

Charakterystyka osadów stożka napływowego suchej dolinki erozyjno-akumulacyjnej Piaski Pomorskie (Pomorze Zachodnie)

Renata Paluszkiewicz*

Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Instytut Paleogeografii i Geoekologii, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań

Wprowadzenie

Na terenie Pomorza Zachodniego o formowaniu się dolinek i niecek denudacyjnych zdecydowały drogi i kierunki postglacjalnego odwodnienia ukształtowane na przedpolu wycofującego się lądolodu w fazie pomorskiej zlodowacenia Wisły. Ważnym etapem w dalszym rozwoju rzeźby było odmłodzenie form glacialnych w wyniku wytapiania się brył martwego lodu, częściowo już zatartych w warunkach klimatu peryglacjalnego.

Strefy nazywane przez Klatkową (1965) powierzchniami silnie nachylonymi zarówno na obszarach starszych, jak i ostatniego zlodowacenia są miejscami występowania licznych suchych lub okresowo suchych form dolinnych. Formy te były w przeszłości i są obecnie różnie nazywane. W polskiej literaturze geomorfologicznej przyjął się i jest najczęściej używany termin dolinki denudacyjne i niecki denudacyjne (Churska 1965, Klatkowa 1965).

Formy te stanowiły od dawna przedmiot zainteresowań geomorfologów i geologów.

Do głównych problemów badawczych, stanowiących przedmiot zainteresowań, należy zaliczyć:

- warunki rozwoju i genezę form (m.in. Marsz 1964, Churska 1965, Kostrzewski 1971, Kozarski, Rotnicki 1978, Twardy 1995, Moersons 2001),
- procesy morfolotwórcze ich rozmiary i natężenie (Bartkowski 1963, Gołębiewski 1981, Kamiński 1993, Sinkiewicz 1994, Harvey 1996, Bull, Kirkby 1997, Twardy 2000),
- morfologiczne wykształcenie dolinek i niecek denudacyjnych (Pierzchałko 1954, Maruszczak 1956, Patton, Schumm 1981),

- wiek form (Dylik 1953, Liedtke 1961, Klatkowa 1965, Kozarski 1971),
- stowarzyszone z nieckami stożki napływowe (Nowaczyk 1991, Sinkiewicz 1994).

Z przeglądu literatury wynika, że w dotychczasowych badaniach powierzchni silnie nachylonych zwracano przede wszystkim uwagę na rozcinające je formy dolinne i nieckowate (na co zwraca uwagę Nowaczyk 1991), w których znajdowano zapis zdarzeń morfolotwórczych. Sporadycznie natomiast zajmowano się stożkami napływowymi towarzyszącymi licznym dolinkom denudacyjnym.

Obszar badań

Szczegółowym badaniom poddana została krawędź wysoczyznowa rejonu Piaski Pomorskie (Pomorze Zachodnie) o przebiegu W-E. Według regionalizacji fizycznogeograficznej (Kondracki 1978) obszar badań położony jest w obrębie Pojezierza Drawskiego. Zgodnie z wydzielonymi przez Karczewskiego (1989) podstrefami lobu Parsęty badany obszar należy zaklasyfikować do najwyższego VII poziomu wysoczyzny morenowej północnego skłonu Pomorza. Dominującymi elementami rzeźby terenu są: wysoczyzna morenowa falista na północy, a na południu doliny i równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych. W obrębie wschodniej części występują wzgórza morenowe martwego lodu.

Długość krawędzi to około 6 km, wysokości bezwzględne wahają się od 100 do 125 m n.p.m. Krawędź rozcięta jest licznymi suchymi dolinkami erozyjno-denudacyjnymi o zróżnicowanych długo-

* e-mail: reniach@amu.edu.pl

ściach i głębokościach wcięcia koryta. Na całej długości naliczono 20 rozcięć o przebiegu N-S, które wyraźnie zaznaczają się w rzeźbie. Mniej wyraźnie natomiast w rzeźbie zaznaczają się stowarzyszone z dolinkami stożki napływowe.

Cechy morfometryczne dolinki erozyjno-denudacyjnej

Dolinka erozyjno-denudacyjna, z którą stowarzyszony jest badany stożek napływowy, osiąga długość około 75 m (ryc. 1). Wzdłuż profilu podłużnego dolinki wyróżnić można następujące odcinki:

- źródło dolinki o wyraźnym dendrytycznym zarysie,
- dolinka o wąskim dnie,
- wylotowy odcinek dolinki o znacznie szerszym dnie,
- stożek napływowy.

Dolinka w górnej części wykazuje przebieg w kierunku S, natomiast w środkowej zmienia swój bieg na SE. Kształt profilu podłużnego jest dość zróżnicowany na całej długości. W części górnej spadek dolinki mierzony wzdłuż profilu podłużnego wynosi około $10,5^\circ$, zaś dla części środkowej i dolnej – około 6° .

Dla zobrazowania zmienności cech morfometrycznych badanej formy wykonano profile poprzeczne w części górnej, środkowej i dolnej. Analiza profili wskazuje na asymetryczność zboczy. Generalnie zbocza SW są nachylone pod większym kątem aniżeli NE i mają charakter wypukły. Na całej długości dolinki obserwuje się wklęsłe dno o szerokości około 4 m, jedynie w części górnej dno jest węższe – około 2 m.

Kształt profilu poprzecznego górnego odcinka dolinki jest wypukły. Zbocza wykazują niewielką asymetryczność. Nachylenie zbocza SW jest nieco większe od zbocza NE (20° – $19,3^\circ$; $22,1^\circ$ – $25,1^\circ$; $20,6^\circ$ – $19,4^\circ$). Głębokość formy w tym miejscu wynosi około 3 m.

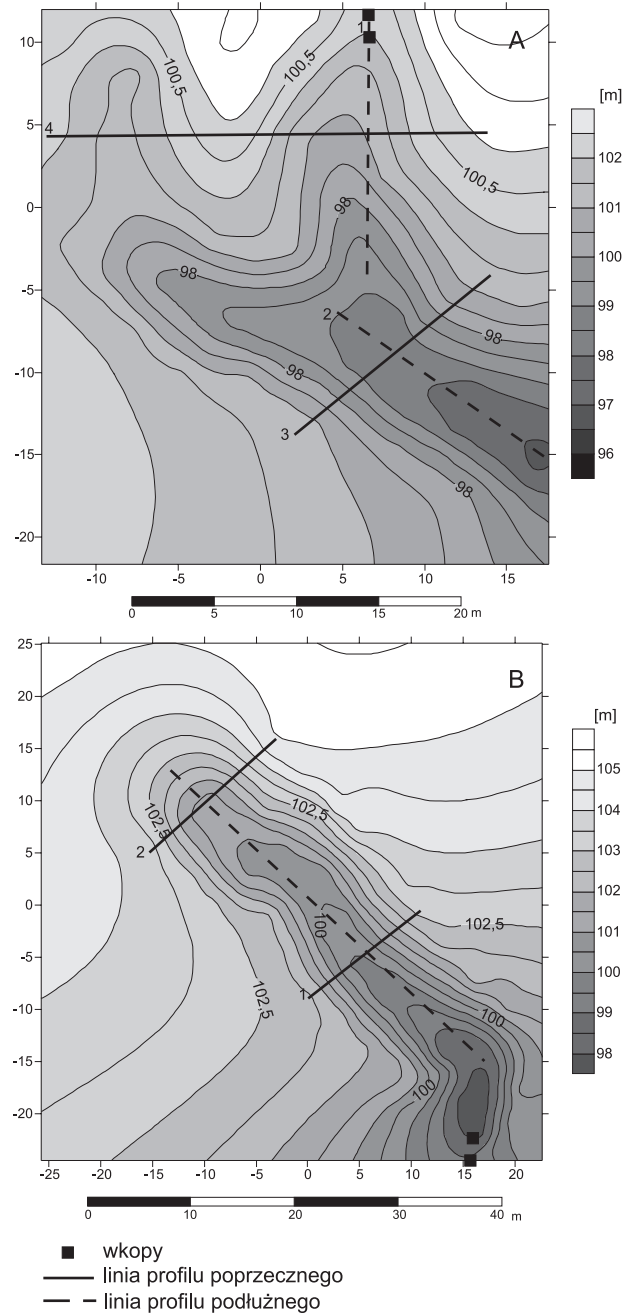
Z biegiem dolinki w odcinku środkowym zbocza osiągają większe nachylenia, zaznacza się tam wyraźna asymetryczność zboczy (W – $25,1^\circ$, E – 16°). Zwiększa się też głębokość dolinki, wynosi ona ponad 4 m.

Wykształcenie osadów stożka napływowego

U wylotu suchej dolinki erozyjno-denudacyjnej rozprzestrzenia się stożek napływowy.

Budowę wewnętrzną stożka rozpoznano na podstawie wykonanych wkopów i wierceń. Wkopy wykonane zostały w części proksymalnej i dystalnej badanej formy.

W części proksymalnej rozpoznano układ osadów do głębokości około 4 m. W stropowej części wkopu



Ryc. 1. Morfologia dolinki erozyjno-denudacyjnej
A – część górna dolinki, B – część środkowa i dolna dolinki

pod warstwą próchniczną zalegają piaski drobne, bezstrukturalne, żółte do głębokości około 88 cm. Bezpośrednio pod nimi występuje przewarstwienie o miąższości około 10 cm piasku średniego ze żwirem, wykazującego warstwowanie horyzontalne. W spągu zalega warstwa bezstrukturalnego piasku drobnego koloru jasnoszarego o miąższości ponad 2 m.

W odległości około 4,5 m w kierunku południowym wykonany został kolejny wkop. Rozpoznania osadów dokonano do głębokości około 2 m. Pod poziomem próchnicznym, podobnie jak to miało miejsce w części proksymalnej stożka, zalegają osady piasku drobnego koloru żółtego. Miąższość ich dochodzi do ponad 80 cm. Pod nimi występuje prze-

warstwienie piasku grubego z domieszką żwiru, miąższości około 20 cm. Poniżej tego poziomu zalega warstwa torfu, która w stropowej części przewarstwiona jest wkładkami piasku drobnego szarego. Pobrany materiał z torfu wydatowano metodą ^{14}C . Analizie poddano 3 próbki, spąg osadów torfowych wydatowano na 2100 ± 30 BP (Poz-22990), część centralną na 1965 ± 35 BP (229910), a strop na 1835 ± 35 BP (Poz-22992). Zawartość OM w pobranych próbkach wynosiła powyżej 80%.

Pomiary biegów i upadów lamin wykazały, że sypiące wody stożek spływały wachlarzowato w kierunkach SE i NW.

Analizy uziarnienia osadów pobranych ze stożka napływowego zarówno w profilu podłużnym przez tę formę, jak i w profilach pionowych wykazują znaczne ich zróżnicowanie. Zauważa się drobnienie ziarna w profilu podłużnym. Osady budujące stożek napływowy są słabo wysortowane – wartość odchylenia standardowego zawarta jest w przedziale 0,75–1,6. Obserwuje się jednak lepsze wysortowanie osadów w części dystalnej stożka. Zawartość procentowa CaCO_3 obliczona metodą Scheilbrera w badanych osadach jest niewielka i mieści się w przedziale 2,9–4,4%. Dla badanych osadów określono również stopień obtoczenia ziarn kwarcu metodą Krygowskiego (1964) w dwóch frakcjach: 1,25–1,0; 1,0–0,8. Wyniki badań wskazały na przewagę ziarna typu α – świadczące o braku obróbki (podtyp α_1 – ziarno skrajnie graniaste) (dla 1 próby odnotowano przewagę ziarna typu β_2 – ziarno pośrednie z wyraźną obróbką).

Podsumowanie

Najstarsze wydatowane osady wskazują, że w subatlantyku mogło dojść do formowania się stożka napływowego, co pośrednio wskazuje na istnienie dolinki. Rozpoznanie budowy wewnętrznej stożków stanowi zapis wydarzeń geologicznych związanych na ogół z rozwojem form, u wylotów których stożki występują. Przedstawiony powyżej opis cech strukturalno-teksturalnych osadów budujących stożek napływowy może wskazywać na etapy jego rozwoju oraz rodzaj procesów modelujących. Ze względu na charakter osadów za podstawowy proces modelujący zarówno w rozwoju dolinki, jak i stożka napływowego uznać należy proces spłukiwania i erozji.

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2007–2010 jako projekt badawczy.

Literatura

Bartkowski T. 1963. O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na

Nizinie Wielkopolskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 9: 7–42.

Bull L.J., Kirkby M.J. 1997. Gully processes and modeling. *Sched of Geografy, Univesity of Leeds, Leeds LS29JT,UK. Progress in Phisical Geograpy* 21, 3: 354–374.

Churska Z. 1965. Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis Toruń – Polonia, VI, C (Geografia et Geologia)*, 1: 1–109.

Gołębiewski R. 1981. Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni górnej Raduni w późnym wirmie i holocenie. *Zeszyty Naukowe, Rozprawy i Monografie*, 26: 1–165.

Harvey A.M. 1996. Holocene hillslope gully systems in the howgill fells. *Cumbria Advences in Hillslope Processes*. 2. John Wiley & Sons, s. 731–751.

Karczewski A. 1989. Morfogenezja strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze lobu Parsęty w vistulianie (Pomorze Zachodnie). *Wydawnictwo Naukowe UAM, Seria Geografia*, 44: 1–48.

Klatkowa H. 1965. Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia*, 19: 1–142.

Kondracki J. 1978. *Geografia fizyczna Polski*. PWN, Warszawa.

Kostrzewski A. 1971. Niecki denudacyjne w krawędzi wysokiej terasy ujściowego odcinka doliny Bobru. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 24, A: 77–95.

Kozarski S. 1971. Ślady działalności późnowürmskich procesów peryglacialnych w regionie dolnej Odry i dolnej Warty. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 24, A: 97–197.

Kozarski S., Rotnicki K. 1978. Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niziu Polskim. *PTPN Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 19: 1–57.

Krygowski B. 1964. Graniformametrija mechaniczna, teoria, zastosowanie. *PTPN, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 2, 4: 1–112.

Marsz A. 1964. O rozcięciach erozyjnych krawędzi pradoliny kaszubskiej między Gdynią a Redą. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 13: 113–154.

Maruszczak H. 1956. Główne cechy klimatycznej asymetrii stoków w obszarach peryglacialnych i umiarkowanych. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska Lublin – Polonia, XI, 5, section B*: 161–207.

Moersons J. 2001. The topographic thresholds of hillslope invasions in southwestern Rwanda. *Catena*, 50 (2003): 381–400.

Nowaczyk B. 1991. Wiek i warunki sedymentacji stożków napływowych w zachodniej części pradoliny warszawsko-berlińskiej. [W:] A. Kostrzewski

- (red.), Geneza litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Seria Geografia 50: 153–177.
- Patton P.C., Schumm S.A. 1981. Ephemeral stream processes: implications for studies of Quaternary valley fills. Quaternary valley fills. Quaternary Research, 15: 24–43.
- Sinkiewicz M. 1994. Paleogeograficzna wymowa budowy stożków napływowych w okolicy Biskupina na Pojezierzu Gnieźnieńskim. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, XXVII, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 92: 35–57.
- Twardy J. 1995. Dynamika denudacji holoceniowej w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Societas Scientiarum Lodzensis, Wydział III – Nauk Matematyczno-Przyrodniczych, Łódź.
- Twardy J. 2000. Holoceniowe zmiany rzeźby systemów dolinnych odwadnianych epizodycznie na Wyżynie Łódzkiej. [W:] K. Klimek, K. Kocel (red.), Transformacja dolin plejstoceniowych w holocenie: strefowość i piętrowość zjawiska. Sosnowiec, s. 115–120.

