

MARIAN HARASIMIUK¹, JACEK RUTKOWSKI²

O STRUKTURACH DEFORMACYJNYCH I SEDYMENTACJI PIASKÓW SARMATU REJONU CHEŁMA

(Tabl. XXXI—XXXII i 6 fig.)

*Deformational structures and sedimentation of Miocene
(Sarmatian) sands in the area of Chełm (Eastern Poland)*

(Pl. XXXI—XXXII and 6 Figs.)

Treść: Tematem pracy są synsedymencyjne struktury deformacyjne związane z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym, występujące w piaskach sarmatu w rejonie Chełma. Zwrócono uwagę na ich podobieństwo do niektórych struktur uważanych za peryglacjalne. Zainteresowano się także warstwowaniami przekątnymi i uziarnieniem piasków.

WSTĘP

Morskie osady sarmatu rozwinięte są na obszarze Polski w trzech facjach, a to ilastej, węglanowo-detrytycznej oraz piaszczystej (fig. 1). Największe rozprzestrzenienie wykazuje facja ilów krakowieckich wypełniających zapadlisko przedkarpackie. Znacznie mniejszy zasięg posiada facja węglanowo-detrytyczna ograniczona do południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Lubelskiej oraz Roztocza. Najmniejsze rozprzestrzenienie mają bezwapniste piaski zawierające na ogół w stropie kongrecje piaskowców, których sedymentacja jest tematem artykułu. Występują one jedynie na Wyżynie Lubelskiej, na południe od Lublina (Piotrków i Chmiel), na wschód od Kraśnika (Sułów i Aleksandrówka) oraz w rejonie Rejowca i Chełma.

Interesujące nas osady były tematem prac wielu autorów, jak np. K. Jurkiewicza, J. Trejdosiwicza i C. Gegela, których poglądy omawia M. Turnau-Morawska (1950). W okresie późniejszym zajmowali się nimi A. Jahn (1956), K. Kowalewski (1958), J. Morawski (1959), Ł. Górecka (1958) oraz J. Rutkowski i M. Harasimiuk (1970). Większość tych prac dotyczy stropowej części serii zawierającej piaskowce, natomiast sedymentacja piasków nie była, jak dotychczas, szczegółowiej badana.

Interesujące nas osady sarmatu na Wyżynie Lubelskiej występują

¹ Instytut Nauk o Ziemi, Zakład Geografii Fizycznej, Uniwersytet M. Curie-Skłodowskiej, Lublin, ul. Akademicka 12.

² Instytut Mineralogii i Złóż Surowców Mineralnych, Zakład Złóż Surowców Skalnych, AGH, Kraków, al. Mickiewicza 30.

zwykle w formie izolowanych płatów tworzących stropowe części typowych dla tego rejonu wznórz wyspowych (A. J a h n, 1956). Podłoże utworów sarmackich stanowi kreda lub oligocen. Spąg sarmatu leży na różnych wysokościach 215—263 m n.p.m., co spowodowane jest bardzo urozmaiconą rzeźbą podłoża kredowego uwarunkowaną zjawiskami krasowymi i denudacją. Miąższość sarmatu zmienia się od kilku do około 30 m. Stratygraficznie osady te reprezentują dolny sarmat (poziom wołyński) (K. K o w a l e w s k i, 1924, 1958). Tylko w Czuczycach wedle tego autora występuje

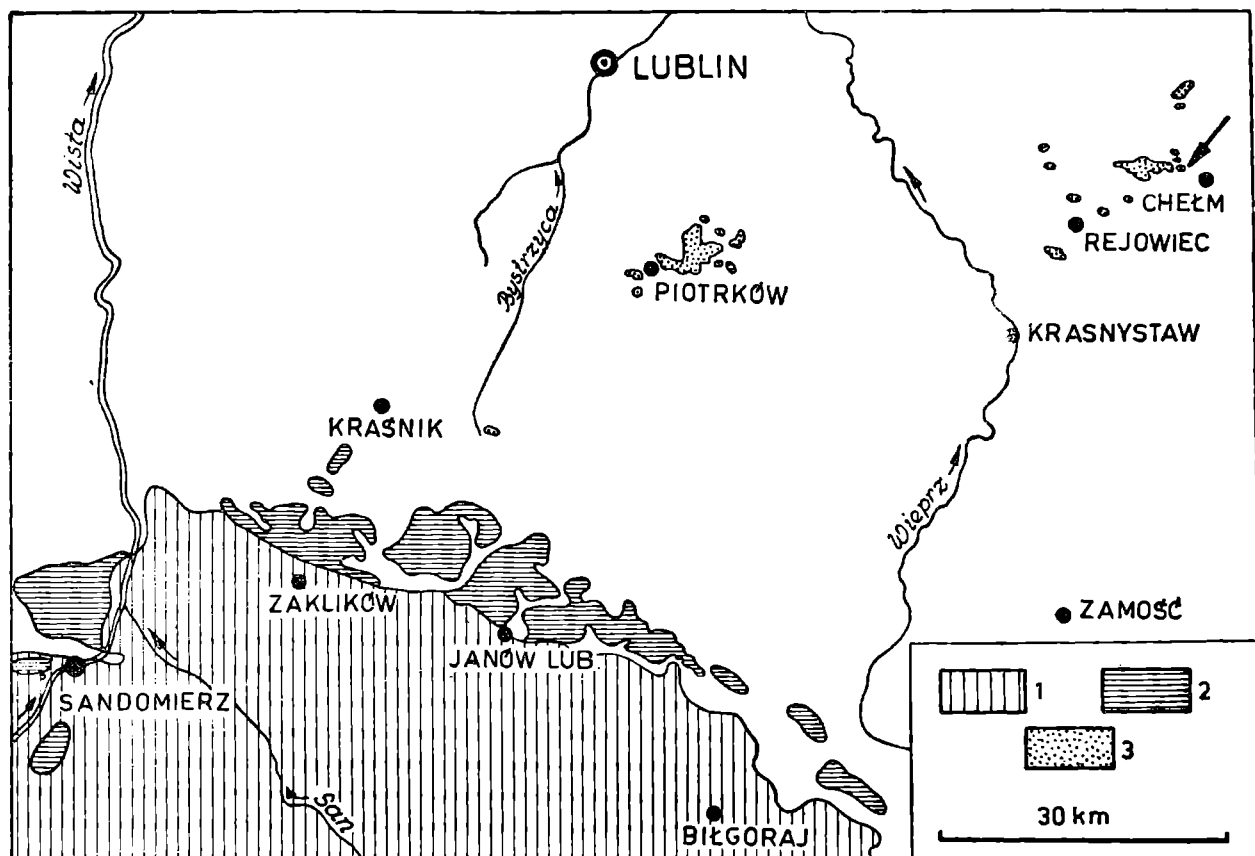


Fig. 1. Zasięg facji sarmatu na Wyżynie Lubelskiej i terenach sąsiednich. 1 — iły krakowieckie; 2 — osady węglanowe i detrytyczne; 3 — piaski z konkrecjami piaskowców; Strzałka wskazuje lokalizację badanej piaskowni

Fig. 1. Facies of the Sarmatian in the Lublin Upland and adjacent regions. 1 — Krakowice clays; 2 — carbonate and clastic sediments; 3 — sands with concretions of siliceous sandstones. The arrow indicates the sand-pit studied

sarmat środkowy. Nowe oznaczenia fauny wykonane przez prof. dra W. K r a c h a, za co autorzy składają mu serdeczne podziękowania, wskazują, że omawiane osady są górną częścią sarmatu dolnego.

LITOLOGIA

Najlepsze i najpełniejsze odsłonięcie sarmatu, będące tematem dalszych rozważań, znajduje się w piaskowni w Kolonii Rudka, położonej około 3 km na zachód od Chełma, na północ od szosy Chełm — Rejowiec. Piaskownia położona jest na południowo-zachodnim stoku wznórz o wysokości 265 m n.p.m. Główna ściana eksploatacyjna dochodzi obecnie do jego szczytowej części. Występujące tutaj piaski są masowo użytkowane dla celów budowlanych.

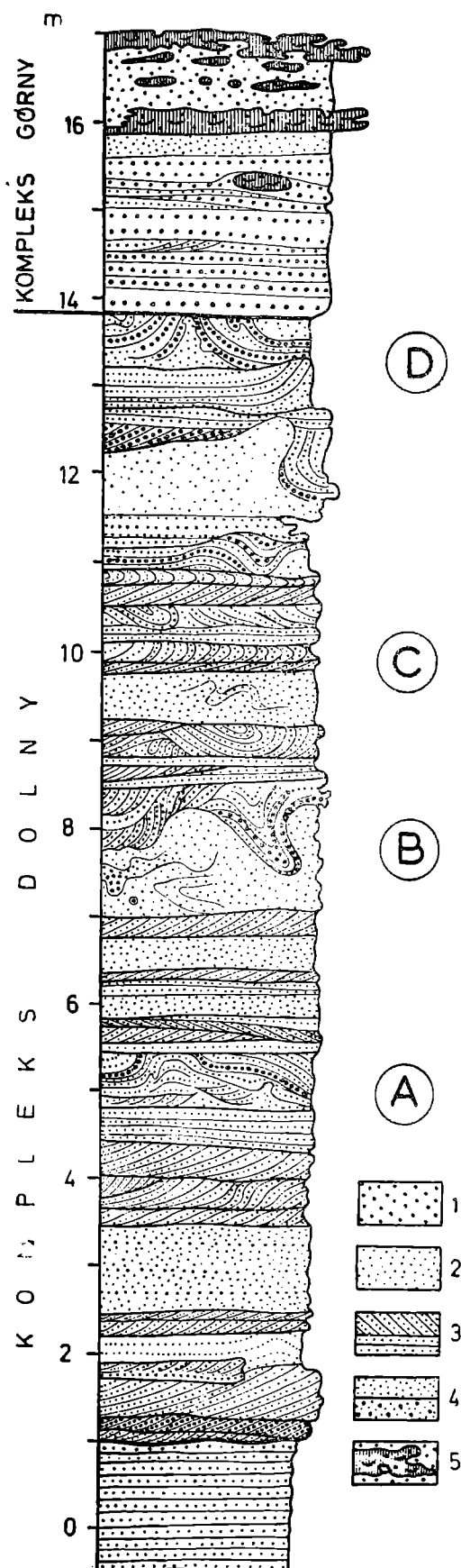


Fig. 2. Profil górnej części piaskowni w Kolonii Rudka koło Chełmu. 1 — piaski grubo i średnioziarniste; 2 — piaski drobnoziarniste; 3 — osady laminowane przekątnie lub równoległe; 4 — osady bezstrukturalne; 5 — piaskowce z fauną

Fig. 2. Profile of the upper part of the sand-pit at Kolonia Rudka near Chełm. 1 — coarse- and medium-grained sands; 2 — fine-grained sands; 3 — sands with horizontal and cross-lamination; 4 — structureless sands; 5 — fossiliferous sandstones

Podłożem sarmatu jest tu kreda pisząca i opoki górnego mastrychtu widoczne w południowej i południowo-zachodniej części piaskowni. W obrębie wzgórza wykazuje ono duże deniwelacje do dwudziestu kilku metrów. Ponad kredą obserwuje się 3 cm warstewkę drobnoziarnistego, zielonkawobrunatnego piasku przedstawiającego oligocen lub produkt jego rozmywania powstały w miocenie.

W obrębie osadów sarmatu opierając się na różnicach w uziarnieniu i w charakterze struktur sedymentacyjnych można wydzielić dwa kompleksy (fig. 2). Dolny wykształcony jest jako drobno- i średnioziarniste piaski, niekiedy, szczególnie w górze, przekątnie warstwowane. Górny kompleks reprezentują zazwyczaj gruboziarniste piaski z przeławiczeniami piaskowców. Jego spąg nachylony jest ku południowi pod kątem około 5° .

Kompleks dolny posiada miąższość od kilkudziesięciu centymetrów, co ma miejsce w południowej części piaskowni ponad odsłonięciem kredy, aż do ponad 27 m w środku piaskowni. Jest on utworzony z drobno-, rzadziej średnio-, a wyjątkowo gruboziarnistych piasków kwarcowych, odznaczających się szczególnie w części dolnej jasnym, niekiedy nawet białym zabarwieniem. W górnej części ściany piaski zabarwione są niekiedy wtórnie związkami żelaza, co nadaje im rdzawe zabarwienie i nieco większą odporność. W czasie wysychania ściany silniej żazelazone warstewki ulegają wypreparowaniu, co podkreśla struktury sedymentacyjne (tabl. XXXI, XXXII).

Głównym składnikiem piasków jest kwarc. Na szczególną uwagę zasługuje fakt, że jego duże ziarna są przeważnie dobrze obtoczone i szkliste. W nieznacznej ilości obserwuje się okruchy rogowców i kwarcytów, rzadziej glaukonit i tlenki żelaza, sporadycznie skalenie. Minerale ciężkie występujące w piaskach sarmatu w Gruszowie koło Rejowca badała M. T u r n a u - M o r a w s k a (1950). Obok minerałów odpornych (cyjanit, staurolit, rutyl, cyrkon i granat) pojawiają się tu także minerale nieodporne jak piroksen, amfibol i biotyt. Zdaniem cytowanej autorki wraz z obecnością plagioklazów świadczy to o pochodzeniu materiału klastycznego sarmatu z erozji skał metamorficznych i magmowych.

Celem bliższego scharakteryzowania piasków wykonano 46 analiz składu ziarnowego, obliczając dla otrzymanych rozkładów parametry statystyczne D. L. I n m a n a (1952) (fig. 3 i 6). Zmienność średniej średnicy ziarna $M\phi$ i współczynnika wysortowania $\sigma\phi$ przedstawiono w formie rozkładów (fig. 3) informujących o częstości występowania prób o danej wartości tych parametrów. Na podstawie uziarnienia oraz różnic w charakterze struktur sedymentacyjnych rozdzielono omawiany kompleks na trzy części, których miąższość w roku 1970 idąc od dołu wynosiła 5,5 i 13 m. Ku południowi grubość części górnej rośnie, a dwóch pozostałych ulega redukcji.

Część najniższa wykształcona jest jako średnio-, rzadziej drobnoziarniste piaski, nie wykazujące wyraźniejszych struktur sedymentacyjnych. Ich średnia wielkość ziarna $M\phi$ zmienia się w granicach $1,03\text{--}3,05\ \phi$ ($0,49\text{--}0,12\ \text{mm}$). Są one średnio, rzadziej dobrze lub słabo wysortowane, na co wskazuje współczynnik dyspersji (wysortowania) $\sigma\phi$ zmieniający się od 0,37 do 1,05. Część środkowa poziomo laminowana jest wyłącznie drobnoziarnista ($M\phi$ równe $2,50\text{--}3,07\ \phi$ lub $0,18\text{--}0,12\ \text{mm}$) i bardzo dobrze, rzadziej dobrze wysortowana ($\sigma\phi$ równe $0,13\text{--}0,43$). Część górna odznacza się obecnością licznych warstwowań przekątnych i zaburzeń typu pogrążów. Obserwuje się tu ponownie średnie, rzadziej drobne ziarno ($M\phi$ równe $1,40\text{--}2,10\ \phi$ lub $0,38\text{--}0,23\ \text{mm}$). Wysortowanie jest tutaj zmienne od bardzo dobrego aż do średniego ($\sigma\phi$ równe $0,22\text{--}1,24$). Współczynnik

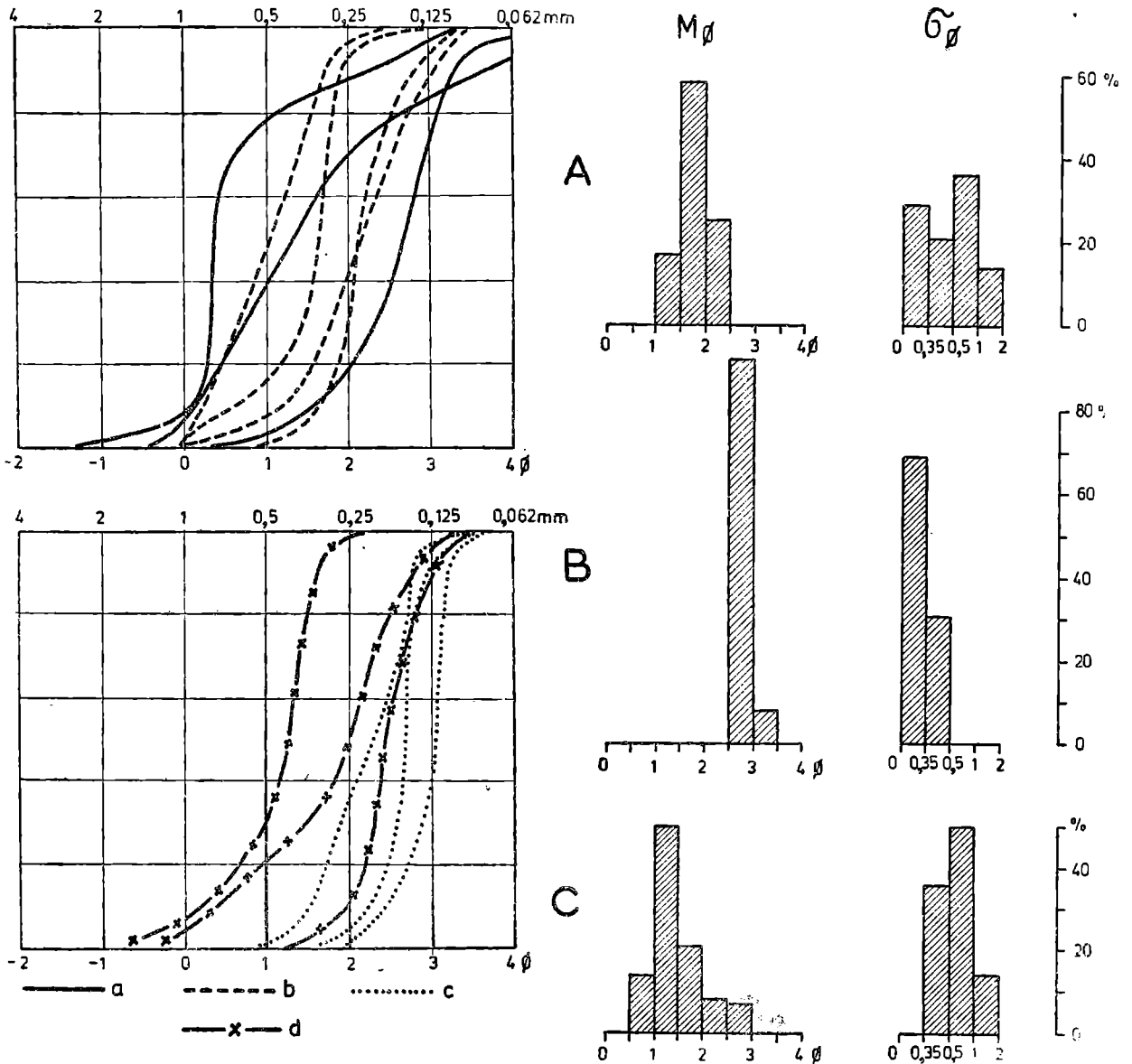


Fig. 3. Zmienność uziarnienia piasków sarmatu. Przykładowe krzywe uziarnienia piasków: a — kompleks górny; b — kompleks dolny część górna; c — część środkowa; d — część dolna. Zmienność średniej wielkości ziarna $M\phi$ i współczynnika wysortowania $\sigma\phi$ w piaskach kompleksu dolnego: A — część górna; B — część środkowa; C — część dolna

Fig. 3. Variation in grain size distribution of the Sarmatians sands. Grain-size distribution curves for: a — upper complex; b — lower complex-upper part; c — lower complex, middle part; d — lower complex lower part. Variation of mean grain size $M\phi$ and sorting coefficient $\sigma\phi$ in sands of the lower complex: A — upper part; B — middle part; C — lower part

skośności α , charakteryzujący asymetrię rozkładów uziarnienia piasków, w kompleksie dolnym zmienia się od $-0,61$ do $+0,54$, przeważnie jednak dla 75% próbek wykazuje wartości ujemne, co świadczy o pewnej przewadze materiału drobnoziarnistego.

Kompleks górny o zachowanej miąższości około 3 m widoczny jest w południowo-wschodniej części piaskowni. Na zaburzonych i ściętych erozyjnie piaskach kompleksu dolnego ostrą granicą leżą przeważnie gruboziarniste piaski, zabarwione rdzawo związkami żelaza (fig. 2). W przeciwieństwie do podścielających je osadów są one grubo i niezbyt wyraźnie

warstwowane. Znaczne różnice dotyczą także uziarnienia. Piaski omawianego kompleksu wykazują najczęściej grube lub średnie ziarno ($M\phi$ najczęściej w granicach 0,64—1,70 ϕ , lub 0,64—0,31 mm). Tylko niektóre bardziej drobnoziarniste próbki mają $M\phi$ równe 2,27—2,70 ϕ . Wyszortowanie piasków należy uznać za średnie, rzadziej słabe lub dobre ($\sigma\phi$ równe 0,40—1,39). W przeciwieństwie do kompleksu dolnego większość bardziej gruboziarnistych próbek jest silnie skośna dodatnio ($\alpha\phi$ równe +0,32 — +0,70).

W górnej części kompleksu występują nieregularne ławice lub skupienia piaskowców (fig. 2) powstałych na skutek nierównomiernej, konkrecyjnej cementacji osadu przez krzemionkę (M. T u r n a u - M o r a w s k a 1950). W piaskowcach występuje liczna fauna małży, rzadziej ślimaków zachowana w formie zsylikowanej lub jako próżnie. Niekiedy tworzy ona większe nagromadzenia, nadające skale charakter zlepu muszlowego, typowe dla stropowej partii kompleksu (J. T r e j d o s i e w i c z 1883). Szczególnie interesujące są tu oolity krzemionkowe. Petrografia piaskowców była tematem szczegółowych badań M. T u r n a u - M o r a w s k i e j (1950).

Nierównomierność sylikacji zaznacza się szczególnie w zróżnicowaniu własności fizycznych piaskowców. Dotyczy to przede wszystkim gęstości pozornej (ciężaru objętościowego), która w badanych przez nas 32 próbkach piaskowców wynosi średnio 2,31 g/cm³ przy wahaniach 2,04—2,46 g/cm³, odchyleniu standardowym 0,11 g/cm³, oraz nasiąkliwości wagowej (0,9—5,5%, średnio 2,6%). Podobnie zmienna jest wytrzymałość na ściskanie, która w rejonie Chełmu waha się w granicach 420—2070 kG/cm² (L. B o r o w s k i 1929). Piaskowce jako najtwardsza skała występująca na omawianym terenie były dawniej masowo stosowane dla celów drogowych.

SEDYMENTACJA

Charakter sedymentacyjny osadów sarmatu w profilu odsłonięcia jest dość zmienny (fig. 2). W kompleksie dolnym jego niższa i środkowa część wykazuje przeważnie laminację poziomą, bądź też makroskopowo obie są bezstrukturalne. W części górnej, najbardziej interesującej uwydatnia się warstwowanie przekątne i struktury deformacyjne związane z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym. Kompleks górny jest bardzo grubo i niezbyt wyraźnie poziomo laminowany.

W a r s t w o w a n i a p r z e k ą t n e

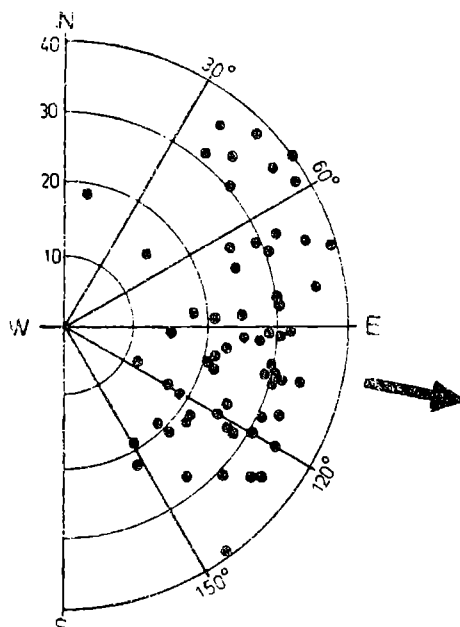
W górnej części kompleksu dolnego największe znaczenie posiadają ławice przekątne warstwowane (fig. 2, 5 A, tabl. XXXI) stanowiące około 70% miąższości profilu. Podobne stosunki stwierdza się także uwzględniając liczbę jednostek sedymentacyjnych. Pozostałe ławice wykazują laminację poziomą, bądź też mają charakter bezstrukturalny. Grubość poszczególnych warstwowanych przekątne jednostek sedymentacyjnych wynosi przeciętnie od kilku do około 50 cm, a wyjątkowo nawet ponad 1 m. Przebieg nachylenia lamin w nie zaburzonych wtórnie jednostkach sedymentacyjnych wynosi od 20 do 35° (fig. 4). Poszczególne jednostki mają przeważnie charakter płaski, a ich kontakt spągowy jest tangencjalny. Większość jednostek sedymentacyjnych jest ścięta erozyjnie.

Warstwowania przekątne wskazują na transport ku wschodowi (średnio 100°), a ich kierunki są mało zmienne (współczynnik zwartości obli-

czony wg J. R. Curra ya (1956) dla 60 pomiarów wynosi 0,87). Mimo bardzo dużej zwartości pomiarów średni kierunek transportu należy uznać za niecharakterystyczny i nieprzydatny do regionalnej interpretacji. Na zachód od Chełma brak jest bowiem osadów, które mogłyby dostarczyć

Fig. 4. Kierunki warstwowań przekątnych w piaskach sarmatu z Kolonii Rudka. Punkty na diagramie są śladami normalnych do lamin warstwowania przekątnego. Projekcja prawej części górnej półkuli

Fig. 4. Directions of cross-stratification in Sarmatian sands in the sand-pit at Kolonia Rudka. Projection points of normals to the planes of cross-laminae, on the right half of the upper hemisphere



materiału piaszczystego, jaki w tak dużych ilościach obserwujemy w sarmacie tego obszaru. Wydaje się, że mógł on pochodzić jedynie ze wschodu (masyw ukraiński), co zdaje się potwierdzać obecność nieodpornych minerałów ciężkich. Stąd też należy uznać, że pomierzony średni kierunek transportu jest spowodowany prawdopodobnie lokalnymi zmianami prądów wśród łań piaszczystych.

Struktury deformacyjne

Osady sarmatu rejonu Chełma charakteryzuje obecność licznych struktur deformacyjnych typu pogrążeń (J. Rutkowski, M. Harasim i uk, 1970). Występują one najczęściej w górnej, przekątnie warstwowanej części kompleksu dolnego. Podobne struktury stwierdzono także w Czulczycach położonych na północ od Chełma.

Charakter zaburzeń jest różny (fig. 2, 5, tabl. XXXI, XXXII). Najczęściej mamy do czynienia z wygięciem, zafałdowaniem lub zaburzeniem pojedynczych lamin warstwowania przekątnego lub całych jednostek sedymentacyjnych. W niektórych punktach profilu występują struktury diapirowe, wypełnione drobnoziarnistym, bezstrukturalnym piaskiem (fig. 2 A, B, D, fig. 5 B). Mogą one zarówno wyginać ku górze kilka pojedynczych lamin o łącznej grubości kilku cm, jak i całe zespoły utworzone z kilku jednostek sedymentacyjnych o sumarycznej miąższości dochodzącej do 70 cm. Niektóre diapiry zostały ścięte erozyjnie (fig. 2 D, 5 A). Obserwuje się także struktury kropłowe utworzone z gruboziarnistego piasku pogrążone w materiale bardziej drobnoziarnistym (fig. 5 D).

Natężenie zaburzeń jest zmienne. Najczęściej obserwuje się przekątnie warstwowane jednostki sedymentacyjne, w których górna część lamin jest podgięta ku górze lub odwrócona (fig. 2 C, tabl. XXXI, fig. 1). Tego rodzaju struktury były opisywane na przykład jako „śródformacyjne odwrócone

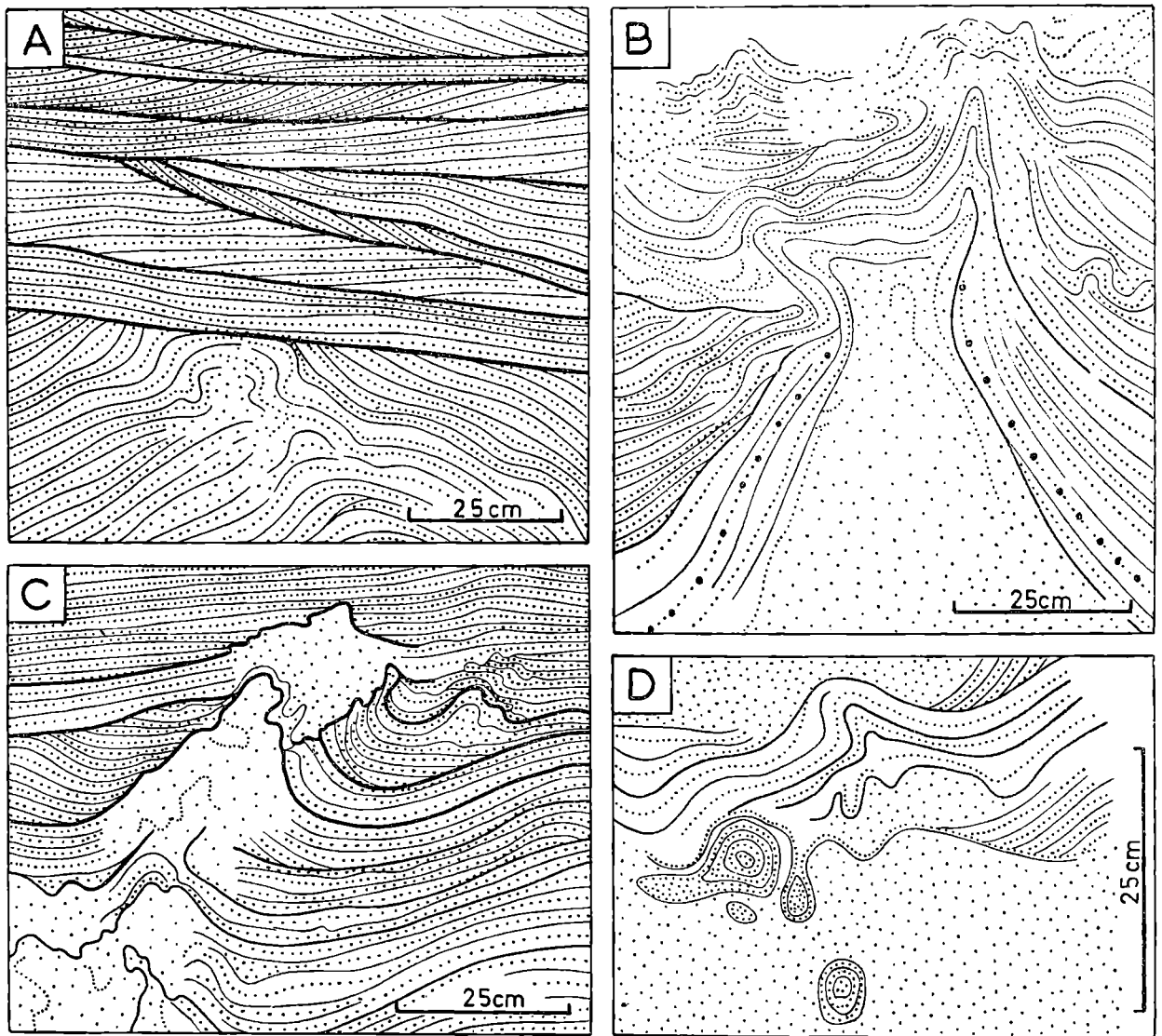


Fig. 5. Struktury sedymentacyjne i ich deformacja w piaskach sarmatu z Kolonii Rudka. Objaśnienia jak na fig. 2. A — warstwowane przekątnie piaski sarmatu. W dolnej części rysunku struktura diapirowa ścięta erozyjnie; B — struktura o charakterze diapiiru przebijająca nadległe piaski; C — częściowe zaburzenie kilku jednostek sedymentacyjnych przez tworzącą się strukturę diapirową; D — struktury kropłowe w piaskach

Fig. 5. Sedimentary structures and their deformations in the Sarmatian sands at Kolonia Rudka. Lithologic symbols as in Fig. 2. A — cross-laminated sands. A diapire-like structure truncated by erosion is visible in the lower part of the drawing; B — diapire-like structure piercing the overlying sand; C — partial deformation of several sets of cross-laminae by a forming diapire-like structure; D — drop-like structures in sands

faldy” czy też „odwrócone warstwowanie skośne” (patrz np. P. E. P o t t e r, H. P. G l a s s 1958, R. G r a d z i ń s k i, 1970). Dalsze stadium polega na silnym zaburzeniu i pofałdowaniu lamin określonej jednostki sedymentacyjnej, gdy tymczasem, otaczające ją jednostki pozostają nie zaburzone (tabl. XXXI, fig. 2). Wreszcie najsilniejsze zaburzenia polegają na wzajemnym pofałdowaniu kilku jednostek sedymentacyjnych, które stają się bardzo silnie pomięte i przefałdowane (tabl. XXXII, fig. 2).

Cechą charakterystyczną ogromnej większości zaburzonych jednostek sedymentacyjnych lub ich zespołów jest ścięcie ich górnej części na skutek działalności prądów i poziome zaleganie wyżej ległych ławic (fig. 5 A).

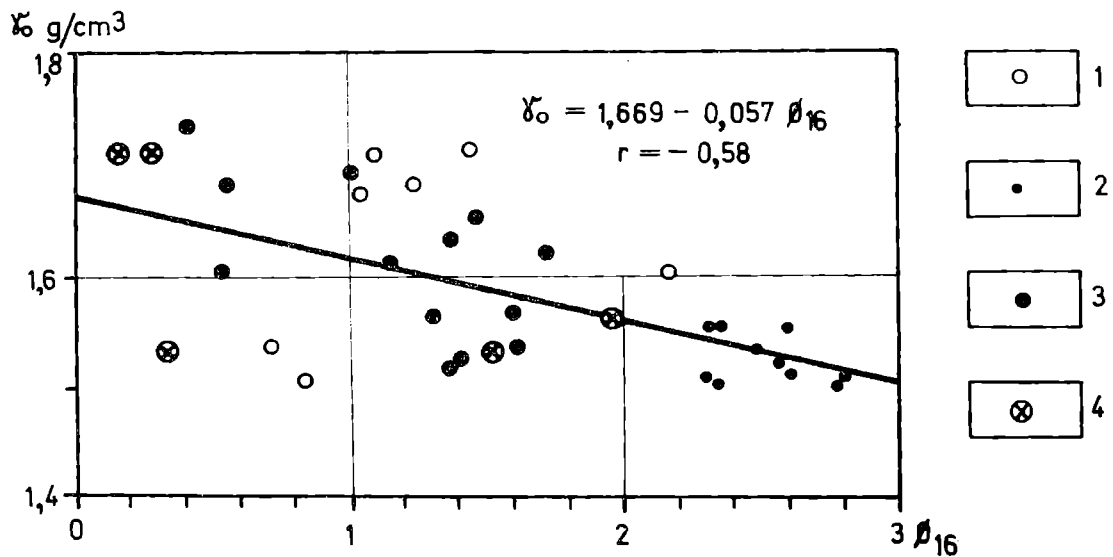
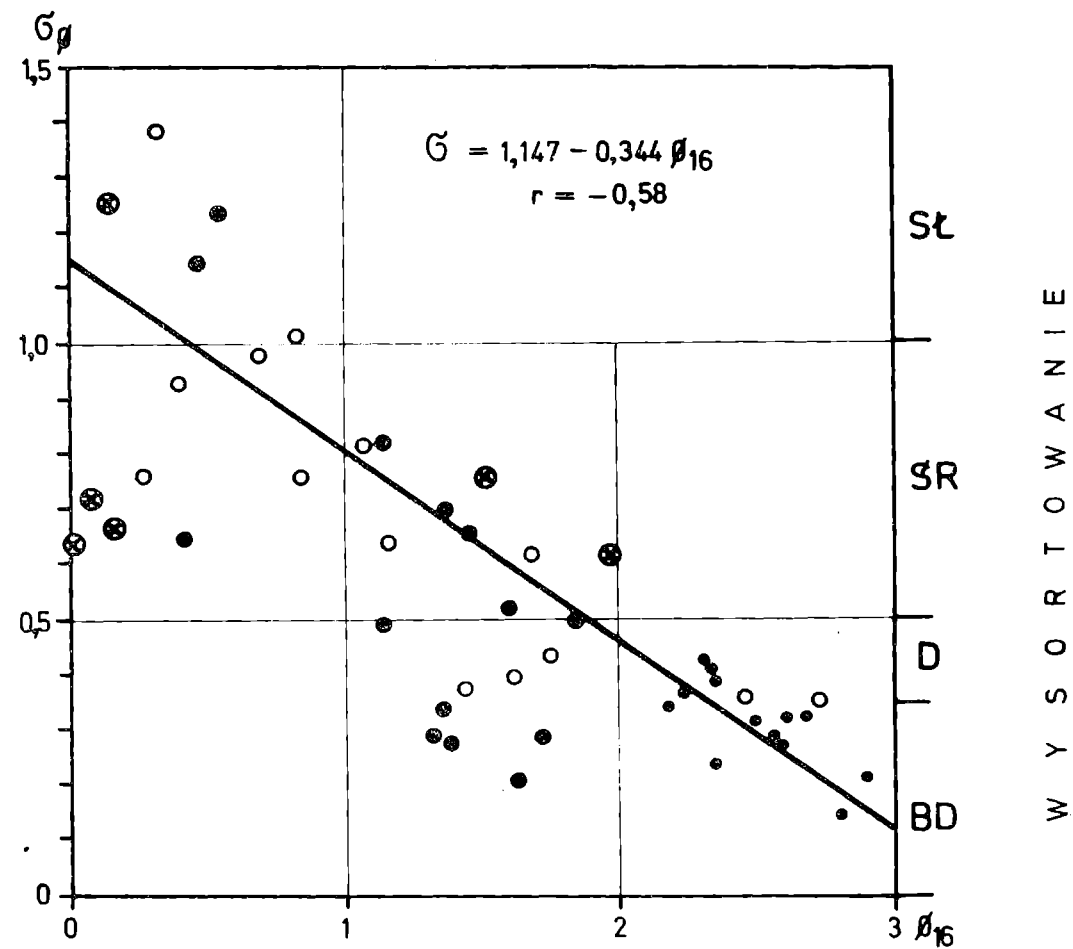


Fig. 6. Zależność pomiędzy wysortowaniem piasku $\sigma \Phi$ a wielkością ziarna (Φ_{16}) oraz pomiędzy gęstością (γ_0) a wielkością ziarna (Φ_{16}). BD — bardzo dobrze wysortowane; D — dobrze wysortowane; SR — średnio wysortowane; SL — słabo wysortowane; 1 — piaski kompleksu górnego; 2 — piaski kompleksu dolnego, część górna; 3 — część środkowa; 4 — część dolna

Fig. 6. Relation between sorting $\sigma \Phi$ and grain-size (Φ_{16}), and between bulk density of sand (γ_0) and grain size (Φ_{16}); BD — very well sorted; D — well sorted; SR — medium sorted; SL — poorly sorted sands; 1 — sands of the upper complex; 2 — sands of the lower complex, upper part; 3 — sands of the lower part complex, middle part; 4 — sands of the lower complex, lower part

Wskazuje to niewątpliwie, że opisane zaburzenia powstały w czasie sedymentacji interesujących nas osadów, a więc w miocenie.

Przedstawione zaburzenia, a szczególnie struktury kropłowe oraz diapiry należy wiązać z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym (S. D ż u ł y ń s k i 1966). Jak już wspomniano, szczególnie licznie występują one w górnej części kompleksu dolnego, gdzie obserwujemy naprzemianległe ułożenie warstewek średnio- i drobnoziarnistych. W pozostałych częściach profilu, bardziej jednolitych pod względem uziarnienia zaburzenia takie są znacznie rzadsze lub nawet nie występują. Zjawisko to wiąże się z faktem, że wysortowanie piasku, a także jego gęstość są zależne w istotny sposób od wielkości ziarna. Fig. 6 ilustruje te zależności, przy czym za miarę wielkości ziarna przyjęto średnicę przy 16%, a gęstość (ciężar objętościowy) określono jako gęstość nasypową dla piasku zagęszczonego. Próbkę bardziej gruboziarnistą jako słabiej wysortowaną odznaczają się nieco większą gęstością niż drobnoziarnistą, które są lepiej wysortowane. Tym samym z chwilą lokalnego upłynnienia się osadu zaczęły się w nim pograżać, wyciskając na powierzchnię materiał bardziej drobnoziarnisty, a tym samym nieco lżejszy. W sposób analogiczny powstały struktury kropłowe, stanowiące efekt grzeźnięcia cięższych skupień gruboziarnistego piasku. Powstałe w podany powyżej sposób struktury są analogiczne do form, jakie przedstawiają J. B u t r y m et al. (1964), J. M. A n k e t e l l et al. (1970) oraz J. C e g ł a i S. D ż u ł y ń s k i (1970).

Struktury deformacyjne powstałe w sarmacie w rejonie Chełma, a więc w klimacie zdecydowanie ciepłym posiadają analogiczny charakter do niektórych struktur określanymi mianem peryglacialnych (patrz np. A. J a h n 1951, 1970, J. D y l i k 1952, J. E. M o j s k i 1958) i były dawniej za takie uważane (R. R a c i n o w s k i i J. R z e c h o w s k i 1960, str. 245).

UWAGI KOŃCOWE

Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że piaski sarmatu rejonu Chełma stanowią osad płytkowodny powstały na skutek intensywnej działalności prądów. Jest to interesujący przykład osadów, gdzie określony średni kierunek transportu mimo bardzo dużej zwartości nie może być użyty do interpretacji paleogeograficznych. Stwierdzenie to zmusza do szczególnej ostrożności przy interpretacji niewielkich ilości pomiarów, których kierunki są bardziej zmienne.

Szczególnie interesujące są zaburzenia związane z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym. Ich obecność jest oczywiście uwarunkowana naprzemianległym ułożeniem warstewek średnio- i drobnoziarnistych, cięższych i lżejszych, a zatem występują one przede wszystkim w górnej części kompleksu dolnego. Pozostaje jednak pytanie, dlaczego w omawianych osadach są one tak częste i rozwijają się niekiedy na tak dużą skalę, gdy tymczasem w wielu innych podobnie wykształconych utworach odgrywają znacznie mniejszą rolę. Jednym z czynników było tutaj prawdopodobnie dobre obtoczenie dużych ziarn kwarcu ułatwiające ich wzajemne przesuwanie się przy upłynnieniu. Znaczna część ziarna osadzała się pierwotnie zapewne w sposób dość luźny, ułatwiając w ten sposób wydzielenie się pewnej ilości wody przy zagęszczaniu, a tym samym upłynnienie się osadu.

Na uwagę zasługuje również fakt, że opisane struktury deformacyjne, analogiczne do niektórych struktur określonych jako „peryglacjalne”, powstały niewątpliwie w ciepłym klimacie panującym w miocenie i są synsedymencyjne.

Zakład Geografii Fizycznej
Instytutu Nauk o Ziemi
Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej
Lublin

Zakład Złóż Surowców Skalnych
Instytutu Mineralogii i Złóż Surowców Mineralnych
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków

WYKAZ LITERATURY

- Anketell J. M., Cegła J., Dżułyński S. (1970), On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 40, z. 1, pp. 3—30, Kraków.
- Borowski L. (1929), Wyniki badań laboratoryjnych materiałów kamiennych używanych do budowy i utrzymania dróg w Polsce. *Drog. Inst. Bad. przy Politechnice Warszawskiej*, Warszawa.
- Butrym J., Cegła J., Dżułyński S., Nalkonieczny S. (1964), New interpretation of „periglacial structures”, Nowa interpretacja „struktur peryglacjalnych”. *Folia Quaternaria*, 17, p. 1—34, Kraków.
- Cegła J., Dżułyński S. (1970), Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym (Systems with reversed density gradient and their occurrence in periglacial zones). *Acta Universitatis Wratislaviensis* 124, *Stud. geogr.* 13, p. 17—42. Wrocław.
- Curray J. R. (1946), The analysis of two-dimensional orientation data. *J. Geol.* 64, nr 2, p. 117—131, Chicago.
- Dylik J. (1952), Peryglacjalne struktury w plejstocenie środkowej Polski (Periglacial structures in the pleistocene deposits of middle Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.* 66, p. 53—113, Warszawa.
- Dżułyński S. (1966), O strukturach sedymentacyjnych związanych z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym (Sedimentary structures resulting from convection-like pattern of motion). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 36, z. 1, p. 3—21, Kraków.
- Górecka L. (1958), Budowa geologiczna złoża trzeciorzędowych piasków kwarcowych w Czuchycach koło Chełma Lubelskiego. *Prz. geol.* 6, nr 11, p. 483—486, Warszawa.
- Gradziński R. (1970), Sedimentation of dinosaur-bearing Upper Cretaceous deposits of the Nemegt Basin, Gobi Desert. *Palaeont. Pol.* 21, p. 147—229, Warszawa.
- Inman L. D. (1952), Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sedim. Petrol.* 22, nr 3, p. 125—145.
- Jahn A. (1951), Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy peryglacjalnej. *Acta Geol. Pol.* 2, nr 1—2, p. 159—290, Warszawa.
- Jahn A. (1956), Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and quaternary history of Lublin Plateau). *Pr. geogr., Inst. Geogr. PAN, (Geogr. Stud.)*. 7, p. 7—453, Warszawa.

- Jahn A. (1970), Zagadnienia strefy peryglacjalnej. PWN — Warszawa p. 7—200.
- Kowalewski K. (1924), O utworach trzeciorzędowych w północnej części Wyżyny Lubelskiej. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.* 8, p. 12—14, Warszawa.
- Kowalewski K. (1958), Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Miocene stratigraphy of Southern Poland with special attention paid to the southern margin of the Święty Krzyż Mountains). *Kwart. geol.* 2, nr 1, p. 3—43, Warszawa.
- Mojski J. E. (1958), Struktury krioturbacyjne na terasach Wisły w okolicy Włocławka (Cryoturbate phenomena in Vistula terraces in the region of Włocławek). *Biul. Perygl.* 6, p. 145—152, Łódź.
- Morawski J. (1959), Z zagadnień sedimentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny (On the Tertiary Sedimentation and relief of the Central and Northern Lublin Palatinate). *Ann. UMCS sect. B*, 12, (za r. 1957), p. 67—153, Lublin.
- Potter P. E., Glass H. D. (1958), Petrology and Sedimentation of the Pennsylvanian Sediments in Southern Illinois: A vertical profile. *Illinois State Geol. Surv. Rep. Invest.* 204, p. 5—60, Urbana.
- Raciniowski R., Rzechowski J. (1960), Z badań nad granulometrią osadów pleistocenijskich okolic Chełma Lubelskiego (On the granulometric investigations of Pleistocene deposits found in the environs of Chełm Lubelski). *Ann. UMCS sect. B*, 14 (za r. 1959), p. 207—292, Lublin.
- Rutkowski J., Harasimiuk M. (1970), Trzeciorząd okolic Chełma i Rejowca. *Przewodnik XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Lublinie.* p. 154—157, Warszawa.
- Trejdosięwicz J. (1883), O utworach trzeciorzędowych Guberni Lubelskiej. *Pam. Fizjogr.* 3, p. 85—112, Warszawa.
- Turnau-Morawska M. (1950), Spostrzeżenia, dotyczące sedimentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej (Remarks concerning sedimentation and diagenesis of Sarmatian deposits on the Lublin Upland). *Ann. UMCS sect. B*, 7, (za r. 1949), p. 135—194, Lublin.

SUMMARY

Abstract: Synsedimentary deformational structures associated with reversed density stratification in Miocene (Sarmatian) sands in the area of Chełm, east of Lublin, are described. These structures are similar to some structures regarded as periglacial.

Deformations of sedimentary structures associated with reversed density stratification were observed in Upper Miocene (Lower Sarmatian, Vohlynian zone) sands in the area of Chełm, east of Lublin. The area of sity stratification were observed in Upper Miocene (Lower Sarmatian, is presented in Fig. 1.

Two lithological complexes are present in the Sarmatian of the area of Chełm. The lower one consists of loose sands, the upper one of sands with irregular layers and lenses of sandstones with siliceous cement. Both complexes contain a rich Sarmatian fauna (K. Kowalewski, 1958), and siliceous oolites are present in the sandstones (M. Turnau-Morawska, 1950). The grain-size distribution of the sandstones is presented in Fig. 3 and Fig. 6, with the use of parameters of D. L. Inmann (1952).

The deformational structures occur mostly in the upper part of the lower complex (Fig. 2, Fig. 5, Plate XXXI and Plate XXXII), in medium and fine-grained sands, often cross-stratified. The directions of cross-stratification indicate palaeocurrents from the west to the east. The consistency ratio, calculated after J. R. C u r r a y (1956) has a high value of 0,87. However, on palaeogeographical grounds it is assumed that the source of the detrital material could not be situated in the west, and was situated east of the investigated area, in the Ukrainien massif.

Synsedimentary deformational structures of load deformation type, associated with reversed density stratification (S. D ż u ł y ń s k i, 1966), have various forms. Most frequently individual cross-laminae or sets of laminae are folded and deformed, while deformations of cosets are relatively rare. Diapire-like structures, sometimes filled with fine-grained structureless sand were also observed (Fig. 2, Fig. 5 B). Some diapires piercing the overlying laminae reached the depositional surface (Fig. 5 A). Drop-like structures of coarse-grained sand embedded in fine-grained sand were also observed (Fig. 5 D).

The intensity of deformations is variable. Most frequently in sets of cross-laminae the top laminae are bent upwards or overturned (Fig. 2 C, Plate XXXI, Fig. 1). Such structures were described as intraformational recumbent folds or as overturned cross-strata (P. E. P o t t e r and H. P. G l a s s, 1958, R. G r a d z i ń s k i, 1970). In other cases the laminae of one set are strongly deformed, while the underlying and overlying sets remain undeformed (Plate XXXI, Fig. 2).

In the strongest deformations folding affects several sets of cross-laminae (Plate XXXII, Fig. 2).

The deformational structures and especially the diapire-like and the drop structures are associated with alternating layers differing in grain size. Such deformations are nearly entirely absent in sands with uniform grain size. Evidently the sorting and bulk density of sand layers was depending upon grain size (Fig. 6). The layers with coarser grains having a greater bulk density squeezed up the underlying fine-grained sand upon liquefaction, producing thus the diapire-like structures. The mass occurrence of deformational structures in the Sarmatian sands is probably associated with the high degree of rounding of the large sand grains, which assisted relative movements of grains upon liquefaction. The discussed structures are analogous to those described by J. B u t r y m et al. (1963), J. M. A n k e t e l l et al. (1970) and J. C e g ł a and S. D ż u ł y ń s k i (1970).

It should be stressed upon that the synsedimentary deformational structures formed in the area of Chełm in Sarmatian times, in a typically warm climate, are analogous to structures regarded by some authors as periglacial (e. g. A. J a h n, 1951, J. D y l i k, 1952, J. E. M o j s k i, 1958).

*Institute of Earth Sciences
Maria Curie-Skłodowska University
Lublin*

*Academy of Mining and Metallurgy
Institute of Mineralogy and Mineral Deposits
Kraków*

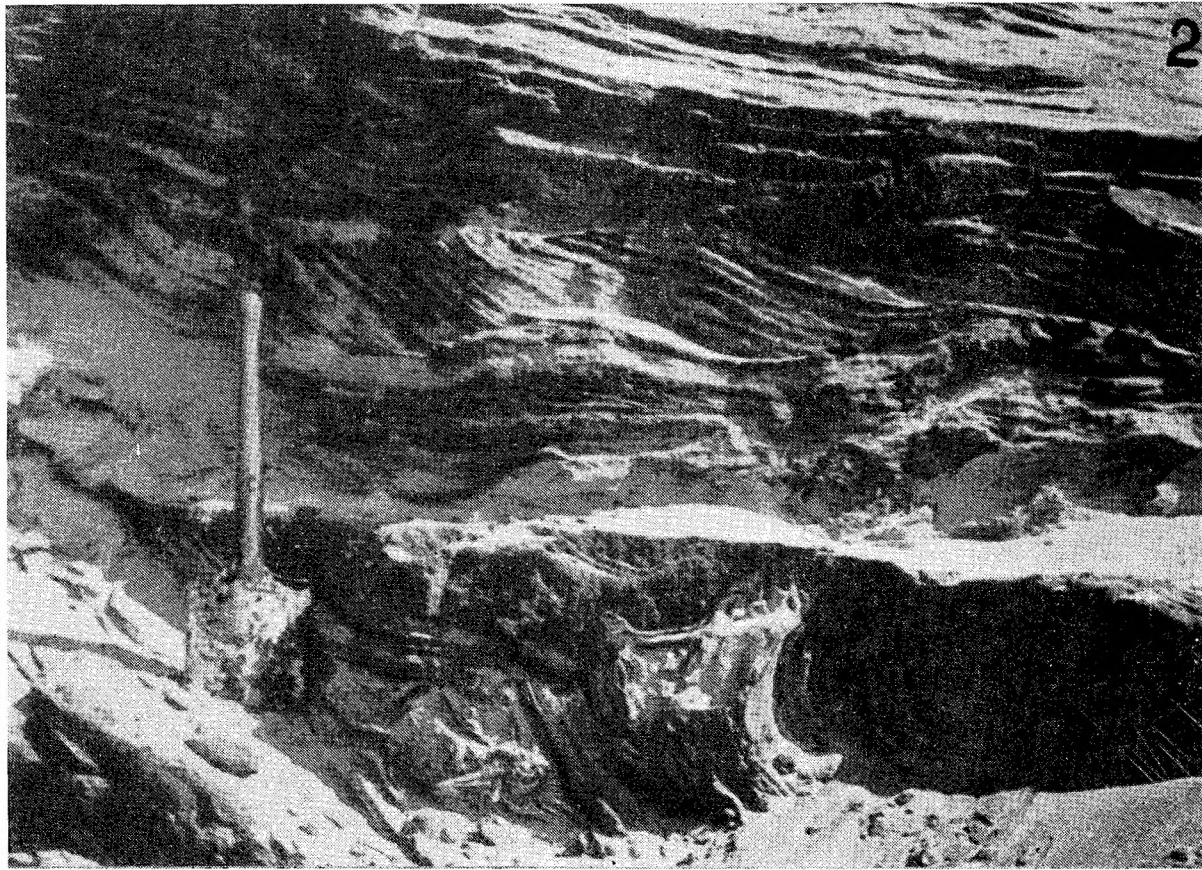
OBJAŚNIENIE TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate XXXI

- Fig. 1. Warstwowane przekątnie piaski sarmatu. Górna część niektórych jednostek sedymentacyjnych zaburzona
- Fig. 1. Cross-stratified Sarmatian sands. In some sets of cross-laminae the upper part is deformed
- Fig. 2. Silne zaburzenie lamin i ich przeładowanie obejmujące jedną jednostkę sedymentacyjną
- Fig. 2. Deformation and folding of cross-laminae in one set

Tablica — Plate XXXII

- Fig. 1. Zaburzenia o charakterze fałdowym obejmujące jedną jednostkę sedymentacyjną
- Fig. 1. Fold deformations affecting one set of cross-laminae
- Fig. 2. Silne zaburzenia i pofałdowanie kilku jednostek sedymentacyjnych
- Fig. 2. Intense deformation and folding of several sets of cross-laminae



M. Harasimiuk, J. Rutkowski

