

STANOWISKO 11 – GÓRA ŁOKIEĆ

WYKSZTAŁCENIE POZIOMÓW TERASOWYCH W DOLINIE WISŁOKI

KRZYSZTOF SOBIECKI

W obrębie 50 km odcinka doliny Wisłoki, tj. od źródeł (587 m n.p.m.) po ujście do Wisłoki potoku Kłopotnica (256 m n.p.m.) w Kotlinie Osieka na przedpolu Beskidu Niskiego, wyróżniono na podstawie kartowania geomorfologicznego, wierceń, datowań, analizy odsłoneń terenowych oraz porównania z sąsiednimi obszarami 10 poziomów terasowych, które powiązано z różnymi okresami plejstocenu i holocenu.

Najstarsze aluwia rzeczne zlokalizowane są na przedpolu Beskidu Niskiego, w obrębie Działu Dębówickiego, w okolicach Józefowa. Zostały one powiązane ze zlodowaczeniem południowopolskim (Wójcik 2003). Obecność materiału granitowego w stropie aluwiów poziomu I na wysokości 365 do 340 m n.p.m., tj. około 95-110 m ponad korytem Wisłoki, dowodzi iż rzeczna pokrywa żwirowa została założona przed transgresją lądolodu i jego oparciem się o Beskid Niski. Z recesją lądolodu południowopolskiego związana jest akumulacja niższej pokrywy rzecznej, tzw. tarasu Kopanin

(poziom II), położonego na północ od Garbu Józefowa i obniżonego o 20 m względem niego. Powierzchnia tego poziomu okryta jest żwirami rzecznyymi i sięga wysokości 315-321 m n.p.m., tj. około 80 m powyżej współczesnego koryta Wisłoki. Na wschód od Garbu Józefowa, występuje poziom III, ciągnący się od Folsza, przez Dobrynię od Wole Dębowiecką. W badanym obszarze wierzchowina garbu obniża się od 395 m n.p.m. w Folszu do 315 m n.p.m. w Woli Dębowieckiej, a jej spadek jest zbliżony do współczesnego nachylenia koryta Wisłoki. Fakt ten, jak również duży udział w budowie tego poziomu słabo oboczonych piaskowców bloków i głazów wielkości 0,4-0,6 m, wskazywać mogą, iż jest to fragment stożka napływowego Kłopotnicy. Akumulacja żwirów i formowanie stożka mogło mieć miejsce po ustąpieniu lądolodu z obszaru Karpat. Poziom III wzniesiony jest średnio ok. 70-75 m ponad koryto Wisłoki, zaś serie żwirowe osiągają maksymalnie ok. 10-15 m miąższości (Wójcik 2003).

Kolejny poziom terasowy na przedpolu Beskidu Niskiego tworzy spłaszczenia garbów i samodzielne wzniesienia o wysokości względnej 40-45 m. W okolicach Krempnej i Ostryszego zachował się w formie wyrównanych bocznych grzbietów i spłaszczeń stokowych, wzniesionych ok. 55-65 m ponad dnem doliny Wisłoki. W okolicach Świątkowej, aluwia poziomu IV okrywają wierzchovinę garbu rozdzielającego boczne doliny Świerzówki oraz Reszówki i wznoszą się 50-55 m ponad korytem Wisłoki (440-445 m n.p.m.). Pokrywy aluwialne występujące w okolicach Zawadki w Kotlinie Osieka były opisywane m.in. przez M. Klimaszewskiego (1948), który zaliczył je do tzw. poziomu I (terasa wysoka, zlodowacenie południowopolskie) i wiązał jego powstanie z formowaniem stożków napływowych lewobrzeżnych dopływów Wisłoki. Tezę tą potwierdził również A. Wójcik (2003), który uznał jednak, że akumulacja osadów budujących ten poziom nastąpiła w czasie odpowiadającym zlodowaceniu wilgi. Na podstawie relacji do wyższych, opisanych już, jak i niższych poziomów terasowych oraz z uwagi na fakt, iż wzdłuż profilu podłużnego doliny Wisłoki, poziom ten zachował się jako trzeci stopień leżący nad terasą ze zlodowacenia warty przyjęto, że akumulacja żwirów rzecznych nastąpiła w czasie zlodowacenia wilgi.

W dolinie Wisłoki, na przedpolu Beskidu Niskiego, kolejny poziom terasowy – V, tworzy niewielkie, pojedyncze wzniesienia i spłaszczenia o średniej wysokości względnej 30-36 m ponad koryto Wisłoki. W beskidzkiej części dorzecza Wisłoki, osady rzeczne, które powiązać można z poziomem V występują m.in. w Ostryszem, na wysokości 385-388 m n.p.m., tj. około 40-43 m ponad korytem Wisłoki i Wilszni. W okolicach Krempnej i dalej na południe, brak osadów tego poziomu. Na podstawie przesłanek morfostratygraficznych oraz stopnia zachowania osadów rzecznych wydaje się, że poziom V jest starszy od terasy ze zlodowacenia odry (poziom VI, opisany dalej), która tworzy bardzo wyraźne, czytelne w rzeźbie spłaszczenia z miąższą pokrywą żwirową. A. Wójcik (2003) powiązał powstanie poziomu V z piętnem liwca, choć jednocześnie sugerował akumulację aluwii w trakcie interglacjału wielkiego.

Występujące wzdłuż doliny Wisłoki oraz jej dopływów wyraźne półki przyzboczowe, a na przedpolu Beskidu Niskiego, również garby i pagórki o wysokości względnej 20-25 m powiązane ze zlodowaceniem odry. W górę doliny wysokość poziomu wynosi; 25-30 m w okolicach Kątów i 26-34 m pomiędzy Krempną a Rozstajnym. W odsłonięciu zlokalizowanym bezpośrednio ponad korytem Desznicy, w Kątach, na 12 m wysoko-

ści cokole skalnym zbudowanym z cienkoławicowych łupków szarych i piaskowców, spoczywa 1 m grubości rdzawa, gliniasta zwietrzelina tychże skał, na której leży 6-7 m miąższości pokrywa aluwialna. Seria żwirowa w przekroju beskidzkiej części dorzecza liczy około 5-8 m miąższości i spoczywa na cokole skalnym o zróżnicowanej wysokości (od 12 do 25 m).

Niższy, VII poziom terasowy, fragmentarycznie zachowany na przedpolu Beskidu Niskiego, w okolicach Krempnej, Kotani i Świątkowej, tworzy bardzo wyraźne półki zboczowe o średniej wysokości względnej 12-15 m. Na 8-10 m cokole skalnym, spoczywa seria żwirowa przykryta na ogół jedną serią glin soliflukcyjnych z rumoszem skalnym. W okolicach Myscowej, w obrębie tych pokryw nawiercono 1,6 m miąższości serię sinych pylastych glin, przechodzących ku spągowi w sino-rdzawe pyły, a zawierającą na głębokości 0,8-1,0 m warstwę torfu datowaną radiowęglowe na 36 700 (+/-800) lat BP. Data ta odpowiada ociepleniu tzw. interstadiału grudziądza, który poprzedzał stadiał główny zlodowacenia wisły (Lindner 1992). W Karpatach zewnętrznych ocieplenie to wyrażone było akumulacją osadów organogenicznych stanowiących wkładki w seriach dolinnych i stokowych, czego przykładem są osady datowane w profilach w Dobrej 32 550 (+/-450) lat BP (Lindner 1992), czy Brzeźnicy nad dolną Wisłoką 46 000 – 36 000 lat BP (Mamakowa, Starkel 1974). Występowanie tak datowanych torfów w pokrywach stokowych leżących na aluwiach żwirowych poziomu VII wskazuje na starszy wiek tychże aluwiów, oraz daje możliwość powiązania wieku pokryw stokowych o miąższości 3,5-4,0 m stwierdzanych w okolicach Myscowej, Ostryszego, Krempnej z ostatnim okresem zimnym. Tym samym na podstawie datowań oraz pozycji morfostratygraficznej wiek poziomu VII ustalono na odpowiadający zlodowaceniu warty. Na osadach rzecznych tego poziomu, w Dąbrówce koło Jasła, nawiercono torfy i mułki wapienne z interglacjału eemskiego nadbudowane utworami lessowymi (Wójcik 2003).

Aluwia żwirowe powiązane z ostatnim okresem zimnym, budują bardzo wyraźne i czytelne półki ciągnące się wzdłuż całej doliny Wisłoki. Jest to najmłodsza terasa, na której powierzchnię w strefach przyzboczowych wkraczają pokrywy soliflukcyjno-denuwacyjne, stąd powiązano ją z ostatnim okresem zimnym. Skalno-akumulacyjna terasa vistuliańska, wznosi się ok. 8-9 m ponad koryto na przedpolu Beskidu Niskiego i ok. 5-6 m wewnątrz gór. Niewysoki cokół skalny o wysokości od 2 do 4 m okrywają aluwia żwirowe. W beskidzkiej części doliny Wisłoki, najlepiej zachowane i zarazem widoczne w rzeźbie dna doliny spłaszczenia tego poziomu występują w lewostronnej orograficznie części dna doliny w Krempnej-Równi i Ostryszem, u ujścia Świerzówki do Wisłoki w Świątkowej Małej oraz w górnej części przełomowego odcinka Rozstajne-Świątkowa Mała. Wysokość terasy z ostatniego okresu zimnego zmienia się w górę doliny Wisłoki i wynosi: 352,5-355 m n.p.m. w Ostryszem i Krempnej-Równi, 360-370 m n.p.m. w Krempnej, 380-385 m n.p.m. pomiędzy Krempną a Kotanią, 398-402 m n.p.m. w Świątkowej Małej i 407-410 m n.p.m. w okolicach leśniczówki w Świątkowej Małej. Wysokość względna terasy vistuliańskiej zmniejsza się w górę biegu Wisłoki i wynosi 7,0-7,5 m w Ostryszem, 6,0 m w Kotani i 5,0-5,5 m w przełomie pomiędzy Rozstajnym a Świątkową. Na południe od Rozstajnego osady tego wieku mogą być przykryte przez żwirowe aluwia związane z poziomem IX, który zajmuje znaczną część dna doliny.

Holocenijskie poziomy terasowe, na przedpolu Beskidu Niskiego zajmują całe dno doliny Wisłoki. W okolicach Nowego Żmigrodu, wyższy poziom IX, nadzalewowy, tworzy dwa stopnie rozdzielone niską ale wyraźną krawędzią erozyjną o wysokości do 1,5 m. Na 1,0-1,5 m wysokości cokołe skalnym spoczywa od 3 do 5 m osadów żwirowych. Niższa terasa zalewowa (poziom X) o wysokości 1,5-2 m ciągnie wzdłuż koryta Wisłoki i wraz z kamieńcem o wysokości do 1 m tworzy wąską strefę w dnie doliny. Od wylotu doliny Wisłoki z Beskidu Niskiego, na odcinku Rynny Żmigrodzkiej, jest to terasa skalno-akumulacyjna z 0,5-1 m wysokości cokołem skalnym, przykrytym żwirami rzecznyymi o miąższości 1-1,5 m oraz cienką (do 1 m) warstwą osadów powodziowych w stropie. W beskidzkiej części doliny Wisłoki, terasy holocenijskie są podobnie wykształcone, zwłaszcza w strefach subsekwentnych rozszerzeń dolinnych (Sobiecki 2000, Izmailów, Krzemień, Sobiecki 2002).

Opracowanie stanowi fragment pracy doktorskiej, poświęconej czwartorzędowej ewolucji rzeźby dorzecza górnej Wisłoki.

LITERATURA

- Izmailów B., Krzemień K., Sobiecki K., 2002, *Wykształcenie i modelowanie den dolin na terenie Magurskiego Parku Narodowego (Beskid Niski)*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia 32, 109, 79-94.
- Klimaszewski M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocław. T.N. ser.B, 1-233.
- Lindner L., 1992, *Stratygrafia (klimatostratygrafia)czwartorzędu*, [w:] L. Lindner (red.), *Czwartorzęd, Osady, metody badań, stratygrafia*, PAE S.A., Warszawa, 411-613.
- Mamakowa K., Starkel L., 1974, *New data about the profile of Young Quaternary deposits at Brzeźnica in Wisłoka valley, Sandomierz Basin*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 8, 47-59.
- Sobiecki K., 2000, *Wykształcenie holocenijskich poziomów terasowych w dorzeczu górnej Wisłoki*, *Prace Geograficzne IGI GP UJ*, 105, 299-319.
- Wójcik A., 2003, *Czwartorzęd zachodniej części Dolów Jasielsko-Sanockich (polskie Karpaty Zewnętrzne)*, *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 178, 1-148.

Krzysztof Sobiecki

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

e-mail: Krzysztof_Sobiecki@op.pl