

FRIEDRICH GRUBE | **Hamburg**

## Saale-Komplex in der Hamburger Region

**Schlüsselworte** Saale-Komplex, kartierfähige Formation, Warthe-Marginalzone, Nord-Niedersachsen, Hamburg, Holstein.

**Keywords** Saalian cold period, mappable formations, Warthe marginal zone, northern Lower Saxony, Hamburg, Holstein.

**Kurzfassung** In kurz- und mittelfristig aufgeschlossenen Sand- und Kiesgruben im nördlichen Niedersachsen, Hamburg und Schleswig-Holstein konnten Sedimente und Lagerungsformen wichtiger Leithorizonte des Saale-Komplexes untersucht werden. Alle regional verfolgbaren Schichten mit identischer Stratigraphie werden als kartierbare Formation bezeichnet. Der Saale-Komplex beginnt im Untersuchungsgebiet mit Schmelzwassersanden einer feinkörnigen Sandserie, der sogenannten Övelgönne-Formation. Im Hangenden folgt der Till des Drenthe-Stadiums – unterteilt in einen oberen Till/Fern-Till über einem Lokal/Sohl-Till. Der charakteristische Till der Niendorf-Formation gehört zu den besten Leithorizonten Norddeutschlands. Die überlagernden klastischen Sedimente der Borgfelde-Formation werden als Lagerstätte der Sand- und Kiesindustrie genutzt. Der jüngste Till des Saale-Komplexes (Warthe-Stadium), die Fuhsbüttel-Formation, konnte an der äußersten Verbreitungsgrenze in Lentförhden (bei Kaltenkirchen) und in Immenbeck (nahe Buxtehude) nachgewiesen werden. Durch systematischen Einsatz von petrographischen Untersuchungsmethoden konnten die einzelnen Einheiten charakterisiert werden – ein Beitrag zur Lithostratigraphie des Saale-Komplexes in Norddeutschland.

**Abstract** Short to medium termed exposed sand and gravel pits in northern Lower Saxony, Hamburg and Schleswig-Holstein exhibited sediments and sedimentary patterns of the marker horizons of the Saalian Complex. All regional traceable horizons with identical stratigraphy are here referred to as mappable formations. The Saalian Complex begins with glaciofluvial sands – a fine-grained sand series, the so called Övelgönne Formation. On top follows the till of the Drenthe cold phase. This till can be divided into a ground-/distant till and a lower deformation-/local till. The characteristic till of the Niendorf Formation belongs to the best marker horizons of Northern Germany. The overlaying clastic sediments of the Borgfelde Formation are frequently used by the aggregate industry. The youngest till of the Saale cold stage (Warthe), the Fuhlsbüttel Formation, could be tracked at the outmost glaciation limit near Lentförden (west of Kaltenkirchen) and Immenbeck (near Buxtehude). The individual units could be characterized by systematic use of petrographic research methods – a contribution to the lithostratigraphy of the Saalian Complex in Northern Germany.

## 1. Einleitung

In den vergangenen Jahrzehnten nutzte der Autor jede Gelegenheit, die Sedimente des Saale-Komplexes im Hangenden der Ablagerungen der Holstein-Warmzeit und im Liegenden der Eem-Warmzeit in zahlreichen Tagesaufschlüssen und Bohrprofilen im In- und Ausland zu untersuchen. Die Forschungsergebnisse wurden auf Exkursionen mehrerer Universitäten, als Beiträge auf Tagungen der Norddeutschen Geologen (F. Grube, 2003), der DEUQUA und für INQUA Gremien vorgestellt und archiviert. Mit diesem Beitrag werden diese Erkenntnisse über die Gliederung des Saale-Komplexes in Nordwest-Deutschland vorgestellt. Des Weiteren wird auf die offenen Fragen hingewiesen, u. a. auf die Probleme der Nomenklatur. Damit gebe ich die Staffel an meine wissenschaftlichen Nachfolger weiter! Glück Auf!

Insbesondere die Gletscherablagerungen bilden markante Horizonte in Norddeutschland. Im Vorfeld der weichselkaltzeitlichen Gletscher wurde die saalekaltzeitliche Landschaft Nordwest-Deutschlands durch periglaziale Prozesse zur Altmoräne umgestaltet. Im Hamburger Raum können nach F. Grube (1967, 2003) im Saale-Komplex drei Gletschervorstöße (ältere, mittlere, jüngere) nachgewiesen werden. Alle Tills wurden von K.D. Meyer (2013) durch gründliche Leitgeschiebezählungen untersucht.

In **Schleswig-Holstein** wurden drei saalezeitliche Gletschervorstöße erfasst. Auf die Ablagerung des sandigen Tills des Burg-Vorstosses (Burg-Formation) folgten die Gletschervorstöße der Kuden- und der Hennstedt-Formation (Kabel 1982, Stephan 2010, 2014). In **Dänemark** korrelierten Sjörring & Frederikse (1980) alle Befunde in Dänemark mit den Einheiten in Norddeutschland und den Niederlanden. Houmark-Nielsen (1987) untergliederte die Ablagerungen der drei Saale-Vergletscherungen:

Trelde Næs-Till (Drenthe); Ashoved Till (Niendorf) und Lillebælt Till (Fuhlsbüttel). Auch in **Niedersachsen** werden nach Meyer (1995, 2005, in Litt et al. 2007, 2013; vgl. Hinze et al. 1995) drei saalezeitliche Tills beschrieben – D1, D2 und Warthe. In **Nordrhein-Westfalen** und in den **Niederlanden** wird die Drenthe-Vergletscherung dreigeteilt, (Lange 2003, Zandstra & Speetzen 2006). In **Mecklenburg-Vorpommern** sind zwei Gletschervorstöße der Saale-Kaltzeit nachgewiesen (Rühberg et al. 1995). Beide Tills können nach den umfangreichen Geschiebezählungen von Lüttig (2005) unterschieden werden. Ihre Ablagerungen sind durch ein nicht benanntes Interstadial getrennt. Für die **Niederlausitz** stellte Behrendt (2004) eine vorzügliche Gliederung vor. Mit besonderer Sorgfalt haben Lippstreu et al. (1994) sich der Saalegliederung **Brandenburgs** gewidmet und die Ergebnisse jahrzehntelanger Forschungen dargestellt. Mit diesen Erkenntnissen aus der zentralen Region Deutschlands ergeben sich Möglichkeiten der Korrelation der Saalevergletscherungen über die Landesgrenzen hinweg, wobei die klassische Typusregion in Sachsen für die Stratigraphie des Mittelpleistozäns von überragender Bedeutung sein dürfte (Wansa 2009, Litt et al. 2007). Auch aus Tschechien (Ostrava, Mähren, Macoun & Šibrava 1961, Macoun 1968) sind Tills der Saale-Kaltzeit bekannt; eine Korrelation mit Vergletscherungen in Polen und Norddeutschland erscheint möglich (Nývlt et al. 2011). Diese geraffte Darstellung vermittelt einen Eindruck von dem komplexen Aufbau der Ablagerungen des Saale-Komplexes, die von 340.000 -127.000 Jahren vor heute große Teile der Landschaften Nord- und Mitteldeutschlands geprägt hat. Der in vielen Gebieten ähnliche Aufbau der Schichtenfolge darf nicht darüber hinwegtäuschen, dass die Tills stratigraphisch unterschiedlich einzuordnen sind. Einen Überblick über den gegenwärtigen Stand der Forschung bieten Ehlers et al. (2011).

Der Gesteinsaufbau der Geest ist in der Region Hamburg außerordentlich vielfältig und reicht von der ungestörten Schichtenfolge bis zur komplexen Stauchmoräne. Nur bei einer söhligem, ungestörten Lagerung sind die Voraussetzungen für die Erfassung einer realen Lithostratigraphie gegeben. Die petrographischen Parameter der einzelnen Horizonte können systematisch untersucht werden, von Geschiebe-Längsachsenmessungen über Korngrößenaufbau bis zur Geschiebezählung. Auch durch die systematische Erfassung der Tonmineralien der unverwitterten Tills im Pleistozän Norddeutschlands können die Tills unterschieden werden (Vortisch 1982). Grundlegende Erkenntnisse über die Differenzierung der norddeutschen Tills gewannen Baermann & Hübner (1984) durch Methoden der Sedimentpetrographie, Mikroseismik und Bodenmechanik. Aufgrund von geophysikalischen Bohrlochvermessungen konnte Löhnert in Norderstedt (Süd-Holstein) zwei Saale-Tills voneinander unterscheiden (Drenthe + Niendorfer) (Löhnert 1967 und mündl. Mitteilung).

Viele kartierbare Gesteinseinheiten, d.h. Formationen können in günstigen Fällen mit ihren charakteristischen Eigenschaften über weite Flächen verfolgt und als Leit Horizonte bewertet werden. Dies gilt zum Beispiel für den kreide- und flintreichen Till

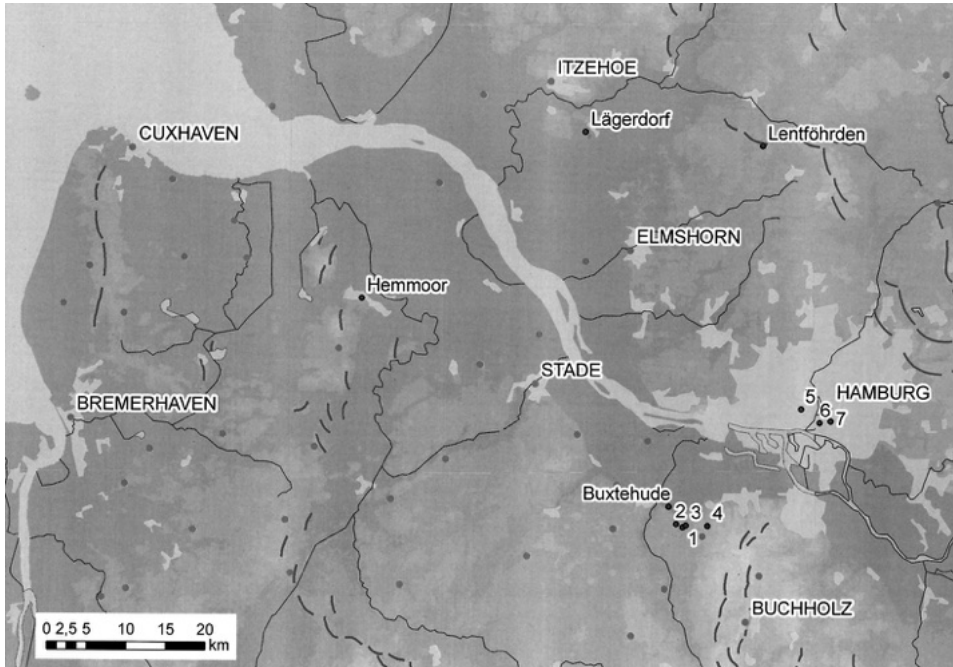


Abb. 1 Lagekarte. 1 = Immenbeck, 2 = Buxtehude, Alter Postweg, 3 = Ardestorf I und II, 4 = Daerstorf, 5 = Schlump, 6 = Hauptbahnhof, 7 = Borgfelder Straße. Rote Linien: Haupteisrandlagen. Rote Punkte: Ortschaften (Kartengrundlage: Ehlers, unpubl.).

der Niendorf-Formation (F. Grube 1981). In einzelnen Zonen wurden die Schichten glazitektonisch gestört und verschuppt. Diese bieten die Möglichkeit für tektonische Studien (Abb. 2). Überwiegend lagern die Schichten jedoch völlig ungestört. Neben Tills können auch fluviatile Sedimentkörper mit ihrem Habitus und der Schüttungsrichtung weitflächig verfolgt werden.

Abweichend von der Subkommission Quartär der Deutschen Stratigraphischen Kommission, die Vorschüttbildungen, Tills und Nachschüttbildungen als glaziäre Zyklen zu Formationen zusammengefasst (Tills werden nach der Subkommission Quartär der Deutschen Strat. Kommission als Subformationen bezeichnet), wird im Folgenden der Begriff Formation für einzelne Einheiten verwendet. In Bezug zur Saale-Gliederung im Hamburger Raum (Grube 1967) wird hier der Begriff Drenthe-Till für den ältesten der drei Saale-Tills verwendet. Der Term Sohl-Till (Grube 1980) wird synonym zum angelsächsischen Begriff „deformation till“ verwendet.

## 2. Aufschlüsse mit besonderer Aussagekraft

Die kilometerlangen Aufschlüsse für den Hamburger Verkehrstunnelbau boten die Gelegenheit, die geologische Lagerung der glazigenen Formationen mit Kartierungen

U - Bahn - Neubau, Borgfelder Straße 5 - fach überhöht

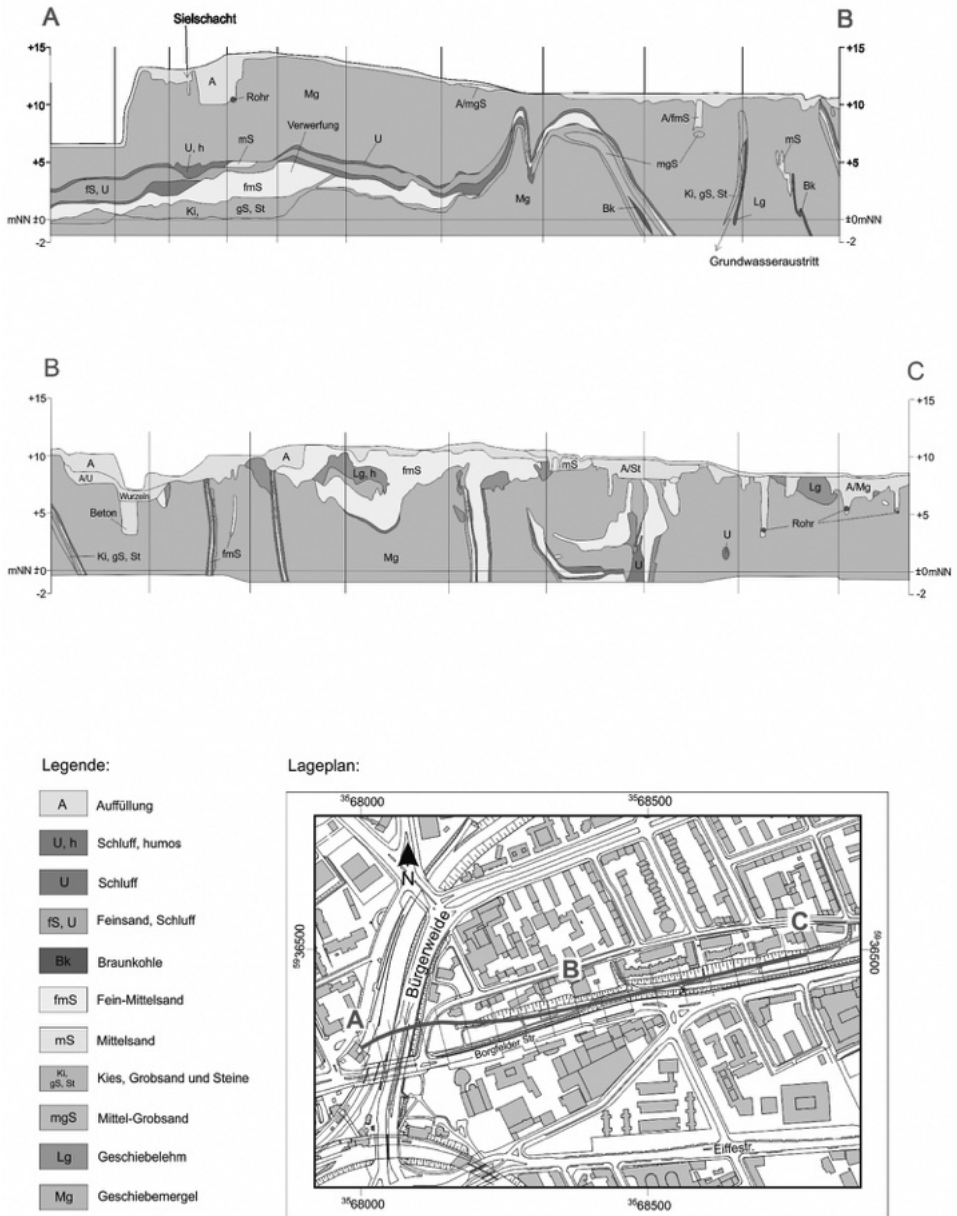


Abb.2 Profil durch die gestauchten Ablagerungen des Saale-Komplexes in der Borgfelder Straße, aufgenommen in der Baugrube der U-Bahn.

im Maßstab 1: 100 zu untersuchen (Archiv Geologisches Landesamt Hamburg). Als Beispiel sei hier die Situation im Bereich des Hamburger Hauptbahnhofs dargestellt (Abb.3). Die Tills der drei saalezeitlichen Vergletscherungen sind flächenhaft vertreten und konnten in zahlreichen Profilschnitten und in Karten im Maßstab 1: 1000

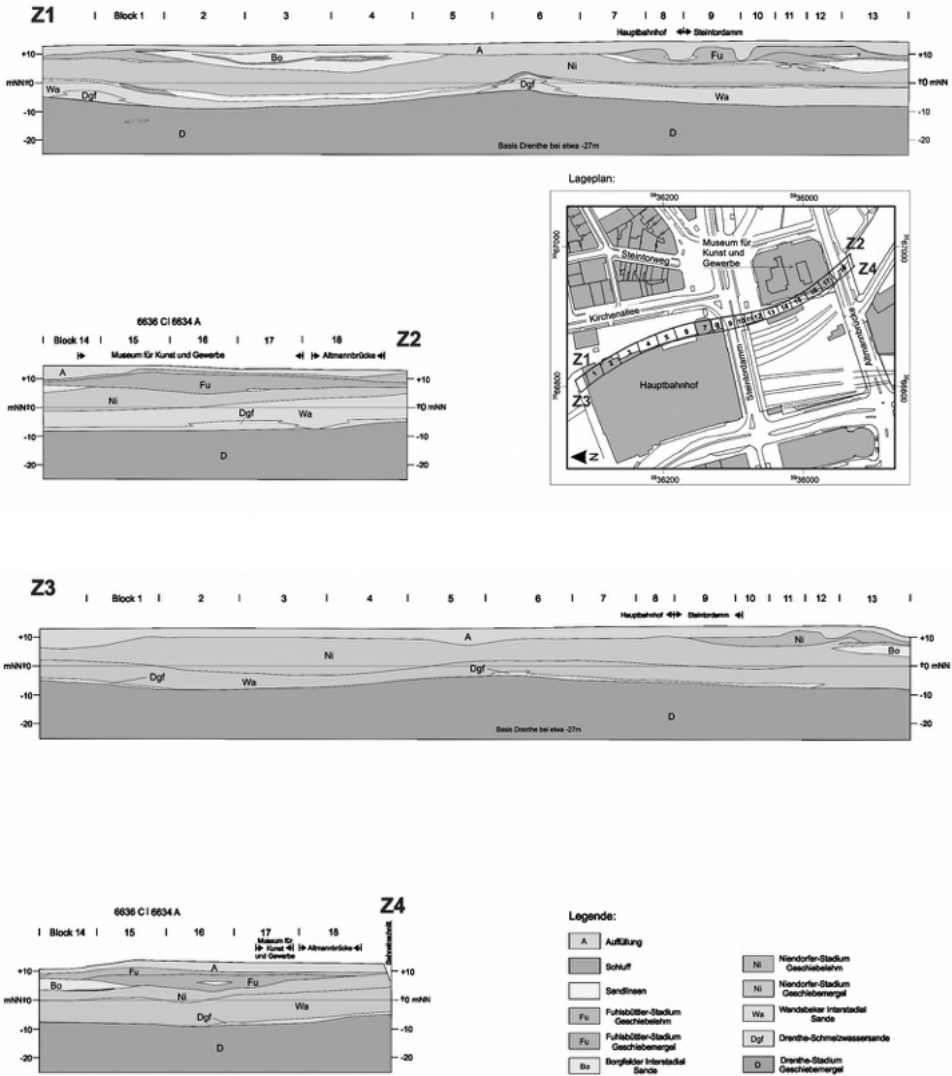


Abb. 3 Profil durch die Ablagerungen des Saale-Komplexes beim Hamburger Hauptbahnhof, aufgenommen in der Baugrube der S-Bahn. Die Darstellung zeigt die West- und Ostwand der Baugrube.

erfasst werden (Archiv Geologisches Landesamt Hamburg). Daraus ergibt sich die in Tabelle 1 dargestellte Gliederung der saalekaltzeitlichen Ablagerungen.

Die Geländeuntersuchungen wurden auf die weitere Umgebung Hamburgs ausgedehnt. Im Text soll auf folgende Aufschlüsse näher eingegangen werden:

- Kreidegrube Hemmoor
- Sand- und Kiesgruben bei Buxtehude, Alter Postweg
- Ardestorf I – Fa Wellmann
- Ardestorf II – Fa Meyer

Tabelle 1 Stratigraphie des Saale-Komplexes in der Hamburger Region

Eem-Warmzeit (qee)	
Saale-Kaltzeit (qs)	Fuhlsbüttel, Nachschüttsande (glazifluviatil)
	Fuhlsbüttel-Formation Jüngere qs-Vergletscherung Warthe i. e.S.
	Borgfelde-Formation glazifluviatile + fluviatile Sande u. a.
	Niendorf-Formation Mittlere qs-Vergletscherung, „Lamstedt-Stadial“
	Wandsbek-Formation glazifluviatile + fluviatile Sande u. a.
	Drenthe-Formation Ältere qs-Vergletscherung
	Drenthe, Vorschüttsande (glazifluviatil)
	Övelgönne-Formation, fluviatile + äolische Sande
	Buxtehude-Formation, glazifluviatile Sande
Holstein-Warmzeit (qhol)	
Elster-Kaltzeit (qe)	Lauenburger Ton

- Immenbeck – Fa Alpers
- Daerstorf – Fa. Hupfeld
- Lentförden/Kaltenkirchen – Fa. Krebs
- Baugrube beim Geomatikum
- Erweiterung der Kreidegrube Heidestraße in Lägerdorf.

Es wurden Messungen der Schrägschichtung, Glazialtektonik, Erosionsformen sowie Geschiebe- und Gerölleinregelung von F. Grube, A. Grube und Studenten der Universität Hamburg durchgeführt. Dabei wurden auch Proben aus dem anstehenden Glaziogen für Geschiebezählungen und andere petrographische Untersuchungen gesammelt. Die Gesteinsbestimmung wurde von R. Vinx und J. Muhs vorgenommen und von Muhs (2006) zusammengestellt.

### 3. Schmelzwassersande von Buxtehude

In den untersuchten Sandgruben bei Buxtehude war das Liegende der saalekaltzeitlichen Ablagerungen nicht aufgeschlossen. Aus der geologischen Kartierung des Blattes 2524 Buxtehude ist jedoch bekannt, dass die Oberkante der prä-saalezeitlichen Schichten dort etwa bei -13 m NN liegt (Meyer 1982).

In einem Aufschluss am Geesthang bei Buxtehude zwischen Alter Postweg und der B 73 waren im Jahre 2005 Sande des Saale-Komplexes aufgeschlossen. In dem

über 12 m hohen Profil wurden kiesige Schmelzwassersande von feinkörnigen Flusssanden überlagert, über denen wiederum ein Sohl-Till des Drenthe-Vorstößes aufgeschlossen war. Die basalen, bräunlich bis hellgrau gefärbten Schmelzwassersande enthielten große Anteile an Kiesen und vor allem auffallend zahlreiche Tongerölle, die auf eine kaltzeitliche Genese hinweisen.

Die glazifluviatilen Sande bei Buxtehude sind durch Wechsellagerung mit dem hangenden Sedimentkörper verbunden. Einzelne kiesige Sandstreifen verzahnen sich mit feinkörnigen Sandbänken. Eine markante Trennschicht wurde nicht beobachtet. Diese Schichtenfolge der älteren Saale war langjährig in der benachbarten Grube des ehemaligen Kalksandsteinwerkes Busch & Dörlitz in Buxtehude zu beobachten.

Auch beim Neubau der A 7 südlich der Kreuzung zur B 73 wurde unterhalb des ältesten Saale-Tills eine Kieslinse beobachtet, die eine kaltzeitliche Umwelt anzeigt. Es handelt sich vermutlich um eine in einer Eisscholle eingefrorene Kieslinse, die z. T. in das frische glazifluviatile Sediment als Driftblock eingebettet wurde (Grube & Ehlers 1975, Tafel 35, unten). Eine Lackfilmdokumentation liegt in der Sammlung des Institutes für Geologie der Uni Hamburg vor.

In einer über 7 m tiefen Baugrube am Moisburger Weg 5 in Hamburg-Neugraben wurden 1979 ähnliche Strukturen beobachtet. Auch hier waren in grobkörnige Sande Kiesbänke mit Tongeröllen eingebettet. Eine stratigraphische Verbindung kann erst hergestellt werden, wenn das Liegende und Hangende dieses Horizontes erbohrt wird.

Die Schmelzwassersande bei Buxtehude können eventuell mit dem Kryomer von Mehlbek (Menke 1970: 11) oder Fuhne (Cepek 1968) verglichen werden. Die aufgefundenen Strukturen können als Anzeichen für ein kaltzeitliches Klima bewertet werden. Beweise für eine Vergletscherung in der älteren Saale sind in Hamburg bisher nicht bekannt.

In Mecklenburg hat von Bülow (2000: 55) eine Vergletscherung in der Fuhne-Kaltzeit proklamiert, die in Schleswig-Holstein mit der Hindorf-Formation verglichen werden könnte (Stephan 1998). Eine Korrelation der vorliegenden Ergebnisse von Buxtehude mit benachbarten Regionen wäre für die Erfassung der lithostratigraphischen Gliederung der älteren Saale wertvoll (siehe auch Litt et al. 2007). Für diese frühe Einheit des Saale-Komplexes wird der Name **Buxtehude-Formation** vorgeschlagen.

#### 4. Övelgönne-Formation

In dem Aufschluss am Alten Postweg in Buxtehude (Ehlers 2008, S.95) folgt über den liegenden Schmelzwassersanden der Buxtehude-Formation ein einheitlicher



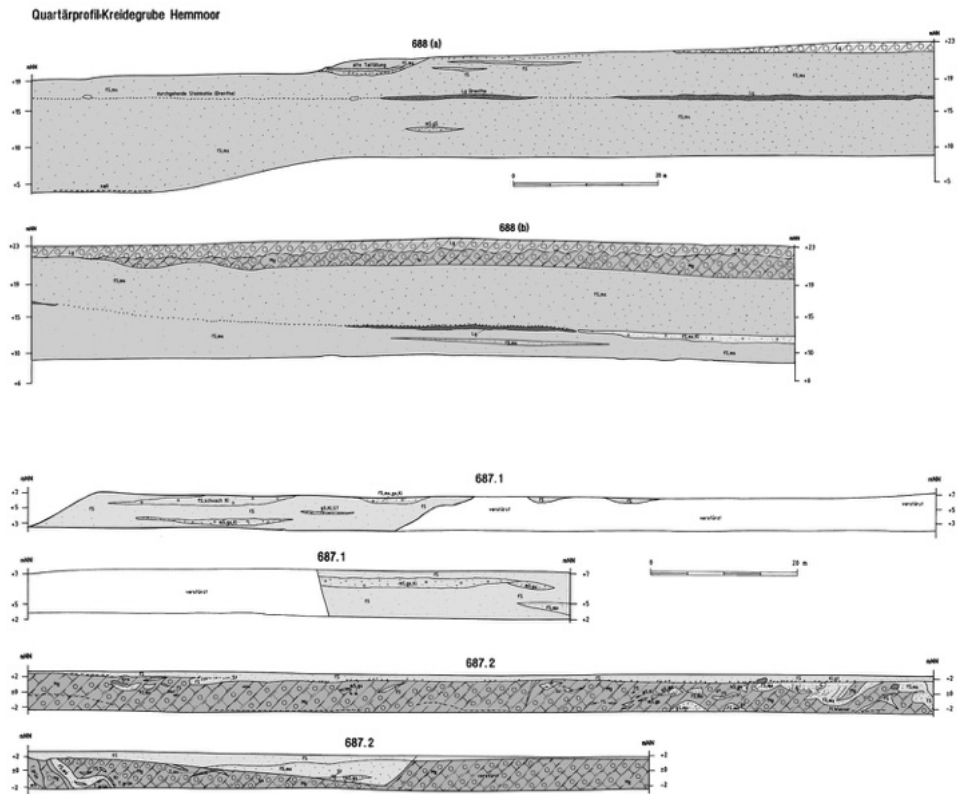


Abb. 4 Sande der Ovelgönne-Formation im Aufschluss Postweg östlich von Buxtehude, Foto: J. Ehlers, 2005.

Gesteinskörper aus über 10 m mächtigen fein- bis mittelkörnigen Sanden (Abb.4). In benachbarten Bohrungen erreichte dieser Horizont eine Mächtigkeit von ca. 9 m. Im bergfeuchten Zustand ist dieser Sand fahlgrau gefärbt, bleicht am Tageslicht aus und wird als „weißer Sand“ gehandelt. Diese Sedimente sind überwiegend laminar mit einzelnen schräggeschichteten Bänken abgelagert. Die Sedimentation erfolgte in einem fließenden Gewässer ohne größere Turbulenzen. Die schräggeschichteten Bänke lassen auf eine zeitweise stärkere Strömung schließen. Schrägschichtungsmessungen im o. g. Aufschluss deuten auf eine Hauptfließrichtung nach Nord-West hin. Diese wurde von Ehlers (1978) auch an anderen Orten in diesen Sanden gemessen. Selten sind Rinnen im Durchmesser von mehreren Metern zu beobachten, die sich diskordant in die liegenden Sande eingeschnitten haben – ohne Geröllbasis. Diese Rinnen sprechen für eine überwiegend fluviatile Genese. Einzelne Lagen weisen eine Humusfleckung auf. In sehr seltenen Fällen wurde auch ein mm-dünner Humusstreifen beobachtet. Erkennbare botanische und faunistische Reste sind in diesem Aufschluss nicht beobachtet worden. Ähnliche negative Ergebnisse wurden bei der pollenanalytischen Untersuchung von organischem Material aus vergleichbaren Auf-

schlüssen von mehreren Pollenanalytikern festgestellt, die nur umgelagertes tertiäres Material nachweisen konnten.

Dagegen fanden Schneekloth & Sickenberg (1968) in einem vergleichbaren Aufschluss, in der Grube Honerdingen des Kalksandsteinwerkes Walsrode, einen über 15 m mächtigen Feinsandhorizont im Liegenden des Drenthe-Tills mit einer humosen Bank von 0,30–1,30 m Mächtigkeit. Nach pollenanalytischen Untersuchungen von Benda (unveröffentlicht) wurden *Pinus*, *Betula*, *Picea* und andere Pflanzenreste gefunden, die auf ein kaltzeitliches Klima hinweisen. Der Anteil an umgelagerten tertiären Sporomorphen scheint erheblich zu sein.

Inwieweit die Interstadiale Hoogeveen und Bantega (Zagwijn 1992: 588; Zandstra 1977: 20) in den Niederlanden sowie von Dömnitz (Cepek 1965) und Wacken in Norddeutschland (Menke 1980b) und in Jütland (DK) Vejlbj I + II (Andersen 1965, 1967) stratigraphisch mit der Övelgönne-Formation korreliert werden können, bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten. Das sogenannte Othmarschen-Interstadial (F. Grube 1981) beruhte auf humosen Einschaltungen in Bohrungen beim neuen Elbtunnel, von denen keine geobotanischen Untersuchungen vorliegen. Diese Befunde entsprechen nicht den heutigen Anforderungen der Biostratigraphie. Der Begriff muss daher aufgegeben werden. Durch die gründliche palynologische Erforschung des Interglazials von Leck (vgl. Leck-Formation, LithoLex) konnte Urban (in Stephan et al. 2001) die Stratigraphie des älteren Saale-Komplexes klären (Stephan et al. 2012, Litt et al. 2007).

In allen untersuchten Aufschlüssen sind diese Sande immer kalkfrei. Die Unterscheidung von feinkörnigen Sanden der Elster-Kaltzeit und des älteren Saale-Komplexes können nur getroffen werden, wenn diese durch die Sedimente der Holstein-Warmzeit oder durch gröbere Schmelzwassersedimente der Buxtehude-Formation getrennt sind. Die von Höfle auf der GK25 Blatt 2624 Hollenstedt erwähnten kalkhaltigen Feinsande könnten als Staubeckensedimente der Elster-Kaltzeit gedeutet werden und wären somit älter als die Övelgönne Formation (Höfle 1982: 26).

Die „weißen Sande“ sind nicht nur in Buxtehude, sondern auch in den Sandgruben von Ardestorf aufgeschlossen. In der aufgelassenen Sandgrube von Ardestorf I wurde dieser Sand langfristig abgebaut. Auch in der südwestlich gelegenen Sandgrube Ardestorf II der Firma Meyer wird dieser rostfreie Sand seit vielen Jahren gewonnen. Oberflächennah standen die Sande der Övelgönne-Formation in Bahrenfeld nördlich des Elbtunnels und im nördlichen Hamburg in Volksdorf in zwei Baustellen am Immenschuur an. Auch bei der Erweiterung der Grube Heidestraße in Lägerdorf 2006 waren die „weißen Sande“ der Övelgönne-Formation vorzüglich aufgeschlossen. Die charakteristischen „weißen Sande“ sind nach Ehlers (1994:185) in Nordwest-Deutschland weit verbreitet. In den nördlichen Niederlanden wird nach Bosch (1990: 92) der stratigraphisch vergleichbare Horizont als Eindhoven-Formation bezeichnet.

Über die Genese gibt es eine Reihe von vielfältigen Deutungen: Von der äolischen/fluviatilen Entstehung dieser Sedimente in den Niederlanden, über Stauseeablagerungen (Meyer 1982) bis zu glazifluviatilen Sanden (Ehlers 1978). Die Kalkfreiheit und die allgemeine Fließrichtung nach Nord-West, d.h. in Richtung Nordsee, sprechen gegen die Deutung eines Vorschüttsandes des Drenthegletschers. Eine Fließrichtung nach Nord-Ost (zur heutigen Ostsee) wurde im Hamburger Raum nicht nachgewiesen. Die gelegentlich vorkommenden kiesigen Gemengteile sprechen gegen eine äolische Herkunft, die mit einem Flugsand vergleichbar wäre. Die Entstehung in einem glazilakustrinen Becken wäre denkbar, jedoch fehlen die feinkörnigen Schluff- und Tonfraktionen. Unter Berücksichtigung aller beobachteter Daten erscheint die Deutung eines fluviatilen Stromnetzes mit starker Beeinflussung durch äolische Faktoren in einem kalten, ariden Klima mit periodischen Überflutungen am wahrscheinlichsten. Die laminar aufgebauten Schichten konnten nur in einem ausgeglichenen Relief über einen vermutlich längeren Zeitraum abgelagert werden, wobei der Fluss sich partiell in U-förmigen Rinnen in die eigenen Sedimente eingeschnitten hat (Aufschluss Buxtehude).

Die Schichten der Övelgönne-Formation können mit kalkfreien, feinkörnigen Sandserien der mittleren Saale, der Holstein-Warmzeit und der Elster-Kaltzeit verwechselt werden. Eine sichere stratigraphische Einstufung der Övelgönne-Abfolgen ist erst dann gegeben, wenn glazigene Sedimente des Drenthe-Stadiums im Hangenden und gesicherte Ablagerungen der Holstein-Warmzeit, bzw. der Lauenburger Ton der Elster-Kaltzeit im Liegenden nachgewiesen sind. Gelegentlich beobachtete kalkfreie Sandabfolgen innerhalb von Stauchmoränen sind mit den bisherigen Untersuchungsmethoden nicht mit Sicherheit in die Övelgönne-Formation einzuordnen.

## 5. Vorschüttsande der Drenthe-Stadium

Im Zentralaufschluss Ardestorf II sind keine Vorschüttsande des Drenthe-Gletschers vorhanden. Dagegen beschreiben Schneekloth & Sickenberg (1968, 368) glazifluviatile Sande aus dem Aufschluss Honerdingen bei Walsrode. Aus Brandenburg erwähnt Hermsdorf (1995, 33) glazifluviatile Sande im Vorfeld der Drenthe-Gletscher. Als Delitzsch-Phase wird in der Typusregion des Saale-Komplexes (Mitteldeutschland) der Zeitraum zwischen der Dömnitz-Warmzeit und dem Drenthe-Stadium bezeichnet, in dem die Hauptakkumulation der Mittelterrassen erfolgte (schriftl. Mitt. Wansa, vgl. Kühner in: Autorenkollektiv 2010, Litt et al. 2007). Generell wäre es wünschenswert, eine systematische Erforschung der Vorschüttsande des Drenthe-Gletschers in Norddeutschland und in den Niederlanden vorzunehmen.

## 6. Drenthe-Formation

### Till

Unter dem Begriff Till wird das gesamte klastische Material zusammengefasst, das der Gletscher aus weiterer Entfernung transportiert hat. Es wird daher in älteren Arbeiten auch als Fern-Till bezeichnet. Die Zusammensetzung eines Tills spiegelt in starkem Maße das Material wider, das im jeweiligen Untergrund ansteht. Durch Untersuchungen an schwedischen Tills konnte Lindén (1975) zeigen, dass sich die Geschiebezusammensetzung bei Änderungen des Gesteinsuntergrundes ebenfalls umgehend ändert.

Wo der Untergrund dagegen wie in Norddeutschland und den Niederlanden überwiegend aus feinkörnigem Lockergestein besteht, bleibt die Geschiebeführung in Fließrichtung des Gletschers über große Strecken gleich. Bezüglich des Geschiebeinhalts handelt es sich um Fern-Tills. So kommt es, dass die Tills aus der Hamburger Binnentalster mit dem gleich alten Till von Eindhoven direkt verglichen werden kann. Der Habitus und auch der Kornaufbau sind sehr ähnlich. Grundlegende petrographische Untersuchungen wie Geschiebezählungen, Korngrößenanalysen und dergleichen sollten möglichst nur in Tills in ungestörter Lagerung vorgenommen werden.

Der Drenthe-Till hat einen hohen Sandanteil, jedoch geringe Kalk-, Flint- und Tongehalte und kann als Sand-Schluff-Till mit dunkelbraun/grauer Farbe bezeichnet werden. Dieser Till ist in der Hamburger Innenstadt flächenhaft verbreitet und bildet den Baugrund für den Tunnelbau (Abb.3). Bei einigen Großbaustellen im Hamburger Raum wurde ein Drenthe-Till angetroffen, die nur wenige Findlinge aufwies – ein Vorteil für den Schildvortrieb. Der hohe Sandanteil im Drenthe-Till bewirkt eine erhebliche Durchlässigkeit für Grundwasser, sodass ohne eine geordnete Wasserhaltung ein Gefügezusammenbruch des Tills eintreten kann. Der Till verwandelt sich in kurzer Zeit in einen Schlamm, der beim S-Bahn Neubau in der Binnentalster zu einem totalen Zusammenbruch der Baustelle führte.

Ein rötlich gefärbter „ostfennoskandischer“ Drenthe-Till ist aus den Niederlanden bekannt (Zandstra 1976) und wird nach neuen Forschungen von Speetzen & Zandstra (2009) in die dritte Phase der Drenthe-Vergletscherung gestellt. Dieser Till ist auch aus Wedel (Wilke 1982), der Kreidegrube von Hemmoor (Iwanoff, mündl. Mitt.) und anderen Lokalitäten in Niedersachsen bekannt, z.B. von Breetze (2005) und aus dem Untersuchungsgebiet südlich von Buxtehude (Meyer 1982). Auf die besondere Bedeutung dieses rötlichen Tills weist Meyer (2013) hin. Es wird vorgeschlagen, diese rötlichen Tills zukünftig dem „Newa-Eisstrom“ zuzurechnen (statt ostbaltisch).

Der sogenannte S II Till von Brandenburg (Cepek et al.1994) wurde geschiebekundlich systematisch untersucht. Als wesentliches Merkmal kann die Führung von Dolo-

miten hervorgehoben werden. Diese charakteristische Geschiebeführung könnte mit dem roten Till im späteren Drenthe-Stadium verglichen werden.

Die starke Verlehmung des Drenthe-Tills lässt sich durch den geringen Kalkgehalt erklären. Nicht selten besteht der geringmächtige Drenthe-Till nur noch aus einem sandigen Geschiebelehm.

Höfle & Schlenker (1979), Henningsen (1981) und Muhs (2006) wandten die Schwermineralanalyse an. Geschiebezählungen liegen in großer Fülle von Lüttig & Meyer (2002), Meyer (2013) und Schlüter (unveröffentlicht, Archiv Geologisches Landesamt bzw. Geologischer Dienst Schleswig-Holstein, LLUR, Flintbek) vor. Nach den Feinkiesanalysen von Ehlers sind die Unterschiede zwischen dem Drenthe-Till und dem Till des mittleren Saaleglazials erheblich (Ehlers 1981a, 144; Ehlers et al. 1984, 28). Auch in Grundwasser-Erschließungsbohrungen kann der Drenthe-Till mit Hilfe von geophysikalischen Bohrlochmessungen von den mittleren Saale-Tills unterschieden werden (Ehlers & Iwanoff 1983).

## **Der Drenthe-Till von Ardestorf II**

Jahrzehntelang war der Drenthe-Till in großen Aufschlüssen wie der Kreidegrube Hemmoor, beim Bau des Elbe-Seitenkanals und in den Tunnelbaustellen in Hamburg für wissenschaftliche Untersuchungen zugänglich. Mit der Fertigstellung dieser Bauwerke und Auflassung der Kreidegrube Hemmoor (Abb.5) sind die Aufschlüsse in dem ungestörten Drenthe-Till seltener geworden. Der Drenthe-Till steht in Ardestorf II in söhlicher Lagerung, ca. 10 m unter der Oberfläche im SE-Teil der Grube, im Hangenden von Sanden der Övelgönne-Formation, an (Abb.6). Der Till ist braun/grau gefärbt und weist einen hohen Sandgehalt auf. Die Durchlässigkeit für Wasser ist bemerkenswert; auch nach Niederschlägen bildet sich kein Stauwasser auf der Oberfläche des Tills. Daher kann dieser Till hydrogeologisch als Geringleiter eingestuft werden und dürfte für den Grundwasserschutz nur eine unbedeutende Rolle spielen.

Der ca. 3–4 m mächtige Till ist in den oberen Dezimetern entkalkt. Der Geschiebelehm ist dunkelbraun gefärbt und 1–1,5 m mächtig. Es ist fraglich, ob diese Verlehmung auf eine Klimaerwärmung zurückzuführen ist oder durch hydrochemische Prozesse erklärt werden kann.

Die Gletscherfließrichtung wurde durch 144 Langachsenmessungen von A. Grube bestimmt. Danach muss der Drenthe-Gletscher aus NNW (330°) unser Gebiet überfahren haben. Dieses Ergebnis ist nach Ehlers (1974: 5; 1983: 68) charakteristisch für den Harburger Raum mit einem Gletscherstrom aus dem Norden (Hauptmaximum 175° = Fließrichtung des Gletschers 355°).

Diese Gletscherfließrichtung passt auch zu den Ergebnissen der Langachsenmessungen von Zandstra & Speetzen (2006) sowie Speetzen & Zandstra (2009) in den Niederlanden und in Westfalen. In der ersten Phase der Drenthe-Vergletscherung



Abb. 5 Quartärprofil der Kreidegrube Hemmoor.

dominieren Gesteine aus Süd- und Mittelschweden, insbesondere aus Småland. Der Weg dieses Gletscherstromes führte von der Region der heutigen Ostsee über die cimbrische Halbinsel bis in die östliche Nordsee und weiter in Richtung Süden nach Westfalen und in die Niederlande. In Dithmarschen/Holstein konnte Stephan (1980) in dem Drenthe-Till eine Fließrichtung von  $100^\circ$  messen. Auffallend ist die Seltenheit südnorwegischer Geschiebe in der ersten Phase der Drenthe-Vergletscherung.

Die Geschiebezusammensetzung in Ardestorf II (Muhs 2006) deutet auf einen Eisstrom von Dalarna über Småland nach Süden hin, mit Leitgeschieben von Westschweden bis zu den Åland-Inseln und Bornholm. Nach den Ergebnissen dieser umfangreichen Geschiebezählung könnte der Drenthe-Till von Ardestorf II mit der zweiten Phase der Drenthe-Vergletscherung von Speetzen & Zandstra (2009) verglichen werden. Die Beimengung von südnorwegischen Geschieben lässt sich durch die Aufnahme von elsterzeitlichem Material erklären.

### **Drenthe-Sohl-Till von Ardestorf II**

Die Sedimente der Inlandgletscher setzen sich oft aus zwei Einheiten zusammen: dem oberen Till/Fern-Till über dem liegenden Lokal-/Sohl-Till (vgl. Grube 1980), die ihre Entstehung der subglazialen Verformung des Untergrundes (Boulton & Jones



Abb. 6 Drenthe-Formation, Till im Hangenden des Saale(lokal)tills (2) über gestauchten weißen Sanden (1), Grube Ardestorf II (Fa. Meyer), 15.04.2003; Foto: E. Raab.

1979) verdankt. Die Sohl-Tills sind heterogen aufgebaut. Der autochthone Till verzahnt sich mit den mitgerissenen Gesteinen aus dem überfahrenen Untergrund, z. B. Till älterer Vergletscherungen, Schmelzwassersande, Tertiär- und Kreideschollen. Die tektonischen Strukturen sind kompliziert und reichen von Zerschierung des Liegenden bis zu subglazialen Stauchungen. Die Mächtigkeit kann von wenigen Dezimetern bis weit über 10 m reichen. Die fließende Grenze zum Till unterscheidet sich erheblich von der prägnanten Basisfläche des Sohl-Tills zum überfahrenen Gestein, nicht nur in Ardestorf II sondern auch in zahlreichen anderen Aufschlüssen.

An der SE-Wand der Grube Ardestorf II konnte der Aufbau dieses Lokal-Tills über Jahre eingehend in einer Abbaubreite von ca. 200 m studiert werden:

- Ca. 15 m breite Scholle eines Brodel- und Tropfenbodens, die dem älteren Teil der Saale zugeordnet werden könnte (Skupin et al. 2006), erregte besondere Aufmerksamkeit (Abb.7 und 8).
- 30 m weiter südlich fand sich ein allochthoner humoser Schluff, möglicherweise eine Mudde aus der Holstein-Warmzeit.
- Ca. 20 m südlich davon trat ein kalkfreier Ton auf, der eine gewisse Ähnlichkeit mit pliozänem Pfeifenton aufwies.
- 100 m westlich fand sich ein kalkfreier, leicht humoser Ton, möglicherweise eine Scholle aus dem miozänen Hamburger Ton oder Glimmerton?
- Außerdem wurden mehrere mächtige Stauchfalten aus glazigenen Sedimenten beobachtet (Abb.9, Ehlers 2006, S.56).
- Die Basisfläche dieses Sohl-Tills bestand aus einer messerscharfen, leicht gewellten Grenze, unter der die ungestörten Övelgöner Schichten anstanden.
- Die durchschnittliche Mächtigkeit des Sohl-Tills wurde mit 4 -5 m gemessen, in westlicher Richtung nahm sie auf über 10 m zu.

Diese Befunde unterstreichen, dass stratigraphisch verwertbare Proben nur aus dem echten Till selbst genommen werden dürfen. Die in der Sandgrube Ardestorf II beobachtete Doppelgliederung des Drenthe-Tills ist nicht auf diese Region begrenzt, sondern konnte in zahlreichen Aufschlüssen in Norddeutschland festgestellt werden. Diese Beobachtungen gelten auch für alle älteren und jüngeren Gletscherhorizonte. Möglicherweise könnte auch der elsterzeitlich geprägte Till im Hangenden des Horizonts der Leck-Warmzeit (Lüttig 2009) eher als Sohl-Till des Drenthe-Stadiums gedeutet werden.

### **Verbreitung des Drenthe-Tills**

In der NE-Ecke der Sandgrube Ardestorf I der Firma Wellmann wurden in dem Sohl-Till dieses Drenthe-Tills komplizierte glazitektonische Störungen von Schluffen und Sanden beobachtet. Ein sandiger Till mit einem Rhombenporphyr-Geschiebe an der Nordwand könnte als ein Rest eines Elster II-Tills gedeutet werden. Dieser Horizont





Abb.7 Drenthe-Formation, Sohl-Till (1) im oberen Teil mit Brodel- und Tropfenboden (1a), hangend gestauchte Sande (2), Grube Ardestorf II, 8.11.2000, Foto: E. Raab



Abb. 8 Drenthe-Formation, Stauch-Till des Sohl-Tills mit Sand- und Schluff-Schollen, Verwerfungen, sekundäre Brauneisenausfällungen, Grube Ardestorf II, 8.05.2000, Foto: E. Raab

gehört, wie auch die hangende 0,30 m mächtige Bank eines Tons (Lauenburger Ton?), zum Schertill der Drenthe-Formation.

In dem Tagesaufschluss am Alten Postweg in Buxtehude wurden im Hangenden der Övelgönne-Formationen nur periglazial aufbereitete kies- und blockreiche Reste des Drenthe-Tills beobachtet. Dagegen war in der westlich gelegenen Sandgrube des ehemaligen Kalksandsteinwerkes Busch & Dörlitz der Drenthe-Till über längere Zeit aufgeschlossen.

Auch in Lägerdorf in Schleswig-Holstein konnte an der Südwand der neuen Kreidegrube, Erweiterung Heidestraße, unterhalb der Zufahrtsstraße zur Schlämmerei, der dunkelbraune Drenthe-Till in wenig gestörter Lagerung und wechselnder Mächtigkeit von 0,30 bis 1,20 m beobachtet werden. Ein Till über diesem Drenthe-Till wird nach neueren Untersuchungen (Geschiebe-Langachsenmessungen, Petrographie) von H.-J. Stephan und A. Grube (mündl. Mitt.) in die mittlere Saale gestellt.

Auf den Inhalt der umfangreichen Literatur zum Drenthe-Till der Nachbargebiete soll hier nicht näher eingegangen werden. Es sei jedoch auf folgende Arbeiten hingewiesen (Zusammenstellung unvollständig): Zu Niedersachsen vergleiche Sindowski (1965), Ehlers (1978a), Lüttig & Meyer (2002), Lüttig (2004), Meyer (2005), zu Nordrhein-Westfalen Gundlach & Speetzen (1990), Zandstra & Speetzen (2006), Speetzen & Zandstra (2009), zu Schleswig-Holstein Stephan (1980) und Stephan (2008), zu Mecklenburg-Vorpommern Buddenbohm (2003), zu Brandenburg Cepek (1965,

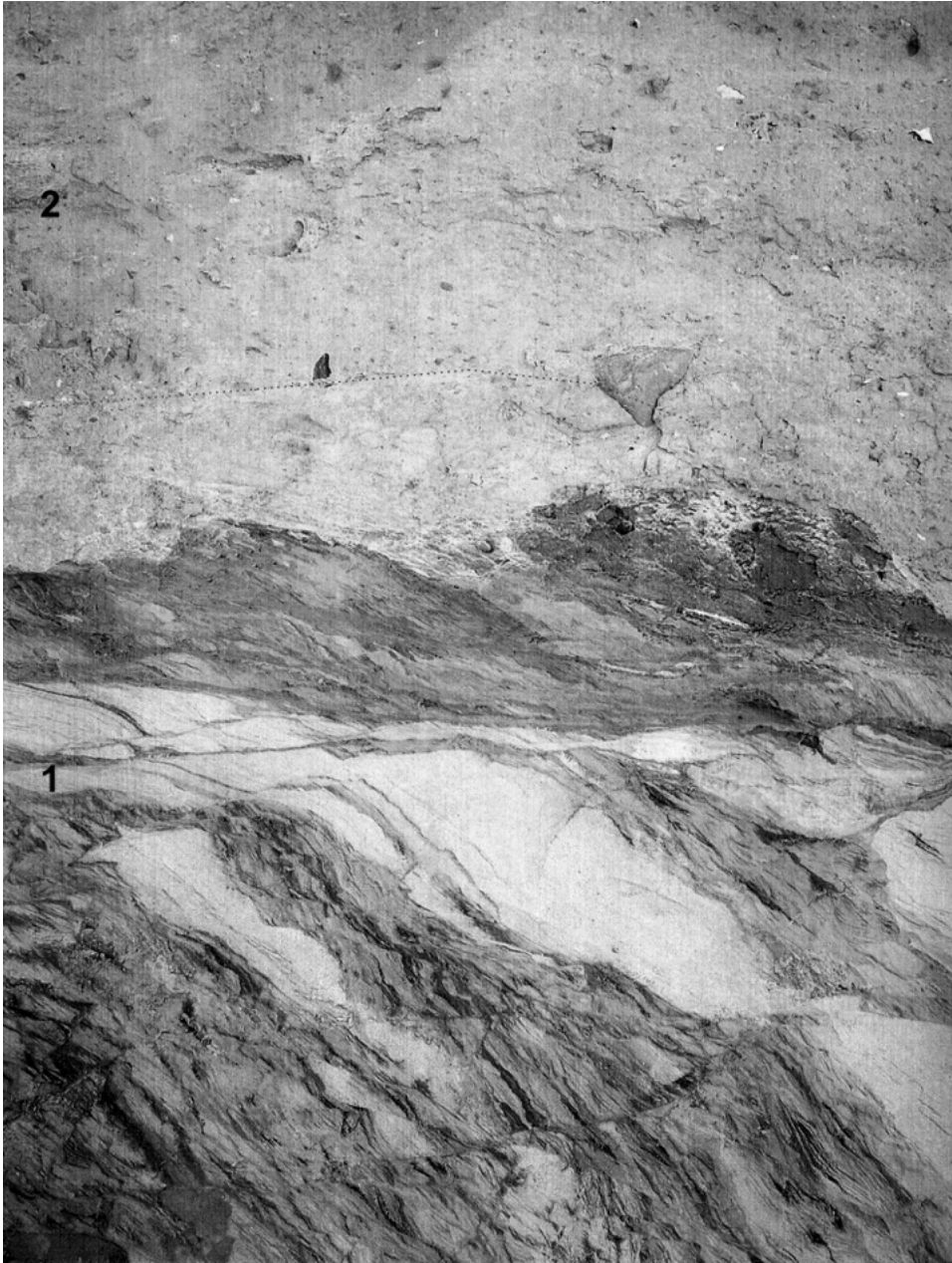


Abb.9 Drenthe-Formation, Till (2) im Hangenden des Traktions-Tills (1), Grube Ardestorf II, 5/2000, Foto: A. Grube

1967), Cepek et al. (1994), Lippstreu et al. (1994), Hermsdorf (1995: 33) und Kühner in: Autorenkollektiv (2010), zu Sachsen und Sachsen-Anhalt (Eissmann, schriftl. Mitt), zu Dänemark (Houmark-Nielsen 1987, 2011) und zu den Niederlanden ter Wee (1962), Zandstra (1975), Busschers et al. 2008) und Bosch (1990).

## Diskussion

Der Begriff Drenthe stammt aus der Morphostratigraphie, wurde von Woldstedt (1958) geprägt und in Norddeutschland allgemein eingeführt. Der Begriff Stadium oder Stadial beinhaltet den gesamten Komplex der Gletscherablagerungen einschließlich der fluvioglazialen bis zu den lakustrinen Ablagerungen. Dagegen bezeichnet der Begriff „Drente-Formatie“ in den Niederlanden eine lithostratigraphische Einheit, die die Gesamtheit der mittel- und spätsaalezeitlichen Ablagerungen umfasst. Der von den Niederlanden bis nach Polen und von Westfalen bis Jütland kartierbare Drenthe-Till kann ohne Zweifel als Formation angesehen werden. Daher wird der Terminus Drenthe-Formation bevorzugt. Wegen der weiten Verbreitung gehört die Drenthe-Formation zu den wichtigen Leithorizonten im nordeuropäischen Quartär.

Nach zahlreichen Geschiebe-Longachsenmessungen im Hamburger Raum, im nördlichen Niedersachsen und in Nordrhein-Westfalen ist eine generelle Fließrichtung der Drenthe-Gletscher aus nördlichen Richtungen bekannt. Bei dieser nördlichen Strömungsrichtung sollte ein hoher Anteil an norwegischen Geschieben zu erwarten sein. Dies ist jedoch nicht der Fall. Die Armut an südnorwegischen Gesteinen ist für die Drenthe-Tills charakteristisch, im Gegensatz zu den liegenden Sedimenten der Elster-Kaltzeit, die regelmäßig einen bemerkenswerten Anteil an südnorwegischen Geschieben aufweisen. Es ist jedoch denkbar, dass elsterzeitliches Material als Sohl-Till vom Drenthe-Gletscher aufgenommen worden ist. Auch in dem Aufschluss Ardestorf II konnten nach Muhs (2006) nur einzelne Geschiebe aus dem südnorwegischen Raum festgestellt werden. Eine Klärung dieser Fragestellung sollte durch vermehrte Geschiebe-Longachsenmessungen in Holstein erfolgen (Stephan 1980).

## 7. Wandsbek-Formation

Die mächtigen rolligen und bindigen Ablagerungen, die im Hamburger Raum den Drenthe-Till vom Till des nächsten Saale-Eisvorstoßes trennen, werden nach F. Grube (1981) als Wandsbek-Formation bezeichnet.

In der ersten Untersuchungsphase wurde in Ardestorf II der Firma Meyer der im Abbau befindliche, weitgehend ungestörte Schmelzwasserhorizont dementsprechend in die Wandsbek-Formation eingegliedert, bis später in diesem Aufschluss der charakteristische Till der Niendorf-Formation im Liegenden der glaziofluviatilen Sande entdeckt wurde. Damit musste dieser Horizont in die Borgfelde-Formation gestellt werden. Die Ablagerungen der Wandsbek-Formation wurden zwischen den Tills der Niendorf- und Drenthe-Formation in Ardestorf II nicht nachgewiesen. Aber bei der Erweiterung der neuen Kreidegrube Heidestraße nördlich der Schlämmerei in Lägerdorf/Holstein wurden lokal feinkörnige Sande in gestörter Lagerung im Hangenden des Drenthe-Tills angetroffen, die der Wandsbek-Formation angehören könn-

ten. In diesen Sanden wurden keine humosen Spuren gefunden und damit auch keine Pflanzenreste mit einer subarktischen Flora wie in Hamburg beim Neubau des U-Bahnhofes Berliner Tor (Schmitz 1967). Die Sande der Wandsbek-Formation trennen hier in ungestörter Lagerung der liegende Drenthe-Till von den hangenden Tills des mittleren Saale-Komplexes. Östlich von diesem Fundpunkt beginnt die Stauchmoräne der Saale (Abb.2).

## 8. Niendorf-Formation („Lamstedt-Stadium“)

Im Hangenden der Wandsbek-Formation oder älterer Einheiten folgt im Hamburger Raum der Till der Niendorf-Formation. Diese besteht fast immer aus einem kreidereichem Till und einem liegenden Sohl-Till. Der Till ist im Habitus und nach den Ergebnissen zahlreicher Korngrößenanalysen relativ tonig und schluffig. Der Kalkgehalt ist im Allgemeinen höher als in älteren und jüngeren Till-Horizonten. Die Führung von Schreibkreide kann lokal auffallend hoch sein, wie auch der Gehalt von Flintgeschieben. Auch in der Feinkiesanalyse unterscheidet sich der Till der Niendorf-Formation ganz erheblich von dem Drenthe-Till (Ehlers 1981b). Der Niendorf-Till zeichnet sich im Grundwasserbereich, d.h. in der Reduktionszone, durch eine charakteristische hellgraue, gelegentlich leicht bläulich wirkende Farbe aus – von Bohrmeistern in älteren Schichtenverzeichnissen oft als „Stahlblau“ beschrieben. Oberhalb des Grundwassers, d.h. in der Oxidationszone, geht die Färbung oft in ein gelb/grau über. Auch A. Grube (1997) beschreibt die charakteristischen petrographischen Merkmale des Tills der Niendorf-Formation. Die Geschiebezusammensetzung dieses Tills erforschten Vinx et al. (1997). Nach Muhs (2006) unterscheidet sich der Till der Niendorf-Formation von dem Drenthe-Till erheblich – vor allem durch den Mangel von Leitgeschieben aus Südnorwegen und Westschweden. Die Tills der Niendorf-Formation werden dem Lamstedt-Vorstöß zugerechnet. Zu dem Lamstedt-Vorstöß gehören ebenfalls Vorschütt- und Nachschüttensande sowie glazilimnische Bildungen.

In der Sandgrube des ehemaligen Kalksandsteinwerkes Busch + Dörlitz in Buxtehude wurde am 12.5.1979 die diskordante Lagerung von Niendorf-Till auf dem Drenthe-Till beobachtet. Der Gletscher der Niendorf-Formation hat den liegenden Drenthe-Till in seiner NE-Fließrichtung überprägt.

Im SE-Teil der Sandgrube Ardestorf II fehlt der Niendorf-Till völlig. Erst in der Mitte der Grube setzt der bindige Niendorf-Till diskordant auf dem Drenthe-Till ein und erreicht im W-Teil Mächtigkeiten bis über 3 m. Nach Geschiebe-Längachsenmessungen von A. Grube ergibt sich eine Fließrichtung von 30°, d.h. von NE nach SW. Das Ergebnis stimmt mit den Messungen von Ehlers (1974: 5; 1983: 68) überein. Auch in diesem Bereich folgt unter dem Till ein Sohl-Till mit einem komplizierten Aufbau (Stauchtill) (Abb.10 und Ehlers 2006, S.56). Dieser Niendorf-Till wirkt wasser-



Abb. 10 Niendorf-Formation, Sohl-Till mit kugelige Sandscholle, Grube Ardestorf II, 15.04.2004, Foto: E. Raab

stauend, sodass sich oberhalb kleine Tümpel und am westlichen Grubenrand Grundwasserschichtquellen gebildet haben. Ähnliche Erscheinungen wurden auch im Ostteil der Grube Immenbeck beobachtet.

In der Sandgrube Daerstorf der Firma Hupfeld wurden an der westlichen Nordwand an zwei Lokalitäten aus dem anstehenden Niendorfer Till Gesteine für eine Geschiebezählung gesammelt, die von Muhs (2006: 74) bearbeitet wurden. In dieser Zählung fehlen westskandinavische Gesteine.

Beide Untersuchungspunkte liegen am Rande eines mehrperiodischen Siedlungskomplexes, der nach Thieme (1997a; 1997b; 2002) von der jüngeren Steinzeit bis in die spätsächsische Zeit reicht. Die Bevölkerung wurde durch einen Brunnen versorgt, der ca. 100 m von unserem Untersuchungspunkt entfernt lag. Es ist anzunehmen, dass hier die Staufähigkeit des Niendorf-Tills ausgenutzt wurde, da der natürliche Grundwasserstand mehr als 10 m unter Gelände liegt. Im Grubenbereich selbst waren mächtige Schollen aus Sanden und Elster-Till mit 100 m Breite und über 10 m Tiefe aufgeschlossen, die als Stauch-Till der Niendorf-Formation gedeutet werden. Ca. 100 m weiter nordöstlich wurde eine neue Sandgrube angelegt, in der an der Geländeoberfläche kein Till, sondern nur ein Sohl-Till mit stark gestörter Lagerung aufgeschlossen war. Dabei handelt es sich vermutlich um einen Sohl-Till der Fuhsbüttel-Formation.

Bei der früheren Erweiterung der Grube Alsen in Lägerdorf/Holstein am Dägelingener Weg nach Norden war ein toniger, kreideführender Deck-Till aufgeschlossen, die der Niendorf-Formation angehören dürfte. Auch nördlich der Schlammerei wurde

ein Till aufgeschlossen, der nach Untersuchungen von A. Grube und H.-J. Stephan des mittleren Saale-Komplexes angehört (mündl. Mitt. 29.7.2010). Die Langachsenmessungen erbrachten einen Wert von  $100^\circ$  – eine Fließrichtung von Ost nach West. Im Liegenden wurde ein gestauchter älterer Saale-Till mit einer Mächtigkeit von 1 bis 2 m beobachtet.

In Lentförden bei Kaltenkirchen stand der Niendorf-Till an der Sohle des Baggerses der Firma Krebs an. Auch in einer Sandgrube an der Südflanke des Klingberges bei Sülfeld war der kreidereiche Niendorf-Till in einer über 20 m mächtigen, saalezeitlichen Sandserie aufgeschlossen. In der Dalbekschlucht bei Geesthacht ist der Till der Niendorf-Formation durch die Erosion des Baches im Hangenden der Drenthe-Formation (Börnig 1988, Marzahl 1988) freigelegt worden. Südlich der Elbe war der kreidereiche Till der Niendorf-Formation in der ehemaligen Kreidegrube Hemmoor als Deck-Till aufgeschlossen (Abb.4).

Die Verbreitungsgrenze der Niendorf-Formation liegt im nördlichen Niedersachsen. In der Quartärgeologischen Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen (Hinze et al. 1995) wird dieser Till als jüngere Grundmoräne (Dj//g) bezeichnet. In Bremen erwähnten Orlam & Sauer (1995: 252) einen kreidereichen Till über dem Till des Drenthe-Stadiums. Auch im westlichen Schleswig-Holstein ist die Niendorf-Formation weit verbreitet. Sie wird von Stephan (2010) dem Kuden-Stadial zugeordnet.

In Südwest-Jütland wurde der charakteristische Niendorf-Till von Sjørring (1981, 1992) beschrieben. Er wird von Houmark-Nielsen (2011) in das Warthe Substage gestellt. In Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg ist von Cepek (1968) ein Till-Horizont mit höheren Schreibkreide-Werten beschrieben worden. Dieser wird als S<sub>3</sub> bezeichnet.

## Diskussion

Der Niendorf-Till stellt einen wichtigen kartierfähigen Leithorizont im Quartär der Hamburger Region dar und wird stratigraphisch dem Lamstedt – Vorstoß zugeordnet. Nach der Auffassung vieler Autoren wird diese Vergletscherung dem Warthe-Stadium zugerechnet. In Niedersachsen wird nach Lüttig & K.D. Meyer (2002) die Niendorf-Formation als Drenthe-2-Till bezeichnet. Der Name Drenthe 2 (K.D. Meyer 1995, 2004 a, 2013) ist nomenklatorisch unglücklich, weil der Gletscher der mittleren Saale nur bis ins nördliche Niedersachsen nachgewiesen werden kann und damit die Provinz Drenthe in den Niederlanden nicht erreichte. In Schleswig-Holstein wird dieser Horizont nach Stephan (in Kabel 1982: 29, Stephan 2014) in die ältere Warthe-Vergletscherung gestellt. Kabel (1982) benutzt den Begriff „Mittlere Saale“ als Kompromiss für diese nomenklatorische Problematik.

## 9. Borgfelde-Formation

Die Borgfelde-Formation (F. Grube 1967) umfasst alle rolligen und schluffigen Sedimente im Hangenden des Niendorf-Tills sowie im Liegenden der Fuhlsbüttel-Formation und damit die Vielfalt der glazifluviatilen, lakustrinen sowie der fluviatilen und äolischen Sedimente. Die Nachschüttsande der Niendorf-Formation und die Vorschüttsande des Fuhlsbüttel-Vorstoßes gehören damit in diesen Komplex. Verzahnungen glazifluviatiler und lakustriner Beckenablagerungen können im Vorfeld der Gletscher auftreten. Auch feinkörnige Sande mit humosen Einschaltungen sind in der Borgfelde-Formation in mehreren Regionen beobachtet worden. Zerscherte und gestauchte Abschnitte der Borgfelde-Formation gehören genetisch in den Sohl-Till des Fuhlsbüttel-Deck-Tills. Ein Periglazial-Horizont mit Frostkeilen wurde in der Baugrube für den U-Bahnhof Hamburg-Schlump 1966 mit einem Lackfilm dokumentiert (Institut für Geologie der Universität Hamburg, Nr. 230/231).

### *Ardestorf II und Immenbeck*

Im Untersuchungsgebiet Ardestorf II und Immenbeck bilden die über 6 m mächtigen glazifluviatilen, überwiegend hellgrau gefärbten Sande den Hauptabbauhorizont. Mit großer Wahrscheinlichkeit wurden diese Sande in der Grube Ardestorf I ebenfalls abgebaut. Die gemischtkörnigen Sande wechsellagern mit einzelnen Kieslagen und Kiesbänken. Die Sande sind schräggeschichtet und weisen auf eine Fließrichtung nach 260° hin (F. Grube 1967: Tafel 39). Die Fließrichtung dürfte mit dem heutigen Elbtal nicht im Zusammenhang stehen. Sie weist auf eine Schüttung zum unteren Wesertal hin. Vergleichbare Ergebnisse liegen auch aus den Borgfelde-Sanden der Grube Immenbeck vor. Die absolute Höhenlage dieses Horizontes sollte in einem größeren Zusammenhang regional untersucht werden, um mögliche tektonische Hebungen und Senkungen im Bereich der Harburger Berge beurteilen zu können. Einen Überblick über die Quartärgeologie der südlichen Harburger Berge verdanken wir Ehlers und Thieme (1990). Stratigraphisch werden diese relativ einheitlichen Horizonte als Nachschüttsande der Niendorf-Formation gedeutet. Postsedimentäre Veränderungen liegen im NW-Teil der Grube Ardestorf II vor, wo starke Brauneisenverfärbungen auftreten, die durch hydrochemische Prozesse zu erklären sind. Die Sande sind zum großen Teil ungestört. Nur in den oberen Metern treten glazitektonische Störungen auf, die offensichtlich durch eine jüngere Gletscherüberfahrung verursacht wurden.



### ***Lentförden***

In der Sandgrube der Firma Krebs in Lentförden bei Kaltenkirchen in Mittelholstein sind seit mehreren Jahren gemischtkörnige Sande mit einzelnen Kieslagen und Kiesbänken aufgeschlossen. Selten treten schluffige Feinsandbänke auf. Der niedrige Sortierungsgrad weist auf die glazifluviale Genese dieser über 15 m mächtigen Sandserie hin. Die stratigraphische Einstufung als Nachschüttsande der Niendorf-Vergletscherung oder Vorschüttsande der Fuhlsbüttel-Formation bedarf der näheren petrographischen Prüfung. Schrägschichtungsmessungen sind nur im ungestörten tieferen Teil der Wand möglich, da die oberen 7 Meter intensiv gestaucht sind und somit zum Sohl-Till der hangenden Fuhlsbüttel-Formation gehören.

### ***Schlump/Geomatikum***

Östlich vom Geomatikum im Bereich der Universität Hamburg wurde eine ca. 3 m tiefe Baugrube für ein neues Gebäude des Max-Planck-Institutes geschaffen. In der Baugrube standen feinkörnige, hellgraue Sande an. Einzelne Bereiche waren durch Humusflecken und -streifen gekennzeichnet (Abb.11), die wahrscheinlich mit dem humosen Horizont der Borgfelde-Formation beim U-Bahnhof Schlump gleichzusetzen sind. Auch in einer von Weitschat studierten Baugrube am Sternschanzenpark, Hamburg-Eimsbüttel, wurde ein stark humoser, sandiger Schluff gefunden und mit



**Abb. 11** Borgfelde-Formation, Fein- bis Mittelsand mit Humusflecken; Baugrube Max-Planck-Institut am Schlump, 16.06.2007, Foto E. Raab

einem Lackfilm dokumentiert (Lackfilm-Nr.433, 1981, Institut für Geologie der Universität Hamburg).

Nur der tiefere Teil dieser Sandserie scheint ungestört zu sein, während der obere Teil starke Störungen aufweist und als Schertill (vgl. Grube 1980) der Fuhlsbüttel-Formation gedeutet wird. Ähnliche Befunde sind auch aus der Baugrube für das Geomatikum der Universität Hamburg bekannt (Lackfilm Nr.322 von 1972, Institut für Geologie der Universität Hamburg). Im Untergrund stehen, nach den Bohrerergebnissen im Archiv des Geologischen Landesamtes Hamburg, Mergel an, die der Niendorf-Formation angehören dürften.

## Diskussion

Die rolligen und schluffigen Sedimente der Borgfelde-Formation sind im Hamburger Raum weit verbreitet und gehören im benachbarten Schleswig-Holstein und Niedersachsen zu den oberflächennahen quartären Gesteinen. Allerdings ist die Einstufung schwierig, da der Till der Fuhlsbüttel-Formation oft nur noch rudimentär vorhanden ist und nur noch Reste des Sohl-Tills erhalten sind (Schertill). Die Schüttung dürfte überwiegend nach SW ausgerichtet gewesen sein, nur in den jüngeren Horizonten der Borgfelde-Formation deutet sich bereits die Existenz eines Tales der unteren Elbe an. So stellte Wirth (1980) fest, dass die Vorschütsande der Fuhlsbüttel-Formation in Hamburg-Farmsen bereits nach SW geschüttet worden sind. Um das Gewässernetz der Saale zu beurteilen, wäre es notwendig, die Höhenlage der fluviatilen Basisfläche mit absoluten Höhenwerten einzumessen, um die Fließrichtung und eventuelle tektonische Bewegungen bewerten zu können.

## 10. Fuhlsbüttel-Formation (Warthe-Stadium)

Über einen längeren Zeitraum hinweg konnte der Verfasser zunächst in Aufschlüssen und Bohrungen nur zwei charakteristische Tills der Saale beobachten, die sich in der Lagerung und ihrem Habitus deutlich unterschieden. Es handelte sich um den sandigen Drenthe-Till und den schluffigen, kalkreichen Niendorf-Till. Erst die großräumigen Tagesaufschlüsse für den Tunnelbau Berliner Tor in Hamburg, den BAB-Neubau für die A 7 Hamburg-Flensburg bei Schnelsen und beim Neubau des Elbe-Seitenkanals östlich Lüneburg, zeigten Sedimente, die auf eine eigenständige dritte Vergletscherung im Saale-Bereich hinwiesen. Diese Vergletscherung wurde Fuhlsbüttel-Formation genannt – nach den Aufschlüssen für den Hamburger Flughafentunnel, bei dem die jüngeren Schichten des Saale-Komplexes im Liegenden von Sedimenten der Eem-Warmzeit angetroffen wurden.

Der Till der Fuhlsbüttel-Formation ist generell sehr sandig und scheint nicht vorbe-

lastet zu sein. Bei einem höheren Wassergehalt neigt der Fuhlsbüttel-Till zum Gefügezusammenbruch. Daher rührt der im Tiefbau gebräuchliche Name „Puddingmoräne [Pudding-Till]“. Die Farbe wird im Allgemeinen mit grau bis braun in den älteren Einheiten angegeben, während in der jüngeren Phase ein rötlicher Farbton überwiegen kann (ostfennoskandischer Till – Vastorf-Till). In weiten Flächen im Hamburger Raum bildet der Fuhlsbüttel-Till der oberflächennahe Deck-Till, wie z.B. in der Baugrube Hamburg-Berne, Heidewinkel 12/14 (März 2009). In dieser Baugrube waren 2-3 m Geschiebelehm der Fuhlsbüttel-Formation im Hangenden des kreidereichen Niendorf-Tills aufgeschlossen. Auch in zahlreichen anderen Baugruben im Hamburger Raum konnte und kann die Fuhlsbüttel-Formation beobachtet werden, wie in der Baugrube für das Einkaufszentrum Hamburg-Farmsen. Wirth (1980) bearbeitete diesen Aufschluss intensiv unter Anwendung mehrerer Forschungsmethoden. Die Fließrichtung der Fuhlsbüttel-Gletscher wurde an dieser Lokalität mit 60° eingemessen. Nach den umfangreichen Langachsenmessungen von Ehlers (1974: 5; 1983: 69) ergibt sich eine Hauptfließrichtung des Inlandeises aus östlichen Richtungen. Der Fuhlsbüttel-Deck-Till war großflächig den vielfältigen Abtragungsprozessen in der gesamten Hamburger Region ausgesetzt, sodass oft nur ein periglazial umgeformter Residual-Till mit einzelnen größeren Findlingen übrig blieb. Nicht selten weist nur noch ein Schertill auf eine Gletscherüberfahung hin. Als Beispiel kann das Gebiet im östlichen Vorfeld der Harburger Berge erwähnt werden. Der Till der Fuhlsbüttel-Formation ist nur noch sehr selten, und zwar in geschützten Positionen, erhalten. Nur die subglazialen Stauch- und Scher-Tills (Traktions-Tills) weisen auf die Überfahung durch den Fuhlsbüttel-Gletscher hin (F. Grube & Ehlers 1975). Meyer (1985) widersprach nach geschiebekundlichen Untersuchungen dieser stratigraphischen Deutung, da das spezifische Geschiebespektrum eines Wartheglazials nicht festgestellt werden konnte. Als Parastratotyp und stratigraphischer Standardaufschluss der Fuhlsbüttel-Formation (Warthe) wird der Aufschluss der früheren Sandgrube Besenhorst am Geesthang westlich von Geesthacht vorgeschlagen, der für längere Zeit der Forschung zur Verfügung stehen dürfte. Eine gründliche geologische Erforschung liegt in der Diplomarbeit von Börnig (1988) vor. Muhs (2006) veröffentlichte die Ergebnisse einer Geschiebezählung.

In den Aufschlüssen von Ardestorf und Immenbeck südlich von Buxtehude bilden die Ablagerungen der Fuhlsbüttel-Formation den Deck-Till im Hangenden der überwiegend ungestörten Borgfelde-Formation. In dem weitgehend verfallenen Aufschluss Ardestorf I ist der Fuhlsbüttel-Till noch vorzüglich aufgeschlossen. Der ca. 3 m mächtige Till ist insgesamt periglazial umstrukturiert. An der NW-Grubenkante konnte unter dem Fuhlsbüttel-Till noch der charakteristische eingestauchte Niendorf-Till beobachtet werden.

In Ardestorf II waren in der SE-Ecke über 5 m Till der jüngeren Saale aufgeschlossen. Es handelt sich vermutlich um eine frühere Sandgrube, die mit Abraum aufge-

füllt wurde. In der gesamten Sandgrube kann der Fuhlsbüttel-Till als Deck-Till verfolgt werden. Dieser Horizont dünnt nach Westen erheblich aus (bis auf etwa 0,5 m) und geht teilweise in eine blockreiche Fließerde, u. a. mit einzelnen Åland-Geschieben über. Eine Besonderheit stellten an der Westwand zwei über 4 m tiefe Rinnen dar, die vom Gletscher in die Borgfelder Sande eingeschnitten wurden. Die Füllung dieser EW-streichenden Exarationskerben besteht überwiegend aus Schluff mit Sandlinsen und -streifen (Abb. 12). Außerdem wurden im Jahre 2005 zwei Gletschermühlen im Nordwestbereich der Grube angetroffen, in denen die Sande der Borgfelde-Formation bis auf den Niendorf-Till ausgekolkt waren. Ca. 3 m unter Gelände betrug der Durchmesser dieser Gletschermühlen etwa 2 m.

Auch die oberen Meter der Borgfelde-Formation sind durch die Gletscherüberfah- rung zerschert und gehören genetisch zum Sohl-Till der Fuhlsbüttel-Formation. All diese Funde belegen, dass die Warthe-Vergletscherung bis nach Ardestorf II vorge- drungen ist.

In Immenbeck wurde im Ostteil der Grube über den kiesigen Sanden der Borg- felde-Formation ebenfalls eine blockreiche Fließerde oder ein Residualtill der Fuhls- büttel-Formation beobachtet. Erst im Mittelteil konnte ein über 1 m mächtiger Geschiebelehm entdeckt werden, der ca. 50 m weiter westlich bereits eine Mächti- gkeit von über 3 m erreichte (Abb. 13). An dieser Wand wurden von A. Grube Messun- gen der Geschiebelangachsen vorgenommen, die kein klares Haupt- und Nebenmaxi- mum ergeben haben. Dieses Ergebnis weist darauf hin, dass nicht nur das Gletscher- fließen, sondern auch die glazitektonische Dynamik den sandigen Fuhlsbüttel-Till beeinflusst hat. Auffallend waren schaufelförmige Scherflächen mit einer Breite von ca. 10 m, die etwa E-W strichen. Eine Lagerspalte mit einer 0,02 m mächtigen Füllung aus humosem Feinsand durchzog den Till mit einem Gefälle von 10°. Weitere ca. 70 m westlich hat sich der Gletscher in den Untergrund eingeschnitten und erfasste den gesamten Borgfelde-Horizont, der zusammen mit dem liegenden Niendorf-Till zu einer subglazialen Stauchmoräne umgestaltet wurde. Der Übergang von der söhli- gen Lagerung eines Tills in die dynamischen Strukturen einer Stauchmoräne ist sel- ten zu beobachten. Inwieweit die Stauchmoräne von Immenbeck mit dem blockrei- chen Till in der Grube beim Esterling bei Eilendorf, südlich von Buxtehude, in Verbin- dung steht, bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten. In dieser Grube wurden glaziale Schollen in Form von über 5 m hohen, kantigen Schollen / Schuppen von Els- ter-, Drenthe- und Niendorf-Till über weit mehr als 1000 m<sup>3</sup> beobachtet.

In Daerstorf bei Neuwulmstorf (Grube Hupfeld) konnte die Fuhlsbüttel-Formation als Till bisher nicht nachgewiesen werden. In der NE' gelegenen Nachbargrube war der Scher-Till (Traktions-Till) der Fuhlsbüttel-Formation mit zahlreichen geringmä- chtigen Streifen aus Niendorf-Till aufgeschlossen.

In der Baugrube für das Max-Planck-Institut am Geomatikum (Hamburg-Schlump) wurde in wenigen Abschnitten noch eine blockführende Fließerde beobachtet, die im



Abb. 12 Fuhlsbüttel-Formation, glazigene Rinne mit bindigem Material gefüllt; Grube Ardestorf II, 29.06.2002, Foto: E. Raab



**Abb. 13** Fuhlsbüttel-Formation, sandiger Geschiebelehm, deutliche Horizontierung mit teilweise rötlichen Abschnitten; Grube Immenbeck, 4/2005, Foto: A. Grube

größeren Teil des Baubereichs abgetragen worden war. Der obere Teil der Borgfelde-Formation ist jedoch gestaucht und kann als Schertill der 3. Saale-Vergletscherung aufgefasst werden, z.T. wurde eine intensive Fältelung der Sande beobachtet.

## ***Lentförhden***

In Lentförhden wurde eine periglazial umgeformte Deckschicht beobachtet, in der von Schluff bis zu Geschieben von über 0,30 m Durchmesser alle Korngrößen auftraten. In einer älteren Sandgrube NE der Straße von Kaltenkirchen nach Lentförhden wurde eine Gletschermühle mit einem Durchmesser von mehreren Metern und einer großen Ansammlung von Findlingen erkannt. Dieser Horizont wird als Residualhorizont des Warthe-Tills gedeutet (Fuhlsbüttel-Formation, Henstedt-Stadial). In der Sandgrube Krebs wurde dieser Residual-Till im Hangenden der Borgfelde-Sande beobachtet (Abb. 14). Die oberen Meter dieser glazifluviatilen Sande sind oft intensiv zerschert, d.h. die fluvioglazialen Bänke werden zu cm-mächtigen Lamellen ausgewalzt, die Kiesbänke werden gestaucht und alle Schrägschichtungsmessungen bleiben ergebnislos. Erst in den liegenden Borgfelde-Sanden unter dem ca. 7 m mächtigen Sohl-Till der Fuhlsbüttel-Formation konnten verwertbare Messungen über die Fließrichtung der Borgfelde-Sande gewonnen werden. Besondere Aufmerksamkeit verdienen schaufelförmige Scherflächen im Sohl-Till mit einem Durchmesser von ca. 5 m, die auf eine glazidynamische Beanspruchung hinweisen, vergleichbar mit ähnlichen Strukturen der Fuhlsbüttel-Formation in Immenbeck.

## **Diskussion**

Die typische saalezeitliche Schichtenfolge der Hamburger Region zeigt Abb. 15.

Beide Regionen, Lentförhden sowie Ardestorf und Immenbeck, liegen in der Marginalzone der Fuhlsbüttel-Formation mit charakteristischen Gletschermühlen und Stauchmoränen. Die äußerste Grenze der Warthe-Vergletscherung muss westlich von Eilendorf und Ottensen (südlich Buxtehude) gesucht werden (Ehlers, 1974). Bereits Rein (1937) beschreibt nach Geschiebebefunden eine glaziale Grenze bei Buxtehude. Nur im Gletscherzungenbecken von Schalkholz/Dithmarschen kann die äußere Verbreitungsgrenze der Warthe-Vergletscherung auf den Meter genau festgelegt werden. Bemerkenswert sind hier Funde von roten Orthocerenkalken sowie im Hangenden eine komplette Folge von Schichten der Eem-Warmzeit und der älteren Weichsel-Kaltzeit (Menke, 1980a; Arnold, 1978). Die Fuhlsbüttel-Formation der Hamburger Lithostratigraphie (F. Grube 1967) gehört zweifelsfrei in das Warthe-Stadium. Als Parastrato-Lokalität wird der Aufschluss am Geesthang bei Besenhorst vorgeschlagen, da (1) der Till hier seine typischen sedimentologisch-petrographischen Eigenschaften zeigt, (2) dieser eine größere Mächtigkeit besitzt, (3) der Aufschluss dauerhaft erhalten bleiben kann und der Till somit langfristig zugänglich ist. Wie weit der jüngere Teil der Warthe-Tills mit ausgeprägter ostfennoskandischer Geschiebeführung (roter Till) nach Westen verfolgt werden kann, bedarf einer systematischen Erkundung. Der sogenannte rote „baltische“ Till ist mit Sicherheit im ehemali-

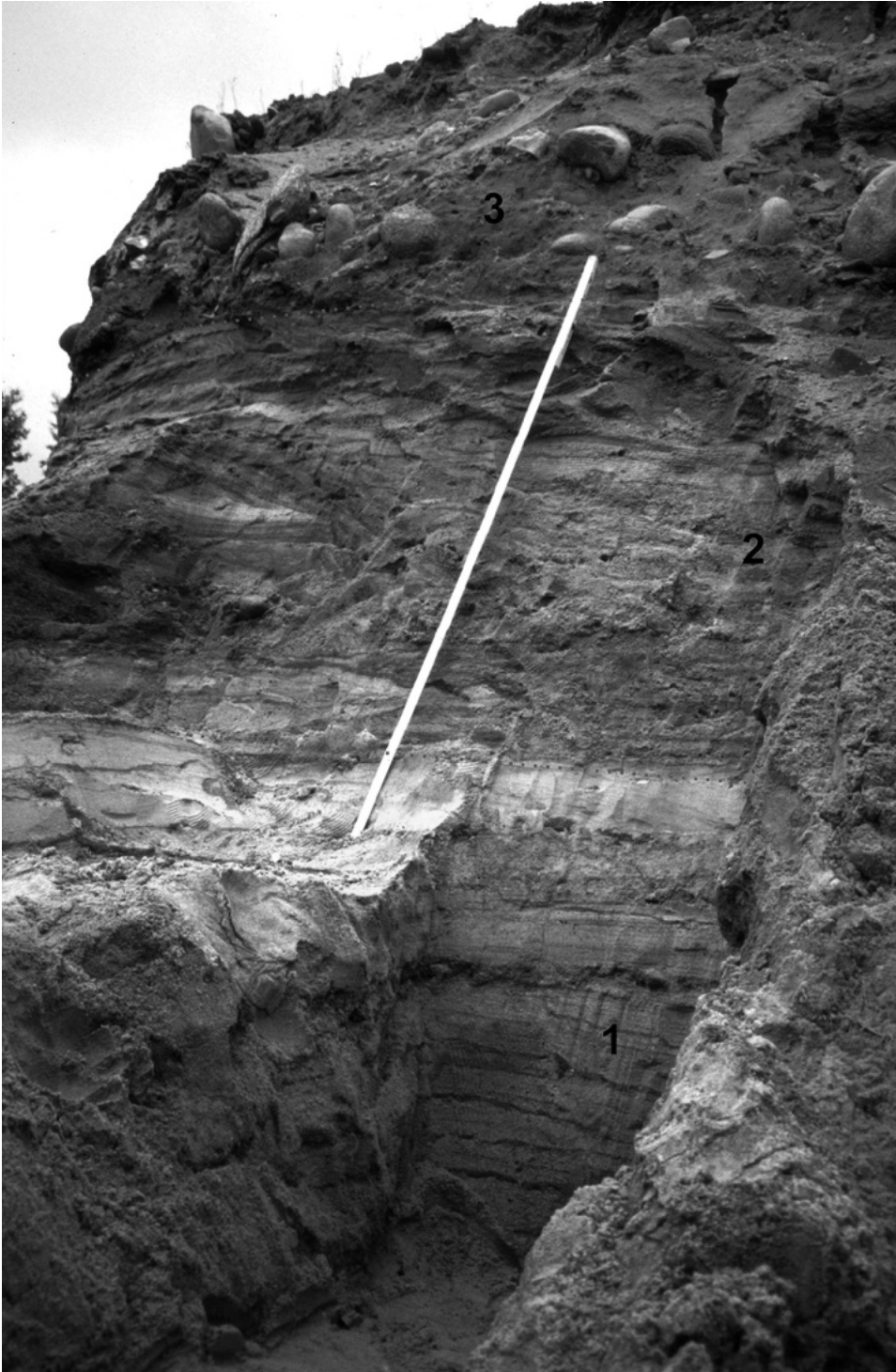


Abb. 14 Residual-Till (3) im Hangenden vom Schertill (2), glazifluviale Kiessande (1); Grube Lentförden, 15.06.2002, Foto: E. Raab.



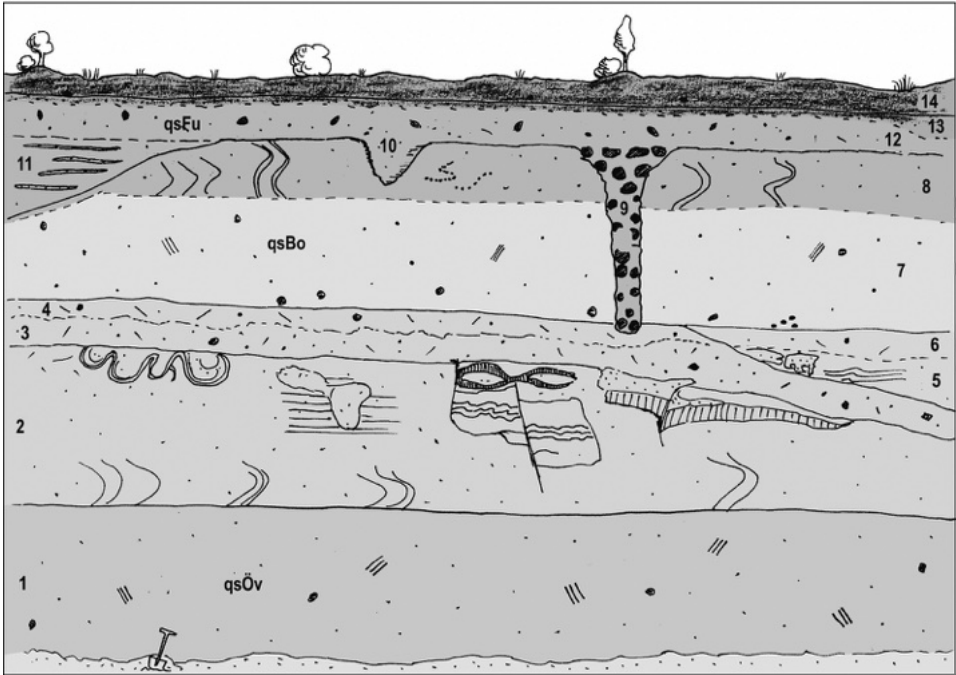


Abb. 15 Formationen des Saale-Komplexes in der Hamburger Region, Sandgrube Ardestorf II, Fa. Meyer, schematischer Schnitt, 1996–2008. 1. Övelgönne-Formation, Fein- bis Mittelsand, hellgrau, Laminar- und Schrägschichtung. 2. Drenthe-Formation, Sand, Schluff, Sohl-Till mit Brodel- und Tropfenboden, pliozäner (?) Ton, tonige miozäne Schollen, gestauchte Sande. 3. Drenthe-Formation, Sand, Schluff, Geschiebe, sandiger Till, braun/grau, ca. 3m. 4. Drenthe-Formation, Sand, Schluff, Kies, Geschiebe, sandiger Geschiebelehm, graubraun, ca. 1m. 5. Niendorf-Formation, Sand, Schluff, Kies, Stauchmoräne. 6. Niendorf-Formation, Schluff, Sand, z.T. Kreidekalk, toniger Till, blau/grau, ca. 1m. 7. Borgfelde-Formation, Fein- bis Grobsand, Kies, Schrägschichtung, glazifluviatile Sande, über 5m. 8. Fuhlsbüttel-Formation Fein- bis Grobsand, Kies, Stauch- till. 9. Fuhlsbüttel-Formation, Kies, Steine, Sand, Gletschermühle. 10. Fuhlsbüttel-Formation, Sand und Schluff, glazigene Rinne, über 5m tief, bis zu 8m breit. 11. Fuhlsbüttel-Formation, sandiger Schluff mit tonigen Tillstreifen, Schertill, über 4m, Auffüllung? 12. Fuhlsbüttel-Formation, Sand, Schluff, Kies, Geschiebelehm, ca. 1m bis über 3m. 13. Weichsel-Kaltzeit, Fließerde, kiesiger Sand, ca. 0,8m. 14. humoser Sand, rezenter Oberboden, ca. 0,5m.

gen Aufschluss der Firma Buhck bei Dassendorf/SE-Schleswig-Holstein als Deck-Till beobachtet worden (Newa-Gletscherstrom). Eine besondere Bedeutung für die Erforschung der jüngeren Saale besaß ein Aufschluss bei Vastorf (östlich von Lüneburg) mit gestauchten Ablagerungen des Vastorf-Tills (Duphorn 1981: 28). Beim Neubau des Elbe-Seiten-Kanals wurden bei Lüneburg zwei Till-Horizonte der Warthe-Kaltzeit in söliger Lagerung aufgeschlossen. Der untere Till zeichnet sich durch eine graue Färbung aus, im Gegensatz zum oberen rötlichen Till. Eine ausführliche Untersuchung der petrographischen Parameter liegt von Muhs (2006) vor.

Glazifluviatile Nachschüttsande der Fuhlsbüttel-Vergletscherungen sind in den Gebieten von Glashütte (Norderstedt) im Aufschluss der Firma Böttger (2005) und im Gliner Raum (im Nord-Osten Hamburgs) aufgeschlossen.

## 11. Eem-Warmzeit

Alle untersuchten Aufschlüsse – Daerstorf, Ardestorf, Immenbeck, Schlump und Lentförden – liegen in regionalen Hochgebieten, in denen nachgewiesene Vorkommen der Eem-Warmzeit äußerst selten anzutreffen sind. Daher besteht in den obigen Aufschlüssen das Hangende der Saale-Schichten nur aus Sedimenten der Weichsel-Kaltzeit. Im Bereich von Eimsbüttel (Schlump) ist die stratigraphische Absicherung der saalezeitlichen Schichten im Liegenden von Sedimenten der Eem-Warmzeit durch eine intensive Auswertung von Bohrerergebnissen und Aufschlussuntersuchungen möglich. Aus dem Tal der Isebek (Hamburg-Schlump) sind Abfolgen der Eem-Warmzeit bekannt. Nur im Aufschluss der Firma Böttger in Glashütte konnte im Hangenden des Warthe-Sanders ein Eem-Vorkommen beobachtet werden. Auf die Bedeutung der Vorkommen der Eem-Warmzeit für die Quartär-Stratigraphie haben Litt (2002) und Linke & Hallik (2006) hingewiesen. Eine sehr detaillierte lithostratigraphische Darstellung des ausgehenden Saale-Komplexes erarbeitete Müller (2004) für Mecklenburg.

## Danksagung

Über die vorliegende Thematik wurde vom Verfasser auf der Tagung der Norddeutschen Geologen 2003 in Neubrandenburg in einem Vortrag berichtet. Mein ganz besonderer Dank gilt Herrn Dr. J. Ehlers, Dr. A. Grube, Frau E. Raab und Frau C. Ruhland für die wertvolle Zusammenarbeit. Auf mehreren gemeinsamen Exkursionen mit Herrn Prof. R. Vinx wurde den Studenten der Uni Hamburg die Gelegenheit gegeben, exakte Proben für Geschiebezählungen und andere petrographische Arbeitsmethoden zu sammeln – vor allem an parastratigraphischen Till-Bänken wie in Lieth, Hemmoor, Ardestorf II, Daerstorf, Besenhorst und Vastorf. Erfreulich war auch die Zusammenarbeit mit dem Kollegen W. Thieme. Dem Gutachter sei für die hilfreichen Anmerkungen herzlich gedankt.

## Literatur

- Andersen, S. T. (1965): Interglacialer og interstadialer i Danmarks kvartaer. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 15: 486–506.
- Andersen, S. T. (1967): Istider og mellemistider. In: Nørrevang, A. & Meyer, T. J. (eds.): Danmarks Natur 1: 199–250, Copenhagen (Politiken).
- Arnold, V. (1978): Dithmarschen im Eiszeitalter. Blätter zur Heimatkunde, Beilage zur Zeitschrift „Dithmarschen“, Nr. 2, Teil 2, Heide.
- Baermann, A. & Hübner, S. (1984): Ingenieurgeologische und geophysikalische Untersuchungen an Geschiebemergeln im norddeutschen Raum. Geologisches Jahrbuch C 37: 17–57.
- Behrendt, L. (2004): Das Quartär in der südwestlichen Niederlausitz (Raum Senftenberg Lauchhammer – Bad Liebenwerda) – eine Dokumentation. Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen 14: 3–103.
- Börnig, A. (1988): Kleinkartierung eines Teilgebietes der Dallbekschlucht bei Börnsen und geologische Aufnahme einer Kiesgrube bei Besenhorst. Petrographische Untersuchungen der dort anstehenden Geschiebemergel und Schmelzwassersande. Diplomarbeit an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Kiel, 89 S. [unveröff.].
- Bosch, J.H.A. (1990): Landijs, zee en rivieren als geologische „opbouwwerkers“ van het Noorden. Grondboor & Hamer 44: 90–94.
- Boulton, G. S. & Jones, A. S. (1979): Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. Journal of Glaciology 24: 29–43.
- Bülow, W. von (2000): Lithologische Gliederung der Schichtenfolge und geologisches Modell seit dem Ober-Oligozän. Schriftenreihe für Geowissenschaften 11: 31–59.
- Buddenbohm, A. (2003): Nationaler GeoPark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft eine Modellregion der Eiszeit. Neubrandenburger Geologische Beiträge 3: 9–20.
- Busschers, F. S., Balen, R. T., van, Cohen, K. M., Kasse, C., Weerts, H. J. T., Wallinga, J. & Bunnik, F. P. M. (2008): Response of the Rhine-Meuse fluvial system to Saalian ice-sheet dynamics. Boreas 37: 377–398.
- Cepek, A. G. (1965): Die Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen im Norddeutschen Tiefland. In: Gellert, J. F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR, S. 45–65; Akademie-Verlag, Berlin.
- Cepek, A.G. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften A12: 375–404.
- Cepek, A.G. (1968): Quartär. In: Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.): Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, S. 385–425, Akademie-Verlag, Berlin.
- Cepek, A. G., Hellwig, D. & Nowel, W. (1994): Zur Gliederung des Saale-Komplexes im Niederlausitzer Braunkohlenrevier. Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge 1: 43–83.
- Duphorn, K. (1981): Diskussionsbemerkung in Ehlers, J.: Problems of the Saalian Stratigraphy in the Hamburg area. Mededelingen Rijks Geologische Dienst 34–5: 111.
- Ehlers, J. (1974): Untersuchungen zur Morphogenese der Harburger Berge. Diplomarbeit im Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie, Universität Hamburg [unveröff.].
- Ehlers, J. (1978 a): Vor dem Eisrand abgelagerte Sedimente – Beispiele aus dem nördlichen Niedersachsen. Mitteilungen Geologisch-Paläontologisches Institut Universität Hamburg 48: 17–32.
- Ehlers, J. (1978): Die quartäre Morphogenese der Harburger Berge und ihrer Umgebung. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg 68, 181 S.
- Ehlers, J. (1981 a): Some aspects of glacial erosion and deposition in North Germany. Annals of Glaciology 2: 143–146.
- Ehlers, J. (1981 b): Problems of the Saalian Stratigraphy in the Hamburg area. Mededelingen Rijks Geologische Dienst 34–5: 26–29.
- Ehlers, J. (1983): Different till types in North Germany. In: Evenson, E.B., Schlüchter, Chr. & Rabassa, J. (Eds.): Tills and Related Deposits, S. 61–80. Balkema, Rotterdam.
- Ehlers, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. 358 S, Enke, Stuttgart.
- Ehlers, J. (2006): Geo-Touren in Hamburg. 147 S., Hamburg (Geologisches Landesamt).
- Ehlers, J. (2008): Geo-Touren in Hamburg. Erweiterte Neuauflage, 168 S., Hamburg (Geologisches Landesamt).
- Ehlers, J. & Iwanoff, A. (1983): Geophysical well-logging and its stratigraphical interpretation. In:

- Ehlers, J. (Ed.): *Glacial Deposits in North-West Europe*: 263–265, Balkema, Rotterdam.
- Ehlers, J., Grube, A., Stephan, H.-J. & Wansa, S. (2011): Pleistocene Glaciations of North Germany – New Results. In: *Developments in Quaternary Science* 15: 149–162. – Elsevier, Amsterdam [u.a.].
- Ehlers, J., Meyer, K. D. & Stephan, H. J. (1984): The Pre-Weichselian Glaciations of North-West Europe. *Quaternary Science Reviews* 3: 1–40.
- Ehlers, J. & Thieme, W. (1990): Archäologie und Geologie am Westrand der Harburger Berge. Exkursion 1; S. 75–85, 57. Tagung der AG NW-Deutscher Geologen in Hamburg-Harburg.
- Grube, A. (1997): Geologie des Deckgebirges der Salzstruktur Elmshorn (Schleswig-Holstein). *Berichte – Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität Kiel* 87, 169 S.
- Grube, F. (1967): Die Gliederung der Saale-(Riss-) Kaltzeit im Hamburger Raum. *Fundamenta – Monographien zur Urgeschichte B* 2: 168–195.
- Grube, F. (1980): Zur Morphogenese und Sedimentation im quartären Vereisungsgebiet Nordwestdeutschlands. *Verh. naturwiss. Ver. Hamburg NF* 23: 69–79.
- Grube, F. (1981): The Subdivision of the Saalian in the Hamburg Region. *Meddelingen Rijks Geologische Dienst N.S.* 34–4: 15–25.
- Grube, F. (2003): Tagesaufschlüsse – Archive des Quartärs im Hamburger Umland. 70. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen: 27, Neubrandenburg. Tagungsband und Exkursionsführer: 27.
- Grube, F. & Ehlers, J. (1975): Pleistozäne Flußsedimente im Hamburger Raum. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg* 44: 353–362.
- Gundlach, J. & Speetzen, E. (1990): Untersuchungen zur Petrographie und Genese der drenthestadialen Grundmoräne im Westmünsterland (Westfälische Bucht, NM-Deutschland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen* 181 (1–3): 471–499.
- Henningsen, D. (1981): Darf man Schwermineral-Gehalte von Kiesen und Sanden miteinander vergleichen? *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 3: 157–164.
- Hermsdorf, N. (1995): Zur quartären Schichtenfolge des Teltow-Plateaus. *Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge* 2/1: 27–37.
- Hinze, C., Höfle, H.-C., Jordan, H., Mengeling, H. Meyer, K.-D., Rohde, P. & Streif, H. (1995): Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen, 1 : 500.000, Hannover.
- Höfle, H.-Ch. (1982): Geologische Karte von Niedersachsen, Blatt 2624 Hollenstedt. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Höfle, H.-Ch. & Schlenker, B. (1979): Das Pleistozänprofil der Kreidegrube Hemmoor bei Stade (Elbe/Weser-Dreick). *Geologisches Jahrbuch A* 49: 1–37.
- Houmark-Nielsen, M. (1987): Pleistocene Stratigraphy and Glacial History of the Central Part of Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 36: 1–189.
- Houmark-Nielsen, M. (2011): Pleistocene Glaciations in Denmark: A Closer Look at Chronology, Ice Dynamics and Landforms. *Developments in Quaternary Science* 15: 47–58. Amsterdam, Elsevier.
- Kabel, C. (1982): Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete. Dissertation Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian-Albrecht Universität zu Kiel: 132 S.
- Kühner, R. (2010), in: *Die geologische Entwicklung der Lausitz*. 193 S., Autorenkollektiv, Vattenfall Europe Mining (Hrsg.).
- Lange, G. (2003): Überlegungen zum Ablauf der Saale-Eiszeit nach dem 1. (Haupt-) Eisvorstoß in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. 70. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen: 48–49.
- Lindén, A. (1975): Till petrographic studies in an Archaean bedrock area in southern central Sweden. *Striae* 1: 57 S.
- Linke, G. & Hallik, R. (2006): Das Eem-Interglazial Hamburg-Isfeldstraße (Pleistozän, Nordwestdeutschland). *Verhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Hamburg NF* 42: 181–226.
- Lippstreu, L., Hermsdorf, N., Sonntag, A. & Thieke, H. U. (1994): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde und in seinem Umfeld. Ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. – *Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge* 1/1: 15–35.
- Litt, T. (2002): Die Bedeutung der Eemwarmzeit für die terrestrische Stratigraphie, Paläoökologie und Paläoklimatologie. *Terra Nostra* 2002/6: 197–203.
- Litt, T., (2007): Stratigraphie von Deutschland – Quartär. *E & G Quaternary Science Journal* 56 (1–2), 138 S, Stuttgart.
- Löhnert, E. (1967): Die geologischen Verhältnisse der Gemeinde Garstedt. *Die Heimat* 74 (4): 3–11.

- Lüttig, G. (2004): Ergebnisse geschiebestatistischer Untersuchungen im Umland von Hamburg. *Archiv für Geschiebekunde* 3(8/12): 729–746.
- Lüttig, G. (2005): Geschiebezählungen im westlichen Mecklenburg. *Archiv für Geschiebekunde* 4 (9): 569–608.
- Lüttig, G. (2009): Die Bedeutung der Bohrungen von Leck (Quartär, Nordfriesland) für die Geschiebekunde. *Archiv für Geschiebekunde* 5/6: 417–436.
- Lüttig, G. & Meyer, K.-D. (2002): Geschiebezählungen in der nördlichen Lüneburger Heide. *Der Geschiebesammler* 34/4: 155–172.
- Macoun, J. (1968): 23: The stratigraphy of eolian sediments and fossil soils in the Ostrava region an in the Odra part of the Moravian Gate. In: Schultz, B. & Frye, J.C.: Loess and related eolian deposits of the world. Volume 12 of the Proceedings of the VII Congress of the International Association for Quaternary Research, Lincoln, Nebraska.
- Macoun, J. & Šibrava, V. (1961): Die Terrassen des Flusses Opava (Oppa) und ihre Beziehung zu den Sedimenten der Kontinentalvereisung. *Anthropozoikum* 9: 115–128, Prag.
- Marzahl, K. (1988): Kleinkartierung am Mittellauf der Dallbek bei Börnsen im südlichen Schleswig-Holstein, Teil 1. Diplomarbeit für Geologie/Paläontologie der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel [unveröff.].
- Menke, B. (1970): Pleistozän-Stratigraphie Schleswig-Holsteins. Exkursionsführer DEUQUA 1970, Exkursion E (Westholstein): 1–12.
- Menke, B. (1980 a): Vegetationskundlich-ökologisches Modell eines Interglazial-Glazialzyklus in Nordwestdeutschland. *Phyto-Coenologia* 7: 100–120, Stuttgart.
- Menke, B. (1980 b): Wacken, Elster-Glazial, marines Holstein-Interglazial und Wacken-Warmzeit. In: Stremme, H. E. & Menke, B. (Hrsg.): Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein: 26–35, Kiel (GLASH).
- Meyer, K.-D. (1982): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000. Blatt 2524 Buxtehude, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Meyer, K.-D. (1985): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000. Blatt 2626 Stelle, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Meyer, K.-D. (1995): Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen. 1:500.000, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Meyer, K.-D. (2004): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000. Blatt 2730 Bleckede, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- Meyer, K.-D. (2005): Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart* 55: 25–42.
- Meyer, K.-D. (2013): Leitgeschiebezählungen aus Hamburg. *Der Geschiebesammler* Jahrgang 46 (1): 23–38.
- Müller, U. (2004): Weichsel-Frühglazial in Nordwest-Mecklenburg. *Meyniana* 56: 81–115, Kiel.
- Muhs, J. (2006): Petrographie mittelpleistozäner Glazialablagerungen im Raum Hamburg. Diplomarbeit Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg [unveröff.].
- Nývlt, D., Engel, Z. & Tyráček, J. (2011): Pleistocene Glaciations of Czechia. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L. & Hughes, P. D. (eds.): Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, Part IV – A closer look, Developments in Quaternary Science 15: 37–46. Amsterdam (Elsevier).
- Ortlam, D. & Sauer, M. (1995): Das „Rollende Peilrohr“. *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*. N.F. 77: 287–305.
- Rein, U. (1937): Die Warthe-Vereisung in der Lüneburger Heide. *Schriften aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel* 6: 86 S.
- Rühberg, N., Schulz, W., Bülow, W., von., Müller, U., Krienke, H. -D., Bremer, F. & Damm, T. (1995): Mecklenburg-Vorpommern. In: Benda, L. (Hrsg.) *Das Quartär Deutschlands*: 95–115; Bornträger (Berlin-Stuttgart).
- Schmitz, H. (1967): Pflanzenreste aus dem Wandsbeker Interstadial (Saale-(Riss-) Kaltzeit). *Fundamenta Monographien zur Urgeschichte* B2: 196–202, Köln/Graz.
- Schneekloth, H. & Sickenberg, O. (1968): Probleme der Interglazial-Forschung in Nordwestdeutschland. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 117: 368–369.
- Sindowski, K.-H. (1965): Die drenthestadiale Altenwalder Stauchmoräne südlich Cuxhaven. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 115: 158–162.
- Sjörring, S. & Frederiksen, J. (1980): Glacialstratigrafiske observationer i de vestjyske bakkeøer. *Dansk geologiske Forening, Aarskrift* for 1979, S. 63–77, Kopenhagen.
- Sjørring, S. (1981): Pre-Weichselian Till Stratigraphy

- in Western Jutland, Denmark. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie 34-1: 62-68.
- Sjørring, S. (1992): Sten-og fingerstaellinger. Varv 3: 67-72.
- Skupin, K., Stritzke, R. & Zandstra, J. G. (2006): Eine saalezeitliche Sedimentabfolge im Quellgebiet der Heder bei Salzkotten-Upsprunge (Hellweg/südöstliches Münsterland). Archiv für Geschichtekunde 5(1-5): 211-228.
- Speetzen, E. & Zandstra, J. G. (2009): Elster- und Saale-Vereisung im Weser-Ems-Gebiet und ihre kristallinen Leitgeschiebesgesellschaften. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie 103, 128 S.
- Stephan, H.-J. (1980): Glazialgeologische Untersuchungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein, 50, 1-36.
- Stephan, H.-J. (1998): Geschiebemergel als stratigraphische Leithorizonte in Schleswig-Holstein. Ein Überblick. Meyniana 50: 113-135.
- Stephan, H.-J. (2008): Die mittelpleistozäne Leck-Formation und ihre Bedeutung für die Klima-Stratigraphie Mitteleuropas, Teil 1: Petrographie. Vortrag 75. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen 13.-16.5.2008, Hannover, Vortragskurzfassung, 34.
- Stephan, H.-J. (2010): Klima-stratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Schleswig-Holstein. – Climate-stratigraphical subdivision of the Pleistocene in Schleswig-Holstein (SH). Abstract, Exploratory workshop on the frequency and timing of glaciations in northern Europe (including Britain) during the Middle and Late Pleistocene, FU Berlin.
- Stephan, H.-J. (2014): Climate-stratigraphic subdivision of the Pleistocene in Schleswig-Holstein, Germany and adjoining areas. Status and problems. E & G Quaternary Science Journal, Volume 63, Nummer 1.
- Stephan, H.J., Urban, B., Lüttig, G., Menke, B. & Sieralta, M. (2012): Palynologische, petrographische und geochronologische Untersuchungen an Ablagerungen der Leck-Warmzeit (spätes Mittelpleistozän und begleitender Sedimente). Geologisches Jahrbuch A160: 3-180, Hannover.
- Thieme, W. (1997 a): Zu den Hausgrundrissen bei Daerstorf, Gemeinde Neu Wulmstorf, Landkreis Harburg. International Symposium „Research on Bronze Age settlement in North and Central Europe“, 9.-11.5.1996, Hitzacker. Internationale Archäologie 38: 29-39.
- Thieme, W. (1997b): Am Brunnen vor dem Dorfe. Archäologie in Deutschland 3, S.45, Ulm.
- Thieme, W. (2002): Mehrjährige Ausgrabungen bei Daerstorf, Landkreis Harburg. Berichte zur Denkmalpflege in Niedersachsen 22: 52-53.
- Vinx, R., Grube, A. & Grube, F. (1997): Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-Tills von Lieth bei Elmsborn. Leipziger Geowissenschaften 5: 83-103, Leipzig.
- Vortisch, W. (1982): Clay mineralogical studies of some tills in northern Germany. Geologica et Palaeontologica 15: 167-192.
- ter Wee, M.W. (1962): The Saalian Glaciation in the Netherlands. Mededelingen van de Geologische Stichting, Nieuwe Serie 15: 57-76.
- Wilke, H. F. A. (1982): Quartärgeologie des Elbhangs im Westen von Hamburg. Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg [unveröff.].
- Wirth, H. (1980): Quartärgeologische Kartierung auf dem Blatt 6448 Garstedt, 1:5000 und Blatt 7240 Rahlstedt, 1:10000. Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Hamburg [unveröff.].
- Woldstedt, P. (1958): Das Eiszeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Band 2, 2. Auflage. – Stuttgart (Enke), 438 S.
- Zagwijn, W. H. (1992): The beginning of the ice age in Europe and its major subdivisions. Quaternary Science Reviews 11: 583-591.
- Zandstra, J.G. (1975): Sediment-petrological investigations of a boring and an excavation at Peelo (Northern Netherlands). Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie 26-1: 1-15.
- Zandstra, J. G. (1976): Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. Eiszeitalter und Gegenwart 27: 30-52.
- Zandstra, J. G. (1977): Historisch geologisch overview. – In: van Staaldin, C.J. (Ed.): Geologisch onderzoek van de Nederlandse Waddengebied, S.10-23. Haarlem, Rijks Geologische Dienst.
- Zandstra, J. G. & Speetzen, E. (2006): Leitgeschiebeanalysen und Kieszählungen im Pleistozän des Hümmlings (NW-Niedersachsen). Archiv für Geschichtekunde 5(1-5): 267-282.

ALF GRUBE | Hamburg

## Eiszeitliche und nacheiszeitliche Landschafts-Formen und -Strukturen am Lütjensee / Staatsforst Bergen (Stormarn, Schleswig-Holstein) – Geodiversität und Naturschutznotwendigkeit

**Keywords** esker, kame, glacitectonics, subglacial valley, string-like bog, periglacial, geodiversity

**Abstract** The diverse Weichselian landforms in the Lütjensee / state forest Bergen area (County Stormarn, Schleswig-Holstein) provide a textbook-like landscape with, among others, glacialfluvial positive landforms, subglacial channels and periglacial forms. The Pleistocene depression of the Kranika Nature Reserve has been filled with organic deposits, mainly organic muds and peats since the Weichselian Late Glacial resp. Bölling/Alleröd. The central ice disintegration landscape shows kames and eskers besides other ice decay landforms. In a glaciectonically stressed morainic plateau valleys were formed by subglacial meltwater. In which string-like bogs developed on top of glaciallacustrine clays. In particular, the valleys have been reshaped intensively by periglacial processes. On account of the unique geologic and geomorphological structures the size of the existing nature reserve should be increased.

**Zusammenfassung** Das Jungmoränengebiet im Bereich Lütjensee / Staatsforst Bergen (Kreis Stormarn, Schleswig-Holstein) stellt eine lehrbuchhaft ausgeprägte eiszeitliche Landschaft dar, u. a. mit glazifluviatilen Vollformen, subglazialen Rinnen und Periglaziär-Formen. Die pleistozäne Hohlform des heutigen NSG Kranika wurde seit dem Spätglazial bzw.

Alleröd / Bölling mit organischen Ablagerungen, vorwiegend Mudden und Niedermoortorfen, gefüllt. Der zentrale Eiszerfallsbereich zeigt u.a. vielfältige Kames und Oser. In das benachbarte, glazitektonisch gestauchte Moränenplateau konnten sich subglaziale Schmelzwasser einschneiden. In den dabei entstandenen Rinnen finden sich glazilakustrine Beckentone, auf denen sich strangförmige Moore bildeten. Besonders die Rinnen sind intensiv periglaziär überformt worden. Aufgrund der zumindest in Schleswig-Holstein einmaligen geologischen und geomorphologischen Strukturen ergibt sich die Notwendigkeit einer Erweiterung des bereits bestehenden Naturschutzgebietes.

## Einleitung

Eiszerfalls-Landschaften entstanden beim Abschmelzen der Weichselgletscher vor ca. 18.–15.000 Jahren in weiten Teilen Schleswig-Holsteins (Ehlers et al. 2011). Sie zeigen eine Vielzahl von Voll- und Hohlformen sowie ein großes Sediment- und Formenspektrum. Hierzu gehören verschiedene Os- und Kames-Formen, Rücken aus bindigem Material, teilweise vergesellschaftete Toteis-Formen, Gletschertöpfe usw. Herausragende, in Schleswig-Holstein befindliche Eiszerfalls-Landschaften sind die Bereiche Sülfeld (Grenze Stormarn/Segeberg, Grube 2010) und Hevenbruch (Kr. Hzgt. Lauenburg, Grube 2014). In der vorliegenden Arbeit wird näher auf eine geologisch und geomorphologisch sehr vielfältige und interessante Landschaft im Bereich Lütjensee / Großensee im Jungmoränengebiet des südöstlichen Schleswig-Holsteins (Kreis Stormarn) eingegangen (Abb.1). Dieser einmalige Geotop-Bereich wurde im Rahmen der Aktualisierung des Geotop-Landeskatasters näher geologisch untersucht. „Geotop“ ist der inzwischen gebräuchliche Begriff für geologisch-geomorphologisch schutzwürdige Objekte, wie z. B. glazialmorphologische Formen und erdgeschichtlich bedeutsame Aufschlüsse. Geotope sind aus wissenschaftlichen, pädagogischen und ökonomischen Gründen heraus von großer Bedeutung für unsere Gesellschaft. Unter Anderem ermöglichen sie eine aktuelle Erforschung der Erd- und Lebens-Geschichte mittels des sich ständig erweiternden Kenntnisstandes und der fortlaufend weiterentwickelten geowissenschaftlichen Methoden und Techniken. Ein aktuelles Beispiel hierfür ist die Forschung bezüglich des Klimawandels.

## Bisheriger Kenntnisstand zum weiteren Untersuchungsgebiet

Die Lütjensee-Großensee-Rinne (Rinne im Sinne von großer Hohlform) erstreckt sich von Dwerkaten bis nach Rausdorf und stellt eine durch Gletscher geformte Kette von Rinnenseen dar (Abb.2). Nach Koch (1931) handelt es sich um eine Tunneltal-artige Hohlform mit Seenkette, Osern, Kames, Moränenquerrücken und benachbarter aus-





Abb.1 Lageplan mit großräumigem und engerem Untersuchungsgebiet (Abb.2, Abb.3 mit roter Umrandung). Die maximale Ausdehnung des weichselkaltzeitlichen Inlandeises ist mittels einer gestrichelten Linie dargestellt.

geprägter Hangzertalung im Flankenbereich (vgl. Wetzel 1929, Pfefferle 1935, Range 1935 a,b und Gripp 1938). Die subglaziale Genese der Hohlform wird durch Os-Strukturen bei Dwerkaten und nordöstlich der Ortschaft Lütjensee (Range 1928, Eggers 1933, Gripp 1933, 1934, Resske 1968) plausibel. Das subglaziale Talsystem des Großen-sees endet etwa bei Rausdorf, wo das Gletschertor lag (Alai-Omid et al. 1988). Von hier bis zur Bille flossen die Schmelzwässer nach Süden ab. Hierbei wurden große Sanderflächen gebildet. Auch der östlich benachbarte Höhenbereich der Hahnheide (Todtmann 1954, Hofmann 1956) ist eine Niedertaulandschaft über einer vermutlich gestauchten Randlage, die wiederum im Bereich einer Hochlage des Tertiärs (Johannsen 1980, Hinsch 1991, Agster 1999) gebildet wurde. Die Stirnmoränen westlich von Trittau sind intensiv durch das Inlandeis verstellt worden (z.B. Gruben der Firmen Buhck und Zingelmann; Range 1928, Range 1935b). Der westlich der Großen-seerinne gelegene Höhenrücken, der von Dwerkathen westlich an Lütjensee und Großen-see vorbeizieht, besteht zumindest oberflächennah überwiegend aus Geschiebemergeln

und -lehmen, in die häufig und teilweise großräumig Tertiärschollen eingeschaltet sind. Dieser auffällige Höhenzug, der Nordost-Südwest streichende „Stormarner Rücken“ (Grube 1996–2000), setzt an der Hauptumrandung des Lübecker Beckens an und verläuft über Schönberg, westlich am Lütjensee und Großensee vorbei, weiter in südlicher Richtung. Westlich dieses Moränenrückens, der als Seiten- oder Mittelmoräne gedeutet werden kann, schließt sich ein weiteres, ausgedehntes Schürfbeck an, dessen Haupttrandlagen bis in den Bereich Siek-Stapelfeld reichen. Das östlich des Untersuchungsgebietes gelegene, großräumige Becken mit eingeschalteten Aufragungen könnte Teil eines weit größeren Gletscherbeckens gewesen sein, dessen Ostrand z.B. durch die Höhen östlich von Talkau gebildet wurde und dessen Südrand bis nach Havekost oder sogar bis Dassendorf gereicht haben könnte. Die Vereisungsgeschichte dieses Bereiches ist bisher nur grob bekannt. Das Gebiet zeigt generell eine subglazial gebildete „linierte“ Oberfläche (engl. „streamlined surface“), die durch lange, parallel zur Vorstoßrichtung des Gletschers gebildete, Dezimeter bis wenige Meter hohe und einige Dutzend m breite, über viele Kilometer zu verfolgende Vollformen charakterisiert ist (Grube 2014).

Stephan (2004) sieht das gesamte engere Untersuchungsbereich als glazitektonisch überprägt an. Als Glazialtektonik wird die durch Inlandgletscher hervorgerufene Verstellung von Erdschichten bezeichnet. Diese Verstellungen können kleinräumig und geringmächtig sein, aber auch Quadratkilometer große Moränenrücken schaffen und bis in 200 m Tiefe wirken (vgl. Gripp 1964 zur benachbarten Ziegelei Lütjensee). Range (1935b) zeigt, dass das engere Untersuchungsgebiet geologisch vorwiegend durch bindige Ablagerungen an der Erdoberfläche geprägt ist, im östlichen Abschnitt sind auch sandige Sedimente verbreitet. Das zentrale Untersuchungsgebiet wurde bereits in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts durch Resske (1968) vorwiegend morphologisch untersucht. Aktuelle geologische Kartierungen wurden von Ottmar (2012) und Loerbrocks (2012) erarbeitet. Das Kranika-Gebiet (vgl. Prochaska & Voss 1988) wird von Resske als Rinnenbildung gedeutet. Er wies hier durch Bohrungen bis zu 16 m mächtige organische Ablagerungen nach. Im südlich gelegenen Gebiet wurde ein ca. 100 m langer sandiger Rücken als Os („Wallberg“) beschrieben. Der Aufbau des sich nach Südosten anschließenden Moränen-Plateaus sowie die südöstlich bis östlich anschließenden Sanderflächen konnten von Resske durch Aufschlüsse bei der Kiesgewinnung für den Bau der B404 dokumentiert werden. Der Höhenbereich besteht demnach aus einem saalezeitlich gebildeten Kern aus Geschiebemergeln und -lehmen (mit kryoturbater Lagerungsstörung und Steinsohle) sowie einer diesen überlagernden, dünnen Decke aus glaziären Sedimenten. Letztere zeigen nach Resske auch Geschiebemergel-Einlagerungen und sind der Weichsel-Kaltzeit zuzuordnen. Auf der Hochfläche kartierte Resske eine Vielzahl von kleinen Toteis-Hohlformen („Kesselfeld“). Die die Hochfläche zerschneidenden Rinnenbildungen verlaufen parallel zueinander und werden von diesem Autor als Schmelzwasserrinnen angesehen,

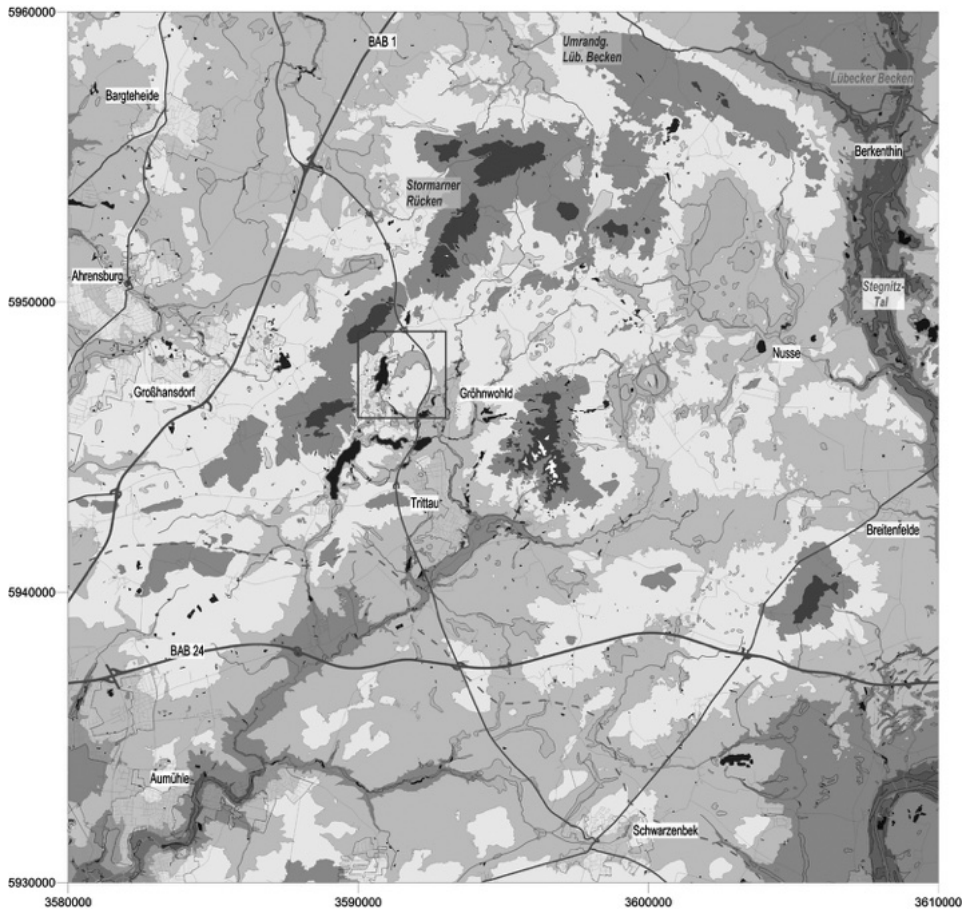


Abb. 2 Großräumige Morphologie. Das engere Untersuchungsgebiet (Abb. 3) ist als Rechteck dargestellt (Datengrundlage Topographie: LVermGeo-SH). Moorflächen sind punktiert dargestellt. Die ungefähre maximale Ausdehnung des weichselkaltzeitlichen Inlandeises ist mittels einer gestrichelten Linie dargestellt.

mit einem Abfluss von der Hochfläche nach Norden und Süden. Danach enden sie am Nordrand des Plateaus abrupt, am südlichen Ende sind sie bis in den vorgelagerten Sander hinein zu verfolgen.

## Material und Methoden

Die geologische Erkundung wurde mittels Auswertung von Archivunterlagen sowie eigenen geologischen Sondierungen durchgeführt, u. a. mit Hilfe des Peilstangen- und Rammkerngerätes des LLUR sowie dem sogenannten Usinger-Bohrgerät für Weichschichten. Morphologische Auswertungen wurden über das Programm SURFER (Fa. Golden Software Inc., Colorado, USA) durchgeführt. Für den Aufbau der digitalen Geländemodelle wurden DGM1-Daten des Landesamtes für Vermessung und Geoin-

formationen Schleswig-Holstein (LVermGeo-SH) verwendet. Die angegebenen Koordinaten in den Lageplänen und den Abbildungen beziehen sich auf Gauss-Krüger, 3 Streifen. Altersangaben beruhen überwiegend auf petrographischen Informationen und  $^{14}\text{C}$ -Datierungen.

## Ergebnisse und Diskussion

Das Naturschutzgebiet Kranika (Teilbereich 1) zeigt eine bogenförmig gestaltete vermoorte Niederung (Abb.3) mit einer tiefen Vermoorung. Sie besitzt eine Breite von ca. 0,5 km und eine Länge von ca. 1,2 km und zeigt eine südwestliche Fortsetzung in den Bereich des Lütjensees. Das Moor liegt auf einer absoluten Höhe von bis zu ca. +45 m NHN. Eine kleine sandige Kuppe ragt in das Moor hinein. Dieser Bereich ist auch als Kulturdenkmal (ehemalige Burganlage) eingetragen. Bei neueren Bohrungen

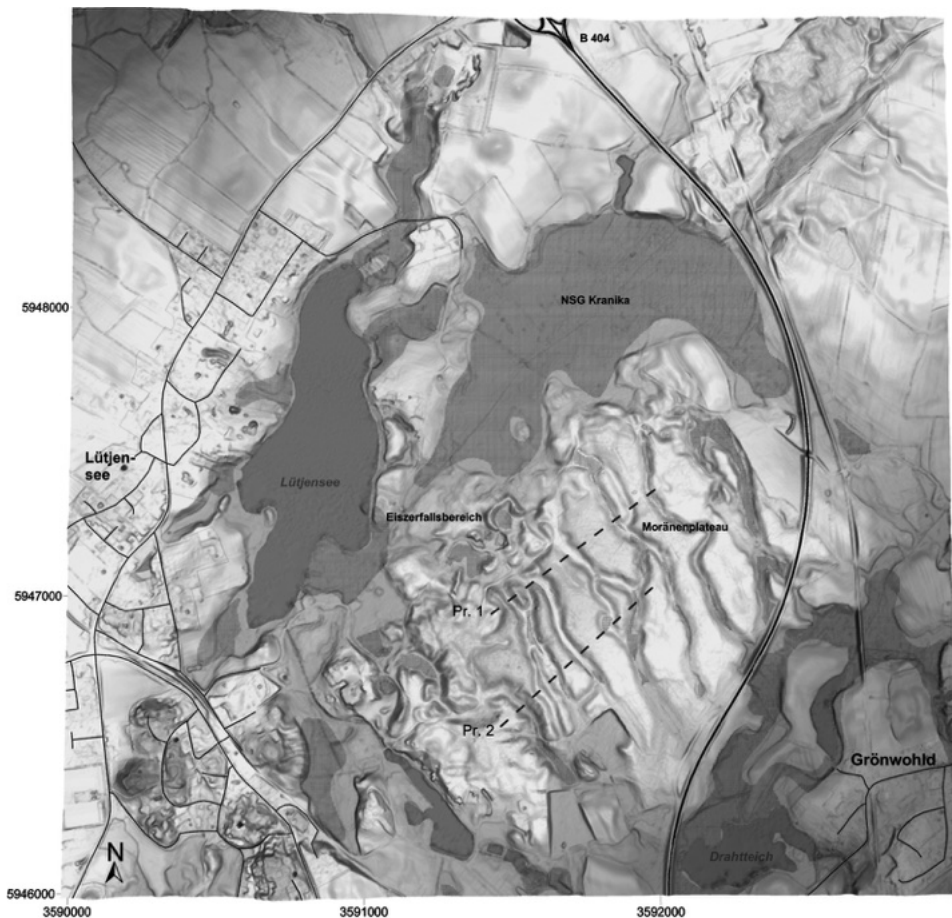


Abb.3 Geländemodell auf Basis des DGM1 (Datengrundlage Topographie: LVermGeo-SH) mit Angabe wichtiger Landschaftsteile und Objekte sowie der Profilschnitte. Moorflächen sind punktiert dargestellt.



Abb.4 Photos eines Sedimentkernes aus dem zentralen Moorgebiet Kranika (September 2012) mit einer Alters-Einordnung auf Basis der petrographischen Ansprache (Kernnahme: H. Usinger, A. Grube, M. Ottmar & F. Loerbrocks; Ansprache: A. Grube, H. Usinger). A: 0–75m; B: 6–15m.

wurden in den Niederungen mächtige Mudden (d.h. fossile Seesedimente) und Torfe erbohrt, deren Sedimentation im Spätglazial beginnt (14.000–13.500 Jahre vor heute, Bölling/Alleröd). Zusammen mit Dr. Hartmut Usinger (Kiel) wurde eine Kernbohrung im Zentrum des Kranika-Moores abgeteuft. Diese zeigt eine Abfolge aus glazialen Sanden, spätglazialen (prä-Alleröd-zeitlichen) kalkreichen Schluff-/Tonmudden, verschiedenen Algen- und Schluffmudden des Alleröd/Bölling-Komplexes, Schluff- und Kalkmudden der Jüngeren Dryaszeit, Algen- und Detritusmudden des Postglazials sowie Niedermoor torfen des Postglazials (Abb.4).

Halbkreisförmig um die Kranika-Niederung herum schließt sich ein morphologisch



Abb. 5 Unregelmäßige kuppige und sandige Strukturen, vorwiegend Kames (Zentrum: R: 3591364; H: 5947211).

unregelmäßig geformter Bereich an (Teilbereich 2), der Höhen von +45 bis +52 m NHN aufweist. Hier finden sich durch unregelmäßige und sandig-kiesige Ablagerungen geprägte, rundliche Oberflächenformen (Abb. 5). Daneben kommen auch Rücken und längliche Kuppen vor. Die Vollformen sind in NE-SW-Richtung orientiert, daneben tritt häufig eine NW-SE-Orientierung auf. Die Formen sind als Eiszerfallsformen (Kames) zu interpretieren. Kames sind für Eiszerfalls-Landschaften typische geomorphologische Formen. Sie entstehen während der Abtauphase des Gletschers. Kames-Kuppen, -Rücken und -Wälle werden aus Sedimentfüllungen in Becken, Wannen usw. unter, im oder auf dem Eis sowie randlich zu diesem gebildet, die teilweise nach Abschmelzen des Eises durch Reliefumkehr ihre rundlich-gewölbte Form erhalten. Häufig dominieren dabei in Norddeutschland feinkörnige Schmelzwasserbildungen (Feinsande), die durch langsam fließende Wässer über längere Zeiträume in Hohlformen abgelagert werden. Aus den nördlicheren Landesteilen sind auch rein schluffig-tonige Kuppen beschrieben worden. Dasselbe gilt für einige Kames-Terrassen, die am Rande von älteren Hochflächen entstanden sind.

Längliche Strukturen erreichen Längen von bis zu ca. 100 m sowie Höhen von bis zu ca. 6 m (Abb. 6). Sie können als Oser oder Os-ähnliche Formen interpretiert werden (Lundqvist 1979, vgl. Grube 2011). Oser sind langgestreckte, oft gewundene, Eisenbahndamm-ähnliche Geländerücken, die aus Sanden und Kiesen mit komplexer Internstruktur aufgebaut werden. Lokal finden sich Geschiebemergel-Einschaltungen oder Beckenablagerungen. Oser entstehen in sub-, in- oder supraglazial angelegten



**Abb. 6** Langstreckte Os-Struktur im zentralen Untersuchungsgebiet (Zentrum: R: 3591315; H: 5947050). Die Struktur weist teilweise eine Bedeckung mit Geschiebelehm auf und kann somit als unter dem Inlandeis (subglazial) gebildet angesehen werden.



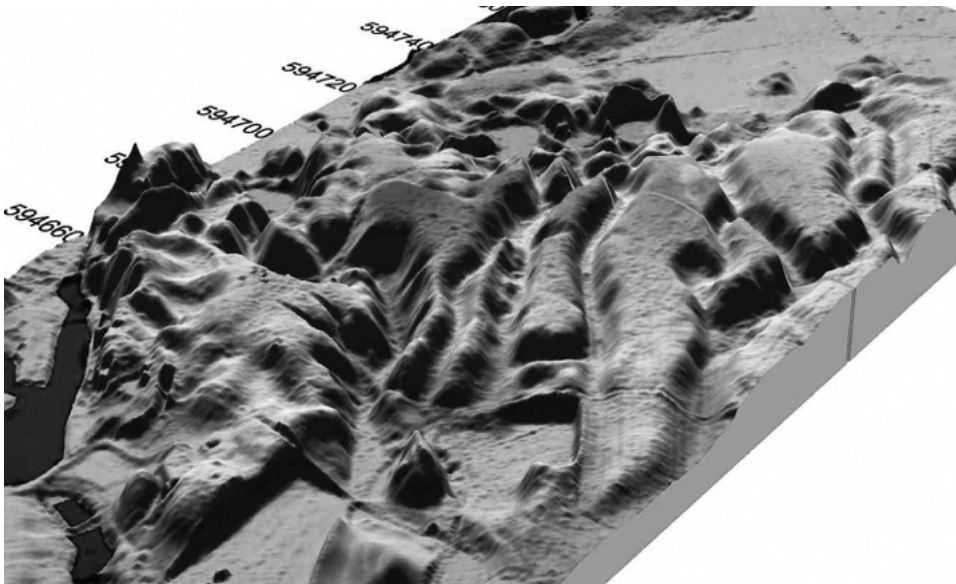
**Abb. 7** Photo der Umrandung der großen ringförmigen Glazifluviatil-Struktur (Blick von außerhalb aus östlicher Richtung, Person als Maßstab; Zentrum der Struktur bei R: 3591462, H: 5947266).

Schmelzwassertunneln, bzw. -spalten. Eine Struktur hatte bereits Resske (1968) als Os angesprochen. Eine Besonderheit stellen halbkreisförmige Glazifluviatil-Strukturen dar (Abb. 7, 9). Innerhalb dieser Strukturen haben sich im Laufe des Holozäns Kesselmoore entwickelt, deren Oberfläche bis zu ca. 2 m über dem Niveau der Moorflächen des NSG Kranika liegen. In diesem sind Torfen, Torfmudde, Grobdetritusmudde über Tonen, Schluffen und Sanden vorhanden. Die im Gebiet befindlichen Hohlformen, die teilweise als Toteishohlformen zu interpretieren sind, sind von sehr unterschiedlicher Gestalt. In einem Moor konnten bei Bohrungen Sumpfgas-Austritte (eine Mischung aus Methan und Kohlendioxid) beobachtet werden (Abb. 8). Toteis-





**Abb. 8** Austritt natürlichen Sumpfgases aus dem Bohrloch im Bereich eines Moores. Das in einer Tiefe von mehreren Metern angetroffene Gas wurden mit dem Feuerzeug entzündet, die Flamme erlosch nach wenigen Minuten (im Bild: H.-P. Henningsen, E. Krug).



**Abb. 9** Geländemodell auf Basis des DGM1 (Datengrundlage Topographie: LVermGeo-SH, stark überhöht). Erkennbar sind die unregelmäßigen Rinnenstrukturen, zwei ehemalige Kiesgewinnungsstellen im Vordergrund (eckige Abbauformen), ringförmige Glazialfluvial-Strukturen sowie die flache Niederung des NSG Kranika im Hintergrund. Blickrichtung aus Südost.



hohlformen sind in Eiszerfalls-Landschaften naturgemäß häufig. Hohlformen, ob trocken oder wassergefüllt, vermoort oder nicht vermoort, können jedoch neben dem Tieftauen durch Toteis auch durch Fließvorgänge unter oder in Kontakt mit dem Gletschereis und andere Prozesse entstehen (Weisse 2007). Hierzu gehören z.B. auch Gletschermühlen, bei denen herabstürzendes Schmelzwasser Hohlformen schafft oder periglaziale Formen wie Pingos.

Das Plateau (Teilbereich 3) zeigt eine Höhe von bis zu ca. +61 m NHN. Geologisch ist der Westteil der Hochflächen etwas homogener aufgebaut als der Ostteil. Über teilweise oxidativ rötlich-braun verfärbten Sanden stehen hier Geschiebelehme-/mergel und Sande an. Eine genauere stratigraphische Einordnung (vgl. F. Grube 2015) konnte im Rahmen dieser Bearbeitung nicht erfolgen. Die Geschiebelehme-/mergel sind im westlichen Bereich und im Zentrum der Hochfläche homogen ausgebildet und petrographisch kaum zu unterscheiden. Die Schichten sind glazitektonisch verstellt.

Das Plateau wird von Rinnen zerschnitten, die zwischen 30 und 80 m breit sowie bis zu ca. 9 m tief sind (Abb.9, 10). Die Länge der Rinnen liegt zwischen ca. 800 und 1.300 m. Die Rinnen sind meist unregelmäßig geformt. Es finden sich auch abrupte, nahezu rechtwinklige Umbiegungen. Die Ausrichtung der Rinnen beträgt generell NNW-SSE, teilweise auch Nord-Süd. Des Weiteren finden sich Rinnen, die quer zu den großen Hohlformen verlaufen, die meist kurz ausgebildet sind und nicht über mehrere Rinnen ausgreifen. Neben Umlaufbergen finden sich auch wannenförmige



Abb.10 Photo einer Rinnenstruktur (Standort ca. R: 3591755; H: 5946796).

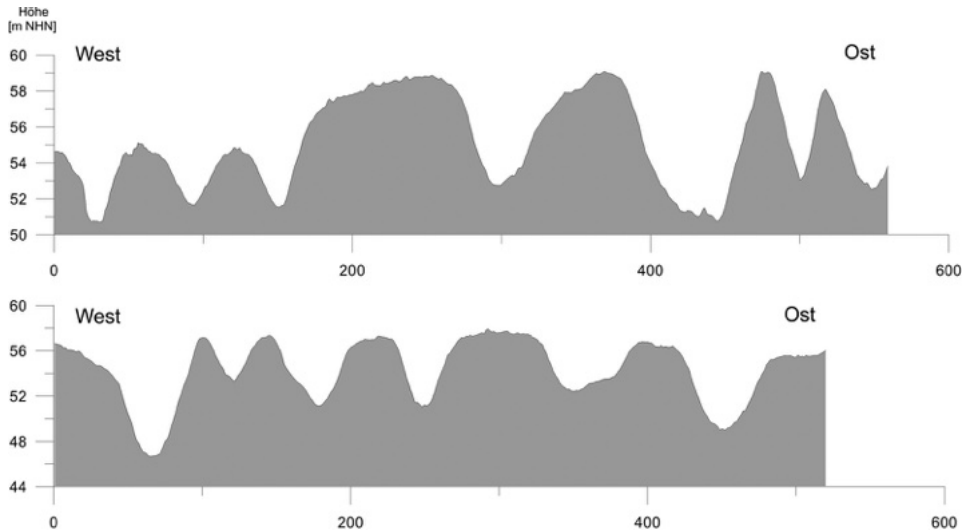


Abb. 11 West-Ost-Profilsschnitte der Oberfläche im Bereich der Rinnen. Erkennbar ist die stärker Abflachung der Hänge auf der Ost- bzw. Nordostseite der Rinnen (Daten: DGM des LVermGeo-SH; Lage s. Abb. 3).

Verbreiterungen im Längsverlauf der Rinnen, die teilweise auf ein Niedertauen von Toteis zurückgehen könnten.

Im Querprofil sind die Rinnen örtlich leicht asymmetrisch ausgeformt. Die stärker sonnenexponierten Hänge (Ostseiten, Nordseiten der Täler) sind dabei sanfter geneigt als die gegenüberliegenden Flanken (Abb. 11). Örtlich gegensätzliche Hangneigungen sind durch primäre Erosionsprozesse und die jeweiligen bodenmechanischen Eigenschaften der anstehenden Sedimente bedingt. Dieses asymmetrische Profil ist auf Abtragung während des sogenannten **Frostbodenzeitalters** zurückzuführen (vgl. Abschn. 2). Tatsächlich sind viele Täler Norddeutschlands periglaziär gebildet oder zumindest stark überformt worden. Während dieser anhaltenden Zeiten mit flächenhaft verbreiteten Permafrost, versickerte nur ein kleiner Teil der Niederschläge, der Großteil floss oberflächlich ab. Durch die so vergrößerte erosive Kraft des Oberflächenwassers wurden teilweise tiefe Kerben geschaffen, besonders an Talhängen. Schließlich gibt es auch Täler, die durch fließendes Wasser im Laufe der jetzigen Warmzeit gebildet wurden. Auch Starkregenereignisse besitzen eine große landschaftsgestaltende Kraft. Im Bereich vor dem Inlandeis kam es unter periglaziären Bedingungen zu erheblichen Umlagerungen von Material und somit zu einer Veränderung der von Gletschern geformten Landschaften. An Hängen, auch bei geringer Hangneigung (1–2%), auftretende Massenverlagerungen von Gesteinsschichten bezeichnet man als Solifluktion. Dieses Bodenfließen beruht auf dem oberflächlichen Auftauen des Permafrostbodens, auf dem der wassergesättigte überlagernde Boden gravitativ hangabwärts verlagert wird. Die Dicke von Solifluktions-Bildungen kann mehrere Meter betragen. Im Bereich der Rinnen kam es zur Anreicherung von



Abb.12 Steinsohle mit großen umgelagerten Geschieben im Bereich einer Rinne. Die Anreicherung geht vorwiegend auf periglaziäre Prozesse zurück.

Geschieben in Form einer Steinsohle (Abb.12). Hierbei fand eine „Aufkonzentration“ der größeren Geschiebe durch Abtragung des feinkörnigen Materials durch Wasser und Wind statt.

Die Sohlen der Rinnen zeigen ein Schwellen- und Senkenrelief, wie es für subglaziale Bereiche charakteristisch ist. Um die Genese der Rinnen zu diskutieren, folgt hier ein kleiner Exkurs zu Talformen.

Häufig sind unsere Täler im Laufe der Jahrzehntausende polygenetisch, d.h. durch verschiedene Prozesse zu unterschiedlichen Zeiten geprägt worden. Ein großer Teil der Täler des Östlichen Hügellandes entstand subglazial, d.h. unter dem Inlandeis, weist jedoch nicht die Eigenschaften von Tunneltälern im engeren Sinne auf. Bei Tunneltälern i.e. S. handelt es sich um subglazial entstandene Täler, die sich im Randbereich von Vereisungen bildeten und meist radial zum ehemaligen Eisrand verlaufen. Sie dürften teilweise durch direkten Gletscherschurf beeinflusst oder teilgeformt worden sein. Tunneltäler sind dadurch gekennzeichnet, dass sie kein durchgehendes Gefälle aufweisen, sondern in einzelne Schwellen und Beckenbereiche gegliedert sind. Dieses ist darauf zurückzuführen, dass die Schmelzwässer teilweise unter hohem hydrostatischen Druck standen und so eine große Tiefenerosionsleistung hatten. Auch das spätere Auftauen von Toteis kann zur unregelmäßigen Formung beigetragen haben. Die Talflanken von Tunneltälern sind anders geformt als bei subaerisch gestalteten Tälern: Sie weisen z.B. keine primären Gleit- und Prallhänge auf. Ein

weiterer Hinweis für die subglaziale Genese sind in Rinnenfüllungen erbohrte Geschiebemergel. Die Frage nach der Entstehung von Tälern, bzw. Rinnen ist ohne nähere geologische Untersuchungen häufig schwierig zu beantworten. Neben der subglazialen, d.h. unter dem Eis stattgefundenen, Entstehung können Rinnen auch subaerisch gebildet worden sein, also an der Erdoberfläche. Diese Täler wiederum besitzen ein einheitliches Gefälle der Talsohle und primäre Gleit- und Prallhänge. Häufig wurden größere und tiefere Täler kaltzeitlich-glazifluviatil, d.h. durch Schmelzwässer geformt.

Insgesamt spricht das Schwellen- und Senkenrelief der Talsohlen für eine Bildung unter dem Inlandeis. In den Rinnen im Bereich Forst Bergen kommen feinkörnige Sande, Beckenablagerungen, Geschiebesande, im oberflächennahen Bereich auch Mudden und Torfe vor. Die oberen Bereiche aller Rinnen zeigen Tone und Schluffe. Über den weichselkaltzeitlich gebildeten Rinnenfüllungen, einschließlich der tonig-schluffigen Beckenablagerungen, folgen periglaziär überformte Sedimente – wie Decksande, Solifluktsions- und Ablations-Material (periglaziär, vgl. Liedtke 1983) sowie Kolluvium (holozäne Abschwemmungen). Die Rinnen sind teilweise tiefgründig vermoort, Torfe finden sich aber in fast allen Rinnen in geringer Mächtigkeit. Die Torfe sind meist über wasserundurchlässigen stauenden Ablagerungen entstanden.

Auf der Oberfläche des Hochbereiches finden sich, wie bereits von Resske (1968) erwähnt, zahlreiche Hohlformen. Diese Strukturen mit Durchmesser von wenigen Dekametern sind als Toteishohlformen zu deuten (Abb.13). Weitere Teile des Untersuchungsgebietes zeigen Geschiebe bis hin zu Findlingen. Besonders viele Findlinge finden sich in den Rinnen. Die Talmoore in den Rinnen zeigen eine strangförmige Gestalt (Abb.14). Sie weisen Torfmächtigkeiten von bis zu wenigen Metern auf, sind jedoch meist nur geringmächtig. Die geringe Moormächtigkeit kann teilweise mit der Unterlagerung durch o.g. schluffig-tonige Beckenablagerungen erklärt werden. Diese



Abb.13 Toteis-Hohlform auf dem Plateaubereich (Mensch als Maßstab; Zentrum R: 3591480; H: 5946844).



Abb. 14 Strangförmiges, flaches Moor in einer der westlichen Rinnen (Standort ca. R: 3591551; H: 5946896).

Ablagerungen sind zwar für Wasser gering durchlässig und neigen zu Stauwasserbildung, diese Undurchlässigkeit dürfte jedoch in Trockenzeiten auch durch einen fehlenden Wasserzutritt von unten gekennzeichnet sein.

## Ausblick

Insgesamt ist der hier dargestellte Bereich als besonders wertvoller und schutzwürdiger Geotop-Bereich einzustufen. Das untersuchte Gebiet ist in seiner Form einmalig in Schleswig-Holstein. Es umfasst zunächst eine Reihe von charakteristischen Landschaftsformen, u. a. Kames unterschiedlicher morphologischer Ausprägung, Oser, Os-ähnliche Formen, Toteisbereiche und periglaziäre Täler sowie Tal-Asymmetrien. Darüber hinaus sind in Schleswig-Holstein einmalige Formen wie ringförmige Glazifluvialstrukturen und vergesellschaftete, subglazial geformte Rinnen ausgebildet. Bemerkenswert ist weiterhin die Diversität der auftretenden Moore in Abhängigkeit von der geologischen Ausgestaltung:

- (1) Tiefgründiges Verlandungs-Niedermoor Kranika mit bis in das Spätglazial zurückreichender Geschichte,
- (2) häufig geringmächtige strangförmige Moore in den Rinnen,
- (3) Kesselmoore in den ringförmigen Strukturen.

Trotz der bisherigen Bearbeitungen bleiben geowissenschaftliche Fragen offen. Die zirkularen Formen, die in Norddeutschland bisher noch nicht beschrieben wurden, bedürfen so einer näheren Untersuchung. Die untersuchten Rinnen scheinen analoge Beispiele zu den tiefen pleistozänen Rinnen Norddeutschlands zu sein und könnten daher für Untersuchungen zu deren Genese zukünftig wertvolle Dienste liefern. Die Prozesse und Formen einer Niedertaulandschaft sowie die Wirkung der Gletscher-

schmelzwässer (subglazial, subaerisch) sind lehrbuchhaft ausgebildet. Teilbereich 1 ist als Naturschutzgebiet Kranika ausgewiesen. Die hier beschriebenen Teilbereiche 2 und 3 sind zur Zeit jedoch ohne strikteren Schutz. Eine dauerhafte Sicherung dieses Landschaftsenssembles mit einer großen Geodiversität ist dringend notwendig. Dieses könnte durch die Ausweitung des Naturschutzgebietes Kranika erfolgen.

## Danksagung

Die Arbeiten wurden teilweise vom Autor im Rahmen seiner Tätigkeit beim Geologischen Dienst Schleswig-Holstein im LLUR durchgeführt. Herrn Prof. F. Grube und Fr. E. Raab danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes. Dem Gutachter danke ich für die hilfreichen Anmerkungen. Der Forstverwaltung, besonders Herrn Körber (Staatl. Försterei Lütjensee), der Unteren Naturschutzbehörde (Kreis Stormarn), Sabine Kalder und Joachim Schulz, sowie den ansässigen Eigentümern sei für die Genehmigung und praktische Unterstützung bei den Feldarbeiten gedankt. Den Herren Mevs, Krug, Preuß und Peters sowie Florian Grube sei für den unermüdlichen Einsatz bei den Bohrarbeiten gedankt. Herrn Dr. habil H. Usinger (Kiel, †) möchte ich herzlich für die Kooperation, bzw. die gemeinsame Durchführung der Bohrung im NSG Kranika und die Diskussion der Ergebnisse danken.

## Literatur

- Agster, G. (1999): Endbericht zum Untersuchungsprogramm zur Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebotes im schleswig-holsteinischen Nachbarraum zu Hamburg (Südost-Holstein.). Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek, 121 S., Anhang, Anlagenband [unveröff.].
- Alai-Omid, M., Christensen, S., Kosack, B. & Lange, W. (1988): Grundzüge der Geologie des Kreises Stormarn. *Die Heimat* 95: 18–31.
- Eggers, W. (1933): Karte der geologischen Landschaftsformen der Umgebung von Hamburg. Verlag J. Köhler; zu Wanderkarte Großhamburg und Umgebung, Hamburg (Boyens).
- Ehlers, J., Grube, A., Stephan, H.-J. & Wansa, S. (2011): Pleistocene Glaciations of North Germany – New Results. In: *Developments in Quaternary Science* 15: 149–162. – Amsterdam [u.a.]: Elsevier.
- Gripp, K. (1933): Geologie von Hamburg und seiner näheren Umgebung. Gesellschaft der Freunde des Vaterländischen Schul- und Erziehungswesens, Hamburg, 154 S.
- Gripp, K. (1934): Diluvialmorphologische Untersuchungen in Süd-Holstein. *Zeitschrift deutsche Geologische Gesellschaft* 86 (2): 73–82.
- Gripp, K. (1938): Eine geologische Reise durch Storman. In: C. Bock von Wülffingen & W. Frahm [Hrsg.]: „Storman – Der Lebensraum zwischen Hamburg und Lübeck“; Hamburg (Hartung), S. 33–52.
- Gripp, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster (Wachholtz), 411 S.
- Grube, A. (1996–2000) Geotopschutz in Schleswig-Holstein – Untersuchungen im Kreise Stormarn. *Die Heimat* 103 (9/10), 190–216; (11/12): 244–251; 105 (7/8): 146–165; 107 (9/10): 157–179, Husum.
- Grube, A. (2010): Sülfelder Tannen – eine einmalige Niedertau- und Kames-Landschaft der Weichsel-Kaltzeit (Kreise Stormarn und Segeberg). *Natur- und Landeskunde* 117 (7–9): 93–101.
- Grube, A. (2011): Zur Struktur von Eskern in Schleswig-Holstein, unter besonderer Berücksichtigung des „Esker-Kames-Systems Forst Steinburg“ in morphologischer Hochlage. *E & G Quaternary Science Journal* 60 (4): 425–433.
- Grube, A. (2014): Die Eiszerfalls-Landschaft Hevenbruch im Stadtwald Lübeck (Kreis Herzogtum Lauenburg, Schleswig-Holstein). *Verhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein Hamburg* 48: 203–220.
- Grube, F. (2015): Saale-Komplex in der Hamburger Region. *Verhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein Hamburg* 49 (dieser Band).
- Hofmann, J. (1956): Diluvialmorphologische Untersuchungen in der Umgebung der Hahnheide (Kreis Herzogtum Lauenburg). Diplomarb., Univ. Kiel, 43 S. [unveröff.].
- Hinsch, W. (1991): Karte des präquartären Untergrundes von Schleswig-Holstein 1:200 000. Geol. Landesamt Schl.-Holst. [Hrsg.], Kiel.
- Johannsen, A. (1980): Hydrogeologie von Schleswig-Holstein. *Geologisches Jahrbuch C28*: 3–586.
- Koch, E. (1931): Der Untergrund im Gebiet des Großensees und des Mönchteichs bei Trittau im südlichen Holstein. *Mitteilungen Mineralogisch-Geologisches Staatsinstitut Hamburg* 12: 15–48.
- Liedtke, H. (1983): Periglacial slopewash and sedimentation in Northwestern Germany during the Würm (Weichsel-) Glaciation. *Proc. Fourth Intern. Permafrost Conf., Fairbanks, Alaska, National Academy Press, Washington D.C.*, S. 715–718.
- Loerbrocks, F. W. (2012): Quartärgeologische Kartierung im Bereich Staatsforst Bergen Trittau. *Dipl.-Arb., Dep. Geowissenschaften, Univ. Hamburg*, 56 S. + Anhang [unveröff.].
- Lundqvist, J. (1979): Morphogenic classification of glaciofluvial deposits. *Sveriges Geologiska Undersökning, Avhandlingar och Uppsatser* 73 (8): 3–72.
- Ottmar, M. A. (2012): Quartärgeologische Kartierung östlich Lütjensee. *Dipl.-Arb., Dep. Geowissenschaften, Univ. Hamburg*, 59 S. + Anhang [unveröff.].
- Pfefferle, R. (1935): Zur Morphologie der Talsandterrassentäler in der Umgebung von Hamburg. *Würzburg (Triltsch), (Diss., Hamburg)*, 72 S. + Anhang.
- Prochaska, S. & Voss, K. (1988): Gutachten Riepswiesen, Trittau (Landkreis Stormarn). – Dierßen, K. im Rahmen des Forschungsprojektes „Grundlagenerhebung und Erarbeitung eines Entwicklungskonzeptes im Bereich forstfiskalischer Flächen“. Prochaska, S.; Voß, K. [Bearb.], 64. S. [unveröff.].
- Range, P. (1928): Zur Geologie der Umgebung von

- Trittau im südlichen Holstein. Jahrbuch Preußische Geologische Landesanstalt 49 (1): 248–251.
- Range, P. (1935a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Blatt Trittau. Preußische Geologische Landesanstalt [Hrsg.], Berlin, 37 S.
- Range, P. (1935b): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt 2328 (Trittau). Bearbeitet von P. Range (1925, 1926); Preußische Geologische Landesanstalt [Hrsg.], Berlin.
- Resske, F. (1968): Topographie, Morphologie und Morphogenese einer Eisrandlage – Die Notwendigkeit einer großmaßstäblichen topographischen Aufnahme für glazialmorphologische Studien am Beispiel der Würm-Eisrandlage im Bereich des Lütjensees, südliches Holstein. Hamburger Geographische Studien., Sonderheft, 122 S.
- Stephan, H.-J. (2004): Karte der Stauchgebiete und Haupt-Gletscherrandlagen in Schleswig-Holstein 1:500.000. (Map of glacio-tectonics and main glacier-margin lines in Schleswig-Holstein 1:500,000). *Meyniana* 56: 149–154.
- Todtmann, E. M. (1954): Die würmzeitlichen Eisrandschwankungen im Bereich der Hahnheide bei Trittau östlich von Hamburg. *Mitteilungen Geologisches Staatsinstitut Hamburg* 23: 142–149.
- Weisse, R. (2007): Glaziäre Kleinsenken des Potsdamer Gebietes. *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 14 (1): 51–63.
- Wetzel, W. (1929): *Geologischer Führer durch Schleswig-Holstein*. Berlin (Borntraeger), 179 S.