SEDYMENTOLOGICZNY MODEL RZEKI ROZTOKOWEJ OSTATNIEGO ZLODOWACENIA W PRADOLINIE TORUŃSKO-EBERSWALDZKIEJ

Małgorzata PISARSKA-JAMROŻY

Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań
e-mail: pisanka@amu.edu.pl

Podczas plejstocenu lądolód skandynawski drenował ogromne ilości wody. Wypływające z lądolodu wody proglacjalne, często przeciążone osadem, formowały na przedpolu sandry a następnie zasilały pradoliny. Powszechnie wiadomo, że sedymentacja sandrowa, jak i w pradolinie sterowane były przez rzeki roztokowe. Brak jest jednak prac dotyczących rozróżnienia modelu sedymentacji rzeki sandrowej i pradolinnej.

Przedmiotem badań była środkowa i zachodnia części pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, zwana również pradoliną Noteci-Warty o długości 300 km. Analizie poddane zostały osady deponowane w czasie fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły, od stanowiska Rozwarzyn (na wschodzie) w Dolinie Środkowej Noteci (=Dolinie Noteci) do stanowiska Macherslust (na zachodzie) w Dolinie Eberswaldzkiej. Na podstawie badań wydzielono nowe **środowisko pradolinnej rzeki roztokowej** (Pisarska -Jamroży 2015), które w przeciwieństwie do środowiska roztokowych rzek sandrowych charakteryzuje m.in. „skrępowanie" systemu fluwialnego (ang. *confined fluvial system*), obecność warstwowań przekątnych rynnowych i płaskich wielkiej skali oraz depozycja brekcji w marginalnych częściach systemu.

Ponadto badania wykazały, że pradolina Toruńsko-Eberswaldzka zasilana była głównie przez wody proglacjalne płynące od czoła lądolodu, przez sandry do pradoliny (Pisarska-Jamroży i in. 2015a, b), a przepływ w głównych korytach w pradolinie był porównywalny z wezbraniami ablacyjnymi i mega powodziami (ang. *megafloods*), opisywanymi z sandrów (m.in. Pisarska-Jamroży, Zieliński 2014). Dowodem na występowanie powodzi sandrowych, które mogły zasilać również pradolinę jest zapis sedymentacji megawarw w Dolinie Eberswaldzkiej (Pisarska-Jamroży 2013), deponowanych w zbiorniku zasilanym przez przepływy przeciążone osadem. Te ostatnie uważane są za diagnostyczne dla identyfikacji megapowodzi sandrowych (Marren 2005). Przepływy w brzeżnych częściach pradolinnego systemu roztokowego były porównywalne z przepływami w żwirodennych plejstoceńskich rzekach sandrowych. Na tej podstawie dokonano podziału pradolinnego systemu roztokowego na trzy strefy: **(1) głębokich żwirodennych kanałów roztokowych z rozległymi rozmyciami** (ang. *deep gravel-bed braided channels zone with extensive scours*), **(2) głębokich piaskodennych kanałów roztokowych z odsypami poprzecznymi** (ang. *deep sand-bed braided channels zone with transverse bars*) oraz **(3) marginalnych, żwiro- i piaskodennych roztok z debrytami i brekcjami** (ang. *marginal, deep and shallow sand-bed and gravel-bed braided channels zone with debrite and breccia deposition*). Strefa pierwsza (1), głębokich żwirodennych kanałów roztokowych, charakteryzuje się największą energią przepływu; przykładowo średnia moc przepływu wynosiła 450,5 Wm^{-2}, a prędkość przepływu 1,9 ms^{-1}. W strefie tej rozwijały się powszechnie trójwymiarowe wydmy (ang. *3-D dunes*) i deponowane były litofacje żwirowe i piaszczyste warstwowane rynnowo Gt, GSt, SGt, St. Często w strefach pomiędzy dwoma korytami powstawały rozmycia (ang. *scour pools*). Strefę drugą (2), głębokich piaskodennych kanałów roztokowych z odsypami, charakteryzuje z jednej strony powszechna depozycja odsypów (Sl, Sp, SGp) głównie w drugorzędnych, nieco płytszych kanałach roztokowych a z drugiej – migracja trójwymiarowych wydm w najgłębszych częściach systemu roztokowego. Strefę drugą, w porównaniu z pierwszą strefą, charakteryzowały niższe średnie wartości mocy przepływu (221,8 Wm^{-2}) oraz prędkości przepływu (1,7 ms^{-1}). Ostatnia, trzecia strefa (3) obejmuje sedymentację w marginalnych, zarówno głębokich jaki i płytkich, żwiro- i piaskodennych kanałach roztokowych, do których deponowane były osady spływowe (debryty) oraz dostarczane były klasty i megaklasty erodowane z brzegów (z wysoczyzny). Depozycja debrytów i megaklastów w korytach powodowała powstawanie przeszkód

na dnie (ang. *obstacle marks*), modyfikujących przepływ i zmieniających naprężenia ścinające dna. W efekcie zmian warunków hydrodynamicznych na dnie dochodziło do erozji zdeponowanych megaklastów i depozycji brekcji fluwialnej w ich „cieniu". W strefie trzeciej panowały najniższe średnie wartości mocy przepływu (56,8 Wm^{-2}) oraz prędkości przepływu (1,2 ms^{-1}). Za sedymentację debrytów i brekcji odpowiedzialne były m.in. warunki peryglacjalne panujące w czasie fazy pomorskiej zlodowacenia Wisły w pradolinie. Debryty i brekcje zostały uznane za osady wskaźnikowe dla warunków fluwioperyglacjalnych (Pisarska-Jamroży, Zieliński 2011; Weckwerth, Pisarska-Jamroży 2015).

Rzeki sandrowe, zasilające pradolinę od północy, jak i rzeka w samej pradolinie miały charakter roztokowy, jednakże pradolinną rzekę roztokową charakteryzują pewne cechy, które nie występują lub są rzadkie na sandrach i *vice versa*. Sandrowe rzeki roztokowe cechują krótkookresowe, mało intensywne wezbrania (ang. *low-magnitude-high-frequency cyclical discharges*) a roztoki pradolinne - sporadyczne, intensywne wezbrania (ang. *high-magnitude-low-frequency discharges*). Pomimo całkiem różnej architektury środowiska sandrowego i pradolinnego, na podstawie analizy litofacjalnej trudno jest jednak rozróżnić osady tych środowisk.

Praca została wykonana w ramach projektu badawczego DEC 2013/09/B/ST/10.00031.

Literatura

MARREN P.M., 2005 – Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth–Science Reviews,* **70**, 203–251.

PISARSKA–JAMROŻY M., 2013 – Varves and megavarves of the Eberswalde Valley (NE Germany) – a key for the interpretation of glaciolimnic processes. *Sedimentary Geology,* **291**, 84–96.

PISARSKA–JAMROŻY M., ZIELIŃSKI T., 2011. Genesis of a till/sand breccia (Pleistocene, Noteć Valley near Atanazyn, central Poland). *Sedimentary Geology* 236, 109–116.

PISARSKA–JAMROŻY M., ZIELIŃSKI T., 2014 – Pleistocene sandur rhythms, cycles and megacycles: Interpretation of depositional scenarios and palaeoenvironmental conditions. *Boreas,* **43**, 330–348.

PISARSKA–JAMROŻY M., 2015 – Factors controlling sedimentation in the Toruń–Eberswalde ice–marginal valley during the Pomeranian phase of Weichselian glaciation: an overview. *Geologos,* **21**, 1–29.

PISARSKA–JAMROŻY M., VAN LOON A.J. (Tom), Woronko B., 2015a – Sorting of heavy minerals in sediments deposited at a high accumulation rate, with examples from sandurs and an ice–marginal valley in NW Poland. *GFF,* **137**, 126–140.

PISARSKA–JAMROŻY M., VAN LOON A.J. (Tom), WORONKO B., STERNAL B., 2015b – Heavy–mineral analysis as a tool to trace the source areas of sediments in an ice–marginal valley, with an example from the Pleistocene in northwest Poland. *Netherlands Journal of Geosciences,* **94**, 185–200.

WECKWERTH P., PISARSKA–JAMROŻY M., 2015 – Periglacial and fluvial factors controlling the sedimentation of Pleistocene breccia in NW Poland. *Geografiska Annaler,* **97A**, 415–430.