

Zur Entstehung der eiszeitlichen Landschaft Schleswig-Holsteins

Von HANS-JÜRGEN STEPHAN

1. Einführung

Seit dem späten 19. Jahrhundert sind die Entstehung und Entwicklung der schleswig-holsteinischen Landschaft in wissenschaftlichen Arbeiten behandelt, ihre Formen und Ablagerungen betrachtet und untersucht worden. Einblicke in den Aufbau und das Gefüge der Ablagerungen, wie sie Aufschlüsse liefern, waren allerdings immer verhältnismäßig selten. Auch die Zahl von gut bearbeiteten Bohrungen, die zumindest punktuell Kenntnisse über die Schichtfolge liefern, war noch lange Zeit gering. Flächenhafte geologische Kartierungen der oberflächennah anstehenden Schichten, wie sie in den geologischen Karten, insbesondere im Maßstab 1:25000 (GK 25) dargestellt sind, gab es über viele Jahrzehnte nur von wenigen Gebieten, und auch in kartierten Gebieten beruhte die Darstellung oft auf einer mäßigen Dichte von Untersuchungspunkten. Für die Deutung der Landschaftsentwicklung spielte deshalb die morphologische Analyse und Interpretation eine herausragende Rolle. Die Beobachtung heutiger Gletscher und der Bildung und Formung ihrer Ablagerungen und die Übertragung der so gewonnenen Erkenntnisse auf unsere eiszeitlichen Landschaften war die bevorzugte Methode der forschenden und publizierenden Geowissenschaftler. Dabei entwickelten sich einige Grundvorstellungen zur Entstehung unserer Landschaften, die man bis in jüngste Zeit sowohl in Publikationen findet, die für die breitere landschaftskundlich interessierte Öffentlichkeit gedacht sind, als auch in spezielleren Arbeiten für den Fachwissenschaftler. Sie prägen außerdem weithin die Lehrinhalte an Schulen und Hochschulen.

Die fortschreitende Erkundung der eiszeitlichen Ablagerungen Norddeutschlands und deren teilweise intensive petrographische und stratigraphische Untersuchung haben jedoch gezeigt, dass einige dieser Vorstellungen falsch sind. Entsprechende Richtigstellungen in der Fachliteratur sind aber bis heute kaum zur Kenntnis genommen wor-

den. Im Folgenden sollen daher, ohne ausgiebige Diskussion, einige Grundelemente unserer Landschaft und ihres Untergrundes betrachtet und deren Bildung nach dem neuesten Wissensstand in knapper Form dargestellt werden. Hinweise auf eine Auswahl weiterführender Publikationen mögen dem interessierten Leser Anstoß zum eigenständigen Recherchieren geben.

2. Zahl und Ausbreitung der Vergletscherungen

Bisher sind in Norddeutschland nur Ablagerungen von drei Eiszeiten, der *Elster*-, *Saale*- und *Weichsel-Eiszeit*, getrennt durch warmzeitliche Schichten, nachgewiesen worden. Annahmen für vor-elsterzeitliche Gletscher (VINX, GRUBE, A. & GRUBE, F. 1997) konnten bisher nicht zweifelsfrei belegt werden. Jedoch gab es eine größere Zahl älterer, z.T. ausgeprägter Kaltzeiten, während denen aber die skandinavischen Eismassen wahrscheinlich nicht bis Norddeutschland vordrangen (MENKE 1975).

Alle Eiszeiten lassen sich in mehrere Stadien mit Gletscherausbreitung gliedern, die durch Phasen stärkeren Abschmelzens voneinander getrennt werden. Dabei gab es offenbar in allen Eiszeiten und in allen größeren Stadien einen zyklischen Verlauf des Eisaufbaues und Gletscherabflusses in Skandinavien (WENNBERG 1949:26; WOLDSTEDT & DUPHORN 1974:64ff; EIBMANN & MÜLLER 1979:459; u.a. später), wodurch sich in Norddeutschland die Richtung des Eiszuflusses und damit einhergehend die Zusammensetzung des vom Inlandeis mitgebrachten Schuttes zyklisch änderten: Zuerst kamen die Gletscher aus dem Norden (N-Eis; in Schleswig-Holstein bisher nur für die Elster-Eiszeit belegt), dann aus nordöstlicher (NE-Eis), zuletzt aus östlicher Richtung (E-Eis, baltisches und ostbaltisches Eis). Nur in Dänemark fanden sich bisher sichere Belege für Zufluss baltischen Eises auch in der Anfangsphase der Weichsel-Eiszeit (altbaltischer Vorstoß; u.a. HOUMARK-NIELSEN 1994). Lumineszenz-Datierungen an Schmelzwasserabsätzen westlich von Flensburg, bei Ellund, lassen aber vermuten, dass auch Schleswig-Holstein bereits im unteren Mittelweichsel, zwischen 50 000 und 70 000 v.h., erstmals vom weichselzeitlichen Inlandeis erreicht wurde (Ellund-Phase; s. Tab. 1).

Diese zyklische Änderung des Vergletscherungsablaufes ermöglicht oft eine Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen – vor allem der Grundmoränen – nach petrographischen Merkmalen (KABEL 1982; STEPHAN 1980, 1998) oder speziell mit der Leitgeschiebeanalyse (LÜTTIG 1991).

Die Gletscher der Elstereiszeit und der älteren Phase der Saaleeiszeit (Drenthe-, Burg-Phase) haben das Gebiet Schleswig-Holsteins vollständig überfahren. Erst während der saalezeitlichen Kuden-Phase und der Hennstedt-Phase (STEPHAN 1995a) lag der jeweilige Gletscheraußenrand innerhalb des Landes. Der Außenrand der weichselzeitlichen Vergletscherung verläuft etwas östlich der Landesmitte (s. Geol. Karte 1:500 000), überwiegend deutlich westlich außerhalb des *östlichen Hügellandes* (zuletzt STEPHAN 1997, 2002; STREHL 1986, 1997).

3. Landschaftselemente

3.1 Altmoränen- und Jungmoränenlandschaft

Als *Altmoränenlandschaft* wird in Schleswig-Holstein zusammenfassend die *Hohe Geest* im Westen des Landes bezeichnet. Das weichselzeitlich vergletscherte östliche Hügelland wird weitgehend mit dem Begriff *Jungmoränenlandschaft* gleichgesetzt. Die damit verbundene Vorstellung, dass es seine Gestalt den weichselzeitlichen (=jüngeren) Gletschern und deren Schmelzwässern zu verdanken hat, erwies sich durch die Forschungen der letzten drei Jahrzehnte als nur bedingt richtig: Die weichselzeitlichen Gletscher stießen in eine schon ältere Landschaft vor. Sie formten sie dabei durch Ablagerungen oder durch flächenhafte Abtragung (Exaration) und linienhafte Ausschürfung unterschiedlich stark um, stärker in Gebieten mit längerer Eisbedeckung und – abtragend – entlang von Gletscher-Hauptströmen, also vornehmlich in den östlichsten Landesteilen, schwächer in den äußeren Zonen der Vergletscherung. Stellenweise war die Umgestaltung so schwach, dass die eemzeitlich verwitterten saalezeitlichen Ablagerungen fast an der heutigen Geländeoberfläche liegen. Zu den bei STEPHAN (1981) aufgelisteten Punkten können inzwischen weitere hinzugefügt werden, z.B. im Landesteil Schleswig die Vorkommen bei Munkwolstrup oder bei Friedrichsberg (WALTHER, WÜNNEMANN & STEPHAN 1992). Im östlichen Wagrien und auf der Insel Fehmarn liegt auf erodiertem saalezeitlichem Untergrund stellenweise nur eine wenige Meter bis gelegentlich wenige Dezimeter starke „Haut“ aus Weichsel-Grundmoräne (STEPHAN 1994, 1998).

3.2 Grundmuster eiszeitlicher Landschaftselemente

Neben flachwelligen Grundmoränengebieten, stellenweise Grundmoränenebenen, weist die direkt vom Gletschereis geformte (glaziäre)

Landschaft verschiedene Vollformen und Hohlformen auf. Viele dieser Formen in unserer Landschaft lassen in ihrer Ausrichtung einen engen Bezug zur Fließrichtung des Gletschereises erkennen: Sie sind mehrheitlich entweder parallel zur ehemaligen Fließrichtung des Eises oder senkrecht dazu angeordnet. Der Verfasser bezeichnet sie zusammenfassend als *P-Elemente* (parallel) und *T-Elemente* (transversal). Zu ersteren gehören bei den Hohlformen viele der glaziären Ausschürfungszonen, außerdem die Rinntäler und Rinnenseen, bei den Vollformen die Drumlins (STEPHAN 1987), Oser, und viele Kames. Zu den T-Elementen rechnen Endmoränen, Rogenmoränen und wellige unter dem Eis entstandene Anhäufungen von Geschiebemergel, aber auch Kames. Auch viele dazwischen liegende Hohlformen sind T-Elemente, oft durch das Tieftauen verschütteter Toteiskörper entstanden. Ein eindrucksvolles Beispiel hierfür ist das Gebiet östlich des Lanker Sees, zwischen Wahlstorf und Sophienhof.

Landesweite Richtungsanalysen zeigen, dass Elemente, die durch einen Eisfluss von ungefähr Nordost nach Südwest geformt wurden, überwiegen. Im südöstlichen Landesteil gibt es mehr Nord-Süd-Ausrichtung. Die Nordost-Südwestrichtung wird besonders bei einigen Großformen deutlich, z.B. Depressionen wie der Lübecker Bucht – dem Lübecker Becken, den Förden, dem Tal der Buckener Au östlich von Hohenwestedt, kettenartigen Rinnenseen und Rinntälern wie z.B. Schlei, Wellspanger Au – Langsee, Borgdorfer See – Bramsee – Pohlsee, Eidertal bei Molfsee – Bordscholmer See – Einfeld der See u.a. mehr. Gleichsinnig verlaufen die Schwelle Fehmarn – Wagrische Halbinsel, das Höhengebiet Warringholz – Wacken und andere Hochgebiete.

Stratigraphische Untersuchungen haben erwiesen, dass die meisten Großformen bereits saalezeitlich angelegt worden sind, auch im Jungmoränengebiet (s.o.). Bei einigen Tiefenzonen lässt sich erkennen, dass sie noch älter sind und bereits entscheidend vom elsterzeitlichen Eis geformt worden waren (s. Kap. 3.3).

Die Bewegung der Eismassen wurde wahrscheinlich immer vom angeordneten Relief des vergletscherten Gebietes beeinflusst, besonders stark bei verhältnismäßig geringer Eismächtigkeit, also in den Randzonen und besonders beim Eisabbau in der Endphase einer Vergletscherung. In Schleswig-Holstein gilt das insgesamt für die weichselzeitliche Vergletscherung, die deutlich schwächer als die älteren war. So wurde z.B. der jüngste weichselzeitliche (jungbaltische) Gletschervorstoß, der aus dem Ostseeraum vorstieß, beim Eindringen nach

Schleswig-Holstein durch die vorherrschend NE-SW verlaufenden älteren Großformen in die Südwestrichtung umgelenkt (STEPHAN 1994, 2001). Nur in der Nähe des Haupteisstromes, im östlichen Wagrien und auf der Insel Fehmarn, kam es zur Überprägung des Reliefs in der neuen Ost-West-Fließrichtung.

Die schon vor-weichselzeitliche große Depression von Lübecker Bucht – Lübecker Becken hat die Bewegung des weichselzeitlichen Eises besonders stark beeinflusst. Nicht nur sind hier die Eismassen besonders weit nach Südwesten – bis in das Gebiet von Hamburg – vorgezogen, der sich in dieser Tiefenzone herausbildende Gletscherlobus (GRIPPs *Lübecker Bucht-Lobus*) hat auch eine entscheidende Rolle bei der Entstehung der Seenplatte der „Holsteinischen Schweiz“ gespielt. Gefügekundliche Untersuchungen des Verfassers haben erwiesen, dass der gesamte Bereich vom Kellersee über den Dieksee bis mindestens zum Ostteil des Plöner Sees von den Eismassen dieses Lobus geformt wurde. Seine älteste Grundmoräne läuft südwestlich des Stocksees an saalezeitlichen Hochlagen aus. Das Tieftauen verschütteter Toteismassen dieses Gletscherlobus ließ den Großteil der Seen der „Holsteinischen Schweiz“ entstehen. Noch nicht geklärt ist, wo die Grenze zwischen seinen Eismassen und denen des Kieler Bucht-Lobus (Plön-Preetzer Teillobus) im engeren Fließschatten des mit Plateau-Kames (ehemaligen „Hochbecken“) durchsetzten Hochgebietes um den Bungsberg (vgl. LANU 1998; STREHL 1998) lag. Wahrscheinlich hat sie phasenweise gewechselt. Zuerst hatten Eismassen des Lübecker Bucht-Lobus die Vormacht, später drangen die Eismassen aus dem Kieler Bucht-Lobus verstärkt vor. Ursache für dieses Wechselspiel war das alte vor-weichselzeitliche Hochgebiet von Wagrien bis Bungsberg (Wagrische Eisscheide; GRIPP 1952a, 1964), das den Eisfluss behinderte und lenkte. Eine ähnliche Zangenbewegung derselben Loben hat es erneut etwas später bei den Wandelwitzer Höhen gegeben, die zuoberst als jüngste Ablagerungen häufig glazilimnische Kamesedimente besitzen (STEPHAN 1994).

3.3 Rinnen

In den Untergrund eingeschnittene rinnenartige Depressionen sind vor allem aus der Elstereiszeit bekannt, wo sie einige hundert Meter Tiefe erreichen können (Eiderstedt 360m). Nicht so tiefe entstanden aber auch während der Saale- und der Weichseleiszeit. Die weichselzeitlichen sind großenteils in der Landschaft als Täler oder Rinnenseen (s. 3.2) sichtbar. Ältere sind durch Sedimente weitgehend verfüllt und üblicherweise nur durch Bohrungen nachweisbar.

Die abnehmende Rinnentiefe von der Elstereiszeit zu den jüngeren Eiszeiten hin lässt eine Abhängigkeit von der gleichzeitig abnehmenden Mächtigkeit der Gletscher annehmen. Über ihre Entstehung ist aber über Jahrzehnte kontrovers diskutiert worden. Die Ansichten gingen dabei von der Entstehung durch unter dem Eis (subglazial) strömende Schmelzwässer (BERENDT 1879:9 und viele spätere Autoren), insbesondere in Tunneln (*Tunneltäler*, MADSEN 1921, zuletzt PIOTROWSKI 1997; SMED 1998) bis zur wesentlichen (WOLDSTEDT 1952:147f) bzw. alleinigen Erosion durch das Gletschereis, in speziellen Fällen durch Gletscherzungen (GRIPP 1964;1975:35,46, *Glaziel-len*). Auch die Theorie, dass die Rinnen voreiszeitlichen Tälern folgen bzw. die Gletscher in schon älter angelegten Tälern besonders tief erodiert hätten, findet sich (s. Diskussion bei SJÖRRING 1979, EHLERS 1994:75f). HORMANN (1969) nimmt als Ursache Erosion in freiliegenden (subaerischen) Schmelzwassertälern an. GRUBE (1979) glaubt an subglaziale Schmelzwassererosion nur bei tieferen Tälern, flachere sollen durch direkte Erosion durch das Eis entstanden sein.

Unter anderem um dieses Problem etwas aufzuhellen, wurde 1995 über einer elsterzeitlichen Rinne südwestlich von Groß Grönau die Forschungsbohrung „Tüschchenbek“ angesetzt, die aus dem gesamten Pleistozän und dem Übergang in das liegende Tertiär Bohrkerne gewann. Die Basis des Pleistozäns wurde bei ca. 230m unter Flur (-220m NN) erreicht. Die Kernauswertung ergab, dass der Gletscher trotz der großen Tiefe an der Rinnensohle aktiv schürfte. Seine Grundmoräne ist aber sehr geringmächtig und besteht als extreme Lokalmoräne weitgehend aus aufgearbeitetem Tertiär (STEPHAN 1999; HENNINGSEN & STEPHAN 2000). Aufgrund dieses Befundes kann man vermuten, dass in vielen vergleichbaren Rinnen Gletschererosion eine Rolle gespielt hat, jedoch die üblicherweise bei tiefen Bohrungen eingesetzten Spülbohrverfahren dünne Moränen an der Rinnenbasis, insbesondere Lokalmoränen, nicht erkennen ließen. Insgesamt dürften bei der Entstehung vieler Rinnen sowohl subglaziale Schmelzwassererosion als auch aktiver Schurf durch den Gletscher – vielleicht abwechselnd vorherrschend – mitgewirkt haben.

Die Existenz älterer Tiefenzonen hat bei der Anlage jüngerer Rinnen z.T. nachweisbar eine Rolle gespielt (PIOTROWSKI 1991, Bornhöveder Seenrinne; MENKE in GRUBE et al. 1987: Fig. 3, Hadenfeld-Rinne). Die Achsen der jüngeren Rinnen sind jedoch gegenüber den älteren oft etwas verschoben.

Die öfters feststellbare Parallelität von Salzstrukturen und Rinnen (u.a. PIOTROWSKI 1993) hängt sehr wahrscheinlich damit zusammen, dass Schwellen über den Salzstrukturen und an ihren Seiten Tröge den Eisfluss lenkten und sich im Bereich der Tröge Eisströme herausbildeten. Das dort mächtigere und rascher fließende Eis führte zu verstärkter Ausschürfung. Stärkere Eintiefung bedingte dann wiederum größere Eismächtigkeit und damit weiter verstärkte Erosion.

Abzulehnen ist die Vorstellung, dass sich Rinnen durch das Vorschieben und Einschneiden von Eiszungen an der Eisfront gebildet haben, wie es viele frühere Autoren, u.a. GRIPP (1964) annehmen. GRIPP, DÜCKER & JOHANNSEN (1965) betonen das besonders für die Förden („späte schmale Eiszungen“).

Das Eis des skandinavischen Großgletschers floss jedoch nicht wie in den Gebirgen in einzelnen, von Tälern gelenkten Eiszungen in unser Gebiet hinein, sondern es wurde durch den Druck der riesigen Eismassen großräumig hineingeschoben, oft in eine in Bewegungsrichtung ansteigende Landschaft. Unter diesen Umständen ist das Vorschieben von schmalen Eisteilen unmöglich, eine Kritik, die bereits SCHOTT (1968) und – ausgehend von der Diskussion um die Entstehung der Obereider – HERRMANN (1971) übten. GRIPP (1976) erkennt an, dass seine bisherige Sichtweise falsch war, bleibt jedoch im Falle seiner Theorie der Glaziellen (1975) weiterhin bei der Vorstellung von Eiszungen und ihren Becken. Längliche schmale Eiskörper entstanden in entsprechenden Rinnenteilen und Becken jedoch erst am Ende einer Vergletscherung bei allgemeinem Eisabbau als restliche Toteiskörper, meistens bedeckt von Ablagerungen der Gletscherflüsse oder -seen. Sie konservierten so die Depressionen bis zum endgültigen Abschmelzen. Ein sehr gutes Beispiel hierfür ist das Tal der Buckener Au bei Hohenwestedt. Wäre es – wie üblicherweise angenommen – das Becken einer aktiv schürfenden Eiszunge, dann sollte man in den seitlichen Höhen Seitenmoränen oder ähnliche Bildungen erwarten. Die geologische Kartierung durch PICARD (1961) weist aber fast ausschließlich etwa senkrecht dazu (NW-SE) streichende Geschiebemergelkörper im Wechsel mit sandigen Bereichen nach, typische T-Elemente zu einem Gletschervorstoß nach Südwesten. Tal und seitliche Höhen sind also offenbar einheitlich von Nordosten nach Südwesten vom Eis überlaufen und geformt worden, nur hat der Gletscher im Verlauf eines etwas aktiveren Streifens, dem heutigen Talbereich, tiefer erodiert (Schürfbecken). Ähnlich müssen die benachbarten Becken gedeutet werden. Die auch vom Verfasser öfters zitierte

„Kette gut entwickelter Eiszungenbecken“ (z.B. STEPHAN 1995b: 182) existiert nicht.

3.4 Eisrandlagen, Endmoränen

Zuletzt hat GRIPP (1952a,1958,1964) versucht, die gesamte vom Gletschereis gestaltete Landschaft Schleswig-Holsteins mit Ablagerungs- bzw. Erosionsvorgängen wiederholter *Gletschervorstöße* zu erklären und dabei ein System von Randlagen entwickelt, mit dem er das Vereisungsgebiet gliederte. Dabei ging er von der Vorstellung aus, dass die Gletscher nach einem ersten weiten Vorstoß – zunehmend schwächer werdend – sich in ihrem Randbereich in zahlreiche Eisloben und Eiszungen (s. Kap. 3.3) auflösten, die dann im Wechsel von Zurückschmelzen und Wiedervorstoßen eine ineinandergeschachtelte Folge von immer enger werdenden bogenförmigen Endmoränenstapeln formten. Diese Vorstellung findet sich schon bei früheren Autoren (u.a. STRUCK 1904). Forschungen der letzten Jahrzehnte ergaben aber, dass das Zurückschmelzen an der Eisfront für den Eisabbau insgesamt wenig Bedeutung hatte. Üblicherweise schmolzen die Gletscher von oben her ab (Niedertauen) bis ihre abnehmende Mächtigkeit schließlich kein Vorschieben mehr zuließ. Gletscheraufwärts riss dann die Eisfläche auf, oft an Hochlagen des Untergrundes, vermutlich gefördert durch das Anfrieren des dünn gewordenen Eises am Untergrund (STEPHAN 1994), ein Vorgang, den der Verfasser am Rande der Gletscher Spitzbergens beobachten konnte. Die äußeren Gletscherteile wurden bewegungslos, sie „stagnierten“ oder wurden auf Dauer zu „Toteis“. Das rückwärtige, noch etwas mächtigere Eis schob für eine gewisse Zeit weiter vorwärts, wobei am Rand zum Toteis (z.T. auf Toteis) neue Randlagen entstanden, z.T. aus gestaffelten Eisschuppen (Eiskernmoränen), z.T. aus Gletscherschutt oder Schmelzwassersedimenten aufgebaut (Aufschüttungsendmoränen). Sie konnten bei zeitweilig wieder verstärktem Eiseinschub deformiert (gestaucht) oder überflossen werden.

Auf diese Weise schieden am Ende von Eiszeiten oder größeren Stadien fortwährend randliche Eisteile aus der Bewegung aus. Sie erreichten oft eine Breite von vielen Kilometern. Diese Erkenntnis findet sich bereits bei WOLFF (1927:354) und SCHOTT (1934:58). Eisloben wurden dabei in schmaleren Streifen auch seitlich abgebaut. Die von PIOTROWSKI (1994) als Drumlins aufgefassten länglichen Rücken am östlichen Rand des Blumenthal-Lobus, bei Schönhorst, sind wahrscheinlich so entstanden: Schuttstreifen an der Grenze zu seitlichem Toteis wurden an ihren Innenseiten noch einmal vom Eis überschoben.

ben. Solche parallel zum Eisfluss verlaufenden halbseitig überformten länglichen Rücken könnte man als „Semi-Drumlins“ bezeichnen. Sie wären eine Spezialform der Seitenmoränen.

Wird mit der neuen Sicht das heutige Relief der schleswig-holsteinischen Landschaft betrachtet, dann reduzieren sich die zahlreichen GRIPPschen Endmoränen erheblich. Das wurde durch Einzeluntersuchungen im Rahmen der geologischen Landesaufnahme bestätigt: Bei der überwiegend morphologischen Analyse der Landschaft verknüpfte GRIPP Höhengebiete unterschiedlicher Entstehung zu Randlagen bzw. Endmoränen, darunter von jüngeren Gletschern überfahrene ältere Hochlagen, aus Schmelzwasserablagerungen und/oder Fließmergel aufgebaute Kuppen und Rücken, die ursprünglich in Becken und Hohlformen zwischen und auf Toteis abgelagert worden waren (Kames) vielleicht auch vereinzelt Geschiebemergelaufpressungen (SCHOTT 1968).

Eine Korrektur der früheren Darstellungen ist nur durch detaillierte geologische Kartierung in Verbindung mit Aufschlussuntersuchungen (Gruben, Bohrungen) möglich und wird nur schrittweise für einzelne Landschaftsteile möglich.

Die Darstellung der Gletscherrandlagen in der geologischen Karte 1:500 000 von Schleswig-Holstein aus dem Jahre 1995 ist eine Kombination der Ergebnisse aus neu bearbeiteten Gebieten und älteren (GRIPPschen) Deutungen. Manche der dort stärker ausbuchtend gezeichneten Loben oder zurückspringenden Moränengabeln sind wahrscheinlich in Wirklichkeit flacher. Viele gut verfolgbare Eisrandlagen verlaufen nämlich ziemlich geradlinig und sind nicht durch größere Vorsprünge oder Buchten gegliedert. Ein Beispiel ist die Randlage des Sehberg-Vorstoßes von den Kuppen südlich des Selenter Sees über Elmschenhagen, das Viehburger Gehölz, den Sehberg bis zum Rehmsberg bei Achterwehr.

Eine verbesserte Darstellung bietet die *Map of Glaciotectonics and Glacier Margins in Schleswig-Holstein* (LANU 2002), eine digital vorgehaltene Karte im Maßstab 1 : 500 000, die von Zeit zu Zeit auf den neuesten Stand gebracht wird.

Der Versuch, die Eisrandlagen Schleswig-Holsteins mit den Randlagen der benachbarten Gebiete Mecklenburg-Vorpommern und Dänemark, zu korrelieren und damit in das stratigraphische System von WOLDSTEDT (1926, 1954) einzuhängen, ist bis heute nicht ganz gelungen.

Das betrifft vor allem die weichselzeitlichen Endmoränen. Gründe dafür sind die oft nur bruchstückhafte Bildung oder Erhaltung gut entwickelter Moränenwälle, die im Gegensatz etwa zu Mecklenburg oft sehr enge Scharung der Randlagen verschieden alter Gletschervorstöße in unserem Land oder auch die Überfahung älterer Randlagen durch jüngere Vorstöße. Korrelationsversuche müssen deshalb als noch immer sehr spekulativ angesehen werden. Das gilt auch für die letzte zusammenfassende Darstellung des Autors (LANU 2002). Es fehlen vielfach eingehende Untersuchungen der Grundmoränen, insbesondere ihres Geschiebeinhaltes, um mit Hilfe der *Grundmoränenstratigraphie* eine Verknüpfung zu erreichen.

4. Stauchungen

Stauchungen durch Gletscherschub und Gletscherauflast sind in Schleswig-Holstein sehr häufig, insbesondere in den an die Depression der westlichen Ostsee angrenzenden küstennahen Landesteilen, aber sie kommen auch verbreitet in anderen Gebieten vor. Ihre Dimensionen reichen von flachen, nur einige Meter tiefen Störungen unterhalb einer Grundmoräne bis zu ca. 100m vertikalen Durchmesser aufweisenden Schuppenstrukturen in Stauchmoränen (z.B. bei Muldsberg).

Anscheinend kam es in den frühen Phasen der Eiszeiten zu keinen größeren Stauchungen, wahrscheinlich als Folge tiefer Gefrorenis des Untergrundes, der damit fast wie Felsuntergrund reagierte und entsprechend Spuren des Abschleifens zeigt (Dithmarschen, STEPHAN 1980). Stauchungen gab es aber häufig in den späteren Stadien einer Eiszeit, offenbar als die Permafrostschicht dünner geworden oder unter dem Eis ganz verschwunden war. Unter der Last einer Eisdecke entstehender Porenwasserüberdruck könnte in ausreichend mächtigen Lockergesteinen für größere Stauchungen verantwortlich gewesen sein (vgl. PIOTROWSKI 1993), z.B. im Falle der Stauchmoränen Hütener – und Duvenstedter Berge, die in der bereits saalezeitlich angelegten Tiefenzone Eckernförder Bucht – Mitteleider aufgedrückt wurden, in einem ehemaligen zur Eemwarmzeit bestehenden Meeresarm zwischen Nord- und Ostsee (vgl. KOSACK & LANGE 1985).

Besonders ausgeprägt sind Schuppenstrukturen jedoch in Gebieten, in denen im nicht sehr tiefen Untergrund plastisch verformbare Sedimente lagern. Das sind bei uns feinkörnige Sedimente eiszeitlicher Becken (z.B. spätelsterzeitlicher Lauenburger Ton), interglazialer Meeresabsätze (Holstein-Ton; eemzeitlicher Cyprinen-Ton), aber auch

prä-pleistozäne Ablagerungen, vor allem tertiärer Glimmerton (Miozän) und Tarraston (Eozän). Sehr viele der auffallendsten Stauchstrukturen in Schleswig-Holstein – von Lauenburg über Mittel- bis Westholstein – hängen mit mächtigen Vorkommen von Lauenburger und/oder Holstein-Ton im Untergrund zusammen. Eozäner „Tarras“-Ton spielte bei den Stauchungen im östlichen Wagrien, beim Pilsberg und auf Fehmarn die entscheidende Rolle, Cyprinen-Ton im Umkreis der Flensburger Förde. In diesen Sedimenten entwickelte sich – wahrscheinlich unter einer Permafrostschicht, in einigen Zehnermetern Tiefe – eine Abscherzone (Décollement), über der alle hangenden Schichten zusammengeschoben und gestapelt wurden. Derartige Verschiebungen sind an Gletscherfronten als *Stauchendmoränen* im Relief erhalten, sie können aber möglicherweise auch unter dem fließenden Gletscher entstanden sein, ohne dass sich dies im Relief auffallend abzeichnet (u. a. GRIMMEL 1976). Andere entstanden als Endmoränen und sind danach vom Gletscher überlaufen und abgeschliffen worden (z.B. Hohes Ufer von Heiligenhafen; STEPHAN 1985).

Einmal entstandene Stauchkomplexe hatten oft einen lange anhaltenden Einfluss auf die weitere Gletscherbewegung. Sie behinderten den Eisfluss, seitlich von ihnen bildeten sich länger aktive Gletscherloben heraus, in ihren „Schatten“ gelangte – wenn überhaupt – weniger Eis, und es stagnierte und zerfiel dort rascher. In derartigen *interlobaten* Zonen wurde oft viel Material abgelagert, häufig in Form von Kames (heute Hochgebiete; s. Kap. 3.2). Beispiele dafür sind die Höhegebiete südlich des Pilsberges, ebenso zwischen Schönhorst und Rönne und das zentrale Bungsberggebiet. Bei GRIPP (1964) werden entsprechende Gebiete meistens als „Kerbstauchmoränen“ gedeutet, ihre Ablagerungen sind aber vorwiegend nicht gestaucht.

5. Neotektonik

Unter dem Begriff Neotektonik versteht man die heute wirkenden, zu Störungen in der obersten Erdkruste führenden Vorgänge. In Schleswig-Holstein sind z.B. fortdauernde Aufstiegsbewegungen an Salzstöcken bekannt (ROSS 1998), oder sie werden indirekt abgeleitet (VOSS 1972). SEIFERT (pers. Mitt.) konnte unter der normalerweise gleichsinnig zur Nordsee abfallenden weichselzeitlichen Erosionsbasis des untersten Elbelaufs in zwei Zonen über Salzstöcken schwachen Schwellencharakter mit direkter Unterlagerung durch vor-pleistozäne Schichten feststellen, ein deutlicher Hinweis auf junge Hebungen.

Salzaufstieg ist üblicherweise mit randlichen Absenkungen infolge der Salzabwanderung oder mit lokalen Senken aufgrund von Salzablaugung verknüpft. Die dabei auftretenden Spannungen führten häufig zu Schichtverwerfungen. Beispielsweise gibt es nördlich von Kuden in Dithmarschen ein fast in Nord-Süd-Richtung verlaufendes Tälchen mit über 5m hohen seitlichen Geländestufen. In Aufschlüssen konnte der Verfasser in den dort anstehenden saalezeitlichen Ablagerungen den Zusammenhang mit einer mindestens mehrere Meter hohen, nicht glazialtektonisch bedingten Verwerfung nachweisen. Am entstandenen Steilhang lagerten sich in schrägen Schüttungen periglaziäre Sande ab, in denen ein eemzeitlicher Boden entwickelt ist.

Am Klingberg zwischen Leezen und Grabau erwiesen detaillierte Untersuchungen in Grubenaufschlüssen tektonische staffelartige Versetzungen von insgesamt 26m auf einer Distanz von 250m, die während der Saaleeiszeit und evtl. noch später entstanden. Die Senke des Grabauer Sees hängt sehr wahrscheinlich mit diesen tektonischen Bewegungen im Untergrund zusammen. Auch die Tiefenzone zwischen Wittenborn und Leezen mit dem Mözener See ist vermutlich Folge von Salzbewegungen am Segeberger Salzstock.

Bohrungen für die geologische Landesaufnahme südlich von Lübeck, zwischen Blankensee und Groß Weeden, haben eemzeitliche marine Schillanhäufungen aus einem Flachwasserbereich einer Bucht bei heute ca. -28m NN nachgewiesen. Hier ist also der tiefere Untergrund abgesunken. Der jährliche Absenkungsbetrag liegt unter einem halben Millimeter pro Jahr.

Diese Beispiele zeigen, dass während des Pleistozäns auch tektonische Vorgänge zur Bildung von Depressionen oder Hochlagen führen konnten. Das gemahnt zur Vorsicht bei der Zuordnung von Landschaftsformen zu rein eiszeitlichen Vorgängen. Allerdings sind Vorstellungen wie von BEURLIN & THIELE (1933) vertreten, die im Umland von Kiel einen direkten Zusammenhang zwischen der Bildung weichselzeitlicher Endmoränen und sich hebendem Untergrund sehen wollen, sicher weit überzogen. Bei Niveauänderungen von ca. 1mm pro Jahr und weniger werden deutliche Veränderungen des Reliefs erst nach einigen tausend Jahren erkennbar. Es sind viel zu langsame Veränderungen, um auf relativ kurzzeitige Gletschervorstöße von einigen hundert Jahren Dauer Einfluss auszuüben. Jedoch könnten z.B. zwischen den Eiszeiten ablaufende salinartektonische Verstellungen sehr wohl das Relief so verändert haben, dass die Gletscherbewegung

beeinflusst wurde. Entsprechende Vorstellungen publizierten u.a. GRIPP (1952b) und PICARD (1958,1962) (vgl. Kap. 3.3).

6. Schriften

- BERENDT, G. (1879): Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland.- Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 31: 1-20
- BEURLEN, K. & THIELE, S. (1940): Der Bau des vordiluvialen Untergrundes und sein Einfluß auf die Diluvialmorphologie in Schleswig-Holstein.- N.Jb. Geol. u. Paläont., Beil.Bd. 83B: 138-182
- EHLERS, J.(1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie, 358 S.; Stuttgart (Enke)
- EIßMANN, L. & MÜLLER A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im nord-deutschen Tiefland.- Z. geol. Wiss. Berlin 7(4): 451-462
- GRIMMEL, E. (1976): Bemerkungen über Stauch-„End“moränen.- Eiszeitalter und Gegenwart 27: 69-74
- GRIPP, K. (1952a): Die Entstehung der Landschaft Ostholsteins (mit Karte der Eisrandlagen in Nordholstein).- Meyniana 1: 119-129
- GRIPP, K. (1952b): Inlandeis und Salzaufstieg.- Geologische Rundschau 40: 74-81
- Ders. (1958): Der Verlauf risszeitlicher Endmoränen in Schleswig.- Meyniana 7: 1-4
- Ders. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein.- 411 S., 57 Taf.; Neumünster (Karl Wachholtz)
- Ders. (1975): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises.- Eiszeitalter und Gegenwart 26: 31-73
- Ders. (1976): Die inneren würmzeitlichen Sander in Schleswig-Holstein.- Meyniana 28: 29-32
- GRIPP, K., DÜCKER, A. & JOHANNSEN A. (1965): Ekskursion til Sild, Slesvig og Øst-Holstein.- Medd. Dansk Geol Foren. 15(4): 603-617
- GRUBE, F. (1979): Übertiefte Täler im Hamburger Raum.- Eiszeitalter und Gegenwart 29: 157-172
- GRUBE, F.; CHRISTENSEN, S. & VOLLMER, T. (1987) with contributions by K. Duphorn, J. Klostermann & B. Menke: Glaciations in Northwest Germany. - In V. Sibrava, D.Q. Bowen & G.M. Richmond (eds.), Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Rep. of the IGCP Project 24: 347-358
- HENNINGSEN, D. & STEPHAN, H.-J. (2000): Die Schwermineralverteilung im Quartärprofil der Forschungsbohrung Tüschembek (Schleswig-Holstein).- Eiszeitalter und Gegenwart: 50-55.
- HERRMANN A. (1971): Neue Ergebnisse zur glazialmorphologischen Gliederung des Obereider-Gebietes.- Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst. 41: 5-41
- HORMANN, K. (1969): Gibt es Tunneltäler in Schleswig-Holstein?.- Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst. 39: 5-11
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1994): Late Pleistocene stratigraphy, glaciation chronology and Middle Weichselian environmental history from Klintholm, Møn, Denmark.- Bull. Geol. Soc. Denmark 41: 181-202
- KABEL, C. (1982): Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete.- Diss. Univ. Kiel, 231 S., Anhang 47 S. mit Tab. u. Diagr.; Kiel

- KOSACK, B. & LANGE W. (1985): Das Eem-Vorkommen von Offenbüttel/Schnittlohe und die Ausbreitung des Eem-Meeres zwischen Nord- und Ostsee.- Geol. Jb., R.A, 86: 3-17, 1 Taf.
- LANU (1998): Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1 : 500 000 (Bearbeiter: H.-J. Stephan); Flintbek (Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein)
- LANU (2002): Map of Glaciotectonics and Glacier Margins in Schleswig-Holstein 1: 500 000 dig. (Bearbeiter: H.-J. Stephan); Flintbek (Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein)
- LÜTTIG, G. (1991): Erratic boulder statistics as a stratigraphic aid – Examples from Schleswig-Holstein – .- Newsl. Stratigr. 25(2): 61-74
- MADSEN, V. (1921): Terrainformerne pa Skovbjerg Bakkeø. Danmarks Geologiske Undersøgelse IV/1(12): 1-24
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials.- Geol. Jb. A26: 3-151, 8 Taf.
- PICARD, K. (1958): Warthestadiale Gletschervorstöße in Schleswig-Holstein.- Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.1957(8/9): 422-425
- Ders. (1961): Geolog. Karte von Schleswig-Holstein 1 : 25 000, Blatt 1924, Hennstedt; Kiel (Geolog. Landesamt Schlesw.-Holstein)
- Ders. (1962): Gletscherrandlagen im Westen von Schleswig-Holstein.- Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.1962(6): 273-281
- PIOTROWSKI, J.A. (1991): Quartär- und hydrogeologische Untersuchungen im Bereich der Bornhöveder Seenkette, Schleswig-Holstein.- Berichte-Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, Nr.43: 194 S., 1 Abb. u. 1 Kt. im Anhang
- Ders. (1993): Salt diapirs, pore-water traps and permafrost as key controls for glaciotectonism in the Kiel area, northwestern Germany.- In J.S. Aber (ed), Glaciotectonics and mapping glacial deposits, p. 86-98; Winnipeg (Hingnell Printing Ltd.)
- Ders. (1994): Ice flow dynamics and subglacial bed conditions during the Weichselian glaciation in Schleswig-Holstein, Northwest Germany.- Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXVII, Nauki Matematyczne – Przyrodnicze 92: 141-160, Torun
- Ders. (1997): Subglacial hydrology in northwestern Germany during the last glaciation: Groundwater flow, tunnel valleys and hydrological cycles.- Quaternary Science Reviews 16: 169-185
- SCHOTT, C. (1934): Zur Formengestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands.- Z. f. Gletscherkunde 21: 54-98
- Ders. (1968): Ein Beitrag zur Geologie Schleswig-Holsteins. (Rezension von K. Gripp: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein, 1964).- Geogr. Z. Wiesbaden 56: 220-224
- SJÖRRING, S. (1979): Tunneltäler in Dänemark.- Eiszeitalter und Gegenwart 29: 179-188
- SMED, P. (1998): Die Entstehung der dänischen und norddeutschen Rinnentäler (Tunneltäler) – Glaziologische Gesichtspunkte.- Eiszeitalter und Gegenwart 48: 1-18
- STEPHAN, H.-J. (1980): Glazialgeologische Untersuchungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens.- Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein 50: 1-36
- Ders. (1981): Eemzeitliche Verwitterungshorizonte im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins.- Verh. Naturwiss. Ver. Hamburg (NF) 24(2): 161-175
- Ders. (1985): Exkursionsführer Heiligenhafener "Hohes Ufer".- Der Geschiebesammler 18(3): 83-99

- Ders. (1987): Form, composition and origin of drumlins in Schleswig-Holstein. In J. Menzies & J. Rose (eds.), Drumlin Symposium: 335-345; Rotterdam (Bal-kema)
- Ders. (1994): Der Jungbaltische Gletschervorstoß in Norddeutschland. - Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein 64: 1-15
- Ders. (1995a): The Warthe Glaciation in Schleswig-Holstein. Acta Geographica Lodziensia 68: 181-189; Lódz
- Ders. (1995b): Schleswig-Holstein. - In L. Benda (Hrsg.), Das Quartär Deutschlands: 1-13; Berlin/Stuttgart (Borntraeger)
- Ders. (1997): Wie weit reichte die Vergletscherung der letzten Eiszeit in Schleswig-Holstein? - Die Heimat 104. Jhrg.: 52-57
- Ders. (1998): Geschiebemergel als stratigraphische Leithorizonte in Schleswig-Holstein; ein Überblick. - Meyniana 50: 113-135
- Ders. (1999): Erste Ergebnisse der Forschungsbohrung Tüschembek (südlich von Lübeck). Vortragskurzfassung. - 66. Tagung der AG Nordwestdeutscher Geologen, Tagungsband und Exkursionsführer: 24; Halle (Geolog. Landesamt Sachsen-Anhalt)
- Ders. (2001): The Young Baltic advance in the western Baltic depression. - Geological Quarterly 45(4): 359-363
- STREHL, E. (1986): Zum Verlauf der äußeren Grenze der Weichselvereisung zwischen Owschlag und Nortorf (Schleswig-Holstein). - Eiszeitalter und Gegenwart 36: 37-41
- Ders. (1997): Zum Verlauf der äußeren Grenze der Weichselvereisung zwischen Schuby und Ellund. - Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. 67: 29-35
- Ders. (1998): Glazilimnische Kames in Schleswig-Holstein. - Eiszeitalter und Gegenwart 48: 19-22
- STRUCK, R. (1904): Der baltische Höhenrücken in Holstein. Ein Beitrag zur Geographie und Geologie Holsteins. - Mitt. D. geograph. Ges. Lübeck, 2. Reihe, H. 19: 1-95, 11Taf., 1Kt.
- VINX, R.; GRUBE, A. & GRUBE, F. (1997): Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster I - Tills von Lieth bei Elmshorn. - Leipziger Geowissenschaften 5: 83-103
- VOSS, F. (1972): Neue Ergebnisse zur relativen Verschiebung zwischen Land und Meer im Raum der westlichen Ostsee. - Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd. 14: 150-168
- WALTHER, M.; WÜNNEMANN, B. & STEPHAN, H.-J. (1992): Der Aufschluß Friedrichsberg-Margarethenwall. - DEUQUA '92, Exkursionsführer, Exkursion A3 (Dänischer Wohld und Raum Rendsburg - Schleswig): 103-113; Kiel (Geol. Landesamt Schleswig-Holstein)
- WENNERBERG, G. (1949): Differentialrörelser i Inlandsisen sista Istiden i Danmark, Skåne och Östersjön. - Meddelanden Lunds Geol.-Miner. Inst. 114: 1-201, 11pl., 46 p. tab.; Lund (Carl Blohm)
- WOLDSTEDT, P. (1926): Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. - Z. Dt. Geol. Ges. 77: 172-184, 1 Kt.
- Ders. (1952): Die Entstehung der Seen in den ehemals vergletscherten Gebieten. - Eiszeitalter und Gegenwart 2: 146-153
- Ders. (1954): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. - Eiszeitalter und Gegenwart 4/5: 34-48
- Ders. und Duphorn, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, 500 S.; Stuttgart (K.F. Köhler).
- WOLFF, W. (1927): Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. - Z. Dt. Geol. Ges. 79 B (Monatsber.): 342-360

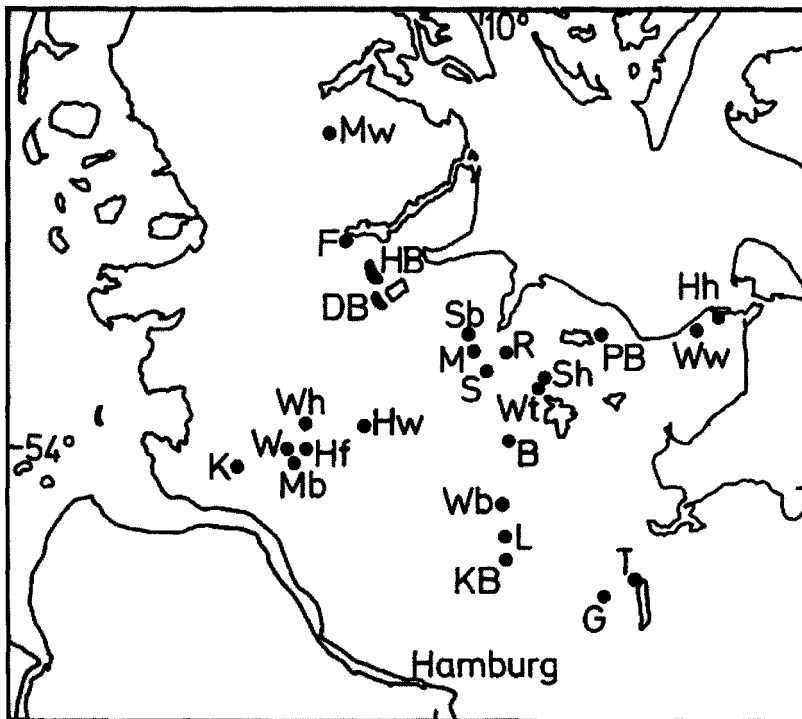


Abb. 1: Lage der im Text genannten Orte

Bornhöved = B, Duvenstedter Berge = DB, Friedrichsberg = F, Groß Weeden = G, Hadenfeld = Hf, Heiligenhafen = Hh, Hohenwestedt = Hw, Hüttener Berge = HB, Klingberg = KB, Kuden = K, Leezen = L, Molfsee = M, Muldsberg = Mb, Munkwoldstrup = Mw, Pilsberg = PB, Rönne = R, Schönhorst = S, Sehhof = Sh, Tüschembek = T, Wacken = W, Wahlstorf = Wt, Wandelwitz-Johannistal = Ww, Warringholz = Wh, Wittenborn = Wb

Tab. 1: Gletschervorstöße (Phasen) in Schleswig-Holstein

Bezeichnung	Lithostratigraphie Till-Formationen (Grundmoränen)	wahrscheinliche Korrelation
Warleberg - Sehberg -	qw WB qw SB	Mecklenburg-Phase = Jungbaltischer Vorstoß Dänemarks
Blumenthal - Gönnebek -	qw BT qw GB	Pommern-Phase (Haupt-) Pommern-Phase (Früh-)
Brügge -	qw BG	Frankfurt-/Brandenburg-Phase = Weichsel-Hauptvorstoß (Haupt- stillstandslinie) Dänemarks
Ellund -	qw EL	Altbaltischer Vorstoß Dänemarks
Boostedt - Hennstedt - Kuden - Burg - ? Hindorf -	qs JG (jüngere Grundmoräne) qs JG (jüngere Grundmoräne) qs MG (mittlere Grundmoräne) qs AG (ältere Grundmoräne) ?	Warthe Warthe Warthe Drenthe
Elster II - Elster I -	qe II qe I	

Anschrift des Verfassers
 Dr. Hans-Jürgen Stephan
 Landesamt für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein,
 Hamburger Chaussee 25
 24220 Flintbek

1. Texteinreichung am 27.08.2000, letzte revidierte Fassung am 05.02.2003