

# Glazialtektonik im Weichselglazial Schleswig-Holsteins und ihre Beziehungen zur Morphologie

WERNER PRANGE



Prange, W.: Glazialtektonik im Weichselglazial Schleswig-Holsteins und ihre Beziehungen zur Morphologie. *Bull. geol. Soc. Denmark*, vol. 34, pp. 33–45. Copenhagen, May, 30th, 1985.  
<https://doi.org/10.37570/bgsd-1985-34-04>

Detailed glaciotectionic studies have been conducted in the Weichselian glaciated area of Schleswig-Holstein in order to obtain a better understanding about the stratigraphy, the morphogenetic development and thus about the Pleistocene events towards the end of the last glaciation.

In general, an upper till discordantly overlies a lower till, which is partly covered with meltwater deposits. The thin upper till cover is probably derived from the last ice readvance in the Oldest Tundra Time; the so-called »Fehmarn-advance«, because artifacts found under this till belong to the Younger Hamburg Culture.

Various ice tectonic structures such as block-faulted zones, overthrust folds and folds were observed in these overridden strata. The different directions of the last glacial advance have been determined. The relationship between them and the interpretation of the morphology after Gripp (1952, 1954) is correlated and illustrated with field examples: It is possible to determine the direction of the ice flow from the morphology only in regions with strong and definite topography. However, in the gentler rolling regions with weaker and indistinct morphology the overridden strata may either be disturbed or undisturbed without perceptible changes in their palaeorelief. Therefore in these regions, the present day morphology is not the result of the last ice advance alone, but is due to a combination of the penultimate ice advance, the following meltwater deposition, the last ice readvance and subsequent melting of dead ice.

W. Prange, *Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der Universität, Olshausenstr. 40, D-2300 Kiel. July 24th, 1984.*

## Einführung

Das Ziel der glazialtektonischen Untersuchungen war, den inneren Bau der kuppigen Jungmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins zu klären, um die geologischen Vorgänge am Ende der Weichsel-Eiszeit genauer aufzuzeigen. Die Ergebnisse sollten aber auch mit der Morphologie in Beziehung gesetzt werden, um zu prüfen, wie weit sie in den weiten Gebieten ohne Aufschlüsse Hinweise über den Aufbau des Untergrundes geben kann.

Die Morphologie ist wiederholt gedeutet worden. Da es früher nur wenige Aufschlüsse gab, wurden Beobachtungen vor den heutigen Gletschern in der Arktis zum Vergleich herangezogen, an denen z.T. auch der Zusammenhang zwischen Morphologie und innerem Bau aufgeschlossen ist (Gripp 1929; Gripp und Todtmann 1926). Dennoch kam es in vielen Gebieten zu unterschiedlichen Deutungen der Morphologie (vgl. u.a. Eggers 1934; Glückert 1973; Gripp 1952, 1954; Heck 1937). Demnach kann man den

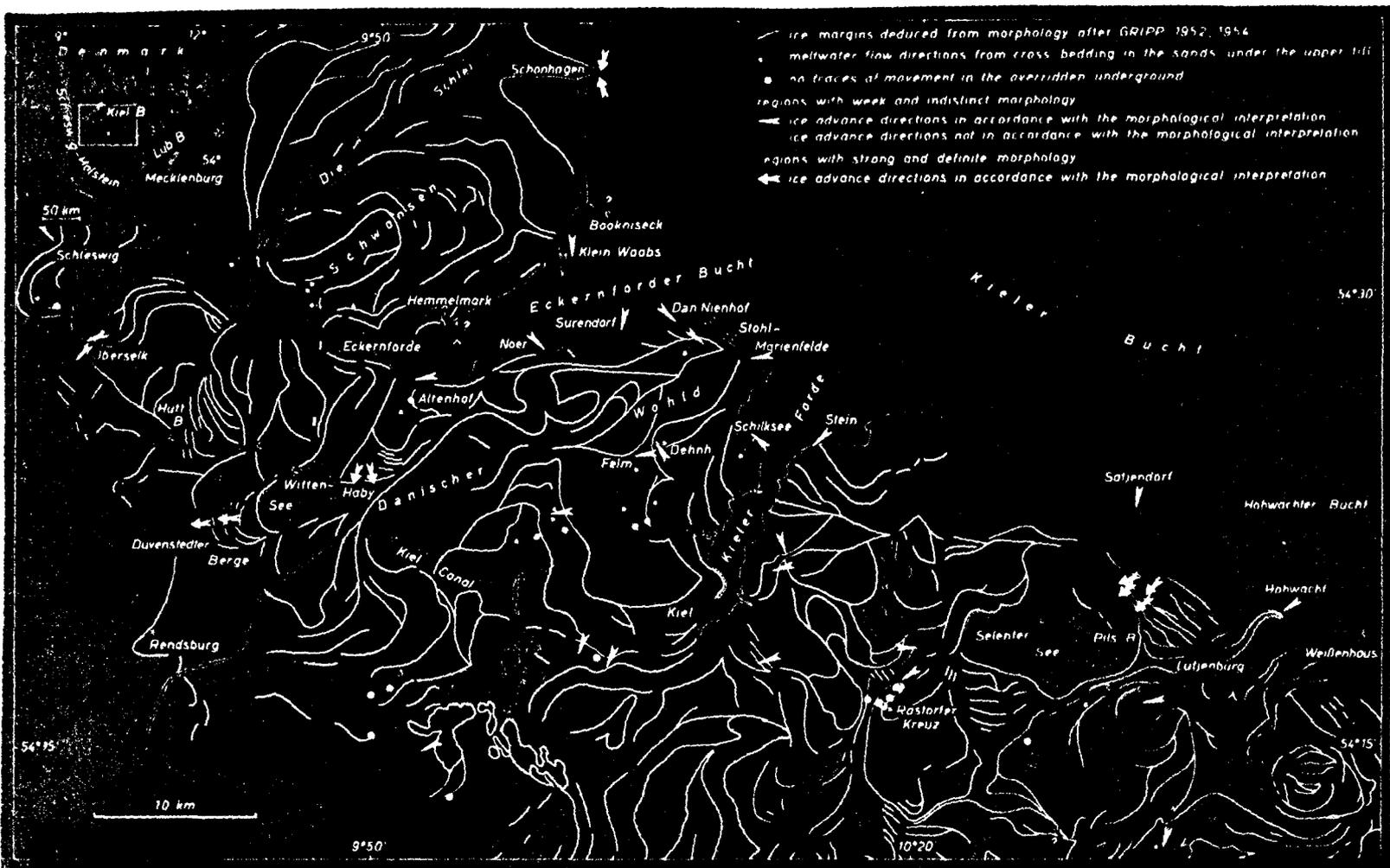
inneren Bau und damit die Bewegungsrichtungen des Eises nicht aus den Oberflächenformen allein ablesen.

Die glazialstratigraphischen und -tektonischen Aufnahmen wurden seit 1961 in allen Aufschlüssen zwischen Schlei und Hohwachter Bucht durchgeführt (Fig. 1). Damit konnte ein dichtes Netz von Lokalitäten untersucht werden, die z.T. schon beschrieben wurden (Prange 1975, 1978, 1979). Die Beziehungen zwischen dem glazialtektonischen Bau und der Morphologie werden anhand von typischen Beispielen dargestellt.

## Untersuchungsmethode

Die tektonische Untersuchung war davon ausgegangen, daß die Streuung der Meßwerte von Schichtflächen, Verwerfungen, Spalten und Klüften sowie der Einregelung von langen und plattigen Geschieben in inhomogenen Lockersedimenten bis zu  $\pm 40^\circ$  betragen kann (vgl. auch Prange 1958, 1975, 1978, 1979). Deshalb können Unter-

Fig. 1. The investigated Weichsel-glaciated area in Schleswig-Holstein. The movement directions of the last ice advance from glacio-  
 tectonic analysis compared with the ice margins deduced by Gripp (1952, 1954) from the morphology: Only in areas with stronger and  
 definite morphology is good accordance. The weaker and indistinct morphology can either be caused by the last ice advance, an older  
 overridden morphology or from dead ice.



suchungen in zu kleinen Bereichen und Einzelmessungen ein falsches Bild ergeben. Es gilt daher, in jedem Aufschluß möglichst zahlreiche Messungen der verschiedenen Gefügeelemente vorzunehmen und zwar nach Meßfeldern gesondert, die vom tektonischen Bau und den Sediimenteigenschaften hier weitgehend homogen sind. So ergeben sich unabhängig von diesen Faktoren die Hauptrichtungen aber auch die Streuung für die flächigen und linearen Gefügeelemente.

In den ersten Jahren wurden besonders Stratigraphie und großtektonischer Bau geklärt und die Schichten den einzelnen Eisvorstößen zugeordnet, was Berthelsen (1973) später »kinetostratigraphische Einheiten« nannte. Erst dann konnte das Kleingefüge zwecks statistischer Auswertung aufgenommen werden. Auch wenn viele Anschnittbilder tektonischer Strukturen zunächst nicht deutbar sind, kommt doch aus den Symmetriebeziehungen und Häufigkeitsverteilungen der verschiedenen Gefügeelemente im Schmidt'schen Netz der räumliche Bau heraus, der sich mit der Morphologie vergleichen läßt.

Gut aufgeschlossene und aussagehelfende Profile konnten mit genauen Zeichnungen, z.T. durch Spezialprofile ergänzt, aufgenommen werden. Jede einzelne Meßstelle bzw. die Meßfelder statistisch aufgenommener Gefügeelemente wurden eingetragen. So ließen sich bei der Auswertung im Schmidt'schen Netz alle Messungen mit anderen in Beziehung setzen und Rückkippen vornehmen, zumal zu jeder Trennfläche auch die Schichtung eingemessen worden war. Auf diese Weise kann man den tektonischen Bewegungsablauf rekonstruieren und verschieden gerichtete Stauchungstektonik, Toteistektonik sowie Fließerscheinungen unterscheiden. In nicht zusammenhängend aufgeschlossenen Profilen waren diese Aufnahmen nur in kleinen Bereichen oder meßfeldweise mit statistischen Messungen möglich. Die Lage der rasch wechselnden Aufschlüsse bzw. Meßfelder wurde genau festgehalten, so daß sich die Messungen viele Jahre lang nach Rückverlegung der Profilwände ergänzen ließen, bis sich eindeutige Ergebnisse zeigten. Alle Meßdaten wurden dreidimensional ausgewertet und dargestellt, da Rosen unvollständig sind und leicht zu falschen Deutungen führen.

Die Eisdruckrichtungen beim letzten Gletschervorstoß konnten in den meisten Aufschlüssen

aus den gestauchten Schichten unter dem oberen Geschiebemergel bestimmt werden. Dagegen läßt sich die Eisfließrichtung aus dem Geschiebemergel selber nur lokal ermitteln. Einerseits ist die Geschiebeeinregelung schon primär horizontal und vertikal unterschiedlich (Richter 1932, 1933; Boulton 1971); die starke Streuung der Meßwerte der Richtung der langen Achsen bzw. der Flächen der plattigen Geschiebe wird durch verschiedene Größen und Formen der Geschiebe mitverursacht sein (vgl. auch Andrews 1971; Holmes 1941). Andererseits liegt die geringmächtige Geschiebemergeldecke in den meisten Aufschlüssen im Bereich der Bodenbildung, so daß die ursprüngliche Geschiebeeinregelung nicht mehr erhalten ist.

Ob und wie tief die Einregelung in dem eisüberfahrenen unteren Geschiebemergel umorientiert ist und somit auf die Fließrichtung des letzten Eisvorstoßes schließen läßt, ist umstritten (Goldthwaith 1971). Vermutlich ist das unterschiedlich, da sicherlich petrographische Zusammensetzung und Wassergehalt, die Tiefe unter der Überschiebungsfläche bzw. die Stärke des Eisdrucks von Einfluß sind. Nach Untersuchungen in Mecklenburg (von Bülow, Heerdt, Ludwig 1961) unterschied sich die Einregelung der Geschiebe nicht zwischen oberem Geschiebemergel und den obersten Metern des darunter folgenden unteren Geschiebemergels. Dort wird das Gefüge des überfahrenen Geschiebemergels beim letzten Gletscherüberfließen umgeregelt worden sein, wie auch Nielsen (1981) an einem Beispiel aus Dänemark und Mc. Clintock und Dreimanis (1964) aus Amerika aufzeigen. Allerdings könnte das Eis bei den beiden letzten Gletschervorstößen örtlich auch in die selbe Richtung geflossen sein.

## Stratigraphie

Erst nach langjährigen Untersuchungen der unterschiedlichen Schichtfolgen und tektonischen Baupläne ergab sich, daß die aufgeschlossenen Schichten zwischen Schlei und Hohwacher Bucht zwei Gletschervorstößen zugeordnet werden müssen (Fig. 1): Fast überall ist ein oberer und in tieferen Aufschlüssen auch ein unterer Geschiebemergel vorhanden, zwischen denen an

vielen Stellen Schmelzwasserablagerungen verbreitet sind.

Der mächtige untere Geschiebemergel stammt vermutlich vom Pommern-Vorstöß. Am Fuß höherer Steilufer sind darin lokal gelegentlich Schmelzwasserablagerungen aufgeschlossen, die man aber nicht verfolgen kann, da die tonreichen Hangendschichten rasch nachrutschen. So ist nicht sicher, ob der unterer Geschiebemergel von zwei Gletschervorstößen stammt oder ob es sich nur um kleinere Phasen eines größeren handelt.

Die Schmelzwasser- und Beckenablagerungen über dem unteren Geschiebemergel müssen aus einer Zeit stammen, in der sich das Eis vorübergehend zurückgezogen hatte, so daß Teile der zurückgelassenen Moränenlandschaft überlagert werden konnten. In mächtiger aufgeschlossenen Sanden am Rastorfer Kreuz (Fig. 1) kann man aus der Faziesentwicklung ableiten, daß es sich um Vorschüttsande des dann wieder vordringenden Gletschers handelt (Prange 1978).

Den oberen Geschiebemergel kann man, recht gleichbleibend um zwei Meter mächtig, über Berg und Tal verfolgen, in den Tälern überwiegend etwas mächtiger als auf den Anhöhen. Dort liegt das überfahrene Liegende örtliche an der Oberfläche; solche glazialtektonische »Fenster« kann man am besten in Anschnitten und im Gelände dahinter erkennen, besonders wenn unter dem oberen Geschiebemergel Schmelzwasser-sande anstehen (Prange 1978, 1979).

Der obere Geschiebemergel muß dem letzten Gletschervorstöß des Pommern-Vorstößes, dem sog. »Fehmarn-Vorstöß« zugeordnet werden, denn eine Geschiebemergeldecke gleicher Art und Lage, die so benannt worden war (Seifert 1954), ist östlich der Hohwacher Bucht in Ost-Holstein verbreitet (vgl. auch Stephan und Menke 1977). Auch der obere Geschiebemergel an der mecklenburger Küste (von Bülow, Heerdt, Ludwig 1961; Ludwig 1964) und der des jungbaltischen Eisvorstößes im Südtail der dänischen Inseln (Berthelsen 1973, 1978, 1979; Petersen 1978) dürften gleichalt sein. Dieser letzte Eisvorstöß aus SE überfuhr also ganze Becken der Kieler Bucht und seine Randgebiete (vgl. auch Winn; Averdick; Werner 1982).

Der »Fehmarn-Vorstöß« wird in die Älteste Tundren-Zeit zu datieren sein, denn an der Ekernförder Bucht konnte im untersten Teil des oberen Geschiebemergels ein verschlepptes Ar-

tefakt der Jüngerer Hamburger Stufe gefunden werden (Prange 1979, Fig. 6). Stratigraphisch gesehen lag es offensichtlich in gleicher Lage wie gleichartige Artefakte an der Lübecker Bucht bei Grömitz (Brückner 1954). Der Vorstöß wird wegen seiner späten Datierung und weil die überfahrenen Höhen nicht plangeschliffen sind, nicht lange gedauert haben. Die geringmächtige Geschiebemergeldecke deutet auf nicht mehr mächtiges Eis hin. Der Eisrand muß sich rasch zurückverlagert haben, denn auf dem Geschiebemergel findet man nur lokal Schmelzwasser- oder Beckenablagerungen.

## Der glazialtektonische Bau

In diesem Gebiet, nahe am Rande der letzten Vereisung, hat der letzte, wohl nur noch kurze und geringmächtige Gletschervorstöß in den überfahrenen Liegendsedimenten nicht mehr überall tiefreichende und intensive Deformationen hervorrufen können, wie die regionalen Untersuchungen ergaben (Prange 1975, 1978, 1979).

Die Tiefe der tektonischen Beanspruchung des Liegenden ist sehr verschiedenen. Sie klingt allmählich nach unten aus oder endet mit einer scharfen Grenze, wie sie z.B. bei Felm (Fig. 1) in Schmelzwasser-sanden etwa 10 m unter der Überschiebungsbahn aufgeschlossen war (Prange 1978, Fig. 6). Man muß allerdings bedenken, daß man verschiedene glazialtektonische Stockwerke an der Oberfläche findet, denn aus gekappten großen Strukturen und dem z.T. sehr sandigen oberen Geschiebemergel über Schmelzwasser-sanden kann man örtlich auf stärkere Abtragung beim Überfahren durch das Eis schließen. Stellenweise ist das Liegende aber überhaupt nicht eistektonisch beansprucht worden.

An glazialtektonischen Strukturen findet man unter dem oberen Geschiebemergel die verschiedensten Gefügebaupläne nahe beieinander: Falten, von kaum sichtbaren Wellen bis hin zu überkippten Falten, Bruchfalten und Schollen, alle in verschiedenen Größen. Die großen Strukturen entstanden offensichtlich vor dem Eisrand, wurden überwiegend überfahren und gekappt und dann diskordant vom oberen Geschiebemergel überlagert. Bei nicht eistektonisch beanspruch-

tem Untergrund liegt der obere Geschiebemergel dagegen konkordant auf.

Die Eisdurck- bzw. -fließrichtungen wurden aus möglichst mehreren Gefügeelementen ermittelt, von denen einige in Beziehung zu einander stehen. Aus den Gefügediagrammen zu den einzelnen Meßfeldern wurden die Faltenachsen sowie die Richtungen der Kluft- und Verwerfungssysteme und der Einregelung der langen und plattigen Geschiebe bestimmt. Von welcher Seite das Eis die Falten schuf, ergibt sich an den meisten Stellen schon aus dem weiteren regionalen Zusammenhang. Es läßt sich aber auch an der Vergenz der Falten, die bei fehlendem Widerlager überwiegend vom Eis weg gerichtet ist, und an großen Schollen, die zum Eis hin einfallen, ablesen. Das ist aus guten Aufschlüssen bekannt, wie von Rügen (Brinkmann 1953), bzw. vom Morsum-Kliff (Dietz und Heck 1952), dem Lønstrup Kliff (Jessen 1931) sowie aus Vergleichen mit der Arktis (Gripp 1929).

Einengungs- und Zerrungsformen kommen nebeneinander vor. Falten haben in Teilbereichen von Aufschlüssen häufig etwas verschiedene Achsenrichtungen. In stark gefalteten Sedimenten ist die Streuung geringer als bei weniger gefalteten. Man findet sogar kleine Falten quer zur Hauptrichtung. Das wird seine Ursache in der vorgefundenen Morphologie beim letzten Gletschervorstoß haben, wodurch es zu unterschiedlichen Fließbewegungen und damit zum Ausgleich des Druckes auch quer zur Hauptfaltenachse kommen konnte. Auch Druckentlastungen beim Rückschmelzen des Eises werden zu Ausgleichsbewegungen geführt haben.

Klüfte und Verwerfungen streichen in gefalteten Sedimenten, wie auch aus der Gebirgstektonik bekannt, vorwiegend parallel und quer zur Faltenachse. Das ergab sich sowohl nach zahlreichen Messungen in vielen Aufschlüssen mit nur einer Beanspruchung als auch bei anderen glazialtektonischen Untersuchungen (von Bülow, Heerdt, Ludwig 1961; Stephan 1971). Damit stehen diese Trennflächen auch in Beziehung zur Richtung des Eisdrucks. Das zeigt sich auch daran, daß einige Abschiebungen mitrotiert sind, also aus der beginnenden Faltung stammen. Wenn sich die Faltenachse nicht bestimmen läßt, wurde die Eisdruckrichtung – im Gegensatz zu der Annahme von van der Wateren (1981) – natürlich nicht aus den Richtungen der Klüfte und

Abschiebungen allein ermittelt, da sie auch nach der Faltung durch Toteisschwund entstanden sein können. Aber im Zusammenhang mit zahlreichen Schichtflächenmessungen und der daraus ermittelten Faltenachse läßt sich die Richtung des Eisdrucks genauer bestimmen als nur mit den Schichtflächen.

Bei der Geschiebeeinregelung im oberen Geschiebemergel findet man auch hier allgemein Haupt- und Nebenmaximum senkrecht zueinander, die aber auch gleichstark sein können. Nur aus der Geschiebeeinregelung, ohne den eistektonischen Bau des überfahrenen Untergrundes, läßt sich also die Eisfließrichtung nicht überall bestimmen.

In eisüberfahrenen Schmelzwassersanden stehen die Verwerfungen, die auch den oberen Geschiebemergel durchschlagen, häufig mit dem örtlichen Schichtfallen in Beziehung, das gleichsinnig mit der Morphologie verläuft. Diese tektonischen Erscheinungen lassen sich auf den Schwund des Toteises zurückführen, das von Schmelzwasserablagerungen verschüttet worden war.

Auch mit dem salztektonischen Bau des Untergrundes (Weber 1977) wurden die Richtungen der Abschiebungen verglichen, besonders die jungen, die bis an die Basis des Bodens zu verfolgen sind. Wegen der großen Streuung der Meßwerte in diesen inhomogenen Lockersedimenten ergaben sich aber bisher keine eindeutigen Anzeichen für junge Salzbewegungen (Prange 1975), außer in einem nicht eistektonisch beanspruchten Binnensander (Prange 1985).

## Die Beziehungen zwischen dem glazialtektonischen Bau und der Morphologie

Die regional sehr unterschiedlichen tektonischen Baupläne und Schichtfolgen wurden mit der Deutung der Morphologie verglichen. Nach den Beziehungen lassen sich folgenden Gebiete unterscheiden:

1. Gebiete mit stärkerer, eindeutig beim letzten Gletschervorstoß entstandener Morphologie

Hier findet man mehrere deutliche Höhenrücken eng beieinander, die übereinstimmend für

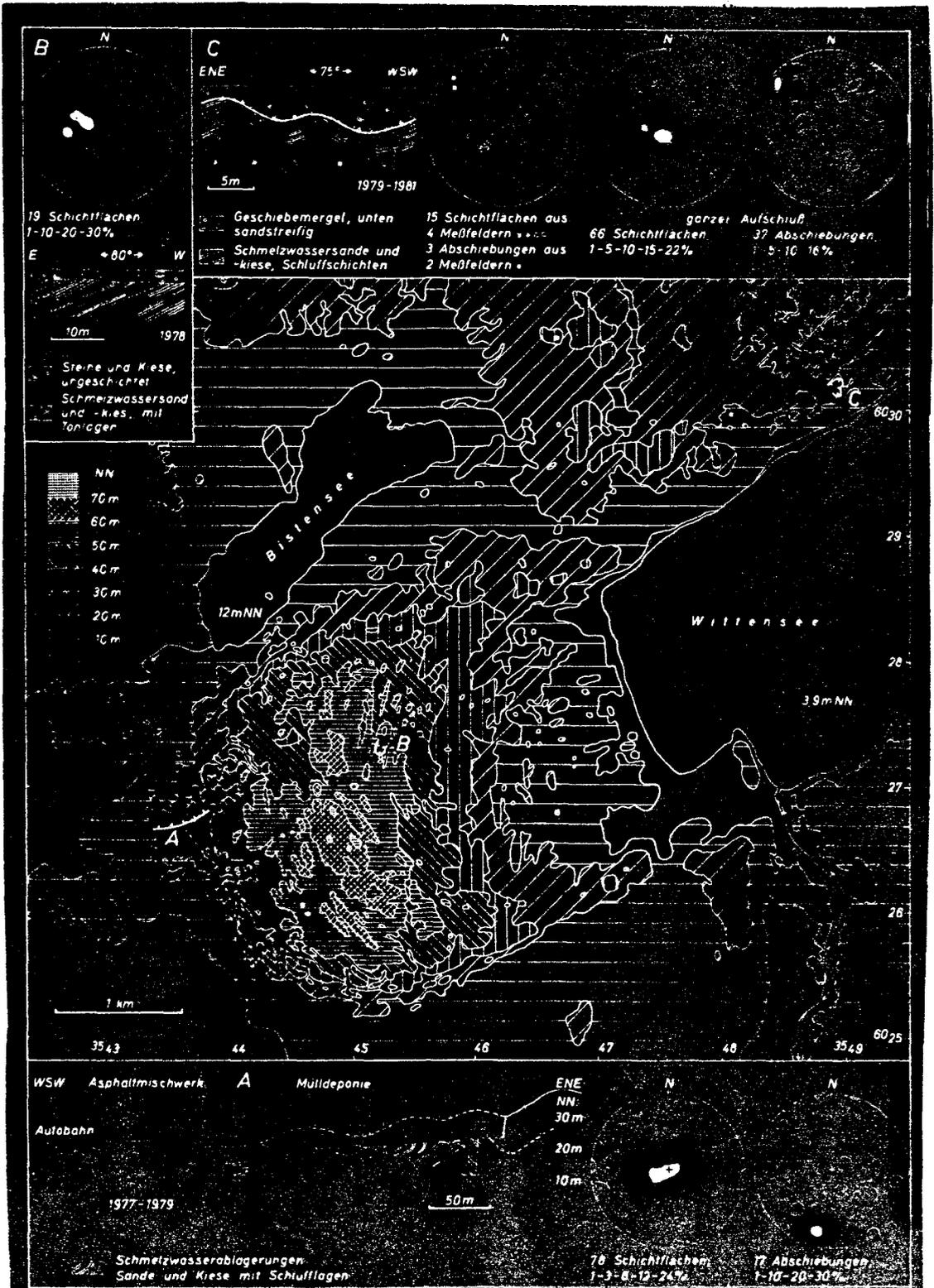


Fig. 2. An example of a strong and definite morphology, the Duvenstedter Berge (fig. 1), a typical thrust moraine of the last ice advance. The morphology shows good accordance with the internal structures.

Stauchmoränen gehalten wurden. Darin konnten einige Aufschlüsse untersucht werden. Zwei Beispiele seien genannt:

In den Duvenstedter Bergen (Fig. 1, 2) lassen sich mehrere höhere wallartige Rücken erkennen, die schon seit Beginn der glazialgeologischen Forschung als durch Stauchung entstandene Endmoränen gedeutet wurden (Gripp 1964). Sie sollen von einer aus der Eckernförder Bucht weit vorgedrungenen Gletscherzunge aus dem über 20 m tiefen Wittensee heraus aufgestaucht worden sein (Eggers 1934; Glückert 1973; Gripp 1954, 1964). Diese Deutung konnte bestätigt werden:

Am äußersten Westrand war das Ausklingen der Falten in gestauchten Schmelzwassersanden aufgeschlossen. Die Stauchung ist vor dem Eisrand entstanden, weil keine Deckschicht vom übergleitenden Eis vorhanden ist (Fig. 2, A). Die Faltenachse stimmt genau mit der Längsrichtung der markanten Höhenzüge überein. Kleine Verwerfungen sind überwiegend in der Eisdruckrichtung angelegt, da die gestauchten Sande beim Eisschub radial auf das Vorland zu ausweichen konnten.

In einem kleinen Aufschluß in der Mitte der Duvenstedter Berge fallen die wohl ebenfalls in gefrorenem Zustand gestauchten Schmelzwasserablagerungen gegen das Eis ein (Fig. 2, B). Auch dort entspricht das Streichen genau der Längsachse der benachbarten Höhenzüge. Diese gestauchten Schmelzwasserablagerungen sind jedoch vom Eis überfahren worden, wie auch große Findlinge in der Umgebung zeigen, dabei gekappt und von sandig bis steinigen Sedimenten überdeckt worden.

Am Nordrand des Wittensees besteht diese Decke des letzten Gletschervorstößes aus Geschiebemergel, der diskordant Schmelzwasserablagerungen überdeckt. Hier wurde das Liegende nicht von SE her gestaucht, wie aus der von Gripp (1954) angenommenen Seitenmoräne zu vermuten war, sondern an der Stirn der von NE kommenden Gletscherzunge (Fig. 2, C). Demnach muß die nach SW vorrückende Gletscherzunge an der Nordseite des Sees zunächst breiter gewesen sein. Das bestätigt sich darin, daß die älteren halbmondförmigen Stauchrücken im W und in der Mitte der Duvenstedter Berge nach N länger sind als die jüngsten am Wittensee (vgl. Fig. 2). Erst dann wird die Gletscherzunge

schmäler geworden sein. Das stimmt mit den morphogenetischen Ergebnissen von Glückert (1973) überein, der dort zwei dem Seeufer parallele Seitenmoränen angibt, zwischen denen der Aufschluß liegt.

Am Steilufer Schönhagen (Fig. 1), in dessen Hinterland sich morphologisch eine Moränengabel andeutet (Gripp 1954), wird das ebenfalls durch glazialtektonische Ergebnisse bestätigt (Prange 1979): Im höheren Nordteil des Steilufers, in dem es große Falten gibt, ist der Eisdruck von NNE, am Südrand von SSE gekommen. Die aufgestauchten Schichten sind gekappt und von Geschiebemergel überlagert. Er ist über den beiden Teilen des Kliffs verschieden zusammengesetzt und über den großen Falten an den höchsten Stelle geringmächtiger als an den Flanken. Dennoch blieb die Morphologie einer Moränengabel, wenn auch abgeschwächt, erhalten.

Solche Stauchungszonen, die aus einer genetischen eindeutigen Morphologie gefolgert worden waren, konnten in dem untersuchten Gebiet an mehreren Stellen durch glazialtektonische Untersuchungen bestätigt werden: in den hohen Stauchmoränen am Pilsberg östlich des Selenter Sees (Prange 1978) und bei Haby-Holtsee im Dänischen Wohld (Fig. 1). Vergleichbare Stauchmoränen vor Gletscherzungen, besonders den Duvenstedter Bergen ähnlich, beschreiben Gripp (1929) und Gripp und Todtmann (1926) von Grönland bzw. Spitzbergen.

## 2. Gebiete mit weniger deutlich sichtbarer Entstehung der Morphologie

Zu diesen Gebieten gehören die weiten, mehr flachwelligen Landschaften (Fig. 1), aus denen sich das Eis offensichtlich rasch und ohne länger anhaltende Vorstöße oder Stillstände zurückzog. Dort sind gleichartig aussehende Höhen verschieden entstanden:

### a. Stauchungserscheinungen

Die eisüberfahrenen Schichten können, obwohl das aus der Morphologie kaum oder garnicht zu erwarten wäre, genau so stark gestaucht sein wie in den großen, auch morphologisch deutlich erkennbaren Stauchmoränen. Einige Beispiele seien genannt:

Im Gebiet von Felm-Dehnhöft im Dänischen



Fig. 3. An example of a weak and indistinct morphology near Felm-Dehnhöft (fig. 1), with glacial disturbances in the overridden strata. The ice margins after Gripp (1954) show good accordance with the glaciotectionical structures of the last ice advance.

Wohld (Fig. 1, 3) gibt es zwei verschiedene Deutungen der Morphologie von Gripp (1952, 1954). Bei Felm stimmte nur die undeutlich erkennbare, sich aber aus dem größeren Zusammenhang ergebende Eisrandlage der jüngeren Deutung mit den Achsen der starken Faltung im Liegenden des oberen Geschiebemergels genau überein. Die ermittelte Eisdruckrichtung wird durch die Eisfließrichtung bestätigt, die sich aus der Einregelung der Geschiebe im oberen Geschiebemergel bestimmen ließ (Prange 1978). Der Aufschluß Dehnhöft zeigte sogar beide verschiedene Richtungen der nächstgelegenen Eisrandlagen, statistisch nach allen Messungen der Schichtflächen als auch mit je einer Falte. Da die tektonischen Baupläne nicht ineinander griffen, konnte aus dem tektonischem Befund keine Altersfolge abgeleitet werden; sie ergibt sich nur aus der großräumigen Morphologie (Fig. 1).

Auch in anderen Gebieten mit flachwelliger Morphologie wurden starke Stauchungen festgestellt. An langen Steilufern kann man sehen, daß sie aber nur stellenweise vorkommen. Die gestauchten Schichten sind ebenfalls überfahren, abgehobelt und überlagert worden: die Faltenachsen stimmen aber nur teilweise oder großräumig, wie an den Steilufern Altenhof, Stohl und Satjendorf (Prange 1975), oder auch garnicht, wie bei Klein Waabs (Prange 1979) mit der Deutung der flachwelligen Morphologie überein (Fig. 1). Auch von Mecklenburg ist bekannt, daß Stauchgefüge nicht nur an Eisrandlagen und die Morphologie gebunden ist (von Bülow 1955).

#### b. Überformung der vom letzten Gletschervorstoß vorgefundenen Morphologie

An diesen Stellen hat der letzte Eisvorstoß das überfahrene Liegende nicht gestaucht sondern die vorgefundenen Höhen nur mehr oder weniger überformt und damit die Morphologie großwellig geglättet. Es blieb nur eine um zwei Meter mächtige Decke des oberen Geschiebemergels darauf zurück. Es lassen sich folgende Gebiete unterscheiden:

Einerseits gibt es Anhöhen aus Geschiebemergel, die überfahren aber nicht gestaucht wurden, wie bei Bookniseck (Fig. 1; Prange 1979). Dort können nur ganz lokal etwas schräggestellte Liegendschichten die Stauchungsrichtung beim letzten Eisvorstoß anzeigen. Sie stimmt mit der Ge-

schiebeeinregelung in den obersten Metern des überfahrenen unteren Geschiebemergels überein, die deshalb beim letzten Gletschervorstoß entstanden sein wird. Zu dieser Richtung parallel und quer sind zwei Kluftsysteme ausgeprägt. Die Klüfte werden erst durch Druckentlastung nach dem Abschmelzen des Eises entstanden sein, da sie sich z.T. aus dem unteren in den oberen Geschiebemergel verfolgen lassen. Die heutige Morphologie dieser flachen Anhöhe ist also z.T. älter als der letzte Gletschervorstoß; die Höhenunterschiede der alten Morphologie sind mehr oder weniger verringert worden durch den Abtrag der Höhen und größere Mächtigkeiten des oberen Geschiebemergels in den Senken.

Solche überfahrenen Höhen aus unterem Geschiebemergel wurden auch bei Surendorf und Stein (Prange 1975) untersucht (Fig. 1).

Auch Schmelzwasser- und Beckenablagerungen sind vom Gletscher überfahren worden, ohne eistektonischen beansprucht zu werden, z.B. an einer angeschnittenen Höhe am Steilufer Hemmelmark (Fig. 1). Dort ist der obere Geschiebemergel um drei Meter mächtig (Prange 1979).

In Aufschlüssen westlich von Kiel (Fig. 1) sind ebenfalls Schmelzwassersande im Untergrund verbreitet, aber geringmächtig und z.T. auch garnicht von Geschiebemergel überlagert. Nur große Findlinge deuten darauf hin, daß es sich um eisüberfahrene »Fenster« handelt.

In den Schmelzwassersanden findet man höchstens kleine Abschiebungen oder Schichtverbiegungen, die aber auch vom späteren Tot-eisschwund herrühren können. An machen Stellen sind ganze Schichtpakete der Sande abgehoben, wegen der erhaltenen ursprünglichen Schichtung wohl in gefrorenem Zustand, und dann von Geschiebemergel unter- und überlagert worden (Prange 1978, Fig. 5).

In diesen Gebieten mit geringer oder fast fehlender Geschiebemergeldecke ist offensichtlich mehr oder weniger die Morphologie der überfahrenen Sanderoberfläche erhalten geblieben. Das kann man z.B. in den Aufschlüssen am Eider- bzw. Nord-Ostsee-Kanal sehen (Fig. 4): In den dort angenommenen Eisrandlagen (Gripp 1954) sind die überfahrenen Sande ungestört. Die ermittelten Schüttungsrichtungen, die parallel zu den Höhenzügen verlaufen, lassen vermuten, daß es ungestört überfahrene Sanderschüttungen

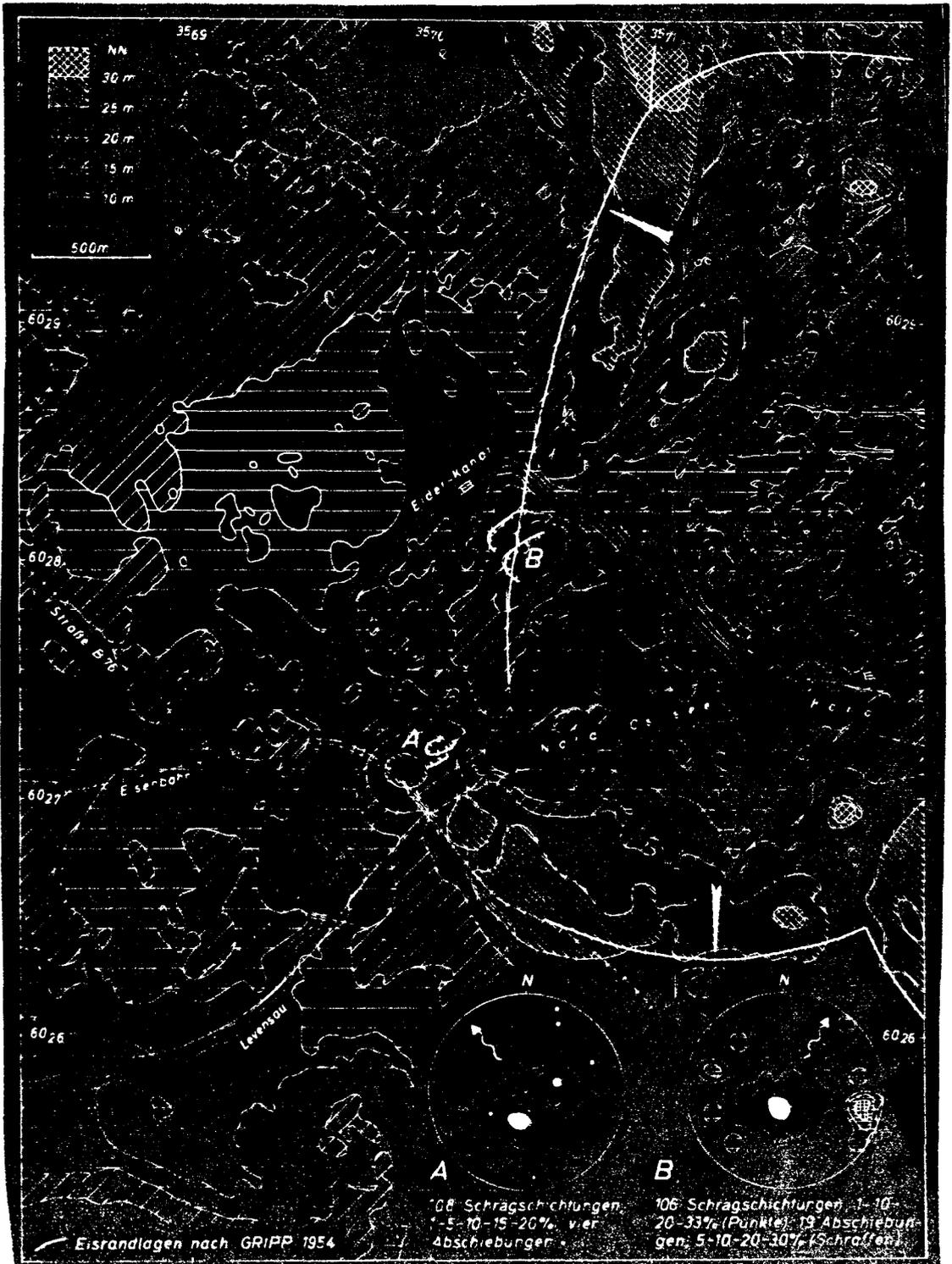


Fig. 4. An example of a weak and indistinct morphology near the Kiel Canal (fig. 1), without glacial disturbances in the overridden strata. Although Gripp (1954) shows ice margins here, the palaeocurrent directions are parallel to the trend of the hills and perpendicular to the valley Levensau. Here the morphology of a sander with an old valley seems to be more or less preserved.

sind. Da die Schüttungsrichtungen auch auf einen Mäander der Levensau zu verlaufen, wird das Tal bereits auf der Sanderoberfläche vorhanden gewesen sein. Es wurde, seitdem die Kieler Bucht eisfrei geworden war, rückwärts als Tal benutzt.

Auch in anderen Gebieten konnte festgestellt werden, daß die Morphologie des überfahrenen Liegenden trotz der Eisbedeckung z.T. erhalten blieb.

Es gibt aber auch Stellen, an denen die überfahrenen Schmelzwassersande ebenfalls nicht gestaucht aber von zahlreichen Verwerfungen durchzogen sind, wie am Rastorfer Kreuz und bei Altenhof (Fig. 1; Prange 1978): Auch dort ist die Morphologie von Binnensandern mehr oder weniger durch Abschürfen der Höhen und mächtigeren oberen Geschiebemergel in den Senken als auf den Höhen umgeformt worden. Die Verwerfungen, die auch den oberen Geschiebemergel durchschlagen, stehen mit ihrem Streichen und Fallen in Beziehung zu den örtlich verschiedenen gerichteten und wechselnd starken Schichtverbiegungen, die der Oberfläche parallel verlaufen. Diese Tektonik ist nur durch das später getaute Toteis zu erklären, das von den Binnensandern überschüttet worden war.

### Ergebnisse: Die Ursachen der Unterschiede im glazialtektonischen Bau und in der Entstehung der Morphologie

Bisher hatte man angenommen, daß die heutige Morphologie auf den letzten Gletschervorstoß zurückgeht, abgesehen von Toteisformen und örtlicher späterer Erosion. Carlé (1938) schloß aus der Untersuchung einiger Ostseekliffs, daß inneres Gefüge und Oberflächengestalt übereinstimmen.

Die vorliegenden glazialstratigraphischen und -tektonischen Untersuchungen ergaben jedoch, daß hier, nahe am Rande der letzten Vereisung, nur die obere, um zwei Meter mächtige Geschiebemergeldecke von dem letzten kurzen und nur geringmächtigen »Fehmar-Vorstoß« stammt. So war zu vermuten, daß das Liegende nur noch stellenweise eistektonisch beansprucht wurde und daß das Eis nicht mehr überall eine eigene Morphologie hervorrufen sondern örtlich nur die

des überfahrenen Liegenden mehr oder weniger überformen konnte.

Der glazialtektonische Bau in den überfahrenen Liegendschichten zeigt tatsächlich nur noch örtlich stärkere Verformungen. In den gut aufgeschlossenen Gebieten kann man erkennen, daß das Liegende in nur wenigen hundert Meter Abstand tektonisch stark beansprucht ist oder ungestört überfahren wurde.

Die unterschiedliche tektonische Tiefenwirkung und Beanspruchung wird einerseits auf die Morphologie des überfahrenen Hügellandes zurückzuführen sein, das die Fließrichtung des Eises in den einzelnen Bereichen einer Gletscherzunge mit beeinflusste. Dadurch muß der Druck auf den Untergrund kleinräumig verschieden gewesen sein. Die Beanspruchung des Liegenden ist aber auch von der Schichtfolge (Zusammensetzung und Mächtigkeit der einzelnen Sedimente) und ihrem Wassergehalt abhängig und davon, wie tief das Liegende, je nach Sediment und Höhenlage, gefroren gewesen war. Aus all diesen Gründen hat es überall anders auf den Druck vor und unter dem Eis und bei der Entlastung reagiert. Dadurch erklären sich die verschiedenartigsten tektonischen Strukturen aller Größen mit etwas unterschiedlichen Achsenrichtungen nahe beieinander. Man findet sie sogar in etwa gleichartig zusammengesetzten Schmelzwassersanden (Prange 1978). Auch Jessen (1931) und Carlé (1938) sowie Versuche zur Glazialtektonik (Köster 1958) zeigten derartige Faktoren auf, die zu Unterschieden bei der tektonischen Beanspruchung führten. Hinzu kamen noch die vielfältigen Spuren des Toteischwundes, die an vielen Stellen von denen des Gletscherdruckes unterschieden werden können.

In der heutigen Morphologie erkennt man nur noch stellenweise große Stauchmoränen, deren innerer Bau mit der Morphologie genau übereinstimmt. Dagegen ist der Untergrund in den weiten flachwelligen Gebieten mit verschieden geduteter Morphologie entweder auch gestaucht, ohne daß die Richtungen überall aus der Morphologie zu erwarten gewesen wären (Fig. 1). Oder es wurde die vorgefundene Morphologie älterer Moränen oder Sander ohne nennenswerte tektonische Beanspruchung überfahren, so daß sie mehr oder weniger überformt erhalten blieb. Die vor dem Eisrand durch Stauchung entstandenen Höhen und die ungestaucht überfahrenen

der älteren Morphologie sind durch das Abschürfen der Höhen und größere Mächtigkeiten des oberen Geschiebemergels in den Senken flacher geworden. Der Einfluß des Toteises auf die vom letzten Gletschervorstoß hinterlassene Morphologie, der schon lange bekannt ist (von Bülow 1927; Gripp 1964), und der der nacheiszeitlichen Erosion an steilen Böchungen von Stauchmoränen und Rändern von Gletscherzungenbecken kamen noch hinzu. Folglich kann die Morphologie besonders in den flachwelligen Gebieten nahe beieinander ganz verschieden durch das Zusammenwirken dieser Vorgänge bei und zwischen den beiden letzten Eisvorstößen sowie nachher entstanden sein. Auch von Island (Todtmann 1936) und vom Lønstrup Klint (Jessen 1931) ist bekannt, daß geringsmächtige Gletschervorstöße ältere Ablagerungen überführen, nur einebneten und dann überlagerten.

Großräumig gesehen haben die glazialtektonischen Untersuchungen bestätigt, daß sich das Inlandeis am Ende der Weichsel-Eiszeit in große Zungen aufgelöst hatte, die sich besonders in der Morphologie der Förden andeuten (Gripp 1955, 1964). An den Rändern stimmen die ermittelten Eisdruckrichtungen weitgehend mit der Deutung der Morphologie überein (Fig. 1). In den weiten anderen Gebieten weichen sie jedoch z.T. davon ab.

Die Ergebnisse zeigen, daß man mit glazialtektonischen Untersuchungen die Fließrichtung des Eises rekonstruieren und die Entstehung der Landschaft am Ende der Weichsel-Eiszeit genauer aufzeigen kann. Das ist außerdem für die geologische Kartierung sowie für die Rohstoff- und Wassersuche von Bedeutung (vgl. auch Petersen 1978; Sjørring 1978). Auch der Aussagewert der Morphologie, die in vielen Gebieten verschieden gedeutet worden war, kann damit überprüft werden.

## Dansk sammendrag

Der er udført detaljerede glazialtektoniske undersøgelser i dele af Schleswig-Holstein. De øvre glacial lag omfatter en øvre tynd diskordant moræne fra Ældste Dryas (det såkaldte Fehmarn Fremstød), hvorunder der er fundet flintredskaber tilhørende den Yngre Hamburg kultur. Under den øvre diskordant moræne optræder stedvis smeltevandsaflejringer, men ellers en noget tykkere moræne, der formodes at høre til det Pommerske isfremstød (svarende til det Østjyske fremstød).

Ved hjælp af undersøgelser af de glazialtektoniske strukturer

i de isoverskredne lag er bevægelsesretningen for det sidste isfremstød blevet fastlagt. De opnåede resultater er sammenlignet med de retninger, man har fastlagt ved morfologiske studier. Det fremgår heraf, at morfologien kan benyttes til fastlæggelse af isbevægelsesretninger alene i de områder, hvor de morfologiske elementer er udtalte og klare. I regioner med en mere rolig og 'almindelig' topografi kan der være overensstemmelse mellem de målte og morfologisk tolkede retninger, men der kan også være klar divergens. I sådanne regioner synes den nutidige morfologi at være et resultat af ældre isfremstøds aflejringer, efterfølgende smeltevands sedimentation, sidste isfremstøds ændringer af landskabet og den endelige nedsmeltning med tilhørende dødisfænomener.

## Literatur

- Andrews, J. T., 1971: Methods in the analysis of till fabrics. In: *Till, a symposium*, 24. IGC., Ohio State Univ. Press: 321-327.
- Berthelsen, A., 1973: Weichselian ice advances and drift successions in Denmark. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upps.*, N. S. 5: 21-29, Uppsala.
- Berthelsen, A., 1978: The methodology of kinetostratigraphy as applied to glacial geology. *Bull. geol. Soc. Denmark* 27: 25-38.
- Berthelsen, A., 1979: Contrasting views on the Weichselian glaciation and deglaciation of Denmark. *Boreas* 8: 125-132.
- Boulton, G. S., 1971: Till genesis and fabric in Svalbard, Spitzbergen. In: *Till, a symposium*, 24. IGC., Ohio State Univ. Press: 41-72.
- Brinkmann, R., 1953: Über die diluvialen Störungen auf Rügen. *Geol. Rundschau* 41: 231-241.
- Brückner, G. H., 1954: Artefakte der Jüngerer Hamburger Stufe in einer Grundmoräne bei Ostseebad Grömitz. *Meyniana* 2: 191-192.
- Bülow, K. von, 1927: Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland. *Zeitschr. dtsh. Geol. Ges.* 79, B: 273-283, Berlin.
- Bülow, K. von, 1955: Stapelmoränen und Untergrund im norddeutschen Jungdiluvium, *Geologie* 4: 3-14, Berlin.
- Bülow, K. von; Heerdt, S.; Ludwig, A. O., 1961: Geologische Diplom-Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Rostock 1955 bis 1959. A. Küstengeologische Untersuchungen. *Geologie* 10: 97-103, Berlin.
- Carlé, W., 1938: Das innere Gefüge der Stauchendmoränen und seine Bedeutung für die Gliederung des Altmoränengebietes. *Geol. Rundschau* 29: 27-51, Stuttgart.
- Dietz, C. und Heck, H.-L., 1952: *Geologische Karte von Deutschland. Erläuterungen zu den Blättern Sylt-Nord und Sylt-Süd*, 1:25 000, 110 S., Kiel.
- Eggers, W., 1934: Die Oberflächenformen der jungeiszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. *Veröff. d. Schlesw.-Holst. Univ. Gesellsch.* 42: 120 S., Breslau.
- Glückert, G., 1973: Glazialmorphogenese der weichseleiszeitlichen Moränen des Eckernförder Zungenbeckens (Schleswig-Holstein). *Meyniana* 23, 19-48, Kiel.
- Goldthwaith, R. P., 1971: Introduction to till, today. In: *Till, a symposium*, 24. IGC., Ohio State Univ. Press: 3-26, Columbus.
- Gripp, K., 1929: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. *Abhandl. Naturwiss. Ver. Hamburg* 22: 145-249, Hamburg.
- Gripp, K., 1952: Die Entstehung der Landschaft Ost-Holsteins. *Meyniana* 1: 119-129, Neumünster.

- Gripp, K., 1954: Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen. *Meyniana* 2: 81–123, Kiel.
- Gripp, K., 1955: Eisbedingte Lagerungsstörungen. *Geol. Rundschau* 43: 39–45, Stuttgart.
- Gripp, K., 1964: *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein*. 411 S., Karl Wachholtz Verlag, Neumünster.
- Gripp, K. und Todtmann, E. M., 1926: Die Endmoränen des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen, eine Studie zum Verständnis norddeutscher Diluvial-Gebilde. *Mitteil. Geogr. Ges. Hamburg* 37: 45–75.
- Heck, H.-L., 1937: Die geologische Entwicklung des Schlei-gebietes. *Die Heimat* 47: 170–178, Kiel.
- Holmes, C. D., 1941: Till fabric. *Geol. Soc. America Bull.* 51: 1299–1354.
- Jessen, A., 1931: Lönstrup Klint. *Dann. Geol. Unders.*, II. Række 49: 142 S., København.
- Köster, R., 1958: Experimenteller Beitrag zur Mechanik von Stauchungszonen. *Meyniana* 6: 60–84, Kiel.
- Ludwig, A. O., 1964: Stratigraphische Untersuchung des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. *Geologie* 13: Beiheft 42: 1–143, Berlin.
- Mc. Clintock, P. und Dreimanis, A., 1964: Reorientation of till fabric by overriding glacier in the Lawrence Valley. *Amer. Jour. Sci.* 262: 133–142.
- Nielsen, P. E., 1981: Till fabric reorientated by subglacial shear. *Abstract INQA and IGCP 73/1/24*. Field meeting in Denmark, 25th–30th May 1981, »Glacial tectonics«.
- Petersen, K. S., 1978: Anwendung glazialtektonischer Untersuchungen bei der geologischen Kartierung in Dänemark. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 28: 126–132, Öhringen/Württ.
- Prange, W., 1958: Tektonik und Sedimentation in den Deckschichten des Niederrheinischen Hauptbraunkohlenflözes in der Ville. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 2: 651–682, Krefeld.
- Prange, W., 1975: Gefügekundliche Untersuchungen zur Entstehung weichseleiszeitlicher Ablagerungen an Steilufern der Ostseeküste, Schleswig-Holstein. *Meyniana* 27: 41–54, Kiel.
- Prange, W., 1978: Der letzte weichseleiszeitliche Gletschervorstoß in Schleswig-Holstein – das Gefüge überfahrener Schmelzwassersande und die Entstehung der Morphologie. *Meyniana* 30: 61–75, Kiel.
- Prange, W., 1979: Geologie der Steilufer von Schwansen, Schleswig-Holstein. *Schrift. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst.* 49: 1–24, Kiel.
- Prange, W., 1985: Holozäne Überschiebungen an dem tiefliegenden Salzstock Osterby, Schleswig-Holstein. *Meyniana* 37 (im Druck), Kiel.
- Richter, K., 1932: Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzern und Längsachsen der Geschiebe, *Zeitschr. f. Geschiebeforsch.* 8: 62–66, Leipzig.
- Richter, K., 1933: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. *Abhandl. d. Geol.-Paläont. Inst. Greifswald* 11: 1–63, Greifswald.
- Seifert, G., 1954: Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. *Meyniana* 2: 124–190, Kiel.
- Sjørring, St., 1978: Glazialtektonik und Glazialstratigraphie mit Beispielen aus Dänemark. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 28: 119–125, Öhringen/Württ.
- Stephan, H.-J., 1971: Glazialgeologische Untersuchungen im Raum Heiligenhafen (Ostholstein). *Meyniana* 21: 67–86, Kiel.
- Stephan, H.-J. und Menke, B., 1977: Untersuchungen über den Verlauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. *Zeitschr. Geomorph., Neue Folge, Suppl.-Bd.* 27: 12–28, Berlin, Stuttgart.
- Todtmann, E. M., 1936: Einige Ergebnisse von glazialgeologischen Untersuchungen am Südrand des Vatna-Yökull auf Island (1931 und 1934). *Zeitschr. deutsch. Geol. Gesellsch.* 88: 77–87, Berlin.
- Wateren, F. M. van der, 1981: Glacial tectonics at the Kwintelooyen Sandpit, Rhenen, The Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst* 35–27: 252–268.
- Weber, H., 1977: Salzstrukturen, Erdöl und Kreidebasis in Schleswig-Holstein. 106 S., Kiel.
- Winn, K.; Averdick, F.-R.; Werner, F., 1982: Spät- und postglaziale Entwicklung des Vejsnaes-Gebietes (Westliche Ostsee). *Meyniana* 34: 1–28, Kiel.