Ber. Naturhist. Ges.	119	7 - 47	Hannover 1975

Kreide und Quartär zwischen Misburg und Großburgwedel mit einer Geologischen Karte des Untergrundes von Hannover und östlicher Umgebung (Tertiär und Quartär abgedeckt)

von HEINZ JORDAN [+)] und KARL-HEINZ KUHN [++)]

mit Beiträgen von HORST BERTRAM [+)], KLAUS-DIETER MEYER [+)] und PETER ROHDE [+)]

Mit 4 Abbildungen
und 4 Tabellen

Z u s a m m e n f a s s u n g : Mit 75 maschinellen Kartierbohrungen und zahlreichen Handbohrungen wurde das Quartär zwischen Isernhagen, Misburg, Burgdorf und Großburgwedel bis hinab zur Kreideoberfläche durchteuft. Die mikropaläontologische Bearbeitung der Kreideproben ermöglicht zusammen mit bereits vorliegenden Datierungen eine detaillierte Darstellung der Kreide, insbesondere der einzelnen Abschnitte des breit ausstreichenden Alb. Die Vorstellung einer von Mellendorf her über Großburgwedel nach Burgdorf verlaufenden flachen Aufsattelung wird bestätigt. Das Ergebnis wird zusammen mit einer Darstellung des im SW angrenzenden Gebiets von Hannover, aktualisiert durch Neubearbeitung alter Proben und durch Auswertung neuer Bohrungen, in einer abgedeckten geologischen Karte im Maßstab 1 : 50 000 vorgelegt.

Das bis 60 m mächtige Quartär wurde in seiner gesamten Mächtigkeit untergliedert und sedimentpetrographisch bearbeitet. Elsterzeitlicher Geschiebemergel ist flächenhaft verbreitet; außer der "normalen" dunkelgrauen wird eine rote, ostbaltisch geprägte Fazies beschrieben. Beide unterscheiden sich petrographisch stark von der drenthestadialen Oberflächenmoräne.

[+)] H. BERTRAM, Dr. H. JORDAN, Dr. K.-D. MEYER, Dr. P. ROHDE, alle: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, 3 Hannover 51, Postfach 51 01 53

[++)] K.-H. KUHN, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität 23 Kiel, Olshausenstr. 40/60

Das Alter der Grundmoränen wird diskutiert. Drenthestadialer glazifluviatiler Kiessand, mit geringem, nach SE stark zunehmendem Anteil von einheimischem Material, macht die Hauptmasse der Quartärsedimente aus.

INHALT

1. Einführung (H. JORDAN)

2. Geologischer Überblick - Karte des Untergrundes von Hannover und Umgebung (H. JORDAN, K.-H. KUHN)

3. Kreide (K.-H. KUHN)

3.1. Übersicht
3.2. Schichtenfolge

3.2.1. Unter-Alb
3.2.2. Mittel-Alb
3.2.3. Ober-Alb
3.2.4. Cenoman bis Campan

3.3. Schichtlagerung

4. Quartär (H. JORDAN)

4.1. Alter der Sedimente
4.2. Schichtenfolge

4.2.1. Elster-Eiszeit
4.2.2. Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit
4.2.3. Weichsel-Eiszeit
4.2.4. Nacheiszeit

4.3. Lagerung der Sedimente

5. Literatur

1. EINFÜHRUNG (H. JORDAN)

Vom ebenen oder sanft gewellten norddeutschen Flachland herkommend erblickt man bei Hannover die ersten Vorposten des niedersächsischen Berglandes: den Kronsberg, Lindener Berg, Benther Berg und den Deister. Im Bergland stehen die mesozoischen Festgesteinsschichten, teilweise unter einer dünnen Quartärdecke, zu Tage an. Im Flachland sind sie unter mächtigen Lockersedimenten des Quartärs begraben.

Allerdings gibt es auch nördlich von Hannover noch Flächen mit an der Oberfläche anstehendem Festgestein, die sich aber morphologisch nicht mehr herausheben, wie bei Neustadt, Stöcken-Engelbostel und Isernhagen-Großburgwedel. Dazwischen liegen Gebiete mit einer bis 70 m mächtigen Quartärdecke. Diese Landschaft, flachwellig bis hügelig und weithin von Wäldern, Wiesen und Mooren eingenommen, erstreckt sich nach Norden bis zur Allerniederung und wird als Bergvorlandzone bezeichnet.

Ihren geologischen Aufbau zu kennen, wird besonders im Gebiet des Großraums Hannover immer wichtiger, weil die Anforderungen an den Untergrund ständig steigen - von der Sand- und Kiesgewinnung über die Wasserversorgung bis zu Fragen bei der Gründung großer Bauwerke und des Umweltschutzes. Deshalb hat das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLfB) in diesem Gebiet in den letzten Jahren eine Reihe von Blättern der Geologischen Karte 1 : 25 000 von Niedersachsen in 1. Auflage publiziert, nämlich: Hannover, Isernhagen, Mellendorf, Lehrte, Otternhagen und Schwarmstedt (DIETZ, 1959, 1973, LANG, 1962, 1967, 1973, GENIESER, HÖFLE & ROHDE, 1973).

Als nächstes wird 1975/76 das Blatt Großburgwedel erscheinen. Nach älteren Aufnahmen (BESCHOREN 1931, GROBA, 1960) wurde das Blatt 1974 von H. JORDAN revisionskartiert und das Quartär in seiner vollen Mächtigkeit bearbeitet. Dazu wurden östlich der Autobahn Hannover-Hamburg 55 maschinelle Bohrungen bis in das unterlagernde Festgestein niedergebracht. Die Bohrproben aus dem Festgestein, im wesentlichen Ton- und Mergelstein der Unterkreide, wurden von H. BERTRAM (NLfB), einige Mergelsteinproben

der Oberkreide von W. KOCH (BGR) mikropaläontologisch datiert.

Gleichzeitig hat K.-H. KUHN im Rahmen seiner Diplomarbeit die Kreide westlich der Autobahn, etwa bis Misburg im S und Bothfeld im W, bearbeitet. Da die Kreide-Schichten nur noch in wenigen Aufschlüssen bei Misburg und Altwarmbüchen der Beobachtung zugänglich sind, hat K.-H. KUHN in den Zwischengebieten 65 Bohrungen niedergebracht und die gewonnenen Proben mikropaläontologisch eingestuft. Zusätzlich standen ihm ca. 45 Kreide-Proben aus dem Raum Altwarmbüchen zur Verfügung, die H. BERTRAM schon früher datiert hatte.

Auch auf den Anschlußblättern von Großburgwedel wurde in letzter Zeit das Quartär durchteuft und die Kreide aufgeschlossen, z.B. am Mittellandkanal, beim Bau der U-Bahn Hannover (BERTRAM, KEMPER & ROHDE, 1971) und im Rahmen des Kiesprogrammes Leinetal (Bearbeiter: W. IRRLITZ, NLfB) südlich von Hannover-Döhren. Die Kreide-Proben wurden von H. BERTRAM und W. KOCH mikropaläontologisch datiert.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in der beiliegenden Karte des Untergrundes von Hannover und Umgebung zusammengestellt und werden im Überblick in Kap. 2 erläutert. In den Kap. 3 und 4 folgt die Beschreibung der Kreide und des Quartärs im eigentlichen Untersuchungsgebiet zwischen Misburg, Bothfeld, Burgdorf und Großburgwedel.

Die Verfasser sind den Gewerkschaften Brigitta und Elwerath, der Deutschen Erdöl AG, der Mobil Oil AG und der Preussag dankbar für die Genehmigung, die Datierungen der Kreide von einigen Bohrungen in die beiliegende geologische Karte übernehmen zu dürfen. Die Diplomarbeit von K.-H. KUHN wurde von Herrn Prof. Dr. G. LUTZE betreut und vom NLfB großzügig gefördert; Herrn Prof. Dr. R. VINKEN sei für die technische Unterstützung, den Herren H. BERTRAM, Dr. H. JORDAN, Dr. E. KEMPER und Dr. P. ROHDE für fachliche Diskussion und Überlassung von Probenmaterial gedankt. Von grundlegender Bedeutung für das Kap. Quartär sind zahlreiche mikropaläontologische und sedimentpetrographische Untersuchungen, die freundlicherweise von

Mitarbeitern des NLfB angefertigt wurden. Sie sind an Ort und Stelle genannt.

2. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK - KARTE DES UNTERGRUNDES VON HANNOVER UND UMGEBUNG (H. JORDAN, K.-H. KUHN)

Die beiliegende geologische Karte des Untergrundes von Hannover und Umgebung i.M. 1 : 50 000 umfaßt das eigentliche Untersuchungsgebiet zwischen Misburg und Großburgwedel sowie den Raum Hannover-Lehrte. Sie grenzt im W unmittelbar an die "Geologische Karte vom nördlichen Vorland des Deisters" i.M. 1 : 50 000 (ROHDE & BERTRAM, 1973). Die Teilgebiete 1) bis 5) der Karte (siehe Indexkärtchen in der Legende) wurden wie folgt geologisch bearbeitet:

1) Auf der Grundlage der Karten 1 : 200 000 von FORCHE (1949) und 1 : 25 000 von DIETZ (1959) nach alten und neueren mikropaläontologischen Einstufungen (Mobil Oil AG, NLfB) überarbeitet von P. ROHDE

2) Nach der Karte 1 : 20 000 von BERTRAM, KEMPER & ROHDE (1971), aufgrund neuer mikropaläontologischer Datierungen (NLfB) teilweise geändert von P. ROHDE

3) Nach Einstufungen von H. BERTRAM und K.-H. KUHN bearbeitet von K.-H. KUHN

4) Nach Datierungen von H. BERTRAM und W. KOCH sowie Bohrergebnissen der Gewerkschaften Brigitta und Elwerath und der Stahlwerke Peine Salzgitter AG bearbeitet von H. JORDAN

5) Nach der Karte 1 : 25 000 von DIETZ (1973) unter Berücksichtigung der Ergebnisse von ERNST (1968) zusammengestellt von K.-H. KUHN.

Die geologische Struktur des Gebietes, das die beiliegende Karte überdeckt, wird bestimmt von zwei SSW-NNE streichenden Salzpfeilern, dem Benther und dem Sarstedt-Lehrter Salzstock. An ihren Flanken sind die Gesteinsschichten der Trias und des

Jura aufgerichtet und zerstückelt. Mit zunehmender Entfernung vom Salzstock wird die Lagerung ruhiger. Zwischen den zwei Salzpfeilern liegt die Kronsberg-Mulde mit den Schichten der Unterkreide und tieferen Oberkreide (Cenoman und Turon). Die diskordant auflagernden Schichten der höheren Oberkreide blieben in der Pattenser Oberkreide-Mulde - am Südrand der Karte bei Arnum soeben noch erfaßt - und in der Lehrter Westmulde von der Erosion verschont. Die Schichtenfolge umfaßt Oberes Mittel-Santon, Unter-Campan und, diskordant darüber, Ober-Campan bis Maastricht.

Im NW des Kartenblattes liegt der Engelbosteler Sattel, dessen Scheitel mit (unter Quartär) ausstreichendem Unter-Hauterive und unterem Ober-Hauterive etwa am Westrand der Karte verläuft. Die relative flache Aufsattelung, in der Höhe von Herrenhausen auch Benther Sattel genannt, setzt den Benther Salzstock nach N fort.

NW von Schulenburg biegt der Sattel in WNW-Richtung um (FORCHE, 1949). Seine Ostflanke leitet zu dem ausgedehnten Albgebiet der Burgdorfer Scholle (ROLL, 1949, DIETZ, 1959) über. Das Alb taucht bei Burgdorf ganz flach nach E bzw. S unter die Oberkreideschichten ab, die von N, vom niedersächsischen Becken her, fingerförmig auf die Unterkreide der Burgdorfer Scholle übergreifen.

Im Zentrum der Karte liegt der Lindener Kreideeinbruch. Dieses markante Absenkungsgebiet wurde bereits von CREDNER (1864) beschrieben und seither mehrfach bearbeitet, zuletzt von BERTRAM, KEMPER & ROHDE (1971). Diese konnten durch Auswertung vieler neuer Aufschlüsse und Bohrungen - hier sind vor allem die U-Bahnbohrungen zu erwähnen - den Verlauf der Südrandstörung präzisieren. Die Lage der Nordrandstörung kann jetzt auf Grund neuer Aufschlüsse ebenfalls genauer angegeben werden.

Demnach existieren im Norden zwei große Abbruchflächen, die parallel zur Südverwerfung, etwas bogenförmig von NE- auf E-Richtung umbiegend, verlaufen. Die nördlichere, das Ergebnis einer Vorform des späteren Einbruchs, der in der höheren Ober-

Kreide erfolgt sein dürfte, verläuft etwa wie von DIETZ (1959) angegeben: vom HSV Bad Herrenhausen über TU-Fakultät Gartenbau, Hopfengarten, Landesbereitschaftspolizei, Wasserschutzpolizei List zur Sündernstraße, wo sie im Unter-Alb ausläuft.

Südlich von ihr liegen eingemuldet Schichten von Unter-Alb bis Ober-Alb. Diese Mulde, die sich bis ins obere Unter-Campan hielt, wird von einer zweiten Abbruchfläche gestört. Die Störung, deutlich jünger als die Nordstörung, streicht parallel zu dieser. Da sie an der Transgression Ober-Santon auf Ober-Alb am Moltkeplatz endet, kann man vermuten, daß der Einbruch hier vor dem Eindringen des Ober-Santon-Meeres erfolgte. Nach Osten verläuft die Störung über den Spannhagen-Garten, Klinger-Platz, NLfB, durch den Nordteil des Misburger Waldes zur Nordspitze des Sommersees im Altwarmbüchener Moor. Bei Buchholz versetzt sie eine Ober-Alb-Aufsattelung gegen tiefere Stufen der Unter-Kreide und läuft nach Osten im Ober-Alb aus.

Im Westteil des Lindener Kreideeinbruchs ist die in der älteren Nordrandstörung bereits angelegte Muldenstruktur der Unter-Kreide-Schichten erhalten. Sie werden vom Ober-Santon und Unter-Campan transgressiv überlagert. Der Lindener Kreideeinbruch, der die Kronsberg-Mulde und die Burgdorfer Scholle voneinander trennt, ist, soweit bekannt, die einzige Störungszone des Untersuchungsgebietes.

3. KREIDE (K.-H. KUHN)

3.1. Übersicht

Die Kreide steht im untersuchten Gebiet nur stellenweise zutage an: im Bereich des Isernhagen-Warmbüchener Kreideaufbruchs und östlich von Misburg (siehe Abb. 2). Im übrigen Gebiet bleibt der Geologe auf die petrographische und mikropaläontologische Auswertung von Bohrproben angewiesen. Mit mehr als 120 Bohrungen wurde das Quartär, das stellenweise 50 m Mächtigkeit erreicht, durchteuft und die anstehenden Schichten der

Kreide bearbeitet.

Im Ausstrichbereich des Unter-Alb nördlich von Altwarmbüchen konnten die unverwitterten Kreideschichten leicht erbohrt und somit relativ exakt kartiert werden. Östlich der Autobahn Hannover-Hamburg und im Südwesten des Blattes muß der Verlauf der Schichtgrenzen ungenauer bleiben, da die durchschnittliche Quartärbedeckung von 40 m nur ein weitmaschiges Bohrnetz zuließ. Die fast ausschließlich mit Schneckenbohrungen gewonnenen Proben sind mehr oder weniger stark durch Pleistozän-Material verunreinigt. Trotz dieser Tatsache war eine eindeutige Datierung fast immer möglich. Wo dies nicht der Fall war, wurde die Probe nicht zur Auswertung in der abgedeckten Karte herangezogen.

Folgende stratigraphische Einheiten wurden erfaßt: Unter-Alb, Mittel-Alb, Ober-Alb in drei Abschnitten, Unter- und Mittel-Cenoman, Ober-Cenoman, Unter-Turon, Ober-Santon, Unter-Campan, unteres und oberes Ober-Campan. Im Unter-Alb konnten drei Zonen unterschieden werden (Abb. 1).

Im Verbreitungsgebiet des Unter-Alb zwischen Altwarmbüchen und Isernhagen garantieren Eindringtiefen von 5 m in den Tonstein eine vollständige Erhaltung der spärlichen Kalkschalerfauna in dieser "Sandschalerfazies". Die mikropaläontologische Auswertung des Alb stützt sich im wesentlichen auf die Arbeiten von BERTRAM & KEMPER (1971), GRABERT (1959) und BARTENSTEIN & BETTENSTEDT (1962). Eine Überarbeitung der Unter-Alb-Gliederung führten KEMPER, BERTRAM & DEITERS (1975, dieser Band) durch. Da der Ausstrich des Ober-Alb auf Blatt Großburgwedel nur durch wenige Bohrungen abgedeckt ist, war hier eine gegliederte Darstellung, wie auf Blatt Hannover (BERTRAM, KEMPER & ROHDE, 1971), nicht vertretbar.

3.2. Schichtenfolge

3.2.1. Unter-Alb

Dominantes Schichtglied mit einer Bedeckung von fast drei Vier-

teln des Blattes Großburgwedel und eines Großteils des Blattes Isernhagen ist das Alb. Seine Mächtigkeit beträgt über 650 m.

Das Unter-Alb nimmt mit seinem Ausstrich den größten Teil des Gebietes zwischen Misburg und Großburgwedel ein. Seine Mächtigkeit beträgt 250-350 m. Es besteht aus schwarzgrauem bis bläulichem Tonstein mit zahlreichen Lagen von Toneisensteingeoden, Phosphoritknollen und Pyritfüllungen.

Da dieser Tonstein zwischen Altwarmbüchen und Isernhagen z.T. zutage, z.T. unter geringmächtiger Quartärbedeckung ansteht, entstanden hier mehrere Ziegeleibetriebe. Von dem auf Blatt Isernhagen, südlich Isernhagen K.B., blieben nur zwei wassergefüllte, randlich verwachsene Gruben. Die Tongrube der Ziegelei

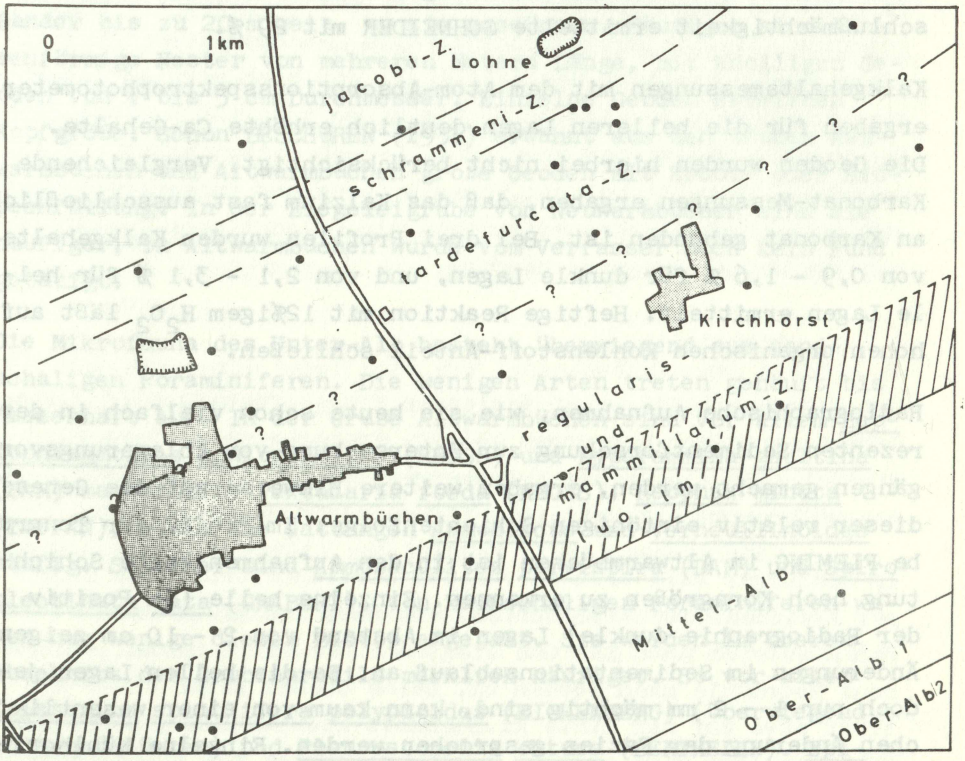


Abb. 1: Der Ausstrich der Alb-Zonen unter den quartären Deckschichten im Raum Altwarmbüchen

Lohne bei Altwarmbüchen ist nicht mehr im Abbau und ebenfalls wassererfüllt und verwachsen. Feinstratigraphische Aufnahme und horizontiertes Sammeln von Megafaunen sind heute nur noch in der Tongrube der Ziegelei FLEMING, nördlich von Altwarmbüchen, an der Straße nach Isernhagen K.B., möglich.

Hier sind ca. 20 m Tonsteine der Zone der Leymeriella tardefurcata (LEYMERIE) des Unter-Alb aufgeschlossen. Ständiger Abbau mit Eimerbagger schafft hier gute Aufschlußverhältnisse. Deutlich heben sich an den Abbauwänden hellere Lagen ab. Sie wurden bereits von SCHNEIDER (1963) beschrieben. Mit einer Mächtigkeit von 1,20 m (Ziegelei Lohne: 1,10 m) setzen sie sich deutlich von den erheblich dünneren Lagen anderer Aufschlüsse aus dem Raum Hannover-Braunschweig ab. Ihren Anteil an der Aufschlußmächtigkeit ermittelte SCHNEIDER mit 29 %.

Kalkgehaltsmessungen mit dem Atom-Absorptionsspektrophotometer ergaben für die helleren Lagen deutlich erhöhte Ca-Gehalte. Die Geoden wurden hierbei nicht berücksichtigt. Vergleichende Karbonat-Messungen ergaben, daß das Kalzium fast ausschließlich an Karbonat gebunden ist. Bei drei Profilen wurden Kalkgehalte von 0,9 - 1,6 % für dunkle Lagen, und von 2,1 - 3,1 % für helle Lagen ermittelt. Heftige Reaktion mit 12%igem H_2O_2 läßt auf hohen organischen Kohlenstoff-Anteil schließen.

Radiographische Aufnahmen, wie sie heute schon vielfach in der rezenten Sedimentforschung zur Untersuchung von Ablagerungsvorgängen gemacht werden, ergaben weitere Hinweise auf die Genese dieser relativ eintönigen Schichtenfolge. Im Profil der Tongrube FLEMING in Altwarmbüchen ist in den Aufnahmen keine Schichtung nach Korngrößen zu erkennen. Einzelne helle (im Positiv der Radiographie dunkle) Lagen im Abstand von 2 - 10 cm zeigen Änderungen im Sedimentationsablauf an. Da die hellen Lagen jedoch nur 1 - 2 mm mächtig sind, kann kaum von einer wesentlichen Änderung der Fazies gesprochen werden. Einzelne Wühlhorizonte in den hellen Lagen, auf Grund der Pyritfüllungen gut zu erkennen, deuten auf eine vorübergehende Verbesserung der Lebensbedingungen hin. Pyrit ist allgemein häufig. Da er nicht an der Klüftung des Tonsteins orientiert ist, ist er als Pri-

märbildung aufzufassen. Er zeigt in deutlicher Übereinstimmung mit Aufnahmen von rezenten Ostseesedimenten feine, sphärolithische Ausbildung, die überwiegend vertikal orientiert ist. Ob es sich bei der Orientierung dieser wohl bakteriellen Umsetzung in reduzierendem Milieu um Ausfüllung von Gasaufstiegskanälen oder von Porenwasserbahnen handelt, ist auch rezent noch nicht geklärt.

In den Rückständen bleiben nur die massigeren Pyritfüllungen von Faunenkörpern oder Grabgängen erhalten. Sie variieren entsprechend in der Häufigkeit. Die Geodenlagen, die in unterschiedlicher Dichte und Mächtigkeit vorkommen, bestehen überwiegend aus Toneisenstein. Einzelne massive, stark geklüftete Toneisensteinbänkchen bis 10 cm Dicke ziehen sich als schmale Bänder bis zu 20 m weit, wo sie ausdünnen. Häufiger sind linsenförmige Nester von mehreren Metern Länge, mit knolligen Geoden von 1 bis 5 cm Durchmesser. Einzelne Geoden erreichen Kopfgröße. Schon BESCHOREN (1931) erwähnt aus den Gruben Neuwarmbüchen und Altwarmbüchen große Geoden mit Erdöl- oder Erdpechfüllung. In der Ziegeleigrube von Neuwarmbüchen sind sie häufiger, in Altwarmbüchen wurde vom Verfasser noch kein Fund getätigt.

Die Mikrofauna des Unter-Alb besteht überwiegend aus sandschaligen Foraminiferen. Die wenigen Arten treten gehäuft bis massenhaft auf. In der Grube Altwarmbüchen sind vor allem Haplophragmoides nonioninoides (REUSS) und Hyperammina gaultina (DAM) massenhaft, Textularia foeda (REUSS), Reophax minuta (TAPPAN), sowie die Gattungen Ammodiscus und Verneuilinoides häufig. Seltener sind Ammobaculites parvispira (DAM) und Spiroplectinata lata (GRABERT). Von kalkschaligen Foraminiferen waren nur wenige diesem Biotop angepaßt. Sie werden im oberen Abschnitt des Grubenprofils merklich häufiger. So vor allem Epistomina spinulifera polypioides (EICHENBERG) (überwiegend in Bruchstücken) und Pleurostomella obtusa (BERTHELIN). Epistomina chapmani (DAM) wird bereits seltener. Die Megafauna wird von KEMPER (1975, dieser Band) beschrieben. Ergänzende Hinweise - besonders auf Ostracoden - bringen KEMPER, BERTRAM

& DEITERS (1975, dieser Band).

Petrographie und Mikrofauna geben so das Bild eines ruhigen, wohl abgeschlossenen Meeres mit einer Wassertiefe um 100 m, an dessen sauerstoffarmes Bodenmilieu nur wenige Sandschalerarten und noch weniger kalkschalige Foraminiferen angepaßt waren. Episodisch verbesserten sich die Lebensbedingungen vorübergehend, möglicherweise durch Einstrom sauerstoffreicheren Wassers und/oder Erwärmung.

Weitere Informationen könnte hier eine quantitative Faunenanalyse bringen, wie sie LUTZE (1968) für das Apt bei Sarstedt durchgeführt hat.

Im höchsten Abschnitt des Unter-Alb, der regularis- & mammillatum-Zone, die bei der Autobahnabfahrt Hannover-Kirchhorst erbohrt wurde, erreicht der Kalkgehalt des hier angetroffenen Mergeltonsteins bereits 20 %. Die Mikrofauna ist reichhaltiger. Sandschaler überwiegen zwar noch, jedoch weisen steigende Artenzahlen an kalkschaligen Foraminiferen und Inoceramenprismen auf verbesserte Lebensbedingungen hin. Planktische Foraminiferen (Hedbergellen) sind häufig.

3.2.2. Mittel-Alb

Das Mittel-Alb ist wegen fehlender Tagesaufschlüsse in diesem Gebiet nur durch Bohrungen belegt. Es hat eine größere Ausstrichbreite als in der Kronsberg-Mulde und ist offensichtlich in größerer Mächtigkeit (bis 170 m) als dort entwickelt.

Im Misburger Wald wird es von der Nordrandstörung des Lindener Kreideeinbruchs verworfen. Von hier aus zieht es mit breitem Ausstrich nach ENE und biegt auf der Linie Heeßel - Wirtshaus Moormühle nach Norden um. Seine Grenze gegen Unter-Alb liegt etwa auf der Linie Kl.Buchholz-Moormühle-Engensen. Bei Schillerslage wird es nach Norden teilweise vom transgredierenden unteren Ober-Campan überdeckt.

Petrographisch schon kontrastieren die hellgrauen bis bunten Tonmergel mit einem Kalkgehalt von 25 - 30 % gegen den schwarz-

grauen Ton des Unter-Alb. Pyrit fehlt in den Rückständen, Bruchstücke von Toneisenstein-Geoden werden selten. Einige Proben sind schwach glaukonitisch.

Die Mikrofauna ist außerordentlich reichhaltig. Sie besteht vorwiegend aus benthischen Kalkschalern. Sandschalige Formen treten zurück, so vor allem Haplophragmoides nonioninoides (REUSS). Hyperammina gaultina (DAM) bleibt noch bis ins höhere Ober-Alb häufig. Textularia foeda (REUSS) wurde in vereinzelten Exemplaren in allen Mittel-Alb-Proben gefunden. Häufige Formen sind Spiroplectinata annectens (GRABERT), mit meist ausgeprägtem uniserialen Teil, Spiroplectinata complanata (GRABERT), Gavelinella intermedia (BERTHELIN) und Valvulineria gracillima (DAM).

Im höheren Mittel-Alb werden Inoceramenprismen häufiger. Im höchsten Mittel-Alb erreichen die stark zu Einzelprismen zerfallenen Schalen von Inoceramus concentricus (SOWERBY) 90 % Anteil am Gesamtrückstand. Eine stratigraphische Abgrenzung Mittel-Alb/Ober-Alb mit Hilfe von Inoceramenprismen, also "concentricus-Schichten" gegen "sulcatus-Schichten" ist allerdings nicht durchführbar, wie BERTRAM & KEMPER (1971) bereits feststellten.

Seit dem Unter-Alb haben sich die Lebensbedingungen ständig gebessert. Die Ausbildung dieses reichen, sessilen Benthos läßt auf warmes, verhältnismäßig flaches und gut durchlüftetes Wasser schließen. Die Ostracoden-Fauna, im Unter-Alb noch spärlich, wird im Mittel-Alb ebenfalls reicher. Sie wurde u.a. von BERTRAM & KEMPER (1971) und MERTENS (1956) beschrieben.

Die in unserem Gebiet gewonnenen Mikrofaunen sind durchweg sehr gut erhalten. Kalkschaler sind meist glasig durchsichtig.

3.2.3. Ober-Alb

Die Grenze gegen das konkordant folgende Ober-Alb ist im östlichen Teil des Blattes nicht genau belegt. Geringe Bohrdichte infolge der mächtigen Quartärbedeckung und Probleme bei

der stratigraphischen Einstufung sind die Ursache. Ebenfalls als Folge geringer Bohrdichte war es nicht zu vertreten, das Ober-Alb zwischen Misburg und Großburgwedel wie auf Blatt Hannover von BERTRAM & KEMPER (1971) in die drei Abschnitte Ober-Alb 1, 2 und 3 zu unterteilen.

Insgesamt hat es eine wesentlich geringere Ausstrichbreite als in der Kronsberg-Mulde. Bei einer Mächtigkeit von 180 - 250 m ist die Ursache hierfür das stärkere Einfallen sowie eine teilweise Überlagerung durch die Transgression des Ober-Santon im Südteil des Altwarmbüchener Moores, bzw. des unteren Ober-Campan bei Kolshorn. Bei Schillerslage wird das Ober-Alb völlig von unterem Ober-Campan überdeckt.

Das Ober-Alb 1 wurde mit einigen Bohrungen erreicht. Petrographisch unterscheiden sich diese grauen Tonmergel kaum von denen des höheren Mittel-Alb. Der Kalkgehalt lag in einer untersuchten Probe bei 26 %. In den Schlämmrückständen ist wenig Pyrit und Glaukonit. Inoceramenprismen sind unterschiedlich häufig.

Ober-Alb 2 wurde aufgrund der geringen Bohrdichte überhaupt nicht erfaßt. Entlang des Oberkreide-Ausstrichs von Misburg bis Heeßel wurde Ober-Alb 3 in zahlreichen Bohrungen angetroffen. Der Kalkgehalt dieser hellgrauen Mergel liegt deutlich höher als im Ober-Alb 1. Die Rückstände sind gekennzeichnet durch massenhaftes Auftreten von Radiolarien und Schalenbruchstücke von Aucellina gryphaeoides (SOWERBY).

Im Ober-Alb 3 liegen die einzigen Tagesaufschlüsse im gesamten Ober-Alb. Der Aufschluß am Südufer des Mittellandkanals bei km 170 ist schlecht zugänglich. Die Faunen sind, da das Material in der Uferabbruchzone ansteht, stark verwittert. Megafauna wurde nicht gefunden. An der Böschung des Nordufers des Misburger Hafens steht Ober-Alb 3 bis Cenoman unter dünner Bodenbildung gut zugänglich an. Auch bei diesen Oberflächenproben sind die Mikrofaunen sehr gut erhalten. Häufige Formen sind Dorothia gradata (BERTHELIN), Sigmoilina ? antiqua (FRANKE) und bereits Gavelinopsis cenomanica (BROTZEN). Die Abgrenzung gegen das Unter-Cenoman ist problematisch, da

die Fauna weitgehend gleich bleibt. Eine Abgrenzung mit Hilfe von Foraminiferen bedürfte eingehender Untersuchungen. In unserem Gebiet wurde die Abgrenzung durch das markante Aussetzen der Radiolarien im Unter-Cenoman erleichtert.

3.2.4. Cenoman bis Campan

Der Bereich der Ober-Kreide im Untersuchungsgebiet ist aufgrund der zahlreichen Aufschlüsse der Misburger Zementfabrik stratigraphisch und petrographisch intensiv bearbeitet (siehe auch diesen Band). Darum soll nur kurz auf die eigenen Beobachtungen eingegangen werden.

Das Cenoman ist nördlich von Misburg vollständig entwickelt. Konkordant lagern auf ihm Unter- und Mittel-Turon. Cenoman und Turon biegen aus ihrer nördlichen Streichrichtung am Kronsberg in der Höhe des Altwarmbüchener Moores in ein östliches Streichen um und werden dann transgressiv von Ober-Santon überlagert. Diese Transgression der Marsupites-Zone fand unter Ausfall von Ober-Turon, Coniac und Unter-Santon statt. Die dunkelgrauen, stark glaukonithaltigen Tonmergel wurden in zwei Bohrungen im Altwarmbüchener Moor angetroffen.

Über Ober-Santon und Unter-Campan transgrediert bei Groß-Kolshorn das untere Ober-Campan. Es konnte mit breitem Ausstrich bis zum Nordrand des Blattes verfolgt werden, im Osten begleitet vom oberen Ober-Campan. Das obere Ober-Campan ist nach den Bohrergebnissen von H. JORDAN offensichtlich nicht auf den Innenkern der Lehrter Westmulde beschränkt (BETTENSTAEDT & DIETZ, 1957), sondern reicht viel weiter nach Norden.

3.3. Schichtlagerung

Das Gebiet zwischen Misburg und Großburgwedel ist Teil des Zentrums der von ROLL (1949) erstmals so bezeichneten "Burgdorfer Scholle". Bisher wurde dieses Gebiet, das sich nordöstlich an die Kronsberg-Mulde anschließt, als großer Albtrog ungegliedert dargestellt (DIETZ, 1959, Taf. 2; ALDINGER et al.

in BENTZ, 1946; Geotektonische Karte von Nordwest-Deutschland, Großblatt 61; Bundesanstalt für Bodenforschung (1967): Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland). Der Verlauf der Oberkreide-Transgression ist seit langem richtig erkannt. Durch die Gliederung des Alb in stratigraphische Untereinheiten ist es jetzt möglich, die geologische Struktur des Gebietes zu präzisieren.

Die Unter-Kreide-Schichten zwischen Misburg und Großburgwedel liegen söhlig bzw. sind schwach nach SE bzw. E geneigt, im Mittel vermutlich mit ca. 5°. Erst mit zunehmender Annäherung an den Lehrter Salzstock läßt sich ein stärkeres Einfallen beobachten. Helle Lagen in der Tongrube von Altwarmbüchen zeigen ein Einfallen des Unter-Alb von gut 10° nach SE an, was seine Ursache sowohl in dem Einfluß der Salzstocknähe, als auch in einer schwachen Wellung (Faltung) des gesamten Unter-Alb haben könnte.

Die Grenze Unter-Alb/Mittel-Alb läßt die Lagerungsverhältnisse erkennen. Demnach biegen die Stufen der höheren Unter-Kreide genau wie die der Ober-Kreide im Misburger Wald - Altwarmbüchener Moor nach Osten um, verlaufen nordöstlich und schwenken dann bei Heeßel-Beinhorn in nördliche Richtung um. Cenoman und Turon werden schon im Altwarmbüchener Moor vom Ober-Santon transgressiv überlagert. Ober-Santon und Unter-Campan werden bei Kolshorn völlig, Ober-Alb und Mittel-Alb weiter nördlich teilweise von den Ablagerungen des unteren Ober-Campan bedeckt.

Der Ausstrich des Mittel-Alb gibt durch sein Umbiegen bei Heeßel-Beinhorn eine Sattelstruktur zu erkennen. Die von LANG (1967) angegebene flache Aufsattelung des Apt zwischen Brelingen und Oegenbostel auf Bl. Mellendorf, die mit einem Schweremaximum (ZWERGER, 1938) zusammenfällt, hat, wie LANG vermutet, ihre Fortsetzung über das Schweremaximum von Großburgwedel in Richtung Heeßel und streicht damit WNW-ESE (hercynisch). Sie ist somit eine Parallelstruktur zum Engelbosteler Sattel, bleibt allerdings in ihren Ausmaßen hinter diesen zurück.

4. QUARTÄR (H. JORDAN)

4.1. Alter der Sedimente

Die Bergvorlandzone bei Hannover wurde während des Pleistozäns (Eiszeitalter) zweimal vom skandinavischen Inlandgletscher überfahren: In der Elster-Eiszeit und im Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit. Die Gletscher hinterließen mächtige Lockersedimente: als Grundmoräne den Geschiebemergel bzw. den entkalkten Geschiebelehm, als Ablagerung der Schmelzwässer vor der Gletscherstirn glazifluviatile Sande und Kiese. Ihr Sedimentmaterial ist der Herkunft nach nordisch. Die Schmelzwassersedimente vermischten sich z.T. mit Flußkiesen aus dem Süden, die aus einheimischen Geröllen bestehen. Während der Weichsel-Eiszeit war der Raum um Hannover vegetationsarmes Permafrostgebiet mit intensiver Erosion und Sedimentation durch Bäche, Wind und Bodenfließen. In der Nacheiszeit kam es nur noch zu geringmächtigen Flußablagerungen und zur Bildung der Nieder- und Hochmoore.

Die pleistozänen Sedimente lassen sich im untersuchten Gebiet paläontologisch nicht datieren, denn die schluffig-tonigen Sedimente, die als Stillwasserbildung eventuell ein charakteristisches Pollenspektrum einer Zwischeneiszeit hätte liefern können, enthielten keine (oder nur umgelagerte Tertiär-)Pollen. Es scheint sich also um kaltzeitliche Beckenschluffe zu handeln. So muß das Alter der Sedimente indirekt - mit petrographischen Methoden und durch Vergleich mit anderen, bekannten Gebieten - bestimmt werden.

Dabei kommt der Geschiebeanalyse eine besondere Bedeutung zu. Sie beruht auf der alten Erkenntnis, daß die pleistozänen Inlandgletscher in bestimmten Gebieten jeweils Sedimente mit charakteristischer Geschiebezusammensetzung hinterlassen haben. Umgekehrt kann man unter gewissen Voraussetzungen nach der Geschiebezusammensetzung auf das Alter der Sedimente schließen. LÜTTIG (1959a) hat sich mit den verschiedenen Methoden der Geschiebezählung auseinandergesetzt. Während man anfangs versuchte, die Eisvorstöße durch einzelne "Leitgeschiebe" zu kenn-

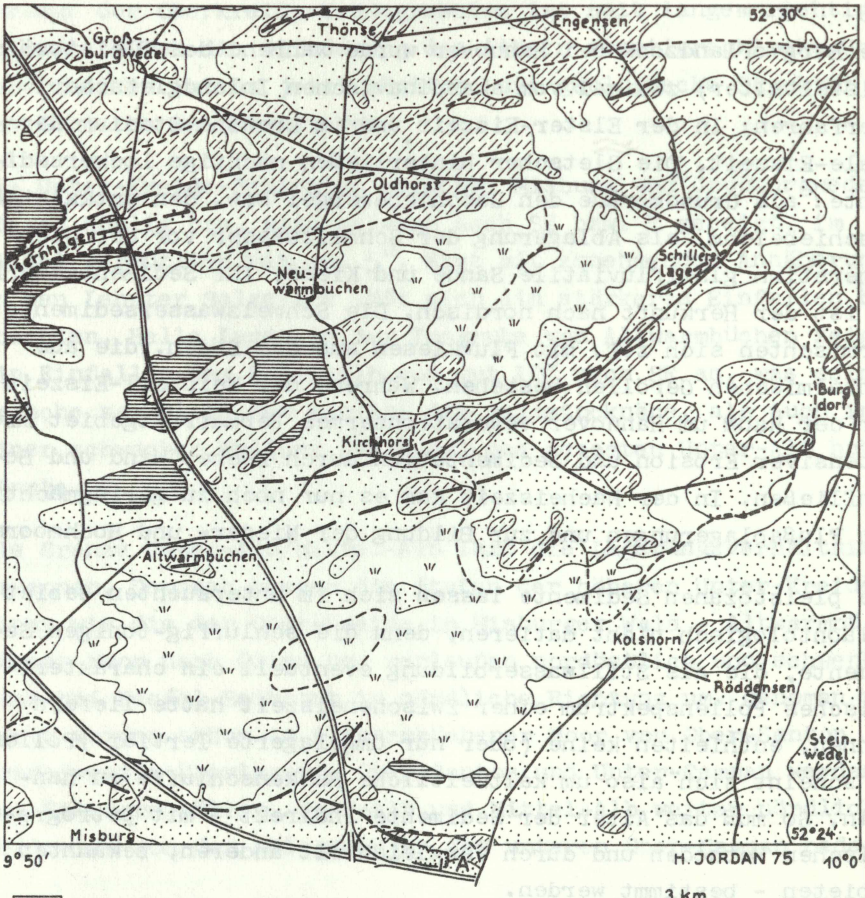


Abb. 2: Geologische Übersicht des Gebietes Misburg-Großburgwedel-Burgdorf. - Flugsand nicht dargestellt, holozäne Sande und Niedermoortorf (geringe Verbreitung) mit dem Weichselsand zusammengefaßt, A = Sandgrube Borgfeld mit Schnitt-Linie (Abb. 3)

zeichnen, verwerteten MILTHERS und HESEMANN alle skandinavischen Geschiebe des Sedimentes, deren Herkunftsgebiet bekannt ist. LÜTTIG (1959a, S. 365) drückte die Geschiebegemeinschaft eines Sedimentes durch das Theoretische Geschiebezentrum aus. Das ist der "Punkt, der sich errechnen läßt, wenn man unter Berücksichtigung der Häufigkeit der einzelnen Leitgeschiebe die geographische Länge und Breite ihrer Heimatorte summiert und daraus den Durchschnitt bildet". Diese Methode der Geschiebeanalyse ist durch K.-D. MEYER auch in unserem Untersuchungsgebiet angewendet worden.

Einen guten Einblick in die pleistozäne Schichtenfolge gibt die Sandgrube Borgfeld 1 km E des Autobahnkreuzes Hannover-Ost, die auf der Grenze zwischen den Blättern Großburgwedel und Lehrte der Topographischen Karte 1 : 25 000 liegt (Abb. 2). Einen Schnitt durch einen Teil der Grube, nach dem Abbaustand von Januar 1975, gibt Abbildung 3. Ein oberer Geschiebelehm liegt über glazifluviatilem Sand und Kiessand. Am Boden der Grube ist an einigen Stellen ein unterer Geschiebemergel, z.T. zu Geschiebelehm entkalkt, angeschnitten. Nach einer Reihe von Bohrungen ist dieser flächenhaft im Grubenbereich vorhanden und wird von einer unteren Folge glazifluviatilen Sandes und Kiessandes unterlagert. Darunter steht fester Mergelstein der Ober-Kreide. An diesem Profil wollen wir die Einstufung der wichtigsten pleistozänen Sedimente diskutieren, bevor die quartären Sedimente im einzelnen beschrieben werden.

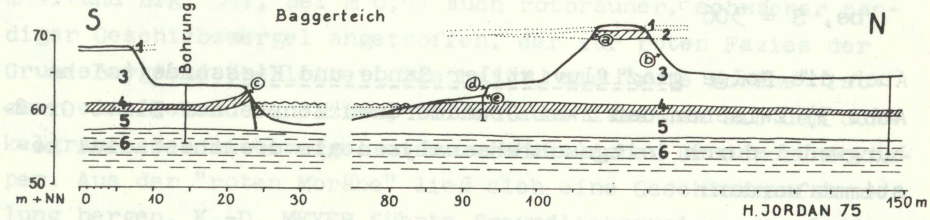


Abb. 3: Geologischer Schnitt, Sandgrube Borgfeld 1 km E Autobahnkreuz Hannover-Ost (siehe Abb. 2). - 1 Geschiebedecksand, 2 Drenthe-Geschiebelehm, 3 glazifluviatiler Drenthe-Kiessand, 4 Elster-Geschiebemergel, 5 glazifluviatiler Elster-Kiessand, 6 Oberkreide-Mergelstein. a - e Feinkiesanalysen siehe Tab. 2 und 4

Der obere Geschiebelehm ist in den höheren Lagen des Untersuchungsgebietes stets flächenhaft verbreitet. Er bildete ehemals eine ± geschlossene Decke, die später stellenweise erodiert wurde. Es besteht kein Zweifel, daß die Oberflächenmoräne - ebenso wie auf den benachbarten Kartenblättern (DIETZ 1973; LANG, 1962) - ins Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit gehört. Sie ist die glaziäre Ablagerung der Hamelner Phase, d.h. des am weitesten nach S vorgreifenden Drenthe-Eisvorstoßes (LÜTTIG, 1954, 1959b; LANG, 1967). Das drenthestadiale Alter wird auf Blatt Großburgwedel belegt durch die folgenden Leitgeschiebeanalysen (der Fraktion >2 cm), die freundlicherweise von K.-D. MEYER ausgeführt wurden:

1) Baugrube in Oldhorst
   re 35 62 490, h 58 16 570, 65 m + NN
   Aufsammlung aus stark sandigem, grünlichgrauem Geschiebelehm aus 1-3 m Tiefe (Baugrubenaushub)
   Theoretisches Geschiebezentrum (TGZ): 14,86 - 56,95
   Flint:Kristallin-Koeffizient (F/K) = 1,60, keine einheimischen Geschiebe
   Summe der gezählten Geschiebe (S) = 418

2) Kiessandgrube Schmallofsky, 1,5 km SE Steinwedel
   re 35 68 220, h 58 07 960, 58 m + NN
   Aufsammlung aus stark sandigem graubraunem Geschiebelehm (mit inglazialer Kieslage) aus 0,8 - 1,5 m Tiefe
   TGZ 14,93 - 57,61, F/K = 1,28, keine einheimischen Geschiebe, S = 306

Auch die Folge glazifluviatiler Sande und Kiessande (siehe Abb. 3) zwischen den zwei Grundmoränen konnte auf Blatt Großburgwedel durch Leitgeschiebeanalysen als drenthestadial bestimmt werden:

3) Kiessandgrube der Firma Schmallofsky, 1,5 km SE Steinwedel
   re 35 68 100, h 58 07 850, 58 m + NN
   Saugbaggergut aus 1 - 17 m Tiefe
   TGZ 15,18 - 57,48, F/K = 1,39, 6 % einheimische (paläozoische) Gerölle, S = 470

4) Kanalisationsgraben an der Bundesstraße 443 in Burgdorf
re 35 67 980, h 58 13 500, 58 m + NN
Aufsammlung aus glazifluviatilem Kies, schräggeschichtet, aus 4 - 5 m Tiefe
TGZ 14,88 - 57,44, F/K = 1,06, 1 % einheimische (paläozoische) Gerölle, S = 574

5) Kiessandgrube der Firma Lehmann, westlicher Ortsrand von Burgdorf
re 35 67 200, h 58 13 800, 61 m + NN
Saugbaggergut aus ca. 5 - 11 m Tiefe
TGZ 14,79 - 57,49, F/K = 2,03, 3 % einheimische (paläozoische) Gerölle, S = 933

Die Sande und Kiessande können damit als Vorschüttsedimente des drenthestadialen Inlandgletschers bezeichnet werden, höchstwahrscheinlich desselben Gletschers der Hamelner Phase, der durch die obere Grundmoräne belegt ist.

Problematisch ist das Alter der unteren Grundmoräne. In der Sandgrube Borgfeld ist sie einmal in braunroter, sehr stark toniger, zum anderen in dunkelbraungrauer, stärker sandiger Ausbildung aufgeschlossen. Der dunkelgraue Geschiebemergel kann Lagen oder Batzen der roten Fazies enthalten, oder kann sie seitlich oder zum Liegenden hin vertreten. Der dunkelgraue Geschiebemergel wurde auf Blatt Großburgwedel flächenhaft erbohrt (Abb. 2). Dabei wurde an zwei Stellen (Brg. 331, bei m 41 und Brg. 351, bei m 6,5) auch rotbrauner, schwächer sandiger Geschiebemergel angetroffen, der zur roten Fazies der Grube Borgfeld überleitet. Das heißt, die "rote Moräne" ist zwar eine besondere Fazies, bildet aber zusammen mit dem dunkelgrauen Geschiebemergel einen einheitlichen Grundmoränenkörper. Aus der "roten Moräne" ließ sich eine Geschiebeaufsammlung bergen. K.-D. MEYER führte freundlicherweise eine Leitgeschiebeanalyse durch und gab den nachfolgenden Kommentar.

6) Sandgrube Borgfeld, 1 km E Autobahnkreuz Hannover-Ost
re 35 62 550, h 58 07 435, 70 m + NN
Aufsammlung aus stark tonigem, braunrotem Geschiebemergel

von der Grubensohle, etwa 7 m unter Gelände
TGZ 15,88 - 57,34, F/K 0,34, keine einheimischen Geschiebe,
S = 445

"Obgleich teilweise schon angewittert, fällt zunächst der hohe Gehalt von 33 % nordischen paläozoischen Kalken auf, jeder dritte davon mit Gletscherschrammen. Dazu kommen, für die normale Drenthe-Moräne unüblich, noch 11 Dolomite und 4 Dolomit-Mergelsteine, ferner 13 Old-Red-Sandsteine, zusammen 6 %. Der Flintgehalt ist mit 12 % relativ niedrig, was auch im Flint:Kristallin-Koeffizienten mit 0,34 zum Ausdruck kommt. Die Dolomite und Old-Red-Sandsteine entsprechen lithologisch völlig den Geschieben, wie sie aus der ostbaltisch bestimmten Warthe-Grundmoräne der Lüneburger Heide (GAUGER & MEYER, 1970) sowie aus der faziell ähnlichen drenthezeitlichen "Roten" Cloppenburger Moräne (MEYER in DUPHORN et al., 1973) bekannt sind. Im TGZ der Probe 6 kommt der ostbaltische Charakter nur abgeschwächt zum Ausdruck. Immerhin liegt der Punkt im Diagramm außerhalb der bisher bekannten Drenthe-Werte am Rand des Warthe-Bereichs.

Nun ist nach der Lage völlig ausgeschlossen, daß es sich um Warthe-Material handelt. Ein gleiches Alter mit der Cloppenburger Moräne ist unwahrscheinlich; denn letztere liegt stets im Hangenden der "normalen" Drenthe-Moräne, während in unserem Fall die rote Moräne im Liegenden der Vorschüttsedimente der drenthezeitlichen Oberflächenmoräne auftritt. Es kann sich demnach nur um eine ältere, bisher unbekannte Drenthe-Moräne handeln, oder um die aus der Umgebung bekannte Elster-Moräne (LANG, 1962, 1967; DIETZ, 1973). Leider gibt es bisher keine TGZ-Bestimmungen von der "normalen" dunkelgrauen Elster-Moräne aus dem Untersuchungsgebiet oder aus der Umgebung. Die lithologisch gleichartigen elsterzeitlichen Moränen des nördlichen Niedersachsens haben jedoch nicht - wie die "rote Moräne" - ein ostbaltisch, sondern ein westskandinavisch (norwegisch) bestimmtes Geschiebespektrum (MEYER, 1970). Eine gewisse Beziehung hat die "rote Moräne" im TGZ indessen zu elsterzeitlichen Sedimenten des südlichen Niedersachsens, die nach LÜTTIG (1959) durch höheren Anteil von Åland-Material gekennzeichnet sind,

Korngröße Bezeichnung	in mm	Elster-Eiszeit: Geschiebemergel, braunrot	dunkelgrau	Saale-Eiszeit, Drenthe-Stadium: Geschiebe-lehm	glazifluviatiler Kies	Sand	Weichsel-Eiszeit: fluviatiler Sand	äolischer Sand
Grob-	20 - 63				20-32	-	-	-
Mittel-Kies	6,3 - 20	1)		1)	14-38	1-7	-	-
Fein-	2 - 6,3				10-15	1-13	-	-
Grob-	0,63 - 2	1- 6	8-16	2-10	12-21	16-29	2	2-4
Mittel-Sand	0,2 - 0,63	4-18	25-32	26-42	6-25	45-67	74-76	77-83
Fein-	0,063-0,2	18-24	26-36	27-46	2- 5	1-21	21-23	16-20
Schluff	0,002-0.063	30-38	17-23	3-25	-	1- 2	0- 1	0- 1
Ton	< 0,002	22-38	7-11	6-13	-	-	-	-
Anzahl der Analysen		2	10	8	3	8	2	4

Tab. 1: Korngrößen (in Gew.-%) quartärer Sedimente von Blatt Großburgwedel.
Analytiker: B. MATTIAT
1) Kiesfraktion nicht analysiert, liegt bei 1-2 %

allerdings weit stärker als in unserem Fall. Ein direkter Vergleich ist nicht möglich, da die von LÜTTIG aufgeführten elsterzeitlichen Zählungen nicht aus Geschiebemergel stammen" (Ende des Zitats von K.-D. MEYER).

Es spricht also einiges dafür, daß die untere Grundmoräne auf Blatt Großburgwedel elsterzeitlich ist, wobei die rote Fazies ostbaltisch bestimmt ist. Von dieser Annahme wird in der vorliegenden Arbeit ausgegangen, allerdings im Bewußtsein, daß die Deutung als drenthezeitliche Moräne, älter als die Oberflächenmoräne (der Hamelner Phase), bisher nicht auszuschließen ist.

Im folgenden werden Ausbildung und Verbreitung der verschiedenen quartären Sedimente beschrieben.

4.2. Schichtenfolge

4.2.1. Elster-Eiszeit

Glazifluviatiler Sand mit kiesigen Lagen ist unter der elsterzeitlichen Grundmoräne außer in der Grube Borgfeld (Abb. 3) nur in drei Bohrungen angetroffen worden. Seine Mächtigkeit beträgt 3 - 6 m, einmal 12 m (hier gestaucht?). Nach dem stets überwiegenden Anteil nordischer Gerölle (Probe 18f, m 8,5 aus der Grube Borgfeld: 74 % der Fraktion 6,3 - 12,5 mm) handelt es sich um Vorschüttsedimente der Elster-Eiszeit. Da unter dem Elster-Geschiebemergellmit den genannten drei Ausnahmen stets das Kreide-Festgestein angetroffen wurde, dürfte auch außerhalb der Verbreitung der Elster-Moräne, etwa unter dem Drenthe-Kiessand, nur ausnahmsweise Elster-Kiessand vorkommen.

Der Geschiebemergel kommt in zwei Ausbildungen vor, deren räumliche Verbreitung und Alterseinstufung in Kap. 4.1. besprochen sind. Petrographisch (siehe Tab. 1) handelt es sich um

a) braunroten, sehr schwach kiesig-stinigen, schwach sandigen Schluff bis Ton,

Aufschluß Nr.	B 341	B 534	B 533	18 h				18 c		18 g
Tiefe in m unter Gelände	17	13-36	15-25	ca. 7,0				7,3		ca. 7,0
Sediment	Geschiebemergel, dunkelgrau			Geschiebelehm mit -mergelresten, dunkelgrau				Geschiebelehm, grau		Geschiebemergel, braunrot
Fraktion (mm)	4-6,3	4-6,3	4-6,3	4-6,3	6,3-12,5	12,5-20	12,5-63	6,3-12,5	12,5-63	20-63
Nordisch:										
Flint	15	11	13	16	24	37	40	30	27	12
Kristallin	46	62	63	71	57	43	39	48	45	36
Quarzit / Sandstein	16	14	10	6	14	16	16	20	28	17
Kalkstein	23	13	14	1	3	3	4	--	--	34
Einheimisch:										
Kieselschiefer	--	--	--	3	2	1	1	2	2	--
Grauwacke	--	--	--	1	--	--	--	--	--	--
Flammenmergel, Sandstein (mesoz.)	--	--	--	2	--	--	--	--	--	--
gezählte Geschiebe ohne Quarz	66	127	285	258	282	62	75	208	165	442
Quarz	5	13	9	9	7	5	4	16	6	1
Flint/Krist. (ohne Quarz)	0,33	0,18	0,21	0,22	0,42	0,86	1,02	0,62	0,60	0,34

Tab. 2: Geschiebeanalysen des elsterzeitlichen Geschiebemergels bzw. -lehms. Geschiebeanteile in Korn-%, bezogen auf die Geschiebesumme ohne Quarz (= Restquarze). Analytiker: H. JORDAN
Entnahmepunkt der Proben (B = Bohrungen):
B 341: 2 km SW Schillerslage (re 35 64 650, h 58 13 820); B 534: Burgdorf, nordwestl. Ortsrand (re 35 67 240, h 58 14 200); B 533: Burgdorf, westlicher Ortsrand (re 35 67 330, h 58 13 410); 18: Sandgrube Borgfeld, 1 km E Autobahnkreuz Hannover-Ost (Proben c, g: re 35 62 480, h 58 07 450; Probe h: re 35 62 290, h 58 07 470).

b) dunkelbraungrauen, sehr schwach kiesig-steinigen, stark sandigen, tonigen Schluff.

Flächenhaft, meistens direkt dem Kreide-Festgestein aufliegend und unter 10 - 40 m Drenthe-Sedimenten begraben, kommt nur der dunkelgraue Geschiebemergel vor. Er bildet im Raum Burgdorf eine große Zunge, die nach W etwa bis Kolshorn, Kirchhorst und Engensen reicht. Seine Mächtigkeit liegt hier etwa zwischen 3 und 15 m. Einzelvorkommen gibt es z.B. bei Altwarmbüchen. In der Stauchzone von Isernhagen-Oldhorst ist er beteiligt, in den Bohrungen aber von Drenthe-Geschiebelehm kaum zu trennen. Seine Geschiebeführung ist in Tab. 2 angegeben. Der auffallende Gehalt an nordischen Kalken kann leider nicht mit dem Drenthe-Geschiebelehm verglichen werden, da dieser meist völlig entkalkt ist. Der Flint:Kristallin-Koeffizient, 0,2 - 0,3 in der Fraktion 4 - 6,3 mm, 0,4 - 0,6 in der Fraktion 6,3 - 12 mm, entspricht dem der Drenthe-Moräne (Tab. 4). Deutlich verschieden ist dagegen die Schwermineralführung (B. SCHLENKER, Tab. 3). In der Elster-Moräne sind die Gehalte an Granat und Hornblende höher, die an Opaken, Zirkon und Turmalin niedriger als in der Drenthe-Moräne. Die Unterschiede sind so bedeutend, daß man in Fällen unklarer Schichtlagerung, z.B. in Schuppenzonen, anhand der Schwermineralführung die zwei Moränen identifizieren kann.

4.2.2. Drenthe-Stadium der Saale-Eiszeit

Der in Kap. 4.1. als drenthestadial eingestufte glazifluviatile Kiessand (und Sand) mit überwiegend nordischem Geröllinhalt ist fast im gesamten Untersuchungsgebiet verbreitet. Die Kiessand-Folge ist im N- und E-Teil des Blattes 20 - 35 m, im übrigen Gebiet (in der Umgebung der Kreide-Aufragungen) 5 - 20 m mächtig. Sie überlagert entweder direkt das präquartäre Festgestein oder ist von diesem durch den elsterzeitlichen Geschiebemergel getrennt. Sand und Kiessand wechseln faziell, sowohl großräumig als auch im Profil von oben nach unten. Mit Kiessand wird ein mäßig oder stark feinkiesiger, schwach mittel- bis grobkiesiger Sand bezeichnet. Der Kiesanteil ist in Lagen angereichert. Korngrößenangaben sind in Tab. 1 zusammenge-

		Drenthe-Geschiebelehm	Elster-Geschiebelehm und -mergel
Granat	in %, bezogen auf Summe Schwermin.	2,6- 7,4	7,0-12,4
Opake		39,2-46,6	30,8-40,4
Hornblende		13,4-18,0	17,8-24,2
Epidot		18,8-24,6	15,6-22,0
Hornblendezahl		35,3-49,2	45,7-59,6
Zirkon	in %, bezogen auf Summe Schwermin. ohne Opake	5,6-14,3	3,8- 6,1
Turmalin		4,1- 6,8	2,4- 4,5

Tab. 3: Schwermineralgehalte der Grundmoränen ohne Extremwerte. Analysiert wurden 9 (Drenthe) bzw. 11 Proben, je 1 Maximal- und Minimalwert wurden weggelassen. Innerhalb der angegebenen Grenzwerte liegen also rund 80 % der analysierten Proben. Analytiker: B. SCHLENKER

stellt. Die glazifluviatile Folge auf Blatt Großburgwedel ist im N und in der Mitte des Blattes überwiegend sandig, im SE und SW überwiegend als Kiessand ausgebildet.

Die Sedimentfolge wurde in 65 Kartierbohrungen bis zur Basis aufgeschlossen und statistisch auf ihre Geröllzusammensetzung untersucht. Die Feinkiesfraktion hat einen Anteil von einheimisch-paläozoischem Material zwischen 0 % und 33 %, max. 45 %, und einen einheimisch-mesozoischen Geröllanteil von meist unter 5 %, nur ausnahmsweise 10 % oder mehr. Nirgendwo wurde echter Terrassenkies mit überwiegend einheimischem Material angetroffen.

Die Sand-Kiessand-Folge wird aus einer Vielzahl von kleinen und größeren Schüttungskörpern, oft stark schräggeschichtet, zusammengesetzt. Auch mit Hilfe der 65 Kartierbohrungen gelang es nicht, einzelne Sand- bzw. Kiessandlagen über mehrere km hinweg zu korrelieren und geröllanalytisch zu identifizieren. 46 Feinkiesanalysen (siehe Tab. 4 und Abb. 4) zeigen, daß allgemein von tieferen zu höheren Profilabschnitten der einheimi-

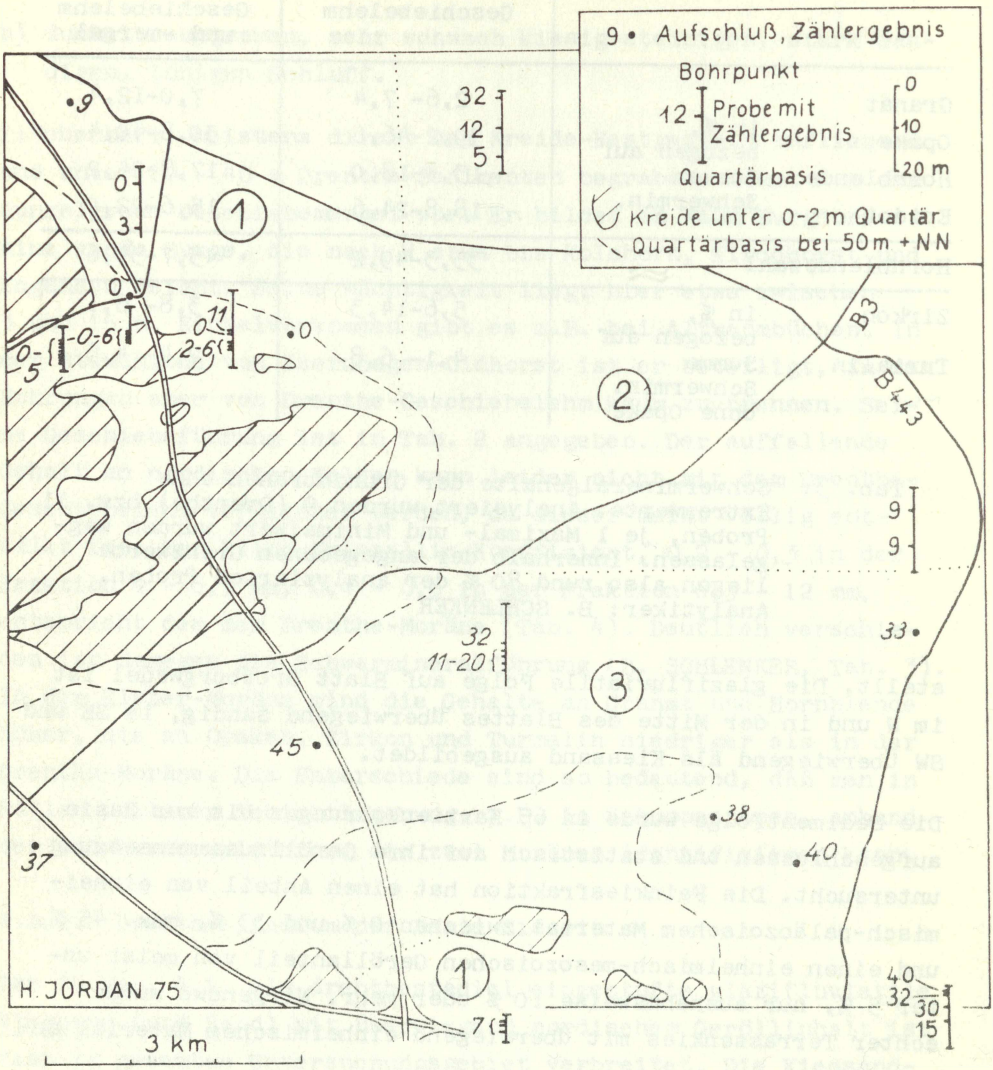


Abb. 4: Prozentanteil paläozoischer Gerölle im glazifluviatilen Sand und Kiessand des Drenthe-Stadiums. - Fraktion 5-15 mm nach LÜTTIG & BALDSCHUHN, 1961 (liegende Zahlen), Fraktion 6,3-12,5 mm nach JORDAN (stehende Zahlen). Punktlinien: Ungefähre Abgrenzung der Geröllfazies 1 - 3 (Ziffern im Kreis)

sche Geröllanteil zunimmt. Darüber hinaus lassen sich drei Geröllfazies-Bereiche unterscheiden:

Sediment	Geschiebelehm des Drenthestadiums					glazifluviatiler Kiessand des Drenthestadiums								
Aufschluß-Nr.	5	15	8	18a	22	16	6	8	17	12	12	18b	18d	18e
Tiefe in m unter Gelände	1,0	1,6	2,5	1,0	2,0	0,8	1,5	4,0	1,0	2,0	4,0	4,0	8,0	9,0
Flint (%)	27	27	24	46	21	27	28	39	22	34	20	43	30	41
Kristallin (%)	52	55	59	29	53	55	18	38	25	13	16	31	48	34
Quarzit, Sandst. (%)	17	18	11	17	26	14	16	20	27	12	24	17	14	16
N %	96	100	94	92	100	96	62	97	74	59	60	91	92	91
M %	4	-	6	-	-	4	3	3	5	-	5	2	1	2
Kiesel-schiefer %	-	-	-	7	-	-	31	-	21	35	28	6	7	7
Grauwacke %	-	-	-	1	-	-	4	-	-	6	7	1	-	-
P %	-	-	-	8	-	-	35	-	21	41	35	7	7	7
gezählte Gerölle, Geschiebe ohne Quarz	252	121	319	135	152	351	322	412	230	342	354	479	328	268
Quarz (%)	7	8	11	13	2	11	21	5	23	13	20	14	27	18
Flint/Kristallin	0,52	0,49	0,41	1,58	0,40	0,49	1,56	1,03	0,88	2,62	1,25	1,39	0,63	1,20

Tab. 4: Feinkiesanalysen von Sedimenten des Drenthe-Stadiums, Fraktion 6,3 - 12,5 mm. Angaben in Korn-%, bezogen auf die Summe M + N + P. N = nordisches, P = einheimisch-paläozoisches, M = einheimisch-mesozoisches Material. - Analytiker: H. JORDAN.

Entnahmepunkte der Proben:

5/1,0 und 6/1,5: Sandgrube 1 km E Thönse (re 35 62 550, h 58 18 150)
8/2,5 und 8/4,0: Kiessandgrube 1 km NW Neuwarmbüchen (re 35 59 900, h 58 15 500)
12/2,0 und 4,0 : Kiessandgrube 1,5 km SE Steinwedel (re 35 68 080, h 58 07 850)
15/1,6 : Baggerkuhle 1 km WSW Oldhorst (re 35 61 330, h 58 16 020)
16/0,8 : Baugrube am E-Ende von Isernhagen F.B. (re 35 58 060, h 58 15 900)
17/1,0 : Kiessandgrube 1,5 km SW Burgdorf (re 35 67 150, h 58 12 120)
18a-e : Kiessandgrube 1 km E Autobahnkreuz Hannover-Ost (re 35 62 480, h 58 07 450)
22/1,5 : Baugrube in Oldhorst (re 35 62 490, h 58 16 570)

Bereich 1: einheimischer Anteil im gesamten Profil 0 - 10 %

Bereich 2: einheimischer Anteil im unteren Profilabschnitt ca. 10 - 20 %, im oberen ca. 30 %

Bereich 3: einheimischer Anteil im unteren Profilabschnitt bis 20 %, im oberen über 30 % (bis 45 %).

Für eine flächenhafte Kartierung der drei Geröllfazies reichen die 46 Analysen von nur 17 Aufschlüssen und Bohrungen nicht aus. In Abb. 4 wird trotzdem in groben Zügen eine Abgrenzung versucht. Danach scheint es, daß der oberflächennah anstehende Sand im N des Blattes den Geröllfazies 1 und 2, der Kiessand im S der Geröllfazies 3 (mit der stärksten einheimischen Komponente) entspricht. Vermutlich waren bei der Schüttung des Kiessandes im S, insbesondere seiner obersten 5 - 10 m, südliche Flüsse mit einheimischem Terrassenkies stärker beteiligt. Einzelne kleine Kiesvorkommen innerhalb des sandigen Glazifluviatil-Bereichs im N des Blattes sind dagegen frei von einheimischem Material.

Eingeschaltet in den glazifluviatilen Sand und Kiessand finden sich, in ganz verschiedener Tiefe, Lagen von feinsandigem Bekkenschluff oder Beckenton. In den (ehemaligen) Kiessandgruben an der Autobahnabfahrt Hannover-Buchholz und bei Beinhorn sind solche Bildungen mit 1 - 5 dm Mächtigkeit unter knapp 2 m, SE von Steinwedel unter ca. 5 m glazifluviatilem Kiessand aufgeschlossen.

Im Gebiet Großburgwedel-Thönse ist ein 3 - 10 m mächtiger Beckenton unter 5 - 15 m Bedeckung (drenthestadialer Geschiebelehm und glazifluviatiler Sand) mehrfach erbohrt worden. Es handelt sich hier um kalkhaltigen, glimmerführenden, durch hellgraue Feinsandlagen feingebänderten tonigen Schluff von dunkelgrauer Farbe.

Die Sedimente sind entweder pollenfrei oder führen nur umgelagerte Tertiärpollen (Bestimmung von K.-J. MEYER, NLfB). Es handelt sich also um kaltzeitliche Stillwasserablagerungen innerhalb der glazifluviatilen Schüttung, abgelagert in Totwas-

serarmen oder temporären Seebecken.

Der Geschiebelehm der Hamelner Phase (siehe Kap. 4.1) ist als geschlossene Decke oder in isolierten Kappen auf den Hochflächen, besonders in der nördlichen Hälfte des Blattes Großburgwedel verbreitet. Er ist oft 1 - 3 m, in ungestörter Lagerung maximal 6 m mächtig. Er ist im allgemeinen ein schluffig-toniger, schwach kiesiger bis kiesiger Sand (vgl. Tab. 1), durchgehend entkalkt, fest und stark bindig. Seine Färbung ist braun oder graubraun, bei geringerer Verwitterung auch grünlichgrau. Er ist fast stets 1/2 - 1 m tief zu Geschiebedecksand umgewandelt. Kryoturbation, z.B. Brodeltöpfe von braunem Geschiebelehm, die in den tieferliegenden grauen Geschiebelehm eingesackt sind, entstanden im Wechsel von Frost- und Auftauperioden nach Rückzug des Inlandeises.

Im Bereich der Kreideaufragungen von Isernhagen und Warmbüchen ist der Schluff- und Tongehalt des Geschiebelehms deutlich erhöht. Offenbar deswegen ist hier der Geschiebedecksand oft nicht entwickelt, und die Entkalkung hat nur 1 - 2 m Tiefe erreicht. Der darunter folgende kalkhaltige Geschiebemergel ist dunkelbraun bis braunschwarz gefärbt.

Die Feinkiesführung des Geschiebelehms (Tab. 4), fast ausschließlich nordisches Material, und die Schwermineralgehalte (Tab. 3) wurden bereits in Kap. 4.2. mit dem Elster-Geschiebemergel verglichen.

4.2.3. Weichsel-Eiszeit

In der Weichsel-Eiszeit drang der skandinavische Inlandgletscher nur bis in den Raum von Hamburg vor. Unser Untersuchungsgebiet lag im vegetationsfreien bzw. dürftig von Tundra bewachsenen Vorland, im periglazialen Bereich. Wind und Wasser konnten die älteren Lockersedimente ungehindert abtragen und an anderer Stelle wieder absetzen: Der Wind brachte den Flugsand, relativ kleine Bäche erfüllten zusammen mit den Schneeschmelzwässern die weiten Talsenken mit fluviatilem Sand. Dazu kam eine tiefgreifende Verwitterung und frostdynamische Umlagerung

der obersten Bodenschicht, wie sie heute noch in den arktischen Gebieten des Permafrostes zu beobachten ist. Die im Sommer nur flachgründig aufgetauten Bodenschichten "flossen" in halbfestem Zustand, solifluidal, hangabwärts.

Im Gebiet des Unter-Kreide-Ausstrichs zwischen Alt- und Neuwarmbüchen treten in Senken tonige Abschlämmassen von 1/2 bis 1 1/2 m Mächtigkeit auf, die infolge ihrer Verzahnung mit den fluviatilen Weichselsanden der Wietze in die Weichsel-Eiszeit eingestuft werden müssen. Die braun- oder dunkelgrauen schwach sandigen, schluffigen Tone von ca. 1/2 - 1 m Mächtigkeit führen nämlich cm- bis 1 dm-mächtige Lagen von hellgrauem Fein- bis Mittelsand. Häufig folgen unter dem Ton einige dm grauer Feinbis Grobsand mit Schluff- und Tonanteil und erst dann der verwitterte Tonstein der Unter-Kreide. Offenbar wurde während der Weichsel-Eiszeit der Kreidetonstein, verwittert und im Auftaubereich über dem Dauerfrostboden aufgeweicht, solifluidal in die Talsenken verfrachtet, die auch den flächenhaft angeschwemmten fluviatilen Sand aufnahmen.

Der fluviatile Sand erfüllt die weiten ebenen Talungen, in denen heute die Wietze, die Wulbeek, die Aue und deren Nebenbäche fließen. Er ist maximal 4 m mächtig, und im allgemeinen ein feinsandiger Mittelsand von hellgraubrauner Färbung. Oft ist an Grobsand-, selten Feinkies-haltigen oder an schluffigen Lagen eine ebene Schichtung erkennbar. Verschiedentlich wurden in 1/2 bis 1 m Tiefe eine oder mehrere cm-mächtige Lagen von humosem Schluff bzw. eine knapp 1 dm mächtige Schicht von Niedermoortorf angetroffen. Im Tal der Wulbeek, 300 m westlich der Straße Schillerslage-Engensen, wurde eine solche Schlufflage von K.-J. MEYER (NLfB, Pr. 20262-64) pollenanalytisch als "spätglazial, vermutlich aus der jüngeren Tundrenzeit", datiert. Die Proben stammen aus 0,8 - 0,9 m Teufe, von einem Punkt dicht neben der Wulbeek mit angedeuteten Altwasserrinnen (re 35 65 115, h 58 17 160). Sie dürften einem sehr jungen Abschnitt des Weichselsandes angehören. Die Hauptmasse des fluviatilen Sandes ist älter.

Aus den Niederungen heraus zieht sich der Weichselsand als ge-

ringmächtige Decke die flachen Geesthänge hinan. Hier ist die Ablagerung nicht mehr rein fluviatil: das unterlagernde Sediment, wie z.B. drenthestadialer Geschiebelehm, ist in Form von hangabwärts gerichteten Fahnen solifluidal in die sandige Ablagerung einbezogen.

Der Geschiebelehm und die glazifluviatilen Sande und Kiessande des Drenthe-Stadiums werden fast stets von Geschiebedecksand überlagert, einer 0,4 - 1 m mächtigen Decke von ungeschichtetem, fahlbräunlichem Sand mit einzelnen eingestreuten Kiesgeröllen bzw. -geschieben. Über Geschiebelehm ist dieser Sand mäßig oder stark schluffig. Auch über glazifluviatilem Sand und Kiessand weist er einen erhöhten Feinsand- und Schluffanteil auf. Der Geschiebedecksand geht meistens allmählich in das unterlagernde Sediment über, wobei die ca. 1 dm mächtige Übergangszone wellig verläuft und zapfenförmige Vertiefungen abbildet. Seltener ist eine scharfe und glatte Grenze zwischen ungeschichtetem Geschiebedecksand und dem unterlagernden hellen und geschichteten glazifluviatilen Sand bzw. dem Geschiebelehm zu beobachten. Dann sind die Geschiebe häufig an der Basis des Geschiebedecksandes zu einer Steinsohle angereichert. Die Geschiebedecksandbasis kann verbrodelt sein, auch Frostkeile wurden beobachtet.

Im Geschiebedecksand hat man u.a. ein Relikt eines jüngeren Eisvorstoßes des Drenthe-Stadiums vermutet. Nirgendwo im Blattgebiet von Großburgwedel, auch nicht im weiteren Umkreis bis zur Wietze und zur mittleren Aller, wurde jedoch eine zweite tonig-schluffige Grundmoräne über der weitverbreiteten "Oberflächenmoräne" der Hamelner Phase angetroffen (GROBA, 1968, S. 131). Auch gestauchte Nachschüttsande des Drenthe-Geschiebelehms sind nicht bekannt. Es besteht somit für das Untersuchungsgebiet kein Anlaß, im Geschiebedecksand ein Grundmoränenrelikt oder die sandige Ausbidlung eines jüngeren Drenthe-Eisvorstoßes zu sehen.

Die Geschiebe können einer Steinsohle entstammen, die vor der eigentlichen Geschiebedecksandbildung durch Windausblasung entstand. Der erhöhte Feinsand- und Schluffanteil läßt sich durch

anschließende Überwehung erklären (DÜCKER, 1934; ALTERMANN, 1968) oder - wie K.-D. MEYER annimmt - durch Ausschlämmung aus dem (ehemals geschlossenen) an der Oberfläche verbreiteten Drenthe-Geschiebelehm. Diese "Fremdkomponenten" wurden durch Kryoturbation, z.T. auch durch Solifluktion (bei glatter, scharfer Untergrenze des Geschiebedecksandes) 1/2 bis 1 m tief mit dem liegenden Sediment vermischt. Das Produkt ist der Geschiebedecksand (DÜCKER & MAARLEVELD, 1957; KOPP, 1965). Dies geschah im wesentlichen während der Weichsel-Eiszeit (bis ins Holozän), wohl im gleichen Zeitraum wie die Flugsandanwehung; denn Flugsand plombiert stets die alte, Windkanter-führende Steinsohle, und das unterlagernde Sediment ist nicht zu Geschiebedecksand umgebildet. Eine gewisse Entschichtung der obersten Bodenlage durch Pflanzenwurzeln, grabende Tiere usw. findet natürlich auch heute noch statt (DEWERS, 1930).

Flugsand bedeckt an vielen Stellen das ältere Quartär. Im nördlichen Drittel des Blattes Großburgwedel häufen sich die Vorkommen und erreichen eine Ausdehnung von 1/2 bis 2 km. Der Flugsand ist im allgemeinen zwischen 1/2 und 1 m mächtig und hat eine ebene bis leicht gewellte Oberfläche. Es ist ein feinsandiger Mittelsand (siehe Tab. 1), leicht geschichtet durch horizontale dünne Lagen von stärker feinsandigem oder etwas grobsandigem Mittelsand.

Der Flugsand überlagert in weiten Flächen den fluviatilen Weichselsand. Die Grenzfläche dazwischen ist auch in Aufschlüssen selten exakt zu fassen. Die Schichtung wird im Grenzbereich von oben nach unten stärker, schließlich kommen schluffig-feinsandige Lagen hinzu, die hier für fluviatile Ablagerung sprechen. Offensichtlich kam es gegen Ende der fluviatilen Ablagerung zur Ausblasung der obersten cm oder dm des Flußsandes, der dann nach relativ kurzem Windtransport, zusammen mit ferntransportiertem Sand, in Form von Decken aufgehäuft wurde. Dafür spricht auch, daß die Flugsanddecken bevorzugt an die Niederungen des fluviatilen Weichselsandes bzw. an ihre Ränder geknüpft sind. Überlagert der Flugsand den drenthestadialen Geschiebelehm, so geschieht das in den allermeisten Fällen mit

scharfer Grenze, oft markiert durch eine dünne Steinsohle. Aufschürfungen zeigten, daß darin Flinte, z.T. stark windgeschliffen, mengenmäßig überwiegen. Eine Zwischenlage von Geschiebedecksand konnte nie beobachtet werden.

Da der Flugsand z.T. flächenhaft den weichselzeitlichen fluviatilen Sand überlagert, ist er jünger als dieser und im wesentlichen ins Spätglazial zu stellen. Das Ende der Ablagerung wird an verschiedenen Stellen durch eine sicher holozäne Bodenbildung, einen gut entwickelten Podsol, markiert (siehe Kap. 4.2.4.). Inwieweit die Flugsandanwehung noch ins Holozän hineinreicht, ist nicht bekannt. Spätglaziale Bodenbildungen, wie der Usselo-Horizont, wurden nicht beobachtet.

4.2.4. Nacheiszeit

Im Holozän, in der Nacheiszeit, kam in den Talauen Sand und Lehm in geringer Mächtigkeit zum Absatz. Die Flugsande wurden dort wo der Bewuchs fehlte oder vom Menschen zerstört wurde zu Dünen zusammengeweht. In den flachen Senken wuchs der Torf zu einer mehrere Meter mächtigen Schicht auf.

Dünen finden sich hauptsächlich im Gebiet zwischen Neuwarmbüchen, Engensen und Schillerslage sowie bei Misburg. Sie sind allgemein als 1/2 - 1 1/2 m hohe Rücken und Kuppen dem Flugsand aufgesetzt, besonders an exponierten Stellen, z.B. am Rande von Geschiebelehm-Hochflächen, wo diese an Niederungen mit weichselzeitlichem fluviatilen Sand grenzen. Die Dünen haben eine längliche, meistens E-W-gestreckte Gestalt. Ihre wohl ehemals vorhandene Bogenform, bei den vorherrschenden Westwinden mit der konvexen Seite nach E, ist nicht erhalten geblieben. Petrographisch unterscheidet sich der Dünensand wenig vom Flugsand. Es handelt sich um feinsandigen Mittelsand mit dünnen, seitlich rasch auskeilenden schwach grobsandigen Lagen. Sie deuten eine Schichtung an, die schräg im Sandkörper liegt und fossile Außenflächen der Dünen abbildet. Manchmal enthält der Dünensand Holzreste. Seine Lagerung ist lockerer, seine Färbung mehr bräunlich als beim Flugsand.

Der Flugsand unter dem Dünensand zeigt sehr häufig ein vollständig ausgebildetes Podsolprofil, z.T. mit ausgeprägtem Ortsteinhorizont. Untersuchungen haben ergeben, daß spätglaziale Bodenbildungen, wie der Usselo-Horizont, n i c h t zu einem Podsol, sondern höchstens zu einem Podsol-Ranker geführt haben (ERBE, 1959). Dünen über Podsolprofilen werden jedenfalls als holozän, in der Mehrzahl sogar als Bildung der letzten 300 Jahre aufgefaßt: als Folge der Plaggenwirtschaft der Heidebauern oder der Kiefernaufforstung, die zur Vernichtung des natürlichen Bodens führten (HAMBLOCH, 1958; PYRITZ, 1972). Wir dürfen also annehmen, daß auch die Dünen auf Blatt Großburgwedel im Holozän, wahrscheinlich sogar erst im Lauf der letzten 3 Jahrhunderte entstanden sind.

In den einzelnen Nebentälchen finden sich Sande, die am Talboden vom Bach, an den Hängen und Talschlüssen wohl von schichtflutenartigen Regenfällen zusammengeschwemmt wurden. Gegenüber den ± homogenen fluviatilen Weichselsanden sind sie deutlicher geschichtet, lockerer gelagert und wechseln stärker in der Korngröße. Typisch sind cm- oder dm-mächtige Lagen von dunkelbraunem, sandigem, z.T. humosem Schluff und ein gewisser Gehalt an Holz- oder Holzkohlenstückchen im Sand. Bisweilen fanden sich in 0,3 - 0,8 m Tiefe Konkretionen von Eisenhydroxid - bei Großburgwedel und Isernhagen z.T. in kompakter Ausbildung als Raseneisenstein (LANG, 1962) - z.T. mit Vivianit.

Der Boden des Aue-Tales bei Steinwedel wird stellenweise von 1/2 bis 1 1/2 m mächtigem Auelehm gebildet, einem humosen, kalkfreien, feinsandigen, tonigen Schluff von graubrauner oder schokoladenbrauner Färbung mit Rostflecken. Darunter folgt grauer, grob- und feinsandiger Mittelsand, der petrographisch dem fluviatilen Weichselsand entspricht. Stellenweise angetroffene schluffstreifige, holzführende Sande dürften ebenfalls ins Holozän gehören.

Stehende Wasserflächen in den Talauen der Wulbeek, der Aue und einzelner Nebenbäche sind im Holozän unter Bildung von höchstens 1,5 m mächtigem Niedermoortorf (Seggen- und Bruchwaldtorf) verlandet. Im Auetal bei Röddensen verzahnen sich Aue-

lehm und Niedermoortorf in Form einer Wechsellagerung etwa im oberen 3/4 m, darunter liegt Niedermoortorf mit nur mehr wenigen Auelehmbändern von einigen cm Mächtigkeit. Die Bildung des Niedermoortorfes ist hier also z.T. älter als die Sedimentation des Auelehms.

Hochmoortorf schließlich bedeckt im Altwarmbüchener und Oldhorster Moor große Flächen des Untersuchungsgebietes. Er erreicht hier 5 m bzw. gut 3 m Mächtigkeit. Die Moorbildung läßt sich in drei Zeitabschnitte gliedern, in denen drei verschiedene, übereinanderliegende Torfschichten entstanden sind (DIETZ & KAYSER, 1961). Im Präboreal bis Boreal (8300 - 5500 v. Chr.) kam es zu schwachen Vermoorungen mit Kiefern-, Birken- und Erlenbruchwald und zur Entstehung des Bruchwaldtorfes. Die Klimaverbesserung im Atlantikum führte zu verstärktem Wachstum der Torfmoose, die den Bruchwald überwucherten und erstickten. Der daraus entstandene Sphagnumtorf ist stark zersetzt und wird als Schwarztorf bezeichnet. Nach einer relativen Trockenperiode setzte im Subatlantikum, etwa seit 800 v. Chr., ein erneutes und rasches Emporwachsen der Torfmoose ein. Es bildete sich der jüngere, wenig zersetzte Sphagnumtorf mit noch gut erkennbarer pflanzlicher Struktur, der sogenannte Weißtorf.

Nur die zentral gelegenen Teile der zwei Hochmoore zeigen noch den ursprünglichen Zustand, die übrigen Flächen sind durch den Torfabbau verändert.

4.3. Lagerung der Sedimente

In großen Teilen des Untersuchungsgebietes liegen die quartären Sedimente flach, ± horizontal übereinander. Es gibt aber eine Reihe von Beobachtungen, wonach die "normale" Schichtablagerung gestört sein kann: Ins Quartär eingeschaltete Kreideton-Schollen (eine Bohrung bei Stelle/Kirchhorst), schräggestellte glazifluviatile kiesige Sande (Baugrube am Misburger Friedhof), Verwerfungen (Sandgrube Borgfeld beim Autobahnkreuz) usw. Seit langem ist bekannt, daß es das Inlandeis war, das die glaziären Sedimente vor sich her schob und sie beim Überfahren unter sich stauchte und verschleppte.

Besonders kompliziert sind die Lagerungsverhältnisse am Isernhagener Rücken, wo sie GROBA (1968) mit Bohrungen und Geoelektrik detailliert untersuchte: Elster- und drenthezeitliche Sedimente wurden in eine E-W verlaufende Rinne im Festgesteinsuntergrund eingestaucht und stellenweise - zusammen mit abgehobelten Kreideschuppen - übereinandergestapelt. Nur so lassen sich auch die abnorm hohen Mächtigkeiten (15 - 20 m) der "Oberflächenmoräne" erklären, die in einzelnen Bohrungen östlich von Isernhagen, bis etwa Oldhorst, angetroffen wurden. Hier ist durch den Gletscher die Drenthe- direkt auf die Elster-Moräne geschoben worden. GROBA (1968) nimmt sogar an, daß der 20 m hohe Kreidetonrücken von Isernhagen insgesamt vom Inlandeis aufgepreßt wurde.

Auf Abb. 2 sind die gestauchten Bereiche ausgehalten. Sie sind im Gelände z.T. als flache Rücken zu erkennen. Sie gehören zu einem Endmoränenzug, der sich von den Niederlanden über die Dammer und Rehburger Berge bis an das Gebiet östlich von Braunschweig erstreckt. Hier hat das vordringende Inlandeis des Drenthe-Stadiums aus den eigenen Vorschüttsanden und -kiesen, aus Elster-Sedimenten und abgehobelten Spänen der Kreideschichten eine Stauchendmoräne zusammengeschoben. Ihre Entstehungszeit wird als Rehburger Phase bezeichnet (WOLDSTEDT, 1929; LÜTTIG, 1959b). Das Eis scheint sich anschließend aber nicht wesentlich nach N zurückgezogen zu haben, sondern ist - nach einem kurzen Halt - in der Hamelner Phase über den Moränenwall hinweg weiter nach S vorgedrungen (DUPHORN et al., 1973).

5. LITERATUR

ALTERMANN, M. 1968: Quartärgeologische und bodenkundliche Untersuchungen an weichselzeitlichen äolischen Deckschichten im Gebiet Sachsen-Anhalt. -- Tharandt.

BARTENSTEIN, H. & BETTENSTAEDT, F. 1962: Marine Unterkreide (Boreal und Tethys). -- Leitfossilien der Mikropaläontologie, 225-297, 8 Abb., 2 Tab., 9 Taf., Berlin.

BENTZ, A. 1946: Geotektonische Karte von Nordwestdeutschland 1 : 100 000, Großblatt 61 (Hannover-Celle-Peine); Bearbeiter: H. ALDINGER, H. CLOSS, W. SCHOTT und R. WAGER. -- Hannover.

BERTRAM, H. & KEMPER, E. 1971: Das Alb von Hannover. -- Beih. Naturhist. Ges., 7 (Eilenriede-Festschrift), 27-49, 1 Tab., 3 Taf., Hannover.

BERTRAM, H., KEMPER, E. & ROHDE, P. 1971: Eine neue Karte des mesozoischen Untergrundes im östlichen Stadtgebiet von Hannover. -- Ber. Naturhist. Ges., Beih. 7 (Eilenriede-Festschrift), 13-26, 1 Abb., 1 Kt., Hannover.

BESCHOREN, B. 1931: Geol. Karte Preußen etc. 1 : 25 000, Bl. 1887 Groß Burgwedel, mit Erläuterungen. -- Unveröff. Manuskr., 1 Kte., Berlin.

BETTENSTAEDT, F. & DIETZ, C. 1957: Tektonische und erdölgeologische Untersuchungen im Raum Lehrte östlich Hannover. -- Geol. Jb., 74, 463-522, 8 Abb., 1 Tab., Hannover.

BUNDESANSTALT FÜR BODENFORSCHUNG 1967: Paläogeographischer Atlas der Unterkreide von Nordwestdeutschland. -- 289 Kt. 1 : 200 000, 11 Kt. 1 : 500 000, 6 Kt. 1 : 1,5 Mio, 1 Tab., Hannover.

CREDNER, H. 1865: Geognostische Karte der Umgegend von Hannover. -- 44 S. einschl. 16 S. Tab., 1 Taf., 1 Kt., Hannover

DEWERS, F. 1930: Studien über die Entstehung des Geschiebedecksandes. -- Abh. naturwiss. Ver. Bremen, 27, 299-330, 6 Abb., 5 Taf., Bremen.

DIETZ, C. 1973: Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Bl. 3625 Lehrte, mit Erl. -- 83 S., 7 Abb., 7 Tab., 2 Taf., 1 Kt., Hannover.

------- 1959: Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Bl. 3624 Hannóver, mit Erl. -- 177 S., 3 Taf., 13 Abb., 5 Tab., 1 Kt., Hannover.

DIETZ, C. & KAYSER, K. 1961: Geologie. -- In: Der Landkreis Burgdorf. Veröff. d. Niedersächs. Amt f. Landesplan. u. Statistik, D, 19, 19-36, 3 Abb., Bremen-Horn (W.Dorn).

DUPHORN, K., GRUBE, F., MEYER, K.-D., STREIF, H. & VINKEN, R. 1973: State research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. A. Area of the Scandinavian Glaciation. 1. Pleistocene and Holocene. -- Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24, 222-250, 1 Abb., Öhringen.

DÜCKER, A. 1934: Die Windkanter des Norddeutschen Diluviums in ihren Beziehungen zu periglazialen Erscheinungen und zum Decksand. -- Jb. preuß. geol. L.-A., 54, 487-530, 4 Abb., 4 Taf., Berlin.

DÜCKER, A. & MAARLEVELD, G. 1957: Hoch- und spätglaziale äolische Sande in Nordwestdeutschland und in den Niederlanden. -- Geol. Jb., 73, 215-234, 8 Abb., Hannover.

ERBE, J. 1958: Spätglaziale Ablagerungen im Emsland und seinen Nachbargebieten. -- Geol. Jb., 76, 103-128, 13 Abb., 3 Tab., Hannover.

ERNST, G. 1968: Die Oberkreide-Aufschlüsse und ihre stratigraphische Gliederung mit Echinodermen und Belemniten. 1. Teil: Die jüngere Oberkreide (Santon-Maastricht). -- Ber. Naturhist. Ges., Beih. 5 (KELLER-Festschrift), 235-284, 7 Abb., 1 Tab., Hannover.

FORCHE, F. 1949: Der Neustadt-Engelbosteler Sattel. -- In: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland. 91-95, 4 Abb., Hannover—Celle (Amt f. Bodenforsch.).

GAUGER, W. & MEYER, K.-D. 1970: Ostbaltische Geschiebe (Dolomite, Old-Red-Sandsteine) im Gebiet zwischen Lüneburg und Uelzen. -- Der Geschiebesammler, 5, 1-12, 1 Abb., 2 Tab., Hamburg.

GENIESER, K., HÖFLE, H. & ROHDE, P. 1973: Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Bl. 3423 Otternhagen. -- Hannover.

GRABERT, B. 1959: Phylogenetische Untersuchungen an Gaudryina und Spiroplectinata (Foram.) besonders aus dem nordwestdeutschen Apt und Alb. -- Abh. senckenb. naturforsch. Ges., 498, 71 S., 27 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Frankfurt a.M.

GROBA, E. 1960: Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Bl. 3525 Großburgwedel. -- Unveröff. Kartenmanuskr., Hannover.

------- 1968: Der Isernhagener Rücken, ein für den Raum nördlich von Hannover charakteristisches Gebilde eiszeitlicher Stauchungen. -- Geol. Jb., 85, 123-134, Hannover.

HÄLBICH, I. 1962: Gefügeanalytischer Beitrag zur Genese der Höhenzüge zwischen Garbsen und Schillerslage nördlich von Hannover. -- Geol. Jb., 80, 161-212, 31 Abb., 5 Tab., Hannover.

HAMBLOCH, H. 1958: Das Alter einiger Dünen an der oberen Ems. -- Erdkunde, 12, H. 2, 128-132, 4 Abb., Bonn.

KOPP, E. 1965: Die periglaziale Deckzone (Geschiebedecksand) im norddeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. -- Ber. geol. Ges. DDR, 10, 739-771, Berlin.

LANG, H.-D. 1962: Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Bl. 3524 Isernhagen, mit Erl. -- 130 S., 24 Abb., 1 Kt., 5 Taf., 6 Tab., Hannover.

LANG, H.-D. 1967: Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Bl. 3424 Mellendorf, mit Erl. -- 126 S., 1 Kt., 23 Abb., 13 Tab., 3 Taf., Hannover.

------- 1973: Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000, Bl. 3323 Schwarmstedt, mit Erl. -- 78 S., 12 Abb., 13 Tab., 1 Kt., Hannover

LÜTTIG, G. 1954: Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. -- Geol. Jb., 70, 43-125, 16 Abb., 1 Taf., Hannover.

------- 1959: Methodische Fragen der Geschiebeforschung. -- Geol. Jb., 75, 361-418, 17 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover (1959a).

------- 1959: Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. -- Geol. Jb., 75, 419-430, 6 Abb., 1 Tab., Hannover (1959b).

LÜTTIG, G. & BALDSCHUHN, R. 1961: Bericht über die Ergebnisse geröllanalytischer Untersuchungen von Quartärsedimenten aus dem Gebiet nördlich von Hannover. -- Unveröff. Bericht, 14 S., 140 Tab., NLfB, Hannover.

LUTZE, G.F. 1968: Ökoanalyse der Mikrofauna des Aptium von Sarstedt bei Hannover. -- Ber. Naturhist. Ges., Beih. 5 (KELLER-Festschrift), 427-443, 4 Abb., Hannover.

MEYER, K.-D. 1970: Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. -- Abh. naturwiss. Ver. Bremen, 37, 227-246, 4 Abb., 1 Tab., Bremen.

MERTENS, E. 1956: Zur Grenzziehung Alb/Cenoman in NW-Deutschland mit Hilfe von Ostracoden. -- Geol. Jb., 72, 173-230, 1 Tab. 7 Taf., Hannover.

PYRITZ, E. 1972: Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. -- Göttinger geogr. Abh., 61, 153 S., 27 Abb., 3 Beil., Göttingen.

ROHDE, P. & BERTRAM, H. 1973: Geologische Strukturen im Vorland des Deister. -- Ber. Naturhist. Ges., 117, 7-26, 1 Abb., 1 Tab., 1 Kt., Hannover.

ROLL, A. 1949: Die strukturelle Entwicklung und die Geschichte der Salzstockbildung im Hannoverschen Becken. -- In: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland, 69-90, 17 Abb., 1 Taf., Hannover-Celle (Amt f. Bodenforsch.).

SCHNEIDER, F.K. 1963: Rhythmische Bankung in den Unterkreide-Tongesteinen im Raum Hannover-Braunschweig. -- Dissertation Braunschweig.

WOLDSTEDT, P. 1928: Über einen wichtigen Endmoränenzug in Nordwestdeutschland. -- J.-Ber. Nds. geol. Ver., 21, 10-17, 1 Abb., Hannover.

ZWERGER, R. von 1938: Schwerestörungen zwischen Aller und Steinhuder-Meer-Linie. -- Oel und Kohle, 14, 943-953, 9 Abb., Berlin.

Hannc



Oberkreide

Maastricht

4 Oberes Obercampan

3 Unteres Obercampan

Störung, sicher bzw. vermutet

1 2 3 4 km

Geologische Karte des Untergrundes von Hannover und östlicher Umgebung

(Tertiär und Quartär abgedeckt)

Zusammengestellt von H. JORDAN. K. KUHN und P. ROHDE

1 : 50 000

Ausschnittzusammenfügung aus der Top. Karte 1:50000

Hannover 1975





Oberkreide

ma	Maastricht
ca 4	Oberes Obercampan
ca 3	Unteres Obercampan
ca 1+2	Untercampan
sa 3+4	Oberes Mittel- und Obersanton
t 2	Mittelturon
t 1	Unterturon
c	Cenoman, ungegliedert
c 3	Obercenoman
c 1+2	Unter- und Mittelcenoman

Unterkreide

h - 1	Hauterive bis Alb
1	Alb, ungegliedert
1o	Oberalb, ungegliedert
1o 3	Oberalb 3
1o 2	Oberalb 2
1o 1	Oberalb 1
1m	Mittelalb
1u	Unteralb
p	Apt
b	Barrême
h	Hauterive, ungegliedert
ho	Oberhauterive
hu	Unterhauterive
v	Valangin

Wd Wealden

Jura

jo	Malm
jm	Dogger
ju	Lias

Trias

k	Keuper

Geologische Karte des Untergrundes von Hannover und östlicher Umgebung

(Tertiär und Quartär abgedeckt)

Zusammengestellt von H. JORDAN. K. KUHN und P. ROHDE

1 : 50 000

Ausschnittzusammenfügung aus der Top. Karte 1:50000

Hannover 1975





Oberkreide

ma	Maastricht
ca 4	Oberes Obercampan
ca 3	Unteres Obercampan
ca 1+2	Untercampan
sa 3+4	Oberes Mittel- und Obersanton
t 2	Mittelturon
t 1	Unterturon
c	Cenoman, ungegliedert
c 3	Obercenoman
c 1+2	Unter- und Mittelcenoman

Unterkreide

h - 1	Hauterive bis Alb
1	Alb, ungegliedert
1o	Oberalb, ungegliedert
1o 3	Oberalb 3
1o 2	Oberalb 2
1o 1	Oberalb 1
1m	Mittelalb
1u	Unteralb
p	Apt
b	Barrême
h	Hauterive, ungegliedert
ho	Oberhauterive
hu	Unterhauterive
v	Valangin

Wd Wealden

Jura

jo	Malm
jm	Dogger
ju	Lias

Trias

k	Keuper



ca 1+2	Untercampan
sa 3+4	Oberes Mittel- und Obersanton
t 2	Mittelturon
t 1	Unterturon
c	Cenoman, ungegliedert
c 3	Obercenoman
c 1+2	Unter- und Mittelcenoman

Unterkreide

h - l	Hauterive bis Alb
l	Alb, ungegliedert
lo	Oberalb, ungegliedert
lo 3	Oberalb 3
lo 2	Oberalb 2
lo 1	Oberalb 1
lm	Mittelalb
lu	Unteralb
p	Apt
b	Barrême
h	Hauterive, ungegliedert
ho	Oberhauterive
hu	Unterhauterive
v	Valangin
wd	Wealden

Jura

jo	Malm
jm	Dogger
ju	Lias

Trias

k	Keuper
m	Muschelkalk
s	Buntsandstein, ungegliedert
so	Oberer Buntsandstein
sm	Mittlerer Buntsandstein
su	Unterer Buntsandstein

Salzstockrand

Entnahmepunkt mikropaläont. datierter Proben in den Arbeitsgebieten 1,3 und 4.

Schichtgrenze

Störung, sicher bzw. vermutet

0 1 2 3 4 km


hu
Schulenburg
LANGEN-
HAGEN
Godshorn
Vinnhorst
Wiesenau
Ledeburg
Burg
Lehrte
HERREN-
HAUSEN
lu
lm
lo
sa 3+4
ca 1+2
HANNOVER
c
h
h-l
wd
ho
b
p
jo
jm
ju
k
vh
Bornum
Mühlen-
berg
OBER-
RICK-
LINGEN
RICKLINGEN
Wettbergen
Hemmingen
Westerfeld
LAATZEN
Devese
Wilkenburg
Arnum
Dime
Bult
KIRCHRODE
Waldheim
Waldhsn.
Seel-
horst
MITTEL-
DÖHREN
Wülfel
Masch
FELD
Wülferode
Bemerode
c1+2
c3
t2
t1
lo1
lo2
lo3
Niederhägener
Bauerschaft
Bauerschaft
-Nieder-
hägener
Bauer-
schaft-
Süd
Silbersee
Kl Buchholz
GR BUCHHOLZ
KLEEFELD
Oster-
feld
Breite Wiese
Altwarmbüchen
Altwarmbüchener Moor
Lahe
Lahewiesen
Kirchhorst
Beinhorn
Heeßel
Ahrbeck
Stelle
Groß Horst
Bassenthof
Ziegelei
Löhne
Rittergut
Mooswiese
Stadtgut
Im Moore
Groß-
Kolshorn
Klein-
Röddensen
Schwarmstedter Damm
Lüneburger Damm
Schwarmstedter Damm
Mühlenfelder Damm
Buchholzer Damm
Hannover-Langenhagen
Langenhagen
Mecklenheide
Nordhafen
Mühle
Bremoor
Silbersee
Sodbrinks
Kleine
Heide
Deich
wiesen
Enteppfuhl
An der
Wietze
Fürrel-
heide
Ziegelei
Anschlußstelle
Hannover-Flughafen
Anschlußstelle
Hannover-Kirchhorst
Anschlußstelle
Hannover-Buchholz
Anschlußstelle
Hannover-Misburg
Misburg
Misburger
Wald
Misburger
Feldmark
Misburger
Holz
Misburger
Kalkberge
Misburger
Kalkwerke
Misburger
Kalkwerke
Misburger
Kalkwerke

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 1975

Band/Volume: 119

Autor(en)/Author(s): Jordan Heinz, Kuhn Karl-Heinz, Bertram Horst, Meyer Klaus-Dieter, Rohde Peter

Artikel/Article: Kreide und Quartär zwischen Misburg und Großburgwedel mit einer Geologischen Karte des Untergrundes von Hannover und östlicher Umgebung (Tertiär und Quartär abgedeckt) 7-47