

Kryoturbationsartige Sedimentstrukturen im Pliozän und Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht

Ein Beitrag zur Unterscheidung kryogener und nichtkryogener Sedimentstrukturen

Von GOTTHARD KOWALCZYK, Frankfurt/Main

Mit 12 Abbildungen und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Aus fluviatilen Ablagerungen des Jungpliozäns und Altquartärs der südlichen Niederrheinischen Bucht werden Sedimentstrukturen beschrieben, deren Deutung als Kryoturbationen oder Bildungen, die nicht klimabedingt sind, unsicher ist. Genese und Unterscheidungsmöglichkeiten beider Formen werden diskutiert.

Summary. Involution-like sedimentary structures of uncertain origin are described from late Pliocene and early Pleistocene fluviatile deposits in the southern "Niederrheinische Bucht" (NW-Germany). Their genesis and the possibility to differentiate between convolute bedding and cryoturbations are discussed.

1. Einleitung

Die Klimabedingungen während der Ablagerung quartärer Schotter und Sande lassen sich meist nur anhand sedimentologischer Klimaindikatoren erschließen, weil die Erhaltungsbedingungen für Fossilien in solchen Sedimenten fast stets sehr schlecht sind. Überdies sind aussagekräftige Fossilien ohnehin selten.

Als Kennzeichen kalten Klimas gelten dabei: Eiskeile (eigtl. Pseudomorphosen nach Eiskeilen), Frostspalten, Frostmusterböden, Kryoturbationen, Driftblöcke, gelegentlich auch Schluffgerölle, die Gerölmorphologie und der Geröllbestand. Besonders aussagekräftige Indikatoren für Periglazialbedingungen sind Eiskeile und Kryoturbationen. Daher sind genaue Identifikationsmerkmale dieser Formen wünschenswert, um Verwechslungen mit Pseudoformen zu vermeiden.

Die Diskussion über die Genese kryoturbationsartiger Sedimentstrukturen, die seit langem im Gange ist, hat in jüngster Zeit durch experimentelle Arbeiten eine Belebung erfahren. Es handelt sich dabei um Experimente, die auch zum Studium nichtkryogener Schichtdeformationen durchgeführt werden. So versuchten BUTRYM et al. (1964) — ausgehend von der experimentellen Erzeugung von Sedimentstrukturen — zu zeigen, daß nahezu alle Sedimentstrukturen des Periglazialraumes wie Kryoturbationen, Eiskeile (fossil) und Polygonböden ihre Entstehung nicht dem Klima verdanken und daß sie außerdem ihre Analoga in älteren nichteiszeitlichen Formationen finden ¹⁾.

Diese Ansicht blieb nicht unwidersprochen, z. B. durch DYLİK (1965), der auf die Grenzen und Fehlerquellen von Experimenten in der Geologie hinwies.

Von Interesse an der Arbeit von BUTRYM et al. (1964) aber bleibt die formale Ähnlichkeit oder gar Identität von Kryoturbationen und Sedimentstrukturen nichtkryogener Entstehung (wie convolute bedding i. w. S. und load casts). Das bedeutet, daß Kryoturbationen nicht oder nicht immer von nichtkryogenen Sedimentstrukturen unterschieden werden können. Damit würde der Wert von „Kryoturbationen“ als Klimaindikatoren hinfällig.

¹⁾ BUTRYM et al. sind ausführlich auf Autoren, die die kryogene Entstehung von Schichtverfaltungen in quartären Sedimenten anzweifeln, eingegangen, so daß hier darauf verzichtet werden kann.

Bei der Bearbeitung des Altquartärs in der Niederrheinischen Bucht (BOENIGK 1970, KOWALCZYK 1971) wurden in Sanden und Kiesen Schichtdeformationen, die von der Form her Kryoturbationen entsprechen, häufig beobachtet. Auch in der älteren Literatur finden sich dafür Angaben. Aufgrund von Eiskeilen, Driftblöcken und der Schottermorphologie im jüngeren Teil der Abfolge (s. KAISER 1958, AHORNER & KAISER 1964, KOWALCZYK 1971) werden die altquartären Schotter als kaltzeitliche Bildungen angesehen und die Schichtdeformationen dementsprechend als Kryoturbationen gedeutet.

Im unterlagernden Pliozän (und auch Miozän) findet man aber ganz ähnliche Sedimentstrukturen, die wegen der in diesen Schichten enthaltenen wärmeliebenden Flora natürlich nicht durch die Wirkungen periglazialen Klimas verursacht sein können.

Daher schien es sinnvoll, eingehender zu untersuchen, ob die Schichtverfaltungen im Altquartär der Niederrheinischen Bucht sicher als Kryoturbationen — und damit als Kaltklimaindikatoren — identifiziert werden können oder ob andere Entstehungsweisen möglich oder gar wahrscheinlich sind. Zudem konnte bisher nicht sicher geklärt werden, ob die Schotter im Alttestpleistozän der Niederrheinischen Bucht kaltzeitliche Ablagerungen sind oder nicht.

Im folgenden werden schichtinterne Verfaltungen aus dem Pliozän und dem Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht beschrieben, gegenübergestellt und ihre Genese und Unterscheidungsmöglichkeiten diskutiert²⁾. Die Beispiele stammen überwiegend aus dem Tagebauen Frechen und Fortuna (-Garsdorf) der Rheinischen Braunkohlenwerke AG, Köln, aufgenommen in den Jahren 1968—72.

In der Folge werden hier nur die Schichtdeformationen, die unter die Sammelbezeichnung „convolute bedding“ und „load casts“ und „Kryoturbationen“ fallen, betrachtet; unter Kryoturbationen werden dabei „kryoturbate Bildungen“ im Sinne von EDELMAN, FLORSCHÜTZ & JESWIET (1936) verstanden. Nicht in die Diskussion einbezogen werden Formen, die mit ehemaligen Landoberflächen in genetischem Zusammenhang stehen (Frostmusterböden) oder Sedimentstrukturen, bei denen es zu einer Materialsortierung gekommen ist. Ebenso werden nur „synchrone“ Strukturen im Altquartär und Pliozän behandelt und nicht die epigenetischen Strukturen nahe der heutigen Oberfläche der Hauptterrasse.

2. Die Sedimentstrukturen

1. Ausbildung

Nach der Deformationsintensität lassen sich folgende Sedimentstrukturen unterscheiden:

a. Schichtdeformationen geringster Intensität sind wellige Verbiegungen ehemals horizontal oder schräggeschichteter Bänke. Dabei ist die Amplitude der „Falten“ im Verhältnis zur „Faltenlänge“ klein. Ein weiterer Typ ist durch die Vergrößerung der Amplitude gekennzeichnet, so daß das Bild einer intensiveren Verfaltung entsteht. Die Mulden und Sättel sind hier annähernd gleich groß und symmetrisch gebaut. Flachwellige Faltung und Faltung mit größerer Amplitude treten nicht nur getrennt voneinander auf, sondern kön-

²⁾ Dieses Vorgehen hat den Vorteil, daß grundsätzliche Fehlerquellen beim Übertragen der Ergebnisse von Laborexperimenten auf die natürlichen Gegebenheiten wegfallen; sichtbar werden dabei die Gemeinsamkeiten oder Unterschiede von sicher nichtkryogenen Sedimentstrukturen im Pliozän und den als Kryoturbationen gedeuteten Strukturen im Altquartär.

Die Beispiele aus dem Pliozän wurden bewußt dem Oberen Pliozän entnommen, da hier sedimentologisch die größte Ähnlichkeit zum Altquartär besteht. Die Grenze Pliozän/Pleistozän wurde nach den Ergebnissen von Untersuchungen der Makro-Flora und -Fauna, der Geröll- und Schwermineralanalyse sowie paläomagnetischen Messungen gezogen (s. BOENIGK, KOWALCZYK & BRUNNACKER 1972). Unter Altquartär wird im folgenden die jüngere Hauptterrasse (jHT) und die sie unterlagernden quartären Schichten verstanden.

nen innerhalb einer Schicht ineinander übergehen (Abb. 1). Schichtdeformationen dieser Typen liegen durchweg im Größenbereich von einem bis fünf Dezimetern vor.

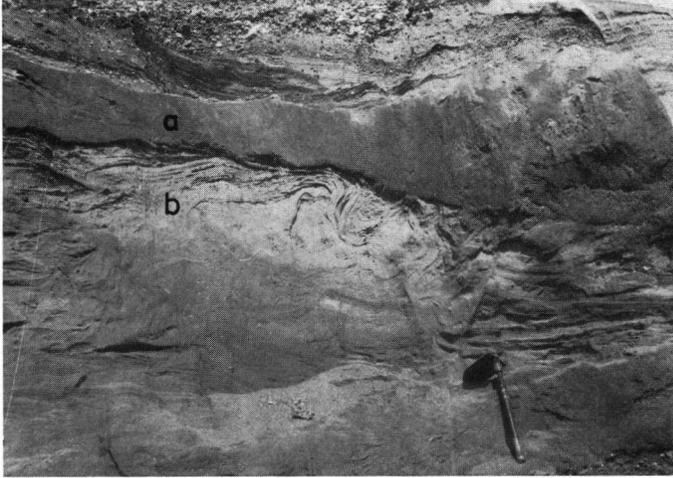


Abb. 1. Verfaltungen mit größerer Amplitude. Altquartär, Tgb. Fortuna-Garsdorf, 2. Sohle, W Peringshofsprung. a: Schluff, b: Feinsand.

b. Neben diesen relativ ruhigen Faltenformen treten Verfaltungen auf, bei denen Mulden und Sättel nicht gleichartig gebaut sind: Formen mit breiten Mulden und engen Sätteln. Dabei können die Sättel auch pilzförmige Gestalt annehmen (Abb. 2). Die Schichten in den Mulden sind gegenüber denen in den Sätteln verdickt; diese Strukturen erreichen Ausmaße bis 1 m.



Abb. 2. Pilzförmige Schichtverfaltungen. Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung.

Diese Formen verhalten sich umgekehrt wie diejenigen, die bei periglazialen Tropfenböden zu beobachten sind: Bei Tropfenböden sind die Mulden durch das einsinkende Sediment enger oder tropfenförmig gestaltet (GRIPP 1971) — bei den oben beschriebenen Formen sind dagegen die Sättel aufgestiegen bei relativer Lagerungskonstanz der Sedimente in den Mulden.

Während für die Bildung der regelmäßigen Faltenformen ein periglaziales Klima nicht angenommen werden muß, stellt sich bei den pilzförmigen Verfäلتungen — sobald man sie in für kaltzeitlich errichteten Schichten findet — die Frage, ob es sich um klimabedingte Lagerungsstörungen handelt oder nicht.

c. Außerdem kommen im Pliozän wie im Altquartär sehr häufig Formen mit weitgeschwungenen Mulden (bis mehrere Meter) und steil oder gar saiger stehenden Muldenflanken vor (Abb. 3). Oft ist zu beobachten, daß die oberen Teile der Sättel erodiert sind; Anschnitte zeigen dann das Bild von aneinandergereihten halben Kettengliedern (Abb. 4). Auch diese Formen erreichen vertikale Ausmaße von einigen dm.



Abb. 3. Schichtverfäلتungen mit wannenförmigen Mulden im Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 2. Sohle, E Peringshofsprung.



Abb. 4. Schichtverfäلتungen mit wannenförmigen Mulden im Altquartär (jHT); Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung. Der obere Teil der verfäلتeten Schicht ist erodiert.

d. Weiterhin treten Sedimentstrukturen von kissen- oder ballförmiger Gestalt auf. Die Schichtung ist dabei erhalten; ehemalige Horizontalschichtung ist konzentrisch um einen Kern gelagert, Schrägschichtung spiralig (Abb. 5 und 6).



Abb. 5. Ball- und kissenförmige Sedimentstrukturen im Altquartär; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 2. Sohle, W Peringshofsprung.



Abb. 6. Ball- und kissenförmige Sedimentstrukturen im Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung.

e. Intensivste Verformung haben Schichten erfahren, bei denen das ehemalige Gefüge ohne bevorzugte Richtung verfälscht und schlierig aufgelöst wurde. Dabei kann der ehemalige Schichtungstyp noch erkennbar oder aber auch völlig unkenntlich sein (Abb. 7—10). Die Verformung der ursprünglichen Schichtung ist jedoch in keinem Fall so weit gegangen, daß eine völlige Durchmischung — oder gar Materialsortierung — der einzelnen Schichtlamellen eingetreten ist. Solche intensiven Verfälschungen können Bänke von mehr als 2 m Mächtigkeit erfaßt haben.



Abb. 7. Intensiv verfältelte Sande im Altquartär (jHT); Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, W Peringshofsprung.



Abb. 8. Intensiv verfältelte Sande im Grenzgebiet Plio/Pleistozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 2. Sohle, W Peringshofsprung.

Gerade schlierig aufgelöstes Schichtgefüge wird sehr häufig auch von Kryoturbationen beschrieben. Bei ihnen sind aber meist noch Vertikalbewegungen des Sediments rekonstruierbar, bei den Sedimentstrukturen im betrachteten Gebiet jedoch nicht.

Bei allen bisher beschriebenen Strukturen handelt es sich räumlich gesehen um hut- oder blumenkohlartige Aufpressungen oder Einstülpungen in das Hangende oder Liegende, wie Aufgrabungen einzelner Strukturen zeigten.

f. Schichtdeformationen mit gerichtetem Gefüge waren gelegentlich in schräggeschichteten Sanden anzutreffen (Abb. 11).



Abb. 9. Intensiv verfältelte Sande im Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung.



Abb. 10. Intensiv verfältelte Sande im Pliozän; Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, E Peringshofsprung.

2. Bezeichnung der Sedimentstrukturen

Die Bezeichnung für die beschriebenen Sedimentstrukturen hängt davon ab, ob man ihre kryogene oder nichtkryogene Entstehung nachweisen kann. Es werden daher zunächst die Bezeichnungen für beide Möglichkeiten angegeben.

Die Terminologie für kryogene wie für nichtkryogene Sedimentstrukturen ist recht uneinheitlich, da rein deskriptive Bezeichnungen und Begriffe mit genetischem Inhalt nebeneinander verwendet werden.

a. Bezeichnungen für kryogene Sedimentstrukturen

Ausgehend von dem Begriff „kryoturbate Böden“ (oder auch „kryoturbate Bildungen“) von EDELMAN et al. (1936) werden unter dem Terminus „Kryoturbation“ meist alle kryogenen Schichtverfäلتelungen zusammengefaßt. Unter Kryoturbationen sind dabei Schichtdeformationen durch



Abb. 11. Rutschungsstrukturen in schrägeschichteten Sanden. Altquartär (jHT); Tgb. Fortuna-Garsdorf, 1. Sohle, W. Peringshofsprung.

Gefrier- und Auftauvorgänge zu verstehen, die in einiger Tiefe unter der ehemaligen Landoberfläche (bis mehrere Meter) entstanden sind — ohne daß die Art der Ausbildung näher bezeichnet ist. Unter den so definierten Begriff fallen also nicht Frostmusterböden (Strukturböden) oder andere Landoberflächenbildungen (die Verwendung des Begriffs ist freilich nicht ganz einheitlich).

Kryoturbationen können mehrere Schichten verschiedenartiger Sedimente umfassen oder aber nur auf eine begrenzt sein; sie treten in Dimensionen von Dezimetern bis Metern auf.

Für Kryoturbationen ist auch der Begriff „Würgeboden“ gebräuchlich, wobei allerdings das Wort „Boden“ irreführend ist. Als spezielle Formen der Kryoturbationen gelten: Taschen-, Girlanden-, Tropfen-, Kissen- und Wickelböden (die Beiwörter beschreiben dabei die Art der Ausbildung). Diese Formen sind nahezu stets an Sedimentwechsel geknüpft, wie z. B. an den Wechsel von Schluff zu Sand.

Als genetisch weitgehend inhaltsloser Begriff ist im englischsprachigen Raum auch der Ausdruck „involution“ gebräuchlich (ebenso der Terminus „congeliturbation“).

JAHN (1956) unterteilte Verwürgungen (involutions) weiter in faltenförmige, pfeilerförmige und amorphe (fold, pillar, amorphous involutions).

b. Bezeichnungen für nichtkryogene Sedimentstrukturen

Die beschriebenen Schichtdeformationen können — falls nichtkryogener Entstehung — als „meta- oder postdepositional structures“ nach der Klassifizierung von NAGTEGALL (1965) bezeichnet werden. Ihre Ausbildung geschah nicht während des Ablagerungsvorganges, sondern unmittelbar oder später danach. Wie bei den Periglazialerscheinungen werden auch hier Begriffe mit und ohne genetischem Inhalt gebraucht.

Belastungsmarken (load casts) zeigen taschen- oder girlandenförmige oder nierige Einstülpungen einer hangenden Schicht ins Liegende; außerdem sind alle Übergänge zu „flame structures“ gegeben. Stets sind bei vollständiger Erhaltung zwei Schichten verschiedenen Sediments wie z. B. Schluff und Grobsand betroffen.

Sichere Vorkommen von load casts wurden im Pliozän und im Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht nicht gefunden; doch ist nicht auszuschließen, daß bei der Ausbildung einiger Schichtdeformationen Bedingungen geherrscht haben, die auch bei load casts gegeben sind³⁾.

³⁾ SULLWOLD (1959) deutete außerdem die Möglichkeit der Entwicklung von convolute bedding aus load casts an. Auch die Experimente von ANKETELL, CEGLA & DZULYNSKI (1969) lieferten Strukturen ähnlich dem convolute bedding, die aber auf Vorgänge zurückgehen, die auch typische load casts erzeugen. Im betrachteten Gebiet fehlen außerdem Hinweise auf durch Strömung ausgelöste Schichtdeformationen, wie sie SANDERS (1960) beschrieb.

Die beschriebenen Schichtdeformationen fallen formal unter die Sammelbezeichnungen „contorted beds, convolute bedding, convolute lamination“ (weitere Synonyma finden sich bei DAVIES 1965 und EINSELE 1963). Es sind dies Schichtverfäلتungen mit weiten Mulden und engen Sätteln, wobei die einzelnen Schichtlagen über mehrere Mulden und Sättel hinweg verfolgt werden können. Die Sättel können unsymmetrisch oder pilzförmig gestaltet sein, Sättel und Mulden sind gelegentlich auch in sich verfäلتet (Abb. 1—4).

Bei noch weitergehenden Deformationen sind keine regelmäßigen Sättel und Mulden mehr erkennbar, sondern das ursprüngliche Schichtgefüge ist schlierig aufgelöst. Solche Sedimentstrukturen werden als „corrugated lamination“ bezeichnet (Abb. 7—10). Formal ist jedoch die Grenze zwischen convolute und corrugated lamination nur schwer zu ziehen; beide Formen konnten nebeneinander innerhalb einer Bank beobachtet werden.

Anklänge an Ballen- und Kissenstrukturen zeigen die Schichtdeformationen in Abb. 5 u. 6. Sie sind nahezu identisch mit Sedimentstrukturen, die als „ball and pillow structures“ aus präquartären Ablagerungen bekannt sind (doch auch in kryogen gestörtem Würm-Löß des Niederrheingebietes ist dergleichen zu beobachten). Aber auch hier ist der Übergang zu convolute bedding fließend.

Als Rutschung an übersteiltem Hang (slump structure) ist schließlich die in Abb. 11 wieder-gegebene Sedimentstruktur aufzufassen (bzw. als „überkippte“ Schrägschichtung).

3. Sedimentbeschaffenheit und Vorkommen

Die beschriebenen Sedimentstrukturen konnten mit wenigen Ausnahmen nur in feinkörnigen Sedimenten wie Schluffen und Feinsanden beobachtet werden; Tabelle 1 weist die Md- und So-Werte einiger verfäلتeter Schichten im Pliozän und Altquartär aus. Besonderheiten im Mineralbestand der verfäلتeten Schichten sind nicht gegeben, der Glimmergehalt schwankt erheblich, ist aber immer vorhanden. Die Kornform in der Fraktion 0,2—0,63 mm ϕ ist überwiegend gerundet. Obwohl Kieslagen am Aufbau des Pliozäns und Altquartärs in der südlichen Niederrheinischen Bucht stark vertreten sind, waren Schichtverfäلتungen in Kiesen nur an wenigen Stellen (z. B. im Tgb. Ville, Hürth bei Köln) zu beobachten. Auch aus der übrigen Niederrheinischen Bucht sind nur wenige Vorkommen in Kiesen bekannt (s. AHORNER & KAISER 1964); alle diese Vorkommen liegen jedoch im jüngsten Teil der Altquartärabfolge (Jüngere Hauptterrasse).

Tabelle 1. Md- und So- Werte einiger verfäلتeter Schichten in Pliozän und Altquartär

Altquartär		Pliozän	
Md	So	Md	So
0,325	1,36	0,39	1,47
0,37	1,45	0,34	1,23
0,39	1,44	0,55	1,62
0,36	1,40	0,37	1,39
0,32	1,24	0,38	1,95
0,35	1,42	0,49	1,44
0,32	1,44	0,27	1,18
0,26	1,29	0,32	1,32
0,31	1,37	0,28	1,37

Treten allerdings in verfäلتeten Sanden oder Schluffen geringmächtige Kieslagen auf, so sind sie in die Verfäلتung mit einbezogen worden.

Die Verfäلتungen scheinen demnach im behandelten Gebiet nahezu ausschließlich an feinkörnige Sedimente gebunden zu sein — ein im übrigen auch bei Kryoturbationen oft festgestellter Sachverhalt (STEEGER 1944, FLORSCHÜTZ & VAN SOMEREN 1948, VAN STRAATEN 1956).

Die beschriebenen Verfäلتungen erfassen meist die gesamte Bank, stellenweise aber auch nur deren oberen Teil. Sie können innerhalb der Bänke weit durchhalten (bei den guten Aufschlußverhältnissen in den Braunkohletagebauten der Ville ließen sich verfäلتete Bänke stellenweise mehrere 100 m weit verfolgen); sie können aber auch nur sehr lokal

begrenzt sein, was anscheinend von der Art der Überlagerung abhängig ist. Fast immer ist aber nur eine Bank innerhalb einer Bankfolge von den Verfäلتelungen betroffen. Nur gelegentlich ist bei der Überlagerung von Sand durch Schluff oder Ton der basale Teil des hangenden Schluffs ebenfalls verfäلتelt. Das zeigt außerdem, daß die Verfäلتelungen in Schichten auftreten können, die die ehemalige Landoberfläche nicht unmittelbar unterlagerten.

Zwischen Schichtungstyp und Vorkommen der Verfäلتelungen konnten keine Beziehungen festgestellt werden. Wenn auch die Verfäلتelungen in ehemals horizontal geschichteten — laminierten — Sedimenten am häufigsten vorzukommen scheinen, sind doch auch schräggeschichtete Sedimente verfäلتelt worden; dabei scheinen besonders Bänke mit Linsenschichtung (oder v - und π -cross stratification nach ALLEN 1963) betroffen zu sein.

Das Vorkommen verfäلتelter Bänke innerhalb einer Bankfolge ist nicht regellos verteilt, sondern scheint gewissen Regelmäßigkeiten unterworfen.

Im Erstbecken, mit der vollständigsten und mächtigsten Pliozän- und Altquartärsedimentation, sind sowohl die Schichten des Jungpliozäns wie die des Altquartärs deutlich rhythmisch gegliedert (die jüngsten Abschnitte des Pliozäns gleichen dabei sedimentologisch dem Altquartär weitgehend; KOWALCZYK 1971).

Die einzelnen Rhythmen im Altquartär sind folgendermaßen aufgebaut (Abb. 12): Über einer Erosionsdiskordanz lagert Grobkies (A), der zum hangenden hin in eine Wechsellagerung von Kies und Sand übergeht (B). Darauf folgt Sand (C), der noch von Schluff- und Tonlinsen überlagert werden kann.

Innerhalb eines Rhythmus sind die Verfäلتelungen stets an Sedimentwechsel gebunden, und zwar im oberen Teil des Rhythmus (C) an die Grenze Sand Schluff. Nur dort, wo im

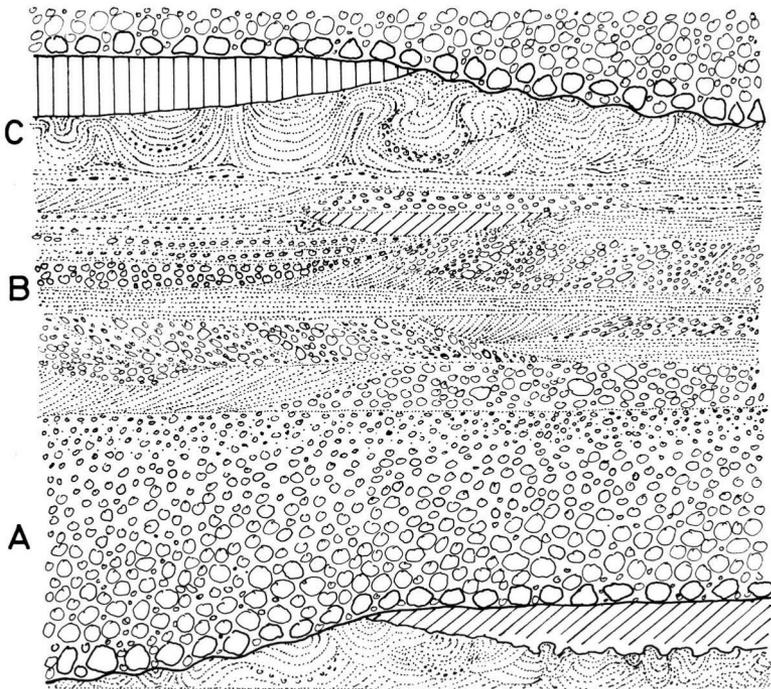


Abb. 12. Schematischer Aufbau eines Rhythmus und Lage der Schichtverfäلتelungen innerhalb der Schichtfolge im Altquartär.

mittleren Teil eines Rhythmus im Bereich der Sand/Kies-Wechselagerung (B) Schlufflinsen auftreten, kann es zu kleindimensionalen Verfästelungen kommen. Stellenweise sind auch noch basale Teile der hangenden Schlufflinsen verfästel worden, meist sind diese Schlufflinsen jedoch von Verfästelungen nicht betroffen. Nur wo Schlufflinsen ausdünnen, können sie auch in ihrer Gesamtheit verfästel sein. Werden Kieslagen von Schluffen überlagert, kann es, wenn auch selten, zu Aufpressungen von Kies in den basalen Teil der Schlufflinsen kommen.

Im Pliozän herrschen ganz ähnliche Verhältnisse wie im Altquartär. Auch dort sind Schichtverfästelungen nahezu ausschließlich in feinkörnigen Sedimenten zu beobachten. Die einzelnen Abschnitte der Rhythmen, die im oberen Teil des Pliozäns durchaus erkennbar sind, lagern allerdings mit deutlicherer Grenze aufeinander; außerdem sind die Rhythmen mächtiger als im Altquartär.

Zusammenfassend läßt sich über das Vorkommen von Schichtverfästelungen im betrachteten Gebiet und der behandelten Schichtfolge folgendes feststellen: Verfästelungen kommen fast nur in feinkörnigen Sedimenten wie Sand oder Schluff vor, allenfalls können die Sande geringmächtige Lagen von Kies enthalten. Die Verfästelungen beschränken sich jeweils nur auf eine Bank und sie sind fast stets an Sedimentwechsel geknüpft (meist den Wechsel von Sand zu Schluff oder an die Folge Sand - Erosionsdiskordanz - Kies. Dabei ist die Diskordanzfläche nicht verformt; sie zeigt außerdem ein ehemals abdeckendes Sediment an).

Entsprechend dem überwiegenden Vorkommen feinkörniger Sedimente sind verfästelte Schichten fast ausschließlich im oberen Teil der einzelnen Rhythmen zu finden.

3. Bildungshypothesen und Unterscheidungsmöglichkeiten von Schichtverfästelungen

1. Bildungshypothesen

Strukturböden und Kryoturbationen stehen in ursächlichem Zusammenhang mit den Wirkungen des Klimas, d. h. mit dem Bodenfrost und den Gefrier- und Auftauvorgängen im Boden; dabei sind die Klimawirkungen entweder Motor der Sedimentbewegung oder auslösende Faktoren (JAHN & CZERWINSKI 1965). Über den tatsächlichen Werdegang solcher Strukturen herrscht indessen keine Einigkeit.

Einen Überblick über die verschiedenen Entstehungshypothesen wie Temperatur- und Dichtekonvektion, Frosthebung und Hydratationsvorgänge geben TROLL (1944), SCHENK (1955) und WASHBURN (1956).

Alle Hypothesen gehen allerdings vom Vorhandensein von Wasser bei der Bildung von Kryoturbationen aus (s. K. RICHTER 1964) und das gilt auch (von wenigen abweichenden Beobachtungen abgesehen) für die Genese nichtkryogener Schichtverfästelungen. Hier hat EINSELE (1963) die einzelnen Bildungsmöglichkeiten diskutiert; eine Übersicht findet sich auch bei DAVIES (1965).

Zu Schichtverfästelungen mit regelmäßigen Faltenformen oder auch Girlanden- oder Pilzform (load casts) kommt es häufig bei der Überlagerung von Sedimenten ungleichen Raumgewichts wie Sand auf Schluff (DZULYNSKI 1966). Load casts können ebenfalls bei der Überlagerung zweier Sedimente ungleichen Raumgewichts entstehen, wenn durch eine unregelmäßige Grenzfläche zwischen beiden Schichten unterschiedliche Hangenddrücke und damit unterschiedliche Setzung auftreten (aus dem niederrheinischen Neogen beschrieben dergleichen GAURI & KALTERHERBERG 1964).

Bei welliger Grenzfläche zwischen zwei Schichten können nach Befunden von DZULYNSKI & ŚLACZKA (1965) auch ohne unterschiedliche Raumgewichte Verformungen auftreten.

Die Genese der intensiven Verformungen, die bis zur schlierigen Auflösung des ursprünglichen Schichtgefüges führen können (convolute bedding, convolute lamination, corrugated lamination) werden auf frühdiagenetische, physikalische Vorgänge im unver-

festigten, wasserfüllten und instabilen Sediment zurückgeführt (bei denen auch Dichteunterschiede wirksam sein können). Dabei spielen Kornverteilung und Porenraum eine Rolle, Mineralbestand und Art des überlagernden Sediments sind ohne Bedeutung.

Bei Überlagerung zweier Sedimente unterschiedlicher Permeabilität, wie z. B. Ton auf Sand, können bei entstehendem Porenwasserüberdruck infolge der damit verbundenen Verringerung der Scherfestigkeit und Kohäsion Gefügeveränderungen auftreten (HARMS et al. 1963, GRAFF-PETERSEN 1967). Hierbei spielt die Art des überlagernden Sediments eine wichtige Rolle. Die Sedimentfolge ist hier jedoch genau umgekehrt wie bei der Bildung von load casts: Während dort die Auflage von grobkörnigem Sediment (mit höherem Raumgewicht) auf ein feinerkörniges die Entstehung von Verfäلتungen begünstigt, ist bei den Gefügeveränderungen durch Porenwasserüberdruck eine Auflage von (weniger permeablem) feinkörnigem Sediment auf ein gröberkörniges gegeben.

Auch die Genese von Periglazialerscheinungen wurde mit den Druckverhältnissen des Porenwassers in Verbindung gebracht, die durch tauende Eislinsen im Boden bei wenig permeablem oder wassergesättigtem überlagerndem Sediment gesteuert werden und eine Verminderung der Scherfestigkeit bedingen (WASHBURN 1956).

Die Versuche von GRIPP (1952) können gleichfalls in dieser Richtung gedeutet werden: Bei seinem Versuch, Brodelformen experimentell zu erzeugen, wird feinkörniges Sediment in die Vertiefung eines Eisblocks eingebracht und das Eis unter der Sedimentfüllung durch Wärmestrahlung geschmolzen. Das entstehende Tauwasser hat keine andere Möglichkeit als nach oben hin auszuweichen, wobei das Sedimentgefüge gestört wird. Ferner zeigen die Experimente von DZULYNSKI (1963) analoge Bilder.

Ebenfalls im Zusammenhang mit dem Porenwasser stehen Prozesse, die BUTRYM et al. (1964) als spontane Sedimentverflüssigung bezeichnen und die zu Schichtverfäلتungen führen können. Auch EINSELE (1963) weist auf Sedimentverflüssigung (durch Wasseraufnahme oder Kornumlagerung) und damit verbundene Schichtverfäلتung hin.

SWARBRICK (1968) deutet außerdem die Möglichkeit von Gefügeveränderungen in einem Sediment durch kolloiddhemische Prozesse an. Dabei sind vielleicht Analoga zu den Hydratationsvorgängen gegeben, die SCHENK (1955) bei der Ausbildung von Strukturböden forderte.

Während bei allen vorgenannten Entstehungsweisen von convolute bedding und load casts ein durchfeuchtetes Sediment notwendig ist, beschrieben BIGARELLA, BECKER & DUARTE (1969) Schichtdeformationen in subrezentem Dünensanden an der brasilianischen Küste unter trockenen Bedingungen. Auch PEACOCK (1966) hält die Ausbildung von Schichtverfäلتungen unter zumindest teilweise trockenen Bedingungen für möglich (z. B. in den permotriassischen äolischen Sandsteinen von Moyashire). Beide Beobachtungen stellen jedoch Sonderfälle dar; der Auffassung von BIGARELLA et al. hat GLENNIE (1970) im übrigen widersprochen.

Einfachere und leichter durchschaubare Entstehung haben Rutschstrukturen (slump structures). Sie entstehen durch Rutschen von Sediment an übersteilten oder aber auch nicht übersteilten Hängen und sind an ihrem gerichteten Gefüge meist unschwer zu erkennen. Im Altquartär des betrachteten Gebietes konnten solche Strukturen allerdings nur in schräggeschichteten Sanden beobachtet werden, wobei die oberen Teile der einzelnen Schrägschichtungsblätter verfäلتet sind (Abb. 11).

2. Unterscheidungsmöglichkeiten von Kryoturbationen und nichtkryogenen Schichtdeformationen

Beide Formen können, sobald sie in feinkörnigen Sedimenten vorkommen, kaum sicher unterschieden werden. Es gibt allerdings Anhaltspunkte zur Unterscheidung (s. a. KAISER 1958; JOHNSON 1963, RYE 1966): Convolute bedding ist z. B. aus groben Sedimenten wie Grobkiesen in älteren Formationen nicht bekannt; es scheint an ein bestimmtes Korngrößenintervall gebunden, außerdem überschreitet es selten die Ausmaße von einigen dm. Aus dem Quartär kennt man aber großdimensionale (mehrere m) Schichtverfäلتungen in Grobkiesen. In der südlichen Niederrheinischen Bucht treten sie im obersten Teil der jHT

und jüngeren Terrassen auf (KAISER 1958, AHORNER & KAISER 1964). Verfäلتelungen in Grobkiesen wird man daher überwiegend mit periglazialen Klima in Verbindung bringen dürfen. (Nicht hierzu zählen freilich verfäلتelte Kiesbänke, die in feinkörniger Umgebung lagern.)

Auch die Fazies des Sediments kann Hinweise auf die Genese der Schichtdeformationen liefern. Äolische Sedimente wie (autochthone) Löß erreichen unter normalen Bedingungen unmittelbar nach der Ablagerung keinen so hohen Wassergehalt, wie er zur Bildung von convolute bedding notwendig ist. Gerade in Lößprofilen des Niederrheingebietes sind Verfäلتelungen so häufig, daß auf deren Entstehung durch periglaziale Bedingungen geschlossen werden darf (vgl. STEEGER 1944). Abgeschwächt gilt dies auch für Flugsande.

Der Sedimenttyp allein beweist jedoch nicht die kryogene Entstehung von Verfäلتelungen; selbst wenn man sie in sicher identifizierten periglazialen Ablagerungen findet, ist damit noch nicht gesagt, daß deren Genese auf Prozesse zurückgeht, die auf den periglazialen Klimaraum beschränkt sind (vgl. auch die Beobachtungen SHAW's 1972, von convolute bedding in Schmelzwasserabsätzen).

Die Lage der Verfäلتelungen im Schichtprofil kann ebenso Anhaltspunkte für deren Entstehung geben: Load casts und convolute bedding sind fast stets an eine oder zwei Bänke gebunden, innerhalb deren sie weit durchhalten können. Schichtverfäلتelungen, die mehrere Bänke verschiedenen Sediments unregelmäßig durchsetzen oder schräg durch das Profil laufen, scheinen daher durch kryogene Vorgänge entstanden zu sein. Solche Verhältnisse liegen häufig bei den epigenetischen Verwürgungen in der Niederrheinischen Bucht vor. Löß, Kies und Sand sind wahllos und ohne Bindung an die ursprüngliche Schichtung miteinander verwürgt (derartige Sedimentstrukturen sind mit den Hypothesen zur Bildung von load casts und convolute bedding allein nicht zu erklären).

Auch Vorgänge, die zu einer Materialsortierung geführt haben, die bei convolute bedding nicht auftritt, haben ihre Ursache in den Periglazialbedingungen (Auftau- und Gefrierwirkungen).

Gelegentlich können auch Schichtverfäلتelungen begleitende Sedimentstrukturen Anhaltspunkte für deren Genese sein. Hier sind vor allem Eiskeile zu nennen, die die kryogene Bildung von Schichtverfäلتelungen untermauern können.

Sie können allerdings die kryogene Bildung nicht beweisen, da Verfäلتelungen und Eiskeile verschieden alt sein können. Auffällig ist aber, daß Eiskeile in den Schichten der beschriebenen Verfäلتelungen bisher unbekannt sind, dagegen aber im obersten Teil der jHT zusammen mit Verfäلتelungen in Grobkiesen — Kryoturbationen — auftreten (z. B. im Tgb. Vile, Hürth bei Köln). Das gleiche gilt auch für das gemeinsame Vorkommen von epigenetischen Eiskeilen und Kryoturbationen auf den Terrassen in der Niederrheinischen Bucht.

Als begleitendes Phänomen kann u. U. auch die Schottermorphologie von Nutzen sein, wenn beispielsweise Congelifraktate vorliegen (KAISER 1958).

Einschränkend ist dazu nur zu sagen, daß Schichtverfäلتelungen als Klimazeugen eigentlich nicht mehr benötigt werden, wenn begleitende Sedimentstrukturen eindeutige Schlüsse auf die Klimabedingungen zulassen.

Auch wenn die Verfäلتelungen mit ehemaligen Landoberflächen in Verbindung stehen, liegt der Gedanke an kryogene Entstehung nahe.

Grundsätzlich sollten sich auch aus der räumlichen und zeitlichen Verteilung von Kryoturbationen und convolute bedding Unterscheidungsmerkmale gewinnen lassen, da Kryoturbationen im Gegensatz zu convolute bedding auf ein bestimmtes paläogeographisches Areal beschränkt sein müssen. (Hier ist jedoch die Gefahr von Kreisschlüssen gegeben, derart, daß Formen in einem angenommenen Periglazialraum als Kryoturbationen gedeutet werden, oder daß an Hand von angenommenen Kryoturbationen ein Periglazialraum rekonstruiert wird. Aussagekräftige Daten lassen sich daher nur mittels aktuogeologischer Beobachtungen gewinnen.)

Ein oft angeführtes Merkmal für Kryoturbationen sind mit ihrer Längsachse senkrecht eingeregelt Gerölle. Eine solche Einregelung von Geröllen konnte jedoch auch in Schichtverfäلتelungen im Pliozän beobachtet werden, sie kann daher nicht als alleiniges Kennzeichen von Kryoturbationen gelten.

Bei der Auflage von Ton- oder Schlufflinsen auf Kies kann es zu Kieseinpressungen in den basalen Teil der Linsen kommen. Wo die Linsen ausdünnen, kann auch noch das hangende Sediment betroffen sein; ein Bild, das eigentlich an kryogene Entstehung denken läßt, in diesem Fall aber auch durch Porenwasserüberdruck erklärt werden kann.

4. Bildungsbedingungen der beschriebenen Schichtdeformationen und Schlußfolgerungen

Wie gezeigt wurde, gleichen die beschriebenen Schichtdeformationen einerseits völlig Kryoturbationen, andererseits aber auch den Erscheinungsformen des convolute bedding. Zum zweiten ist auch kein signifikanter Unterschied zwischen den Schichtdeformationen im warmzeitlichen Pliozän und in den als kaltzeitlich angesehenen Ablagerungen des Altquartärs in der südlichen Niederrheinischen Bucht zu bemerken. Damit sind auch Hinweise auf die mögliche Genese gegeben.

Die Schichtdeformationen im Pliozän lassen sich sicher als convolute bedding oder als corrugated lamination deuten, da periglaziale Klimabedingungen nicht gegeben waren. Sichere Kennzeichen für load casts wurden, wie schon erwähnt, nicht gefunden (das ergibt sich auch schon aus der Lage der Verfäلتelungen innerhalb der Schichtfolge: in Sand unter Ton oder Schluff, also im Sediment mit dem höheren Raumgewicht, das unter leichterem lagert). Auch Hinweise auf eine Genese durch Porenwasserüberdruck sind im Pliozän spärlich — im Altquartär häufiger —, es müßte dann eigentlich der hangende Wasserstauer zumindest basal in die Verfäلتelung mit einbezogen sein, was aber selten der Fall ist.

Da die Schichtdeformationen im Altquartär sich von denen im Pliozän formal nicht unterscheiden lassen (allenfalls können sie auch in größerem Sediment vorkommen) folgt daraus, daß für die altquartären Formen ebenfalls eine kryogene Entstehung nicht mehr sicher gefordert werden kann. Das klärt allerdings noch nicht die tatsächliche Entstehung der Verfäلتelungen im Altquartär. Wenn auch die Verfäلتelungsvorgänge im Pliozän und Altquartär annähernd gleiche Formen erzeugten, so ist damit noch nicht gesagt, daß es auch dieselben Prozesse waren, die sie gebildet haben.

Die Schichtdeformationen im Altquartär könnten daher dennoch ursächlich im Zusammenhang mit dem periglazialen Klima stehen, nur beweisen läßt sich dies nicht. Für die Formen in der behandelten Schichtfolge besteht dafür nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand auch kein Anlaß. Im Gegenteil deutet alles darauf hin, daß sich hier die gleichen Prozesse abgespielt haben, die — wie im unterlagernden Pliozän — zu convolute bedding geführt haben.

Zwingende Gründe für eine Erklärung der beschriebenen Verfäلتelungen im Altquartär durch kryodynamische Vorgänge gibt es jedenfalls nicht, für die pliozänen sind sie ausgeschlossen. Denn die beschriebenen Formen sind bankgebunden; sie kommen fast nur in feinkörnigen Sedimenten vor; Materialsortierung fehlt; eine Bindung an eine ehemalige Landoberfläche ist nicht zu beobachten; sie sind an Schichtwechsel geknüpft und sie kommen nur in aquatischen Sedimenten vor, deren Wassergehalt während und unmittelbar nach der Ablagerung ausreichend gewesen ist.

Verfäلتelungen der beschriebenen Art sind im gesamten Alt- und Altstpleistozän (Schichten älter als die jHT) der südlichen Niederrheinischen Bucht verbreitet. Im basalen Teil dieser Abfolge fehlen jedoch Kaltklima-indikatoren völlig (dagegen sind warmzeitliche Ablagerungen floristisch und faunistisch belegt; KOWALCZYK 1971). Schwache Hinweise auf kaltes Klima (Großblöcke) treten erst im obersten Teil des Altstpleistozäns auf. Sichere Kaltklimazeugen wie Eiskeile und Driftblöcke von mehreren Metern Durchmesser sind dagegen erst in den obersten Abschnitten der jHT zu finden. Dort treten auch Verfäلتelungen in Grobkiesen auf, die als Kryoturbationen anzusehen sind.

Auch dieser Sachverhalt spricht dafür, daß es sich bei den beschriebenen Verfaltungen in feinkörnigen Sedimenten im Altquartär um convolute bedding bzw. corrugated lamination handelt.

Die dargestellten Beobachtungen aus der südlichen Niederrheinischen Bucht scheinen außerdem Argumente dafür zu liefern, daß „Kryoturbationen“ in feinkörnigen Sedimenten ganz allgemein kaum als sichere Klimaindikatoren gelten können, einfach weil sie meist nicht sicher von nichtkryogenen Schichtdeformationen unterschieden werden können (es sei denn, es sind zusätzliche Anzeichen für eine kryogene Entstehung gegeben, s. Kap. 3. 2.).

Für die Ähnlichkeit zwischen Kryoturbationen und convolute bedding sind nun mehrere Gründe denkbar. Einmal ist es möglich, daß beide Formen durch dieselben, nichtkryodynamischen Prozesse hervorgerufen werden. Dieser Ansicht sind z. B. B. BUTRYM et al. (1964); das häufige Vorkommen von Verfaltungen gerade in Periglazialgebieten erklärten sie mit einer Reihe von Faktoren, die die Entstehung von Schichtdeformationen besonders begünstigen, wie etwa die hohe Durchfeuchtung während der Tauperioden, den als Wasserstauer wirksamen Dauerfrostboden und spärliche Vegetation. In dieser weitgehenden Form scheint sich diese Ansicht jedoch kaum aufrecht halten zu lassen, wie z. B. die epigenetischen Kryoturbationen auf den Terrassen der Niederrheinischen Bucht zeigen (s. Kap. 3. 2; vgl. DYLIK 1965). Andererseits können sowohl kryodynamische wie nichtkryodynamische Vorgänge gleiche Formen erzeugen, die sich nicht voneinander unterscheiden lassen („Konvergenzen“). Aus diesem Grund ist auch mit Laborexperimenten allein die Genese von vorgefundenen Schichtdeformationen nicht aufzuklären, weil nie auszuschließen ist, daß unterschiedliche Vorgänge gleiche Ergebnisse zeitigen. Die dritte Möglichkeit deuteten JAHN & CZERWINSKI (1965) an, nämlich daß die periglazialen Bedingungen (Auftau- und Gefrierwirkungen) auslösende Faktoren für Schichtdeformationen darstellen können.

Die Beobachtungen im Altquartär der südlichen Niederrheinischen Bucht zeigen, daß auch in ehemaligen Periglazialgebieten Schichtdeformationen vorkommen können, die nicht kryogen bedingt sein müssen, aber Kryoturbationen ähneln. Schichtdeformationen in quartären Lockersedimenten sollten daher nur dann als Kryoturbationen bezeichnet und als Klimaindikatoren benutzt werden, wenn tatsächlich jede andere Genese ausgeschlossen ist. Zudem liefern die beschriebenen Sedimentstrukturen Beispiele für convolute bedding (i. w. S.) in eindeutig fluviatilen Schichtfolgen, aus denen sie bisher weniger bekannt sind.

Literaturverzeichnis

- AHORNER, L. & KAISER, K.: Über altpleistozäne Kalt-Klima-Zeugen (Bodenfrost-Erscheinungen) in der Niederrheinischen Bucht. — *Decheniana* **116** (f. 1963), 3—19, Bonn 1964.
- ALLEN, J. R. L.: The classification of cross-stratified units. — *Sedimentology* **2**, 93—114, Amsterdam 1963.
- ANKETELL, J. M., CEGLA, J. & DZUŁYŃSKI, S.: Unconformable surfaces formed in the absence of current erosion. — *Geologica Romana* **8**, 41—46, Roma 1969.
- BIGARELLA, J. J., BECKER, R. D. & DUARTE, G. M.: Coastal dune structures from Paraná (Brazil). — *Marine Geol.* **7**, 5—55, Amsterdam 1969.
- BOENIGK, W.: Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggen (westlicher Niederrhein). — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln **17**, 138 S., Köln 1970.
- BOENIGK, W., KOWALCZYK, G. & BRUNNACKER, K.: Zur Geologie des Ältestpleistozäns in der Niederrheinischen Bucht. — *Z. deutsch. Geol. Ges.* **123**, 119—161, Hannover 1972.
- BUTRYM, J., CEGLA, J., DZUŁYŃSKI, S. & NAKONIECZNY, S.: New interpretation of "periglacial structures". — *Folia quatern.* **17**, 34 S., 1964.
- DAVIES, H. G.: Convolute lamination and other structures from the Lower Coal Measures of Yorkshire. — *Sedimentology* **5**, 305—325, Amsterdam 1965.
- DYLIK, J.: Right and wrong in sceptical views on the problem of periglacial phenomena revealed in Pleistocene deposits. — *Bull. Soc. Sci. Lettr. de Łódź* **16**, 1—28, Łódź 1965.

- DŻUŁYŃSKI, S.: Polygonal structures in experiments and their bearing upon some periglacial phenomena. — Bull. Acad. Polon. Sci., ser. sci. géol. géogr. **11**, 145—150, Warszawa 1963.
- : Sedimentary structures resulting from convection-like pattern of motion. — Roz. Pol. Tow. Geol. **36**, 3—21, Kraków 1966.
- DŻUŁYŃSKI, S. & ŚLACZKA, A.: On ripple-load convolution. — Bull. Acad. Polon. Sci., ser. sci. géol. géogr. **13**, 135—140, Warszawa 1965.
- EDELMAN, F., FLORSCHÜTZ, F. & JESWIET, J.: Über spätpleistozäne und frühholozäne kryoturband Ablagerungen in den östlichen Niederlanden. — Verh. Geol.-Mijnb. Gen., Geol. Ser. **11**, 301—336, 's-Gravenhage 1936.
- EINSELE, G.: "Convolute bedding" und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **116**, 162—198, Stuttgart 1963.
- FLORSCHÜTZ, F. & SOMEREN, A. M. H. VAN: Oud-pleistocene Kryoturbandie? — Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen. **65**, 172—173, Amsterdam 1948.
- GAURI, K. L. & KALTERHERBERG, J.: Sedimentstrukturen aus den Niederrheinischen Braunkohlenschichten des Miozäns. — Sedimentology **6**, 115—133, Amsterdam 1966.
- GLENNIE, K. W.: Desert sedimentary environments. — Developments in Sedimentology **14**, 222 S., Amsterdam 1970.
- GRAFF-PETERSEN, P.: Intraformational deformations and porewater hydrodynamics. — Unveröff. Arb. zum 7. Intern. Sedimentol. Kongr., 3 S., Edinburgh 1967.
- GRIPP, K.: Zwei Beiträge zur Frage der periglazialen Vorgänge. — Meyniana **1**, 112—118, Neumünster 1952.
- : Tropfenböden, räumlich untersucht. — Meyniana **21**, 9—16, Kiel 1971.
- HARMS, J. C.; MacKENZIE, D. B. & McCUBBIN, D. G.: Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. — J. Geol. **71**, 566—580, Chicago 1963.
- JAHN, A.: Some periglacial problems in Poland. — Biul. Perigl. **4**, 169—183, Łódź 1956.
- JAHN, A. & CZERWIŃSKI, J.: The rôle of impulses in the process of periglacial soil structure formation. — Acta Univ. Wratislaviensis **44**, 1—13, Wrocław 1965.
- JOHNSSON, G.: Periglacial phenomena in Southern Sweden. — Geogr. Annalar **44**, 378—404, Stockholm 1962.
- KAISER, K.: Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht. — Eiszeitalter u. Gegenwart **9**, 110—129, Öhringen 1958.
- KOWALCZYK, G.: Zur Kenntnis des Altquartärs der Ville (südliche Niederrheinische Bucht). — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln **18**, 147 S., Köln 1971.
- NAGTEGAAL, P. J. C.: An approximation to the genetic classification of non-organic sedimentary structures. — Geol. en Mijnb. **44**, 347—352, 's-Gravenhage 1965.
- PEACOCK, J. D.: Contorted beds in the Permo-Triassic aeolian sandstones of Moyashire. — Bull. geol. surv. G.B. **24**, 157—162, London 1966.
- RICHTER, K.: Beziehungen zwischen lokalem Grundwasserstand und Kryoturbationen auf Bornholm. — Mitt. Geol. Inst. TH. Hannover **2**, 3—11, Hannover 1964.
- RYE, N.: Permafroststrukturen i Fjordane, Vest-Norge. — Norsk geol. tidskr. **46**, 203—214, Oslo 1966.
- SANDERS, J. E.: Origin of convolute laminae. — Geol. Mag. **97**, 409—421, Hertford 1960.
- SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch. **13**, 92 S., Wiesbaden 1955.
- SHAW, J.: Sedimentation in ice-contact environment, with examples from Shropshire (England). — Sedimentology **18**, 23—62, Amsterdam 1972.
- STEEGER, A.: Diluviale Bodenfrosterscheinungen am Niederrhein. — Geol. Rdsch. **34**, 520—538, Stuttgart 1944.
- STRAATEN, L. M. J. U. VAN: Structural features of the "Papzand" Formation at Tegelen (Netherlands). — Geol. en Mijnb. (n. ser.) **18**, 416—420, 's-Gravenhage 1956.
- SULLWOLD, H. H. jr.: Nomenclature of load deformation in turbidites. — Bull. Geol. Soc. Amer. **70**, 1246—1248, New York 1959.
- SWARBRICK, E. E.: Physical diagenesis: Intrusive and connate water. — Sediment. Geol. **2**, 161—175, Amsterdam 1968.
- TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rdsch. **34** 545—694, Stuttgart 1944.
- WASHBURN, A. L.: Classification of patterned grounds and review of suggested origins. — Geol. Soc. Amer. Bull. **67**, 823—865, New York 1956.

Manuskript eingeg. 25. 1. 1973.

Anschrift des Verf.: Dr. G. Kowalczyk, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, 6 Frankfurt (Main), Senckenberganlage 32—34.