

Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej

Paweł ZIELIŃSKI, Izabela SEMENIUK

*Strukturalny zapis procesów akumulacyjno-deflacyjnych w wydmie
wałowej we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (Ukraina)*

Structural record of accumulation-deflation processes in a ridge dune in the eastern part
of the Sandomierz Basin (Ukraine)

WSTĘP

Cechy litologiczne osadów eolicznych budujących wydmy są odzwierciedleniem warunków aerodynamicznych panujących w czasie ich depozycji. Zmienność warunków zapisana jest zarówno w cechach teksturalnych, jak i strukturalnych. Analiza właściwości teksturalnych prowadzi do rekonstrukcji prędkości wiatru (Bagnold 1954; Pernarowski 1959; Nowaczyk 1986), w mniejszym stopniu jego kierunku (Rotnicki 1970; Pełka-Gościński 2004; Bierzowicz 2006). Studia nad strukturą osadów dążą natomiast przede wszystkim do identyfikacji środowiska eolicznego, wskazania cech określających różne typy oraz stan dynamiczny form eolicznych, rekonstrukcji warunków aerodynamicznych prowadzących do powstania i ich zróżnicowania oraz określenia chronologii depozycji eolicznej (Stankowski 1961; Rotnicki 1970; Nowaczyk 1976; Hunter, Rubin 1983; Rubin, Hunter 1983; Lea 1990; Izamiłow 2001; Zieliński 2003, 2004; Zieliński i in. 2008). Pozwala to na tworzenie modeli rozwoju form eolicznych. Kładzie się również silny nacisk na wskazanie konkretnych cech litologicznych, umożliwiających jednoznaczne odtworzenie warunków aerodynamicznych – prędkości i kierunku wiatru (Borówka 1990, 2001; Zieliński, Issmer 2008). Częsta zmienność cech litologicznych i mała miąższość jednostek depozycyjnych wskazują na duże zróżnicowanie warunków aerodynamicznych, nie tylko w dłuższej skali (faza, okres wydmotwórczy), ale również, a może przede wszystkim, w krótkich (np. pory roku).

W tym świetle wydaje się celowe szczegółowe dokumentowanie zmienności litologicznej osadów w formach wydmowych, co umożliwi rejestrację krótkotrwałych zmian anemometrycznych. Praca ma na celu przedstawienie cyklicznej

zmienności cech litologicznych osadów budujących wydmy, a w szczególności rekonstrukcję zmian prędkości i kierunku wiatru prowadzącego do powstania i przekształcania formy. Obserwacje przeprowadzono podczas badań* w centralnej części Płaskowyżu Lubaczowsko-Jaworowskiego, na pograniczu Polsko-Ukraińskim (ryc. 1). Jest to najdalej na wschód wysunięty obszar klasycznego wykształcenia (występowania) wydym śródlądowych w Kotlinie Sandomierskiej. Szczegółowe badania obejmowały: a) kartowanie form eolicznych i ich najbliższego otoczenia, b) rejestrację tekstury i struktury osadów budujących formy, c) pomiary skali i frekwencji rejestrowanych litofacji oraz d) pomiary strukturalnych elementów kierunkowych. Określone w terenie cechy litofacjalne osadów pozwoliły na zidentyfikowanie pierwotnego środowiska depozycyjnego, według wydziałów Huntera (1977) i Borówki (2001), zapisanych zgodnie z propozycją Zielińskiego i Issmer (2008).

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA

Sytuacja morfologiczno-geologiczna. Stanowisko zlokalizowane jest w obrębie formy wałowej, położonej na kontakcie połego stoku zdenudowanej wysoczyzny morenowej i obniżenia dolinnego, będącego częścią systemu fluwialnego doliny rzeki Wiszni, w okolicy Woli Arłamowej (ryc. 1). Wydma ta jest formą małą (ryc. 2), o długości około 300 m i wysokości 4 m. W przekroju poprzecznym zaznacza się w niewielkim stopniu asymetria. Stok północo-zachodni, o nachyleniu 20° , jest nieco dłuższy od południo-wschodniego, którego nachylenie wynosi 28° . Najbliższe sąsiedztwo formy budują głównie piaski i żwiry fluwioglacjalne, gliny lodowcowe oraz piaski rzeczne.

Budowa formy. Wyrobisko eksploatacyjne daje wgląd w budowę centralnej części formy (ryc. 2B, D, 3). Jest ona zbudowana z dwóch serii eolicznych, bardzo podobnych teksturalnie – są to głównie piaski drobnoziarniste i piaski pylaste (zawartość pyłu do 30%).

Dolna seria charakteryzuje się generalnie poziomym zaleganiem ławic (ryc. 2D, profil 2). W spągu budują ją piaski o warstwowaniu horyzontalnym (PB) lub laminacji riplemarkowej (RC) z przewarstwieniami pyłów lub pyłów piaszczystych o laminacji poziomej (HL). W stropie dominują piaski o laminacji riplemarkowej lub tzw. warstwowaniu translacyjnym (RC) oraz zestawy rynien ze współkształtnym wypełnieniem (DT). Akcesorycznie występują piaski gruboziarniste i bardzo drobne żwiry o strukturze masywnej w postaci wydłużonych warstw lub soczewek (RG), piaski o warstwowaniu horyzontalnym (PB) oraz o przekątnym warstwowaniu tabularnym małej skali (MR).

* Badania prowadzone były w ramach ekspedycji zorganizowanej przez prof. Andrzeja Boguckiego z Uniwersytetu im. I. Franko we Lwowie oraz prof. Marię Łanczont z UMCS w Lublinie w maju 2006 roku, na obszarze międzyrzecza Sanu i Dniestru.

Seria górna złożona jest z ławic osadowych, pochylonych w kierunku NW. Wyróżnia ją istnienie rytmów, złożonych z zestawów piasków o laminacji riplemarkowej (RC), przechodzących w piaski o przekątnym warstwowaniu nachylonym (MR), następnie piaski o warstwowaniu horyzontalnym (PB), zakończone wielozestawem rynniem ze współkształtnym wypełnieniem (DT). Najpełniej rytmy te udokumentowane są w strefie grzbietowej (ryc. 2D, profil 3, ryc. 3A). Stwierdzone zostały trzy tego typu rytmy, które różnią się jedynie elementami kierunkowymi. W najniższym dominują kierunki SE, w mniejszym stopniu E, środkowy to głównie kierunki E i NE, w górnym zaś – NE, przy większej frekwencji innych kierunków.

Dwa podobne rytmy zostały stwierdzone również w spągowej części stoku północo-zachodniego (ryc. 2D, profil 1), jednak mają nieco mniejszą miąższość. W stropie zaś występują rytmy piasków o laminacji riplemarkowej (RC) i warstwowaniu horyzontalnym (PB) oraz akcesorycznie pojedyncze rynny ze współkształtnym wypełnieniem (DT). Elementy kierunkowe w tej części wydmy wykazują znacznie większy rozrzut. Występuje jednak zwiększona frekwencja wzdłuż dominujących kierunków ze strefy grzbietowej.

Stok południo-wschodni budują piaski o dużej warstwowaniu nachylonym (SF), w których pojedyncze litofacje mają niewielką miąższość (do 1–2 cm), dużą rozciągłość poziomą i generalnie płaskie granice między litofacjami. Zaznaczają się również liczne powierzchnie reaktywacji. Ławice te wykazują południo-wschodnie preferencje kierunkowe. Akcesorycznie udokumentowano zestawy piasków o laminacji riplemarkowej wstępujących (RC) oraz przekątnym warstwowaniu tabularnym (MR), w których zaznacza się zachodni i północo-zachodni kierunek depozycji (ryc. 2D, profil 4, ryc. 3B, ryc. 3B).

I n t e r p r e t a c j a. Naprzemianległe litofacje RC, PB, HL budujące spągową część dolnej serii dokumentują zmienne warunki depozycyjne. Litofacje RC wskazują na depozycję w wyniku rytmicznego transportu piasku, przy prędkości wiatru 4–8 m/s (ryc. 4; Bagnold 1954; Sharp 1963; Hunter 1977; Borówka 1990, 2001). Litofacje PB powstają podczas rozwiewania form depozycyjnych i powstania płaskiej powierzchni przy prędkości wiatru powyżej 12 m/s, według Borówki (2001), lub około 18 m/s, według Huntera (1977). Natomiast litofacje HL powstają w wyniku depozycji pyłów z zawiesiny, tj. przy warunkach niemal bezwietrznych (Schwan 1986). Istnienie laminacji poziomej sugeruje dodatkowo rytmiczny transport przypowierzchniowy (Lea 1990; Goździk 1998).

Podobnie przy zmiennych warunkach deponowana była stropowa część serii, jednak zwiększony udział litofacji DT wskazuje, iż depozycja piasków przerywana była procesami deflacji. Powstanie zagłębień deflacyjnych na dowietrznej powierzchni odbywa się przy prędkości powyżej 15 m/s (Borówka 1990, 2001). A zatem dokumentowany jest rytm związany ze wzrostem prędkości wiatru od 4 m/s – litofacje RC, do ponad 15 m/s – litofacje DT, co można porównać z warstwowaniem klinowym powstającym w podobnie zmieniających się warunkach aerometrycznych (McKee 1966; McKee i in. 1971). Akcesoryczne występowanie

litofacji PB, powstającej w wyniku depozycji piasków z zawiesiny przygruntowej oraz MR, która jest efektem depozycji w wyniku migracji megariplemarków, przy prędkości 12–15 m/s (Borówka 1990, 2001; Pye i Tsoar 1990; Goździk 1998), stanowi zapis powolnego wzrostu prędkości wiatru. Wykazujące najmniejszą frekwencję w profilu litofacje RG dowodzą istnienia ripplemarków żwirowych, które oprócz wzrostu prędkości do 18 m/s (Sharp 1963; Fryberger i in. 1992) sugerują również dostawę nieco grubszego materiału, a więc zmianę warunków alimentacji.

Budujące serię górną rytmy osadowe: RC→MR→PB→DT, najpełniej dokumentowane w strefie grzbietowej, wskazują na stopniowy wzrost prędkości od 4m/s po ponad 15 m/s (ryc. 4). Wielozestawy rynien wskazują zaś na gwałtowne zmiany prędkości wiatru prowadzące do powstania rynien deflacyjnych i ich zapełniania. Tę sytuację można również wytłumaczyć długotrwałą deflacją, która prowadzi do redukcji ogniw reprezentujących pośrednie prędkości wiatru, czego przykładem może być również środkowy rytm, w którym nie stwierdzono ogniw PB. Podobnie zredukowane są rytmy w obrębie stoku północo-zachodniego, a reprezentowane przez litofacje RC→PB lub RC→DT. Natomiast w pełni wykształcone są jedynie dwa, a ich miąższość jest zdecydowanie mniejsza niż w strefie grzbietowej. Może być to spowodowane tym, iż w wyniku transportu materiału w obrębie formy dolna i środkowa część stoku dowietrznego jest strefą podlegającą najsilniejszemu wywieńaniu materiału (Bagnold 1954; McKee 1966).

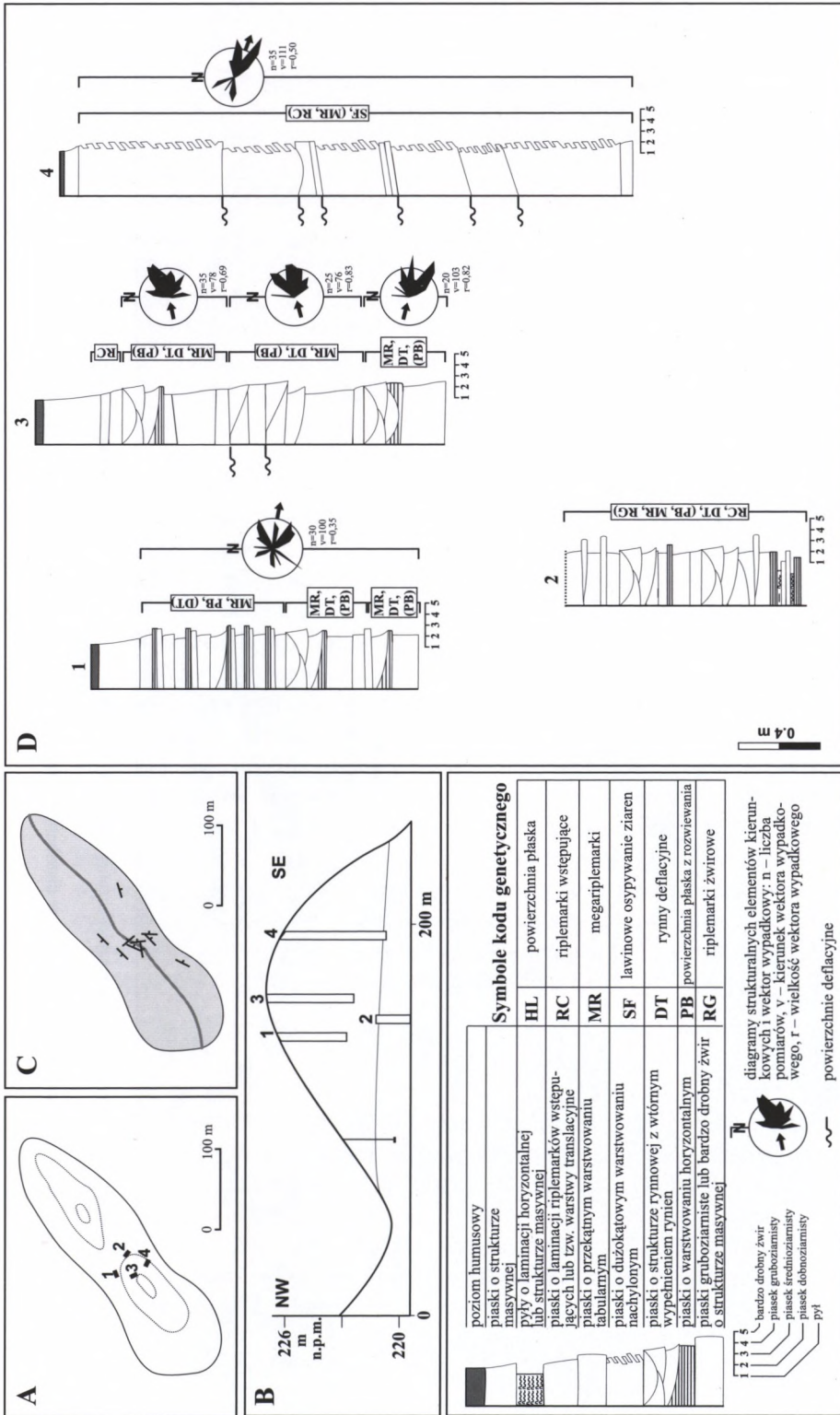
W strefie stoku południo-wschodniego dominujące litofacje SF są efektem depozycji w wyniku lawinowego osypywania się piasku po stoku o nachyleniu bliskim kątow naturalnego spoczynku (McKee 1966; McKee i in. 1971; Hunter 1977; Borówka 1980, 1990, 2001). Płaski pokrój litofacji i ich duża rozciągłość pionowa sugerują częste wystawienie tego stoku na działanie wiatru, a zatem osypujący się piasek był najprawdopodobniej rozwiewany w poprzek stoku (por. Borówka 1980; Hunter, Rubin 1983). Przy zastosowaniu analogii do obserwacji Huntera i Rubina (1983) istnienie powierzchni reaktywacji wskazuje na okresowe wystawienie stoku dystalnego na działanie wiatru i powstanie powierzchni deflacyjnych. Duży zasięg tych powierzchni i ich stosunkowo małe nachylenie sugeruje również długotrwałość tego procesu. Potwierdzać to również mogą akcesorycznie występujące na tych powierzchniach litofacje RC i MR oraz dane kierunkowe.

PODSUMOWANIE

Dokumentowany w badanym stanowisku, na stoku południo-wschodnim, cykl osadowy związany z istnieniem powierzchni reaktywacji znany jest z literatury (McKee 1966; Borówka 1980; Hunter i Rubin 1983; Zieliński i in. 2008). Istnienie tych powierzchni tłumaczone jest wystawieniem stoku zawietrznego na działanie silnego wiatru, a jej rozciągłość – z czasem ekspozycji. Deflacja zachodziła podczas diametralnej zmiany przeważającego kierunku wiatru kształtującego wydmy. Zmiany te występowały najczęściej w cyklu rocznym, podczas okresowych, sztormo-

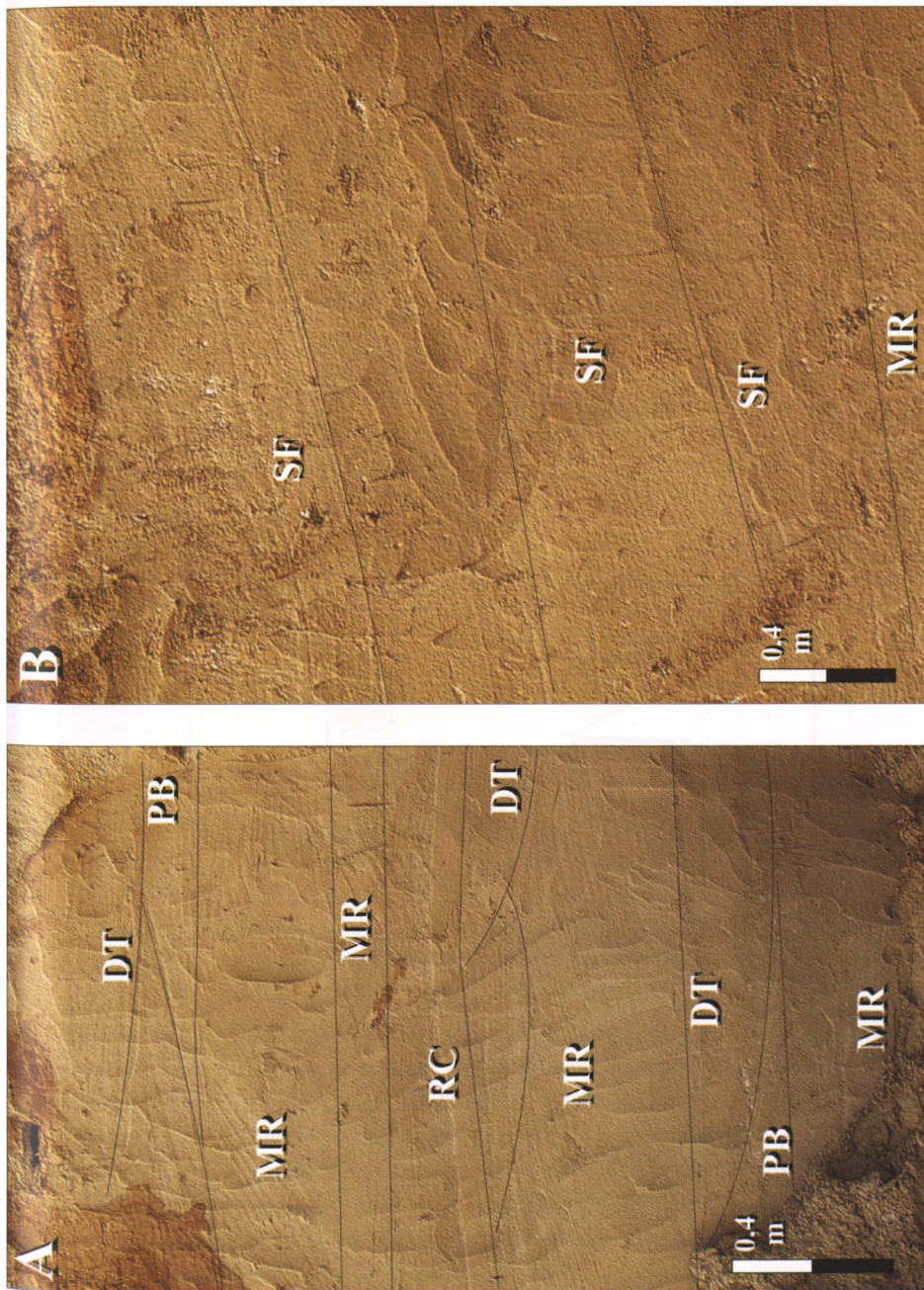


Ryc. 1. Położenie stanowiska Wola Arłamowa na tle rozmieszczenia wydym w wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. Podział Kotliny Sandomierskiej według Wojtanowicza (1989/1990)
 Situation of Wola Arłamowa site against the background of dune distribution in the western part of the Sandomierz Basin. Division of the Sandomierz Basin according to Wojtanowicz (1989/1990)



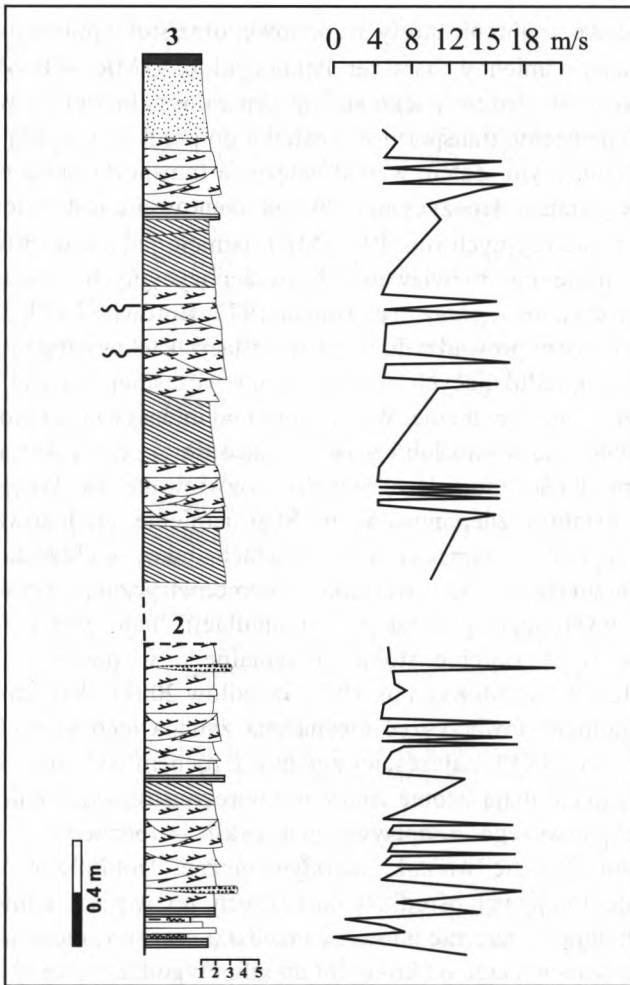
Ryc. 2. Charakterystyka wydmy wałowej w Woli Arłamowej: A – konfiguracja formy; B – uproszczony przekrój geologiczny; C – bieg i upad ławic osadowych; D – szczegóły budowy i interpretacja genetyczna

Characteristics of ridge dune in Wola Arłamowa site: A – situation sketch of the site; B – simplified geological cross-section of dune; C – strike and dip of aeolian deposits; D – detailed profiles and genetic interpretation



Ryc. 3. Szczegóły budowy formy i interpretacja genetyczna środowisk depozycyjnych: A – w strefie grzbietowej formy; B – w obrębie stoku zawietrznej wydmy. Objasnienia symboli jak na ryc. 2

Detailed structure of form and genetic interpretation of deposition environments: A – in crest zone; B – in lee face of dune. Symbol explanations as in Fig. 2



Ryc. 4. Rekonstrukcja prędkości wiatru według wydzieleni Zielińskiego i Issmer (2008)
Reconstruction of wind velocity after Zieliński & Issmer (2008)

wych wiatrów. Podobną cykliczność dokumentuje się w wydmach podłużnych i również jest związana ze zmiennym dwukierunkowym wiatrem (Bagnold 1954; McKee, Tibbitts 1964; Tsoar 1982, 1983, 1984; Bristow i in. 2001). Mechanizm akumulacji w prezentowanym cyklu był następujący. W warunkach przeważającego kierunku wiatru zachodziła depozycja w wyniku lawinowego osypywania się pakietów piasku na stoku zawietrznym, deflacja zaś na skutek wyraźnej zmiany kierunku wiatru, przy czym charakteryzował się on stosunkowo dużą siłą i ustabilizowanym kierunkiem. Nie można również wykluczyć wiatru o średniej lub nawet małej prędkości, przy czym czas ekspozycji tego stoku na wiatr musiał być znacząco dłuższy.

Cykle osadowe w obrębie strefy grzbietowej oraz stoku północo-zachodniego mają zdecydowanie odmienny charakter. Pełny cykl RC→MR→PB→DT wskazuje na wzrost prędkości wiatru przy jego stałym generalnym kierunku. Według badań Borówki (1980) natężenie transportu w stosunku do prędkości wiatru zwiększa się w postępie wykładniczym. Zatem wzrost natężenia transportu może manifestować się zwyżką efektywności depozycyjnej, co dokumentowane jest zwiększeniem się skali jednostek depozycyjnych (np. RC→MR). Istnieje jednak wartość krytyczna, powyżej której następuje rozwiewanie form depozycyjnych i powstaje płaska powierzchnia z rozwiania – *plane bed* (Hunter 1977; Borówka 1990, 2001). Dalszy wzrost prędkości wiatru prowadzi do wzrostu deflacji. Efektem tego jest powstanie rynien deflacyjnych, redukujących zakumulowany wcześniej materiał. Przy spadku prędkości wiatru są one zapełniane. W zależności od intensywności procesów deflacyjnych (duża prędkość wiatru lub/i wystarczająco długi przedział czasowy utrzymywania się prędkości ponadprogowych), rozwiewane są kolejne litofacje, począwszy od ostatnio zdeponowanych. Stąd istnienie zredukowanych cykli, w skrajnym przypadku zapisanych w osadach jako wielozestaw rynnowy. Cyklicznie zmieniające się warunki anemometryczne, prowadzące do naprzemiennie występującej deflacji i akumulacji, najczęściej w literaturze dokumentowane są w obrębie stoku prosymalnego w postaci warstwowania klinowego (McKee 1966; McKee i in. 1971; Izmailow 2001). Wzrostowi prędkości wiatru może natomiast towarzyszyć nieznaczna zmiana jego kierunku (Zieliński 2006; Zieliński i in. 2008), najczęściej zgodnie z ruchem wskazówek zegara.

Opisywane cykle mają istotne znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficznych. Istnienie pierwszego z opisywanych cykli – rocznego – wskazuje na sezonowo zmieniające się warunki aerodynamiczne. Dobitnie wskazuje to na zróżnicowanie dominujących ośrodków barycznych, np. w porze letniej i zimowej. Drugi cykl, obejmujący znacznie mniejszy przedział czasowy, może wskazywać na zmienność warunków w ciągu od kilku dni do kilku tygodni. Autorzy skłonni są do stwierdzenia, iż ten cykl związany jest z pogłębianiem się, wędrówką na wschód i wypełnianiem się niżów dynamicznych. Jednakże potwierdzenie tego będzie możliwe dopiero po dokonaniu szczegółowych badań tempa depozycji piasków eolicznych w takich cyklach osadowych.

LITERATURA

- Bagnold R. A., 1954: *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, London: 265.
- Bierezowicz I., 2006: Zastosowanie analizy statystycznej danych teksturalnych i kartometrycznych w badaniach kompleksu wydmyowego okolic Czeremchy (Wysoczyzna Drohicka) na przykładzie stanowiska Popowizna. [w:] B. Nowaczyk (red.) *Morfologiczne i sedimentologiczne skutki działalności wiatru*, SGP, Poznań: 4–16.
- Borówka K. R., 1980: Współczesne procesy transportu i sedymentacji piasków eolicznych oraz ich uwarunkowania i skutki na obszarze wydmy nadmorskich. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 20: 126.

- Borówka K. R., 1990: The holocene development and present morphology of Łeba Dunes, Baltic coast of Poland. [w:] K. F. Nordstrom, N. Psuty, B. Carter (red.) Coastal Dunes. Form and Processes. J Wiley & Sons: 289–313.
- Borówka K. R., 2001: Struktura wewnętrzna wydm łąbskich jako efekt zmienności warunków meteorologicznych. [w:] K. Rotnicki (red.) Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w wistulianie i holocenie. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 89–93.
- Bristow C. S., Balley S. D., Lancaster N., 2000: The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature*, 406, 6791: 56–59.
- Fryberger S. G., Hesp P., Hatings K., 1992: Aeolian graule ripple deposits, Namibia. *Sedimentology*, 39, 2: 319–331.
- Goździk J., 1998: Struktury sedymentacyjne w eolicznych piaskach pokrywowych w Polsce. [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.) Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna, UW, Warszawa: 167–191.
- Hunter R. E., 1977: Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24, 3: 366–387.
- Hunter R. E., Rubin D. M., 1983: Interpreting cyclic crossbedding, with an example from the Navajo Sandstone. [w:] M. E. Brookfield, T. S. Ahlbrandt. *Eolian Sediments and Processes, Development in Sedimentology*, 38, Elsevier: 407–427.
- Izmałłow B., 2001: Typy wydm śródlądowych w świetle badań struktury i tekstury ich osadów (na przykładzie dorzecza górnej Wisły). Wyd. UJ, Kraków: 282.
- Lea P. D., 1990: Pleistocene periglacial aeolian deposits in southwestern Alaska: sedimentary facies and depositional processes. *J. Sedim. Petrol.*, 60, 4: 582–591.
- McKee E. D., 1966: Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, 7, 1: 1–69.
- McKee E. D., Douglass J. R., Rittenhouse S., 1971: Deformation of lee-side laminae in eolian dunes. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 359–378.
- McKee E. D., Tibbitts G. C., 1964: Primary structures of a seif dune and associated deposits in Libya. *J. Sedim. Petrol.*, 34: 5–17.
- Nowaczyk B., 1976: Geneza i rozwój wydm śródlądowych w zachodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, PTPN*, 16: 108.
- Nowaczyk B., 1986: Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie. *Seria Geografia*, 28, Wyd. Naukowe UAM, Poznań: 245.
- Pełka-Gościniak J., 2004: Przestrzenna zmienność cech piasków eolicznych we wschodniej części Wyżyny Śląskiej. [w:] J. Wojtanowicz (red.) *Formy i osady eoliczne*. SGP, Poznań: 36–45.
- Pernarowski L., 1959: O procesie sortowania piasków eolicznych na przykładzie wydm okolic Rzędzowa. *Czasopismo Geograficzne*, 30, 1: 33–60.
- Pye K., Tsoar H., 1990: *Aeolian Sands and Dunes*. The Academic Division of Unwin Hyman Ltd., London.
- Rotnicki K., 1970: Główne problemy wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydm w Węglewicach. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, PTPN*, 11, 2: 146.
- Rubin D. M., Hunter R. E., 1983: Reconstruction bedform assemblages from compound crossbedding. [w:] M. E. Brookfield, T. S. Ahlbrandt. *Eolian Sediments and Processes, Development in Sedimentology*, 38, Elsevier: 407–427.
- Rubin D. M., Hunter R. E., 1987: Bedform alignment in directionally varying flows. *Science*, 237: 276–278.
- Schwan J., 1986: The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe. *Sedimentary Geology*, 49: 73–108.
- Sharp R. P., 1963: Wind ripples. *Journal of Geology*, 71: 617–636.

- Stankowski W., 1961: Z badań nad wydmami na przykładzie wydmy Basenu Szczecińskiego. *Czasopismo Geograficzne*, 32, 1: 57–76.
- Tsoar H., 1982: Internal structure and surface geometry of longitudinal (seif) dunes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 0823–0831.
- Tsoar H., 1983: Dynamic processes acting on longitudinal (seif) sand dune. *Sedimentology*, 30, 4: 567–578.
- Tsoar H., 1984: The formation of seif dunes from barchans – a discussion. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 28, 1: 99–103.
- Wojtanowicz J., 1989/1990: Podział fizycznogeograficzny Kotliny Sandomierskiej. *Annales UMCS, sct. B*, vol. XLIV/XLV: 67–93.
- Zieliński P., 2003: Formation conditions of inland longitudinal dunes as derived from the investigations in the western part of the Lublin Upland. *Landform Analysis*, 4: 67–73.
- Zieliński P., 2004: Modele rozwoju wydmy w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. [w:] J. Wojtanowicz (red.) *Formy i osady eoliczne*, SGP, Poznań: 77–84.
- Zieliński P., 2006: Porównanie warunków depozycji późnowistulianskich piasków eolicznych w Kotlinie Chodelskiej i na Wysoczyźnie Lubartowskiej. [w:] B. Nowaczyk (red.) *Morfologiczne i sedymentologiczne skutki działalności wiatru*, SGP, Poznań: 85–95.
- Zieliński P., Fedorowicz S., Zaleski I., 2008: Conditions and age of aeolian sand deposition in the Volhynia Polesie (Ukraine). *Geologija, Academia Scien. Lithuaniae*, 50, 3: 188–200.
- Zieliński P., Issmer K., 2008: Propozycja kodu genetycznego osadów środowiska eolicznego. *Przegląd Geologiczny*, 56,1: 67–72.

SUMMARY

During the studies of aeolian forms in the central part of the Lubaczów-Jaworów Plateau, in the borderland between Poland and Ukraine (Fig. 1), a special attention was given to lithologic features of deposits building a ridge dune, which is situated to the NE of Wola Arłamowa village. These deposits are characterized by distinct cyclic variability. This fact determined us to undertake investigations in order to reconstruct aerodynamic conditions under which such deposit variability had appeared. These investigations included: a) geomorphological mapping of the ridge dune and its immediate vicinity, b) identification of texture and structure of deposits building the form, c) measurements of scale and frequency of lithofacies, d) measurements of structural directional elements, and e) identification of primary deposition environments according to the classification by Hunter (1977) and Borówka (2001), described according to the suggestions published by Zieliński and Issmer (2008).

Based on the lithologic features of dune building material (Figs 2, 3), we distinguished two deflation-accumulation cycles. The first one is recorded within the south-eastern slope of the dune, and it is characterized by the occurrence of sand sets with high-angle inclined stratification, which are separated by reactivation surfaces (Figs 2D, 3B). Sand was deposited on the leeward slope by wind from a predominant direction. The formation of reactivation surfaces is regarded as a result of the leeward slope exposure to winter strong wind from a direction completely different from the predominant one (McKee 1966; Borówka 1980; Hunter and Rubin 1983; Zieliński et al. in press). Therefore, we can assume that this change of wind direction occurred in annual rhythm. The second cycle was most completely recorded in the crest zone of the dune. It consists, from bottom to top, of the following lithofacies: RC→MR→PB→DT (Figs 2D, 3A). This cycle evidences wind from a slightly variable direction but with increasing velocity that resulted in increased deposition, and after exceeding the threshold value – increased deflation (Fig. 4). The nature of deposition can be compared with the described in literature wedge stratification (McKee 1966; McKee et al. 1971; Izmailow 2001). During this cycle the aerodynamic conditions changed in considerably shortened periods – from several days to several weeks. The authors suppose that this variability was associated with deepening, travelling to the east, and filling up of dynamic lows.