

Geschiebemergel- und Feinsand-Intrusionen in Schmelzwasserablagerungen Ostholsteins

Von WERNER PRANGE, Kiel

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung

Die runden oder ovalen Geschiebemergel-Intrusionen – eine mit einer Feinsand-Intrusion darin – haben Durchmesser von 0,5 bis 5 m. Sie sind nahe vor dem Eisrand entstanden: Von dem Dauerfrostboden tauten im Sommer die oberflächennahen Schichten auf: die Schmelzwasserablagerungen und der obere Teil des liegenden Geschiebemergels. Wenn zum Winter zu die Schmelzwasserablagerungen wieder von oben her gefroren, geriet das wassergesättigte tonige Sediment darunter unter zunehmenden hydrostatischen Druck, bis es an die Oberfläche durchbrach. Als Aufstiegswege dienten wohl Frostspalten, zumal die Intrusionen überwiegend senkrechte Ränder haben und recht gleichmäßig alle 20 bis 30 m angeordnet sind, in Dimensionen von Frostspaltenpolygonen. Der obere Teil der Schmelzwasserablagerungen und damit auch der Intrusionen wurden wieder abgetragen und die erhaltenen unteren Teile diskordant von jüngeren Schmelzwassersedimenten überlagert.

Die Intrusionen gleichen manchen anderen aus glazigenen und nichtglazigenen Tonen und Feinsanden sowie Salzstöcken, Plutonen und Subvulkanen.

I. Einführung

In weichseleiszeitlichen Schmelzwasserablagerungen Ostholsteins wurden Geschiebemergel und darin Feinsande gefunden, die – nach ihrer Lagerung zu schließen – als Intrusionen aufgedrungen sein müssen. Sie wären besonders in Bohrungen kaum zu erkennen und können deshalb bei der Klärung stratigraphischer Fragen sowie bei Baugrunduntersuchungen oder bei der Bestimmung der Mächtigkeit abbaubarer Sande und Kiese ein zusätzliches Problem sein.

Zwischen Oberkleveez und Kreuzfeld, zwischen Malente und Plön gelegen (Abb. 1), ließ sich einiges über die Formen, Größen und den inneren und randlichen Bau der Intrusionen, über ihre Anordnung und die Beziehungen zum

Relief sowie über ihr Alter und ihre Entstehung klären. Ein Vergleich mit ähnlichen Intrusionen aus Tonen, Sanden, Salzen und Magma bietet sich an.

II. Die Geschiebemergel- und Feinsand-Intrusionen zwischen Oberkleveez und Kreuzfeld

A. Die Schichtfolge

An der Basis der Grube lag stark toniger Geschiebemergel (Abb. 2, oben). Er wird von Schmelzwassersedimenten überlagert. Die Schrägschichtungslamellen in diesen hellen Sanden und Kiesen wurden wegen der postsedimentär entstandenen unregelmäßig-flachkuppigen Lagerung zusammen mit den bis 30° verstellten, ursprünglich nur schwach einfallenden Schichtflächen eingemessen und auf diese zurückgekippt. Da auch sie nicht ganz horizontal abgelagert worden sein können, ist das Flächenpoldiagramm der zurückgekippten Schrägschichtungslamellen etwas verschwommen. Daraus kann jedoch eine Schüttung etwa nach WSW abgeleitet werden (Abb. 1); das war nach der Geologischen Karte 1829 Eutin (1985) zu erwarten. Die hellen Sande und Kiese wurden diskordant von braunen Schottern, Kiesen und Sanden stark wechselnder Korngrößen überlagert. Es sind geschichtete Bänke, die von stärkeren Schmelzwasserströmen abgesetzt worden sein müssen.

Diese Schichtfolge bestätigt die der Geologischen Karte 1829 Eutin (1985): Der südliche Bereich der Grube ist als Schmelzwassersand, der nördliche als Schmelzwassersand bis -kies kartiert (Abb. 1), der nach dem Profil weit nördlich der Grube den Sanden aufliegt.

B. Der glazialtektonische Bau

1. Die glazialtektonische Lagerung im großen

In den braunen Schottern, Kiesen und Sanden verliefen die ursprünglich etwa horizontal abgelagerten Bänke konkordant zu dem unregelmäßig-flachkuppigen Relief (Abb. 2, oben). Auch die darunterliegenden hellen Sande und Kiese sowie die Oberfläche des Geschiebemergels lagen gleichsinnig flachkuppig, wenn auch stärker. Dadurch ist die Diskordanz zwischen diesen beiden Serien der Schmelzwasserablagerungen bedingt.

2. Der Bau der Intrusionen

Die Geschiebemergel-Intrusionen ragten von der flachkuppigen Oberfläche des Geschiebemergels in die hangenden Schmelzwasserablagerungen auf (Abb. 2, A–F):

Die Intrusion A war im Anschnitt mit den obersten 2 m aufgeschlossen, unten 0,5 m, oben fast 0,7 m breit. Sie bestand aus stark tonigem Geschiebemergel mit wenigen Kiesen und Steinen; Fließstrukturen und Einregelungen ließen

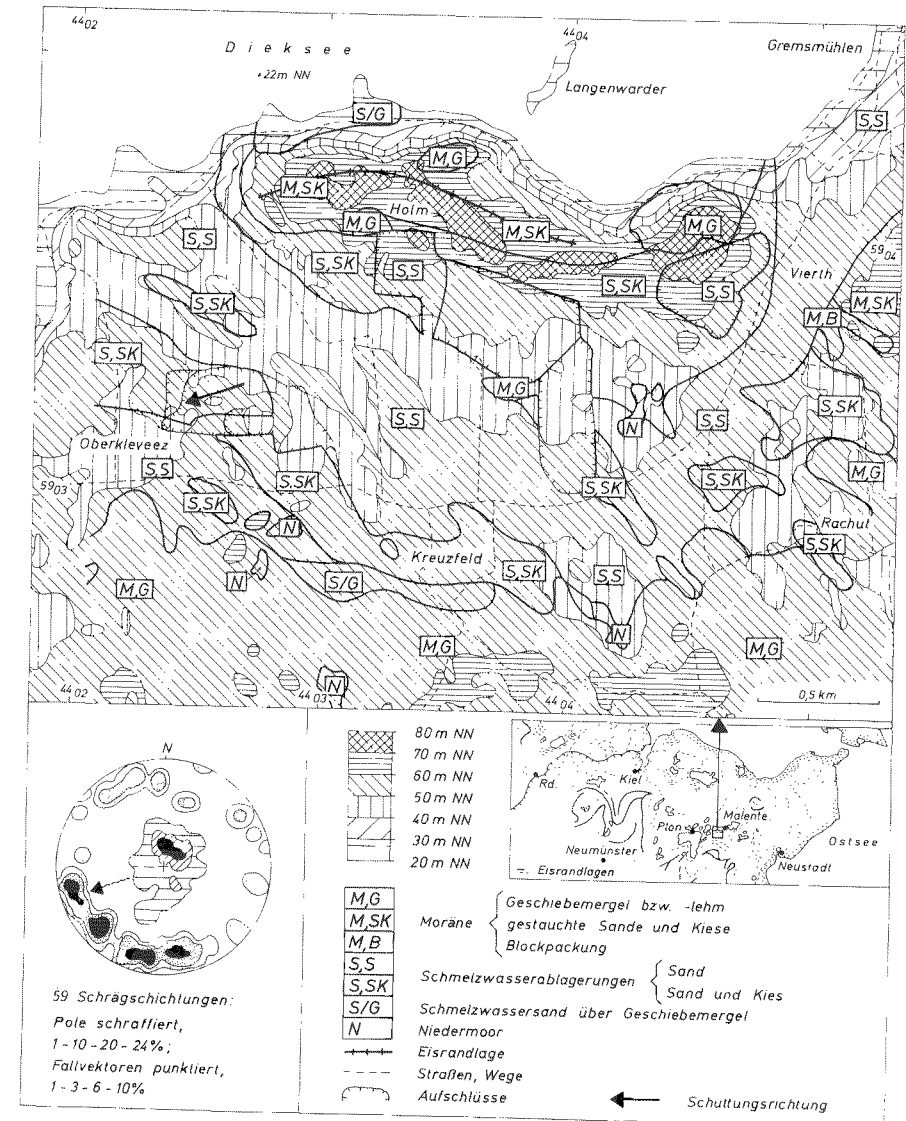


Abb. 1: Geologische und Höhenkarte der Umgebung der Kiesgrube zwischen Oberkleveez und Kreuzfeld (nach Geol. Karte 1:25 000, 1829 Eutin) mit dem Flächenpoldiagramm der gemessenen Schrägschichtungen

sich an dem frischen Anschnitt nicht erkennen, auch keine Korngrößenabnahme nach oben zu. Die Ränder der Intrusion waren scharf. Die randlichen hellen Sande und Kiese sind nur teilweise aufgeschleppt worden; das wurde durch eine synthetische und zwei antithetische Abschiebungen begleitet. Der kleine Scheitelgraben an der Oberfläche wird durch die Ausweitung zum Hangenden zu entstanden sein. Der obere Teil der Intrusion ist abgetragen worden, bevor starke Schmelzwasserströme die braunen Schotter, Kiese und Sande diskordant darüber ablagerten.

Die Intrusion B hatte senkrechte Ränder, war im Anschnitt 1,5 m breit und nur mit dem obersten Meter aufgeschlossen; die hellen Sande und Kiese sind dort nicht aufgeschleppt worden. Die Intrusion ist ebenfalls gekappt, der erhaltene untere Teil diskordant von den braunen Schottern, Kiesen und Sanden überlagert.

Die Intrusionen C und D hatten 4-5 m Durchmesser. Die obersten 3 bzw. 5 m waren aufgeschlossen und die randlichen hellen Sande und Kiese ebenfalls nicht aufgeschleppt. Diese Intrusionen lagen auf bzw. an der Flanke einer Aufwölbung der hellen Sande und Kiese, die offensichtlich ebenfalls durch aufgedrungenen Geschiebemergel entstanden war.

Von den Intrusionen E und F gab es nur noch Reste: E zeigte am Rande raue parallele Bewegungsflächen an den aufgeschleppten hellen Sanden und Kiesen, die stellenweise in den Geschiebemergel eingedrungen waren. Einige antithetische Abschiebungen ließen sich in ihn hinein verfolgen. Am Rand der Intrusion F ließ sich erkennen, daß der Geschiebemergel an zwei Bewegungsflächen in die hellen Sande und Kiese aufgedrungen war. Die wenigen Kiese und Steine im Geschiebemergel waren auch dort nicht zum Rand der Intrusion eingeregelt.

In einer der Geschiebemergel-Intrusionen, die 2-3 m über die Geschiebemergel-Oberfläche aufragte und etwa 5 m Durchmesser hatte, steckte eine Feinsand-Intrusion (Abb. 2, oben). Sie wurde an einem an der SW-Seite aufgetragenen Profil gefügekundlich untersucht (Abb. 3):

Die Feinsand-Intrusion ließ nach ihren eingemessenen Begrenzungsflächen gegen den Geschiebemergel eine Aufwölbung mit WNW-ESE-Seite erkennen (Diagr. A). Innerhalb der Feinsand-Intrusion streichen die Schichtflächen der Feinsande im Ostteil parallel zur ostwärtigen Begrenzung und fallen nach WNW ein; im Westteil sind die Feinsande in Schollen zerlegt, und die beiden Abschiebungen streichen etwa N-S (Diagr. B). In dem stark tonigen Geschiebemergel um die Feinsand-Intrusion herum ließen sich keine Fließstrukturen aber einige Abschiebungen bis in die hangenden hellen Sande und Kiese verfolgen. Die vielen mit feinem weißen Sand ausgefüllten Gänge im Geschiebemergel strahlen von der West-, Süd- und besonders von der Ostseite der Feinsand-Intrusion aus (Profil Abb. 3 und Diagr. C). Die schräggeschichteten hangenden hellen Sande und Kiese an der Westflanke der Geschiebemergel-Intrusion fielen gegen diese ein (Diagr. D), offensichtlich infolge Abwanderung des unterlagernden Geschiebemergels zur Intrusion hin (Randsenke).

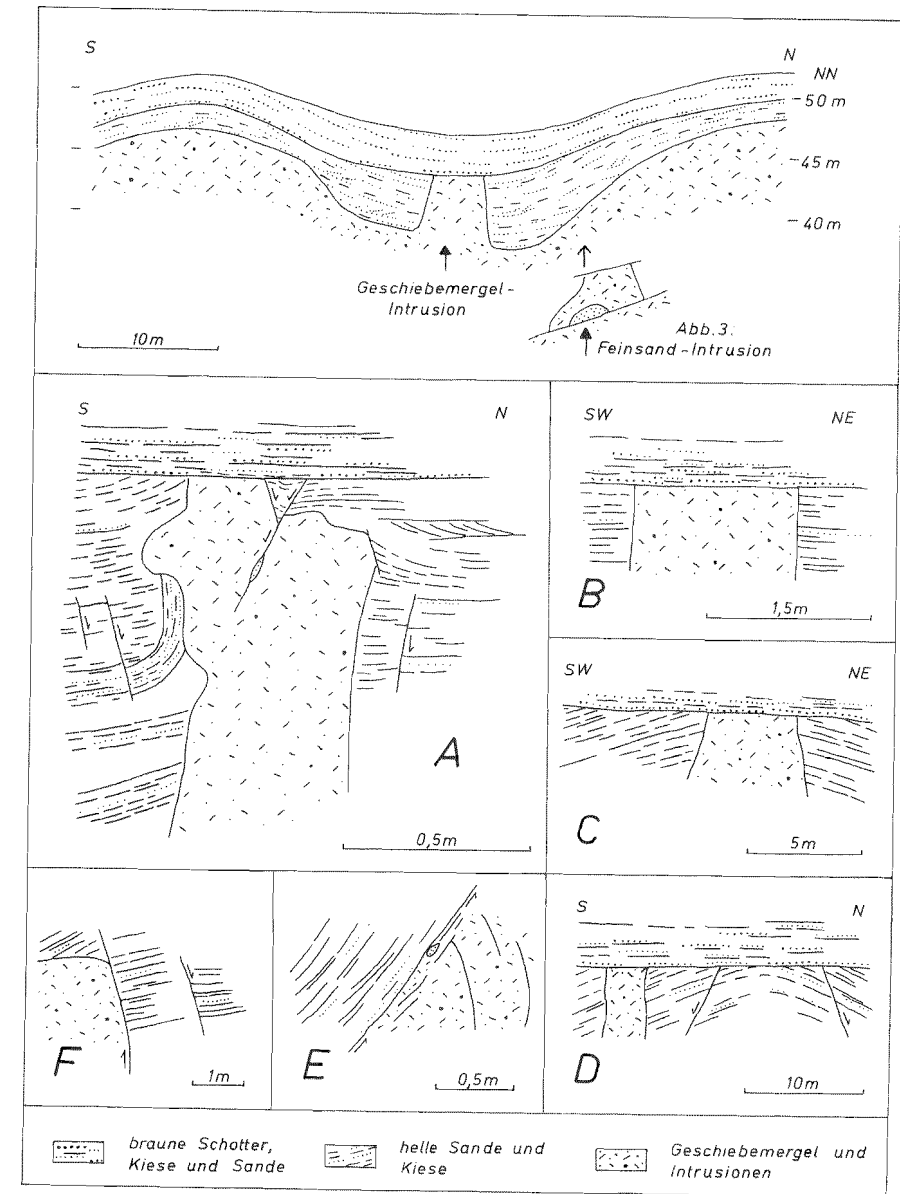


Abb. 2: Die Schichtfolge in der Kiesgrube zwischen Oberkleveez und Kreuzfeld sowie Bau und Lage der Geschiebemergel-Intrusionen

Diese Intrusionen sowie die mehr oder weniger erkennbaren Reste weiterer hatten Durchmesser zwischen 0,5 und 5 m und waren recht gleichmäßig alle 20 bis 30 m angeordnet, unabhängig von dem unregelmäßig-flachkuppigen Relief der Geschiebemergel-Oberfläche (Abb. 2).

3. Alter und Entstehung der Intrusionen

Diese Intrusionen müssen am Ende der Weichsel-Eiszeit entstanden sein: Nach dem Zurückweichen des Eisrandes des letzten, des Pommern-Vorstößes, von dem der Geschiebemergel stammen wird, haben ihn Schmelzwässer mit den hellen Sanden und Kiesen überlagert. Von dem Dauerfrostboden, dessen Mächtigkeit heute in Nord-Grönland bei Thule sogar etwa 500 m beträgt und nach S und zum Meer zu abnimmt (WEIDICK 1971), tauten im Sommer, trotz des kalthumiden Klimas mit einer Jahresdurchschnittstemperatur von mehrere Grad unter Null, die Schmelzwasserablagerungen und die obersten Meter des Geschiebemergels auf. Dadurch müssen diese Sedimente mit Wasser gesättigt gewesen sein, da es nicht im Dauerfrostboden versickern konnte. Beim plötzlichen Kälterwerden im Herbst sind die Schmelzwasserablagerungen von oben her wieder gefroren. Dadurch wird der darunter eingeschlossene wassergesättigte Geschiebemergel unter zunehmenden hydrostatischen Druck geraten sein (vgl. DÜCKER 1954). Zunächst wird der weiche Geschiebemergel infolge unterschiedlicher Mächtigkeit und Auflast in die flachkuppige Lage geraten sein und damit gleichsinnig auch die darüberliegenden hellen Sande und Kiese (Abb. 2). Dann ist das zähflüssige tonige Sediment infolge des zunehmenden hydrostatischen Drucks vermutlich plötzlich durch die gefrorenen hellen Sande und Kiese an die Oberfläche durchgebrochen. Als Aufstiegsbahnen wurden wohl Frostspalten genutzt, die infolge der Kohäsion beim Gefrieren der Sande und Kiese von der Oberfläche her aufreißen. Dafür sprechen die überwiegend senkrechten, geraden und scharfen Ränder der Intrusionen; einige aufgerauhte Ränder könnten aufgetaut gewesen sein. Auch die recht gleichmäßigen Abstände der Geschiebemergel-Intrusionen, die unabhängig vom Relief der Geschiebemergel-Oberfläche aufsitzen, weisen darauf hin; sie entsprechen den Ausmaßen von Frostspaltenpolygonen, die bis 20 m Durchmesser und Seitenlängen bis 30 m haben (CHRISTENSEN 1974; HÖFLE 1983).

Nachdem die hellen Sande und Kiese teilweise abgetragen und damit auch die Geschiebemergel-Intrusionen gekappt worden waren, wurden die verbliebenen Reste von starken Schmelzwasserströmen mit den braunen Schottern, Kiesen und Sanden diskordant überlagert (Abb. 2). Das kann nicht weit vor dem Eisrand gewesen sein. Dann müssen sich die Massenverlagerungen in dem wassergesättigten Geschiebemergel noch etwas fortgesetzt haben. Das zeigt die gleichsinnige, wenn auch schwächere flachkuppige Lagerung der braunen Schotter, Kiese und Sande gegenüber der stärkeren der liegenden hellen Sande und Kiese. Zu Intrusionen bis an die neue Oberfläche kam es jedoch nicht mehr.

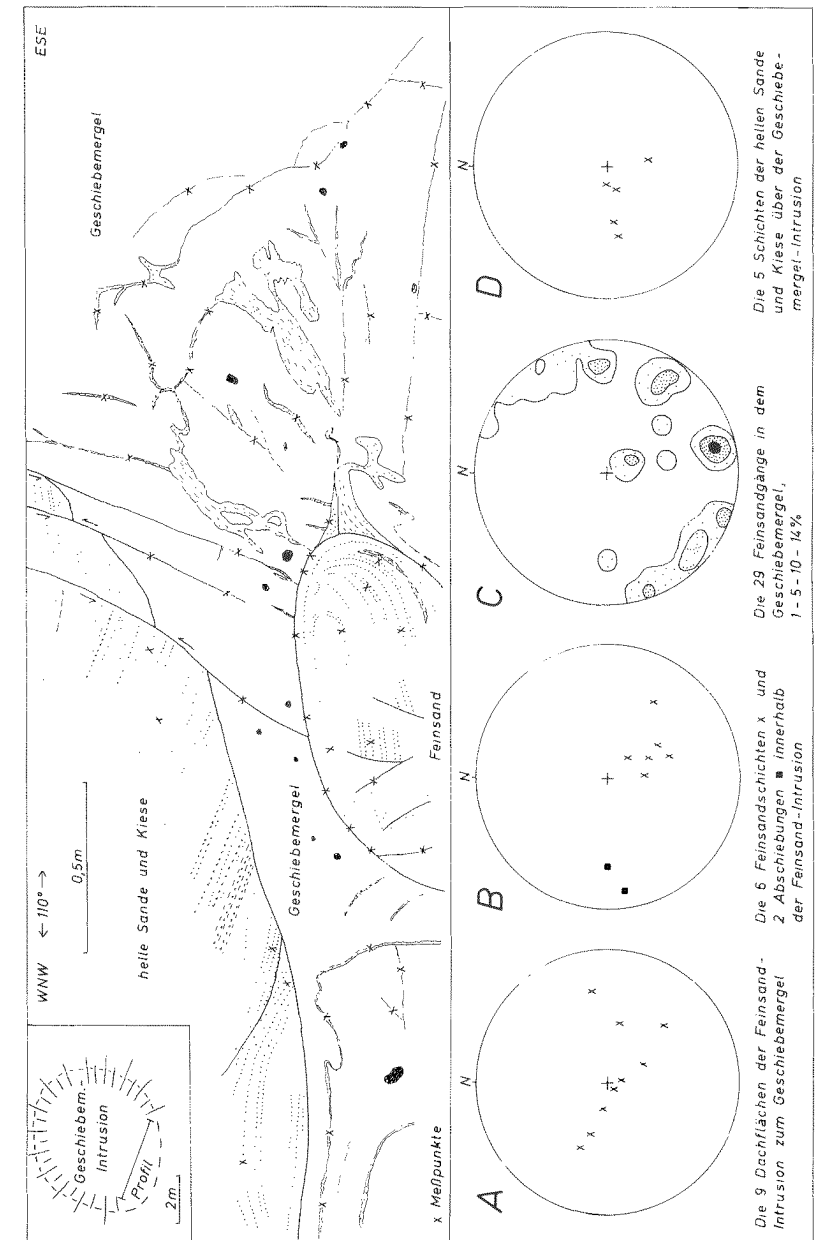


Abb. 3: Eine Feinsand-Intrusion in einer Geschiebemergel-Intrusion mit den Flächenpoldiagrammen der gefügekundlichen Messungen

Die flachkuppige Lagerung und die Intrusionen können nicht von einer Eisüberdeckung ausgelöst worden sein, denn man findet im Aufschluß keinen Geschiebemergel an der Oberfläche, auch nicht in der Umgebung nach der Geologischen Karte Eutin (1985). Der Höhenzug am Südufer des Dieksees (Holm) wird jedoch als Eisrandlage eines Gletschers im Becken des heutigen Sees gedeutet (Abb. 1). Allerdings liegen die Schmelzwasserablagerungen in den derzeitigen Aufschlüssen am Südrand der Höhe etwa horizontal.

III. Diskussion der Ergebnisse

Ähnliche Geschiebemergel-Intrusionen aus unserem Raum sind bisher nur aus Dänemark beschrieben (BERTHELSEN 1974): Dort waren auch randparallele Schichtung und Geschiebeeinregelung ausgeprägt; unregelmäßige Ränder sowie Tonapophysen wiesen darauf hin, daß der Geschiebemergel dort aufgetaute Bereiche als Aufstiegsbahnen nutzte. Diese Geschiebemergel-Intrusionen gingen bis an die Oberfläche durch, wo sie morphologisch sichtbar sind. Das wird in Ostholstein auch der Fall gewesen sein, ist jedoch infolge der späteren Erosion und Überlagerung nicht erhalten.

Kleinere Intrusionen, z. T. in mehreren Schichten übereinander, beschrieben KOZARSKI und ROTNICKI (1964). Solche Strukturen periglazialer Vorgänge (GRIPP 1964), die den beschriebenen Intrusionen teilweise ähnlich sind, entstanden beim Bodenfließen (WIENBERG RASMUSSEN 1965) sowie in Brodelböden, die z. B. GRIPP (1926; 1929) in Spitzbergen und GRIPP und SIMON (1933) im Experiment untersuchten. Sie wurden durch Konvektionsströmungen erklärt, die ebenfalls durch den Platzwechsel zwischen dichterem schwereren Sediment oben und dem leichteren wassergesättigten darunter ausgelöst werden. Solche Strukturen aus Periglazialgebieten können denen der convolute bedding in nichteiszeitlichen Ablagerungen gleichen (KOWALCZYK 1974).

Pingos, kraterartige Hügel aus lockerem Boden entstanden, werden durch Grundwasserdurchbrüche durch einen zusammenhängenden Permafrostboden gedeutet (WEIDICK 1971). Sie sind z. B. in der Niederrheinischen Bucht (MÜCKENHAUSEN, SCHLEGIWAL und SCHRÖDER 1976) und bei Husum (PICARD 1961) an Senken an der Oberfläche erkennbar. Weiter unterhalb werden sie einen ähnlichen Bau haben wie die erhaltenen unteren Teile dieser Geschiebemergel-Intrusionen, die ebenfalls infolge Wasserüberdruck aufgedrungen sein müssen.

Die beschriebene Feinsand-Intrusion ähnelt manchen in Niederrheinischen Braunkohlengruben; dort strahlten Sandgänge radial von zentralen diapirartigen Intrusivkörpern in die hangenden Braunkohlen aus (vgl. auch BAJOR 1958). Aus dem Lausitzer Braunkohlenrevier sind solche Sandgänge verschiedener Richtungen sowie vielgestaltige und unregelmäßige Sandnester und -lager ebenfalls bekannt (KEILHACK 1921; VIETE 1960).

Auch Schlammvulkane („sedimentärer Vulkanismus“), durch aufsteigende Gase entstanden (GANSSEN 1960), sowie Salzstrukturen durchbrechen mit ähnlichen diapirischen Strukturen die hangenden Schichten. Als genetisch entscheidendes Element werden die Salzkissen angesehen, denen die Salzstöcke kaminartig aufsitzen (TRUSHEIM 1957). Wie bei diesen Geschiebemergel-Intrusionen sind auch diese rundlichen Salzstrukturen sowie die Bewegungszentren in einem Strukturboden gleichmäßig angeordnet (GRIPP 1964): Bei beiden wird die flächenhaft verteilte Instabilität durch zahlreiche örtliche Ausgleichsvorgänge in eine dauerhafte Lage überführt. Ähnlich sind auch die Aufschleppungen und die synthetischen und antithetischen Abschiebungen am Rande von Salzstrukturen sowie Scheitelgräben; das ist in Schleswig-Holstein z. B. von den Salzstrukturen Heide (WEBER 1957) und Segeberg (TEICHMÜLLER 1948) bekannt. Auch die Randsenken, wie bei Salzdiapiren (TRUSHEIM 1957) und bei Schlammvulkanen (GANSSEN 1960), deuten sich im Einfallen der Schmelzwasserablagerungen gegen eine der Geschiebemergel-Intrusionen an.

Schlammvulkane und Salzdiapire wiederum haben ähnliche physikalische und strukturelle Eigenschaften wie Granitdiapire (SORGENFREI 1971). So können die Geschiebemergel-Intrusionen einen ähnlichen Bau haben wie manche Plutone und die Feinsand-Intrusion wie Quilkuppen bzw. Subvulkane, von denen z. T. ebenfalls radial Gänge ausgehen (CLOOS 1936).

Die unregelmäßig-flachkuppige Lagerung vieler Schmelzwasserablagerungen infolge von Stauchungen und vor allem von Nachsackungen über verschiedenen mächtigem Toteis (PRANGE 1978; 1989) könnte nach diesen Ergebnissen stellenweise auch auf Geschiebemergel-, Ton- oder Feinsand-Intrusionen zurückgehen; darauf deuteten auch Beobachtungen in anderen Aufschlüssen Ostholsteins hin.

IV. Literatur

- BAJOR, M., 1958: Beobachtungen über Fazies, synsedimentäre Tektonik und Schwimmsandintrusionen in der Grube Neurath (Niederrhein). – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf. **1**: 119-125, Krefeld.
- BERTHELSEN, A., 1974: Nogle forekomster af intrusivt moræneler i NØ-Sjælland. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1973: 118-131.
- CHRISTENSEN, L., 1974: Crop-marks revealing large-scale patterned ground structures in cultivated areas, southwestern Jutland, Denmark. – Boreas **3**: 153-180, Oslo.
- CLOOS, H., 1936: Einführung in die Geologie. – 503 S., Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin.
- DÜCKER, A., 1954: Die Periglazialerscheinungen im holsteinischen Pleistozän. – Göttinger Geogr. Abh., 16. Teilabschnitt von H. Poser: Periglazial-Erscheinungen in Mittel-Europa III: 1-52.
- GANSSEN, A., 1960: Über Schlammvulkane und Salzdomen. – Naturforsch. Ges. Zürich, Vierteljahrsschrift **105**: 1-46.

- GEOL. KARTE VON SCHLESWIG-HOLSTEIN 1 : 25 000, BLATT 1829 EUTIN. – Kiel.
- GRIPP, K., 1926: Über Frost und Strukturboden auf Spitzbergen. – Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde Berlin, Nr. 7-8: 351-354.
- GRIPP, K., 1929: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. – Abh. Naturwiss. Ver. Hamburg **22**: 145-249, Hamburg.
- GRIPP, K., 1964: Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. – 411 S., K. Wachholtz Verlag, Neumünster.
- GRIPP, K.; SIMON, W. G., 1933: Experimente zum Brodelbodenproblem. – Centralbl. für Min. etc., Abt. B., Nr. 8: 433-440.
- HÖFLE, H.-C., 1983: Periglacial phenomena. – In: Ehlers, J.: Glacial Deposits in North-West Europe: 297-298, A. A. Balkema, Rotterdam.
- KEILHACK, K., 1921: Die abbaustörenden Einlagerungen und Verunreinigungen in den Braunkohlenflözen der Lausitz, ihre Entstehung und ihr Einfluß auf den Abbau der Kohle. – Braunkohle 1921, Nr. 31: 481-489.
- KOWALCZYK, G., 1974: Kryoturbationsartige Sedimentstrukturen im Pliozän und Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht. – Eiszeitalter u. Gegenwart **25**: 141-156, Öhringen/Württ.
- KOZARSKI, S.; ROTNICKI, K., 1964: Inwolucje w sandrze stadium poznanskiego na poludnie od Gniezna (Involutions dans le sandr du stade de Poznan au sud de Gniezno). – Biuletyn peryglacjalny **13**: 15-52, Lodz.
- MÜCKENHAUSEN, E.; SCHEGIEWAL, A. D.; SCHRÖDER, D.: Fossile Pingos und fossile Pingo-ähnliche Gebilde (Hohlformen) auf den Haupt- und Mittelterrassen der Niederrheinischen Bucht und kulturtechnische Maßnahmen zu ihrer Verbesserung. – Zeitschr. f. Kulturtechn. u. Flurbereinig. **17**: 207-220, Berlin und Hamburg.
- PICARD, K., 1961: Reste von Pingos bei Husum/Nordsee. – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **32**: 72-77, Kiel.
- PRANGE, W., 1978: Der letzte weichselzeitliche Gletschervorstoß in Schleswig-Holstein – das Gefüge überfahrener Schmelzwassersande und die Entstehung der Morphologie. – Meyniana **30**: 61-75, Kiel.
- PRANGE, W., 1989: Geologische Untersuchungen zur Entstehung des Schnaaper Binnensanders, Schleswig-Holstein. – Meyniana **41**: 67-83, Kiel.
- SORGENFREI, T., 1971: On the Granite Problem and the Similarity of Salt and Granite Structures. – Geol. Fören. i. Stockholm Förhandlingar **93**: 371-435, København.
- TEICHMÜLLER, R., 1948: Das Oberflächenbild des Salzdoms von Segeberg in Holstein. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **98** (1946): 7-29, Berlin.
- TRUSHEIM, F., 1957: Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **109**: 111-151, Hannover.
- VIETE, G., 1960: Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. – Freib. Forsch.-H. **C 78**: 256 S., Berlin.
- WEBER, H., 1957: Der geologische Aufbau des Untergrundes von Schleswig-Holstein und seine Erdöllagerstätten. – Übersichtskarte Geol. Landesamt Schlesw.-Holst., 32 S., Kiel.
- WEIDICK, A., 1971: Kvartær. – In: Nørrevang, A.; Meyer, T. J.; Christensen, S. (ed.): Danmarks Natur, bind 10: Grønland og Færøerne: 114-130, Politikens Forlag.

WIENBERG RASMUSSEN, H., 1965: Structurer dannet ved jordflydning, udglidning og issø-tapning i kvartære smeltevandsaflejringer. – Medd. Dansk Geol. Foren. **15**: 470-485, København.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Werner Prange,
Geologisch-Paläontologisches Institut
und Museum der Universität,
Olshausenstr. 40
D-2330 Kiel