

glacialnej, spąg lądolodu zajmował przeważnie niższe pozycje hipsometryczne w obszarach dolin i innych obniżen prewarciańskich, zaś wyższe – na prewarciańskich wysoczyznach. W czasie deglacjacji, która na opisywanym terenie miała powszechnie charakter arealny, choć lokalnie zróżnicowany, wysoczyzny podlegały dość ograniczonej i przeważnie krótkotrwałej akumulacji wodnolodowcowej. Natomiast obniżenia, odsłaniające się często spod lodu w miejscu dawnych obniżen, stawały się obszarami migracji, bądź stagnowania wód roztopowych, i co za tym idzie, basenami wydajnej sedymentacji glacialfluwalnej i glacialimicznej, pośród powszechnie zalegających płatów martwego lodu lodowcowego.

W obrębie tych obniżen, które w czasie deglacjacji pełniły funkcje międzykempowych zagłębien wytopiskowych, rynien podlodowcowych oraz rozcięć erozyjnych po przepływie wód roztopowych o wysokiej energii, już u schyłku deglacjacji rozpoczął się rozwój sieci rzecznej. W zróżnicowane genetycznie najniższe części wklęsłych form glacialogenicznych, procesy fluwalne wkomponowały liczne rozcięcia erozyjne oraz osady dwóch teras fluwalnych: vistuliańskiej i holocenińskiej.

Osady rzeczne z vistulianu, budujące terasę nadzalewową, stanowią obecnie najwyższy poziom fluwalny w dolinach, wzniesiony do 7-8 m ponad dno doliny. Osiągają one miąższość kilku-kilkunastu metrów. W ich przekrojach, na różnych głębokościach, szczególnie w dolinach należących do zlewni Rawki, udokumentowano liczne cokoły erozyjne utworów wodnolodowcowych (Rdzany 1997, Kobołek 2000).

Konfiguracja stropu osadów glacialogenicznych, a zarazem erozyjna powierzchnia spągowa utworów vistuliańskich, jest bardzo urozmaicona. Oznacza to, że w przeciwieństwie do dobrze zachowanej rzeźby glacialogenicznej ponad terasą vistuliańską, kopalna rzeźba glacialna, poniżej tego poziomu, została znacznie zmieniona, głównie przez erozję rzeczna w eemie i vistulianie.

Procesy fluwalne w holocenie, w porównaniu do vistuliańskich, przebiegały w znacznie mniejszej zależności od rzeźby glacialogenicznej.

#### Literatura

- Klajnert Z., 1978 – Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpoiu. *Acta Geogr. Lodz.*, 38: 1-149.
- Kobołek E., 2000 – Morfogenez doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: 1-157.
- Rdzany Z., 1997 – Kształtowanie rzeźby terenu między górą Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 73: 1-146.
- Szmidt A., 2004 – Wpływ podłoża mezozoicznego na rzeźbę w rejonie doliny Pilicy pomiędzy Inowłodzem a Nowym Miastem nad Pilicą. (W:) R. Sołtysik (red.) *Czwartorzęd obszaru Polski na tle struktur starszego podłoża*, Prace Inst. Geogr. AŚ, Kielce, 13: 125-139.

#### WYBRANE ZAGADNIENIA MORFOGENEZY DOLINY WELNY

Mirosław Rurek

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

Doliny rzeczne w Polsce, a dokładniej ich geneza na przestrzeni ostatnich kilkudziesięciu lat wzbudzały szerokie zainteresowanie grona badaczy. W trakcie recesji ostatniego zlodowacenia z obszaru Polski (vistulian) doszło do wzmożonej aktywności erozyjnej wód płynących i procesów denudacyjnych w obrębie dolin, co w konsekwencji doprowadziło do wykształcenia charakterystycznego układu kratownicowego sieci rzecznej.

Jedną z największych form dolinnych na Niżu Polskim jest pradolina Toruńsko-Eberzwaldzka, podzielona na odcinki przełomowe łączące odcinki kotlinowate. Była ona niejednokrotnie obiektem badań szczegółowych (Galon 1968, Kozarski 1963, Kozarski, Szupryczyński 1958) oraz opisowych (Bartkowski 1957), w których uwzględniano jej wpływ na mniejsze doliny.

Każda pradolina ma szereg mniejszych uchodzących do niej dolin, które w późnym plejstocenie stanowiły szlaki odpływu wód z topniejącego lądolodu na północy, brył martwego lodu na południu oraz wód ekstraglacialnych. Do takich dolin zaliczyć należy dolinę Wełny, która morfologią nawiązuje do układu kratownicowego sieci rzecznej a ewidentnie uformowana została w późnym plejstocenie.

Opracowanie to dotyczy wybranych zagadnień z jej morfogenezy, która szczegółowo została przedstawiona w pracy magisterskiej pt.: „Morfogeneza doliny Wełny” tego samego autora, do tej pory niepublikowanej.

Celem opracowania jest przedstawienie morfogenezy doliny Wełny w kilku etapach. Posłużyła temu analiza rzeźby doliny ze szczególnym wyróżnieniem następujących etapów:

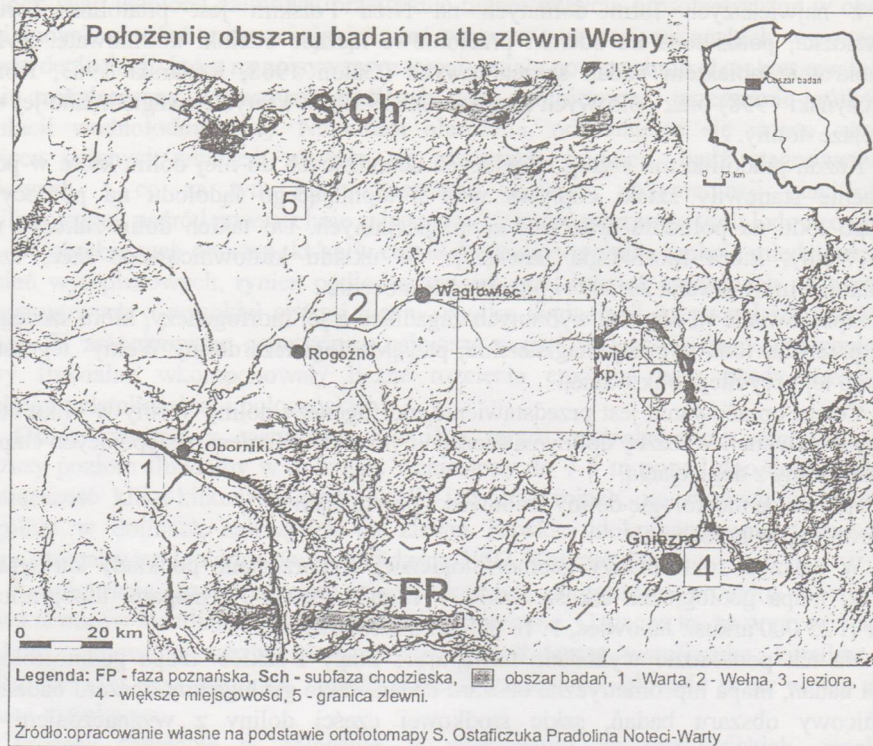
- etap związany z deglacją,
- etap wpływu na morfologię doliny środowiska peryglacialnego,
- etap ewolucji w holocenie.

W dalszym toku analizy geomorfologicznej wykorzystano podkłady kartograficzne takie jak: mapa geologiczna arkusz Nakło w skali 1:200 000 i mapami topograficznymi w skali 1:25 000 arkusz Janowiec, 1:10 000 arkusz Janowiec.

Na ich podkładzie wykonano następujące mapy i szkice: mapa geomorfologiczna obszaru badań, mapa hipsometryczna obszaru badań, szkic geologiczny obszaru badań, szkic poziomicowy obszaru badań, szkic środkowej części doliny z wyznaczeniem terasy pradolinnej.

Rzeka Wełna ma długość 117,8 km, odwadnia obszar o powierzchni 2611 km<sup>2</sup>, z czego 290 km<sup>2</sup> znajduje się w granicach województwa Kujawsko-Pomorskiego. Ma charakter rzeki nizinnej jej bieg można podzielić na trzy odcinki: górny, środkowy i dolny. Płynąc wykorzystuje ciągi rynien subglacialnych (m.in. jeziora rogowskie), następnie malowniczo wcina w otaczające ją wysoczyzny morenowe, a w dolnym, ujściowym odcinku przybiera charakter rzeki górskiej. Przemawia za tym pozostałość po rozmyciu gliny zwałowej w postaci residuum żwirowo-głazowego. W morfologii przeważa dobrze wykształcone, sporadycznie zalewane i bagienne płaskie dno dolinne, w obrębie, którego nielicznie można wytyczyć ostańce morenowe. Miejscami występuje terasa pradolina, zbudowana z osadów piaszczysto-żwirowych różnej miąższości (2-10 m) oraz zdenudowane przez procesy, łagodne stoki.

Wyznacznikiem lokalizacji obszaru badań był podkład topograficzny w skali 1:25000 arkusz Janowiec. Obszar badań położony jest we wschodniej Wielkopolsce, w okolicach Janowca Wielkopolskiego (Wysoczyzna Gnieźnieńska, ryc. 1), na styku Pojezierza chodzieskiego i Pojezierza gnieźnieńskiego. Ukształtowanie terenu, poza doliną, reprezentowane jest przez wysoczyznę morenową płaską i falistą, wał morenowy (wschodnie ramię) oscylacji szkocko-janowieckiej (Kozarski 1963), płytkie rynny subglacialne, suche dolinki, terasę pradoliną oraz zdegradowaną antropogenicznie wydmy. Generalnie teren pochyla się ze wschodu na zachód, dzięki temu, że istnieje kontakt głębszego podłoża wschodniej Wielkopolski z wałem Kujawsko-Pomorskim. W budowie geologicznej przeważa glina zwałowa, piaski fluwioglacialne, żwiry, piaski eoliczne, a w kulminacjach wału morenowego, miejscami występują osady piaszczysto-mułkowe, charakterystyczne dla kemów.



Ryc. 1. Położenie obszaru badań

#### Wpływ deglacji łądολου Vistuliańskiego na morfogenęz doliny Wełny

Zarówno zlewnia, jak i obszar badań znajdują się w obrębie recesji łądολου vistuliańskiego, pomiędzy morenami fazy poznańskiej a morenami subfazy chodzieskiej. Postój łądολου datowany na 18400 BP (Kozarski 1991) odpowiada fazie poznańskiej (moreny typu akumulacyjnego) a wiek subfazy chodzieskiej (moreny typu spiętrzonego) określono na 17200 BP (Kozarski 1991). Pomiedzy tymi morenami rozciąga się obszar, na którym deglacja łądολου zachodziła frontalnie i arealnie. Przemawiają za tym równinne połacie moreny dennej oraz wały morenowe pojedynczych zasunięć małych lobów. Moreny wyznaczają zasięg oscylacji. Do nich zaliczamy oscylacje ryszewską, gnieźnieźnieńską i najistotniejszą skocko - janowiecką. Na podstawie osadów budujących ten ciąg stwierdzono, że jest on nałożony na glinę zwałową. Rzadkością są, w przypadku wymienionych oscylacji sandry na ich przedpolu, a w morfologii uwypukia się spadek w kierunku Wełny. Tak, więc znaczącą rolę w kształtowaniu doliny odgrywały wody proglacialne i ekjstraglacjalne. Te ostatnie dostarczane były ciągiem rynien subglacialnych, po stagnującym lodzie z południa podczas zaniku martwego lodu fazy poznańskiej. Za tym faktem przemawia terasa pradolinna zlokalizowana po obu stronach tych rynien. Poziom terasowy bierze swój początek przed jeziorem Ziolo, a kończy przy ujściu Wełny do Warty. Jest poprzerwany na całej długości, od Rogoźna przechodzi w sandr (Bartkowski 1957). Rozpatrując wpływ oscylacji na rozwój doliny należy zwrócić uwagę na fakt, iż moreny oscylacji ryszeskiej znajdują się dalej na południe od moren oscylacji szkocko-janowieckiej, a mimo to są od nich młodsze. Swym układem nawiązują do lobu Wisły. Jak stwierdził Kozarski (1963) w dolinie Wełny doszło do przerzutu wód z pierwszego koryta. Miała miejsce bifurkacja, która wywołana została właśnie nasunięciem lobu oscylacji ryszeskiej. Wody pra-Wełny skierowane były z koryta

właściwego do innej rynny, jeziora Dziadkowskiego, w północno-zachodnim kierunku, a na wysokości Janowca ponownie wpływały do doliny właściwej. Świadczy o tym brak terasy pradolinnej na wysokości jeziora Tonowskiego. Całkowity przerzut nastąpił po zaniku tej oscylacji. Z północnej strony doliny odpływ wód zachodził podobnie. Postój łądolodu na linii Kcynia – Chodzież dostarczał masy wód rynnami subglacjalnymi do Wełny. Owe rynny stanowiły jedynie drogi tranzytu z północy na południe, nie uległy przemodelowaniu. Odpływ następował również wzdłuż obecnych prawych dopływów, na zachód od Wągrowca, dzięki czemu powstały sandry Dymnicy i Flinty. Wskazują na to kierunek pochylenia sandrów oraz kierunki spadków w rynnach.

Można, więc przypuszczać, że ostateczny okres tworzenia doliny należy powiązać z postojem łądolodu w czasie subfazy chodzieskiej 17200 BP. Dzięki wodom spływającym z północy i wodom ekstraglacialnym wykształciła się dolina z jednym poziomem terasowym. W holocenie główne rysy doliny były wykształcone, a rzeka jedynie meandrowała i nanosiła materiał akumulacyjny w odsypach meandrowych.

#### Wnioski końcowe

Analiza rzeźby wybranego fragmentu zlewni Wełny wskazuje na występowanie następujących prawidłowości:

1. Ogólne rysy rzeźby doliny Wełny zostały ukształtowane przez procesy fluwioglacialne związane z odpływem wód podczas deglacjacji łądolodu subfazy chodzieskiej. Z tego okresu pochodzą nieckowate rozszerzenia doliny jak i odcinki przełomowe. W tej fazie wykształcone zostały również poziomy teras nadzalewowych.

2. U schyłku plejstocenu wykształcił się poziom terasy zalewowej. W tym okresie w środowisku peryglacialnym formowały się piaszczyste pokrywy piasków eolicznych, procesy stokowe doprowadziły do zmniejszenia nachyleń stoków.

3. W holocenie procesy stokowe uległy zahamowaniu a dno doliny było modelowane przez erozję boczną. Fragmenty terasy zalewowej zostały objęte przez procesy torfotwórcze.

4. Najwyraźniej na współczesny jej wygląd wpłynął etap późnoglacialny związany z działalnością wód ablacyjnych.

#### Literatura

- Bartkowski T., 1957 – Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce Środkowej. Zeszyty Naukowe UAM, Poznań, 8.
- Galon R., 1968 – Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci – Warty i dolin z nią związanych. Przegł. Geogr., Warszawa, 40, 4.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1958 – Terasy pradoliny Noteci pomiędzy Nakłem a Milczem. Przegł. Geogr., Warszawa.
- Kozarski S., 1963 – Recesja ostatniego łądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci – Warty. Zeszyty Naukowe UAM, Geografia, Poznań.
- Kozarski S., 1991 – Paleogeografia Polski w wistulianie. (W:) L. Starkel (red.) Geografia Polski – Środowisko przyrodnicze, PWN, Warszawa.