

# Ochrona przyrody nieożywionej na terenie Wielkopolskiego Parku Narodowego. Kopalne i współczesne terasy Warty w zapisie strukturalnym i morfologicznym

**Maria Górską-Zabielska, Barbara Antczak-Górka**

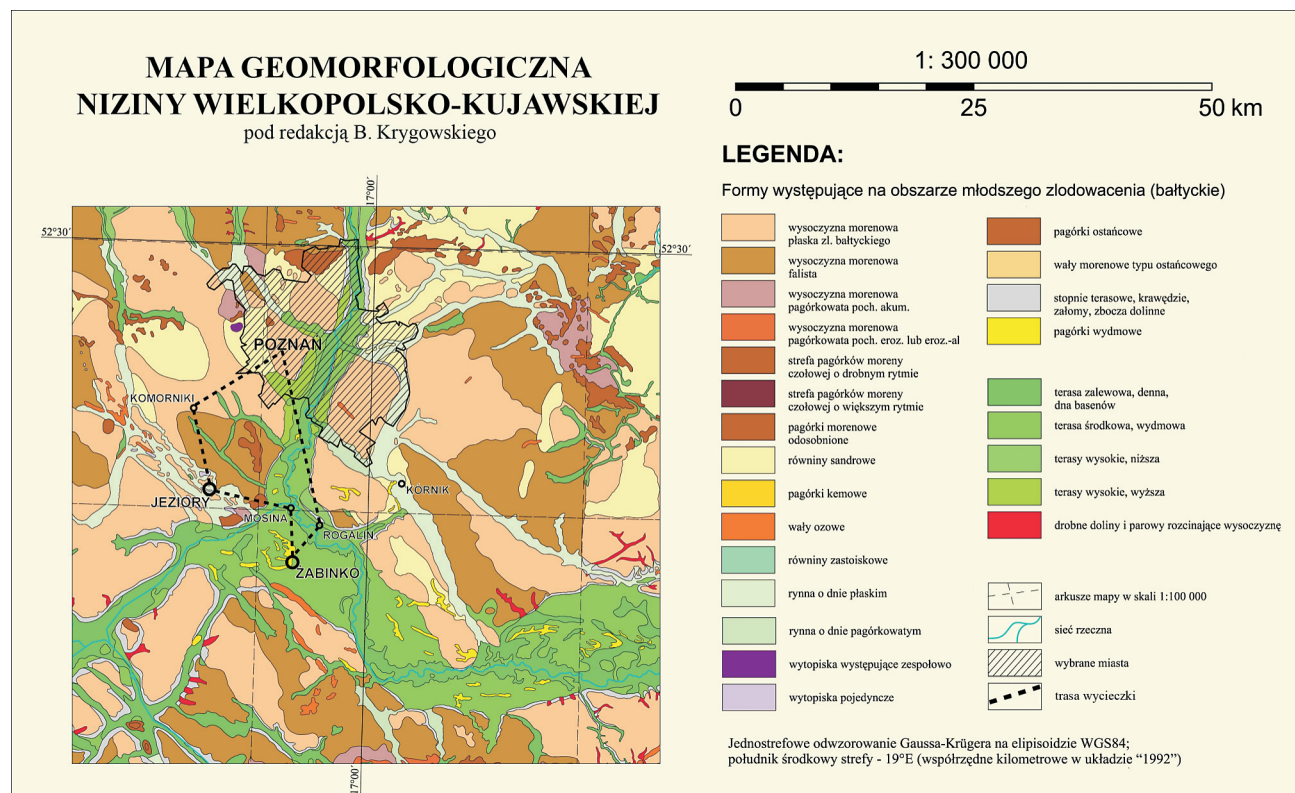
*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań  
e-mail: gorska@man.poznan.pl, antczak@amu.edu.pl*

Trasa wycieczki prowadzi na południe od Poznania, częściowo po terasie Warty w granicach Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej, a częściowo po terenie moreny dennej pagórkowatej, znajdującej się w granicach Wielkopolskiego Parku Narodowego. Jest to obszar ukształtowany podczas zlodowacenia wisły, zarówno w czasie awansu lądolodu fazy leszczyńskiej (morena spiętrzona w Pożegowie, kem w Komornikach), jak i w czasie jego recesji z fazy leszczyńskiej, a

zwłaszcza fazy poznańskiej (Pradolina Warszawsko-Berlińska).

**Stanowisko Jezioro:** Lapidarium Petrograficzne Wielkopolskiego Parku Narodowego  
Φ: 52°16'07,068", Δ: 16°47'49,438"

**Stanowisko Żabinko:** koryta roztokowe pod wydumą śródlądową  
Φ: 52°11'17,09" N, Δ: 16°52'51,30 W



Ryc. 1. Trasa wycieczki WWP na tle Mapy geomorfologicznej Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej pod red. B. Krygowskiego ([http://geoinfo.amu.edu.pl/igig/files/Krygowski\\_mapa.pdf](http://geoinfo.amu.edu.pl/igig/files/Krygowski_mapa.pdf))



Ryc. 2. Trasa wycieczki WWP

Obszar, przez który prowadzi wycieczka WWP leży w obrębie centralnej części Niziny Wielkopolskiej w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły (fazy leszczyńskiej) datowanego przez S. Kozarskiego (1995) na 20 000 lat BP.

Według podziału regionalnego B. Krygowskiego (1961) jest to obszar Obniżenia Środkowowielkopolskiego w obrębie którego, wyróżnił między innymi Wysoczyznę Poznańską. W obrębie tej wysoczyzny cytowany autor wyróżnił obszary o rzeźbie pagórkowatej oraz równinnej. Prezentowany obszar to Równina Poznańska oraz śremski odcinek Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej.

Region ten również w swojej regionalizacji Polski wyznacza J. Kondracki (2000) i określa symbolem 315.51. Region ten ograniczony jest od zachodu Bruzdą Zbaszyńską, a od wschodu Wysoczyzną Gnieźnieńską. Średnia wysokość terenu to 75 do 100 m n.p.m., a kulminację stanowi Góra Moraska (153,75 m n.p.m.) położona w północnej części Poznania.

W północnej części regionu znajduje się prawie równoleżnikowo ułożone morena czołowa fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły. Najwyższe wzniesienie poznańskiej moreny czołowej położone są w północnej części Poznania pomiędzy Moraskiem a Radojewem a ich wysokości względne wynoszą do 50 m w stosunku do poziomu wysoczyzny i do 100 m w stosunku do poziomu doliny Warty. Ich maksimum stanowi, jak wspomniano wyżej Góra Moraska, i jest ona najwyższym wzniesieniem środkowej Wielkopolski. Gliny morenowe oraz rozdzielające je piaszczysto-żwirowe osady akumulacji wodno-lodowcowej osiągają tu średnią miąższość 50 do 80 m. Na zboczach wzniesień morenowych obserwuje się wychodnie podłoża trzeciorzędowego sięgające do wysokości względnej 50 m (Krygowski 1961).

Znaczący element w rzeźbie stanowi Wał Pożegowski. Jest to obszar spiętrzonej moreny czołowej, którego kulminację stanowi Osowa Góra (132 m n.p.m.), a który dzieli się na serię wzniesień określanych jako: Morena Pożegowska, Morena Korosińska, Morena Piskorzewska i Morena Dymaczewska. Jest to według badań T. Krygowskiego (1965) wał czołowy morenowy powstały w czasie zlodowacenia środkowopolskiego, który został przekształcony glaciektonicznie podczas ostatniego glacjału. W odsłonięciach w Dymaczewie czy Pożegowie można obserwować struktury zaburzonych ilów trzeciorzędowych (Krygowski 1961).

W wysoczyznę morenową wcięte są liczne zagłębienia o zróżnicowanej genezie – doliny rynnowe, doliny rzeczne oraz zagłębienia bezodpływowe. Rynny glacialne występują głównie na wschód od doliny Warty i mają orientację północny zachód – południowy wschód. W najgłębszych partiach rynien powstały zbiorniki wodne, tak jak w rynnach Główniej, Cybiny, Potoku Junikowskiego oraz w najdłuższej w Wielkopolsce, rynnach kórnicko-zanie-

myskiej wypełnionej przez 9 jezior. Największy akwen w rynnach kórnicko-zanie-myskiej to Jezioro Bnińskie o powierzchni 226 ha, długości 4,5 km i głębokości ok. 8,5 m.

W granicach miasta Poznania znajdują się trzy jeziora rynnowe: Kierskie (o pow. 285,6 ha), Strzeszyńskie (pow. 34,9 ha) oraz Umultowskie (pow. 3 ha).

Wśród form pochodzenia polodowcowego znaczące powierzchnie zajmują sandry. Są to powierzchnie prawie płaskie o nieznacznym nachyleniu w kierunku S i SW. Na Wysoczyźnie Poznańskiej najrozszerzniejsze z nich to sandry: naramowicki, Główniej, Cybiny, strzeszyński, ławicki, kiciński oraz junikowski. Do innych form o glacialnej genezie na omawianym terenie należą ozy z najdłuższym, 37 kilometrowym oziem bukowsko-mosińskim, kemy np. rozległy kem w Komornikach oraz liczne zagłębienia wytopiskowe (Kostrzewski 1978).

Jednym z najbardziej znaczących elementów morfologicznych przedstawianych okolic jest Poznański Przełom Warty. Jest to przełom przez glaciektonicznie spiętrzone moreny czołowe fazy poznańskiej. W aspekcie czasowym A. Witt (1974) wiąże jego powstanie z subfazą chodzieską ostatniego zlodowacenia. Przełom ten rozpoczyna się w rejonie miasta Śrem, a kończy w okolicach Obornik i ma długość około 100 km. Na odcinku tym T. Bartkowski (1957) wyróżnił system składający się z 7 teras związanych z różnymi fazami rozwoju sieci hydrograficznej tego obszaru. Cztery najwyższe poziomy związane są z fazą sandrową spływu i określane są jako przejściowe do sandrów. Terasa VI powstała zdaniem cytowanego autora, w okresie postępującego lądolodu na linii moren północnopoznańskich (subfaza chodzieska według S. Kozarskiego, 1981). Wykazuje ona nieznaczny spadek ku północy, co należy wiązać z początkiem odwodnienia pradolinowego i powstaniem przełomu poznańskiego (Bartkowski 1957). Faza ta zakończyła się na poziomie terasy III. Kolejna, ostatnia faza rozwoju doliny Warty to faza fluwialna, której zapis stanowią terasy od III do I.

W dnie doliny Warty wyróżnia się trzy poziomy terasowe związane z końcem odwodnienia pradolinowego i odwodnieniem fluwialnym. Są to:

- terasa bifurkacyjna (III) – ostatni poziom, na którym funkcjonowały wody pradolinowe, o wysokości 66–65 m n.p.m.,
- terasa przejściowa (II) o wysokości 65–61 m n.p.m.,
- terasa zalewowa (I) o wysokości 60–58 m n.p.m.

W przełomowym odcinku doliny terasy wyższe, pochodzące z pierwszych faz odwodnienia występują w sposób nieciągły, natomiast terasa bifurkacyjna pojawia się jako ciągły poziom koło miejscowości Mosina, w zachodniej części doliny. Osiąga ona w tym rejonie szerokość 8 km i zanika w kierunku południowym. W morfologii czytelne są tu ślady odpływu w postaci paleokoryt i łach w rzece o cha-

rakterze roztokowym. Na terasach niższych obserwuje się ślady paleomeandrów o zmniejszających się parametrach geometrycznych w kierunku współczesnego koryta.

## Literatura

Bartkowski T., 1957. Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce Środkowej. Zeszyty Naukowe UAM, Geografia 1: 3–79.  
Kondracki J., 2000. Geografia regionalna Polski. Wyd. Naukowe PWN.  
Kostrzewski A. (red.), 1998. Operat ochrony przyrody nieożywionej. Plan ochrony Wielkopolskiego Parku Narodowego. Biuro Urządzania Lasu i Geodezji Leśnej, Poznań.

Kozarski S., 1981. Stratygrafia i chronologia vistulianu Niziny Wielkopolskiej. PAN, ser. Geografia, 6. Warszawa–Poznań.

Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka→10 ka BP). Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Dokumentacja Geograficzna 1.

Krygowski B., 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. I. Geomorfologia. PTPN, Wyd. Mat.-Przyr., Kom. Fizjograf., Poznań.

Witt A., 1974. Rekonstrukcja kierunku odpływu wód w poziomie najwyższej terasy przełomowego odcinka Warty pod Poznaniem. Bad. Fizjogr. Pol. Zach. 27, seria A: 153–167

## Ochrona przyrody nieożywionej na terenie Wielkopolskiego Parku Narodowego

**Maria Górską-Zabielska**

*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań  
e-mail: gorska@man.poznan.pl*

**Abstract:** The collection of 20 erratics complements the exhibition of diverse forms of biotic and abiotic nature of the Wielkopolski National Park. Within the rocks there are examples of magmatic, sedimentary and metamorphic ones. The most interesting are indicator erratics, derived in known Scandinavian mother regions and transported onto Polish Lowland around 18,8 ka BP. The petrographic garden plays didactic and geotourist role and stays for a favourite weekend direction.

**Key words:** erratics collection, geotourism, Wielkopolski National Park

### Wstęp

Lapidarium Petrograficzne Wielkopolskiego Parku Narodowego znajduje się na terenie niezwykle urozmaiconym pod względem wykształcenia pionowego rzeźby (por. Mapa Geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej pod red. B. Krygowskiego, [http://geoinfo.amu.edu.pl/igig/files/Krygowski\\_mapa.pdf](http://geoinfo.amu.edu.pl/igig/files/Krygowski_mapa.pdf)). Na niewielkim powierzchniowo obszarze rozsiane są liczne pagórki moreny dennej, powstałe w czasie fazy leszczyńskiej zlodowacenia wisły. Znajdują się one na zapleczu spiętrzonej glacie tektonicznej tzw. Moreny Pożegowskiej (Krygowski 1965). W obrębie WPN występują ozy (np. Szwedzkie Góry koło Osowej Góry), rozległy kem w Komornikach. Formy wypukłe przeplatają się z licznymi wklęsłymi, tj.: rynnowymi jeziorami o przebiegu osi dłuższej z północnego zachodu na południowy wschód oraz niewielkimi jeziorami genezy studni glacialnych (np. Kociołek). Wszystkie te geowalory krajobrazowe objęto najwyższą formą ochrony, powołując z inicjatywy prof. Adama Wodźniczki w 1957 r. Wielkopolski Park Narodowy.

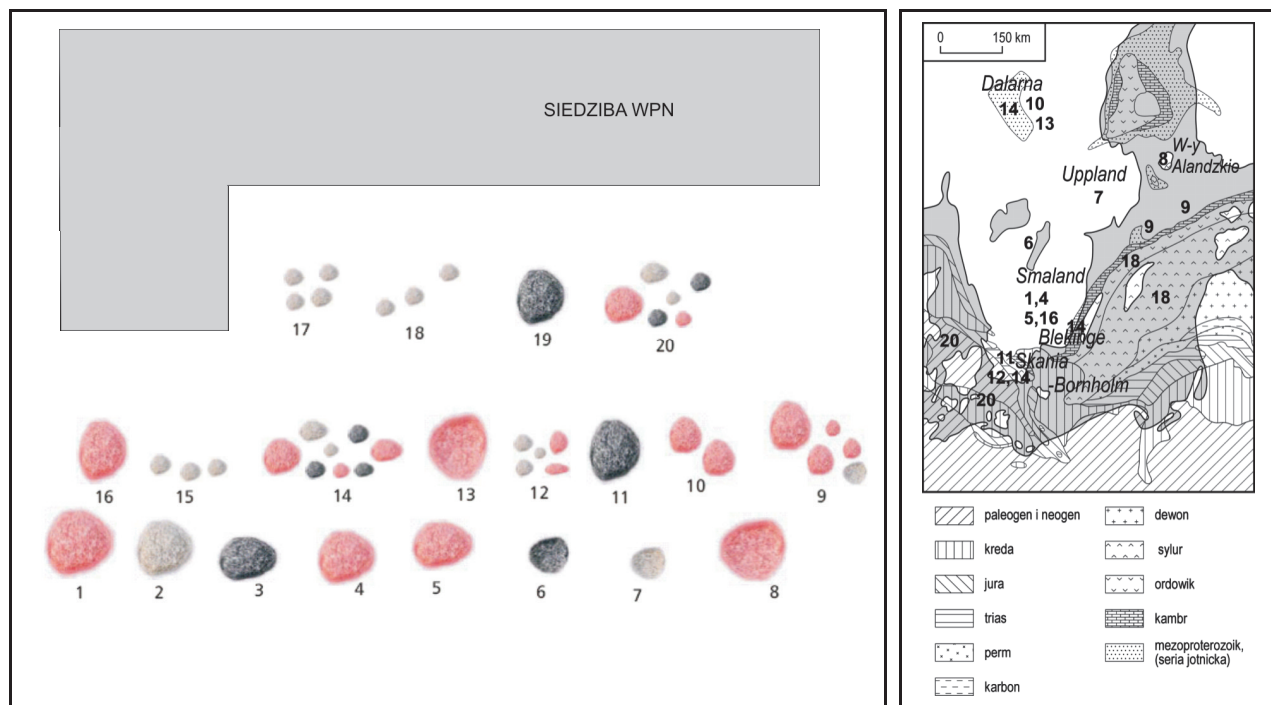
O dużym potencjale geoturystycznym WPN świadczą też występujące *in situ* na jego terytorium liczne głazy narzutowe (Kostrzewski 1998). Kiedy tworzono w 2008 r. Lapidarium Petrograficzne WPN, zdecydowano, że głazy te pozostaną tam, gdzie zostały zdeponowane przez lądolód, a więc w swoim naturalnym środowisku. Tylko bowiem tam najlepiej świadczą o swej przeszłości. Natomiast do

Lapidarium sprowadzono głazy z najbliższego jego otoczenia, spoza terenu WPN.

Dołożono starań, aby kolekcja głazów w nowo powstającym Lapidarium Petrograficznym możliwie jak najmniej różniła się od głazów z Parku. Stąd zdecydowano się pozyskać głazy w okolicznych żwirowniach, w których eksploatuje się lodowcowe osady równoleżnikowe z osadami powierzchniowymi WPN. Osady tego samego wieku odsłaniają się w żwirowni w Rybojedzku, oddalonej od Jezior o 12 km na zachód, oraz w żwirowni w Dąbrowie, oddalonej od Jezior o 16 km na północ. Głazy narzutowe zgromadzone w Ogródku Petrograficznym WPN w Jeziorach pochodzą z tych żwirowni.

### Lapidarium Petrograficzne Wielkopolskiego Parku Narodowego w Jeziorach

Ogródek Petrograficzny Wielkopolskiego Parku Narodowego w Jeziorach obejmuje 20 typów głazów narzutowych (ryc. 1). Zostały one przywleczone przez nasuwający się z północy lądolód skandynawski podczas fazy leszczyńskiej zlodowacenia północnopolskiego. Lądolód przemieszczał się po wychodniach skał magmowych, metamorficznych i osadowych, stąd przykłady tych skał znajdują się wśród narzutniaków, jakie można oglądać na skwerze nieopodal budynku Dyrekcji Wielkopolskiego Parku Narodowego.



Ryc. 1. Schemat Ogródka Petrograficznego WPN w Jeziorach oraz lokalizacja wychodni skandynawskich eratyków przewodnich OP WPN (na podst. Schulza 2003)

1 – granit Småland, 2 – gnejs (wygląd), 3 – gnejs (wygląd), 4 – granit Småland, eologliptolit, 5 – porfir Paskallavik, 6 – diabaz Kinnekulle, 7 – granit Uppsala, 8 – rapakivi alandzkie, 9 – porfiry bałtyckie (czerwony i brunatny), 10 – porfir Dalarna, 11 – bazalt ze Skanii, 12 – piaskowce Scolithus, 13 – porfir Dalarna (eologliptolit), 14 – piaskowce: Dala, Kalmar, Hardeberga, 15 – gnejsy (oczkowy, z ciągnionymi fałdami), 16 – porfir Emarp, 17 – zwietrzałe granity, 18 – wapień sylurski, 19 – migdałowce z dna Zatoki Botnickiej, 20 – krzemienie

Zebrane w Ogródku Petrograficznym w Jeziorach głązy narzutowe reprezentują wszystkie typy petrograficzne skał. Są to więc **skały magmowe** (nr: 1, 4–11, 13, 16–17), **skały osadowe** (nr: 12, 14, 18, 20) i **skały metamorficzne** (nr: 2–3, 15). Skały magmowe i metamorficzne pochodzą z podłoża krystalicznej tarczy fennoskandzkiej. Wychodnie skał osadowych zlokalizowane są w obrębie przykrywającej tarczę fennoskandzką płyty zbudowanej z utworów osadowych neoproterozoiku, dolnego paleozoiku, górnego mezozoiku i dolnego kenozoiku (ryc. 1; Górską-Zabielska 2008a, b).

Cechy teksturalne trzynastu grup skał narzutowych pozwalają zaliczyć je do grupy **absolutnych eratyków przewodnich**. Są to głązy: nr 1 i 4 – granit Småland z pd.-wsch. Szwecji, nr 5 – porfir Paskallavik ze Småland w pd.-wsch. Szwecji, nr 6 – diabaz Kinnekulle z wychodni na zach. wybrzeżu jeziora Wener, nr 7 – granit Uppsala z Uppland w środk.-wsch. Szwecji, nr 8 – granit rapakivi z Wysp Alandzkich, nr 9 – czerwony (4 szt.) i brunatny (1 szt.) porfir bałtycki, nr 10 i 13 – porfir Dalarna (3 szt.) ze środkowej Szwecji, nr 11 – bazalt ze Skanii w południowej Szwecji, nr 12 – piaskowiec Scolithus (3 szt.) ze Skanii, nr 14 – piaskowce z wybrzeża cieśniny Kalmar w pd.-wsch. Szwecji (piaskowiec Kalmar) oraz ze Skanii (piaskowiec Hardeberga), nr 16 – porfir Emarp ze Småland w pd.-wsch. Szwecji.

W Ogródku Petrograficznym WPN umieszczono także głązy z uwagi na ciekawą rzeźbę powierzchni,

świadczą o zdecydowanie młodszych procesach morfogenetycznych, modyfikujących zewnętrzną część skały.

Dwa głązy (nr 2 i 3) charakteryzują się wygładzoną podczas transportu glacialnego powierzchnią, mają zatem **wyglądy lodowcowe**.

Dwa inne głązy (nr 4 i 13) zyskały wygładzoną powierzchnię w efekcie **korazji**. Proces ten obejmuje szlifowanie, żłobienie, ścieranie i polerowanie powierzchni skalnej przez strumienie wiatrowo-piaszczyste. W efekcie powstają liczne formy na powierzchni głązu narzutowego, np.: wyglądy eoliczne, żłobki, nisze, jamy i bruzdy korazyjne, a same głązy przyjmują miano graniaków wiatrowych. Wszystkie te elementy morfologiczne można dostrzec na wspomnianych głązach.

Powierzchnię głązu nr 17 charakteryzuje silne **zwietrzenie**: poszczególne kryształy są połuźnione i łatwo ulegają wykruszeniu, zwietrzałe lepszcie słabo stabilizuje kryształy. Woda ma ułatwioną drogę penetracji do wnętrza skały, co w przypadku zamrozu skutecznie przyspiesza rozpad skały.

## Podsumowanie

W celu zachowania i ochrony wielkich kamiennych świadków epoki glacialnej oraz w celach dydaktycznych i popularnonaukowych zakłada się ogródki petrograficzne. Idee te towarzyszyły również twórcom

Ogródka Petrograficznego Wielkopolskiego Parku Narodowego w Jeziorach. Zgromadzone w jednym miejscu starannie dobrane typy skał narzutowych stanowią świetny poligon dla wszystkich, którzy interesują się niedawną przeszłością geologiczną tego największego w okolicach Poznania obszaru chronionego. Turystom, spacerowiczom, uczniom pobliskich szkół oddana została do użytku nowa ekspozycja poszerzająca wystawę Muzeum Przyrodniczego WPN. Każdy, kto zdecyduje się zwrócić uwagę na zgromadzone głązy narzutowe, pozna podstawowe typy petrograficzne skał, dowie się, jak i skąd głązy te dostały się na teren Wielkopolski. Obserwując dokładnie powierzchnię niejednej zgromadzonej skały, rozpozna efekty najmłodszych procesów morfogenetycznych, które zmodyfikowały formę zewnętrzną głązów.

Do dyspozycji turysty pozostaje duża tablica informacyjna oraz folder objaśniający zgromadzone w kolekcji głązy narzutowe (Górska-Zabielska 2008c). Rola i znaczenie Lapidarium Petrograficznego w Jeziorach zostały opisane także w kilku publikacjach (Górska-Zabielska 2009a, b, c).

Turysta planujący trasę wycieczki obejmującej najważniejsze geowalory okolicy Poznania, w tym Wielkopolskiego Parku Narodowego, powinien koniecznie zapoznać się z Centralnym Rejestrem Geostanowisk Polski (<http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/geostanowiska>). Jest to popularnonaukowy serwis, prowadzony przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Centralnej Bazy Danych Geologicznych. W rejestrze znajdują się wszystkie najcenniejsze obiekty przyrody nieożywionej w kraju. Są nimi pojedyncze odsłonięcia, grupy odsłonięć, skałki, głązy narzutowe, formy krasowe i wietrzeniowe oraz inne obiekty geologiczne. Geostanowiska są dziedzictwem geologicznym wiążącym się z problematyką ochrony georóżnorodności, ważnym również z punktu widzenia nauki, kultury i historii. Turysta znajdzie w serwisie wartościowe informacje na temat m.in. kolekcji głązów narzutowych w Jeziorach – nowej atrakcji geoturystycznej Wielkopolskiego Parku Narodowego.

## Literatura

- Górska-Zabielska M., 2008a. Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacialnej i glaciofluwialnej lobu Odry. Wyd. Nauk. UAM, 78.
- Górska-Zabielska M., 2008b. Obszary macierzyste skandynawskich eratyków przewodnich osadów ostatniego zlodowacenia północno-zachodniej Polski i północno-wschodnich Niemiec. *Geologos*, 14(2): 55–73.
- Górska-Zabielska M., 2008c. Ogródek petrograficzny Wielkopolskiego Parku Narodowego w Jeziorach. Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań.
- Górska-Zabielska M., 2009a. Ochrona głązów narzutowych w Wielkopolskim Parku Narodowym. W: M. Strzyż, A. Świercz (red.), *Perspektywy rozwoju geoparków w świetle badań krajobrazowych i regionalnych*. VIII Konferencja naukowa z cyklu „Ochrona przyrody a turystyka”, Kielce, 24–26 września 2009. PTG, Oddz. Kielecki.
- Górska-Zabielska M., 2009b. Ogródek petrograficzny Wielkopolskiego Parku Narodowego. W: B. Walna, L. Kaczmarek, M. Lorenc, R. Dondajewska (red.), *Wielkopolski Park Narodowy w badaniach przyrodniczych*. Poznań–Jeziora, s. 225–235.
- Górska-Zabielska M., 2009c. Ogródek Petrograficzny Wielkopolskiego Parku Narodowego w Jeziorach. W: I. Hildebrandt-Radke, J. Jasiewicz, M. Lutyńska (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*. VII Warsztaty Tere nowe, IV Sympozjum Archeologii Środowiskowej, Kórnik, 20–22 maja 2009. *Środowisko i Kultura* 6: 151–152.
- Kostrzewski A. (red.), 1998. *Operat ochrony przyrody nieożywionej. Plan ochrony Wielkopolskiego Parku Narodowego*. Biuro Urządzania Lasu i Geodezji Leśnej, Poznań.
- Krygowski B., 1965. Nowe dane do glacitektoniki Wału Pożegowskiego pod Mosiną. *Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk* 72: 249–250.
- Schulz W., 2003. *Geologischer Führer für den nord-deutschen Geschiebesammler*. CW Verlagsgruppe, Schwerin.

# Morfologia i budowa wewnętrzna terasy III (bifurkacyjnej) w Poznańskim Przełomie Warty

Barbara Antczak-Górka

*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań, e-mail: antczak@amu.edu.pl*

**Abstract:** Results of a case study on the Warta River were presented which demonstrate climatically controlled valley floor evolution. The change in channel pattern meant also a change in valley floor development. Very flat and broad sandy-gravelly bottoms formed by braided rivers were cut by better organised meandering rivers. The key profile at Żabinko shows sediments at the braided channel and organic deposits <sup>14</sup>C dated. The dates point to bölling interstadial age. A clear differentiation in outflow direction has been found in the vertical pattern of sedimentation from the western to northern sector. This analysis shows that the bifurcation of waters ended at level of the bifurcation (III) terrace.

**Key words:** river terraces, bifurcation, valley floor

## Wstęp

Stanowisko położone jest na wysokości 65 m n.p.m. na poziomie terasy III w Poznańskim Przełomie Warty. Jest to obszar o charakterze równinnym, gdzie deniwelacje osiągają średnio 1,5 m, a w rejonie prezentowanego stanowiska sięgają 14 m, gdyż terasa nadbudowana jest wydumą paraboliczną. Terasa wcięta jest w wysoczyznę morenową fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia.

Na prezentowanym terenie występują trzy trasy Warty o zróżnicowanej genezie i morfologii. Stanowią one sedymentologiczny zapis rozwoju doliny rzecznej.

## Morfologia

Przedstawiany obszar składa się z trzech poziomów morfologicznych (Bartkowski 1957, Kozarski, Rotnicki 1977), a są to terasy rzeczne o niewielkim spadku.

Najwyższy z nich to terasa III (bifurkacyjna), gdzie stwierdzono występowanie sieci dobrze zachowanych koryt roztokowych o wskaźniku błędzenia (wg Brice 1964) wynoszącym 8,36 (Antczak 1986). Średnia długość koryt wynosi 7790 m, a średnia długość zróżnicowanych morfologicznie łach – 2295

m. Koryta osiągają średnią głębokość wynoszącą 1,42 m, a średnia szerokość łach to 61 m.

Na podstawie badań terenowych nie stwierdzono istnienia wyraźnej granicy pomiędzy tą terasą a poziomem niższym (II), natomiast pomiędzy terasami najniższymi istnieje w morfologii wyraźna krawędź o wysokości 2 do 4 m. Na dwóch najniższych poziomach terasowych występują dobrze zachowane paleokoryta meandrowe o zróżnicowanych parametrach geometrycznych (Kozarski i in. 1988). Charakterystykę tych paleokoryt przedstawiono w tabeli 1.

Paleomeandry na obu poziomach terasowych mają zróżnicowane parametry geometryczne. Średnia powierzchnia przekroju poprzecznego wynosi 107,2 m<sup>2</sup> na terasie tranzytowej i 48,8 m<sup>2</sup> na terasie zalewowej. Tworzą one dwie odrębne generacje pa-

Tabela 1. Morfologia dna doliny Warty

| Poziom terasowy | Spadek i układ koryt rzecznych                        | Wysokość w m n.p.m. |
|-----------------|-------------------------------------------------------|---------------------|
| III             | Terasa bifurkacyjna, S = 0,0023, roztoki              | 66–65               |
| II              | Terasa tranzytowa, S = 0,000138, wielkie paleomeandry | 66–61               |
| I               | Terasa zalewowa, S = 0,00055, małe paleomeandry       | 60–58               |

Źródło: Kozarski i in. (1988).

leokoryt. Na terasie najniższej występują one bardzo regularnie i mają klasyczne kształty łuków i system meandrowych łańcuchów wałowych. Paleomeandry starszej generacji na terasie II mają często nieregularne kształty, a meandrowe łańcuchy wałowe (jeśli się zachowały) osiągają znaczne wysokości względne, dochodzące do 6 m, oraz dobrze rozwinięty system zagłębień międzyłachowych i koryt przelewowych.

## Stanowisko Żabinko

Najważniejszym odślonieniem dla poznania historii rozwoju terasy bifurkacyjnej okazało się stanowisko Żabinko odkryte przez Nowaczyka w 1981 r., gdzie prowadzono intensywną eksploatację piasków dla celów budowlanych. Szczegółowe obserwacje pozwoliły rozpoznać osady aluwialne i eoliczne w zmieniających się intersekcjach.

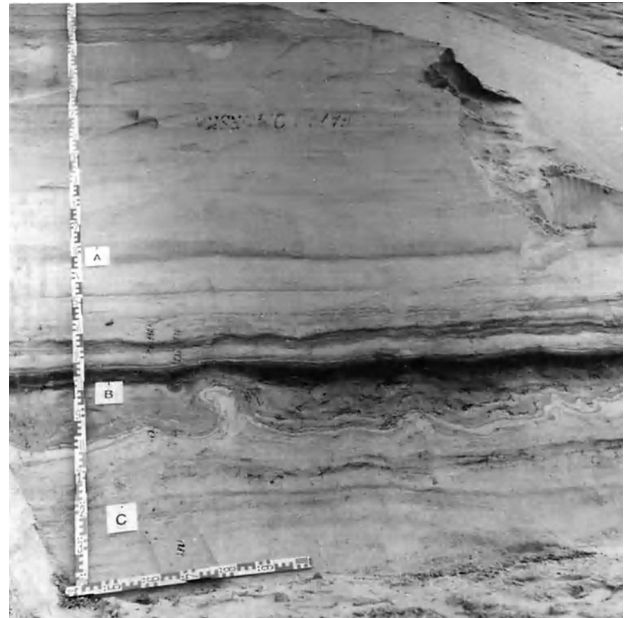
Poniżej przedstawiono profil o poziomym rozprzestrzenieniu około 100 m (Kozarski i in. 1988):

- 0,0–0,6 m (A) – drobnoziarniste piaski fluwialne warstwowane horyzontalnie;
- 1,6–1,7 m – drobnoziarniste piaski fluwialne o barwie brunatno-czerwonej wynikającej z dużej koncentracji tlenków żelaza;
- 1,7–1,8 m (B) – osady organiczne; mocno rozłożone i zmineralizowane, w wyższej partii torf mszysty mocno rozłożony z licznymi makroszczątkami;
- 1,8–2,0 m – mułk szaro-zielony (gytia), tłusty; w spągowej części szaro-zielony mułek mocno spiaszczony, warstewki mułku wykazują zaburzenia synsedymencyjne zorientowane w kierunku piasków bazalnych;
- 2,0–2,25 (C) – piasek drobnoziarnisty z mułkiem warstwowany horyzontalnie, w wielu miejscach obserwowane inicjalne syngenetyczne spękania mrozowe i struktury marmurkowe związane z lodem segregacyjnym późnovistuliańskiej wieloletniej zmarzliny;
- 2,25–3,0 m – grubo- i średnioziarnisty piasek, ze strukturami prębkowymi w małej skali; przepływ w kierunku NE; dobrze rozwinięte spękania synsedymencyjne rozszerzające się w stropie i ze strukturami grawitacyjnymi po bokach.

Na rycinie 1 przedstawiono sekwencję osadów badanych w stanowisku Żabinko zawierającą zapis zarówno procesów fluwialnych (piaski i mułki), jak i tych, które zachodziły w środowisku zamkniętego zbiornika wodnego (torfy lub substancja organiczna podobna do torfów).

Sekwencja osadów wskazuje na to, że osady w korycie roztokowym zawierają zapis zarówno przepływu wody i powolnej aggradacji, jak i obecności wieloletniej zmarzliny.

Zanik przepływu w płytkim korycie roztokowym jest zapisany w postaci drobnoziarnistych piasków i



Ryc. 1. Stanowisko kluczowe na obszarze terasy bifurkacyjnej – osady paleokoryta roztokowego.

B – warstwa organiczna datowana na interstadiał bölling  
Pozostałe objaśnienia A, B, C w tekście

mułków (C), które przykryte są przez mułek (gytię) i osady organogeniczne (B). Stropową część odślonienia (A) budują piaski drobnoziarniste warstwowane horyzontalnie, które są rezultatem depozycji w środowisku wody płynącej o niewielkiej prędkości (niskoenergetycznym).

Osady organogeniczne zostały wydатовane metodą  $^{14}\text{C}$ . Były to torfy i fragmenty drewna. Najstarsze fragmenty drewna zostały wydатовane na  $\text{Gd-924} = 12\,770 \pm 190$  i  $\text{Gd-1701} = 12\,680 \pm 90$  lat BP.

Analiza kierunków odpływu w warstwowanych osadach terasy bifurkacyjnej wykazała, że na tym poziomie zakończyła się bifurkacja wód Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Wyraźną, określoną statystycznie zmianę kierunku odpływu potwierdzono badaniami zarówno w profilach pionowych, jak i w układzie horyzontalnym. W układzie pionowym zaobserwowano tendencję do wzrostu północnych kierunków odpływu ku stropowi terasy. Tę samą tendencję rozpoznano na powierzchni terasy z kierunku północ-południe. Średnia zmiana kierunku odpływu od spągu do stropu terasy wynosi  $50\text{--}60^\circ$  z sektora zachodniego w kierunku północnym. Na niższych poziomach terasowych dominuje północny kierunek odpływu.

## Podsumowanie

Stanowisko Żabinko stanowi jedno z kluczowych, dobrze rozpoznanych pod względem geomorfologicznym i stratygraficznym stanowisk badawczych w dolinie Warty. Prezentuje ono zarówno morfologię, jak i charakter osadów fluwialnych budujących tera-

sę bifurkacyjną III w przełomowym odcinku doliny Warty pod Poznaniem.

Wskazuje ono na istotną rolę procesów związanych z istnieniem wieloletniej zmarzliny na tym terenie w okresie funkcjonowania koryt roztokowych przed böllingiem. Obszar terasy bifurkacyjnej, jak wykazały badania strukturalne, stanowi miejsce zakończenia dwukierunkowego odpływu w dolinie Warty i ostatecznego uformowania się szlaku północnego (przełomowego) wód tej rzeki.

Badania geomorfologiczne i sedymentologiczne doprowadziły do następujących konkluzji dotyczących rozwoju doliny Warty na tym obszarze (Kozarski i in. 1988):

|                                                      |                                                      |
|------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|
| późny plenivistulian<br>i najstarszy dryas           | koryta roztokowe, terasa<br>bifurkacyjna             |
| późny vistulian<br>(od böllingu do<br>młodszy dryas) | koryta meandrowe<br>(wielkie),<br>terasa przejściowa |
| holocen                                              | koryta meandrowe (małe),<br>terasa zalewowa          |

## Literatura

- Antczak B., 1986. Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu. *Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia*, 35.
- Bartkowski T., 1957. Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej. *Zeszyty Naukowe UAM, Geografia*, 1: 3–79.
- Brice J.C., 1964. Channel pattern and terraces of the Loup River in Nebraska. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 422-D: 211–240.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1977. Valley floors and changes of the river channel pattern in the North Polish Plain during the Late-Würm and Holocene. *Quaestiones Geographicae*, 4: 51–94.
- Kozarski S., Gónera P., Antczak B., 1988. Valley floor development and Paleohydrologic changes. The Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland). W: W.G. Lang, Schlüchter (red.), *Lake, Mire and River Environments*. Balkema, s. 185–203.