet sich aber durch ein deutliches ENE-WSW-Maximum aus (Abb. 13). Die im Vergleich zur qD1-Moräne von Freußenbüttel westlichere Eisvorstoßrichtung stützt nur scheinbar die Annahme, daß in Vollersode die Jüngere Drenthe-Moräne anstehen könnte (vgl. EHLERS 1979, 1990; HÖFLE & SCHLENKER 1979; HÖFLE 1983). EHLERS und LADE (in HÖFLE 1983) haben nämlich in der Haupt-Drenthe-Moräne von Bramstedt (15 km WNW von Vollersode) ebenfalls die ENE-WSW-Richtung ermittelt.

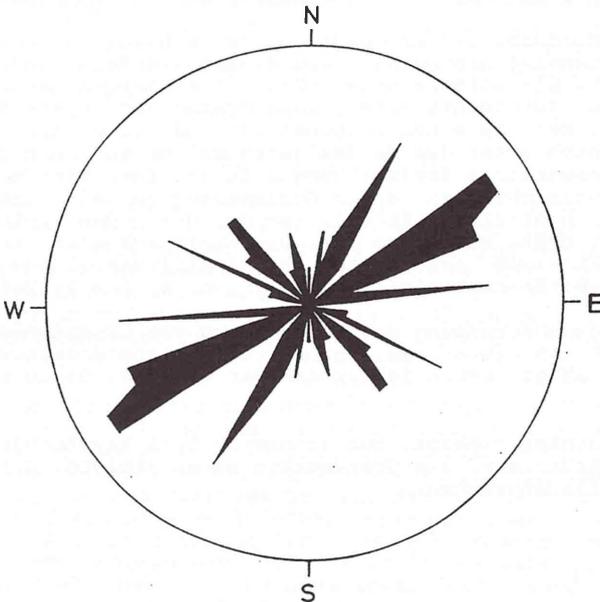


Abb. 13: Vollersode: Richtungsrose des qD2(?), ,Lg
- 70 Geschiebelängsachsen; Radius = 10 % der
Messungen

Bis ca. 2 m unter Gelände ist der Geschiebelehm stark kryoturbat beeinflusst: Dichtesaigerungsformen (Abb. 12: Tropfen und Taschen), steilstehende Geschiebe. Auch die Sandlinsen sind wohl Resultat der periglazialen Dichtesaigerung (Tropfen ohne Hals) in der wasserübersättigten, mobilen Auftauschicht über dem ganzjährig gefrorenen Boden (vgl. EISSMANN 1981; Kap. 5.2.4.). Die Strukturen haben eine meist schichtungslose mittelsandige Feinsandfüllung, die deutlich feinkörniger ist als der hangende Geschiebedecksand. Im Unterschied zur oberflächennahen Moräne von Freibüttel befinden sich an der Tropfen- bzw. Taschenbasis keine Steine. Die Konfiguration der Strukturen (Abb. 12) belegt nordwärts gerichtete Hangkriechprozesse, die bereits zu Beginn der Flugsandakkumulation beendet waren. Das Geländeniveau ist im Grubenbereich fast konstant und steigt unmittelbar südlich allmählich zum Geestplateau an.

Der kryogen überprägte Moränenteil ist auch durch viele meist vertikal orientierte schmale Bleichzonen gekennzeichnet. Diese bis 1,5 cm breiten, oft gekrümmten und unterbrochenen Streifen und Flecke reichen nur dort bis zur Moränenbasis, wo sie an Klüfte gebunden sind (vgl. Kap. 5.2.5.). Stets werden die hellen, gräulichen Bleichzonen von max. 1 cm breiten Brauneisenanreicherungen eingerahmt.

An der Moränenbasis ist eine 3-7 cm mächtige, verfestigte, sehr intensive Brauneisen- und Manganoxid-Fällungszone ausgebildet. Die beinahe eben verlaufende Moränen-Unterkante schneidet gestauchte Schmelzwassersande und -kiese diskordant ab. Bei 125 m und zwischen 135 und 142 m (Abb. 12) befinden sich unter der Moräne durch Brauneisen mehr oder weniger zementierte Steinpackungen in sandiger Matrix. Die Steine erreichen max. 40 cm Durchmesser und sind unterschiedlich stark verwittert. Fe- und Mn-Geoden treten bis zu einer Größe von 10 cm auf. Die Steinpackungen stellen glazitektonisch umgelagertes und glazifluviatil ausgespültes qD1-Moränenmaterial dar (Tab. 3 u. 4: LGA 3; Taf. 21).

Die Hangendbegrenzung der Moräne wird von Geschiebedecksand gebildet, an dessen Basis sich örtlich eine Kieslage befindet. Im SE der Grube folgen darüber noch ca. 50 cm Flugsand.

Die insgesamt massige, nur im oberen Teil kryoturbat veränderte Moräne wird als Grundmoräne *sensu stricto*, d.h. als Absetztill angesehen.

5.4. Sandgrube Wallhöfen

Lage: TK 25, Blatt 2619 Vollersode
H 5908900 R 3491000

Morphologische Position: E-Hang einer Kuppe (Bram-Berg
32 mNN) im südlichsten Teil der Bremervörder-
Wesermünder Geest

"Die Grubenwände werden hauptsächlich aus Schmelzwassersanden der Elster-Kaltzeit aufgebaut. An der Ostwand liegt über den Sanden die jüngere elsterzeitliche Grundmoräne. Sie besteht aus einem schluffigen, schwach kiesigen Sand und wurde stellenweise über Toteis abgelagert. Durch das Schmelzen des Eises bildeten sich Sölle, in die die Grundmoräne nachgesackt ist. In den dadurch entstandenen Hohlformen kamen Tone, Schluffe und Feinstsande zur Ablagerung" (HÖFLE & MERKT 1990: 79).

An der westlichen Grubenwand ist eine mit sandigen Kiesen und Fließerden gefüllte Schmelzwasserrinne in das feinere, elsterzeitliche Glazifluviatil eingeschnitten. Aus dem obersten Teil der Rinnenfüllung (1,5-3,0 m unter Gelände) wurde die Probe LGA 7 entnommen. Nach der Leitgeschiebezählung von K.-D. MEYER stammt das Material aus dem Drenthestadium (Abb. 19; Tab. 3 u. 4). Der Rinnenanschnitt ist gegenwärtig kaum noch zugänglich, da dieser Grubenbereich bereits verfüllt wird.

5.4.1. Die obere Elster-Moräne (qe(2),,Sq)

Die Moräne steht an der ENE-Wand dicht unter der Geländeoberkante an, wird aber größtenteils von Hangschutt verdeckt. Sie erreicht in einer wohl Toteis bedingten Hohlform mehr als 3 m Mächtigkeit. Das Toteisloch (?) ist mit einem Durchmesser von 35 m angeschnitten, aber ebenfalls weitgehend von Schuttfuß verhüllt. Abb. 14 gibt den gut zugänglichen Profilabschnitt unmittelbar südöstlich der Senkungsstruktur wieder.

Die Ton-Schluff-Anteile schwanken von 3,7-11,2 % (Proben Wa 5-7 u. 9). Klammert man die Probe Wa 5 aus, die offensichtlich Material aus einer feinkörnigen Schicht enthält, ergibt sich ein Streubereich von 3,7-5,4 %. Im Hangendbereich (Wa 1 u. 3) ist die Fraktion Ton bis Mittelschluff zugunsten des Grobschluffanteils etwas geringer besetzt (Tab. 5; Abb. 20 u. 23). Durchgängig läßt sich eine starke Dominanz des Feinsandes nachweisen. Sie ist im Übergangsbereich zwischen Geschiebesand und liegendem Schmelzwassersand am markantesten ausgeprägt (Tab. 5: Probe Wa 10: 87,7 % Feinsand). Insgesamt besteht die obere Elster-Moräne von Wallhöfen aus schwach bis mäßig mittelsandigem Feinsand und weist einen noch geringeren Feinkornanteil auf als die obere Elster-Moräne in den anderen untersuchten Aufschlüssen. Die aus dem wohl resedimentierten Dachbereich der

Moräne stammenden Proben Wa 1 u. 3 führen mit 4,5 bzw. 3,7 % die niedrigsten Ton-Schluff-Gehalte aller Till-Proben des UG.

Der Geschiebesand zeichnet sich durch eine helle, gelboliv-graue Farbe aus (etwa 5 Y 6/4), die zum Hangenden allmählich verblaßt. Gehäuft sind Brauneisen- und Manganoxidpunkte sowie Bleichflecke festzustellen.

Das Flächengefüge beinhaltet vorwiegend horizontale und subhorizontale Texturen, im oberen Teil auch eine steile mitteldichte Klüftung (Abb. 14). Im Abstand von 2 bis 40 cm ist die Moräne mit meist flach nach NW (zum Toteisloch hin) einfallenden, wenige mm bis 4 cm mächtigen, dunkleren, grauolivnen (5 Y 4/4), sichtlich feinkörnigeren Lagen durchsetzt (Taf. 22 u. 23; Tab. 5: Proben Wa 2, 4 u. 8). Die Tongehalte der Proben Wa 2 u. 4 betragen ca. 13 %, die Schluffgehalte 3,4 bzw. 3,9 %.

Die Schichtung geht offenbar auf die Moränenbildung zurück, der Tongehalt dürfte aber vornehmlich sekundär durch Verlehmung und/oder Tonverlagerung entstanden sein. Dafür spricht, daß die feinkörnigen Lagen zwar Klüftflächen ohne Versatz kreuzen, aber an diesen ihre Mächtigkeit ändern. Im hangenden und liegenden Teil der Moräne verlaufen die Lagen bisweilen relativ geradlinig, lediglich mit Ausbuchtungen in der 1 cm-Dimension und halten über mehrere Meter aus. Die geringsten Lagen-Abstände und die unruhigste Lagerung sind im mittleren Teil zu verzeichnen. Die Lagen sind hier bis 2 cm dick, verlaufen unregelmäßig wellig, verzweigen sich, laufen allmählich aus oder enden abrupt. Nennenswerte Abschiebungen waren aber auch hier nicht zu beobachten. Einige cm mächtige Brauneisenausscheidungen finden sich vorzugsweise im oberen und unteren Moränenteil direkt über den tonigen Lagen, doch sind sie nicht immer an diese gebunden. Aufgrund der ausgeprägten Schichtung, die an den Klüften nicht versetzt ist, läßt sich in Wallhöfen gut nachweisen, daß vermeintliche Verwerfungen nur durch differenzierte Brauneisenfällung vorgetäuscht werden (Taf. 22).

Die Schichtdeformationen sind wahrscheinlich Auswirkungen des in unmittelbarer Nachbarschaft im Untergrund austauenden Toteises. Der stagnierende Eis-Körper war wohl während des Ausschmelzens der Moräne Sackungsbewegungen ausgesetzt. Die Absenkung war während der Bildung des mittleren Moränenteiles am stärksten.

Taf. 23 zeigt, daß die dunklen Lagen kompaktionsbedingt um größere Geschiebe herumführen ("drape structures"). Vergleichbare Texturen beschrieb LUNDQVIST (1977) aus einem größeren, deutlich geschichteten, subglaziären Ausschmelztill in Jämtland.

Weitere Indizien für subglaziäres Ausschmelzen finden sich an der Moränenbasis. Die Anhäufung von Kiesen und Steinen (Durchmesser max. 30 cm) bei 2 m (Abb. 14) und die z.T.

diffuse Grenze zwischen Geschiebesand und liegendem Schmelzwassersand stehen zweifellos mit glazifluviatilen Umlagerungsprozessen in Verbindung. Das bei 2 m angehäufte Grobmaterial wurde aus seiner ehemaligen Matrix ausgespült und verlagert. Der kontinuierliche Übergang von horizontalgeschichtetem, stark feinsandigem Mittelsand (Tab. 5: Probe Wa 11) zu Geschiebesand (Probe Wa 10) zwischen 6 u. 8 m zeigt die Vermischung beider Substrate an, vermutlich ein Resultat subglaziärer Schmelzwasserwirkung. Zwischen 3 u. 6 m verläuft die Moränen-Unterkante eben und ist durch die deutliche Schichtung und die geringere Festigkeit der liegenden Sande klar markiert. Schließlich sei erwähnt, daß in den Sanden schluffige Lagen auftreten, die sich nur durch ihren geradlinigen Verlauf von denen in der Moräne unterscheiden.

In Wallhöfen ist es auch interessant, den Hangendbereich des qe(2),,Sg näher zu betrachten. Die Moräne wird diskordant von steinreichem Geschiebedecksand überlagert. Den hangenden Profilabschluß bildet sandiges humoses Material.

Örtlich sind flache, mit tonigem, feinsandigem Schluff gefüllte Depressionen in die Moräne eingeschnitten (Abb. 14). In dem Schluff kommen Mittel- und Grobkiese reichlich vor, vereinzelt auch Steine. Das Sediment ist engständig klüftig und brauneisenhaltig. Zwischen 1 u. 4 m sind Schluff und Moräne verwürgt; am SE-Profilende (11-15 m) ist die Grenze zwar deutlicher ausgebildet, doch sind in der Moräne einzelne tonige Schlufflagen enthalten. Sie belegen eine geringfügige (periglaziäre?) Resedimentation des obersten Moränenteiles.

5.5. Sandgrube am Kalksandsteinwerk Heeßel

Lage: TK 25, Blatt 2320 Lamstedt
H 5948900 R 3507000

Morphologische Position: NE-Hang des Besenbecker Berges
(57,4 mNN) im Westerberg (Lamstedter Staffel)

Die innere Struktur der Lamstedter Staffel wurde zuletzt von LADE (1980, mit historischer Entwicklung des Kenntnisstandes), HÖFLE & LADE (1983), MEYER (1983b, 1987) und VAN GIJSSEL (1987) betrachtet. Danach handelt es sich zumindest im nördlichen Teil um eine Stauchendmoräne, die wahrscheinlich nach Ablagerung der Jüngeren Drenthe-Moräne während einer erneuten, kräftigen Eisaktivierungsphase entstanden ist. Endgültige Klarheit hinsichtlich der exakten stratigraphischen Einordnung der Lamstedter Staffel innerhalb des Jüngeren Drenthestadials besteht jedoch noch nicht.

VAN GIJSSEL (1987) beschrieb aus den Sandgruben im N-Teil des Westerberges mehrere überschobene Schuppen mit Mächtigkeiten von 15 bis 40 m. Sie sind aufgebaut aus:

- marinem Ton (Eozän)

- Lauenburger Ton
- Elster-Grundmoräne
- marinem Ton (Holsteinwarmzeit)
- flachmarinen Schluffen und Sanden (Holsteinwarmzeit)
- glazifluviatilen und moränen Ablagerungen der Saale-eiszeit.

Bei VAN GIJSSEL (1987: Fig. 3a) ist ein ESE-WNW-Profil durch den Südtteil der Sandgrube am Kalksandsteinwerk Heeßel mit gestauchten, E- bis NE-einfallenden tertiären Tonen, laminierten Schluffen und Feinsanden aus der Holsteinwarmzeit sowie Schmelzwassersanden abgebildet. Die Sedimente werden stellenweise von Resten einer Moräne bedeckt.

Abb. 15 zeigt eine vom Sandabbau ausgesparte NE-SW-streichende Moränen-Rippe aus dem mittleren Grubenabschnitt, Taf. 11 ein N-S-Profil unmittelbar nördlich der Grubeneinfahrt. In beiden Situationen wird eine Moräne von glazifluviatilen Sedimenten überlagert. Zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse wurden von K.-D. MEYER drei Proben (LGA 4-6) geschiebeanalytisch bearbeitet. Die Theoretischen Geschiebezentren der beiden Moränen-Proben (LGA 4 u. 6) sprechen eindeutig für elsterzeitliches Alter, die Probe aus der Steinsohle (LGA 5) konnte in das Drenthestadium eingestuft werden (Tab. 3 u. 4; Abb. 19). Die Steinsohle muß als Erosionsrelikt einer Moräne angesehen werden, da sie ca. 30 m nördlich des auf Taf. 11 dargestellten Stoßabschnittes direkt auf moränen Sedimenten lagert.

5.5.1. Die untere Elster-Moräne (qe(1), Lg) auf Abb. 15

Nach den Geschiebezählungen und Korngrößenanalysen besteht kein Zweifel, daß hier die untere Elster-Moräne ansteht. Sie ist aus schwach tonigem, schwach schluffigem, stark feinsandigem, schwach grobsandigem Mittelsand aufgebaut. Die Korngrößenzusammensetzungen der Proben He 1-8 stimmen in den Wesenszügen mit den anderen qe(1), Lg-Proben aus dem Untersuchungsgebiet überein, doch nur in Heeßel überwiegt der Mittelsandanteil gegenüber dem Feinsandgehalt (Tab. 5; Abb. 20 u. 21).

Im Gegensatz zu allen anderen untersuchten Lokalitäten ist in Heeßel kalkiges Moränenmaterial erhalten. An der Rippe auf Abb. 15 konnte zwar mittels HCl-Test nirgends eine kalkige Matrix nachgewiesen werden, doch treten in der Probe LGA 4 einzelne gekritzte Kalkstein-Geschiebe auf. Mittels SCHEIBLER-Apparatur wurden für die Proben He 1-9 Karbonatgehalte von 0,0 bis 0,8 Gew.-% bestimmt.

Die typische Farbe ist Dunkelbraungrau (etwa 10 YR 4/2), stellenweise mit einer schwachen rötlichen Tönung. Im unteren Teil, bis 2 m (max. 3 m) über dem Planum, tritt der Braunanteil oft etwas zurück. In der Moräne kommen reichlich Fe-Geoden vor. Die Kluftflächenbeläge zeigen ebenfalls stärkere Brauneisen- und Manganoxidausscheidungen an.

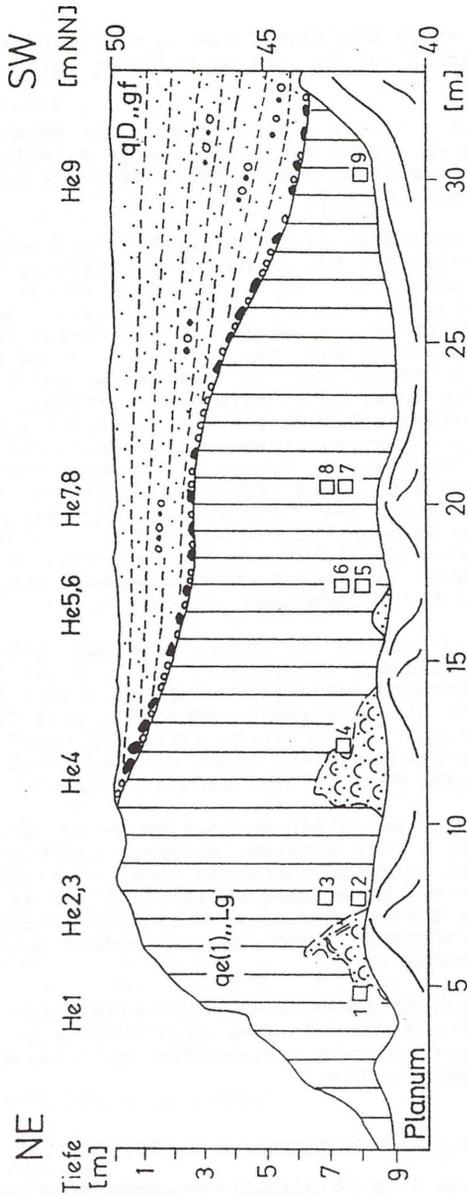


Abb. 15: Heeßel: Stoßaufnahme - Durch qD,,gf überlagerte qe(1),,Lg-Rippe mit eingestauchten holsteinzeitlichen Feinsanden

An der generell stark klüftigen, massig erscheinenden Moränen-Rippe wurden von NE nach SW folgende Gefügeelemente beobachtet:

Bei 2 m (Abb. 15) ist eine steile, listrische Bewegungsbahn ausgebildet. Das blaugraue schluffig-tonige Material, das die Harnischfläche bildet, stammt vermutlich aus dem Eozän (U. LADE, frdl. mdl. Mitt.).

An drei Stellen treten im tiefsten aufgeschlossenen Bereich gestauchte mittelsandige Feinsande mit schluffigen Partien auf. Nach frdl. mdl. Mitt. von U. LADE gehören sie stratigraphisch wahrscheinlich in die Holsteinwarmzeit, so daß von einer Überschiebung der unteren Elster-Moräne über die Sande ausgegangen werden muß. Taf. 24 zeigt in der Bildmitte die konvolut geschichteten, zerscherten und zum Teil auch mit moränalem Substrat vermischten Feinsande. Zwischen Spaten und 25 cm-Stab schließt sich eine wellige bis flasrige Wechsellagerung aus sandigem und moränalem Material an, die auf glazitektonische Scherung zurückzuführen ist. Der unmittelbar an die Wechsellagerung und die Feinsande grenzende Geschiebelehm ist durch viele, meist längliche Sandeinlagerungen (Linsen, Schlieren) und eine relativ sandige Matrix gekennzeichnet. In der Matrix kommen grünlich-graue Ton-Schluff-Nester (bis 2 cm Durchmesser) vor, die wohl Relikte zersetzter Geschiebe darstellen.

Der große Feinsand-Bereich mit schwach tonigen, schwach feinsandigen Schlufflagen zwischen 10 und 14 m ist durch eine ähnlich chaotische Schichtung charakterisiert wie die Feinsande von Taf. 24 und enthält außerdem parallele Verwerfungen im Abstand von wenigen dm (Taf. 25). Auch hier ist der umgebende Geschiebelehm stark mit Sandlinsen durchsetzt und weist örtlich eine sandigere Matrix auf.

Am SW-Ende der Rippe wurde ein ca. 0,5 m² großer schwarzgrauer (10 YR 2/2), stark bindiger Moränenbereich gefunden, der vermutlich die Aufnahme tertiären Tones widerspiegelt (Tab. 5: Probe He 9). Er entspricht farblich der qe(1)-Moräne in der ca. 3,5 km NE gelegenen ehemaligen Kreidegrube Hemmoor (HÖFLE & SCHLENKER 1979) und in anderen Lokalitäten Niedersachsens (HÖFLE 1980).

Den hangenden Abschluß der Moränen-Rippe bildet eine brauneisenverbackene Steinsohle. Darüber lagern mächtige, vorwiegend parallelgeschichtete, feinsandige Mittelsande mit grobsandig-kiesigen Straten.

5.5.2. Die untere Elster-Moräne (qe(1), Mg) auf Taf. 11

Die Proben He 11-15 sind im Mittel nur unmerklich feinkörniger als He 1-8 von Abb. 15 (Tab. 5). Der höhere Tongehalt in Probe He 10 resultiert aus der Aufnahme tertiären Materials.

In Probe LGA 6 kommen 13 % Kalksteine vor (Tab. 4), auch die Moränen-Matrix ist bis auf die obersten 10-15 cm überwiegend kalkhaltig. Die Karbonatgehalte der Proben He 10-13 schwanken zwischen 2,1 und 2,5 Gew.-%, He 14 u. 15 führen 0,6 bzw. 0,7 Gew.-% Karbonat.

Das interne Gefügeinventar weicht erheblich von dem in Kap. 5.5.1. beschriebenen ab. Auffälligstes Merkmal ist die Vielzahl von Fein- bis Mittelsandlagen, -linsen und -nestern, die in heterogener Verteilung die Moräne durchsetzen. Teils treten nur kleinere Sandnester auf, teils befinden sich mehrere Meter lange, mitunter verbogene Sand- und Geschiebemergelschichten in Wechsellagerung. Die Sandeinlagerungen sind in der Regel intern ungeschichtet.

Das Liegende der Moräne ist nicht aufgeschlossen, auch die unteren Feinsande mit Gchiebelehmfasern zwischen 12,5 und 15 m stellen wahrscheinlich nur eine Einlagerung in der Moräne dar.

Zwischen 0 und 13 m wird das Hangende der Moräne von einer 40-60° E-einfallenden Wechsellagerung aus blaugrauem, kalkfreiem, zerruscheltem Ton aus dem Eozän(?) und moränalem Material mit zahlreichen sandigen und tonigen Einlagerungen gebildet (Taf. 26). Darüber befinden sich geschichtete glazifluviatile Ablagerungen und eine Steinsohle (Probe LGA 5, s. oben), die ebenfalls steil nach E einfällt (vgl. VAN GIJSSEL 1987).

Bei der genetischen Interpretation der unteren Elster-Moräne muß man die enorme glazitektonische Deformation (Stauchung, Scherung) während der Anlage der Lamstedter Staffel in Rechnung stellen. Vermutlich stellen die Moränen-Körper von Abb. 15 und Taf. 11 zwei getrennte, stark intern deformierte Schuppen dar. Außer der intensiven Zerschering ist auf Taf. 11 u. 26 auch die Wirkung der drenthezeitlichen Schmelzwässer erkennbar. Die oben beschriebene Wechsellagerung auf diesen beiden Taf. dürfte schon wegen des E-Einfallens im Zuge der drenthezeitlichen Stauchung entstanden sein. Möglicherweise erfolgte aber die Aufnahme des eozänen (?) Tones in die Moräne auf Abb. 15 bereits glazidynamisch während der ersten Elster-Vereisung. Bezüglich der zerscherten und zerspülten Moräne auf Taf. 11 ist keine genetische Till-Klassifizierung möglich. Die klüftige Moräne auf Abb. 15 erinnert an einen Absetztill.

5.6. Sandgruben bei Albstedt

Lage: TK 25, Blatt 2618 Hambergen
 Sandgrube H 5911150 R 3480400
 Ehemalige Sandgrube: H 5911300 R 3480350

Morphologische Position: Auf einer Kuppe (21,4 mNN) im südlichen Randbereich der Bremervörder-Wesermünder Geest

MARCZINSKI (1968) sah die kuppige Geest zwischen Dorfhagen, Albstedt und Lübberstedt als Endmoräne an und sprach von einem "Albstedter Halt" innerhalb des Drenthestadiums. In der Sandgrube Albstedt und der ca. 150 m nördlich gelegenen, ehemaligen Grube stehen jedoch unter dem Geschiebedecksand nur elsterglaziale Sedimente in weitgehend ungestörter Lagerung an. Die in Abbau befindliche Grube hat an der N-Wand eine mit elsterzeitlichen glazifluviatilen Sanden und Kiesen und moränalen Ablagerungen gefüllte Beckenstruktur angeschnitten. Die stratigraphische Einstufung ergibt sich aus dem hangenden Geschiebesand, der nach der Korngrößenzusammensetzung eindeutig als obere Elster-Moräne zu identifizieren ist. In der ehemaligen Sandgrube sind nur noch die obere Elster-Moräne und Decksedimente zugänglich.

5.6.1. Die unteren glazifluviatilen Sedimente (qe..gf)

Das Vertikalprofil beginnt mit parallelgeschichteten, flach beckenwärts geneigten Sanden mit kiesigen und schluffigen Lagen (Taf. 12). Im westlichen Stoßabschnitt, außerhalb des tiefsten Bereiches, sind die Sande schräggeschichtet und werden von einer brauneisenverbackenen, 30 cm mächtigen Stein- und Kieslage mit vielen Fe-inkrustierten und zersetzten Geröllern (Durchmesser bis 20 cm) überlagert. Im Hangenden folgt hier eine 40-50 cm mächtige, kompaktierte, tonig-schluffige Feinsandschicht. Deren unterer Teil führt reichlich Kies, ist stark brauneisenhaltig und zeichnet sich durch blättrige bis dünnplattige, teils parallele, teils ripelförmige Texturen aus (Probe Al 3). Im oberen Teil der Feinsandschicht deuten Brauneisenstreifen eine beckenwärts gerichtete Fließfaltung an (Probe Al 2). Unmittelbar darüber folgt dann moränales Material (Taf. 27).

5.6.2. Die moränalen Ablagerungen zwischen den glazifluviatilen Sedimenten (qe(2)..q-gf)

Die Mächtigkeit des äußerst differenzierten Sediment-Komplexes schwankt um 1 m (Taf. 12).

Eine Korngrößenanalyse (Probe Al 1) ergab 9,8 % Ton, 32,4 % Schluff, 40,8 % Feinsand, 13,3 % Mittelsand, 2,5 % Grobsand, 1,2 % Kies.

Die Farben wechseln in Abhängigkeit vom Brauneisengehalt häufig. Typisch sind helle, graubraune Farbtöne (etwas dunkler als 10 YR 7/4). Stellenweise waren zersetzte Geschiebe und Manganoxidpunkte zu registrieren.

Der Geschiebelehm ist kompaktiert und kleinklüftig. Im Basisbereich weist er örtlich ähnliche blättrige Absonderungsflächen auf wie der schluffige Feinsand im Liegenden. Am Beckenrand, in höher gelegener Position, ist die Moräne durch Fließstrukturen geprägt und enthält steilstehende Geschiebe. Ab 7 m (Taf. 12) ist beckenwärts eine zunehmend

deutlichere Schichtung zu beobachten. Bis 16 m zeichnen Brauneisenstreifen geringe Körnungsunterschiede nach. Die Lagen sind wenige cm mächtig und stets stark verbogen (schlierenartig oder konvolut). Zum Beckenzentrum entwickelt sich daraus eine Wechsellagerung intern laminiertes Straten aus tonigem, mittelsandigem Schluff bis Feinsand (Proben Al 4 u. 6) und schluffigem, schwach mittelsandigem Feinsand (Al 5 u. 7). Kiese treten zunächst nur untergeordnet auf. Im tieferen Bereich, bei 55 m, sind Kiese und Steine lagenweise zwischen schlecht sortiertem Mittelsand angereichert (Taf. 28). Die Grenze zu den liegenden Schmelzwassersanden ist zwischen 20 und 26 m beinahe fließend. Der hangende Teil der Wechsellagerung ist hier durch "scour and fill"-Strukturen gestört, die mit tonigem, feinsandigem Schluff gefüllt sind. Insgesamt ist die Hangendbegrenzung der Moräne und des äquivalenten geschichteten Materials durch Schmelzwassererosion gestaltet, weist zahlreiche Ausbuchtungen auf und wird örtlich durch eine Kies- und Steinlage markiert.

Die Ablagerungen stellen einen lateral stark differenzierten Fließstill (flow till) dar. Ihre Akkumulation in einer flachen Hohlform erfolgte im Zuge des vorrückenden zweiten Elster-Eises, vermutlich während eines kurzen Haltes.

5.6.3. Die oberen glazifluviatilen Sedimente (qe(2),,qf)

Die Fließmoräne ist von der oberen Elster-Moräne durch einen zweigeteilten glazifluviatilen Sediment-Komplex getrennt. Der untere Teil besteht aus schräggeschichteten Mittel- und Grobsanden mit unterschiedlichem Kiesgehalt. Mit deutlicher Diskordanz folgen darüber parallelgeschichtete Fein- und Mittelsande mit kiesigen, untergeordnet auch schluffigen Lagen. Im östlichen Profilabschnitt tritt Deltaschichtung auf. Zum Hangenden und zum Beckenrand werden die Sande zunehmend kiesiger.

5.6.4. Die obere Elster-Moräne (qe(2),,Sg)

Im August 1991 war die obere Elster-Moräne in der **in Abbau befindlichen Grube** noch nicht angeschnitten, im Oktober trat sie am nach N zurückverlegtem Stoß mit fast 3 m Mächtigkeit in flacher schüsselförmiger Lagerung auf (Taf. 12). Da sie in dem 150 m nördlich gelegenen Aufschluß mehr als 5 m beträgt, ist anzunehmen, daß die beschriebene Beckenstruktur flach nach N einfällt.

Die Korngrößenanalysen der Proben Al 8 u. 9 erbrachten weitgehende Übereinstimmung mit den Ergebnissen von qe(2),,Sg-Proben aus anderen Aufschlüssen des UG. Die Moränen-Matrix besteht aus schwach schluffigem, stark mittelsandigem Feinsand und zeichnet sich durch ein vergleichsweise geringer ausgeprägtes Feinsandmaximum aus. Gegenüber dem Material aus Freißenbüttel ist die Tonfraktion

zugunsten der Schlufffraktion etwas geringer besetzt (Tab. 5; Abb. 20).

Farblich ist der Geschiebesand durch ein helles gelbliches Olivgrau charakterisiert (5 Y 7/2-6/4).

Das Flächengefüge beinhaltet im Abstand von einigen dm Lagerklüfte, die möglicherweise auch als Scherflächen interpretiert werden können sowie steile Klüfte mit unterschiedlichen Einfallrichtungen im Abstand von 1-2 m. Manche der steilen Klüfte reichen bis in das unterlagernde Glazifluviatil. Die Klüfte werden mit wechselnder Intensität von Brauneisen begleitet und täuschen vor allem im oberen Teil Verwerfungen vor (vgl. Kap. 5.2.3.).

Örtlich ist unmittelbar unter dem Geschiebesand ein bis 20 cm mächtiger Deformationstill entwickelt, der überwiegend aus lokalem Untergrundmaterial besteht. Die Moränen-Unterkante ist stets scharf ausgebildet. Wo kein Deformationstill auftritt, verläuft sie teils geradlinig, teils flach wellig und ist streckenweise durch Brauneisenanreicherungen in den untersten Zentimetern des Geschiebesandes markiert.

In der 150 m nördlich gelegenen, ehemaligen Sandgrube steht ebenfalls dicht unter der Geländeoberkante (21 mNN) an einer ESE-WNW-streichenden Wand die obere Elster-Moräne an. Sie wird hier mehr als 5 m mächtig, wovon jedoch die untere Hälfte durch den Schuttfuß verdeckt ist. Die Moränenbasis ist nirgends zugänglich.

Die Kornverteilungen der Proben Al 10 u. 12 entsprechen denen der $q_2(2)$, Sg-Proben aus der benachbarten Grube (Tab. 5; Abb. 20 u. 25). Die Probe Al 11 entstammt einem stark brauneisenführenden Horizont und enthält mit 8,2 % Ton ca. 5 % mehr als der umgebende Geschiebesand.

Es fällt auf, daß die Moräne infolge etwas höheren Brauneisengehaltes eine bräunlichere Färbung zeigt als in der benachbarten Grube (Gelbbraun bis Gelbolivgrau; etwa 10 YR 6/6 - 5 Y 6/4). Verwitterte kristalline Geschiebe und Fe-Geoden mit wenigen cm Durchmesser sind keine Seltenheit, örtlich treten punkthafte Brauneisen- und Manganoxidausscheidungen auf.

Die Klüftung ist ähnlich markant ausgebildet wie in der benachbarten Sandgrube und ebenfalls mit nach unten abnehmender Intensität durch Brauneisen markiert. Nirgends im UG sind die "Pseudoverwerfungen" (Kap. 5.2.3) eindrucksvoller ausgebildet als hier. Insgesamt ist die Moräne wohl etwas lockerer als in dem südlich angrenzenden Aufschluß. Die oberen 50 cm der Moräne sind durch ein Wühlgefüge gekennzeichnet (gehäuft helle Fein- und Mittelsandnester). Im Hangenden geht der Geschiebesand mit diffuser Grenze in eine 20-30 cm mächtige, helle Fein- bis Mittelsandschicht über. Den Profilabschluß bilden dann 50-70 cm Geschiebedecksand.

Die geklüftete, schichtungslose Moräne in der gegenwärtig betriebenen Sandgrube ist genetisch als Absetztill zu klassifizieren. Ob dies durchgängig auch für die ehemalige Grube zutrifft, bleibt unsicher.

5.7. Sandgrube Meyenburg

Lage: TK 25, Blatt 2717 Schwanewede
H 5903100 R 3473000

Morphologische Position: SW-Hang des Galgen-Berges
(19,0 mNN) im westlichen Randbereich der Osterholz-Scharmbecker Geest

Die Stratigraphie und die Lagerungsverhältnisse in der Sandgrube am Galgen-Berg wurden bei der Neukartierung von Blatt 2717 Schwanewede (HÖFLE 1976d) untersucht. "Der Geschiebelehm ist dort zusammen mit den unter- und überlagernden glazifluviatilen Sanden außerordentlich stark zerschert. Der Grund dafür dürfte der Druck der Gletscher auf den Untergrund während der Überfahrung durch das elster- oder saalezeitliche Inlandeis sein" (HÖFLE 1976d: 16). Eine Geschiebezählung ergab für die Schmelzwassersande im Hangenden der Moräne elsterzeitliches Alter (MEYER in HÖFLE 1976d). Nach Kornverteilung, gestörter Lagerung und Höhenlage handelt es sich am Galgen-Berg um die untere Elster-Moräne (HÖFLE 1983). Taf. 13 veranschaulicht prinzipiell ähnliche Lagerungsverhältnisse wie das E-W-Profil durch diese Grube in HÖFLE (1976d: 17), wenn auch mit weniger intensiven Störungen.

5.7.1. Die untere Elster-Moräne (ae(1)..Lq)

Die Moränenbank ist auf einer Strecke von 18 m mit einer max. Mächtigkeit von reichlich 1 m flach nach S abtauchend aufgeschlossen. Nach der Korngrößenzusammensetzung läßt sich das Substrat als "... kiesig steiniger Sand mit wechselnden Schluffgehalten" (HÖFLE 1976d: 16) beschreiben. Die Analysen der Proben Me 1, 2 u. 4 ergaben einen relativ homogenen, schwach tonigen, schluffigen, stark mittelsandigen, schwach grobsandigen Feinsand, wie er auch in Freißenbüttel angetroffen wurde (Tab. 5; Abb. 20 u. 21).

In der Farbe unterscheidet sich diese Moräne deutlich von den stratigraphisch äquivalenten Moränen von Freißenbüttel und Heebel. Die olivgraue Farbe (10 Y 6/2 - 5 Y 6/4) ist im UG sonst eher, mit etwas geringerem Oliv-Anteil, bei der oberen Elster-Moräne festzustellen.

Im Flächengefüge spiegelt sich die starke Deformation der Moräne wider (Taf. 13). Scherfugen treten zwischen 17 und 21 m deutlich in Erscheinung. Sie werden hier bis 6 cm breit und sind mit schlecht sortiertem Mittelsand gefüllt. Es bleibt unsicher, ob diese Strukturen Scherbewegungen

durch den ersten Elster-Gletschers dokumentieren, oder ob sie später glazitektonisch angelegt wurden. Die weitgehend ruhige Lagerung der hangenden Sande spricht zwar für die erstere Variante, doch die Befunde von HÖFLE (1976d) machen eher letztere wahrscheinlich (s. oben).

An der Moränenbasis wird sichtbar, daß die meisten steilen Absonderungsflächen Abschiebungen darstellen. Höhenversätze bis 10 cm sind häufig, in einzelnen Fällen (bei 15 m) auch deutlich mehr. Manche Verwerfungen reichen von den Hangend-sedimenten durch die Moräne bis in das Liegende, andere sind nur auf den Geschiebelehm beschränkt und werden dort durch Brauneisenbeläge markiert. Im gesamten Profil konnten keine Pressungsstrukturen beobachtet werden, aber eine intensive Zerrungstektonik, die möglicherweise den Druckschatten der von HÖFLE (1976d) beschriebenen glazitektonischen Stauchung repräsentiert.

Im linken Profilabschnitt (Taf. 13) füllt moränales Material eine bis 2,5 m tiefe Spalte zwischen dem größeren Vorschütt-Glazifluviatil und den feineren, hangenden Schmelzwassersanden. Im Vergleich zum übrigen Geschiebelehm ist die Spaltenfüllung etwas lockerer und deutlich geschiebärmer; schwache Brauneisenbänder deuten Fließbewegungen an. Wahrscheinlich ist das Material während der glazitektonischen Stauchung in einen Hohlraum zwischen gefrorenen Sandkörpern geflossen. Die Sande sind an der Spalte leicht nachgesackt (Abschiebungen).

Zwischen 7 und 12 m treten in der unteren Moränenhälfte parallel zur Moränen-Unterkante angeordnete, ebene bis schwach gewellte, einige dm verfolgbare, blättrige Texturen auf, die von einer weniger auffälligen, steilen Kleinklüftung begleitet werden (Taf. 29). Zum Hangenden löst sich dieses Gefüge allmählich auf, bis die Moräne schließlich massig erscheint. LAWRUSCHIN (1971, 1978) wertet ähnliche Texturen als Ausdruck des "schichtweise differenzierten plastischen Fließens" des Gletschereises. Das Auftreten glazidynamischen Texturen führt zu der Annahme, daß die Moräne zum großen Teil aus Absetztill besteht.

Nach den Messungen von KLEIN (1978) ist die Längsachseneinregelung der Geschiebe trotz der Lagerungsstörungen streng N-S gerichtet (s. auch HÖFLE 1983).

Die Sedimente direkt unter dem Absetztill zeichnen sich durch intensive Schertexturen aus und können als Deformationstill oder Schertill (STEPHAN 1988) aufgefaßt werden (vgl. auch RAPPOL 1983, 1987; ELSON 1988). Sandig-kiesiges Untergrundmaterial und moränales Substrat wechseln in nur kurz aushaltenden dünnen, mitunter schlierenartigen Scherkörpern (Taf. 30; Tab. 5: Proben Me 5 u. 6). Die Begrenzungen zum liegenden Vorschütt sand und zum überlagernden Absetztill sind unscharf bis fließend und manchmal nur durch geringe Festigkeitsdifferenzen markiert. Bei 18 m, weniger deutlich auch bei 12 m, schwänzt der

Deformationstill keilförmig aus.

Die Vorschütt-sedimente bestehen aus feineren und gröberen Sandstraten sowie kiesigen, z.T. steinigen Lagen. Das Glazifluviatil ist überwiegend parallelgeschichtet und wird nach oben grobkörniger.

Die Grundmoräne wird von einem bis 50 cm mächtigen, schwach geschichteten, groben Schmelzwassersediment überlagert. Eventuell repräsentieren die Steine und Kiese in sandiger Matrix den hangenden, erodierten Moränenteil (Ausspülrelikte). Am SSW-Profilende sind zwischen Moräne und Grobmaterial geschichtete Feinsande mit unterschiedlichen Schluffanteilen und parallel zur Moränen-Oberkante angeordneten Kieslagen und -linsen eingeschaltet (Tab. 5: Probe Me 3). Insgesamt stellt diese inhomogene Schicht wohl glazifluviatil umgelagertes und sortiertes Moränenmaterial dar.

Den hangenden Profilabschluß bilden schwach mittelsandige Feinsande, örtlich mit schluffigen Lagen. Zwischen 8 und 9 m weist eine typische Frosttasche auf die periglaziäre Beeinflussung des höchsten Profilteiles hin. Die Taschenbasis befindet sich knapp 2 m unter Gelände.

Schließlich sei darauf hingewiesen, daß im übrigen Grubengelände nur die hangenden Sande aufgeschlossen sind. Bis in 30 m Entfernung von der Moräne führen sie zahlreiche Zerungsstrukturen. Weiter nördlich treten kaum noch Lagerungsstörungen auf, und die Sande haben eine gröbere Körnung.

5.8. Sandgrube der Fa. "Aller-Ziegel" Kirchlinteln

Lage: TK 25, Blatt 3021 Verden (Aller)
H 5867250 R 3519500

Morphologische Position: W-Hang eines ca. 52 mNN hohen Geestplateaus

Nach GRAHLE (1949) gehören die höher gelegenen Bereiche bei Kirchlinteln einem saalezeitlichen Plateau an, das weiter östlich als niveaubeständige Grundmoränenplatte zu verfolgen ist. Die Saale-Moräne soll im allgemeinen nicht tiefer als 45 mNN anzutreffen sein.

Der auf Taf. 14 dargestellte Stoß in der Sandgrube der Fa. "Aller-Ziegel" bei Kirchlinteln beginnt mit elsterglazialen Beckensanden, die diskordant von der oberen Elster-Moräne bedeckt werden. Glazifluviatile Erosion hat die Moräne stark mächtigkeitsreduziert oder völlig ausgeräumt. Im Hangenden setzt sich das Profil mit feinkörnigen geschichteten Schmelzwassersanden fort, die dann in gröbere Sande mit konvoluten Geschiebelehmeinlagerungen übergehen. Im südwestlichen Stoßabschnitt treten Wechsellagerungen aus

sandigem und moränalem Material auf. Sie wurden wahrscheinlich kurz vor der überlagernden, vermutlich dem Haupt-Drenthestadial zuzuordnenden Moräne sedimentiert. Den Profilabschluß bildet Geschiebedecksand.

Die Zuordnung der unteren Moräne zur jüngeren Elster-Vereisung ergibt sich aus der charakteristischen Kornverteilung und den Lagerungsverhältnissen, die ein Abtauchen unter den Lauenburger Ton wahrscheinlich machen. Die Sohlfläche der Moräne fällt flach nach N bis NW ein. 300 m NW der Sandgrube steht Lauenburger Ton oberflächennah an (Geländehöhe um 32 mNN). Dagegen ist die stratigraphische Aussage der N-S orientierten länglichen Geschiebe begrenzt. Während im Elbe-Weser-Dreieck die Geschiebeeinregelung für die Unterscheidung zwischen Elster-Moränen, Haupt- und Jüngerer Drenthe-Moräne schon fast Beweiskraft besitzt (vgl. HÖFLE 1983), muß man im südlich angrenzenden Gebiet von etwas veränderten Bedingungen ausgehen. Herr Dr. K.-H. SULING, Bremen, (frdl. mdl. Mitt.) hat in der 8 m mächtigen Haupt-Drenthe-Moräne an einem kürzlich verschütteten Stoß im SE der Sandgrube westlich der Autobahnraststätte Langwedel (H 5873800, R 3512150) im unteren Moränteil eine Einregelungsrichtung von NNW-SSE bis N-S und im höheren Teil von NE-SW festgestellt.

GRAHLE (1949) hatte bereits erkannt, daß die im heutigen Aufschlußbereich anstehenden Sande ("Untere Sande") älter als die Drenthe-Moräne sind. Die Haupt-Drenthe-Moräne ist nach GRAHLES Darstellung jedoch erst 250 m östlich in höher gelegenem Gelände erhalten. Ob die auf Taf. 14 dargestellte obere Moräne als Haupt-Drenthe-Moräne angesprochen werden kann, bleibt unsicher.

5.8.1. Die obere Elster-Moräne (ge(2),,Sg)

Die maximale Mächtigkeit der nur im abgebildeten Stoßabschnitt erhaltenen Moräne beträgt etwa 1 m (Taf. 14).

Nach der Kornverteilung handelt es sich um einen schwach schluffigen, mittelsandigen Feinsand mit Ton-Schluff-Gehalten zwischen 6,4 und 11,0 % (Tab. 5: Proben Ki 1, 2 u. 4; Abb. 20 u. 24). Die Analysenwerte stimmen auffallend mit denen aus Freußenbüttel überein.

Die gelbbraune, durch Brauneisen geprägte Farbe entspricht etwa 10 YR 6/6, stellenweise am abgetrockneten Stoß mit einem blaß-olivnen Schimmer. Manganoxid-Punkte sind häufig zu verzeichnen. Der engräumig wechselnde Brauneisengehalt hat eine ebenso engräumig wechselnde Festigkeit des Materials verursacht.

Das Flächengefüge wird von subhorizontalen Texturen dominiert, die vielfach nur durch differenzierte Brauneisengehalte in Erscheinung treten, zum Teil aber auch deutliche Absonderungsflächen bilden. Typisch sind <1-5 cm dicke,

mitunter intern gegliederte, mehrere Meter aushaltende, parallel verlaufende oder sich spitzwinklig schneidende Streifen (Abb. 16). Sie können teils als Relikt schichtweise differenzierten Fließens in einem sedimentreichen Gletscher gedeutet werden, teils aber lediglich Brauneisenhorizonte ohne Bezug zum Sedimentgefüge darstellen. So konnte nicht entschieden werden, ob die verbogene Streifung im unteren Teil von Abb. 16 Bewegungsbahnen an der Gletscherbasis widerspiegelt, oder ob sie eher zufällig entstanden ist. Für ersteres sprechen die Texturelemente in der Mitte der Abb. 16, die ebenfalls einen Bewegungssinn nach links andeuten (zerscherte Schleppefalte ?).

Weniger auffällig tritt die steile Klüftung in Erscheinung. Markante Trennfugen, von denen einige bereits im Hangenden der Moräne einsetzen und bis in das Liegende aushalten, kommen im Abstand von 1 bis 2 m vor (Taf. 14). Örtlich ist eine engständige Kleinklüftung zu vermerken.

Nach den Geschiebeeinregelungsmessungen war die Eisvorstoßrichtung eindeutig N-S (Abb. 17). Die strenge Einregelung unterstreicht den subglaziären Charakter der Moräne. Da außerdem wenigstens ein Teil der engständigen subhorizontalen Texturen mit relativer Sicherheit als Bewegungsbahnen im schuttreichen unteren Gletscherbereich zu interpretieren sind und keinerlei Schichtung auftritt, muß die Moräne genetisch als Absetztill eingestuft werden.

In der Moräne sind gehäuft helle, etwa kugelförmige Fein- bis Mittelsandnester mit Durchmessern von 1-2, max. 5 cm zu beobachten, die genetisch nicht sicher erklärt werden können.

Besondere Aufmerksamkeit verdienen in Kirchlinteln die Sedimente unmittelbar im Liegenden des Absetztills. Zwischen 22 und 30 m und am NE-Profilende bedeckt die Moräne bzw. das äquivalente Relikt kleine flache Beckenstrukturen, die nach den Lagerungsverhältnissen wohl subglaziär angelegt wurden. Ihre Füllung besteht aus nahezu ungeschichtetem, schwach tonigem, schwach mittelsandigem Feinsand mit vereinzelten Fein- und Mittelkiesen (Tab. 5: Proben Ki 3, 5, 9 u. 10). Seitlich verzahnen sich die Beckensedimente mit einem stark zerscherten Sedimentkomplex, der einen typischen Deformationstill bzw. Schertill darstellt. Er ist zum größeren Teil aus hangendem Moränenmaterial und zum geringeren aus liegendem Feinsand aufgebaut und geht mit undeutlicher Grenze in den Absetztill über (Taf. 31; Tab. 5: Proben Ki 6 u. 7). Auch zwischen 15 und 22 m sind wenige dm Schertill ausgebildet, die jedoch fast ausschließlich Liegendmaterial enthalten.

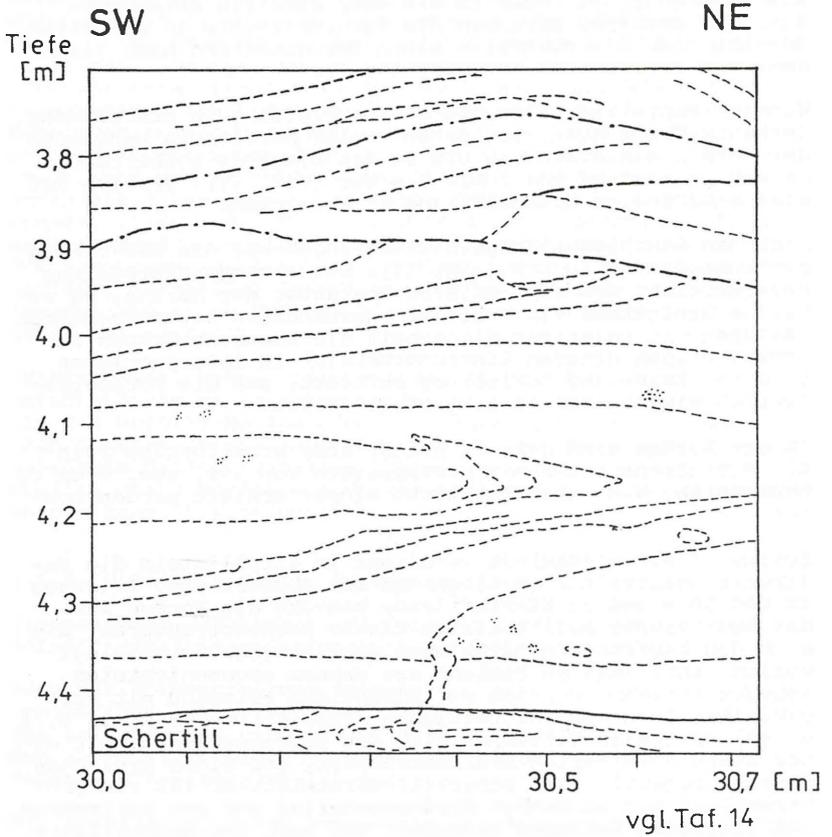


Abb. 16: Kirchlinteln: Stoßaufnahme - Durch differenzierte Brauneisenführung markiertes $q_2(2)$, Sg-Internegefüge (dünne, unterbrochene Linien) und Absonderungsflächen (Strich-Punkt-Linien); (Detail aus Taf. 14)

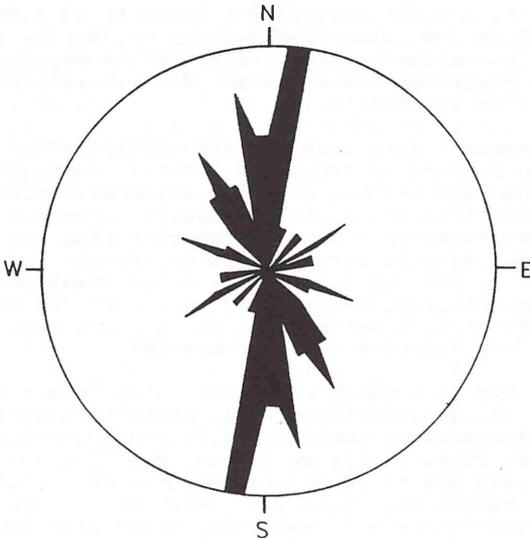


Abb. 17: Kirchlinteln: Richtungsrose des $q_e(2)$, „Sg
- 50 Geschiebelängsachsen; Radius = 10 % der
Messungen

Zwischen 42 und 43 m tritt eine keilförmige Struktur in Erscheinung, die allerdings nicht die charakteristischen Merkmale eines Eiskeils aufweist. Die Schichtung der unterlagernden gräulich-weißen Feinsande zeigt eine bereits vorprägte Depression an. Die schluffige Feinsandfüllung des kleinen Beckens ist wohl synsedimentär in Klüfte des wahrscheinlich gefrorenen Untergrundes geflossen und hat zu deren Weitung beigetragen.

Im Hangenden wird die Moräne durch feinkörnige Schmelzwassersande erosiv begrenzt. Am NE-Profilende sind Kiese und Steine in einer stark brauneisenhaltigen, sandigen Matrix als glazifluviatiles Erosionsrelikt der Moräne erhalten. Die scharf begrenzten, brauneisenverbackenen Kiesanreicherungen zwischen 11 u. 13 m sind wohl gleichfalls als Moränenrückstände aufzufassen.

5.8.2. Die Haupt-Drenthe-Moräne ($qD1(?)$), „Lq)

Die obere Moräne war während der Geländearbeiten schwer zugänglich und kann deshalb nur grob beschrieben werden.

Im Gelände wurde meist ein deutlich höherer Feinkornanteil festgestellt, als die Analyse von Probe Ki 12 ausweist (Tab. 5). Nach dem Feldbefund besteht die Moräne im Normalfall aus einem mittelsandigen, schluffigen Feinsand und führt zahlreiche Geschiebe bis zur Mittelkies-Größe, aber auch Grobkiese und Steine.

Der Geschiebelehm kann farblich als gelblich-grau (5 Y 7/2) beschrieben werden, im trockenen Zustand erscheint er jedoch beinahe weiß. Häufig ist eine schwache Schichtung zu erkennen, die örtlich in eine Wechsellagerung aus moränalem und sandigem Material übergeht. Bei 15 m (Taf. 14) bildet diese Wechsellagerung eine SW-vergente Falte. Vermutlich wurde hier der bereits abgelagerte Moränenteil vom überfahrenden Haupt-Drenthe-Gletscher gestaucht. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß die gesamte Moränen aus gravitativ umgelagertem Material besteht.

Zwischen 0 und 11 m fällt es schwer, eine Grenze zwischen der Moräne und dem unterlagernden, parallelgeschichteten, stark mittelsandigen, schluffigen Feinsand mit kiesigen Lagen (Tab. 5: Probe Ki 13) zu ziehen. Bei 11 m spaltet sich nach unten ein bis 50 cm mächtiges moränales Sediment ab, das ein markantes Fließgefüge aufweist (Proben Ki 14 u. 15). Geschiebereiche Feinsande mit wechselnden Anteilen gröberer und feinerer Fraktionen bilden hier teils parallele Lagen, teils Schlieren und Fläsern. Graubraune Farbtöne dominieren (10 YR 5/4) infolge starker Brauneisenfällung, Manganoxid tritt untergeordnet auf. Mit undeutlicher Grenze schließt sich im Liegenden eine äußerst inhomogene Schicht aus moränalem und glazifluviatilen Material mit vielen Kiesnestern an. Erwähnenswert sind kleindimensionale Injektionsstrukturen an der Oberkante der unteren qD1(?)zeitlichen Moränenlage, die als synsedimentäre Deformationen in mobilen, wassergesättigten Sedimenten zu verstehen sind (EISSMANN 1981; BRODZIKOWSKI & HALUSZCZAK 1987).

Lithologie und Lagerungsverhältnisse zwischen 0 und 25 m (Taf. 14) lassen darauf schließen, daß hier eine flache drenthezeitliche Erosionsstruktur angeschnitten ist. Vermutlich haben Schmelzwässer die elsterglazialen Ablagerungen bis in das Niveau der qe(2)-Moränenbasis ausgeräumt. Die Hohlform wurde bereits in der Vorstoßphase des Haupt-Drenthe-Gletschers durch Fließstill und glazifluviatile Sande weitgehend verfüllt.

5.9. Erweiterung der Bauschuttdeponie Weitzmühlen

Lage: TK 25, Blatt 3021 Verden (Aller)
H 5865600 R 3520250

Morphologische Position: Geestplateau nördlich des Gohbachtals und der Aller-Niederung

Im Jahre 1990 hat Herr Dr. U. LADE, Büro für erdwissenschaftliche Untersuchungen Hechthausen-Bornberg, im Erweiterungsbereich der Bauschuttdeponie vier Bohrsondierungen bis 8 m Teufe durchgeführt. Die Schichtenverzeichnisse, die mir von Dr. LADE freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden, weisen in drei Fällen unter humosem Sand (Mutterboden) eine braune, hellgraue, hellgelbe und gelblich-graue elsterzeitliche Grundmoräne mit max. 2,15 m Mächtigkeit aus. Das Substrat besteht in der Regel aus schwach schluffigem bis schluffigem Feinsand. In zwei Bohrungen wurden, eingebettet in den liegenden Feinsand, eine bzw. zwei weitere sandige, bis 1,6 m mächtige Grundmoränenbänke angetroffen. Als Farben sind hier Braun, Gelb, Hellgelb und Hellgrau angegeben. In einem Falle wurde die unterste Moräne nicht durchteuft.

Auch die Stoßaufnahme auf Abb. 18 läßt unruhige Lagerungsverhältnisse im Quartär nordwestlich Weitzmühlen erahnen. Unter Geschiebedecksand steht die obere Elster-Moräne an. Sie schneidet diskordant parallelgeschichtete Schmelzwassersande und die untere Elster-Moräne ab.

Die stratigraphische Zuordnung beruht in erster Linie auf der charakteristischen Kornverteilung der oberen Elster-Moräne. Kornverteilung und Farbe des liegenden Geschiebelehms gestatten dessen Einstufung als untere Elster-Moräne. GRAHLE (1949) hatte die obere Elster-Moräne noch nicht als solche erkannt, doch ca. 500 m westlich dieses Aufschlusses ist in seiner Karte im Liegenden der "Unteren Sande" eine Moräne eingetragen, die der unteren Elster-Moräne entsprechen dürfte.

Es muß betont werden, daß Abb. 18 schon wegen des Auftretens der unteren Elster-Moräne eine Ausnahmesituation innerhalb des ca. 100 m langen Stoßes widerspiegelt. Außer der diffusen Hangendgrenze der oberen Elster-Moräne ist für den gesamten übrigen Aufschlußbereich auch eine undeutliche Liegendbegrenzung gegen Feinsande typisch.

5.9.1. Die untere Elster-Moräne (ae(1), ,Lq)

Von der unteren Elster-Moräne war nur ein 4 m² großer Ausschnitt aufgeschlossen (Abb. 18). Die Kornverteilungen der Proben We 6, 8 u. 9 weisen die Moränen-Matrix als schwach tonigen, schwach bis mäßig schluffigen, mittelsandigen bis stark mittelsandigen, schwach grobsandigen Feinsand aus (Tab. 5; Abb. 20). Die Analysenergebnisse entsprechen im wesentlichen denen aus Freißenbüttel, Heeßel und Meyenburg. Die große Streubreite in der Fein- und Mittelsandfraktion ist Ausdruck der glazitektonischen Überprägung.

In dem heterogenen Moränenmaterial dominieren dunkle, braungraue Farben (10 YR 4/2).

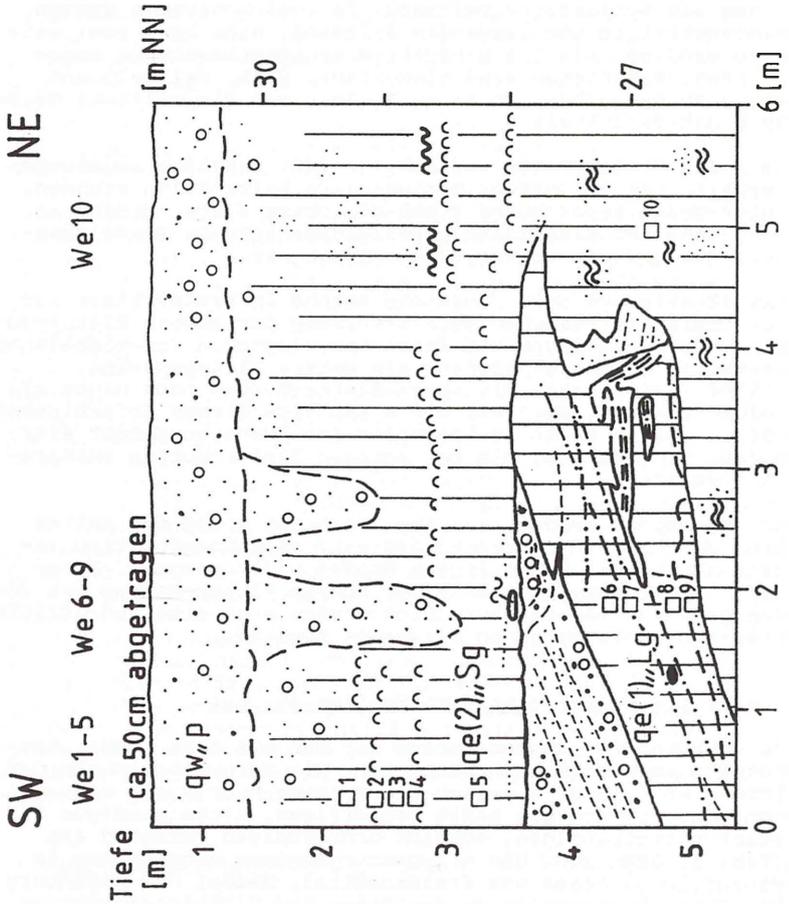


Abb. 18: Weitzmühlen: Stoßaufnahme - Zerscherte qe(1) ,,Lg-Schuppe und qe(2) ,,Sg (rechts unten mit ausgeprägtem Fließgefüge)

Abb. 18 versucht, die glazitektonische Zerschering der Moräne zu veranschaulichen. Die eingetragenen Klüfte sind 2-8 cm breit. Ihre Füllung besteht entweder aus tonigem, schwach feinsandigem Schluff mit Fein- und Mittelsandeinlagerungen (Tab. 5: Probe We 7) oder aus kiesigem Sand. Stellenweise ist das Gefüge durch eine unregelmäßige Kleinklüftung geprägt. Die Klüfte halten 2-5 cm aus und sind durch Brauneisenbeläge markiert.

Vermutlich erfolgte die Stauchung, wie schon in Freibenbüttel und Meyenburg beschrieben, durch den zweiten Elster-Gletscher.

In einer 3 m tiefen Peilstangensondierung auf dem Planum direkt vor dem aufgenommenen Profil wurde durchgängig kalkfreier, glimmerführender, feinsandiger Schluff angetroffen, in den unteren 70 cm mit mehrfachen hellen Mittel- und Feinsandeinschaltungen. Der gleichmäßig schwarz-graue (5 Y 3/2-2/1) Schluff ist vermutlich umgelagertes Tertiärmaterial. Dagegen wurden 70 m nordöstlich bis in 3 m Tiefe lediglich elsterzeitliche (?) Feinsande erbohrt.

5.9.2. Die obere Elster-Moräne (qe(2), ,Sq)

Die Proben We 1, 3, 5 u. 10 vertreten typischen qe(2)-Geschiebesand (Abb. 24): schwach schluffiger, mittelsandiger Feinsand mit einem Feinsandanteil von 58,7-69,0 %. Im Vertikalprofil (We 1, 3, 5) wird die Körnung zum Hangenden feiner.

Die Farbtöne sind durch differenzierte Brauneisenführung beeinflusst. Sie wechseln zwischen Gelbbraun und Gelbolivgrau (etwas heller als 10 YR 6/6, stellenweise 5 Y 6/4) und werden nach oben deutlich blasser. Punkthafte Brauneisen- und Manganoxidausscheidungen kommen mit wechselnder Intensität vor.

Auffällig sind dunklere, tonige-schluffige, mittelsandige Feinsandlagen (Proben We 2 u. 4: 11,8-13,9 % Ton, 7,1-7,4 % Schluff, 57,8-58,0 % Feinsand, 16,4-18,6 % Mittelsand, 2,6-3,3 % Grobsand, 0,9-2,3 % Kies). Sie sind, wie in Wallhöfen, ursächlich auf den Ausschmelzprozeß des Moränenmaterials zurückzuführen. Die Lagen werden von verstärkten Brauneisenfällungen begleitet, so daß der erhöhte Tongehalt teilweise auch durch Verlehmung und/oder Tonverlagerung entstanden sein kann. Im linken Profilteil treten in Basisnähe lateral orientierte Mittelsandlagen und -schlieren auf. Die Unterkante ist hier scharf ausgebildet und verläuft wellig. Im rechten unteren Teil ist durch konvolute Sandschlieren ein deutliches Fließgefüge ausgewiesen. Auch die Matrix des Geschiebesandes zeichnet sich hier durch merkliche Körnungsunterschiede aus. Mehrere Mn-Geoden bis 1 cm Durchmesser wurden beobachtet.

Zum Hangenden (über Probe We 1) verliert das Substrat

allmählich seinen moränenen Charakter, d.h., es wird lockerer und geschiebeträger. Als Ursachen kommen dafür periglaziäre (weichselzeitliche?) Umlagerungsprozesse sowie die Durchwurzelung in Betracht. Die beiden Frosttaschen und die Brodelstrukturen (Abb. 18) zeigen kryoturbate Schichtstörungen bis 3 m unter Gelände an. Das Hangende wird von Geschiebedecksand gebildet, der auch die Frosttaschen diskordant überlagert.

Die Schichtung und die fehlenden glazidynamischen Strukturen kennzeichnen die Moräne, ähnlich wie in Wallhöfen, als subglaziären Ausschmelzteil.

6. REGIONALER VERGLEICH UND ZUSAMMENFASSUNG

Lithologische Untersuchungen an Moränenmaterial haben in Norddeutschland eine jahrzehntelange Tradition, doch nur vereinzelt wurden sie vordergründig unter genetischem Aspekt durchgeführt. Die vorgelegte Arbeit soll die Variabilität der lithologischen Merkmale von stratigraphisch zugeordneten Moränen dokumentieren. Dadurch soll eine Grundlage für Aussagen zur differenzierten Tillgenese im UG geschaffen werden. Die Kenntnis der Tillgenese impliziert bereits Auskünfte zur Dynamik des tillbildenden Gletschers und bildet somit einen wesentlichen Baustein für die Rekonstruktion der pleistozänen Vereisungsgeschichte.

Vergleicht man die stratigraphisch korrelierbaren Moränen zwischen Heeßel im N und Weitzmühlen im S, so fallen eine Reihe von Gemeinsamkeiten, aber auch gravierende Unterschiede auf, die im folgenden zusammenfassend betrachtet werden. Mit den jeweils im Anschluß an die Moränencharakteristik angeführten Fragestellungen sollen Anregungen für Folgeuntersuchungen gegeben werden. Insbesondere das Mikrogefüge der Tills sollte man künftig stärker in die Betrachtung einbeziehen.

Die untere Elster-Moräne wurde in 4, die obere Elster-Moräne in 6 und die Haupt-Drenthe-Moräne in 3 Aufschlüssen untersucht. Nur in der Sandgrube Freißenbüttel stehen alle drei Moränen an. In Vollersode existieren zwei Drenthe-Moränen.

6.1. Die untere Elster-Moräne

Die untere Elster-Moräne ist in den Sandgruben Freißenbüttel, Heeßel, Meyenburg und Weitzmühlen in stets stark gestörter Lagerung angetroffen worden. In Heeßel waren für die stratigraphische Zuordnung der Moräne Leitgeschiebeanalysen nötig, die von K.-D. MEYER ausgeführt wurden.

KORNVERTEILUNG: Die Körnung der Moränen-Matrix variiert in relativ geringen Streubereichen. In der Regel handelt es sich um schwach tonigen, schwach schluffigen bis

schluffigen, mittelsandigen bis stark mittelsandigen, schwach grobsandigen Feinsand (Abb. 21), nur in Heeßel dominiert der Mittelsand gegenüber dem Feinsand. Der Ton-Schluff-Gehalt liegt zwischen 22 und 33 % und damit deutlich unter dem der Drenthe-Moränen. Der Grobsandanteil übersteigt in der unteren Elster-Moräne im Unterschied zu den anderen Moränen meist 5 %. Die große Streuung in der Fein- und Mittelsandfraktion der Proben aus Weitzmühlen erklärt sich durch unterschiedliche Gehalte eingesicherten Schmelzwassersandes.

KALKGEHALT: Lediglich in Heeßel ist noch ein Teil der Kalkstein-Geschiebe erhalten, auch die Matrix der Moräne weist hier an einem Stoß noch geringen Kalkgehalt auf (max. 2,5 Gew.-%).

FARBE: Typisch sind dunkle, braungraue Farben, die infolge differenzierter Brauneisenführung und Feuchtigkeit bereits innerhalb der einzelnen Aufschlüsse etwas variieren. Nur in Meyenburg und örtlich in Freibenbüttel ist eine olivgraue Färbung zu beobachten. Die in Niedersachsen verbreitet auftretende schwarzgraue Farbe konnte nur örtlich in Freibenbüttel und Heeßel festgestellt werden.

Bei allen Lokalitäten ist ein mehr oder minder großer Anteil angewitterter, zersetzter oder Fe-inkrustierter Geschiebe festzustellen, Eisenoxid-Geoden kommen ebenfalls vor.

GLAZITEKTONIK: Ein Wesensmerkmal der unteren Elster-Moräne ist überall im UG die starke glazitektonische Überprägung (Scherung, Schuppung). In Freibenbüttel ist sie mit Sicherheit auf den zweiten Elster-Eisvorstoß zurückzuführen, wahrscheinlich gilt dies auch für Meyenburg und Weitzmühlen. In Heeßel erfolgte die Deformation während der Anlage der Lamstedter Staffel.

GEFÜGE: Für die Moränen-Schuppen von Freibenbüttel und die technogen ausgesparte Moränen-Rippe von Heeßel ist eine starke glazitektonisch bedingte Klüftigkeit charakteristisch, die durch Brauneisen- und Manganoxidausscheidungen markiert wird. Mit klastischem Material gefüllte, wohl ebenfalls meist glazitektonisch angelegte Scherfugen treten in Meyenburg, Weitzmühlen und an der Einfahrt zur Sandgrube in Heeßel auf. An letzterem Punkt ist die Moräne außerdem durch drenthezeitliche Schmelzwässer zerspült. Die Aufnahme von tertiärem (?) Ton in die Moräne (in einzelnen Scherfugen vorkommend und stellenweise durch schwarzgraue Färbung angezeigt) erfolgte wohl z.T. bereits glazidynamisch während der ersten Elster-Vereisung (Freibenbüttel, Heeßel).

Im Gegensatz zu den anderen Lokalitäten war in Meyenburg eine ausgeprägte Zerrungstektonik, aber keine einzige Stauchungsstruktur zu finden. Erwähnenswert sind auch die örtlich in Meyenburg auftretenden, parallel zur Moränen-Unterkante orientierten, blättrigen Texturen. Sie spiegeln

vermutlich das "schichtweise differenzierte plastische Fließen" (LAWRUSCHIN) des Gletschereises relikthaft wider.

GESCHIEBEEINREGELUNG: HÖFLE (1980, 1983) hat aufgrund von Geschieberegelmessungen für den ersten Elster-Eisvorstoß die Nord-Süd-Richtung angegeben.

MORÄNENBASIS/-UNTERKANTE: Die Basis der unteren Elster-Moräne ist nur in Freußenbüttel und Meyenburg aufgeschlossen. Während in Freußenbüttel an einer Moränen-Schuppe bis 30 cm über der scharfen Unterkante in relativ geringem Maße eingeschertes Untergrundmaterial festgestellt wurde (Schermoräne sensu GRUBE 1980), bildete sich in Meyenburg stellenweise eine Wechsellagerung aus glazifluviatilen und moränalem Material, die als Deformationstill angesehen wird. Seine Begrenzung gegen den liegenden Vorschüttungsand und den überlagernden Moränenteil ist undeutlich.

Sowohl für die Bildung der Schermoräne als auch des Deformationstillis zeichnen Scherprozesse an der Gletschersohle verantwortlich, nur sind diese im Falle des Deformationstillis intensiver gewesen (vgl. RAPPOL 1987).

GENESE: Die Genese der unteren Elster-Moräne ist wegen der erheblichen glazitektonischen Deformation oft schwer rekonstruierbar. Die geklüftete massige Moräne von Freußenbüttel besteht aus typischem Absetztill. Die gleiche genetische Zuordnung ist auch in Meyenburg und z.T. in Heeßel wahrscheinlich. Für Weitzmühlen und für die Moräne an der Grubeneinfahrt in Heeßel ist keine Aussage möglich.

PROBLEME:

- Welche Elemente des internen Flächengefüges sind synsedimentär entstanden und welche auf spätere glazitektonische Beanspruchung zurückzuführen?
- Sind die glazitektonischen Stauchungen, mit Ausnahme der Lokalität Heeßel, generell durch das jüngere Elster-Eis entstanden oder örtlich bereits durch eine Oszillation des älteren Elster-Eises?

6.2. Die obere Elster-Moräne

Die obere Elster-Moräne wurde in den Sandgruben Freußenbüttel, Wallhöfen, Albstedt (2 Aufschlüsse), Kirchlinteln und Weitzmühlen untersucht.

KORNVERTEILUNG : Die Körnung der Moränen-Matrix zeichnet sich durch wesentliche Gemeinsamkeiten aus, die aber im einzelnen mit recht unterschiedlicher Deutlichkeit ausgeprägt sind. Der Feinsandanteil liegt immer über 50 %, die Fraktion Ton bis Mittelschluff erreicht nur selten 10 %. Die steilen Kornsummenkurven (Abb. 22-25) widersprechen der glazigenen Genese des Materials, die jedoch aufgrund der Texturen, der Geschieberegelmessungen und der Ausbildung der Basis unstrittig ist. Die ungewöhnliche Kornverteilung

wurde von HÖFLE (1983: 41) erklärt: "Die Reaktivierung des Eises und sein abermaliges Vordringen erfolgten dann wahrscheinlich in einem erheblich kälteren Klima, so daß das Schmelzen des Eises an seiner Unterseite (Drucktauen) erheblich eingeschränkt war. Die Folge dürfte dann eine verstärkte Aufnahme von Untergrundmaterial in die Grundmoräne gewesen sein. Der Untergrund bestand hauptsächlich aus Schmelzwassersanden, und es entstand in Verbindung mit dem wenigen Material, das der unterkühlte Gletscher abgab, eine Grundmoräne, die mehr die Bezeichnung Geschiebesand als Geschiebelehm verdient."

Nur in Wallhöfen wurde auch Material aus dem resedimentiertem Hangendbereich analysiert. Es ist geringfügig grobkörniger als der übrige Moränenteil.

Insgesamt besteht die obere Elster-Moräne im UG aus schwach tonig-schluffigem, schwach bis stark mittelsandigem Feinsand; in Wallhöfen ist der Feinkornanteil besonders gering.

In den Ausschmelztilis von Wallhöfen und Weitzmühlen kommen dunklere, tonig-schluffige, mittelsandige Feinsandlagen vor, die von Brauneisenhorizonten begleitet werden. Die Tongehalte von 12-14 % können sowohl primär bei der Moränenbildung als auch sekundär durch Verlehmung und Tonverlagerung entstanden sein. In den Absetztilis von Freißenbüttel und Alstedt ist die Brauneisenfällung auf die Kluffbereiche, vorzugsweise auf die Lagerklüftung, konzentriert. Eine Probe aus Alstedt weist mit 8 % Ton einen etwas höheren Feinkornanteil als der umgebende Geschiebesand auf. Dagegen führt die Probe aus dem brauneisenhaltigen Kluffbereich von Freißenbüttel mit 2 % Ton bis Mittelschluff merkwürdigerweise einen äußerst geringen Feinkornanteil.

FARBE: Der immer kalkfreie Geschiebesand zeichnet sich je nach Brauneisengehalt durch gelbbraune bis gelbolivgraue Farben aus. Im Dachbereich der Moränen von Wallhöfen und Weitzmühlen werden die Farben blasser. Es handelt sich hier wohl um resedimentiertes, zum Teil kryoturbat beeinflusstes Moränenmaterial.

Angewitterte oder zersetzte Geschiebe sind von geringerer Bedeutung als in der unteren Elster-Moräne und in den Drenthe-Moränen.

GEFÜGE: Die obere Elster-Moräne ist in den einzelnen Aufschlüssen durch recht differenzierte Wesensmerkmale gekennzeichnet, die zu unterschiedlichen genetischen Zuordnungen führen. In Freißenbüttel dominieren an einem Stoßabschnitt subhorizontale Klüfte im dm- bis m-Abstand, die von Brauneisenstreifen begleitet werden, sowie steile bis saigere, unten gebogene, <10 cm breite Streifen, die sich lediglich farblich gegeneinander abheben. Außerdem sind parallel und spitzwinklig zu den steilen Streifen verlaufende Klüfte zu vermerken. Außerhalb des gestreiften Bereiches erscheinen die Kluffkörper intern meist massig. Während die meist

durch Brauneisen nachgezeichnete Lagerklüftung sowie die steile bis vertikale Klüftung auch in Albstedt festzustellen sind, ist die Streifung nur in dem auf Taf. 3 veranschaulichten Bereich und in einem ca. 200 m entfernten Stoßabschnitt (DADASBILGE 1993) in Freußenbüttel zu beobachten. Nur an einer Aufschlußwand im UG (Taf. 4) treten markante Scherzonen mit sandigem und moränalem Material in Erscheinung.

Die geringmächtige Moräne von Kirchlinteln ist durch eine horizontale Streifung gekennzeichnet, die, ähnlich der steilen Streifen in Freußenbüttel als Relikt des Gleitflächengefüges eines stark sedimentbeladenen Gletschers aufgefaßt werden. Im Unterschied zu Freußenbüttel schneiden sich die Streifen spitzwinklig, bilden mitunter deutliche Absonderungsflächen und heben sich farblich nicht so markant voneinander ab.

Die horizontalen bis subhorizontalen Klüfte von Freußenbüttel werden wegen der Lagebeziehungen zu den steilen Streifen und der oben abnehmenden Kluftabstände als Lagerklüfte infolge der Sediment- und Gletscherauflast interpretiert. Ob dies auch für Albstedt zutrifft oder ob die Klüfte hier Scherflächen repräsentieren, bleibt unsicher.

Auch in Wallhöfen und Weitzmühlen ist die obere Elster-Moräne durch horizontal und subhorizontal verlaufende Texturen gekennzeichnet, die allerdings nur im Ausnahmefall als Lagerklüfte und nie als Scherbahnen angesehen werden können. Sie sind durch das Ausschmelzen des Moränenmaterials entstanden und zeigen als tonige, zum Teil schwach schluffige Sandlagen die Schichtung der Moräne an. Die feinkörnigen Lagen ändern an steilen Klüften ihre Mächtigkeit, werden aber nicht versetzt. In Wallhöfen führen sie um größere Geschiebe herum und bilden "drape structures".

An steilen Klüften endende Brauneisenhorizonte täuschen vornehmlich im oberen Teil der Moränen von Freußenbüttel, Albstedt und Wallhöfen Verwerfungen vor.

Im Dachbereich geht die Moräne meist allmählich in umgelagertes Moränenmaterial über. Das Substrat wird hier in der Regel lockerer und heller. Die Resedimentation ist zumindest dort erwiesen, wo Geschiebesand und überdeckendes Sediment wechsellagern (Freußenbüttel, Wallhöfen).

GESCHIEBEEINREGELUNG: Nach HÖFLE (1980, 1983) hat das zweite Elster-Inlandeis, genau wie das erste, das Elbe-Weser-Dreieck von Nord nach Süd überfahren. Eine eigene Messung bei Kirchlinteln bestätigt diese Richtung. DADASBILGE (1993) hat die mächtige, gestreifte Moräne von Freußenbüttel in drei Niveaus untersucht. Seine Messungen ergaben im Basisbereich NW-SE, im mittleren Bereich etwa NNW-SSE und im ungestreiften Dachbereich N-S.

MORÄNENBASIS/-UNTERKANTE: Die Basis der oberen Elster-Moräne ist sehr differenziert ausgebildet. In Freißenbüttel findet sich streckenweise unter dem ungestörten Absetztill ein Sediment-Komplex mit Schertexturen. Der obere Teil (bis 1 m mächtig) besteht aus Absetztill mit eingeschertem Untergrundmaterial, der untere Teil (bis 40 cm mächtig) enthält fast nur Schmelzwassersand des lokalen Untergrundes. Somit lagert hier eine Schermoräne (im Sinne von GRUBE) über einem Deformationstill. Beide Einheiten sind durch eine 5 cm mächtige tonige Sandlage mit Kiesen klar voneinander getrennt. Sie zeigt vermutlich die Aufnahme und Aufarbeitung tertiären (?) Tones im Basisbereich des jüngeren Elster-Gletschers an.

In Freißenbüttel, Albstedt und Kirchlinteln befinden sich unter dem Absetztill verbreitet ebenfalls noch wenige dm Deformationstill, die vorrangig aus glazifluviatilem Untergrundmaterial bestehen und deutlich vom Absetztill abgegrenzt sind. In Kirchlinteln läßt sich außerdem ein Deformationstill aushalten, der zum größeren Teil aus moränalem Material und zum geringeren aus liegendem Feinsand aufgebaut ist und sich seitlich mit Beckensedimenten verzahnt. Seine Liegendgrenze ist scharf, die Hangendgrenze zum Absetztill undeutlich.

Der örtlich äußerst unruhige Verlauf der Unterkante in Freißenbüttel verdeutlicht, daß die starken Deformationen des Untergrundes durch das jüngere Elster-Inlandeis verursacht wurden.

Völlig anders zeigt sich die Moränenbasis in Wallhöfen. Hier wird örtlich durch einen diffusen Übergang zum liegenden Sand und durch eine Steinhäufung die Mitwirkung subglaziärer Schmelzwässer an der Moränenbildung belegt.

STELLE STREIFUNG: Es wird vermutet, daß die steilen Streifen Relikte des Gleitflächengefüge des Gletschers repräsentieren. Dafür sprechen folgende Argumente:

- Die Streifen weisen keine Körnungsunterschiede auf und stellen keine Schichtung dar.
- Die Streifen verlaufen streng parallel und sind sowohl in dem von DADASBILGE (1993) untersuchten Stoßabschnitt als auch in meinem, 200 m entfernten Beobachtungsbereich in Basisnähe abgebogen (geschleppt).
- Die Einregelung der länglichen Geschiebe weicht im gestreiften Moränenteil von der aus Freißenbüttel und der näheren Umgebung bekannten N-S-Richtung ab (DADASBILGE 1993).
- Ein Teil der länglichen Geschiebe weist zumindest im unteren Moränenabschnitt erhöhte Neigungswerte auf (DADASBILGE 1993).

GENESE: Die obere Elster-Moräne tritt im UG sowohl als Absetztill (Freißenbüttel, Albstedt, Kirchlinteln) als auch als Ausschmelztill (Wallhöfen, Weitzmühlen) in Erscheinung. Im Liegenden des Absetztills befinden sich in der Regel wenige dm Deformationstill. Nirgends konnte eine Überlagerung

des Absetztills durch Ausschmelztill beobachtet werden.

Sowohl die dünnplattigen bis plattigen Texturen in der unteren Elster-Moräne von Meyenburg als auch die subhorizontalen Streifen in der oberen Elster-Moräne von Kirchlinteln können wie die steilen Streifen in Freißenbüttel als Ausdruck des "schichtweise differenzierten plastischen Eisfließens" im Sinne von LAWRUSCHIN (1971, 1978) gedeutet werden. In allen drei Fällen handelt es sich um Absetztill. Der bessere Erhaltungszustand des Gleitflächengefüges in der oberen Elster-Moräne dürfte aus der enormen Sandfracht resultieren, die wohl den größten Teil des Gletschervolumens eingenommen hatte. Die für Absetztills sehr grobe Körnung, die damit verbundene geringere Festigkeit sowie die für einen Till ungewöhnlich gute Sortierung zeigen eine nur geringe mechanische Beanspruchung der Sedimentfracht von der Aufnahme in den Gletscher bis zur Moränenbildung an. Hauptursachen all dieser Besonderheiten dürften die starke Sedimentüberfrachtung des Gletschers, der relativ kurze Transportweg im Eis und eine geringe Fließgeschwindigkeit gewesen sein. Lediglich an einem Stoß in Freißenbüttel konnten markante Scherzonen ("innere Gleitbruchlinien" sensu LAWRUSCHIN) beobachtet werden, die auf schnelleres Eisfließen hindeuten.

In Wallhöfen ist vermutlich der stagnierende Eiskörper während der Moränenbildung über im Untergrund austauendem Toteis nachgesackt.

Schließlich sei vermerkt, daß in den Schmelzwassersanden im Liegenden der oberen Elster-Moräne von Freißenbüttel und Albstedt Fließtills vorkommen.

PROBLEME:

- In welchem Maße läßt das Mikrogefüge Schichtungsmerkmale erkennen?
- Welche Abweichungen zeigt das Mikrogefüge von eindeutig resedimentiertem Geschiebesand gegenüber dem des "normalen" Materials?

6.3. Die Drenthe-Moränen

Die Haupt-Drenthe-Moräne steht in Vollersode, Freißenbüttel und wohl auch in Kirchlinteln an. In Vollersode wird die stark gestauchte Haupt-Drenthe-Moräne von einer ungestörten Moräne diskordant überlagert. Vermutlich ist es die Jüngere Drenthe-Moräne.

STRATIGRAPHIE: Die Haupt-Drenthe-Moräne von Freißenbüttel ist in Kornverteilung, Farbe und Gefüge der hangenden Moräne von Vollersode sehr ähnlich, die allerdings nach dem Geschiebestratigraphischen Befund von K.-D. MEYER und den Lagerungsverhältnissen dem Jüngeren Drenthestadial zuzurechnen wäre. Auch die Ergebnisse der Geschiebeeinregelungsmessungen stützen diese Annahme. Es wird deshalb vermutet, daß

sich die Altenwalder Staffel, die auch in ihrem nördlichen Teil Stauchungsstrukturen aufweist (MEYER 1987), im S bis nach Vollersode fortsetzt.

KORNGRÖßENANALYSEN: Die Drenthe-Moränen bestehen aus mittelsandigem bis stark mittelsandigem, tonig-schluffigem Feinsand. In den größeren Streubreiten der Proben aus Vollersode spiegelt sich die glazitektonische Deformation der Moräne wider. Im Vergleich zur unteren Elster-Moräne ist die Haupt-Drenthe-Moräne feinkörniger und zeichnet sich durch einen etwas flacheren Verlauf der Kornsummenkurven aus (Abb. 21 u. 26). Ihr Ton-Schluff-Gehalt streut etwa zwischen 30 und 50 %. Die vermutete Jüngere Drenthe-Moräne von Vollersode weist als einzigen Unterschied zur Haupt-Drenthe-Moräne einen geringfügig steileren Anstieg der Summenkurve in der Feinsandfraktion auf. Die $qD_2(?)$, „Lg-Kurven verlaufen direkt über und fast parallel zu den $q_0(1)$, „Lg-Kurven (Abb. 21 u. 27).

FARBE: Ebenso differenziert wie die Kornverteilung ist auch das Farbgefüge des stets kalkfreien Substrates. Die hangenden Drenthe-Moränen von Freißenbüttel und Vollersode sind verbraunt und zeigen eine graubraune, schwach rotstichige Farbe. Es treten reichlich durch Fe-Oxid zersetzte oder inkrustierte Geschiebe auf. Die deformierte Haupt-Drenthe-Moräne von Vollersode ist farblich äußerst heterogen: braungraue Töne dominieren gegenüber Schwarzgrau und Olivgrau. Die schwarzgraue, in Niedersachsen weithin für die untere Elster-Moräne typische Farbe, läßt annehmen, daß der Haupt-Drenthe-Gletscher örtlich tertiäres Material vom Untergrund aufgenommen hat. Auf jeden Fall kann es sich nach der Geschiebeanalyse der Probe LGA 8 nicht um aufgearbeitetes Material der unteren Elster-Moräne handeln.

GLAZITEKTONIK: In Vollersode ist die Haupt-Drenthe-Moräne stark zerschert, gefaltet und geschuppt, örtlich auch durch Schmelzwässer bis auf Erosionsrelikte ausgeräumt. Die glazitektonische Deformation wurde wahrscheinlich durch das jüngere Drenthe-Eis im Bereich seiner Maximalausdehnung verursacht. Dagegen lagert die Haupt-Drenthe-Moräne in Freißenbüttel, ähnlich der vermuteten Jüngeren Drenthe-Moräne von Vollersode, flach und läßt keine spätere glazigene Deformation erkennen.

GEFÜGE: Das Gefüge der Haupt-Drenthe-Moräne in Vollersode variiert engräumig, sowohl innerhalb der einzelnen Moränen-Schuppen als auch von Schuppe zu Schuppe, und spiegelt die intensive postsedimentäre Deformation deutlich wider (plattige Absonderungsflächen, mehr oder weniger starke Aufspaltung der Schuppen, interne Fältelungen des moränenalen Materials). Manche langgestreckten, scharf begrenzten, sandgefüllten Gefügeelemente stellen mit Sicherheit glazitektonische Schubbahnen dar. Außerdem treten in untergeordnetem Maße Fließtexturen auf (konvolute und schlierenartige Sandeinlagerungen), deren Entstehung ebenfalls eng an die glazitektonische Beanspruchung gebunden ist.

Das Flächengefüge der Haupt-Drenthe-Moräne von Freußenbüttel und der Jüngeren (?) Drenthe-Moräne von Vollersode ist durch eine steile Klüftung gekennzeichnet, die vor allem an dem abgetrockneten Stoß in Freußenbüttel deutlich hervortritt. Lager- und Diagonalklüfte halten nur kurz aus und sind weniger augenfällig.

In beiden Moränen belegen Frosttaschen, Sandeinlagerungen und steilstehende Geschiebe die kryoturbate Beeinflussung bis ca. 2 m unter die rezente Geländeoberfläche.

Die Deformationen in der vermuteten Haupt-Drenthe-Moräne von Kirchlinteln sind wahrscheinlich glazidynamisch entstanden. Es kann aber nicht völlig ausgeschlossen werden, daß die Moräne insgesamt aus gravitativ umgelagertem Material besteht.

GESCHIEBEEINREGELUNG: Einregelmessungen aus dem westlichen Elbe-Weser-Dreieck haben für das Haupt-Drenthe-Eis eine Fließrichtung nach SW bis WSW ergeben, für das jüngere Drenthe-Eis von E nach W (HÖFLE & SCHLENKER 1979; HÖFLE 1980, 1983). In der Haupt-Drenthe-Moräne von Freußenbüttel konnte die NE-SW-Richtung bestätigt werden. Die vermeintliche Jüngere Drenthe-Moräne von Vollersode weist, wie die Haupt-Drenthe-Moräne von Bramstedt (HÖFLE 1983), ein ENE-WSW-Maximum auf.

MORÄNENBASIS/-UNTERKANTE: An der Basis der Haupt-Drenthe-Moräne von Freußenbüttel sind stellenweise Steine dachziegelartig angeordnet, und im Luv einzelner Steine ist Liegendmaterial gefältert. Deformationstill tritt nur im Ausnahmefall auf. Die Unterkante der qD1-Moräne von Freußenbüttel und der qD2(?) -Moräne von Vollersode verläuft eben bis flach wellig und wird durch Eisenoxid- und Manganoxidanreicherungen markiert.

Die einzelnen qD1-Moränen-Schuppen von Vollersode sind in der Regel im Liegenden und Hangenden scharf begrenzt, nur örtlich erfolgt der Übergang zu den benachbarten Schmelzwassersanden durch eine Wechsellagerung aus moränalem und glazifluviatilem Material.

GENESE: Die insgesamt massig erscheinenden, sehr ähnlich ausgebildeten hangenden Moränen von Freußenbüttel (qD1) und Vollersode (qD2?) können als Grundmoränen sensu stricto, also als Absetztill klassifiziert werden. Bei den anderen Moränenbänken bleibt der Entstehungsprozeß aufgrund der starken postsedimentären Veränderung unsicher. In Kirchlinteln läßt sich unter der vermuteten Haupt-Drenthe-Moräne eine Fließmoräne aushalten.

PROBLEME:

- Setzt sich die Altenwalder Staffel tatsächlich nach S bis in den Raum Vollersode fort?
- Erfolgte die Stauchung der qD1-Moräne bei Vollersode durch das vorrückende jüngere Drenthe-Eis oder durch den

oszillierenden Haupt-Drenthe-Gletscher?

- Läßt sich die Haupt-Drenthe-Moräne von Freußenbüttel von der vermuteten Jüngeren Drenthe-Moräne von Vollersode geschiebeanalytisch trennen?
- Ist das Mikrogefüge der Matrix des oberen, kryoturbat beeinflussten Moränenteils von dem des tiefer gelegenen Teils unterscheidbar?
- Besteht die vermutete Haupt-Drenthe-Moräne von Kirchlinteln aus glazidynamisch stark beanspruchtem oder gravitativ umgelagertem Moränenmaterial?

8. ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

- BER, A. (1987): Glaciotectonic deformation of glacial landforms and deposits in the Sawalki Lakeland. - In: MEER, J.J.M. van der (ed.): Tills and glaciotectonics: 135-143; Rotterdam.
- BEHRE, K.-E. & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 36: 11-36; Hannover.
- BOULTON, G.S. (1972): Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. - J. Geol. Soc. London, 128: 361-393; London.
- - (1975): Processes and patterns of subglacial sedimentation: A theoretical approach. - Geol. J. Spec. Issue, 6: 7-42; Liverpool.
- BRODZIKOWSKI, K. & HALUSZCZAK, A. (1979): Flame structures and associated deformations in Quaternary glaciolacustrine and glaciodeltaic deposits: Examples from Central Poland. - In: JONES, M.E. & PRESTON, R.M.F. (eds.): Deformation of sediments and sedimentary rocks. - Geol. Soc. Spec. Publ., 29: 279-286.
- BRODZIKOWSKI, K. & LOON, A.J. van (1991): Glacigenic sediments. - 674 S.; Amsterdam.
- DADASBILGE, C.F. (1993): Aufbau und Genese elster- und saaleglazialer Schichten in der Sandgrube Sandhausen/Freißenbüttel nördlich Osterholz-Scharmbeck. - Diplomarbeit d. Univ. Hannover, 60 S.; Hannover. (Unveröff.)
- DEWERS, F. (1962): Betrachtungen über den Aufbau und die Entstehungsbedingungen des Eggestedter Kiesrückens und seiner Umgebung. - Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 36, 1: 90-117; Bremen.
- DREIMANIS, A. (1988): Tills: Their genetic terminology and classification. - In: GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (eds.): Genetic classification of glacigenic deposits: 17-83; Rotterdam.
- DREWRY, D. (1986): Glacial geologic processes. - 276 S.; London.
- EHLERS, J. (1978): Vor dem Eisrand abgelagerte Sedimente - Beispiele aus dem nördlichen Niedersachsen. - Mitt. Geol.-Pal. Inst. Uni. Hamburg, 48: 17-32; Hamburg.

- - (1979): Gefügekundliche und sedimentpetrographische Untersuchungen im Pleistozän der Kreidegrube Hemmoor (Nordwest-Niedersachsen). - Geol. Jb., A49: 27-37.
 - - (1990): Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete. - Bremer Beitr. z. Geogr. u. Raumplanung, 19, 166 S.; Bremen.
- EHLERS, J. & STEPHAN, H.-J. (1983): Till fabric and ice movement. - In: EHLERS, J. (ed.): Glacial deposits in North-West Europe: 267-274; Rotterdam.
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. - Altenburger naturwiss. Forsch., 1, 171 S.; Altenburg.
- - (1985): Die Geologie des Naherholungsgebietes Kulkwitz-Miltitz bei Markranstädt - Ein Leitprofil des Glaziärs und Periglaziärs in Sachsen. - Abh. u. Ber. Naturkundl. Mus. Mauritianum Altenburg, 11, 3: 217-248; Altenburg.
- ELSON, J.A. (1988): Comment on glacitectorite, deformation till, and comminution till. - In: GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (eds.): Genetic classification of glacial deposits: 85-88; Rotterdam.
- GIJSSEL, K. van (1987): A lithostratigraphic and glaciotectionic reconstruction of the Lamstedt Moraine, Lower Saxony. - In: MEER, J.J.M. van der (ed.): Tills and glaciotectionics: 145-155; Rotterdam.
- GLENN, J.W. & DONNER, J.J. & WEST, R.G. (1957): On mechanism by which stones in till become oriented. - Amer. J. Sci., 255: 194-205; New Haven.
- GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (eds.) (1988): Genetic classification of glacial deposits. - 294 S.; Rotterdam.
- GRAHLE, H.-O. (1949): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000 mit Erläuterungen, Blatt 3021 Verden. - Manuskr., Archiv des Niedersächs. Landesamtes für Bodenforschung; Hannover. (Unveröff.)
- GRUBE, F. (1980): Zur Morphogenese und Sedimentation im quartären Vereisungsgebiet Nordwestdeutschlands. - Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg N.F., 23: 69-79; Hamburg.

- HAGEDORN, H. (1961): Morphologische Studien in den Geestgebieten zwischen Unterelbe und Unterweser. - Göttinger Geogr. Abh., 26, 80 S.; Göttingen.
- HALDORSEN, S. & SHAW, J. (1982): The problem of recognising melt-out till. - Boreas, 11, 3: 261-277; Oslo.
- HÖFLE, H.-C. (1976a): Bericht zur Übersichtskartierung des Blattes Osterholz-Scharmbeck der topographischen Karte 1:25 000 Nr. 2718. - Archiv des Niedersächs. Landesamtes für Bodenforschung; Hannover. (Unveröff.)
- - (1976b): Die Geologie des Elbe-Weser-Winkels. - Führer zu vor- und frühgeschichtlichen Denkmälern, 29: 30-41; Mainz.
- - (1976c): Der Eggstedter Kiesrücken nördlich von Bremen - eine elsterzeitliche Kames-Bildung. - Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 38, 2: 261-272; Bremen.
- - (1976d): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000 mit Erläuterungen, Blatt 2717 Schwanewede; Hannover.
- - (1980): Klassifikation von Grundmoränen in Niedersachsen. - Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg N.F., 23: 81-91; Hamburg.
- - (1983): Strukturmessungen und Geschiebeanalysen an eiszeitlichen Ablagerungen auf der Osterholz-Scharmbecker Geest. - Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 40: 39-53; Bremen.
- HÖFLE, H.-C. & GRUBE, F. (1977): Exkursionsführer für die Tagung der Nordwestdeutschen Geologen in Bederkesa, Exkursion A, 4 S.; Hannover.
- HÖFLE, H.-C. & LADE, U. (1983): The stratigraphic position of the Lamstedter moraine within the younger Drenthe substage (middle Saalian). - In: EHLERS, J. (ed.): Glacial deposits in North-West Europe: 343-346; Rotterdam.
- HÖFLE, H.-C. & MERKT, J. (1990): Exkursion V-3: Quartärgeologische Exkursion in das westliche Elbe-Weser-Dreieck. - In: Exkursionsführer für die Geotagung 1990 in Bremen: 74-87; Bremen.
- HÖFLE, H.-C. & MERKT, J. & MÜLLER, H. (1985): Die Ausbreitung des Eem-Meeress in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 35: 49-59; Hannover.

- HÖFLE, H.-C. & SCHLENKER, B. (1979): Das Pleistozänprofil der Kreidegrube Hemmoor bei Stade (Elbe-Weser-Dreieck). - Geol. Jb., A49: 3-25; Hannover.
- HOLMES, C.D. (1941): Till fabric. - Geol. Soc. Amer. Bull., 51, 9: 1299-1354; New York.
- HOYNINGEN-HUENE, P. von (1954): Der geologische Bau und die Böden der Altdiluviallandschaft im Bereich der Meßtischblätter Worpsswede, Osterholz-Scharmbeck und Schwanewede. - Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, 64/67: 150-169; Weinheim, Berlin.
- HÜNKEN, U. (1991): Quartärgeologische Kartierung im Maßstab 1 : 10 000, Raum Hambergen, Bl. 2718 Osterholz-Scharmbeck (TK 25). - Dipl.-Kart. im Studiengang Geol. d. Uni. Bremen; Bremen. (Unveröff.)
- ILLIES, H. (1952): Eisrandlagen und eiszeitliche Entwässerung in der Umgebung von Bremen. - Abh. Naturwiss. Ver. Bremen, 33: 19-56; Bremen.
- KLEIN, F. (1978): Einregelungsmessungen an elster- und saalezeitlichen Geschieben, ein Beitrag zur Pleistozänstratigraphie im Bereich der Osterholz-Scharmbecker Geest. - Staatsexamensarbeit d. TU Hannover, 68 S.; Hannover. (Unveröff.)
- KUNTZE, H. & HÖFLE, H.-C. & KUSTER, H. & JÜRGENS, U. & HOFMANN, W. (1989): Bremen-Nord aus geowissenschaftlicher Sicht. - Jb. d. Wittheit zu Bremen, 31: 47-71; Bremen.
- KUSTER, H. & MEYER, K.-D.: Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 29: 135-156; Hannover.
- LADE, U. (1980): Quartärmorphologische und -geologische Untersuchungen in der Bremervörder-Wesermünder Geest. - Würzburger Geogr. Arb., 50, 176 S.; Würzburg.
- LAWRUSCHIN, J.A. (1971): Dynamische Fazies und Subfazies der Grundmoräne. - Z. f. angew. Geol., 17, 8: 337-343; Berlin.
- - (1978): Texturen, Fazies und stoffliche Zusammensetzung der Grundmoränen. - Schriftenr. geol. Wiss., 2: 161-177; Berlin.
- LUNDQVIST, J. (1977): Till in Sweden. - Boreas, 6, 2: 73-85; Oslo.

- - (1989): Till and glacial landforms in a dry, polar region. - Z. Geomorph. N.F., 33, 1: 27-41; Berlin, Stuttgart.

- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. - Geol. Jb., 75: 361-418; Hannover.

- MARCZINSKI, R. (1968): Zur Geschiebekunde und Stratigraphie des Saaleglazials (Pleistozän) im nördlichen Niedersachsen zwischen Unterweser und Unterelbe. - Rotenburger Schriften, Sonderh. 11, 132 S.; Rotenburg, Hannover.

- MEYER, K.-D. (1983a): Indicator pebbles and stone count methods. - In: EHLERS, J. (ed.): Glacial deposits in North-West Europe: 275-287; Rotterdam.

- - (1983b): Saalian end moraines in Lower Saxony. - In: EHLERS, J. (ed.): Glacial deposits in North-West Europe: 335-342; Rotterdam.

- - (1987): Ground and end moraines in Lower Saxony. - In: MEER, J.J.M. van der (ed.): Tills and glaciotectionics: 197-204; Rotterdam.

- MEYER, K.-D. & SCHNEEKLOTH, H. (1973): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000 mit Erläuterungen, Blatt 2318 Neuenwalde; Hannover.

- PETERSS, K. (1985): Zur Spannungsanalyse von Geschiebemergeln. - Beitr. Geophysik, 94: 435-443; Leipzig.

- - (1986): Erfahrungen bei der tektonischen Bearbeitung von Lockergesteinen. - In: Interpretation of glacitectonical structures, 5. Glacitectonics Symposium: 143-155; Zielona Gora.

- PIOTROWSKI, J.A. (1992): Was ist ein Till? - Faziesstudien an glazialen Sedimenten. - Die Geowiss., 10: 100-108; Weinheim.

- RAPPOL, M. (1983): Glacigenic properties of till - Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and The Netherlands. - Publ. Fysisch-Geogr. en Bodenkundig Labor. Uni. Amsterdam, 34, 209 S.; Amsterdam.

- - (1987): Saalian till in The Netherlands: A review. - In: MEER, J.J.M. van der (ed.): Tills and glaciotectionics: 3-21; Rotterdam.

- RICHTER, K. (1932): Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschiebe. - Z. f. Geschiebeforschung, 8: 62-66; Leipzig.

- - (1950): Die Entwicklungsgeschichte der Täler zwischen Lathen und Verden. - Geol. Jb., 65: 641-656; Hannover.
 - - (1958a): Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens auf Grund morphometrischer Geschiebe- und Geröllanalysen. - Z. deutsch. geol. Ges., 110: 400-435; Hannover.
 - - (1958b): Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. - Geol. Jb., 76: 223-234; Hannover.
- Rock Color Chart. (1984) - Geol. Soc. Amer.; Boulder.
- SCHRÖDER, H. (1906): Geol. Karte von Preußen und benachbarter Bundesstaaten 1:25 000 mit Erläuterungen, Blatt 2320 Lamstedt. - Berlin.
- SCHUCHT, F. (1908): Der Lauenburger Ton als leitender Horizont für die Gliederung und Altersbestimmung des nordwestdeutschen Diluviums. - Jb. Königl. Preuß. Geol. Landesanst., XXIX (II): 130-150; Berlin.
- SHAW, J. (1977): Tills deposited in arid polar environments. - Can. J. Earth Sci., 14: 1239-1245.
- - (1988): Sublimation till. - In: GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (eds.): Genetic classification of glacial deposits: 141-142; Rotterdam.
- SINDOWSKI, K.-H. (1965): Die drenthestadiale Altenwalder Stauchmoräne südlich Cuxhaven. - Z. deutsch. geol. Ges., 115: 158-162; Hannover.
- STEPHAN, H.J. (1988): Origin of a till-like diamicton by shearing. - In: GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (eds.): Genetic classification of glacial deposits: 93-96; Rotterdam.
- STEPHAN, H.J. & EHLERS, J. (1983): North German till types. - In: EHLERS, J. (ed.): Glacial deposits in North-West Europe: 239-247; Rotterdam.
- WILCKENS, O. (1921): Das Diluvium in der Umgebung von Bremen. - Cbl. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1921: 650-660; Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. (1950): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 464 S.; Stuttgart.
- WOLFF, W. (1909): Der Untergrund von Bremen. - Z. deutsch. geol. Ges., 61, Monatsber.: 348-365; Stuttgart.

Geologische Übersichtskarte 1:200 000 der Bundesrepublik
Deutschland (GÜK 200), Blatt CC 3118 Hamburg-West; Hannover
1976.

Topographische Karte 1:25 000 (TK 25), Blätter 2320
Lamstedt, 2618 Hambergen, 2619 Vollersode, 2717
Schwanewede, 2718 Osterholz-Scharmbeck, 3021 Verden.

8. ANHANG

| 8.1. Verzeichnis der Abb., Tab. und Taf. | Seite |
|---|---------|
| Abb. 1: Topographische Lage der Aufschlüsse..... | 5 |
| Abb. 2: Freibenbüttel: Lage der untersuchten Stoßabschnitte..... | 10 |
| Abb. 3: Freibenbüttel: Stoßaufnahme - Profil der elsterglazialen Sedimente..... | 11 |
| Abb. 4: Freibenbüttel: Lineare von Geschiebelängsachsen im SCHMIDT'schen Netz (aus DADASBILGE 1993)..... | 21 |
| Abb. 5: Freibenbüttel: Häufigkeitsverteilungsdiagramme der Neigungswinkel von $q_e(2)$ -Geschieben (aus DADASBILGE 1993)..... | 22 |
| Abb. 6: Freibenbüttel: Richtungsrosen des $q_e(2)$, ,Sg und q_{D1} , ,Lg - Geschiebelängsachsen (aus DADASBILGE 1993)..... | 23 |
| Abb. 7: Freibenbüttel: Richtungsrose q_{D1} , ,Lg von Taf. 5 - 117 Klüfte ($>75^\circ$ einfallend)..... | 27 |
| Abb. 8: Freibenbüttel: Richtungsrose q_{D1} , ,Lg von Taf. 5 - 70 Geschiebelängsachsen..... | 27 |
| Abb. 9: Vollersode: Stoßaufnahme - Die drenthestadialen Sedimente im NE-Teil der Sandgrube..... | 29 |
| Abb. 10: Vollersode: Stoßaufnahme - Die untere q_{D1} , ,Lg-Schuppe..... | 30 |
| Abb. 11: Vollersode: Stoßaufnahme - q_{D1} , ,Lg-Schuppe mit Fließtexturen..... | nach 32 |
| Abb. 12: Vollersode: Stoßaufnahme. - $q_{D2}(?)$, ,Lg über gestauchten Schmelzwassersanden und q_{D1} -Moränenrelikten (Steinpackung)..... | nach 34 |
| Abb. 13: Vollersode: Richtungsrose $q_{D2}(?)$, ,Lg von Abb. 9 - 70 Geschiebelängsachsen..... | 35 |
| Abb. 14: Wallhöfen: Stoßaufnahme - $q_e(2)$, ,Sg am E-Stoß unmittelbar S einer toteisbedingten Beckenstruktur..... | nach 37 |
| Abb. 15: Heeßel: Stoßaufnahme - Durch q_D , ,gf überlagerte $q_e(1)$, ,Lg-Rippe mit eingestauchten holsteinzeitlichen Feinsanden..... | 41 |
| Abb. 16: Kirchlinteln: Stoßaufnahme - $q_e(2)$, ,Sg-Gefüge... | 52 |

- Abb. 17: Kirchlinteln: Richtungsrose $q_e(2)$, ,Sg - 50
 Geschiebelängsachsen.....53
- Abb. 18: Weitzmühlen: Stoßaufnahme - $q_e(1)?$, ,Lg-Schuppe
 und $q_e(2)$, ,Sg.....56
- Abb. 19: Theoretische Geschiebezentren (TGZ) nach LÜTTIG
 (1958) der Proben LGA 1-8 (K.-D. MEYER)...(Anhang)
- Abb. 20: Kornverteilungsdiagramme.....(Anhang)
- Abb. 21-27: Kornsummenkurven.....(Anhang)

(Alle Tab. im Anhang)

- Tab. 1: Genetische Till-Typen im terrestrischen Bereich
- Tab. 2: Probenliste - Proben für Korngrößenanalysen
- Tab. 3: Probenliste - Proben für Leitgeschiebeanalysen
- Tab. 4: Zählliste - Leitgeschiebeanalysen (K.-D. MEYER)
- Tab. 5: Streubreiten der Kornverteilungen

(Taf. 1-15 in Tasche, Taf. 16-31 im Anhang)

- Taf. 1: Freibenbüttel: Stoßaufnahme - $q_e(1)$, ,Lg-Schuppen
- Taf. 2: Freibenbüttel: Stoßaufnahme.- Fließstill
 ($q_e(2)$, ,g-gf) und Deformationstill ($q_e(2)$, ,g+gf)
 unter Absetztill ($q_e(2)$, ,Sg)
- Taf. 3: Freibenbüttel: Stoßaufnahme - $q_e(2)$, ,Sg mit
 steilen Streifen und Lagerklüften
- Taf. 4: Freibenbüttel: Stoßaufnahme - $q_e(2)$, ,Sg mit glazi-
 dynamischen Scherstrukturen unter Lauenburger Ton
- Taf. 5: Freibenbüttel: Stoßaufnahme - q_{D1} , ,Lg mit
 Krypturbationsstrukturen
- Taf. 6: Freibenbüttel: Stoßaufnahme - q_{D1} , ,Lg-Basis
- Taf. 7: Vollersode: Stoßaufnahme - NE-Wand
 (Übersichtsdarstellung)
- Taf. 8: Vollersode: Stoßaufnahme - Glazitektonisch
 zerscherter und geschuppter q_{D1} , ,Lg unter
 $q_{D2}(?)$, ,Lg
- Taf. 9: Vollersode: Stoßaufnahme - Glazitektonisch
 gebildete und deformierte q_{D1} , ,Lg-Schuppe

- Taf. 10: Vollersode: Stoßaufnahme - Glazitektonisch gebildete und deformierte $qD1$, ,Lg-Schuppe
- Taf. 11: Heeßel: Stoßaufnahme - Zerscherte $qe(1)$, ,Mg+Lg-Schuppe
- Taf. 12: Albstedt: Stoßaufnahme - Flache Beckenstruktur mit elsterglazialer Füllung
- Taf. 13: Meyenburg: Stoßaufnahme - $qe(1)$, ,Lg und Schmelzwassersedimente mit Zerrungsstrukturen
- Taf. 14: Kirchlinteln: Stoßaufnahme - Drenthestadiale (?) Ablagerungen über $qe(2)$, ,Sg und Beckensanden
- Taf. 15: Legende - Signaturen und Symbole
- Taf. 16-31: Fotodokumentation.....(Anhang)

8.2. Tab. 1-5; Abb. 19-27; Taf. 16-31

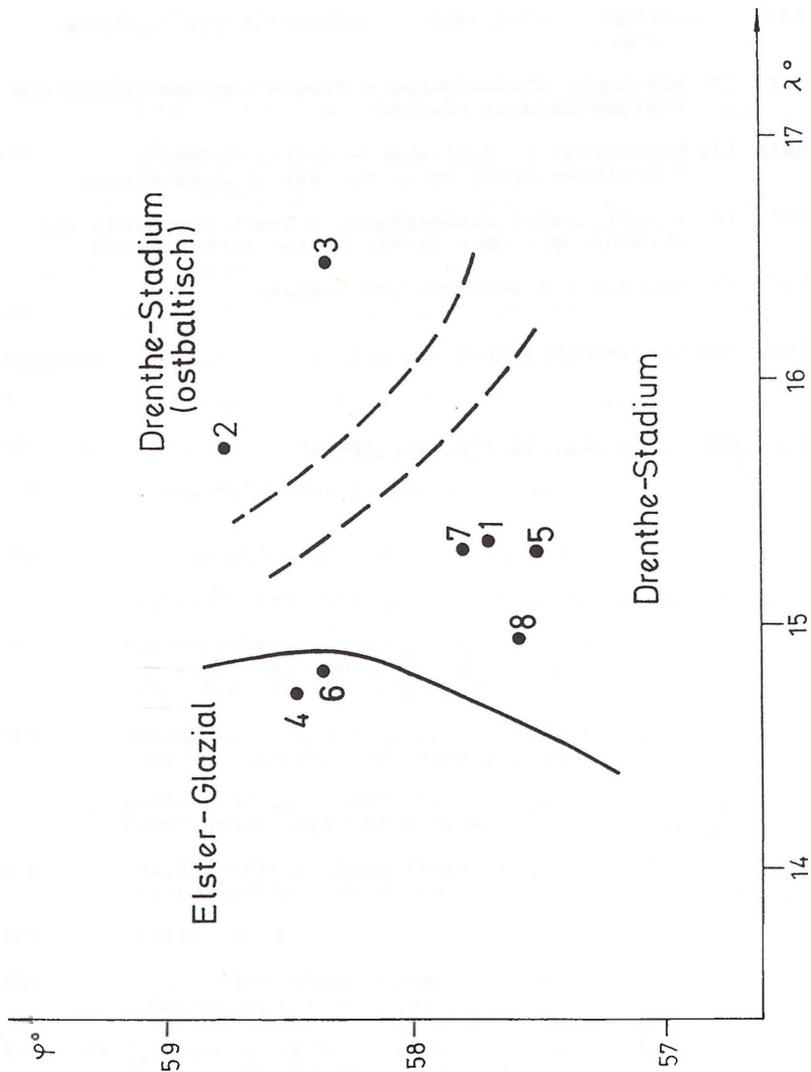


Abb. 19: Theoretische Geschiebezentren (TGZ) nach LÜTTIG (1958) der Proben LGA 1-8; Zählungen und Berechnungen: K.-D. MEYER, Hannover.

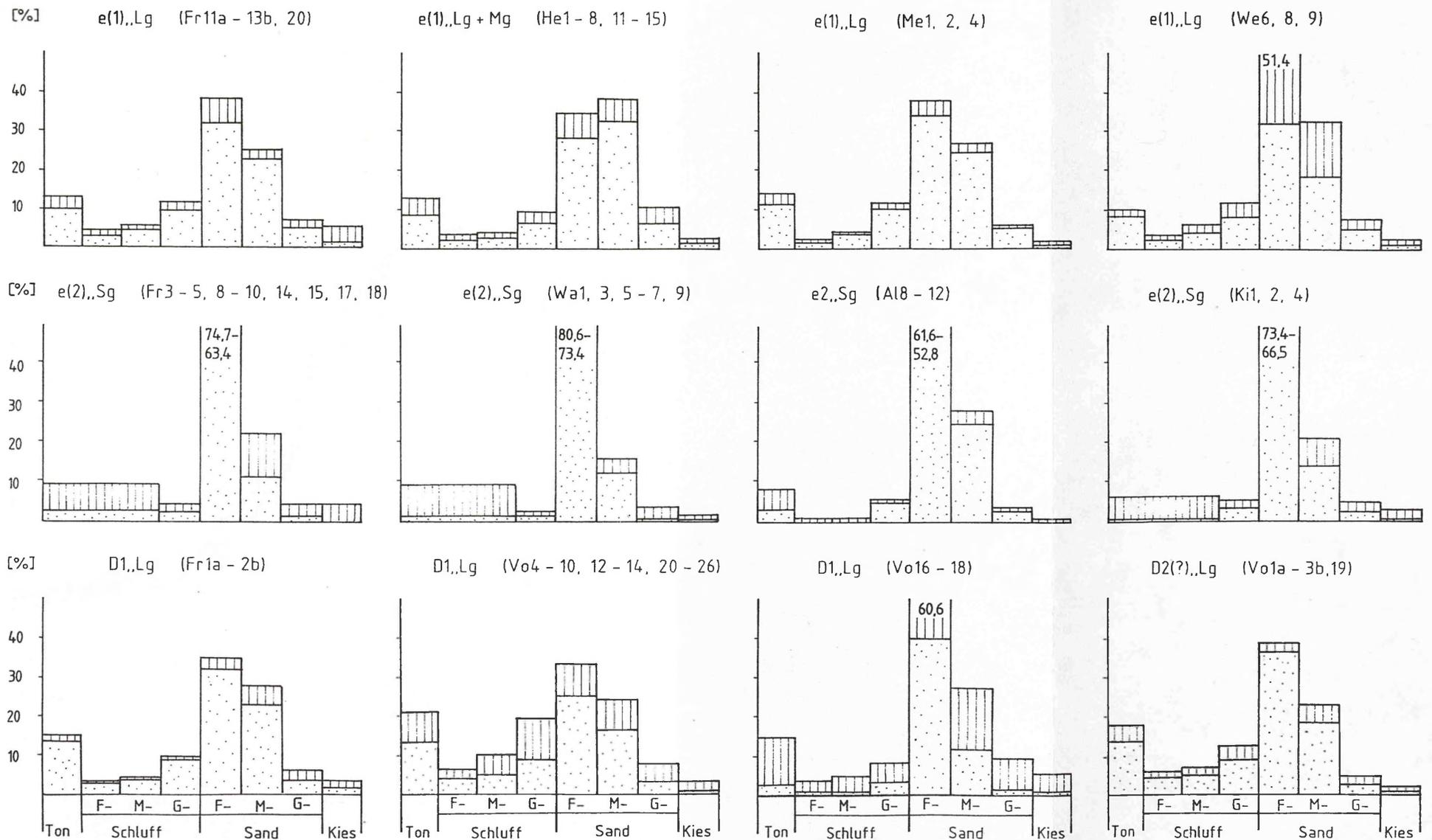


Abb. 20: Kornverteilungsdiagramme - Streubreiten ausgewählter Probengruppen



Fig. 1. (a) (b)

Fig. 2. (a) (b)



Fig. 3. (a) (b)

Fig. 4. (a) (b)

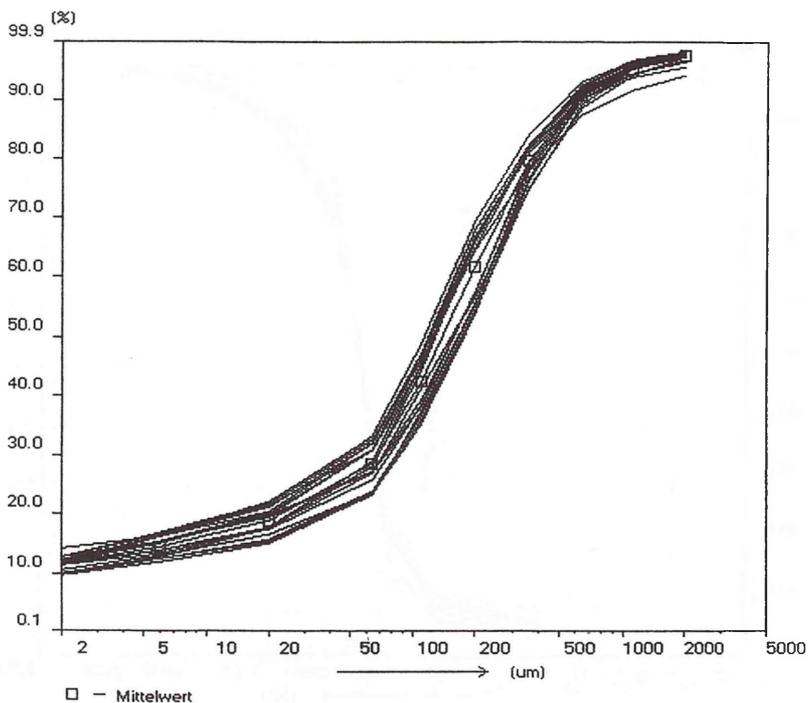


Abb. 21: Kornsummenkurven - 22 qe(1), ,Lg-Proben aus
 Freußenbüttel, Heeßel und Meyenburg
 (Pipettanalysen): Fr 11a-13b, 20; He 1, 2, 4-8,
 11-15; Me 1, 2, 4

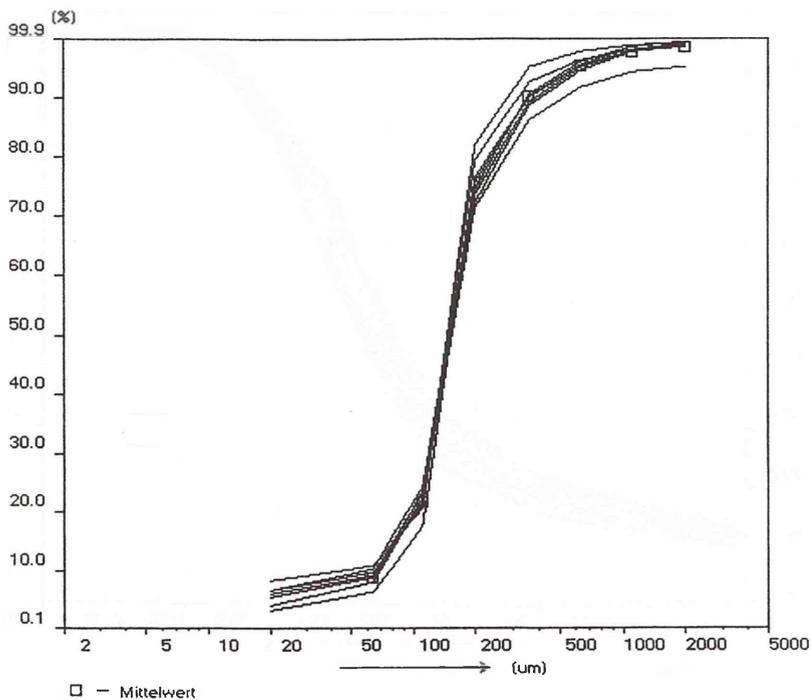


Abb. 22: Kornsummenkurven - 7 qe(2), Sg-Proben aus
 FreiBenüttel (Siebanalysen): Fr 4, 9, 10, 14, 15,
 17, 18

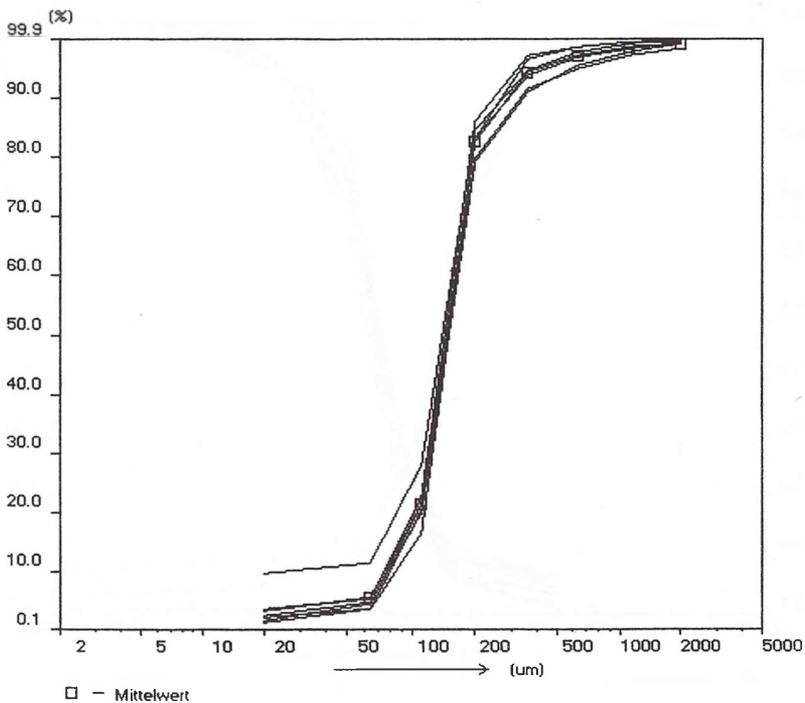


Abb. 23: Kornsummenkurven - 6 $q_{e(2)}$, Sg-Proben aus Wallhöfen (Siebanalysen): Wa 1, 3, 5-7, 9

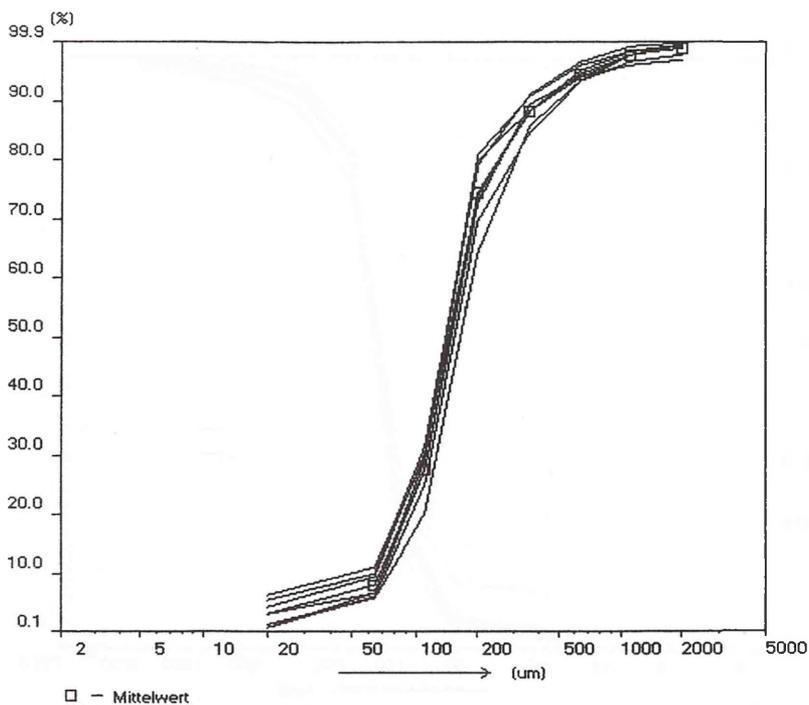


Abb. 24: Kornsummenkurven - 7 qe(2), ,Sg-Proben aus
Kirchlinteln und Weitzmühlen (Siebanalysen):
Ki 1, 2, 4; Me 1, 3, 5, 10

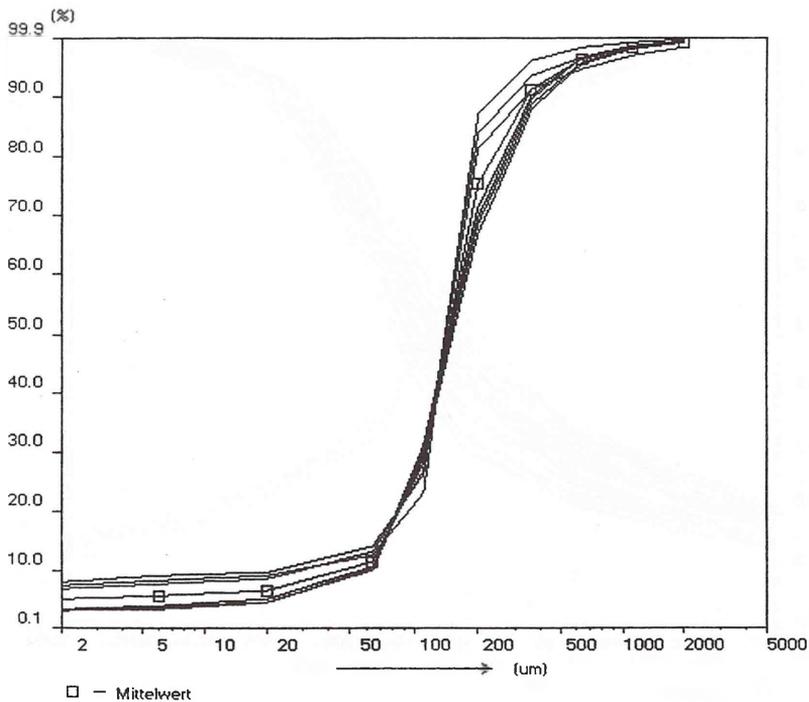


Abb. 25: Kornsummenkurven - 7 ge(2), ,Sg-Proben aus
 Freußenbüttel und Albstedt (Pipettanalysen):
 Fr 3, 5, 8; Al 8-10; 12

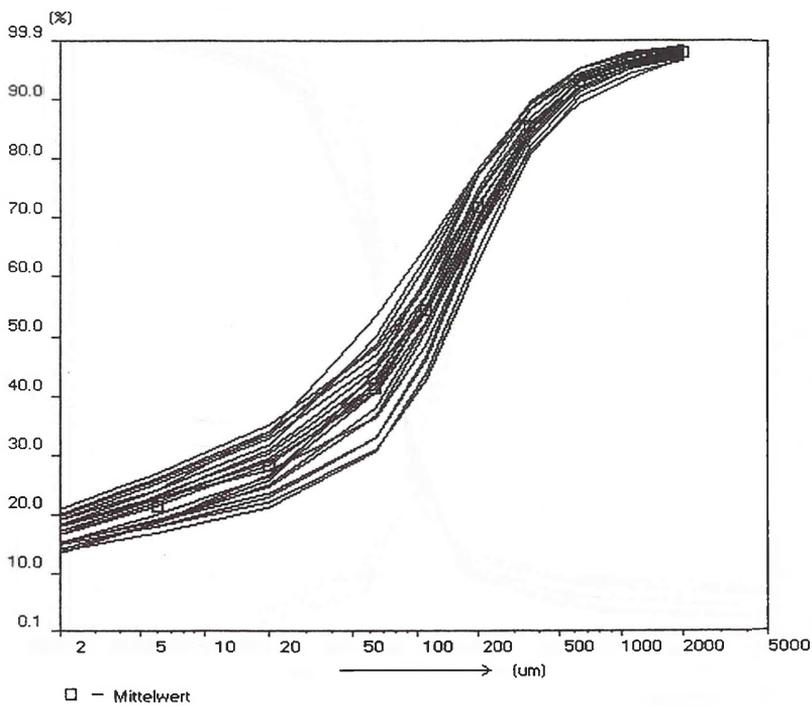


Abb. 26: Kornsummenkurven - 21 qD1,,Lg-Proben aus
 Freibenbüttel und Vollersode (Pipettanalysen):
 Fr 1a-2b; Vo 4-10, 12-14, 20-26

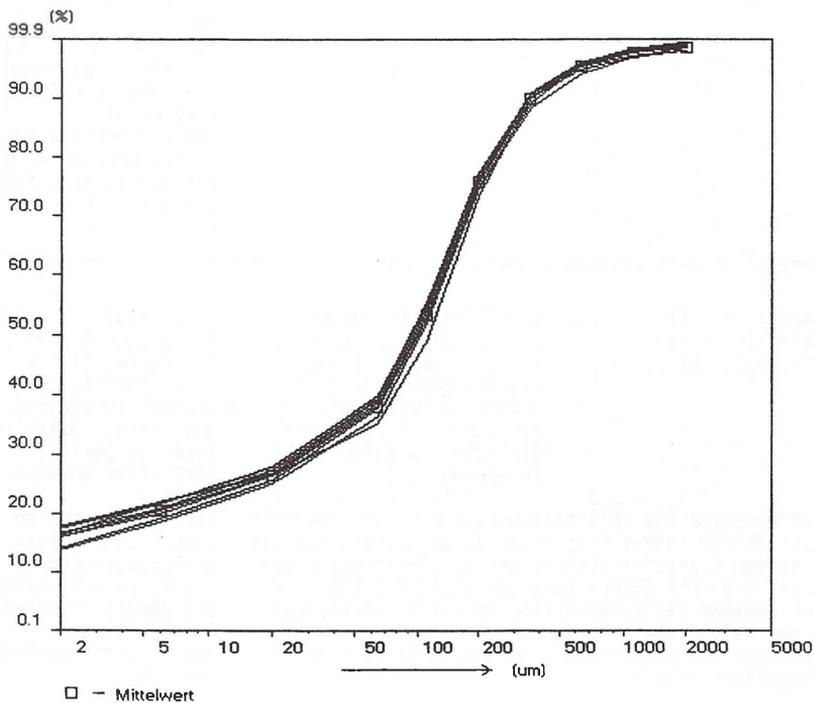


Abb. 27: Kornsummenkurven - 7 qD2(?), Lg-Proben aus Vollersode (Pipettanalysen): Vo 1a-3b, 19

TYP

GENESE

KENNZEICHEN

Absetztill, Absetzmoräne,
Grundmoräne s.str.,
(lodgement till)

An der Sohle eines aktiven Gletschers wird Sedimentfracht durch Druckschmelzen und/oder andere mechanische Prozesse auf den Untergrund aufgeschmiert (plastering on)

- meist mehrere Meter mächtiger, homogener, regional verbreiteter Sedimentkörper
- Einregelung der länglichen Geschiebe entsprechend der Eisbewegung
- Geschiebe häufig mit geschliffenen und gekritzten Flächen
- Scherflächen, Klüfte, keine Schichtung
- deformierte Kies-, Sand- und Schluffkiesen
- scharfe Liegendgrenze (manchmal mit Bewegungsmarken)
- meist überkonsolidiert
- breite Kornverteilung mit sandig-schluffiger, toniger Matrix

Deformationstill,
Deformationsmoräne
(deformation till)

Unter der Sohle eines aktiven Gletschers werden in einer meist einige Dezimeter mächtigen Zone Sedimente deformiert und mitgeschleppt, ohne vom Gletschereis aufgenommen zu werden

- meist wenige Dezimeter im Liegenden anderer Tillfazies (i.d.R. unter Absetztill)
- besteht vorwiegend, aber nicht ausschließlich aus gering transportiertem Untergrundmaterial

Im Unterschied zum Deformationstill muß der Schertill sensu STEPHAN (1988) kein Material enthalten, das von dem selben Gletscher stammt, der die Deformation verursacht hat. Die Schermoräne sensu GRUBE (1980) besteht dagegen aus zerscherbtem Moränenmaterial, das von dem selben Gletscher stammt, der die Deformation verursacht hat und stellt eine spezielle Form des Deformationstill dar

- vielfältige Deformations- und Brektionsstrukturen
- Geschiebe mit geringeren Abrasionsspuren als im Absetztill
- meist nicht überkonsolidiert

| TYP | GENESE | KENNZEICHEN |
|--|---|---|
| Subglaziärer Ausschmelz- till, subglaziäre Aus- schmelzmoräne, Grundmo- rän (subglacial melt-out till) | Unter einem stagnierenden Gletscher schmilzt die Sedimentfracht langsam aus und sinkt auf den Unter- grund ab | <ul style="list-style-type: none"> - Mächtigkeiten im Zenti- meter- bis Meterbereich - oft im Hangenden des Absetztills des glei- chen Eisvorstoßes - geringere flächenhafte Verbreitung als Absetz- tills - Einregelung der läng- lichen Geschiebe ent- sprechend der Eisbebe- wegung - geringe mechanische Be- anspruchung der Ge- schiebe - zum Teil geschichtet ("drape structures") - ungestörte Kies-, Sand- und Schluffflinsen - oft unscharfe, wellige Liegendgrenze - teils normal-, teils überkonsolidiert - gröbere Körnung als der Absetztill des gleichen Eisvorstoßes |
| Supraglaziärer Aus- schmelztil, supra- glaziäre Ausschmelz- moräne (supraglacial melt-out till) | Durch das Schmelzen eines stagnierenden Gletschers wird Sedimentfracht frei- gesetzt, die nach dem Abschmelzen des gesamten Eiskörpers auf den Unter- tergrund abgelagert wird | <ul style="list-style-type: none"> - geringere Mächtigkeit und Verbreitung als subglaziärer Aus- schmelztil - örtlich im Hangenden anderer Tillfazies - keine Geschiebe- einregelung - normal konsolidiert - ähnliche Merkmale wie der subglaziäre Ausschmelztil |

Tab. 1 Genetische Till-Typen im terrestrischen Bereich
(zusammengestellt nach DREIMANIS 1988, EHLERS 1990, PIOTROWSKI 1992)

| Proben-Nr. | Koordinaten | Entnahme- tiefe (m) | Stratigraphie/ Genese |
|------------|---------------|------------------------|--------------------------|
| Fr 1 a | H 5903570 | 2,45 | D 1,, Lg |
| Fr 1 b | R 3486790 | 2,45 | D 1,, Lg |
| Fr 2 a | | 2,25 | D 1,, Lg |
| Fr 2 b | Freißenbüttel | 2,25 | D 1,, Lg |
| Fr 3 | H 5903520 | 13,70 | e (2),, Sg |
| Fr 4 | R 3486800 | 12,90 | e (2),, Sg |
| Fr 5 | | 13,05 | e (2),, Sg |
| Fr 6 | Freißenbüttel | 14,10 | e (2),, Sg |
| Fr 7 | | 14,10 | e (2),, Sg |
| Fr 8 | | 14,95 | e (2),, Sg |
| Fr 9 | | 14,95 | e (2),, Sg |
| Fr 10 | | 14,70 | e (2),, Sg |
| Fr 11a | H 5903550 | 14,65 | e (1),, Lg |
| Fr 11b | K 3487000 | 14,30 | e (1),, Lg |
| Fr 12a | | 14,05 | e (1),, Lg |
| Fr 12b | Freißenbüttel | 13,65 | e (1),, Lg |
| Fr 13a | | 14,00 | e (1),, Lg |
| Fr 13b | | 13,05 | e (1),, Lg |
| Fr 20 | | 14,00 | e (1),, Lg |
| Fr 14 | H 5903630 | 3,80 | e (2),, Sg |
| Fr 15 | R 3487020 | 3,80 | e (2),, Sg |
| Fr 16 | | 5,00 | e (2) - Basis |
| Fr 17 | Freißenbüttel | 2,00 | e (2),, Sg |
| Fr 18 | | 3,10 | e (2),, Sg |
| Fr 19 | | 2,80 | e (2),, Sg |
| Vo 1a | H 5911320 | 2,65 | D2(?),, Lg |
| Vo 1b | R 3493050 | 2,65 | D2(?),, Lg |
| Vo 2a | | 2,35 | D2(?),, Lg |
| Vo 2b | Vollersode | 2,35 | D2(?),, Lg |
| Vo 3a | | 1,85 | D2(?),, Lg |
| Vo 3b | | 1,85 | D2(?),, Lg |
| Vo 4 | H 5911380 | 1,70 | D1,, Lg |
| Vo 5 | R 3493000 | 2,75 | D1,, Lg |
| Vo 6 | | 3,85 | D1,, Lg |
| Vo 7 | Vollersode | 4,40 | D1,, Lg |
| Vo 8 | | 4,75 | D1,, Lg |
| Vo 9 | | 4,30 | D1,, Lg |
| Vo 10 | | 3,90 | D1,, Lg |
| Vo 11 | | 3,40 | D1,, Lg |
| Vo 12 | | 2,85 | D1,, Lg |
| Vo 13 | | 2,75 | D1,, Lg |
| Vo 14 | | 2,15 | D1,, Lg |
| Vo 15 | | 2,20 | D1,, Lg |
| Vo 16 | | 9,00 | D1,, Lg |
| Vo 17 | | 9,00 | D1,, Lg |
| Vo 18 | | 9,00 | D1,, Lg |

| Proben-Nr. | Koordinaten | Entnahme- tiefe (m) | Stratigraphie/ Genese |
|------------|-------------|------------------------|--------------------------|
| Vo 19 | H 5911430 | 0,60 | D2(?) ,, Lg |
| Vo 20 | R 3492960 | 1,80 | D1 ,, Lg |
| Vo 21 | | 2,60 | D1 ,, Lg |
| Vo 22 | Vollersode | 3,40 | D1 ,, Lg |
| Vo 23 | | 5,00 | D1 ,, Lg |
| Vo 24 | | 6,00 | D1 ,, Lg |
| Vo 25 | | 13,50 | D1 ,, Lg |
| Vo 26 | | 13,50 | D1 ,, Lg |
| Wa 1 | H 5908930 | 3,70 | e(2) ,, Sg |
| Wa 2 | R 3491020 | 3,85 | e(2) ,, Sg |
| Wa 3 | | 4,00 | e(2) ,, Sg |
| Wa 4 | Wallhöfen | 4,10 | e(2) ,, Sg |
| Wa 5 | | 5,00 | e(2) ,, Sg |
| Wa 6 | | 5,90 | e(2) ,, Sg |
| Wa 7 | | 5,00 | e(2) ,, Sg |
| Wa 8 | | 5,65 | e(2) ,, Sg |
| Wa 9 | | 6,35 | e(2) ,, Sg |
| Wa 10 | | 6,45 | e(2) ,, Sg |
| Wa 11 | | 6,75 | e ,, gf |
| He 1 | H 5948880 | 8,0 | e(1) ,, Lg |
| He 2 | R 3506890 | 8,0 | e(1) ,, Lg |
| He 3 | | 7,0 | e(1) ,, Lg |
| He 4 | HeeBel | 7,5 | e(1) ,, Lg |
| He 5 | | 8,0 | e(1) ,, Lg |
| He 6 | | 7,5 | e(1) ,, Lg |
| He 7 | | 7,5 | e(1) ,, Lg |
| He 8 | | 7,0 | e(1) ,, Lg |
| He 9 | | 8,0 | e(1) ,, Lg |
| He 10 | H 5948900 | 5,15 | e(1) ,, Mg |
| He 11 | R 3507000 | 5,40 | e(1) ,, Mg |
| He 12 | | 6,20 | e(1) ,, Mg |
| He 13 | HeeBel | 6,65 | e(1) ,, Mg |
| He 14 | | 6,00 | e(1) ,, Lg |
| He 15 | | 7,45 | e(1) ,, Lg |
| Al 1 | H 5011150 | 1,10 | e(2) ,, g-gf |
| Al 2 | R 3480370 | 1,70 | e(2) ,, gf |
| Al 3 | | 2,00 | e(2) ,, gf |
| Al 4 | Albstedt | 3,90 | e(2) ,, g-gf |
| Al 5 | | 4,05 | e(2) ,, gf |
| Al 6 | | 4,20 | e(2) ,, g-gf |
| Al 7 | | 4,35 | e(2) ,, gf |
| Al 8 | | 1,50 | e(2) ,, Sg |
| Al 9 | | 1,50 | e(2) ,, Sg |
| Al 10 | H 5911280 | 1,50 | e(2) ,, Sg Korr. |
| Al 11 | R 3480330 | 1,80 | e(2) ,, Sg 14.7. |
| Al 12 | Albstedt | 2,60 | e(2) ,, Sg |

| Proben-Nr. | Koordinaten | Entnahmetiefe (m) | Stratigraphie/ Genese |
|------------|--------------|-------------------|--------------------------|
| Me 1 | H 5903100 | 4,05 | e(1),, Lg |
| Me 2 | R 3473040 | 2,35 | e(1),, Lg |
| Me 3 | | 3,85 | e(1),, gf |
| Me 4 | Meyenburg | 4,20 | e(1),, Lg |
| Me 5 | | 3,25 | e(1),, g+gf |
| Me 6 | | 4,00 | e(1),, g+gf |
| Ki 1 | H 5867250 | 3,85 | e(2),, Sg |
| Ki 2 | R 3519510 | 4,25 | e(2),, Sg |
| Ki 3 | | 4,95 | e(2),, b |
| Ki 4 | Kirchlinteln | 4,00 | e(2),, Sg |
| Ki 5 | | 4,65 | e(2),, b |
| Ki 6 | | 4,55 | e(2),, g+gf |
| Ki 7 | | 4,40 | e(2),, g+gf |
| Ki 8 | | 4,80 | e(2),, gf |
| Ki 9 | | 4,75 | e(2),, b |
| Ki 10 | | 5,50 | e(2),, b |
| Ki 12 | | 1,85 | D1(?),, Lg |
| Ki 13 | | 2,70 | D1(?),, gf |
| Ki 14 | | 3,15 | D1(?),, g-gf |
| Ki 15 | | 3,30 | D1(?),, g-gf |
| We 1 | H 5865600 | 2,20 | e(2),, Sg |
| We 2 | R 3520250 | 2,40 | e(2),, Sg |
| We 3 | | 2,60 | e(2),, Sg |
| We 4 | Weitzmühlen | 2,75 | e(2),, Sg |
| We 5 | | 3,25 | e(2),, Sg |
| We 6 | | 4,35 | e(1),, Lg |
| We 7 | | 4,50 | e(1),, Lg *) |
| We 8 | | 5,35 | e(1),, Lg |
| We 9 | | 5,05 | e(1),, lg |
| We 10 | | 4,70 | e(2),, Sg |

*) Kluftfüllung

Tab. 2 Probenliste - Proben für Korngrößenanalysen

| Proben-Nr. | Koordination | Aufschluß | Entnahmetiefe (m) | Stratigraphie/Genese |
|------------|------------------------|------------|-------------------|--------------------------|
| LGA 1 | H 5911320 R 3493050 | Vollersode | 1,5 - 3,0 | qD2(?),,Lg |
| LGA 2 | H 5911430 R 3492960 | Vollersode | 5,0 - 6,5 | qD1(?),,Lg (baltisch) |
| LGA 3 | H 5911320 R 3493050 | Vollersode | 3,7- 5,7 | qD1,,xp (ostbaltisch) |
| LGA 4 | H 5948880 R 3506890 | Heeßel | 6,0 - 8,5 | qe(1),, Lg |
| LGA 5 | H 5948900 R 3507000 | Heeßel | 3,5 - 4,7 | qD,,xp |
| LGA 6 | H 5948900 R 3507000 | Heeßel | 5,0 - 8,0 | qe(1),, Mg-Lg |
| LGA 7 | H 5908870 R 3490880 | Wallhöfen | 1,5 - 3,0 | qD,,gf |
| LGA 8 | H 5911430 R 3492960 | Vollersode | 7,0 - 10,0 | qD1,, Lg |

Tab. 3 Probenliste - Proben für Leitgeschiebeanalysen (LGA)

| | LGA - Probennummer | | | | | | | | |
|----------------------------------|--------------------|-----------|-------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | |
| Nordische Geschiebe ges. | 682 | 468 | 438 | 599 | 531 | 565 | 711 | 355 | |
| Kristallin ges. | 196 | 236 | 247 | 274 | 246 | 233 | 303 | 150 | |
| * unbekannter Herkunft | 170 | 197 | 203 | 231 | 215 | 190 | 260 | 126 | |
| Sediment ges. | 107 | 107 | 98 | 93 | 85 | 87 | 207 | 83 | |
| * unbekannter Herkunft | 83 | 83 | 64 | 70 | 67 | 68 | 161 | 56 | |
| Kalkstein ges. | | | | 6 | 37 | 70 | | 2 | |
| Kalkstein, rot | | | | 1 | 1 | 13 | | | |
| Backsteinkalk | | | | 1 | 1 | | | | |
| Paläoporellenkalk | | | | | 1 | | | | |
| Kreidekalkstein | | | | | 3 | 3 | | | |
| Flint | 378 | 125 | 93 | 226 | 160 | 170 | 197 | 118 | |
| Restquarz | 1 | | | | | 2 | 4 | 2 | |
| Dalarna - Sandstein | 13 | 13 | 16 | 12 | 5 | 5 | 18 | 13 | |
| Hälleflinta | 7 | 5 | 3 | 4 | 4 | 2 | 3 | | |
| Bohus - Granit | | 1 | 1 | 1 | | 2 | | 1 | |
| Bornholm - Granit | 1 | 1 | 2 | | 3 | | | | |
| Bottenmeer - Quarzporphyr | | | | | | 1 | | | |
| Bredvads - Porphy | 2 | 5 | 2 | 6 | 1 | 6 | 6 | 2 | |
| Dalarna - Porphy | | 3 | 2 | 6 | 2 | 4 | 6 | 1 | |
| Digerbergs - Sandstein | 1 | | 1 | | 1 | | | | |
| Ekerit | | | | 1 | | | | | |
| Grauer Vaxjö - Granit | | | | 1 | 3 | 2 | | 2 | |
| Grönklitt - Porphyrit | | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | |
| Halen - Granit | | | | 1 | 1 | 1 | | | |
| Hardeberga - Sandstein | 6 | 9 | 9 | 6 | 7 | 7 | 17 | 8 | |
| Höör - Sandstein | | | 3 | | | 2 | 2 | 2 | |
| Jäma - Granit | 1 | | 2 | | | | | | |
| Kalmarsund - Sandstein | 1 | | 1 | 1 | | | | | |
| Karshamn - Granit | | | | | 1 | | | | |
| Kinne - Diabas | | | | | | 1 | | | |
| Kristinehamn - Granit | | | | | | 1 | | | |
| Nexö - Sandstein | | | | | | | 1 | | |
| Oslo - Vulkanit | | | | 2 | | | | | |
| Päskallavik - Porphy | | | | | | 1 | | | |
| Pulaskit | | | | | | 1 | | | |
| Rhombenporphyr | | 1 | 1 | | | | | | |
| Roter Ostsee - Quarzporphyr | | | 2 | | | | | | |
| Roter Vaxjö - Granit | 8 | 6 | 8 | 9 | 5 | 10 | 14 | 10 | |
| Säma - Quarzporphyr | | | | | | 2 | | | |
| Siljan - Granit | 1 | | | 1 | | | | | |
| Småland - Granit | 1 | 3 | | 3 | 3 | 3 | | 3 | |
| Småland - Quarzporphyr | 1 | | | 2 | 2 | 1 | 3 | | |
| Stockholm - Granit | | | | 1 | 1 | | 1 | 1 | |
| Tessini - Sandstein | 3 | | 4 | 4 | 3 | 2 | 7 | 1 | |
| Uppsala - Granit | 1 | 1 | | 1 | | | | | |
| Västervik - Granit | | 2 | | | 2 | 3 | 1 | | |
| Åland - Granit (incl. Aplit) | 2 | 9 | 17 | 2 | 3 | 3 | 7 | 2 | |
| Åland - Rapakiwi | | 2 | 3 | | | | 2 | 1 | |
| Åland - Rapakiwi - Granitporphyr | 1 | | | | | | | | |
| Summe | 30 | 45 | 59 | 50 | 40 | 55 | 68 | 36 | |
| Lokalgeschiebe ges. | 1 | | 2 | 12 | 16 | 23 | 2 | | |
| Toneisenstein - Geoden | 1 | | 2 | 11 | 9 | 23 | 2 | | |
| Sandstein | | | | 1 | 7 | | | | |
| Theoretisches | λ | 15,37 | 15,73 | 16,48 | 14,72 | 15,32 | 14,81 | 15,33 | 14,94 |
| Geschiebezentrum | φ | 57,68 | 58,57 | 58,37 | 58,47 | 57,50 | 58,36 | 57,79 | 57,58 |
| Feuerstein / Kristallin | | 1,93 | 0,53 | 0,38 | 0,82 | 0,65 | 0,73 | 0,65 | 0,79 |
| Stratigraphie | qD2(?) | qD1(?) | qD1 | qe | qD | qe | qD | qD | |
| | | baltisch | ostbaltisch | | | | | | |

Tab. 4: Zählliste - Leitgeschiebeanalysen (Fraktion 2 - 6,3cm) von Dr. K.-D. MEYER

| Proben-Nr. | Stratigr./ Genese | Sortier. | Ton | | | | Schluff 0,002- <0,64 | | | | Sand 0,063 - < 2mm | | | Kies > 2mm |
|------------------|----------------------------|-----------|-------------|------------|------------|-------------|----------------------|-------------|------------|-----------|--------------------|--|--|---------------|
| | | | <0,002mm | Fein- | Mittel- | Grob- | Fein- | Mittel- | Grob- | > 2mm | | | | |
| Fr 1a - 2b | D1,,Lg | 2,9 - 3,2 | 13,6 - 15,1 | 2,9 - 3,6 | 3,9 - 4,5 | 8,9 - 9,5 | 32,1 - 35,1 | 22,8 - 27,7 | 3,7 - 6,2 | 1,9 - 3,4 | | | | |
| Fr 3 - 5 | e(2),,Sg | 1,3 | | 2,9 - 9,5 | | 3,1 - 4,4 | 67,8 - 71,1 | 12,7 - 19,0 | 2,5 - 4,4 | 0,0 - 1,5 | | | | |
| Fr 6, 7 | e(2),,Sg | 1,3 - 1,4 | 7,6 | 0,6 - 0,8 | 1,2 | 4,3 - 4,5 | 67,6 - 68,9 | 13,9 - 15,6 | 2,4 - 2,6 | 0,5 - 0,9 | | | | |
| Fr 8 - 10 | e(2),,Sg | 1,2 - 1,3 | | 6,3 - 9,0 | | 2,5 - 3,5 | 69,9 - 74,7 | 11,3 - 17,0 | 1,3 - 2,7 | 0,3 - 0,9 | | | | |
| Fr 11a - 13b | e(1),,Lg | 2,5 - 3,3 | 9,8 - 12,8 | 3,0 - 4,1 | 4,7 - 5,3 | 9,4 - 11,5 | 32,0 - 38,3 | 22,9 - 25,1 | 5,5 - 7,0 | 1,6 - 5,6 | | | | |
| Fr 14, 15 | e(2),,Sg | 1,3 - 1,4 | | 5,8 - 6,5 | | 3,3 - 3,7 | 63,4 - 64,6 | 21,4 - 22,4 | 3,5 - 4,2 | 0,4 - 1,0 | | | | |
| Fr 16 | e(2) - Basis | 4,7 | 15,2 | 1,4 | 1,8 | 6,6 | 21,2 | 14,2 | 20,3 | 16,2 | | | | |
| Fr 17, 18 | e(2),,Sg | 1,4 | | 3,9 - 4,0 | | 3,8 - 3,9 | 63,8 - 66,0 | 20,4 - 21,4 | 3,3 - 3,8 | 1,0 - 4,8 | | | | |
| Fr 19 | e(2),,Sg | 1,4 | | 1,9 | | 3,6 | 67,7 | 21,3 | 4,1 | 1,3 | | | | |
| Fr 20 | e(1),,Lg | 3,0 | 11,5 | 4,7 | 5,6 | 11,2 | 38,4 | 23,6 | 5,3 | 1,6 | | | | |
| Vo 1a - 3b, 19 | D2(?),,Lg | 3,1 - 4,0 | 13,7 - 17,7 | 4,0 - 5,9 | 4,8 - 6,8 | 8,4 - 12,3 | 36,8 - 38,8 | 18,3 - 22,8 | 2,4 - 4,5 | 0,6 - 2,0 | | | | |
| Vo 4, 5, 7 | D1,,Lg | 4,9 - 5,9 | 19,0 - 19,8 | 5,0 - 5,9 | 7,7 - 8,1 | 12,4 - 18,1 | 27,4 - 30,4 | 16,9 - 19,6 | 3,3 - 5,3 | 0,9 - 2,7 | | | | |
| Vo 6 | D1,,Lg | 4,9 | 17,8 | 4,5 | 5,0 | 8,8 | 31,7 | 21,3 | 7,9 | 3,0 | | | | |
| Vo 8, 12, 26 | D1,,Lg | 3,4 - 5,3 | 13,3 - 17,2 | 5,1 - 6,4 | 6,3 - 7,3 | 11,6 - 13,1 | 26,5 - 32,8 | 22,9 - 24,2 | 4,9 - 5,4 | 1,1 - 2,7 | | | | |
| Vo 9, 10, 13, 14 | D1,,Lg | 3,6 - 5,3 | 15,1 - 18,1 | 4,7 - 5,3 | 6,1 - 7,9 | 12,4 - 14,3 | 25,2 - 33,7 | 17,9 - 24,1 | 3,5 - 5,7 | 1,4 - 3,5 | | | | |
| Vo 11 | D1,,Lg | | 26,6 | 6,7 | 9,7 | 20,5 | 19,8 | 13,2 | 2,8 | 0,7 | | | | |
| Vo 15 | D1,,Lg | 7,5 | 21,1 | 6,2 | 8,6 | 12,5 | 23,7 | 19,3 | 5,6 | 2,9 | | | | |
| Vo 16 - 18 | D1,,Lg | 1,7 - 3,0 | 2,4 - 14,7 | 0,9 - 3,7 | 0,8 - 4,4 | 3,1 - 7,9 | 39,9 - 60,6 | 11,5 - 27,1 | 1,6 - 9,4 | 0,9 - 5,7 | | | | |
| Vo 20 - 25 | D1,,Lg | 3,2 - 6,8 | 13,8 - 20,8 | 4,2 - 6,1 | 5,2 - 10,2 | 12,3 - 19,2 | 25,3 - 33,1 | 16,4 - 24,0 | 3,7 - 5,1 | 1,0 - 2,0 | | | | |
| Wa 1, 3 | e(2),,Sg | 1,3 | | 1,4 - 1,7 | | 2,3 - 2,8 | 75,5 - 79,6 | 13,6 - 15,3 | 2,3 - 3,2 | 0,9 - 1,7 | | | | |
| Wa 2, 4, 8 | e(2),,Sg | 1,3 - 1,5 | | 8,9 - 14,0 | | 2,5 - 2,9 | 67,2 - 68,3 | 11,6 - 16,4 | 2,9 - 3,6 | 0,6 - 1,1 | | | | |
| Wa 5 - 7, 9 | e(2),,Sg | 1,2 - 1,3 | | 2,1 - 9,5 | | 1,6 - 2,5 | 73,4 - 80,6 | 12,7 - 16,2 | 0,8 - 3,9 | 0,2 - 0,7 | | | | |
| Wa 10 | e(2),,Sg | 1,2 | | 1,9 | | 1,2 | 87,7 | 9,0 | 0,2 | 0,0 | | | | |
| Wa 11 | e,,gf | 1,4 | | 1,4 | | 0,6 | 37,6 | 53,9 | 6,3 | 0,2 | | | | |
| He 1 - 8 | e(1),,Lg | 2,2 - 2,7 | 8,4 - 11,7 | 2,1 - 2,6 | 2,7 - 3,6 | 6,4 - 9,3 | 29,1 - 32,6 | 32,5 - 38,6 | 6,9 - 10,7 | 1,7 - 2,6 | | | | |
| He 9 | e(1),,Lg | 7,1 | 20,9 | 5,3 | 6,2 | 12,4 | 25,5 | 21,8 | 6,2 | 1,8 | | | | |
| He 10 | e(1),,Mg | 5,6 | 18,4 | 4,5 | 5,2 | 7,3 | 24,5 | 31,6 | 6,6 | 2,0 | | | | |
| He 11 - 15 | e(1),,Mg+Lg | 2,2 - 2,7 | 9,1 - 12,7 | 2,5 - 3,2 | 2,9 - 4,0 | 7,7 - 9,4 | 28,2 - 34,6 | 33,2 - 36,5 | 6,4 - 8,7 | 1,4 - 2,6 | | | | |
| Al 1, 4, 6 | e(2),,g - gf | 2,3 - 2,8 | 6,4 - 17,3 | 1,6 - 3,8 | 1,6 - 7,7 | 9,1 - 27,5 | 28,3 - 49,3 | 13,3 - 19,5 | 2,5 - 5,2 | 0,7 - 1,7 | | | | |
| Al 2, 3, 5, 7 | e(2),,gf | 1,5 - 1,7 | 2,6 - 12,4 | 0,9 - 1,4 | 0,8 - 2,3 | 8,9 - 17,3 | 59,0 - 76,7 | 7,9 - 11,2 | 0,7 - 3,5 | 0,4 - 1,7 | | | | |
| Al 8, 9 | e(2),,Sg | 1,5 - 1,6 | 3,2 | 0,3 - 0,4 | 0,8 - 1,0 | 5,6 - 5,8 | 59,6 - 61,6 | 25,0 - 27,0 | 2,7 - 3,0 | 0,5 - 0,6 | | | | |
| Al 10 - 12 | e(2),,Sg | 1,6 - 1,7 | 3,0 - 8,2 | 0,5 - 1,0 | 0,7 - 1,0 | 4,9 - 5,6 | 52,8 - 58,8 | 27,1 - 28,5 | 3,1 - 3,6 | 0,8 - 0,9 | | | | |
| Me 1, 2, 4 | e(1),,Lg | 2,4 - 2,9 | 11,4 - 14,3 | 1,9 - 2,3 | 4,1 - 4,6 | 10,2 - 11,6 | 34,4 - 38,3 | 25,2 - 27,3 | 5,9 - 6,2 | 1,5 - 2,1 | | | | |
| Me 3 | e(1),,gf | 1,5 | | 1,0 | | 3,8 | 61,3 | 28,2 | 5,6 | 0,0 | | | | |
| Me 5, 6 | e(1),,g+gf | 2,4 - 3,1 | 9,5 - 11,1 | 2,3 - 2,5 | 4,0 - 4,2 | 9,7 - 9,9 | 26,6 - 31,9 | 29,3 - 29,4 | 9,7 - 11,5 | 3,6 - 4,8 | | | | |
| Ki 1, 2, 4 | e(2),,Sg | 1,4 | | 0,7 - 6,2 | | 3,5 - 5,7 | 66,5 - 73,4 | 14,3 - 21,2 | 2,6 - 5,0 | 0,7 - 3,1 | | | | |
| Ki 3, 5 | e(2),,b | 1,4 | 7,8 - 8,1 | 0,3 - 0,7 | 0,9 - 1,3 | 4,5 - 4,7 | 80,0 - 80,7 | 4,5 - 5,0 | 0,7 - 0,8 | 0,0 - 0,1 | | | | |
| Ki 6, 7 | e(2),,g+gf | 1,5 - 1,6 | 6,9 - 9,2 | 0,8 - 1,1 | 0,8 - 1,4 | 3,4 - 5,1 | 60,8 - 75,7 | 6,8 - 22,9 | 1,1 - 2,7 | 0,3 - 1,1 | | | | |
| Ki 9 | e(2),,b | 1,4 | 8,5 | 1,3 | 1,3 | 5,9 | 80,9 | 2,1 | 0,2 | 0,0 | | | | |
| Ki 10 | e(2),,b | 1,4 | 9,5 | 1,6 | 1,4 | 5,6 | 79,3 | 2,5 | 0,1 | 0,0 | | | | |
| Ki 12 | D1(?),,Lg | 1,6 | | 0,3 | | 5,3 | 62,5 | 24,9 | 5,6 | 1,3 | | | | |
| Ki 13 | D1(?),,gf | 1,6 | 2,5 | 1,2 | 2,0 | 7,6 | 57,4 | 22,8 | 5,1 | 1,5 | | | | |
| Ki 14, 15 | D1(?),,g-gf | 1,9 - 2,4 | 11,0 - 15,3 | 2,6 - 2,8 | 2,8 - 3,1 | 7,1 - 8,1 | 45,1 - 47,8 | 21,6 - 22,1 | 3,2 - 4,0 | 0,9 - 2,5 | | | | |
| We 1 - 5, 10 | e(2),,Sg | 1,4 - 1,6 | | 0,7 - 16,0 | | 4,4 - 5,2 | 57,8 - 69,5 | 16,4 - 29,0 | 2,6 - 5,8 | 0,3 - 2,3 | | | | |
| We 6, 8, 9 | e(1),,Lg | 1,7 - 2,9 | 8,1 - 9,9 | 2,2 - 3,6 | 4,1 - 6,1 | 7,9 - 11,7 | 32,0 - 51,4 | 18,5 - 32,4 | 4,9 - 7,3 | 0,9 - 2,4 | | | | |
| We 7 | e(1),,Lg (Kluftfüllung) | 4,3 | 17,5 | 5,9 | 7,9 | 10,6 | 54,7 | 2,8 | 0,6 | 0,0 | | | | |

Tab. 5: Streubreiten der Kornverteilungen [%]



Taf. 16: Freibenbüttel: ge(1), Lg mit 30° NNW-einfallender, 30 cm breiter Scherzone bestehend aus zwei Schluff-Ton-Lagen und ca. 8 cm Mittelsand; (Die Spachtel zeigt die Richtung der Harnische auf der oberen Ton-Schluff-Lage an.)



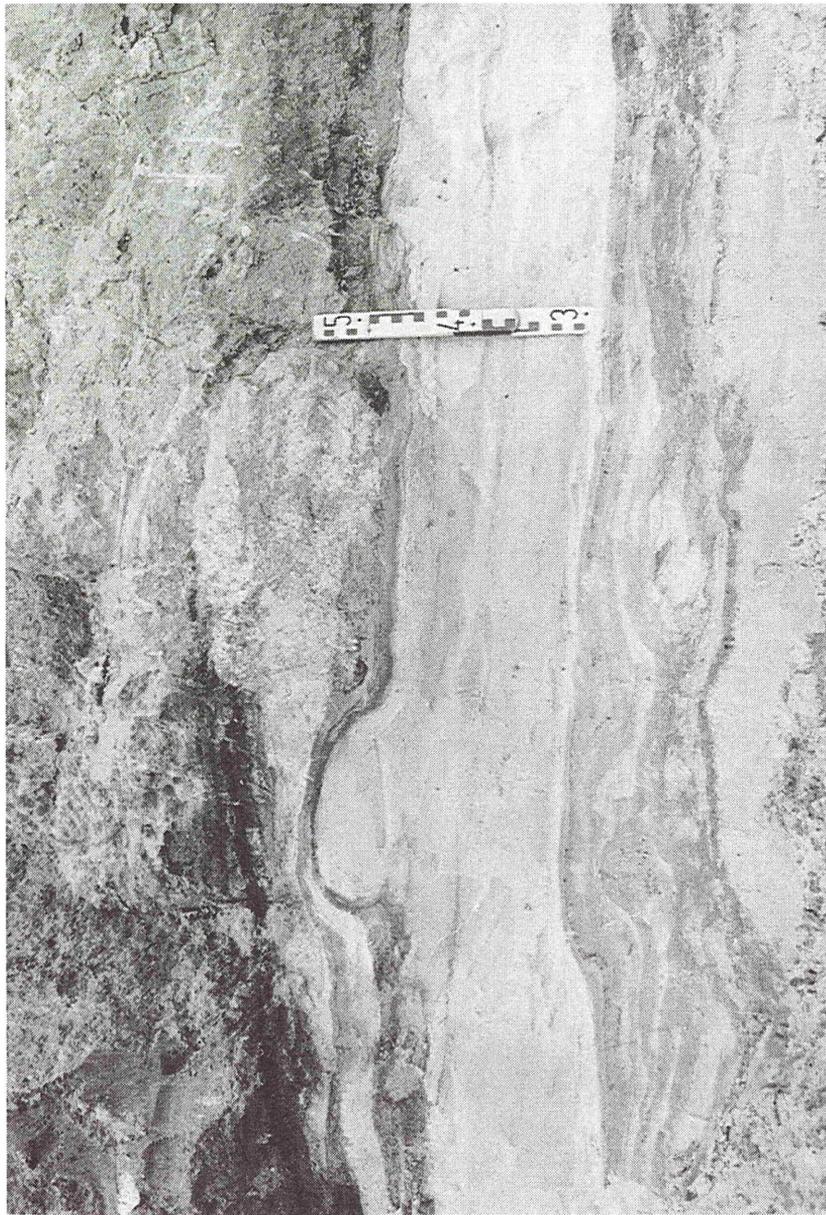
Taf. 17: Freißbüttel: qe(2), Sg mit Scherzone bestehend aus Fein- bis Mittelsand (hell) und Geschiebesand (dunkel); (Bewegungsrichtung nach links; Stab: 25 cm); vgl. Taf. 4 bei 5 m



Taf. 18: Freiflächenmittel: qe(2), Sg-Basis: vom Liegenden zum Hangenden: gestauchte Schmelzwassersande - Deformationstill - graue bindige Lage - Schermoräne (sensu GRUBE) mit undeutlichem Übergang zum Absetztil



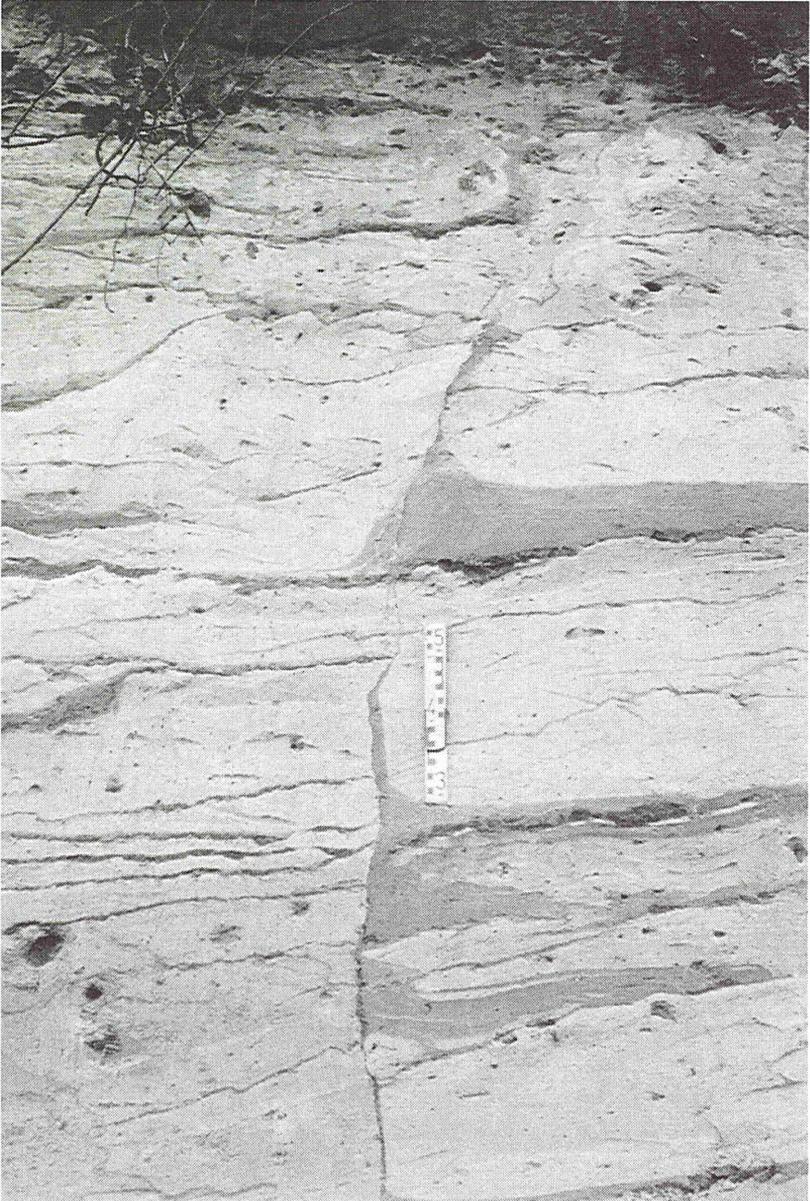
Taf. 19: Freibenbüttel: klüftiger $qe(2)$, ,Sg mit steiler bis vertikaler, unten abgebogener Streifung über 50 cm Schermoräne (sensu GRUBE), der grauen bindigen Lage (dunkles Band) und $qe(2)$, ,g+gf (Deformationstill; ganz unten); vgl. Taf. 3 bei 25 m



Taf. 20: Freibenbüttel: qD1,,Lg-Basis mit Liegendensand-Aufpressung im Luv eines Geschiebes;
vgl. Taf. 5 bei 7 m



Taf. 21: Vollersode: keilförmige Steinpackung (qD1-
Moränenrelikt in gestauchter Lagerung) unter
qD2(?), ,Lg; vgl. Abb. 12 bei 125 m



Taf. 22: Wallhöfen: geschichteter $qe(2)$, „Sg
(Ausschmelztil) mit "Pseudoverwerfungen"



Taf. 23: Wallhöfen: geschichteter $qe(2)$, Sg (Ausschmelztil) mit "drape structures"; vgl. Abb. 14 bei II m



Taf. 24: Heefel: glazitektonisch gestauchte hosteinzeitliche Feinsande mit schluffigen Partien in qe(1), Lg; (Geschiebelehm: links, oben rechts, rechts des Spatens; Schuttfuß: unterhalb des Spatens); vgl. Abb. 15 bei 6 m



Taf. 25: Heeßel: glazitektonisch gestauchte holsteinzeitliche Feinsande mit (dunkleren) schluffigen Partien in qe(1),lg; vgl. Abb. 15 bei 11 m



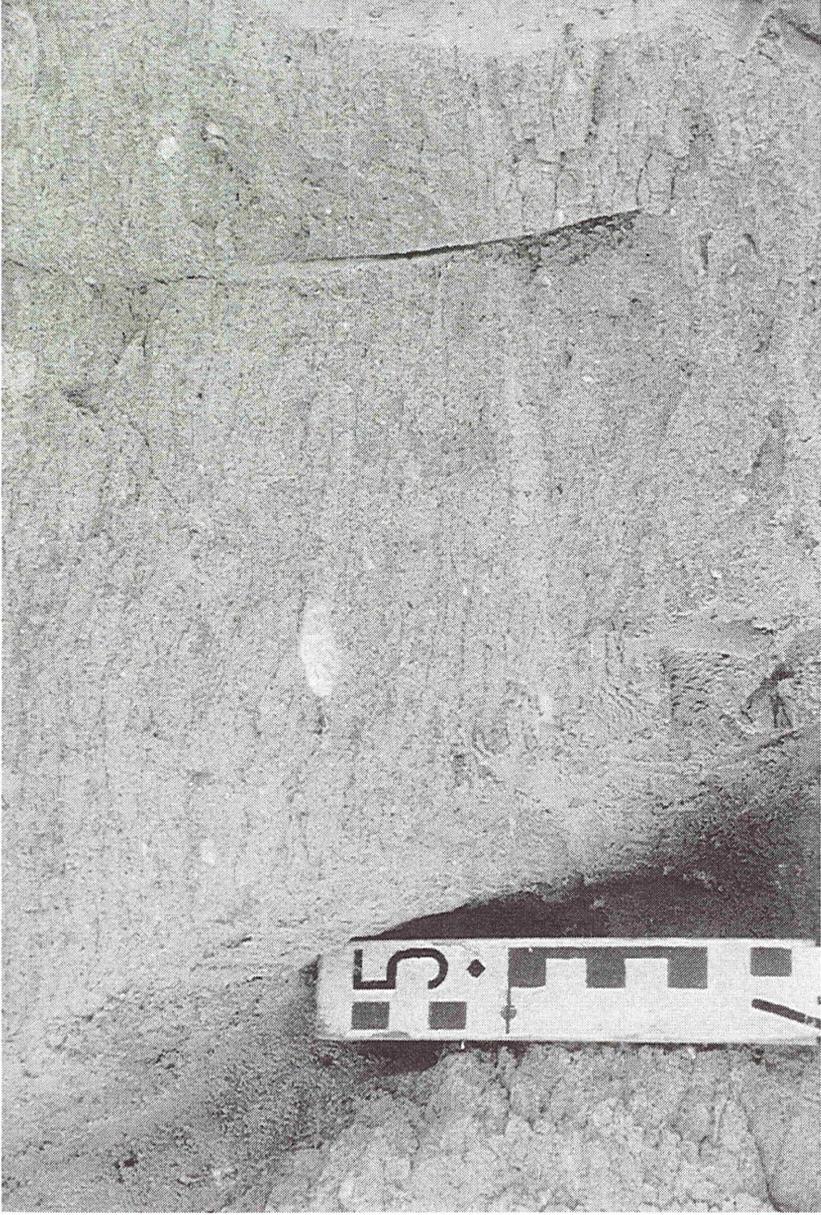
Taf. 26: Heeßel: glazitektonisch zerscherter und zerspülter ge(1), Mg, oben lagenweise eozäner (?) Ton (dunkel); vgl. Taf. 11 bei 10 m



Taf. 27: Alstedt: unten (dunkel): kompaktierter, stark brauneisenhaltiger, tonig-schluffiger Feinsand mit blättriger bis dünplattiger Textur; Mitte: beckenwärts gerichtete Fließfaltung in $q_{e, gf}$; oben: $q_{e, gf}$ (Fließstill); Taf. 12 bei 4 m



Taf. 28: Albstedt: vom Liegenden zum Hangenden: lagenweise angereicherte Kiese und Steine in schlecht sortierten Mittelsanden (= Äquivalent des Fließtills am Beckenrand) - qe(2),,gf (kiesige Mittel- und Grobsande) - qe(2),,gf (Fein- und Mittelsande mit kiesigen Lagen) - qe(2),,Sg (Absetztill); vgl. Taf. 12 bei 55 m



Taf. 29: Meyenburg: qe(1), Lg (Absetztill) mit blättriger Textur infolge des "schichtweise differenzierten plastischen Fließens" (LAWRUSCHIN) des Gletschereises



Taf. 30: Meyenburg: qe(1), Lg (Absetztill) über qe(1), gf; dazwischen (rechte Bildhälfte): qe(1), ,g+gf (Deformationstill); vgl. Taf. 13 bei 13 m



Taf. 31: Kirchlinteln: qe(2), Sg (Absetzteil) über qe(2), g+gf (Deformationstill) (in Höhe des 25 cm-Stabes) und elsterzeitlichen Feinsanden; vgl. Taf. 14 bei 36 m

23. Aug. 94

gehört zu: RA 356 (34)

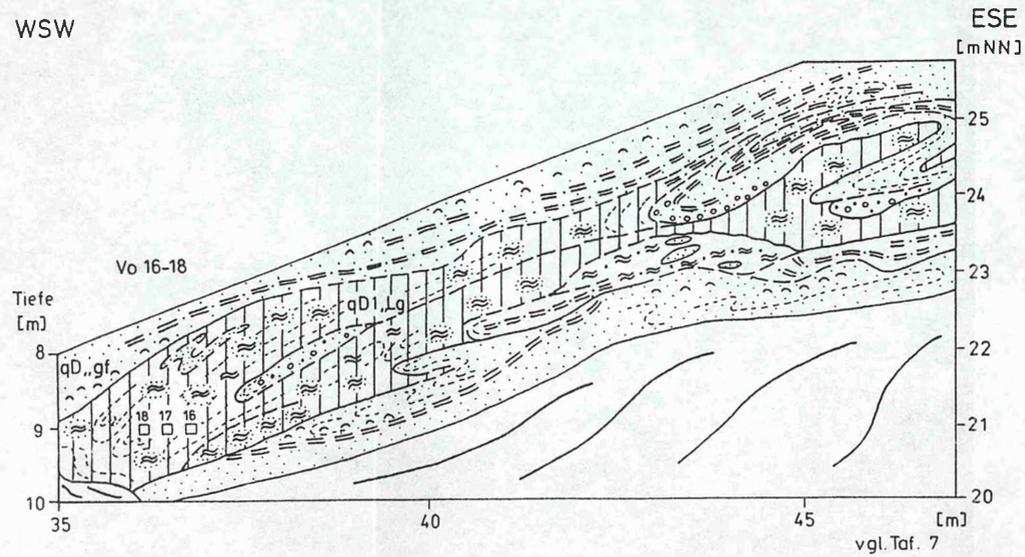


Abb. 11: Vollersode: Stoßaufnahme - qD1,,Lg-Schuppe mit Fließtexturen; (Detail aus Taf. 7)

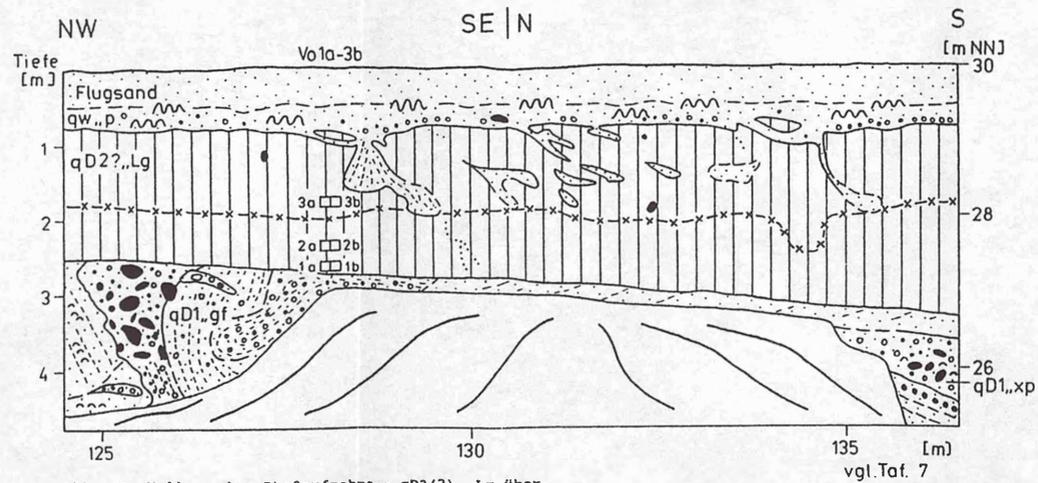


Abb. 12: Vollersode: Stoßaufnahme - qD2(?),,Lg über gestauchten Schmelzwassersanden und qD1-Moränenrelikten (Steinpackung), oberer Moränenteil durch Kryoturbaation und Hangkriechen überprägt; (Detail aus Taf. 7)

WANSA, St. (1994); Mitt. geol. Inst., Univ. Hannover, 34, Hannover.

gehört zu: RA 356 (34)

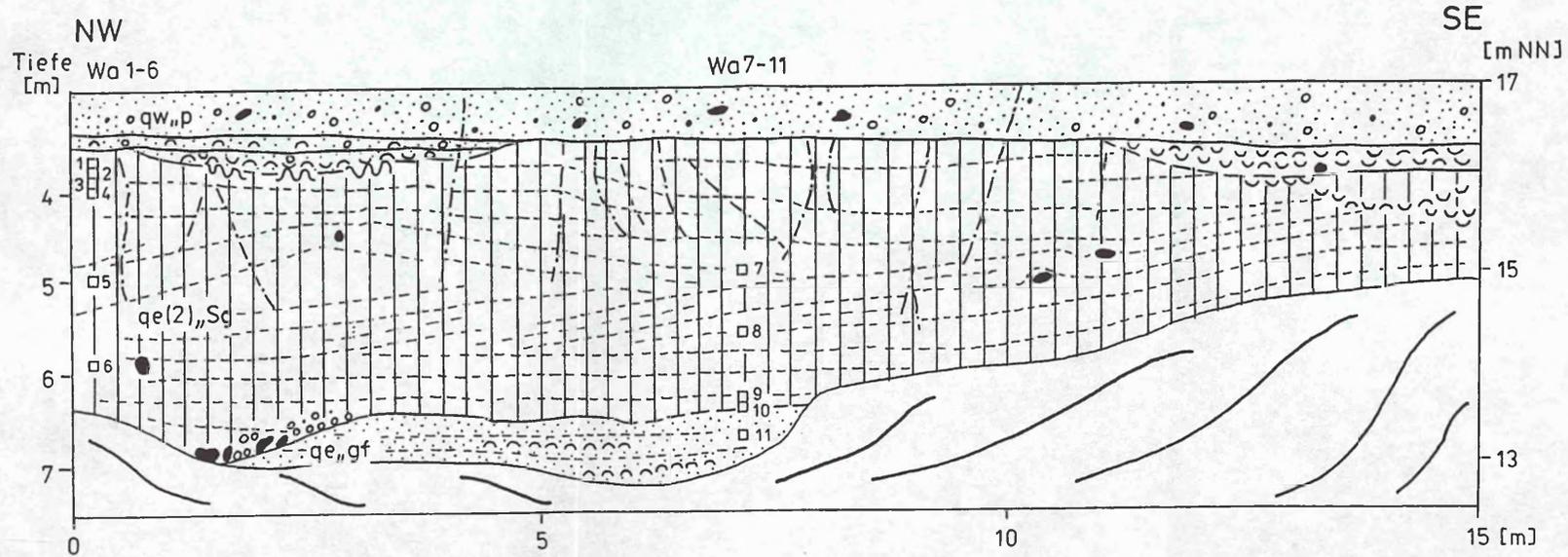
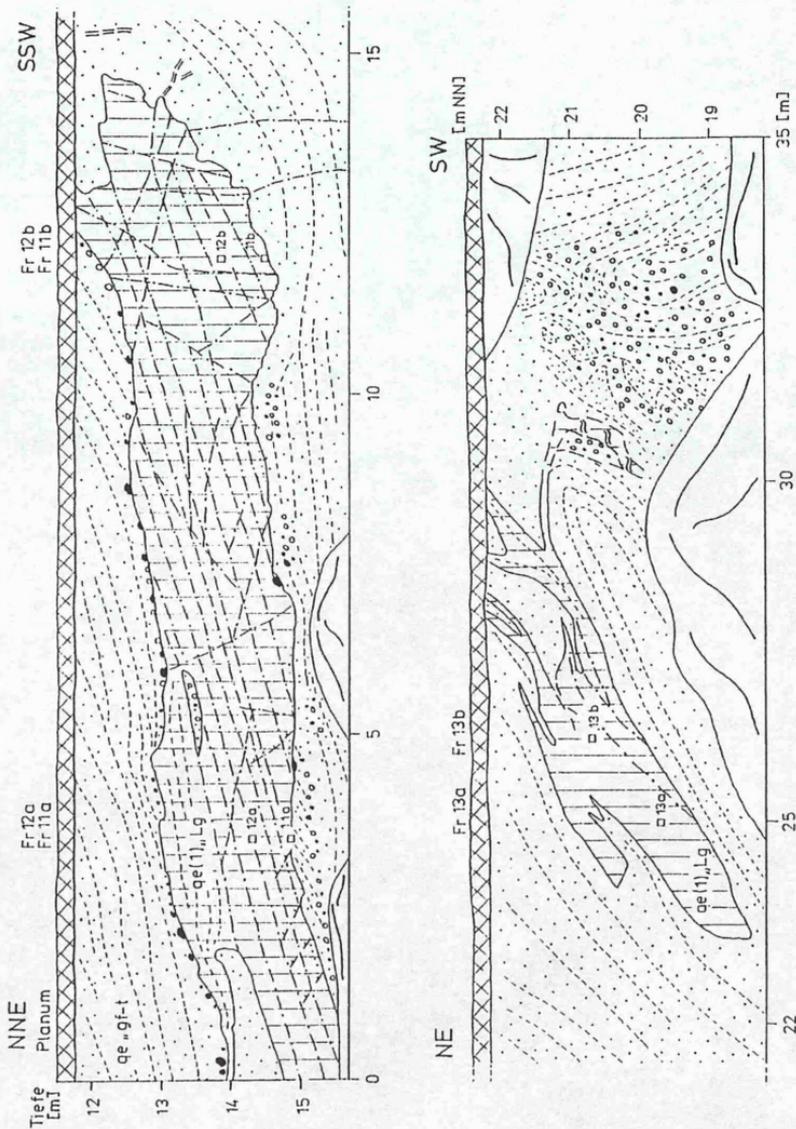


Abb. 14: Wallhöfen: Stoßaufnahme - qe(2),,Sg am E-Stoß
unmittelbar S einer toteisbedingten Beckenstruktur;
(Die Schichtung ist schematisch dargestellt.)

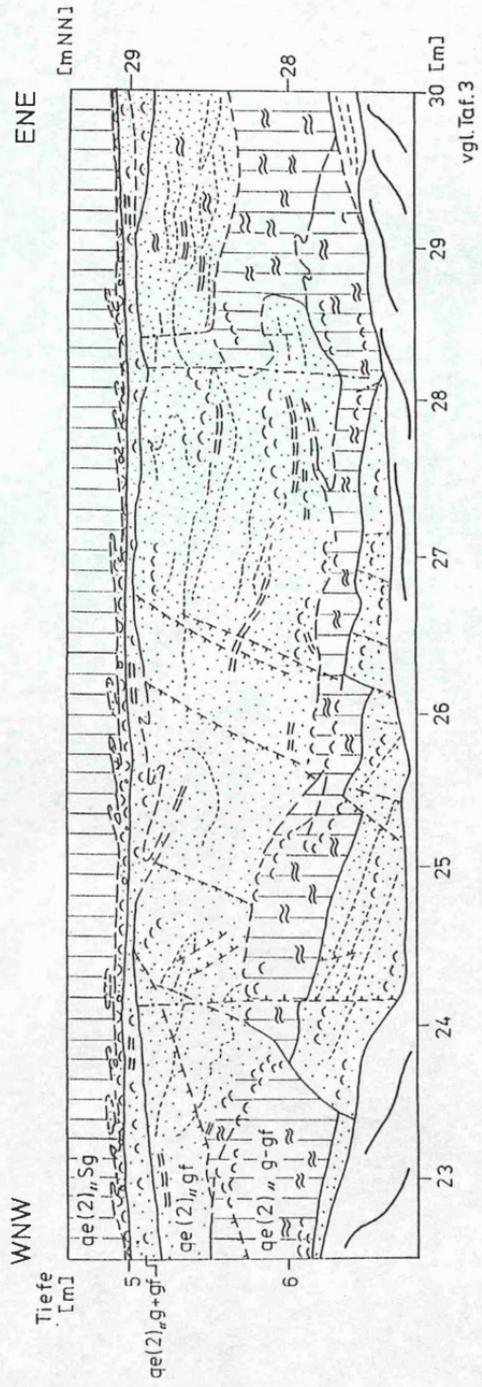
WANSA, St. (1994): Mitt.
geol. Inst. Univ. Hanno-
ver, 24, Hannover.

gehört zu: RA 356 (34)



Taf. 1 Freisenbüttele: Stoßaufnahme - Während der jüngeren Elster-Vereisung glazitektonisch gebildete qe(1)_{Lg}-Schuppen
 WANSKA, St. (1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34: Hannover.

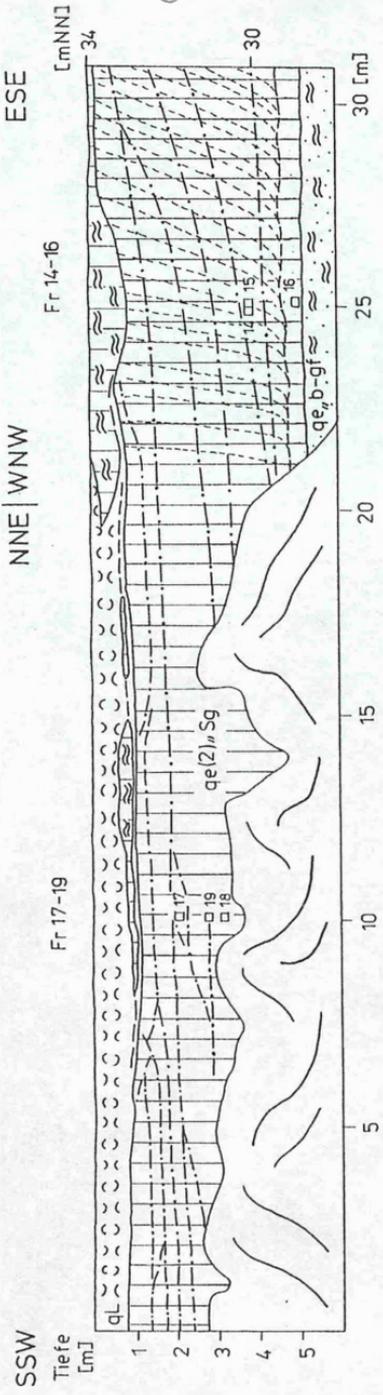
gehört zu: RA 356 (34)



Taf. 2 Freisenbüttel: Stoßaufnahme - Fließstill (qe(2)_{g-gf}) und Deformationstill (qe(2)_g+gf) unter Absetzstill (qe(2)_g)

WANSA, St. (1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 24; Hannover.

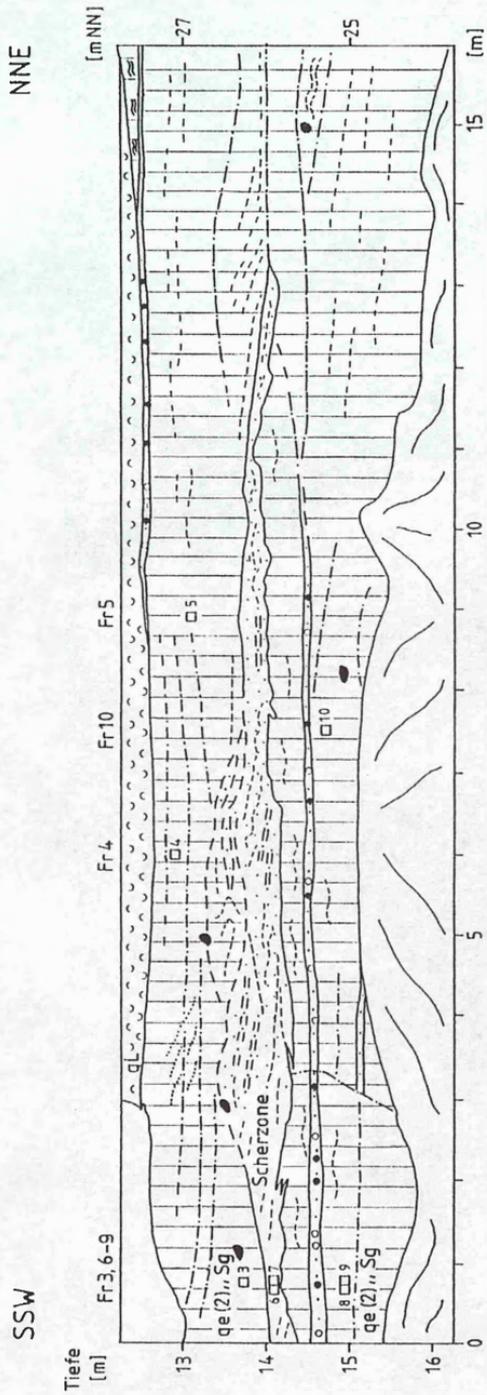
gehört zu: RA 356(34)



Taf. 3 Freibenbüttel: Stoßaufnahme - qe(2) Sg mit steilen Streifen und Lagerklüften

WANSKA, St. (1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34: Hannover.

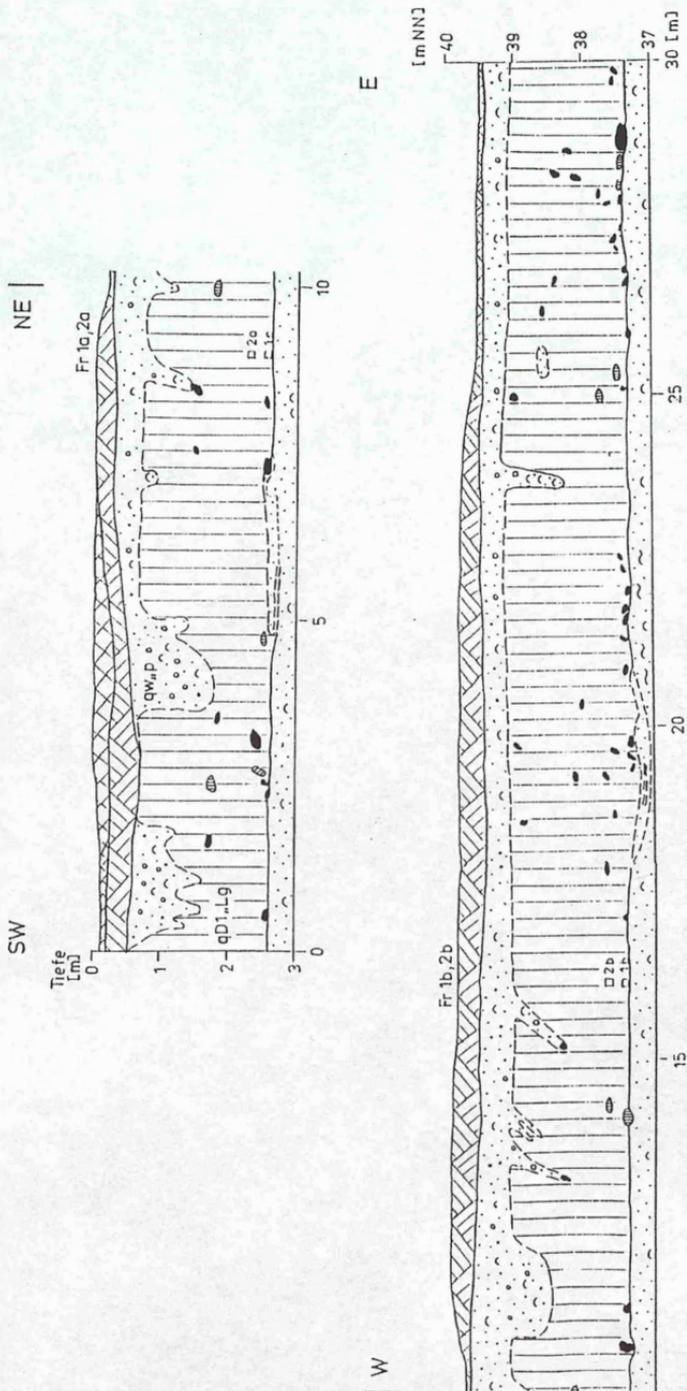
gehört zu: PA 356 (34)



Taf. 4 Freißenbüttel: Stoßaufnahme - qe(2), Sg mit glazidynamischen Scherstrukturen unter qL (Lauenburger Ton)

WANSKA, St. (1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34: Hannover.

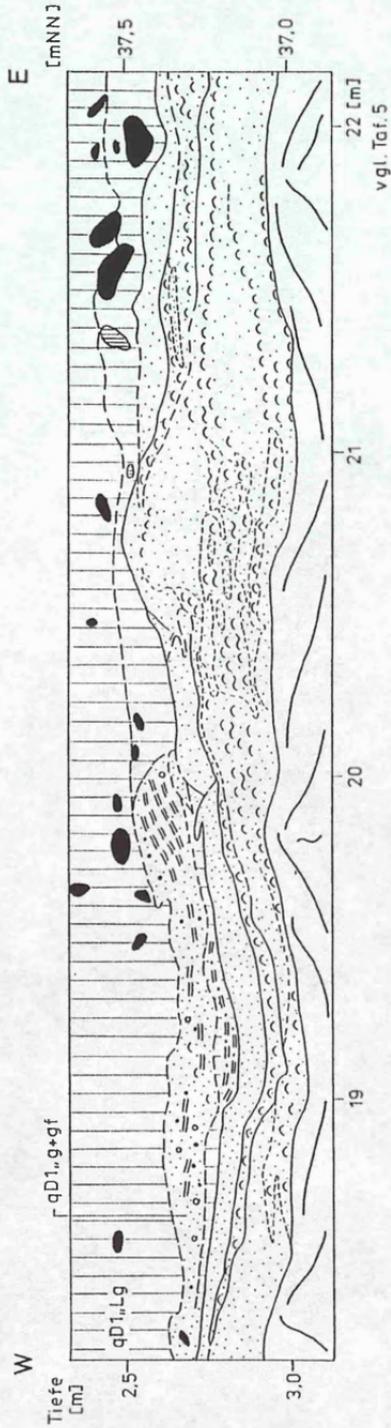
gehört zu: PA 356 (34)



Taf. 5 Freisenbüttel: Stoßaufnahme - qD1, Lg mit Kryoturbationsstrukturen

WANGS, St. (1994): Mitt. geol. Inst.
Univ., Hannover, 25; Hannover.

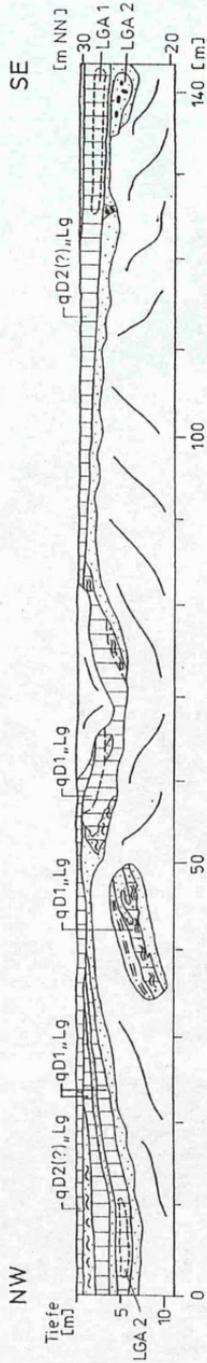
gehört zu: RA 356(34)



Taf. 6 Freisenbüttel: Stoßaufnahme - qD1.,Lg-Basis mit Deformationstill (qD1.,g + gf) und dachziegelartig gelagerten Geschieben

WANSA, St. (1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34: Hannover.

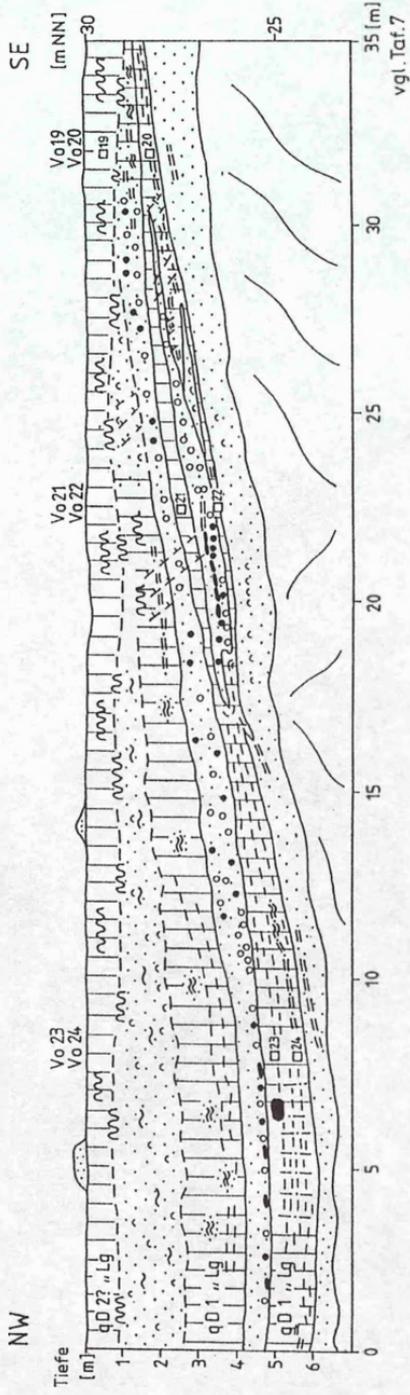
gehört zu: RA 356 (34)



Taf. 7 Vollersode: Stoßaufnahme - qD2(?) Lg diskordant über qD1 Lg-Schuppen (z.T. mit Fileßtexturen), qD1-Moränenrelikten (Steinpackungen) und Schmelzwassersanden (NE-Wand, Übersichtsdarstellung)

WANSKA, St. (1984): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34; Hannover.

gehört zu: PA 356 (34)

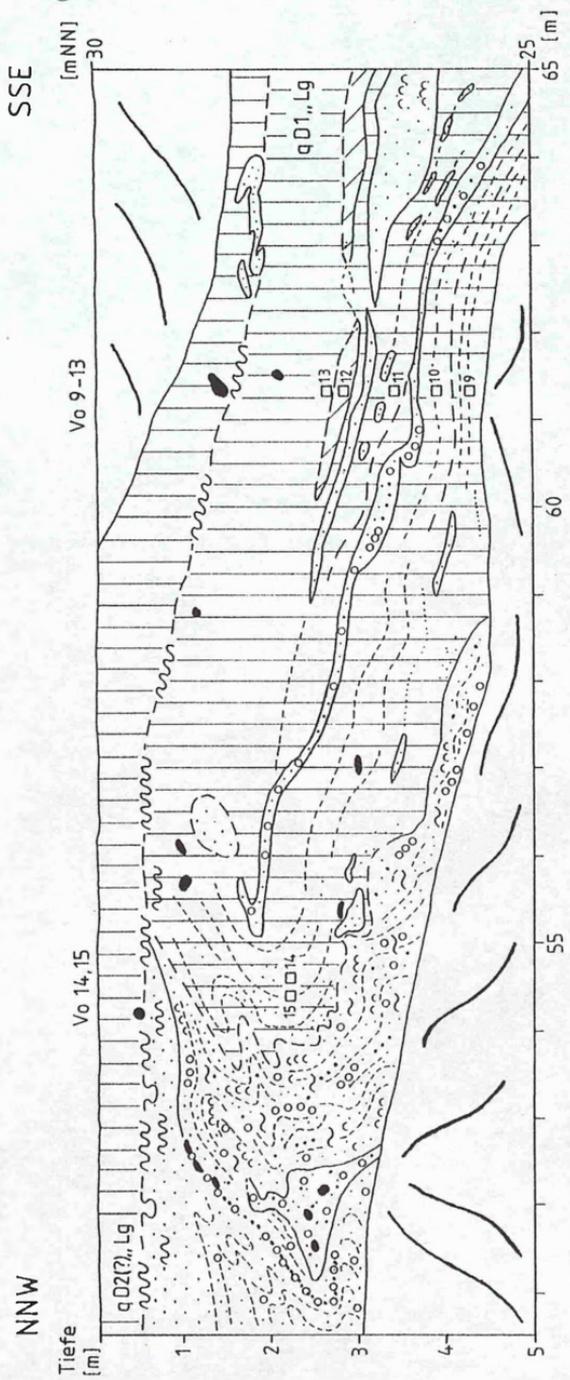


Taf. 8 Vollersode: Stoßaufnahme - Glazitektonisch zerscherter und geschuppter qD1,,Lg unter qD2(?),,Lg

WANSKA, St. (1994): Mitt. geol. Inst.
 Univ. Hannover, 34: Hannover.

vgl. Taf. 7

gehört zu: RA 356 (34)

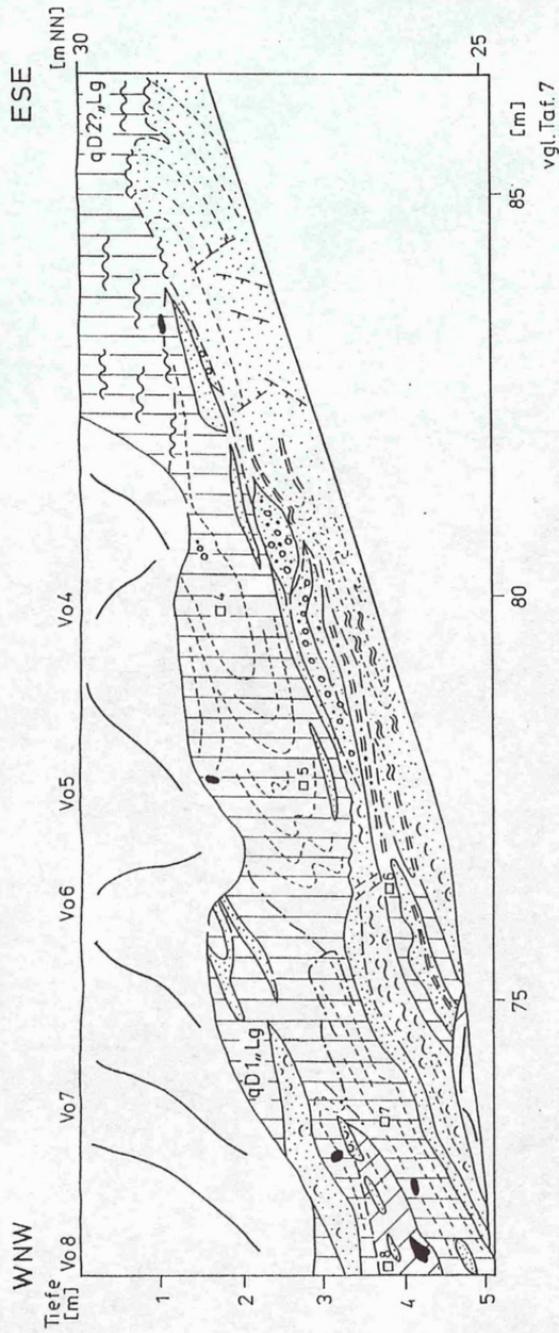


vgl. Taf. 7

Taf. 9 Vollersode: Stoßaufnahme - Glazitektonisch gebildete und deformierte qD1 „Lg.-Schuppe (Detail aus Taf. 7)

WANSKA, St., (1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34; Hannover.

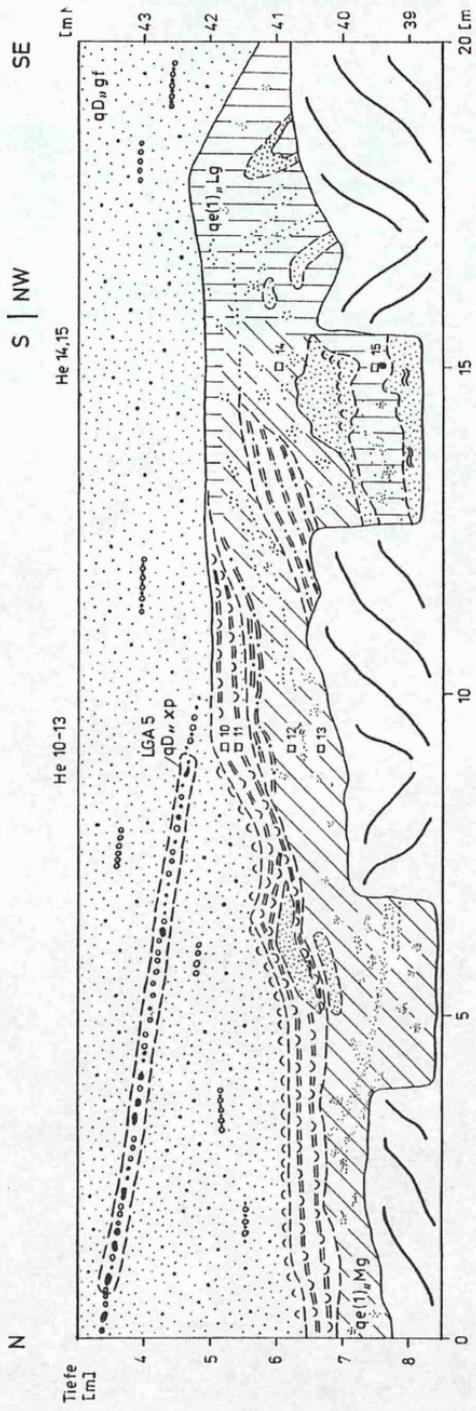
gehört zu: RA 356(34)



Taf. 10 Vollersode: Stoßaufnahme - Glazitektonisch gebildete und deformierte qD1,,Lg-Schuppe

WANSKA, St.(1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34; Hannover.

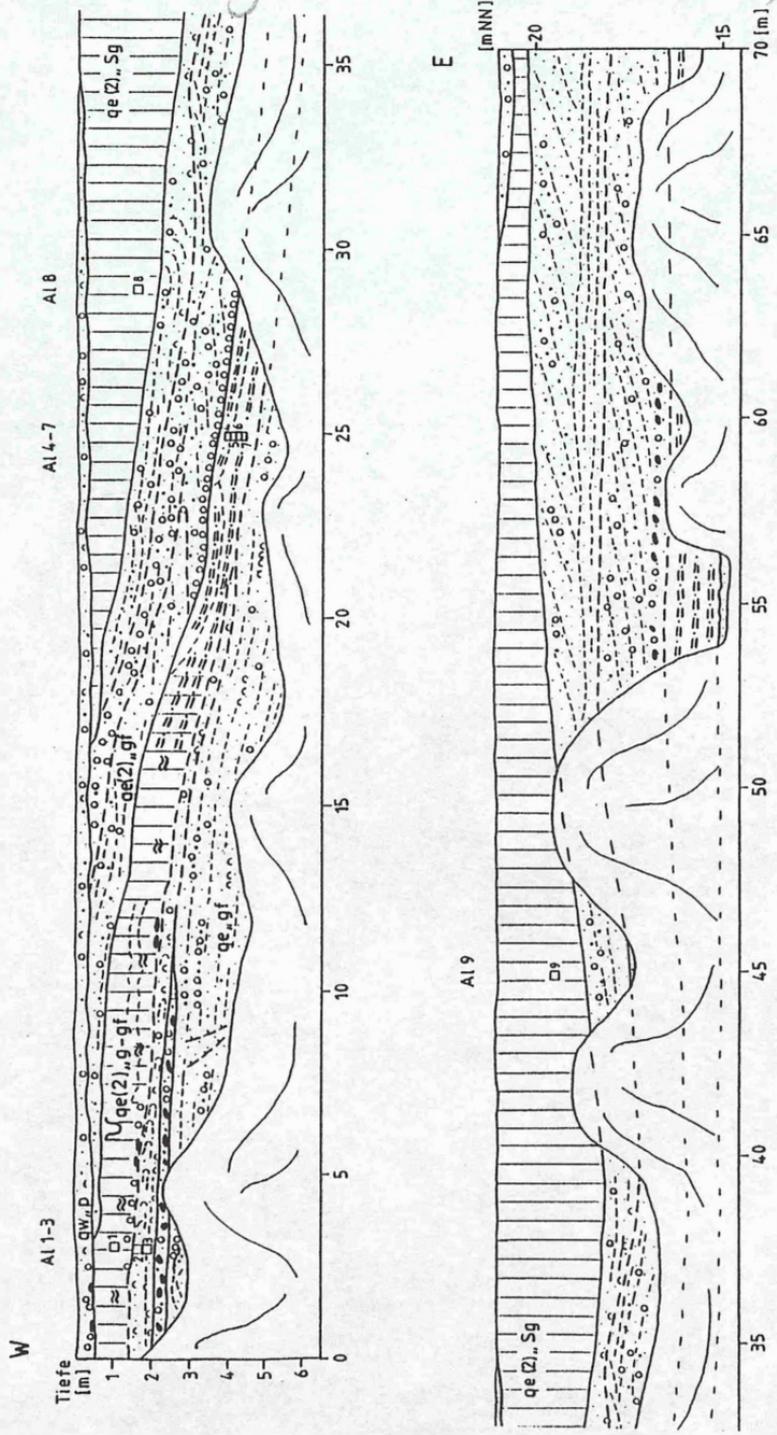
gehört zu: RA 356 (34)



faf. 11 Heeßel: Stoßaufnahme - Zerscherter qe(1), Lg + Mg mit eoziänem (?) Ton (links im oberen Moränenteil); (Probe LGA 6 entstammt dem qe(1), Lg + Mg zwischen 0 und 20 m)

MANSA, St. (1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34; Hannover.

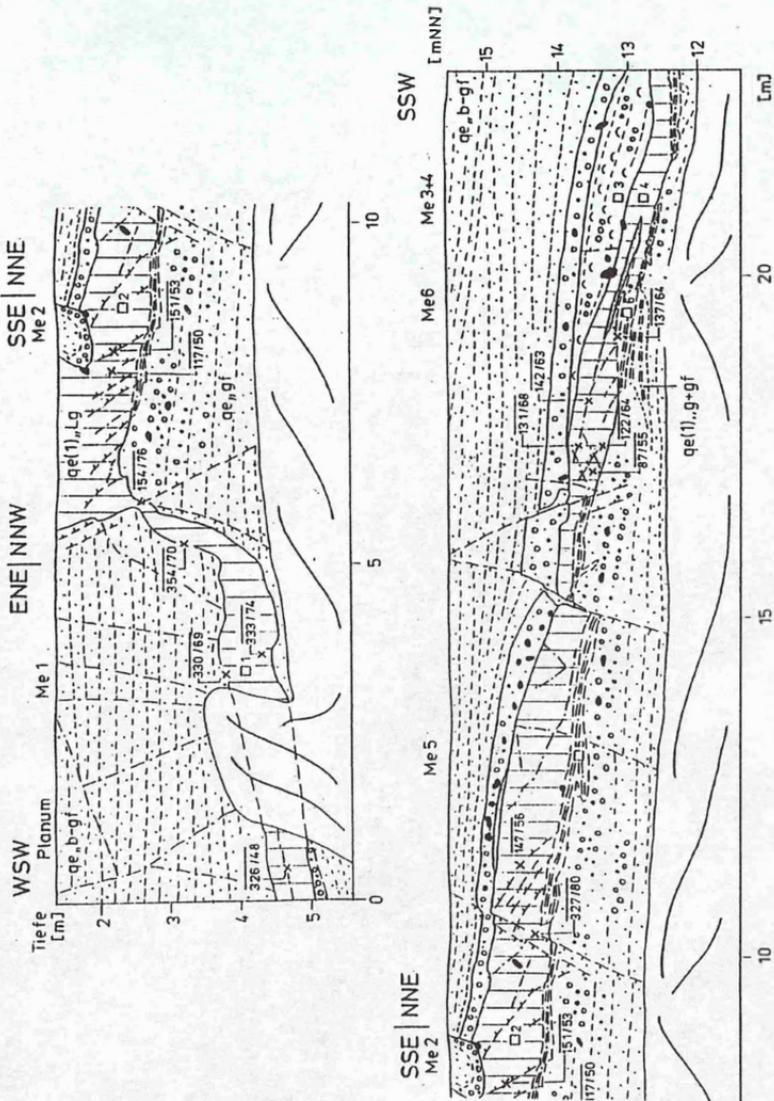
gehört zu PA 356 (34)



Taf. 12 Abtstedt: Stoßaufnahme - Flache Beckenstruktur mit eisterglazialer Füllung

WANSA, St. (1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34: Hannover.

gehört zu: RA 356(34)

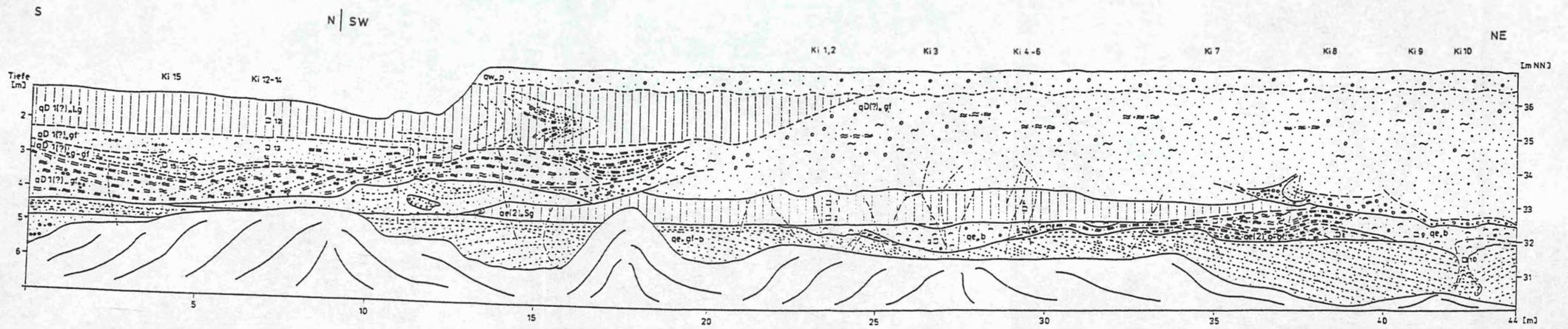


Taf. 13 Meyenburg:

Stoßaufnahme - qe(1)..'Lg und Schmelzwassersedimente mit Zerrungsstrukturen; zwischen 0 und 6 m: mit umgelagerter Moränenmaterial gefüllte Spalte

MANSF., St. (1994): Mitt. geol. Inst. Univ., Hannover, 34; Hannover.

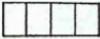
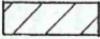
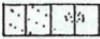
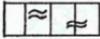
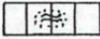
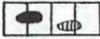
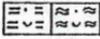
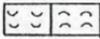
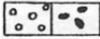
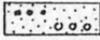
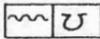
gehört zu: RA 356 (34)



Taf. 14 Kirchlinteln: Stoßaufnahme - Drenthestadiale (?) Ablagerungen über qe(2), Sg und Beckensanden

WANSA, St. (1994): Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, 34; Hannover.

gehört zu: PA 356 (34)

| | | | |
|--|--|---|--|
|  | Geschiebelehm / -sand, auch umgelagert |  | Schichtgrenzen deutlich / undeutlich-diffus |
|  | Geschiebemergel |  | Markante Klüfte / Verwerfungen |
|  | Geschiebelehm, schwarzgrau |  | Intergefüge, allgemein |
|  | Geschiebelehm / -sand mit Sandlagen / Sandnestern |  | Untergrenze kryoturbater Merkmale |
|  | Geschiebelehm / -sand mit Fließtexturen |  | Fallrichtung / Fallwinkel |
|  | Geschiebelehm / -sand mit konvoluten Sandeinlagerungen |  | Probenentnahmepunkt |
|  | Geschiebe: frisch / verwittert |  | Probenentnahmebereich für Leitgeschiebeanalysen |
|  | Wechsellagerung Geschiebelehm - Sand bzw. Ton eben bis wellig / konvolut | | |
|  | Ton / Schluff | qe (1) „Lg -Mg | Untere Elster - Moräne (Geschiebelehm - Geschiebe- mergel) |
|  | Fein - u. Mittelsand / Grobsand | qe (2) „Sg | Obere Elster - Moräne (Geschiebesand) |
|  | Kies / Steine | qL | Lauenburger Ton |
|  | Fein - u. Mittelsand mit Grobsand - u. Kieslagen | qD1 „Lg | Haupt - Drenthe - Moräne |
|  | Sand mit Geschiebelehmeintage- rungen: eben bis wellig / konvolut | qD2 „Lg | Jüngere Drenthe - Moräne |
|  | Sand mit Fließerden | qw „p | Geschiebedecksand, weichselzeitlich |
|  | Brodelboden / Taschenboden | „ xp | Steinpackung, Steinsohle |
|  | Auffüllung Humoser Horizont | „ gf | Glazifluviale Sedimente |
|  | Schutt | „ b | Beckensedimente |
| | | „ g-gf | Fließstill |
| | | „ g+gf | Deformationstill |

Alle Tiefenangaben beziehen sich auf die Geländeoberkante !

Taf. 15 Legende - Signaturen und Symbole

- Heft 18: MAUTHE, F.: Probleme und Risiken bei der geplanten Einlagerung radioaktiver Abfälle in einem NW-deutschen Salzstock.- 60 S., 5 Abb., 1979. DM 4,--
- Heft 19: JÄGER, M.: Die Crinoiden der nordwestdeutschen Unterkreide.- 136 S., 12 Abb., 1 Tab., 16 Taf., 1981. DM 20,--
- Heft 21: KÖTHE, A.: Kalkiges Nannoplankton aus dem Unter-Hauterivium d. Unter-Barreme der Tongrube Moorberg/Sarstedt (Unter-Kreide NW-Deutschland).- 95 S., 56 Abb., 7 Tab., 10 Taf., 1981. DM 14,--
- Heft 22: HÜSER, M.: Die Feldspatgehalte quartärzeitl. Sande Niedersachsens.- 81 S., 19 Abb., 6 Tab., 1 Taf., 1982. DM 7,--
- Heft 23: KREUSCH, J.: Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen an Dogger- und Malm-zeitl. Ablagerungen im Raum Wolfsburg (Ost-Niedersachsen.- MEYER, Th.: Schichtaufbau und Biostratigraphie der Cenoman-Turon-Vorkommen in der Hilsmulde bei Kaierde (Niedersächs. Bergland).- 91 S., 24 Abb., 3 Tab., 3 Taf. (in Tasche), 1983. DM 10,--
- Heft 25: CHITSAZIAN, A.: Beziehungen zwischen Mineralbestand, Gefüge und technologischen Eigenschaften niedersächs. Wealden - Sandsteine (Unterkreide).- 103 S., 12 Abb., 16 Tab., 3 Taf., 1985. DM 9,50
- Heft 26: BOMBIEN, H.: Geologisch-petrographische Untersuchungen zur quartären (früh-Saale-zeitlichen) Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland.- 131 S., 32 Abb., 4 Tab., 1987. DM 18,50
- Heft 27: SCHRÖDER, P.: Aufbau und Untergliederung des Niederterrassenkörpers der Untereibe.- 119 S., 55 Abb., 4 Tab., 1988. DM 10,--
- Heft 28: MEYER, H.-H.: Paläowind-Indikatoren.- Möglichkeiten, Grenzen und Probleme ihrer Anwendung am Beisp. des Weichselhochglazials in Europa.- 61 S., 2 Abb. 1989. DM 7,80
- Heft 29: LANGER, A.: Lithostratigraphische, technologische u. geochemische Untersuchungen im Muschelkalk des Osnabrücker Berglandes.- 114 S., 16 Abb., 22 Tab., 5 Taf., 1989. DM 17,50
- Heft 30: MEYER, Th.: Biostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Plänerkalkstein-Fazies des Cenomans von NW-Deutschland. - 114 S., 32 Abb., 3 Tab., 9 Taf., 1990. DM 19,50
- Heft 31: HAHLBECK, S.: Subaquatisch-gravitativ umgelagerte Sedimente des Devons und Karbons um Bad Lauterberg (SW-Harz).- 105 S., 38 Abb., 2 Tab., 5 Taf., 1990. DM 14,--
- Heft 32: HAAS, D.: Das Tertiär-Vorkommen von Dörentrup im Lippischen Bergland (Ostwestfalen).- 188 S., 38 Abb., 28 Tab., 27 Taf., 1991. DM 24,--
- Heft 33: KALTWANG, J.: Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. - 161 S., 7 Abb., 38 Tab., 49 Karten, 1992. DM 15,--

Die angegebenen Preise sind Selbstkostenpreise, daher Rabattgewährung nicht möglich.

Bezug über: Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Hannover
Callinstraße 30, D - 30167 Hannover