

Krzysztof LASKOWSKI

Wpływ wydm i procesów eolicznych na kształtowanie się dolin rzek nizinnych u schyłku plejstocenu i w holocenie

Przedstawiono pogląd na rolę wydm i procesów eolicznych w kształtowaniu się dolin Wisły, Bugu, Narwi, Wieprza, Liwca i Świdra od schyłku plejstocenu do chwili obecnej. Z udziałem wydm i procesów eolicznych autor wiąże lokalne modyfikacje sposobu rozwinięcia koryta rzecznego oraz aluwiów. Są one tym bardziej wyraźne, im mniejszy jest ciek. Przedstawiono zespół czynników wskazujących, że wydmy i procesy eoliczne generalnie opóźniły proces meandrowania rzek, który w holocenie mógł nastąpić lokalnie ze znacznym opóźnieniem w stosunku do zmian klimatycznych.

WSTĘP

Niniejszy artykuł jest fragmentem pracy doktorskiej wykonanej w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego pod kierunkiem naukowym doc. dra hab. E. Falkowskiego. Treść artykułu została ograniczona do podania głównych tez i wniosków, bez pełnego materiału dokumentacyjnego, który zamieszczony jest w egzemplarzu archiwalnym (K. Laskowski, 1976).

ROZWÓJ PROCESÓW EOLICZNYCH W DOLINACH RZECZNYCH

W dolinach rzek procesy eoliczne przebiegały inaczej niż na obszarach wysoczyzn. Główne fazy wydmotwórcze na Niżu Polskim miały miejsce u schyłku plejstocenu, a ostatnia z nich – faza przekształcenia (najmłodszy dryas) – zaznaczyła się tylko poprzez przekształcenie istniejących form wydmowych (A. Dylikowa, 1968). Obecność licznych wydm na tarasach rzek meandrujących wskazuje, że również w późniejszym okresie rozwijała się działalność wydmotwórcza w dolinach. Badania wykazały, że fakt ten należy wiązać z:

1. Inwazją szaty roślinnej w dolinach, co nastąpiło ze znacznym opóźnieniem w stosunku do wysoczyzn. Wpłynęły na to:

a – znacznie gorsze warunki siedliskowe w obrębie tarasów plejstoceńskich, zbudowanych z osadów piaszczystych z licznie występującymi wydymami, na których proces glebotwórczy prawdopodobnie trwał znacznie dłużej;

b – warunki wodne (uwzględniające ścisły związek wód w tarasie z wodami rzeki), które układały się mało korzystnie ze względu na duże wahania w skali rocznej i częste wezbrania zwłaszcza w okresie poprzedzającym meandrowanie rzek.

2. Stosunkowo wczesnym zniszczeniem w dolinach szaty leśnej, ze względu na dogodne warunki bytowania człowieka. Osadnictwo we wczesnych okresach miało miejsce w pobliżu rzek, które stanowiły najlepsze drogi komunikacyjne. Również adaptacja dolin rzecznych dla potrzeb wczesnej gospodarki pasterskiej i rolnej była łatwiejsza niż wysoczyzn. Występowanie węgla w madach gliniastych (E. Falkowski, 1967, 1972) wskazuje na wczesne, przynajmniej lokalne, zniszczenie pokrywy leśnej. Dyskusyjny jest problem czy miało ono charakter naturalny, czy też było wynikiem celowej działalności człowieka. Należy podkreślić, że poziomy węglowe występujące w dolinach Wisły, Bugu i Odry znajdują się w podobnej sekwencji (w obrębie mad tego samego typu), co może wskazywać na nieprzypadkowy charakter zjawiska.

Najwcześniejsze rolnictwo pojawiło się na ziemiach polskich 5000 lat p.n.e. (J. Kowalczyk, 1972), w tzw. kulturze ceramiki wstęgowej rytej, a rozkwit neolitycznego rolnictwa związany jest z rozwojem kultury pucharów lejkowatych – 3500 lat p.n.e. (Zawichost, Sandomierz, Basonia, Gródek Nadbużny itp.). Z tym okresem można wiązać likwidację szaty leśnej w dolinach, stwarzającą możliwość intensyfikacji procesów eolicznych. Pamiętając, że szata ta wkroczyła do dolin ze znacznym opóźnieniem w stosunku do wysoczyzn, można wysunąć wniosek, że w dolinach rzek nizinnych stabilizacja procesów wydymotwórczych istniała



Fig. 1. Ostaniec deflacyjny w dolinie Bugu koło Bużysk; fot. A. Niedek
Deflational outlier near Bużyska in the Bug River valley; photo by A. Niedek

tylko w okresie ich maksymalnej zabudowy biologicznej. Jak wskazują prace A. Szumańskiego (1972), K. Laskowskiego (1975, 1976) i E. Falkowskiego (1972), okres taki przypada na optimum klimatyczne holocenu.

ILOŚCIOWA OCENA WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW EOLICZNYCH

Ilość materiału skalnego przenieszonego przez wiatr w obrębie doliny rzecznej określono na podstawie kompleksowych badań w dolinach Wisły i Bugu. Obliczenia prowadzono w oparciu o bezpośredni pomiar ilości materiału dostarczanego do koryta rzeki, w specjalnie przygotowanych punktach pomiarowych.

Na określenie stopnia deflacji i średniej ilości materiału wywiewanego z badanego obszaru w ciągu roku pozwalają też ostańce deflacyjne (fig. 1, 2) lub bruk deflacyjny. Sposoby określania tych wielkości obrazują następujące przykłady:

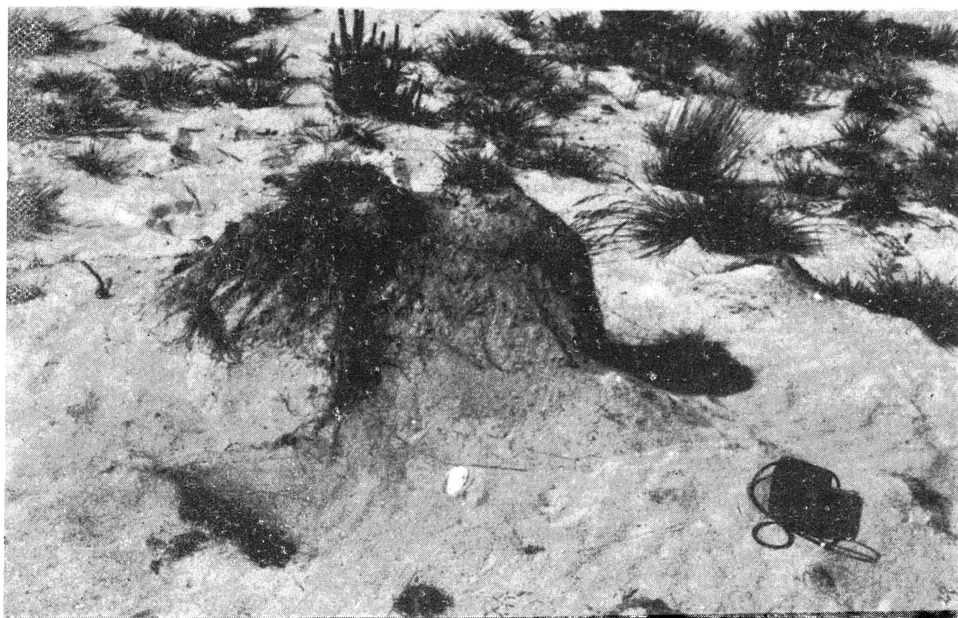


Fig. 2. Ostańce deflacyjny w postaci kępy trawy; fot. A. Niedek
Deflation outlier in the form of tuft of grass; photo by A. Niedek

Przykład 1. Ostańce deflacyjne w rejonie Burzysk n/Bugiem (fig. 1), występujące jako odpreparowane korzenie drzew (drzewa te przed 20 laty uległy zniszczeniu w wyniku pożaru), posłużyły do odwzorowania pierwotnego kształtu wydmy, a następnie obliczenia objętości materiału, który został wywiany. Podobne badania można przeprowadzić na podstawie ubytku materiału wokół kęp trawy (fig. 2).

Przykład 2. Wielkość deflacji (V_d) można obliczyć znając skład granulometryczny materiału, z którego powstał bruk deflacyjny:

$$V_d = \frac{\left(1 - \frac{A}{100}\right) S \left(\frac{100}{A} - 1\right) h}{t} \left[\frac{\text{m}^3}{\text{r.}} \right]$$

gdzie: V_d – objętość wywianego materiału ($\text{m}^3/\text{r.}$); A – zawartość procentowa frakcji, z której zbudowany jest bruk deflacyjny w rozwiewanym osadzie; S – powierzchnia bruku (m^2); h – miąższość średnia bruku (m); t – czas rozwiewania danej formy (lata).



Fig. 3. Eoliczna naspa piaszczysta powstała w ciągu jednego dnia; wiosna, 1974 r.; fot. A Niedeck
Eolian sandy cover formed in one day; spring, 1974; photo by A. Niedeck

Przykład 3. Ilość materiału eolicznego dostarczonego do punktu pomiarowego w skali rocznej można określić z analizy pomiarów bezpośrednich. Pomiar taki prowadzono w ciągu całego 1972 r. w dolinie Wisły koło Siekierok. Punkty pomiarowe były tak założone, aby uniemożliwić wtórne wywiewanie materiału. Pomiar był wykonany w sytuacji, w jakiej materiał eoliczny był dostarczany do koryta rzeki, tzn. raz dostarczone ziarno nie mogło opuścić punktu pomiarowego w wyniku dalszej działalności wiatru (korytka pomiarowe – łapaczki piasku o powierzchni 1 m^2 umieszczone były we wkopach o głębokości $0,5 - 1,0 \text{ m}$).

Przeprowadzone badania pozwoliły stwierdzić, że współcześnie średnio na 1 km^2 koryta Wisły środkowej procesy eoliczne dostarczają około $15\,000 \text{ t}$ materiału rocznie. W dolinach, w których obszary podatne na deflację występują w bezpośrednim sąsiedztwie koryta rzeki, ilość ta lokalnie wzrasta do $50\,000 \text{ t/r.}$ Należy podkreślić, że większość materiału dostarczana jest w okresach stosunkowo krót-



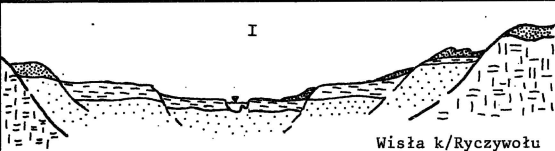
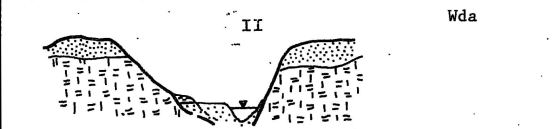

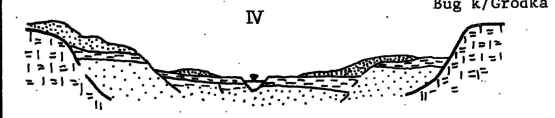
Fig. 4. Skutek działania wiatru o prędkości powyżej 8 m/s — pole pokryte nalotem eolicznym; wiosna, 1974 r., rejon Wyszkowa; fot. A. Nidek

Results of activity of wind blowing with velocity over 8 m/sec — field covered with eolian material; vicinities of Wyszków, spring 1974; photo by A. Nidek

kich, kiedy działają silne wiatry o prędkości powyżej 8 m/s. W ostatnich latach było rocznie około 10–12 dni o wiatrach tej intensywności. Efekty takiego krótkiego działania silnych wiatrów widoczne są na fig. 3 i 4.

SKUTKI PROCESÓW EOLICZNYCH I WYDM W DOLINIE RZECZNEJ

Liczba i sposób występowania wydm różnią się w zależności od wielkości i typu doliny. W tym sensie mogą być one wskaźnikiem typu doliny (fig. 5). Należy podkreślić, że objętość osadów eolicznych w dolinie może być lokalnie większa niż aluwiiów, na których wydmy występują. Obecność wydm w obrębie strefy działania wód korytowych i wezbraniowych rzeki świadczy, że zdolność transportowa tych wód jest zbyt mała na dokonanie likwidacji skutków procesów eolicznych. Dla takich rzek i ich dolin rola wydm jest wyjątkowo duża, a lokalnie może być czynnikiem nadrzędnym w procesie kształtowania doliny. Wtedy też odcinek takiej rzeki w sensie schematu E. Falkowskiego (1971) może mieć charakter rzeki skrepowanej czynnikiem eolicznym. Czynnikiem ten jest szczególnie wyraźny w dolinach rzek stosunkowo małych, typu Świdra i Ljwca.

Sposoby występowania wydym w dolinie	Ogólna charakterystyka wydym	Charakter komunikacyjny doliny	Typ odcinka rzeki wg E. Falkowskiego /1971/
 <p>I Wisła k/Ryczywołu</p>	Wydmy na powierzchni tarasów plejstocenijskich oraz w strefie krawędzi morfologicznych. Możliwość występowania na powierzchni tarasów holocenijskich młodych pokryw eolicznych /nalotów/. Brak wydym w obrębie tarasów holocenijskich	odcinek drożny	rzeka dojrzała swobodna
 <p>II Wda</p>	Brak wydym w obrębie tarasów rzeki	odcinek drożny	rzeka młoda, kształtująca dolinę na drodze erozji
 <p>III Narew k/Łap</p>	Wydmy w obrębie całej doliny. Obok wydym na aluwialnych formach leżących na podłożu niealuwialnym	odcinek niedrożny	rzeka młoda kształtująca dolinę na drodze sedymentacji
 <p>IV Bug k/Gródka</p>	Wydmy w obrębie całej doliny na podłożu aluwialnym	odcinek o okresowo zmiennej drożności	rzeka skępowana

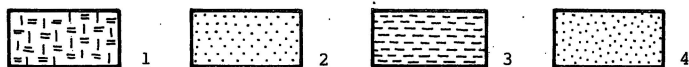


Fig. 5. Schemat sposobów występowania wydym w dolinie rzecznej; wydmy jako wskaźnik doliny rzecznej
Scheme of modes of occurrence of dunes in river valley; dunes as an index of river valley type

1 – grunty starszego podłoża; 2 – aluwia facji korytovej; 3 – aluwia facji powodziowej; 4 – grunty eoliczne
1 – soils of older valley floor; 2 – channel facies alluvia; 3 – flood facies alluvia; 4 – eolian soils

WPŁYW WYDM NA PRZEBIEG SEDYMENTACJI ALUWIÓW

Za najbardziej istotne zjawisko wywołane obecnością wydm w dolinie uznać należy rozwój bagna śródwydmowego (K. Laskowski, 1979). Obecność wydm wywołuje w takim przypadku zaburzenia przepływu wód wezbraniowych i gruntowych, co powoduje ich podpiętrzenie w obrębie tarasu oraz powstawanie okresowych zbiorników wód stojących, w których odbywa się sedymentacja torfów i namulów. Zjawisko to ma niekorzystne skutki gospodarcze, wyłącza bowiem z upraw znaczne obszary dolin (np. Narew między Surazem a Tykocinem, Zwolenka i inne). Zagadnienie to przedstawione zostało już we wcześniejszych publikacjach (E. Falkowski, 1971; K. Laskowski, 1972, 1979) i tu nie będzie szczegółowo analizowane. Podkreślić jednak należy, że obecność wydm w dolinie powoduje tworzenie się w obrębie tarasów osadów fitogenicznych, genetycznie nie związanych bezpośrednio z działalnością wód korytowych i wezbraniowych. Powstanie tych utworów jest głównie uwarunkowane sposobem występowania wydm (osady bagna śródwydmowego). Ten typ osadów nie był uwzględniany w dotychczasowych modelach sedymentacji aluwii (J.R.L. Allen, 1970; J.R. Beerbower, 1974 i inni).

Z wydmami związany jest też proces sedymentacji osadów facji powodziowej, wykształconych w postaci naprzemianległych warstw piaszczystych i pylistych. Mechanizm tworzenia się takich serii, położonych w pobliżu pól wydmy zalewanych wezbrzeniami (uwzględniając wysokość i gwałtowność wezbrań), był przypuszczalnie następujący. Materiał eoliczny, rozmywany podczas przejścia kulminacji fali wezbraniowej gwarantującej odpowiednią prędkość przepływu, mógł osadzać się na powierzchni tarasu (wolnej od wydm). Zróżnicowaną miąższość płatów piasku bez ziarn żwiru, z reguły szeroko rozprzestrzenionych, należy przypisać pewnej turbulencji przepływających strumieni po równi zalewowej. Po minięciu fali wezbraniowej, przy zmniejszonej prędkości wód płynących, mógł być odkładany materiał drobnoziarnisty. Współcześnie tworzenie się takiego osadu z udziałem rozmytego materiału eolicznego należy wiązać z reżimem hydrologicznym wód, a więc ze zwiększeniem się wysokości wezbrań, spowodowanym gospodarczą działalnością człowieka w dorzeczu (fig. 6).

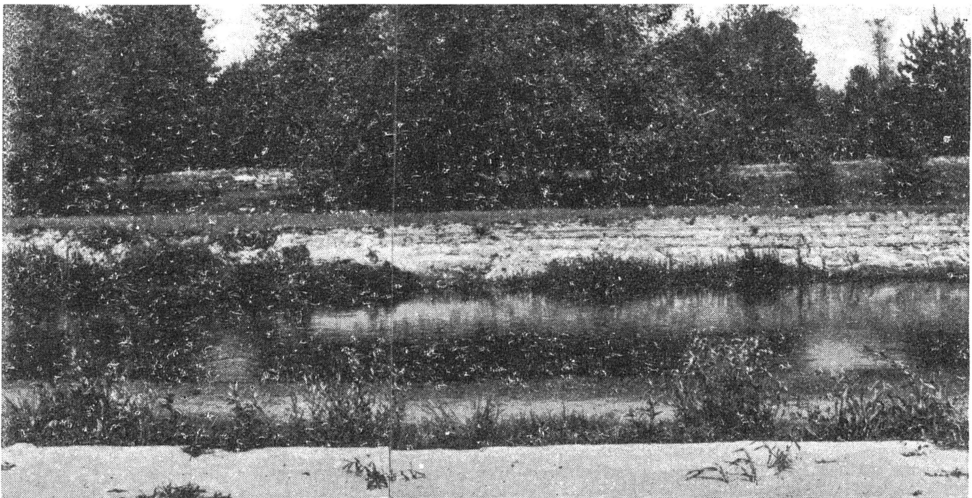


Fig. 6. Przykład mad laminowanych piaskiem i pyłem, dolina Liwca koło Sabkowa; fot. A. Niedek
An example of muds laminated with sand and silt; Liwiec River valley near Sabków; photo by A. Niedek

Powyższy schemat tworzenia się mad piaszczystych byłby uzupełnieniem przedstawionych już w literaturze mechanizmów powstawania osadów powodziowych, charakterystycznych dla rzek dziczejących (przechodzących do roztokowego rozwinięcia koryta): Zakres dokonanych obserwacji nie pozwala jednak jeszcze stwierdzić powszechności tego zjawiska. Przedstawiona wyżej możliwość powstawania mad piaszczystych może być tylko potraktowana jako wstępna ocena tego procesu, a problem powszechności udziału materiału eolicznego w tego typu madach na odcinkach den dolinnych bogatych w wydmy trzeba pozostawić jako otwarty.

Należy również podać, że w dolinie Narwi na odcinku od Suraza do Niecic, gdzie wykonano 300 profilów brzegowych, w miejscach kotlinowatych ukształtowanych przez ciągi wydym, lokalnie obserwuje się w stropowej partii torfów wkładki piaszczyste. E. Falkowski (1971) tego typu warstewki wiązał z działalnością wód powodziowych, nie przypisując im pochodzenia eolicznego.

Laminy piasków, pyłów i glin obserwowano również w madach piaszczystych tarasu wysokiego w dolinie Bugu koło Bużysk. Mady te występują w stanie kopalnym pod przykryciem potężnej serii eolicznej. E. Falkowski (1971, 1972) wiek tego tarasu określa na schyłek zlodowacenia środkowopolskiego. Nie wykluczone więc, że równocześnie z sedymentacją mad rzeki dzikiej (roztokowej) nastąpiła inwazja wydym w dolinę, a wysokie i gwałtowne wezbrania włączyły materiał eoliczny w utwory powodziowe. Zagadnienie to wymaga jednak dalszych badań. Sytuacja powyższa jest możliwa, zważywszy że warunki klimatyczne okresu powstawania tarasu sprzyjały istnieniu fazy wydymotwórczej.

Podobną serię laminowanych osadów powodziowych w postaci kopalnej stwierdzono w dolinie Wieprza koło Sobieszyna. Występują one tu na madach gliniastych, pod przykryciem serii mad piaszczystych o miąższości 0,6 m.

Wydmy jako czynnik urozmaicający morfologię tarasów wpływają też na dynamikę przepływu wód powodziowych. Należy tu zwrócić uwagę na kształtowanie się erozyjnych powierzchni tarasów w gardłach przełomów wydymowych. Sytuacje tego typu są nieczęste, lecz ze względu na sposób wykształcenia aluwiów warte podkreślenia. Przykładem tego typu powierzchni jest odcinek przełomowy Bugu koło Bużysk. Wyraźnie widoczny jest tam erozyjny charakter powierzchni tarasu. Procesy erozyjne odpreparowały strop rudy darniowej, która poza przełomem na odcinkach kotlinowatych występuje pod przykryciem mad piaszczystych o miąższości 1 m. W opisanej sytuacji wydmy są bezpośrednią przyczyną innego kształtowania się profilu aluwiów, w obrębie tej samej jednostki morfogenetycznej tarasu. Fakt ten należy uwzględnić przy określaniu morfogenetycznych jednostek doliny.

Podane przykłady wskazują, że modyfikacja budowy geologicznej doliny rzecznej, związana z wpływem wydym na przebieg sedymentacji aluwiów, może jej nadać szereg cech genetycznej odrębności (fig. 7).

Wydmy położone w bezpośrednim sąsiedztwie koryta rzeki są czynnikiem wpływającym na przebieg jego zmian poziomych (w tym na krzywizny koryta). Wiąże się to z dodatkową ilością materiału dostarczonego do cieków w wyniku erozji tarasów nadbudowanych formami eolicznymi.

Można sobie uprzytomnić, że boczne przesunięcie się koryta o 1 m na długości 100 m, spowodowane zniszczeniem pasa brzegu nadbudowanego osadami eolicznymi o miąższości 1 m, związane jest z dodatkową ilością rumowiska o objętości 100 m³, dostarczonego do koryta. Czas, w którym cały ten materiał zostanie przerobiony przez wody na takim odcinku rzeki, musi być też odpowiednio długi.

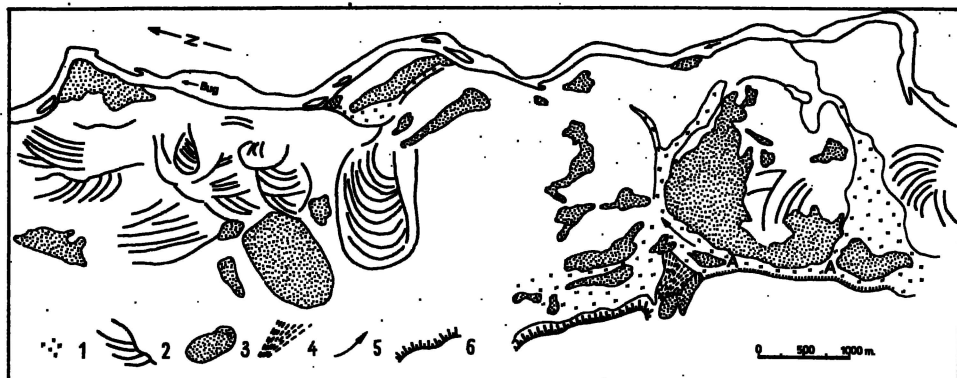


Fig. 7. Szkic geomorfologiczny doliny Bugu koło Zagaci

Geomorphological sketch of the Bug River valley near Zagac

A – quasitarowizna utworzone przez wydmy; 1 – obszary sedimentacji gruntów organicznych; 2 – tarasy rzeki meandrującej; 3 – wydmy i piaski eoliczne; 4 – stożek napływowy; 5 – kierunek przepływu wód powodziowych; 6 – krawędzie erozyjne

A – quasi-ox-bow formed by dune; 1 – areas of deposition of organic soils; 2 – terraces of meandering river; 3 – eolian dunes and sands; 4 – alluvial cone; 5 – direction of flow of flood waters; 6 – erosional margins

Zmiany poziomu koryta są więc w takim przypadku wolniejsze, a szerokość modelowanej doliny mniejsza tam, gdzie jest więcej osadów eolicznych.

Z powyższego wynika, że ekwiwalentem odporności brzegu na erozję jest zwiększona masa rumowiska, dostająca się do strefy brzeżnej koryta.

UDZIAŁ WYDM I PROCESÓW EOLICZNYCH W KSZTAŁTOWANIU WYBRANYCH ODCINKÓW DOLIN RZEK NIZINNYCH U SCHYŁKU PLEJSTOCENU I W HOLOCENIE

Przebieg zmian morfogenetycznych w dolinach rzek nizinnych od schyłku plejstocenu do chwili obecnej jest z zasady rozpatrywany pod kątem związku między określoną fazą rozwinięcia koryta rzecznoego a warunkami klimatycznymi panującymi w dorzeczu, które determinowały charakter pokrywy roślinnej w dolinach i na przyległych wysoczyznach, podlegających z różną intensywnością procesom denudacji (J.R.L. Allen, 1970; G.H. Dury, 1964; E. Falkowski, 1967, 1972; J.W. Popow, 1956; S.A. Schumm, 1968 i in.). Podkreśla się zgodnie, że pośrednim wynikiem sukcesji roślinności w dorzeczach jest meandryczne lub roztokowe rozwinięcie koryta, co też staje się pośrednio kryterium wiekowym tego procesu.

Tego typu stanowisko, powszechnie reprezentowane w literaturze, nie uwzględnia jednak w pełni roli wydm i procesów eolicznych, które mogły opóźnić na przełomie plejstocenu i holocenu naturalną reakcję rzeki na zachodzące w tym czasie zmiany klimatyczne. Mogły one modyfikować przebieg procesów korytowych i sedimentacyjnych, zacierając lokalnie ostrość tych zmian. Uwzględniając krótkie stosunkowo okresy inwazji szaty leśnej w böllingu i allerödzie, należy rozpatrzyć problem dotychczas otwarty, a mianowicie, czy wydmy i procesy eoliczne mogły nie dopuścić, przynajmniej lokalnie, do pełnego meandrowania rzek w tych okresach. Opóźnienie biologicznej zabudowy tarasów zalewowych, a pośrednio i meandrowanie rzek, związane było z:

– wypełnieniem dolin rzek nizinnych roztokowych aluwiami piaszczystymi, a szczególnie osadami powodziowymi o dominującej frakcji piaskowej;

– typem sedymentacji aluwów rzeki roztokowej, który ze względu na mechanizm procesów sedymentacji uwarunkował istnienie dużych powierzchni odłoneżonych piasków, co wynikało z hipsometrycznie zróżnicowanego ukształtowania stropu facji korytowej, a także z występowania wałów brzegowych i nasp pozakorytowych, zbudowanych z piasków; utwory facji powodziowej, także stanowiące podatny materiał na wywiewanie ze względu na granulacje, nie tworzyły w tej sytuacji ciągłej pokrywy aluwów rzeki roztokowej, dostatecznie chroniącej przed rozwiwaniem;

– mało wcięty systemem koryt roztokowych, warunkującym płytkie występowanie zwierciadła wód gruntowych w dolinach, szczególnie poza strefą występowania wydym i wałów brzegowych;

– zróżnicowanymi w skali rocznej stanami wód, co pociągnęło za sobą duże wahania wód gruntowych;

– fazami intensywnej wydymotwórczości u schyłku plejstocenu, pozwalającymi na zmagazynowanie dużej ilości osadów eolicznych w obrębie dolin rzek roztokowych (B. Kozarski, 1962; J. Wojtanowicz, 1968 i in.).

Wskutek wkroczenia lasów na wysoczyznę nastąpiło pogłębienie rynnowanego z natury rzeczy charakteru dolin, a tym samym zwiększenie ich roli jako korytarzy swobodnego przemieszczania się mas powietrza. Warunkowało to dłuższy niż na wysoczyznach czas trwania intensywnych procesów eolicznych.

Zrozumiałe jest, że w przypadku rzeki dojrzałej – swobodnej zjawisko opóźnionego przejścia w rzekę meandrującą będzie najbardziej widoczne, natomiast w przypadku rzeki bądź młodej (w rozumieniu E. Falkowskiego, 1971), bądź też skrępowanej czynnik młodości lub skrępowania będzie zacierać, a niekiedy nawet pozornie wypuklać zjawisko opóźnienia reakcji rzeki. Podkreślić też należy rolę wielkości cieków, który może mieć różny zasięg meandrów oraz w różnym stopniu – w zależności od wielkości i dynamiki przepływów – jego rozwój i rozwój doliny może być uzależniony od wydym i procesów eolicznych.

Hipsometria i budowa geologiczna Wisły, Dolnej Narwi, Bugu, Pilicy, Liwca i Wieprza świadczą o większej dynamice i skuteczności działania procesów fluwiodynamicznych w dolinach coraz to większych cieków. W dolinie Wisły erozja doprowadziła do stosunkowo szybkiej likwidacji form eolicznych, a tym samym nie dopuściła do skrępowania jej rozwoju czynnikiem eolicznym. Mniejsze cieki typu Świdra, Liwca i Wieprza, szczególnie na odcinkach z licznymi wydymami na tarasach, nie rozwinęły się natomiast w pełni w rzeki swobodnie meandrujące. Świadczy o tym brak etapowych przejść koryta meandrującego od wielkich meandrów do etapu krętości koryta.

Opóźnienie przejścia rzek roztokowych w fazę meandrowania musi być rozpatrywane osobno dla poszczególnych cieków, przy uwzględnieniu ich wielkości i stopnia skrępowania ich rozwoju czynnikiem eolicznym. Wchodzi tu w grę przedział czasu między schyłkiem zlodowacenia bałtyckiego a optimum klimatycznym holocenu. Należy zatem z jednej strony uzupełnić schemat podany przez E. Falkowskiego (1971) przez uwzględnienie czynnika eolicznego, opóźniającego zmiany rozwinięcia koryta z wynikającymi stąd konsekwencjami w typie sedymentacji aluwów, z drugiej zaś podkreślić większą indywidualność poszczególnych odcinków rzek, pogłębiającą się w kierunku cieków coraz to mniejszych.

Rozważania powyższe dotyczą jednak tylko rzek, które miały możliwość przejścia przez jeden cykl ewolucyjny. Nie uwzględniono tu więc w zasadzie rzek obszaru zlodowacenia bałtyckiego oraz rzek górskich.

WNIOSKI

Przeprowadzone badania ujawniły, że rola wydm i procesów eolicznych w kształtowaniu dolin rzek nizinnych u schyłku plejstocenu i w holocenie była bardzo złożona i wielokierunkowa. Nie wszystkie problemy związane z tym zagadnieniem wyjaśniono w równym stopniu. Wiele z nich tylko zaakcentowano i w dalszym ciągu mają charakter problemów otwartych, a wyjaśnienie ich wymaga przeprowadzenia dalszych, często specjalistycznych badań. Przeprowadzone prace pozwalają jednak na wyciągnięcie szeregu następujących wniosków, dość istotnych dla określenia zależności między procesami eolicznymi działającymi w dolinach a charakterem budowy geologicznej tych dolin i przebiegiem zmian rozwinięcia koryta.

1. Ilość materiału dostarczonego do cieku w procesie eolicznym, obliczona na podstawie danych uzyskanych z analizy wybranych form erozyjnych i akumulacyjnych oraz pomiarów ilości dostarczanego rumowiska bezpośrednio do koryta rzeki, wynosi około 15 000 t/km² na rok, a w strefach szczególnie intensywnej dostawy może wzrosnąć do 50 000 t/km² na rok.

2. Dostawa materiału eolicznego może wpłynąć pośrednio na przestrzenne rozmieszczenie w korycie rzeki form sedymentacji aluwioów, wywołując bądź to sedymentację osadów facji korytowej, bądź też przyczyniając się do lokalnego wzrostu poboru rumowiska z erozji. Rola powyższych procesów wzrasta przy coraz niższych stanach wód w rzece. Wraz z niskimi stanami wzrasta również powierzchnia odsypów w korycie, podatnych na procesy deflacji.

3. Dostawa materiału eolicznego w okresie niskich i średnich stanów wód utrudnia likwidację przemiałów, które powstały w korycie rzeki podczas wezbrań (przeciążenie wód niskich rumowiskiem).

4. Zjawisko nasilenia sedymentacji aluwioów wywołane dostawą eoliczną w zasadzie dotyczy tylko rzek roztokowych, z natury rzeczy mających dodatni bilans aluwioów i charakteryzujących się długotrwałymi stanami wód niskich.

5. Zmiany w budowie geologicznej utworów wypełniających doliny wywołane przez wydmy wprowadzają nowy genetycznie element w budowie równi zalewowej w postaci sedymentacji utworów organicznych nie związanych bezpośrednio z sedymentacją i erozją wód płynących korytem i z modelowanymi bezpośrednio przez rzekę basenami sedymentacji (np. osady bagna śródmymowego).

6. Przyczyną zatorfienia doliny musi być czynnik spiętrzający w dolinie wody, przynajmniej powodziowe. Takim czynnikiem są często wydmy tworzące naturalne przegrody i warunkujące powstanie odcinków wtórnie kotlinowatych. Podobne skutki w postaci zabagnienia doliny obserwuje się przy nasypach drogowych, przegradzających doliny i zaopatrzonych zbyt małym światłem przepustów i mostów.

7. Osadzanie się aluwioów facji powodziowej, wykształconych w postaci naprzemianległych warstw piasków i pyłów (lub glin), może być również pośrednio wywołane przez wydmy. Wody wezbraniowe na tarasach zabudowanych eolicznie są przeciążone rumowiskiem piaszczystym pochodzącym z erozji osadów eolicznych.

8. Wydmy i procesy eoliczne modyfikują procesy korytotwórcze. Wpływają zarówno na przebieg krzywizn koryta rzeki, jak i sposób sedymentacji aluwioów facji korytowej. Ponadto powodują zwiększoną dostawę rumowiska do cieku oraz wpływają na przebieg erozji.

9. Wydmy i procesy eoliczne tak dalece mogą wpłynąć na morfologiczno-litologiczne cechy odcinków dolin rzek nizinnych, że lokalnie maskują i utrudniają właściwe zakwalifikowanie danego odcinka do odpowiedniego typu morfogenetycznego doliny. Do kwalifikacji należy dodać i ten „nowy” typ doliny.

10. Wydmy i procesy eoliczne opóźniły u schyłku plejstocenu i w holocenie przejście rzek z fazy roztokowej rozwinięcia koryta do fazy meandrowania. Opóźnienie musi być rozpatrywane osobno dla poszczególnych cieków i ich odcinków, przy uwzględnieniu wielkości rzeki i doliny oraz stopnia skrępowania ich rozwoju czynnikiem eolicznym. Wchodzi tu w grę przedział czasu zawarty między schyłkiem zlodowacenia bałtyckiego a optimum klimatycznym holocenu.

11. Sposób występowania wydym w dolinach rzek nizinnych jest wyrazem drożności odcinka doliny oraz może być wskaźnikiem typu doliny.

12. Sposób występowania wydym w dolinie wskazuje na kierunek koniecznej ingerencji człowieka środkami technicznymi. Zabagnienie oraz długotrwałe występowanie wód stojących na obszarach odciętych ciągami wydym ograniczają możliwości wykorzystania tych obszarów w gospodarczej działalności człowieka. Wykonanie odpowiednich prac inżynierskich, umożliwiających kontrolowany odpływ i dopływ wód z tego typu obszarów, polepsza warunki ich użytkowania.

13. Dla kompleksowej oceny zjawisk oraz procesów korytotwórczych w dolinach rzek nizinnych dla celów regulacyjnych konieczne staje się uwzględnienie roli wydym i procesów eolicznych, a zwłaszcza bezpośredniej dostawy do cieków rumowiska eolicznego jako czynników wpływających na rozwój doliny i koryta rzeczno-

Instytut Hydrogeologii
i Geologii Inżynierskiej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, al. Zwirki i Wigury 93
Nadesłano dnia 21 kwietnia 1980 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALLEN J.R.L. (1970) – Physical processes of sedimentation. London.
- BEERBOWER J.R. (1974) – Cyclothems and cyclic depositional mechanism in alluvial plane sedimentation. Symposium on Cyclic Sedimentation. State Geol. Survey Kansas. Bull., 169, p. 31–42.
- DURY G.H. (1964) – Subsurface exploration and chronology of underfit streams. Geol. Surv. Prof. Pap., 459B.
- DYLIKOWA A. (1968) – Fazy rozwoju wydym w środkowej Polsce w schyłkowym plejstocenie. Folia Quaternaria, 29, p. 119–126.
- FALKOWSKI E. (1967) – Ewolucja holocenijskiej Wisły na odcinku Zawichost – Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. Biul. Inst. Geol., 198, p. 57–131.
- FALKOWSKI E. (1971) – Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, 12, p. 5–121.
- FALKOWSKI E. (1972) – Regularities in development of lowland rivers and changes in river bottoms in the Holocene. Excursion Guide Book Symposium of the INQUA, p. 3–30.
- KOWALCZYK J. (1972) – Archeological data to the research on early Settlement in Polish Land. Excursion Guide Book Symposium of the INQUA, p. 37–39.
- KOZARSKI S. (1962) – Wydmy w pradolinie Noteci k. Czarnkowa. Badania Fizjogr. nad Polską Zach., 9, p. 37–57.
- LASKOWSKI K. (1972) – Connection of fluvial and aeolian processes. Excursion Guide Book Symposium of the INQUA, p. 49–54.
- LASKOWSKI K. (1975) – Próba wyjaśnienia genezy powodziowych utworów błotnistych. Prz. Geol., 23, p. 17–20, nr 1.
- LASKOWSKI K. (1976) – Wpływ wydym i procesów eolicznych na rozwój wybranych dolin rzek nizinnych u schyłku plejstocenu i w holocenie. Arch. Wydz. Geol. UW.

- LASKOWSKI K. (1979) – Part of dunes in stream evolution and ways of their utilization. Symposium Changes of the Geological Environment Under the Influence of Man's Activity, p. 65–69.
- SCHUMM S.A. (1968) – River adjustment to altered hydrologii regiment – Mumbidgee river. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 598.
- SZUMAŃSKI A. (1972) – Changes in the development of the Late Pleistocene and Holocene. Excursion Guide Book Symposium of the INQUA, p. 55–68.
- WOJTANOWICZ J. (1968) – Wydmы międzyrzeczca Sanu i Łęgu. Ann. UMCS, Sect. B, 20, p. 89–124.
- ПОПОВ И.В. (1956) – Деформации речных русел и гидротехническое строительство. Ленинград.

Кжиштоф ЛЯСКОВСКИ

ВЛИЯНИЕ ДЮН И ЗОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ДОЛИН НИЗИННЫХ РЕК НА ИСХОДЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И В ГОЛОЦЕНЕ

Резюме

Исследованиями установлено, что в долинах низинных рек эоловые процессы происходили гораздо интенсивней и дольше, чем на возвышенностях. Это явление следует связывать с тем, что в долинах вторжение лесов происходило позднее, чем на возвышенностях. Решающее значение в развитии лесного покрова в долинах имели плохие условия для роста на плиоценовых террасах, сложенных песчаными породами, и неблагоприятные водные условия, ввиду тесной связи вод террасы с водами реки, большие колебания их в течение года и ввиду этого частые паводки.

В зависимости от величины стока и количества эоловых отложений в долине дюны по разному влияли на её развитие. По способу залегания эоловых пород в долине можно судить о процессах, формировавших её (фиг. 5). Механизм влияния дюн и эоловых процессов на седиментацию и эрозию аллювия был следующим:

1. Непосредственный перенос эолового материала в речное русло приводил к дополнительной нагрузке, оказываемой россыпью на воды. Современные ветры приносят в среднем 15 000 т материала на 1 км² речного русла в год, а при особенно благоприятных условиях около 50 000 т на 1 км² русла в год. Эти цифры, полученные путём расчёта, основанного на измерении количества транспортируемого ветром материала, подтверждаются количественной оценкой результатов морфологических процессов, вызванных ветрами (фиг. 1–4).

2. Эоловый материал, переносимый в результате эрозии террас, надстроенных дюнами, ограничивал размеры горизонтальных изменений русла. Поэтому ширина моделированной долины была обратно пропорциональна количеству дюн.

3. Дюны, попадая в речное русло, локально поднимали уровень воды, изменяя тем самым характер флювиодинамических процессов.

4. Дюны, расположенные в границах паводковых вод, формировали их поток, определяли процесс седиментации и эрозии во время паводков (фиг. 7). Там, где расположение дюн затрудняло сток паводковых вод, происходила седиментация органических грунтов (междюнные болота). Дюны, поднимающие уровень грунтовых вод, а в особых случаях, когда их цепь создавала естественные ступени, повышающие уровень вод, были причиной образования болот по всей ширине долины.

5. С дюнами связан характерный тип паводковых отложений, представленных преслаиванием песков и пыли (фиг. 6). Этот тип осадков в ископаемом состоянии свидетельствует о участии эоловых процессов в развитии долины.

Вышеуказанные факторы обуславливали позднейшую реакцию рек на изменения климата, выражавшуюся в способе строения их русел. Переход рек из фазы разветвлённого строения

русла в меандровую фазу происходило с опозданием по разному, в зависимости от силы течения. Чем слабее было течение, тем более чётко проявлялось опоздание.

Дюны и золовые процессы могли так модифицировать геологическое строение террас, что морфогенетические черты их и характер седиментации дают повод для выделения подтипа золовой ограниченной реки.

Krzysztof LASKOWSKI

ON THE INFLUENCE OF DUNES AND EOLIAN PROCESSES ON DEVELOPMENT OF LOWLAND RIVER VALLEYS IN THE LATEST PLEISTOCENE AND HOLOCENE

Summary

The studies showed that eolian processes were acting more intensely and longer in lowland river valleys than in highlands. This phenomenon may be explained by a delay in invasion of forests in river valleys in relation to highlands. In valleys, development of forest cover was primarily impeded by unfavourable conditions prevailing in sandy Pleistocene terraces and water regime. The water regime was there disadvantageous because of close water connections between terrace and river, large oscillations in water level in annual cycles and resulting numerous rises.

The influence of dunes on development of a valley was varying, depending on size of river and amount of eolian material present in the valley. The mode of occurrence of eolian deposits in valley may cast some light on the course of processes responsible for its development (Fig. 5). The mechanism of influence of dunes and eolian processes on the course of sedimentation and erosion of alluvia was a follows:

1. Direct supply of eolian material to river channel was resulting in increase of load transported by river. The amount of material nowadays brought to river valleys by winds equals 15,000 t per 1 km² at the average, rising to about 50,000 t per 1 km² under particularly advantageous conditions. Quantitative estimations of morphological effects attributable to winds (Figs. 1-4) gave further support to the above estimations based on measurements of amounts of present-day material deposited by winds.

2. The extent of lateral river channel changes was limited by supply of eolian material coming from erosion of dune covered terraces. This suggests that the width of modelled valley was reversely proportional to the number of dunes in its area.

3. The entrance of dunes into river was resulting in local rise of water level and, therefore, change in fluviodynamic processes.

4. Dunes occurring within the range of water rises were bearing some influence on flow as well as the course of sedimentation and erosion in time of a rise (Fig. 7). Vast areas of sedimentation of organic soils, i.e. intra-dune swamps, were originating in places where distribution of dunes impeded outflow of rise water. Dunes were also rising groundwater table and under specific setting, i.e. when dune lines were forming natural groundwater-table-rising steps, they resulted in swampy character of river valley on its whole width.

5. A specific type of flood-facies deposits, characterized by alternation of sands and silts (Fig. 6), is connected with dunes. The presence of such deposits in geological record indicates contribution of eolian processes to development of a valley.

The above discussed set of agents is responsible for delay in development of river in relation to climatic changes. The delay in transition of rivers from braided-channel phase to the meandering was varying, depending on size of a river. Generally, the smaller the river, the larger the delay.

Modification of geological structure of terraces by dunes and eolian processes could be so large that it becomes possible to differentiate subtype of river controlled by eolian processes with reference to morphological features and the nature of sedimentation.