

WOJCIECH WYSOTA

Uniwersytet Mikołaja Kopernika

**DEFORMACJE KONWOLUTNE W OSADACH GLACJOLIMNICZNYCH
I GLACJOFLOWIALNYCH ZŁODOWACENIA WISŁY
W OKOLICACH GÓRZNA I LIDZBARKA WELSKIEGO**

UKD 551.793.9:551.33(438.181)

Deformacje konwolutive, zwane również warstwowaniem konwolutnym (*convolute bedding*, *convolute lamination*), to struktury cechujące się wyraźnym, wewnątrzławicowym powyginaniem lub skomplikowanym zafałdowaniem lamin, nie powodującym jednak zaburzenia powierzchni stropowej i spągowej ławicy (10, 22, 24). Taki typ struktur deformacyjnych znany jest w literaturze sedymentologicznej od

początku XX w., jednakże szczegółowe zainteresowanie ich charakterem, występowaniem i genezą nastąpiło dopiero w latach pięćdziesiątych i sześćdziesiątych, kiedy ukazały się liczne prace na ten temat (10, 23, 24, 26).

Struktury konwolutive znajdowane są w osadach fluwialnych, morskich, glacialimicznych, glaciofluwialnych i jeziornych w obrębie warstw w większości zbudowanych z

piasków drobnoziarnistych lub średnioziarnistych, piasków drobnoziarnistych mułkowatych, a także mułków ilastych (1, 2, 5–7, 13, 14, 16, 20, 21, 23, 27). W środowisku glaciofluwialnym deformacje konwolutive są stwierdzane w osadach wałów ozowych i kemowych, delt glaciofluwialnych oraz sandrów (1, 2, 14, 20).

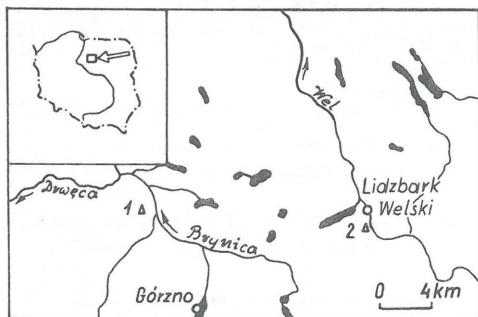
W Polsce struktury konwolutive w plejstocenijskich osadach glaciofluwialnych i glacialimnicznych nie zostały dotychczas szerzej opisane. Celem tego artykułu jest przedstawienie deformacji konwolutive, występujących w osadach glacialimnicznych i glaciofluwialnych zlodowacenia Wisły w okolicach Górzna i Lidzbarka Welskiego (ryc. 1) oraz określenie ich genezy.

PRZYKŁADY WYSTĘPOWANIA DEFORMACJI KONWOLUTNYCH

Na północ od Górzna w obniżeniu Brynicy (ryc. 1), powstałym w czasie pobytu ostatniego lądolodu skandynawskiego, występuje płaski pochodzenia glacialnego o wysokości 90 m n.p.m. Jest on zbudowany na powierzchni z osadów glacialnych (głównie morena ablacyjna) z ostatniego zlodowacenia o miąższości 0,5–1,5 m. W odkrywce znajdującej się w zboczu tego poziomu (odkrywka nr 1 na ryc. 1) pod osadami glacialnymi występują osady glacialimniczne (ryc. 2). Składają się na nie rytmicznie warstwowane ropy i mułki (piaszczyste, ilaste) oraz piaski drobnoziarniste o miąższości co najmniej 5 m. W profilu pionowym tych osadów stwierdzono ponad 30 rytmów o miąższości od 3–8 do 50 cm (ryc. 2). Mają one charakter dwudzielny. Dolne ich części składają się zazwyczaj z laminowanych poziomo lub faliście ropy szarych i mułków (piaszczystych lub ilastych), a niekiedy piasków drobnoziarnistych, albo z masywnych mułków lub piasków drobnoziarnistych o miąższości od 2 do 48 cm. Górne człony rytmów stanowią laminy ropy czekoladowego o miąższości 0,5–3,0 cm, wykazujące charakterystyczną mikrolaminacyjną strukturę. W obrębie niektórych rytmów stwierdzono zaburzenia osadów w postaci struktur konwolutive, pograżów, uławicenia zaburzonego oraz niewielkiego wygięcia i pomarszczenia lamin.

Deformacje konwolutive występują w trzech warstwach (rytmach), które oznaczono cyframi rzymskimi I, II i III na ryc. 2.

Warstwa I występuje w dolnej części odkrywki. Jej miąższość wynosi 14–16 cm. Zaburzenia konwolutive obejmują dolną jej część o miąższości 8–10 cm (ryc. 3, 4, 5A). Deformacje mają charakter dobrze rozwiniętych, miejscami typowych fałdów diapirowych o szerokiach, rozszerzających się ku górze grzybowatych formach antyklinalnych (często z drugorzędnymi zafałdowaniami) oraz węższych, bardziej ściętnionych i zaokrąglonych synkli-



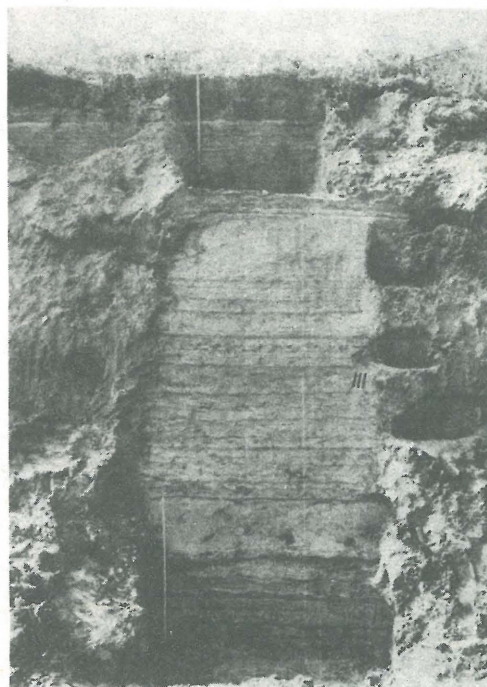
Ryc. 1. Lokalizacja badanych odkrywek

Fig. 1. Location of studied exposures

nach. Intensywność i charakter konwolucji są stałe wzdłuż biegu warstwy na przestrzeni co najmniej kilkunastu metrów. W obrębie fałdów konwolutive występują naprzemianległe laminy mułków ilastych i ropy szarych, które pierwotnie zalegały poziomo. Laminy nie zachowują ciągłości na dłuższych odcinkach. Są skrócone i przerwane, ale mimo to można śledzić ich przedłużenie w wielu kolejno następujących po sobie strukturach. Niektóre laminy wykazują zmiany miąższości wzdłuż ich biegu, grubiejąc w synklinach, cieniejąc zaś w antyklinalach.

W górnej części dolnej partii warstwy formy antyklinalne przebijają masywne piaski drobnoziarniste (mułkowane) i sięgają swoimi przegubami aż do powierzchni śródwarstwowej, na której leży górna partia warstwy I. Występujące w górnej części dolnej partii warstwy I masywne piaski drobnoziarniste, które pierwotnie zalegały ciągiłą poziomą warstwą, mają postać wydłużonych, wąskich klinów lub struktur kropkowych, miejscami przykrytych rozszerzającymi się ku górze antyklinalami, grzędnących w synklinach. Na grzybowatych zakończeniach fałdów diapirowych nie stwierdzono śladów ścięcia przez powierzchnię śródwarstwową. W górnej części warstwy I stwierdzono deformacje typu uławicenia zaburzonego (ryc. 3, 4, 5A).

Warstwa II występuje również w dolnej części odkrywki (ryc. 2). Jej miąższość wynosi 35–40 cm. Zaburzenia konwolutive obejmują środkową i częściowo górną partię warstwy. Konwolucje mają postać pochylnych, a niekiedy leżących fałdów o wąskich, zwężających się ku górze formach antyklinalnych oraz szerokich zaokrąglonych synklinach (ryc. 5B). Amplituda fałdów waha się od kilku do kilkudziesięciu cm. Intensywność i charakter deformacji są stałe wzdłuż biegu warstwy i można je śledzić na przestrzeni co najmniej kilkunastu metrów. W obrębie struktur konwolutive występują naprzemianległe laminy muł-



Ryc. 2. Osady glacialimniczne w odkrywce nr 1 na północ od Górzna I, II, III – warstwy, w których występują zaburzenia konwolutive

Fig. 2. Glacialimnic sediments in exposure no. 1 to the north of Górzno

I, II, III – layers with convolute deformations

ków ilastych i iłów szarych. Pierwotnie zalegały one poziomo w środkowej części warstwy II. Laminy zachowują ciągłość na dłuższych odcinkach i można śledzić ich przebieg w kolejnych konwolucjach. Poniżej i powyżej struktur konwolucyjnych występują masywne mułki piaszczyste. Mułki zalegające poniżej deformacji wciskają się do góry w formy antyklinalne, natomiast te, które leżą powyżej zaburzeń, grzęzną w synklinach. W spągu warstwy II występują niezaburzone, laminowane poziomo ily szare i mułki o miąższości 4–6 cm.

Warstwa III znajduje się w środkowej części badanej odkrywki (ryc. 2). Jej miąższość wynosi 35 cm. Ma ona charakter dwudzielny (ryc. 5C). Dolna partia warstwy o miąższości 8–10 cm składa się z naprzemianległych lamin ily szarego i mułku ilastego. Górna partia warstwy o miąższości 25–27 cm jest zbudowana z masywnych mułków ilastych. Powierzchnia graniczna pomiędzy obydwoma członami warstwy III jest nierówna. Zaburzenia konwolucyjne pojawiają się najpierw jako łagodne undulacje i w kierunku stropu dolnego członu warstwy przyjmują charakter miniaturowych fałdów o amplitudzie 4–6 cm, które na pewnych odcinkach wzdłuż biegu warstwy stopniowo zanikają. Pomiedzy miniaturowymi formami antyklinalnymi występują pogrążnione mułki masywne, budujące górny człon warstwy III. W jego obrębie stwierdzono obecność



Ryc. 3. Deformacje konwolucyjne w dolnej partii warstwy I. Średnica monety wynosi 2,5 cm

Fig. 3. Convolute deformations in lower of the layer I. Coin diameter is 2.5 cm



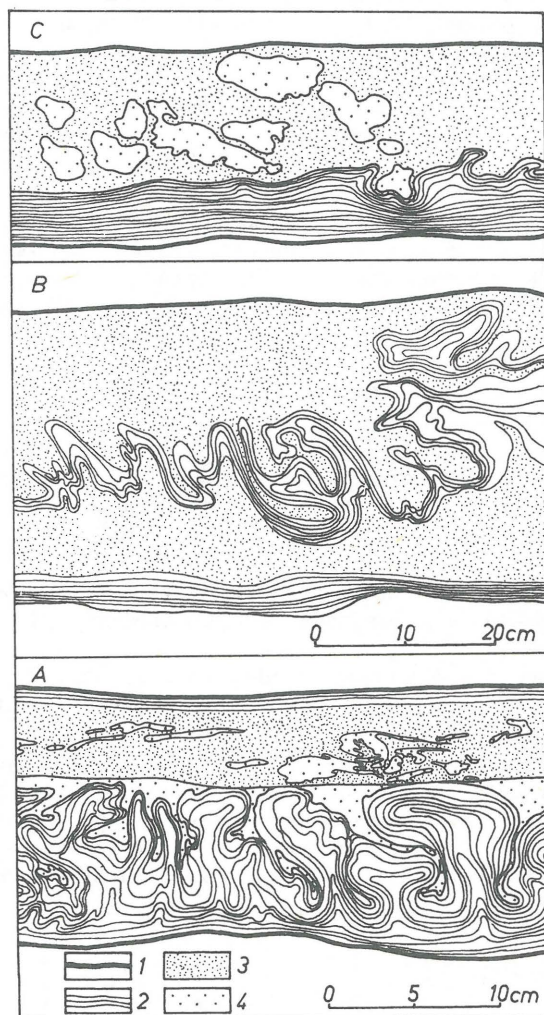
Ryc. 4. Diapirowe fałdy konwolucyjne w dolnej partii warstwy I. Wielkość skali jak na ryc. 3

Fig. 4. Diapir-like convolute folds in lower part of the layer I. Scale as in Fig. 3

niewielkich pogrążeń (ryc. 5C). Mają one postać nieregularnych pakietów zbudowanych z piasku drobnoziarnistego, pogrążonych w masywnych mułkach ilastych.

Drugim przykładem występowania zaburzeń konwolucyjnych są osady sandru związanego z postojem ostatniego lądolodu na północ od Lidzbarka Welskiego. Na południe od tego miasta na lewym zboczu doliny Welu odsłania się seria tych osadów o miąższości co najmniej kilku metrów (odkrywka nr 2 na ryc. 1). Są one przedmiotem szczegółowych badań strukturalno-facjalnych (ryc. 6). Występują tutaj głównie piaski, a także – w mniejszej ilości – drobne żwiry i mułki. W środkowej części badanego profilu w jednej z warstw piaszczystych stwierdzono zaburzenie osadów w postaci struktur konwolucyjnych (ryc. 6, 7).

Deformacje konwolucyjne obejmują górną i częściowo środkową część badanej warstwy. Jest ona zbudowana z piasków drobnoziarnistych i mułków piaszczystych o miąższości 25–30 cm. W spągowej i częściowo środkowej jej części występuje warstwowanie riplemarkowe małej skali.



Ryc. 5. Struktury konwolucyjne w warstwach I (A), II (B) i III (C) w osadach glaciolimniczych

1 – ily czekoladowy, 2 – ily szary laminowany mułkiem ilastym, 3 – mułek, 4 – piasek drobnoziarnisty

Fig. 5. Convolute structures in layers I (A), II (B) and III (C) in glaciolimnic deposits

1 – chocolate-colour clay, 2 – laminated grey clay with clayey silt, 3 – silt, 4 – fine-grained sand

Pozostała część warstwy, w której pierwotnie również występowały struktury riplemarkowe małej skali, jest zaburzona konwolutnie. Deformacje pojawiają się w środkowej części warstwy i w miarę posuwania się ku jej stropowi ich intensywność stopniowo wzrasta. Najpierw mają one charakter łagodnych undulacji z widocznymi jeszcze niekiedy w ich obrębie strukturami riplemarkowymi. W kierunku stropu konwolucje przyjmują postać wyraźnych

fałdów o stosunkowo wąskich i wysmukłych formach antyklinalnych oraz szerokich, bardziej zaokrąglonych synklinach. Amplituda fałdów na ogół nie przekracza 10–12 cm. Charakter, intensywność i amplituda fałdów konwolutnych są stałe wzdłuż biegu warstwy na przestrzeni ponad kilkudziesięciu metrów. Kontakt konwolucji z powierzchnią stropową warstwy ma charakter erozyjny. Niektóre fałdy konwolutne są bowiem ścięte powierzchnią stropową badanej warstwy, na której zalega warstwa mułków i mułków piaszczystych o laminacji soczewkowej (ryc. 6, 7).

Pomiary strukturalne fałdów konwolutnych oraz występujących w obrębie badanej warstwy i powyżej niej struktur prądowych wykazały, że orientacja grzbietów form antyklinalnych (w przybliżeniu N–S) jest niemal prostopadła do lokalnego kierunku prądu transportującego materiał badanej i nadległej warstwy (zachodni z odchyleniem na północ). Oprócz tego stwierdzono, że powierzchnie osiowe większości antyklin nachylają się w kierunku zgodnym z lokalnym kierunkiem paleoprądu.

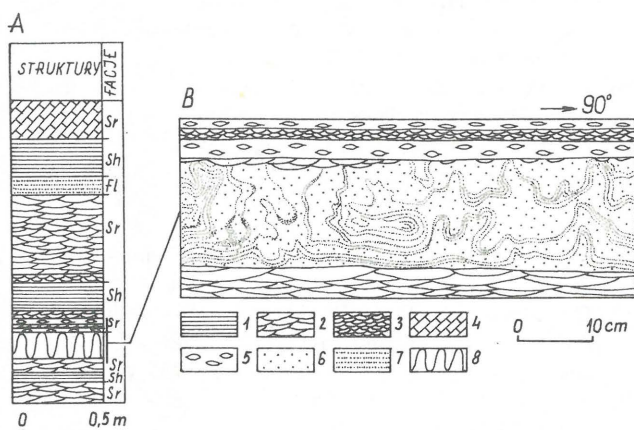
GENEZA DEFORMACJI KONWOLUTNYCH

Geneza zaburzeń konwolutnych nie została do tej pory w pełni wyjaśniona. Poglądy wiążące powstanie deformacji konwolutnych w następstwie grawitacyjnego splezywania osadu mają już tylko znaczenie historyczne (10). Wykształcenie struktur konwolutnych wskazuje niewątpliwie, że tworzą się one w osadach częściowo lub całkowicie upłynnionych. Struktury te mogą się tworzyć w świeżo złożonych osadach warstwowanych (poziomo lub przekątnie) w wyniku tarcia prądu turbulenta o dno w warunkach zróżnicowanego ciśnienia podczas depozycji. Hipoteza ta została wysunięta przez P.H. Kuenena (13), a następnie zaakceptowana i rozszerzona przez wielu badaczy późniejszych (1, 2, 8, 9, 11, 25, 26). Siły ścinania mogą być także rezultatem migracji dużych form dna pod nieskonsolidowanym, nasyconym wodą podłożem w czasie wysokich stanów przepływu (17, 21). Ścisły związek między orientacją struktur konwolutnych i kierunkiem paleoprądu (8, 28) skłania do poparcia tych poglądów. Deformacje konwolutne mogą tworzyć się również pod przykryciem osadu w wyniku pionowych ruchów w osadach o niestatecznym warstwowaniu gęstościowym (2–4). Współczesne badania sugerują, że niektóre struktury konwolutne mogą powstać w wyniku ucieczki wody z osadu (15, 29). Wiele deformacji konwolutnych powstaje na pewno pod wpływem jednego z przedstawionych powyżej czynników, jednakże niektóre konwolucje mogą być również efektem ich zespołowego działania (1, 2, 5).

Zaburzenia konwolutne, występujące w osadach gacjolimnicznych w odkrywcę nr 1 na północ od Górzna mają charakter postsedymenacyjny. Tworzyły się one jeszcze przed zakończeniem depozycji kompleksu osadów gacjolimnicznych. Procesy deformacyjne rozwijały się pod przykryciem osadu, o czym świadczą następujące fakty:

- 1) na zaokrąglonych, grzybowatych zakończeniach fałdów konwolutnych nie stwierdzono śladów erozji,
- 2) rozwijające się ku stropowi dolnej partii warstwy I oraz warstwy II i III konwolucje rozlewają i pochylają się na boki, przykrywając materiał ich górnego członu,
- 3) fałdy konwolutne nie przebijają powierzchni stropowej dolnej partii warstwy I oraz warstwy II i III i nie „wylewają się” na nią.

Omawiane deformacje powstały pod przykryciem osadu w wyniku ruchów pionowych w osadach o odwróconym warstwowaniu gęstościowym (2–4). Struktury te tworzyły



Ryc. 6. A – profil strukturalno-facjalny środkowej części osadów glaciofluwialnych w odkrywcę nr 2 na południe od Lidzbark Welskiego. Oznaczenie facji wg 18 i 19

B – szczegółowy rysunek konwolucji

1 – warstwowanie poziome, 2 – warstwowanie riplemarkowe małej skali, 3 – warstwowanie riplemarkowe mikroskali, 4 – riplemarki występujące typu A (wg 12), 5 – laminacja soczewkowa, 6 – piasek drobnoziarnisty, 7 – mułek, 8 – zaburzenia konwolutne

Fig. 6. A – Structural-facial section of the middle part of glaciofluvial deposits in the exposure no. 2 to the south of Lidzbark Welski. Facies symbols after 18 and 19. B – detailed drawing of convolutions

1 – horizontal bedding, 2 – small-scale ripplemark bedding, 3 – micro-scale ripplemark bedding, 4 – ascending ripplemarks of the type A (after 12), 5 – lenticular lamination, 6 – fine-grained sand, 7 – silt, 8 – convolute deformations



Ryc. 7. Deformacje konwolutne w piaskach glaciofluwialnych na południe od Lidzbark Welskiego. Długość pudełka wynosi 5 cm

Fig. 7. Convolute deformations in glaciofluvial sands to the south of Lidzbark Welski. Box length is 5 cm

się w układach dwudzielnych, w których człon górny, składający się z masywnych piasków drobnoziarnistych (dolna partia warstwy I) lub masywnych mułków (warstwy II i III), miał większą gęstość niż dolny, zbudowany z naprzemianległych lamin ilów i mułków ilastych (dolna partia warstwy I i warstwa III) lub naprzemianległych lamin ilów i mułków ilastych oraz masywnych mułków (warstwa II). Występujący w górnym członie materiał podlegał grzęźnięciu w niżej leżącym osadzie członu dolnego. Wskutek tego procesu rozwijały się struktury o charakterze pogrązków. Pomiędzy pogrąkami był wyciskany do góry materiał członu dolnego.

Rozwój omawianych struktur konwolutnych odbywał się w osadach świeżo złożonych w zbiorniku glacialimicznym. Osady te cechowały się niestatecznym rozkładem gęstości i lepkości kinematycznej. Bezpośrednim impulsem inicjującym wyżej opisane procesy deformacyjne są zazwyczaj lokalne bodźce mechaniczne powodujące wstrząs osadu (2, 10). Niestateczne warstwowanie gęstościowe stanowi swego rodzaju układ spustowy, w którym zawarta energia może zostać wyzwolona nawet przez bardzo słaby impuls. Ilość wywołanej energii i skutki jej działania są niezależne od intensywności impulsu spustowego. Takimi czynnikami spustowymi, powodującymi lokalne wstrząsy w badanych osadach glacialimicznych mogły być prądy zawieszinowe oraz prawdopodobnie ciśnienie fal, powstających w wyniku nagłego runięcia w wodę pakietów moreny ablacyjnej lub gładów lodowcowych. O występowaniu prądów zawieszinowych można wnioskować na podstawie stwierdzonych w górnej partii warstwy I struktur uławiczenia zaburzonego. Deformacje tego typu powstają w rezultacie deformacyjnego oddziaływania prądów zawieszinowych (10).

Zaburzenia konwolutive, występujące w osadach glaciofluwialnych na południe od Lidzbarka Welskiego mają charakter synsedymenacyjny. Świadczy o tym niewątpliwie fakt, że niektóre fałdy konwolutive są ścięte erozyjnie. Omawiane deformacje powstały w wyniku tarcia prądu turbulentnego o warstwę nieskonsolidowanego, nasyconego wodą piasku o warstwowaniu riplemarkowym małej skali, w warunkach zróżnicowanego ciśnienia (1, 2, 13, 26, 27). Najpierw nastąpiła depozycja piasku drobnoziarnistego o warstwowaniu riplemarkowym małej skali. Następnie w wyniku tarcia prądu turbulentnego o warstwę nieskonsolidowanego, nasyconego wodą piasku, działającego jako warstwa kohezyjna, nastąpił rozwój fałdów konwolutnych. Wskutek wzrostu tarcia prądu turbulentnego o dno, warstwowany, hydroplastyczny osad był „wyciągany” ku górze w konwolucje, które następnie zostały pochylone w kierunku paleoprądu. Dalszy wzrost siły prądu turbulentnego spowodował ścięcie erozyjne górnej części niektórych fałdów. Deformacja i depozycja osadu odbywały się prawie jednocześnie.

Pochylenie fałdów w kierunku paleoprądu oraz prawie prostopadła w stosunku do niego orientacja grzbietów konwolucji potwierdzają powyższe poglądy. Jednakże niewykluczone, że struktury konwolutive mogły powstać przy jednoczesnym udziale pionowego przechodzenia wody przez luźno upakowany osad lub wydobywania wody z osadu w wyniku tarcia prądu turbulentnego o dno.

L I T E R A T U R A

1. Aario R. — Syn depositional deformation in the Kurkiselkä esker, Finland. Bull. Geol. Soc. Finland 1971 no. 43.
2. Aartolahti T. — Contorted structures in Quater-

- nary glaciofluvial deposits in southern Finland. Ann. Acad. Sci. Fennicae 1987 vol. 3. no. 154.
3. Anketell J.M., Dżułyński S. — Patterns of density controlled convolutions involving statistically homogeneous and heterogeneous layers. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1968 t. 38.
4. Anketell J.M., Cegła J., Dżułyński S. — On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Ibidem 1970 t. 40 z. 1.
5. Davies H.G. — Convolute lamination and other structures from the Lower Coal Measures of Yorkshire. Sedimentology 1965 vol. 5.
6. Dionne J.G. — Contorted structures in unconsolidated Quaternary deposits, Lake Saint-Jean and Saguenay regions. Quebec. Rev. Geogr. Montr. 1971 no. 25.
7. Dott D.H., Howard J.K. — Convolute lamination in non-graded sequences. J. Geol. 1962 vol. 70.
8. Dżułyński S., Smith A.J. — Convolute lamination, its origin, preservation, and directional significance, J. Sed. Petrol. 1963 vol. 33.
9. Dżułyński S., Walton E.K. — Sedimentary features of flysch and greywackes. Developments in Sedimentology. Elsevier Amsterdam 1965 vol. 7.
10. Gradziński R. i in. — Sedimentologia. Wyd. Geol. 1976.
11. Haaf E.T. — Significance of convolute lamination. Geol. en Mijnbouw 1956 vol. 18.
12. Jopling A.V., Walker R.G. — Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. J. Sed. Petrol. 1968 vol. 38.
13. Kuenen P.H. — Graded bedding with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain. Verhandl. Koninkl. Ned. Akad. Wetenschap. Amsterdam 1953 Afd. Nat. 20.
14. Landvik J.Y., Mangerud J. — A Pleistocene sandur in western Norway: facies relationships and sedimentological characteristics. Boreas 1985 vol. 14.
15. Lowe D.R. — Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology 1975 vol. 22.
16. McKee E.D. — Significance of climbing-ripple structures. Prof. Pap. U. S. Geol. Surv. 1966 no. 550-D.
17. McKee E.D., Reynolds M.A., Baker C.H. — Laboratory studies on deformation in unconsolidated sediments. Ibidem 1962 no. 450-D.
18. Miall A.D. — A review of the braided river depositional environment. Earth Sci. Rev. 1977 vol. 13.
19. Miall A.D. — Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits. [W:] Fluvial Sedimentology, red. Miall A.D. Mem. Can. Soc. Petrol. Geol. 1978 no. 5.
20. Okko M. — Convolute lamination in a Late Pleistocene deposit at Pannujärvi, Tuulos, Finland. Comptes Rendus de la Soc. Géol. Finlande 1967 no. 39.
21. Plint A.G. — Sandy fluvial point-bar sediments from the Middle Eocene of Dorset, England. [W:] Modern and Ancient Fluvial Systems, red. Collinson J.D., Lewin J. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 1983 no. 6.
22. Pettijohn F.J., Potter P.E. — Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1964.
23. Potter P.E., Pettijohn F.J. — Paleocurrents and basin analysis. Ibidem 1977.
24. Reineck H.E., Singh I.B. — Depositional sedimentary environments. Ibidem 1973.

25. Sanders J.E. — Origin of convoluted laminae. Geol. Mag. 1960 vol. 97.
26. Sanders J.E. — Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. [W:] Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, red. Middleton G.U. Spec. Publs Soc. Econ. Paleont. Miner. 1965 no. 12.
27. Selley R.G. — An introduction to sedimentology. Academic Press, London 1982.
28. Sutton R.G., Lewis T.L. — Regional patterns of crosslaminae and convolutions in a single bed. J. Sed. Petrol. 1966 vol. 42.
29. Vesajoki H. — Deformation of soft sandy sediments during deglaciation and subsequent emergence of land areas; examples from northern Karelia, Finland. Boreas 1982 vol. 11.

SUMMARY

Glaciolimnic and glaciofluvial sediments of the Vistula Glaciation age near Górzno and Lidzbark Welski contain convolute deformations. Within glaciolimnic sediments to the north of Górzno the convolute structures occur within three beds and form diapir-like ridges or narrow folds and microfolds with amplitude from several to several dozen centimeters. Development of these deformations started after deposition due to vertical movements of fresh sediments with unstable density bedding. Convolute deformations noted in glaciofluvial sediments to the south of Lidzbark Welski, form distinct folds with amplitudes of 10–12 cm, inclined upcurrent and locally erosively cut in the top. These convolutions are of symsedimentary origin and developed due to friction of turbulent current

passing over a non-consolidated and water-saturated sand with ripplemark small-scale bedding at varying pressure. They could be formed at simultaneous passing of water through a loose deposit or extraction of water from the sediment at bottom friction of turbulent current.

РЕЗЮМЕ

В окрестностях Гужна и Лидзбарка Вельского в озерно-ледниковых и ледниково-речных отложениях оледенения Вислы (вистулий) обнаружено присутствие конволютных деформаций. К северу от Гужна в пределах озерно-ледниковых отложений конволютные структуры присутствуют в трех слоях и развиты в виде диапировых гребней, или узких складок и микроскладок амплитудой от нескольких до более десятка сантиметров. Эти деформации развивались постседиментационно вследствие вертикальных движений только что накопленных осадков с неуравновешенной плотностной слоистостью. Конволютные деформации в ледниково-речных отложениях, развитые к югу от Лидзбарка Вельского, имеют форму четких складок амплитудой 10–12 см, наклоненных в направлении палеотечения, и местами в верхней части срезанных эрозией. Эти конволюции образовались синседиментационно вследствие трения турбулентного течения в условиях непостоянного давления о слой неконсолидированного, насыщенного водой, песка с тонкой слоистостью типа ложных знаков ряби. Не исключено, что они могли образоваться при одновременном участии вертикального движения воды через осадки с неплотной упаковкой, или отдачи воды осадком в результате трения турбулентного течения о дно.