

Morfologia i litologia glacialnej Rynny Jezior Kuźnickich koło Piły

Bolesław Nowaczyk¹, Paweł M. Owsiany^{1,2}

¹*Institut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61–680 Poznań*

²*Zamiejscowy Ośrodek Dydaktyczny UAM w Pile, ul. Kołobrzeska 15, 64-920 Piła, e-mail: pmowskianny@wp.pl*

Abstract: In the study the analysis of the Piła vicinity morphology are presented. Detailed remark was given on long, branchy glacial gully that runs from end morainic hills of Strączyn-Zawada oscillation to the south-west part of Piła. In the vicinity of Mały Puźnik Lake and Duży Kuźnik Lake the lithology with recognized and there was the thickness of biogenic deposits determined.

Key words: streamway (Pradolina), glacial gully, peat, detritus gyttja, calciferous gyttja, calstic deposits

Wstęp

Rzeźba okolic Piły zawdzięcza swe powstanie bezpośredniej działalności lądolodu i jego wód roztopowych, postglacialnych wód płynących oraz procesów eolicznych. Wyraźnymi śladami obecności ostatniego lądolodu na tym obszarze są ciągi moren czołowych i rozległe płyty moreny dennej płaskiej i falistej. Kozarski (1962) wyznacza na wschód od Piły (ryc. 1) moreny czołowe oscylacji wyrzyckiej, które przylegają od północy do Pradoliny Noteci-Warty i wyraźnie zaznaczają się w morfologii terenu. Wzgórza tej moreny w okolicy Rzadkowa wznoszą się nawet do 186,7 m n.p.m. i do 192 m n.p.m. w Dębowej Górze koło Wyrzyska. Ich wysokość względna dochodzi do 25 m. Na zachód od doliny Gwdy badacz ten znaczy wyraźny ciąg morenowy, zataczający wielki łuk między Zawadą a Strączynem, nazywany oscylacją strączyńsko-zawadzka. Kulminacja tego ciągu osiąga wysokość 207,1 m n.p.m. przy wysokościach względnych rzędu 10–30 m.

Po wycofaniu się lądolodu na linię moren czołowych fazy pomorskiej rozpoczęło się kształtowanie doliny Gwdy i Pradoliny Noteci-Warty. Przebiegało ono początkowo pod wpływem działalności wód roztopowych lądolodu, a następnie spływających wód opadowych. W dolinie dolnej Gwdy Kozarski (1962) podobnie jak Ost (1932) znaczy pięć poziomów terasowych. Terasa górna (IV) leży na wysokości 85–72 m n.p.m. i zajmuje (ryc. 1) największe

powierzchnie w dolinie. Formę tę ukształtowały wody sandrowe fazy pomorskiej. Kolejna terasa to terasa środkowa (III), 75–62 m n.p.m. Jest ona dobrze wykształcona w całej dolinie. Nad dolną Gwdą występuje w postaci szczątkowej. Jej powierzchnia jest o wiele mniejsza od terasy górnej. Sporadycznie w rozpatrywanej dolinie pojawia się terasa przejściowa (III/II) – 70–63 m n.p.m. Druga pod względem zajmowanego obszaru w dolinie Gwdy jest terasa dolna (II) – 65–55 m n.p.m. Ostatnią z teras w rozpatrywanym odcinku doliny jest terasa zalewowa (I) – 59–51 m n.p.m. Charakteryzuje się ona różną szerokością i w sposób ciągły występuje po obu brzegach rzeki. Terasy tego odcinka Gwdy oddzielone są od siebie z reguły wyraźnymi krawędziami. Analizując morfologię teras, zauważamy, że terasa górna (IV) cechuje się na znacznych powierzchniach niespokojną rzeźbą. Jest ona szczególnie widoczna na północ od Piły, gdzie w obniżeniach znajduje się kilka jezior. Część tych zagłębień stanowiła przedmiot badań, których celem było przedstawienie ich rozwoju oraz rozpoznanie litologii wybranych fragmentów den tych form.

Morfologia rynny glacialnej Kuźnik

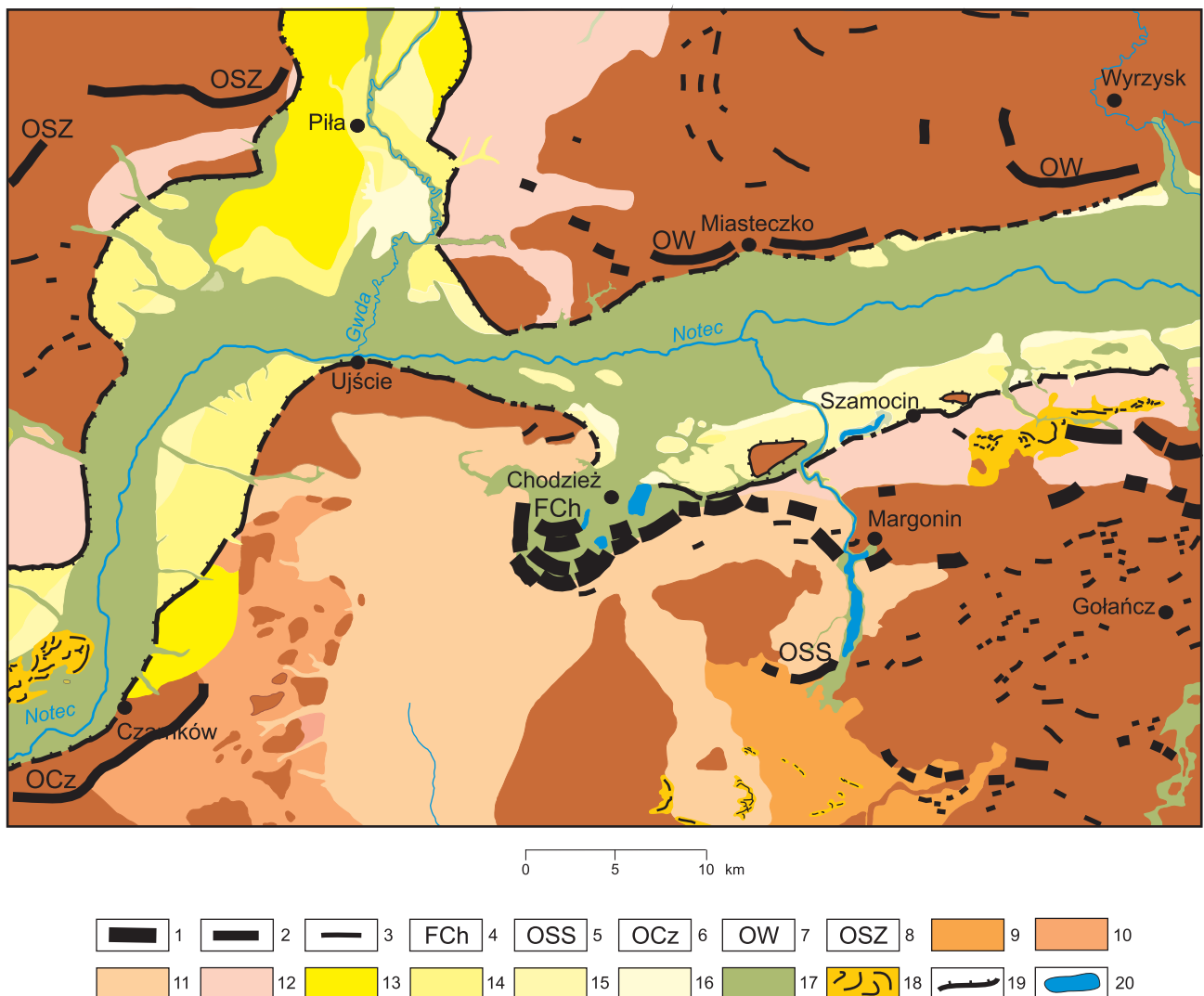
W okolicy Piły ciągnie się głęboka, długa, rozgałęziona na kilka odnóg rynna glacialna o stromych zboczach i niewyrównanym profilu podłużnym, zwana

Rynną Jezior Kuźnickich (Owianny 2006, 2009). W tej rynnzie znajduje się kilka różnej wielkości jezior oraz kilka zagłębień bezodpływowych o różnym kształcie i równina akumulacji biogenicznej. Rozpatrywana rynnica zaczyna się w pobliżu Bukowej Góry (na wschód od Wiesiółki) i ciągnie się w kierunku południowo-wschodnim do leśniczówki Łubianka, a potem ma orientację południkową aż do południowo-zachodnich fragmentów Piły, gdzie się kończy. Początek tej formy usytuowany jest w obrębie moren czołowych oscylacji strączyńsko-zawadzkiej (Kozarski 1962) i leżących w zachodniej części doliny Gwdy poziomów terasowych, początkowo najwyższego (IV), a następnie środkowego (III). W tym ostatnim zaznacza się tylko w litologii. Terasa najwyższa na północy ma wysokość około 85 m n.p.m. i obniża się w kierunku południowym, osiągając w Kotlinie Ujskiej Pradoliny Noteci-Warty około 72 m n.p.m. Te-

rasa środkowa przylega od wschodu do rynnicy, a poniżej Jeziora Rudnickiego zajmuje obszar rynnicy w sensie litologicznym. W okolicy Dobrzyca leży ona na wysokości około 75 m n.p.m. i obniża się do 62 m n.p.m. w Pile.

Etapy rozwoju rynnicy glacialnej

Rynnica glacialna Kuźnik leży na północ od moren czołowych oscylacji czarnkowskiej i subfazy chodzieskiej, a na północy wkracza w obręb moren czołowych oscylacji wyrzyckiej i strączyńsko-zawadzkiej (ryc. 1), w której się zaczyna (Kozarski 1962, 1995). Jej kształtowanie, które można zinterpretować z użyciem schematu zaproponowanego przez Nowaczyka (1994, 2006, tutaj patrz ryc. 2), rozpoczęło się w czasie stacjonowania ostatniego lądolodu

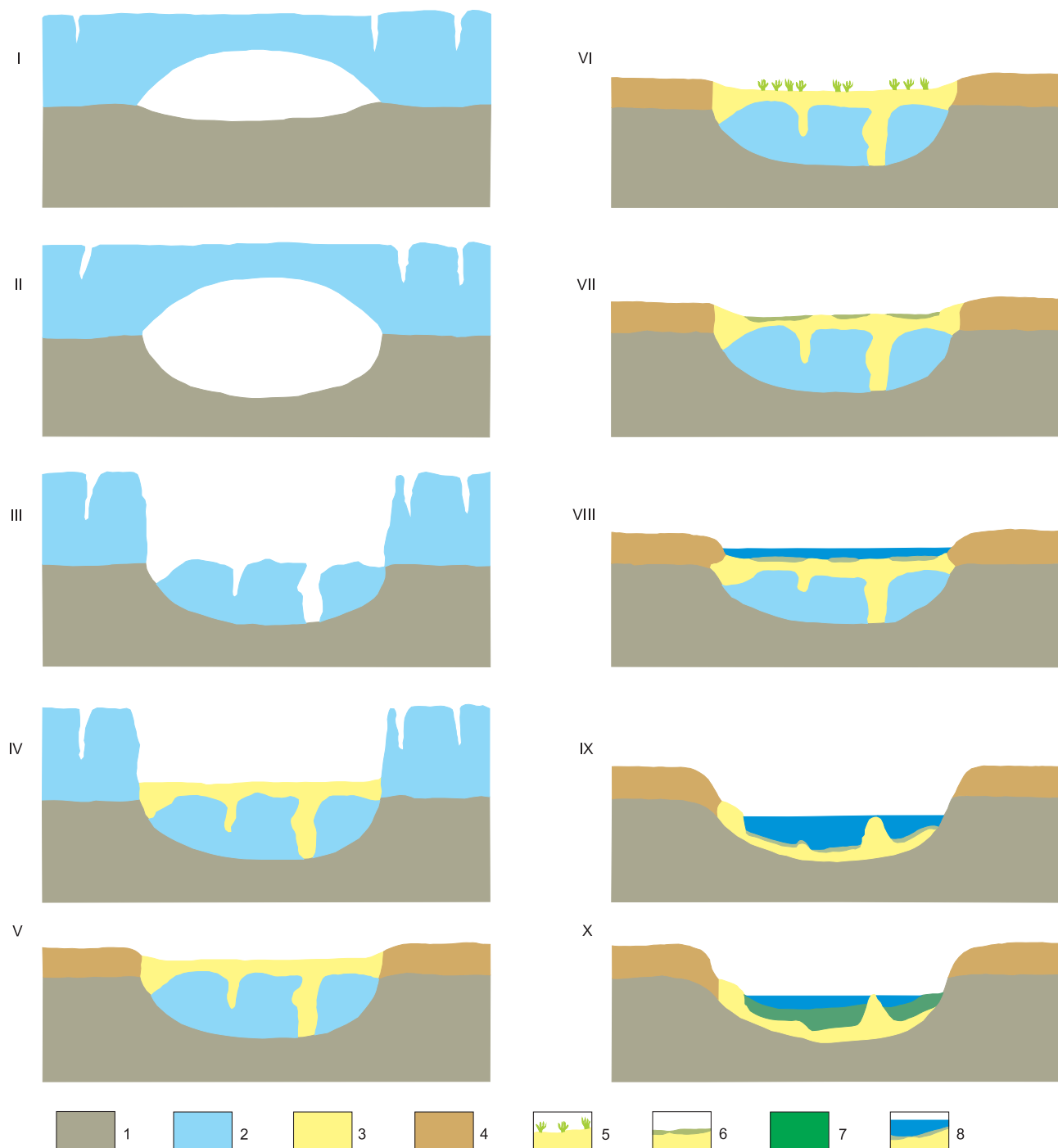


Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna okolic Piły według Kozarskiego (1962) ze zmianami

1 – moreny czołowe subfazowe, 2 – moreny czołowe oscylacyjne, 3 – moreny czołowe bez wyraźnej przynależności, 4 – subfaza chodzieska (FCh), 5 – oscylacja synpiewsko-sielecka (OSS), 6 – oscylacja czarnkowska (OCz), 7 – oscylacja wyrzycka (OW), 8 – oscylacja strączyńsko-zawadzka (OSZ), 9 – sandry starsze od oscylacji czarnkowskiej, 10 – sandr i terasa oscylacji czarnkowskiej, 11 – sandr i terasa oscylacji chodzieskiej, 12 – sandry młodsze od fazy chodzieskiej, 13 – terasa górna, 14 – terasa środkowa, 15 – terasa przejściowa, 16 – terasa dolna, 17 – terasa zalewowa, 18 – wydmy, 19 – krawędzie erozyjne, 20 – jeziora

na linii wyznaczonej przez moreny czołowe wymienionych wyżej oscylacji czarnkowskiej i subfazy chodzieskiej, a więc około 17 700 lat BP (Kozarski 1995). Wówczas wody roztopowe spływające z powierzchni lądolodu szczelinami i kominami do jego podłoża organizowały się w podlodowcowy system odwodnienia. Płynęły one w tunelu lodowcowym lub w szczelinie lodowcowej zorientowanych prostopadle do czoła lądolodu. Wody te znajdowały się pod ciśnieniem hydrostatycznym, a więc posiadały dużą ener-

gię. W podłożu zbudowanym z różnych skał klastycznych (gliny morenowej, piasku, żwiru, ilów warwowych, ilów plioceńskich) i osadów biogenicznych wody wyerodowały głęboką rynnę (ryc. 2, I, II). Określenie głębokości tej formy bez licznych głębokich wierceń na obecnym etapie badań nie jest możliwe. Po pewnym czasie, najprawdopodobniej wskutek nawet niewielkich ruchów lądolodu, nastąpiło zawalenie się stropu tunelu lodowcowego lub oberwanie brył lodu ograniczającego szczelinę w lądolodzie



Ryc. 2. Etapy rozwoju rynny Rynny Jezior Kuźnickich w oparciu o schemat Nowaczyka (1994, 2006)

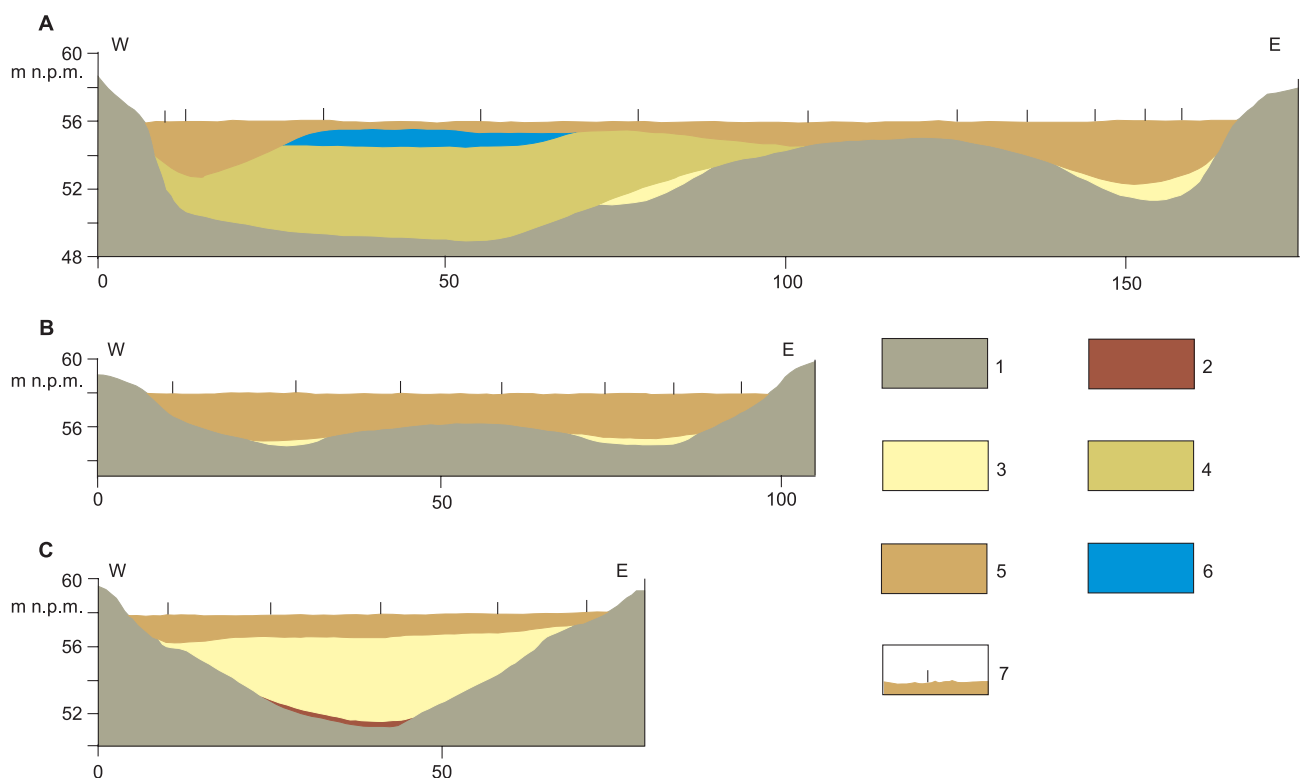
1 – osady podłoża (gliny morenowe, ily, mułki, piaski, żwiru), 2 – lód lodowcowy, 3 – osady fluwioglacialne i morenowe złożone na bryłach martwego lodu, 4 – osady sandrowe i glina morenowa, 5 – roślinność tundrowa obszarów podmokłych, 6 – torf, 7 – osady jeziorne, 8 – wody jeziorne

(ryc. 2III). Bryły te wypełniły formę ujemną, jaką stanowiła wyerodowana rynna. Należy sądzić, że nie przylegały one ściśle do siebie. Znajdowały się między nimi przestrzenie pozbawione lodu. W powstałym w lądolodzie obniżeniu nadal płynęły wody roztopowe, niosące znaczne ilości rumowiska skalnego. Początkowo było ono deponowane we wszystkich pustych przestrzeniach, a po ich wypełnieniu na powierzchni brył lodu. To zasypanie osadami klastycznymi brył lodu mogło osiągać wartość wielu metrów (ryc. 2IV). Osady te chroniły lód przed wytapianiem się.

Poprawa warunków klimatycznych i/lub zmniejszona dostawa lodu doprowadziły do zaniku lądolodu z obszaru sąsiadującego z rynną i pozostawienia warstwy gliny morenowej oraz osadów ablacyjnych w jej sąsiedztwie (ryc. 2V). Lód zalegający w rynnie glacialnej konserwowany był przez spoczywającą na nim warstwę osadów fluwioglacialnych i ablacyjnych. Wówczas w rzeźbie rynna niekoniecznie musiała się zaznaczać. Po wycofaniu się lądolodu na linię moren czołowych fazy pomorskiej (16 200 lat BP) rozpoczęła się akumulacja rozległych stożków sandrowych i sandrów dolinnych na jej przedpolu związana z rozpatrywanym postojem. W tym czasie akumulowany był rozległy sandr Gwdy. Najwyższą terasę (IV) w obrębie doliny Gwdy należy wiązać właśnie z odpływem wód sandrowych. Zatem na osadach pochodzących z czasu depozycji serii fluwioglacialnej

na bryłach lodu zalegającego w rynnie glacialnej oraz z okresu zaniku lądolodu, po uformowaniu się omawianej rynny glacialnej w okolicy Piły, złożona została warstwa piasków i żwirów sandrowych fazy pomorskiej. Dalsza poprawa warunków klimatycznych, która w kilku punktach Polski przypadła na interstadiał bølling, spowodowała zapoczątkowanie wytapiania się brył pogrzebanego lodu (Nowaczyk 1994, Kozarski, Nowaczyk 1999, Wojciechowski 2000 i in.).

Rozpatrując sytuację geomorfologiczną rynny, a więc usytuowanie jej również w obrębie terasy środkowej (III), nie można wykluczyć, że bryły lodu w omawianej rynnie Kuźnik zaczęły wytapiać się w podanym wyżej interstadiale. Zdaniem Kozarskiego (1962) terasa ta powstała w najstarszym dryasie. Zatem dopiero po tym stadiale mógł rozpocząć się proces wytapiania brył pogrzebanego lodu. Nie znaczy to, że rozpoczął się rzeczywiście w bøllingu. Mógł nastąpić później, ale rozwiąże ten problem dopiero datowanie radiowęglowe lub palinologiczne osadów z dna zbiorników akumulacji biogenicznej lub jezior. Z zapoczątkowaniem procesu wytapiania się brył lodu wiąże się podtopienie osadów spoczywających na nich, sprzyjające rozwojowi roślinności. Po jej obumarciu wytworzyła się warstewka torfu (ryc. 2VI) o miąższości od kilku milimetrów do kilku centymetrów, powszechnie występująca na mineralnym dnie rynien glacialnych (Więckowski 1966, 1993, Nowaczyk 1967, 1976, 1994, Gołębiowski 1976, Tobolski

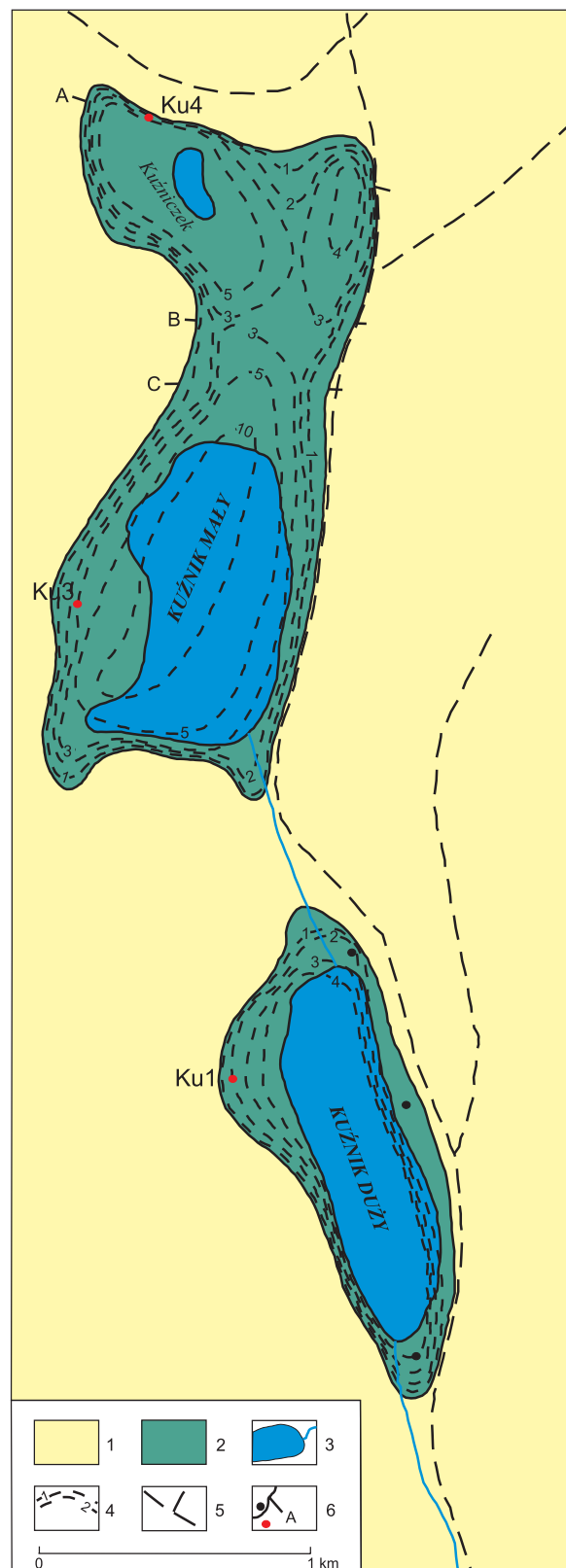


Ryc. 3. Przekroje geologiczne przez wybrane zbiorniki w akumulacji biogenicznej w Rynnie Jezior Kuźnickich (zachodnia część Rezerwatu Przyrody Kuźnik
 1 – piaski i żwiry, 2 – torfy na dnie zbiornika, 3 – gytia wapienna, 4 – gytia detrytusowa o konsystencji galaretowatej, 5 – torf, 6 – woda jeziorna, 7 – wierceńca, lokalizacja przekrojów A–C na ryc. 4

1977, Hjelmroos-Ericsson 1981, Szupryczyński 1988, Błaszkiwicz 1998, 2005, Wojciechowski i in. 2000) w wielu punktach Polski, w tym i w omawianej rynnie w okolicy Piły (ryc. 3). Dalsza poprawa warunków klimatycznych (średnie roczne temperatury powietrza wyższe od 0°C) sprzyjała postępującemu wytapianiu się brył pogrzebanego lodu. Powstawały początkowo płytkie, a następnie coraz głębsze (ryc. 2VIII, IX) jeziora. Ich zasięg był znacznie większy od obecnie obserwowanych. W wielu jeziorach poziom wody był wyższy od dzisiejszego i podlegał wahaniom. Złożona w bagniskach warstewka torfu została zatopiona wraz z podścielającymi ją osadami mineralnymi, spoczywającymi na bryłach pogrzebanego lodu. Na zatopionym torfie złożona została warstwa gytii różnych rodzajów i konsystencji o zróżnicowanej miąższości od zaledwie kilku centymetrów do kilku metrów. Akumulacja osadów biogenicznych, najpierw gytii, a w końcowej fazie wypełniania zbiorników torfów doprowadziła do zmniejszenia się pierwotnej powierzchni jezior lub do całkowitego ich zaniku. Powstały równiny akumulacji biogenicznej (ryc. 2X).

Litologia dna rynny glacialnej w zachodniej części Rezerwatu Przyrody Kuźnik

Litologie dna fragmentu omawianej glacialnej Rynny Jezior Kuźnickich można prześledzić na podstawie wyników badań przeprowadzonych w zachodniej części Rezerwatu Przyrody Kuźnik. Równina akumulacji biogenicznej sąsiadująca z jeziorami Mały Kuźnik Mały i Kuźnik Duży stanowiła przedmiot szczegółowych badań geologicznych. W kilku liniach (10) profilowych usytuowanych prostopadłe do osi morfologicznej rynny wykonano 48 wierceń świdrem torfowym Instorf. W oparciu o te wiercenia sporządzono przekroje geologiczne. Analiza profili wierceń i przekrojów (ryc. 3) wykazuje, że na piaskach średnioziarnistych, gruboziarnistych, miejscami z domieszką ziarn żwiru, w nielicznych miejscach spoczywa cienka warstewka torfu, podobna do tych opisanych z wielu rynien glacialnych z obszaru Polski (Więckowski 1966, 1993, Nowaczyk 1967, 1976, 1994, Tobolski 1977, Hjelmroos-Ericsson 1981, Szupryczyński 1988, Błaszkiwicz 1998, 2005 i in.). Na torfie tym zalegającym w nielicznych miejscach i na piaskach leży gytia wapienna i detrytusowa o barwie białej, beżowej, jasnooliwkowej do szarej, prawie czarnej. Mają one konsystencję galaretowatą. Część z tych osadów jest zwięzła. Gytia osiąga miąższości od zaledwie kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Największe miąższości gytii rozpoznano w odległości 10 m od północnego brzegu jeziora Kuźnik Mały (ryc. 4) oraz około 65 m od zachodniego brzegu tego jeziora. Miąższość gytii w tym pierwszym miejscu wynosi 10,15 m, w drugim 10,28 m. Na gytii, a czasami



Ryc. 4. Mapa litologiczna i miąższości osadów biogenicznych fragmentu Rynny Jezior Kuźnickich (zachodnia część Rezerwatu Przyrody Kuźnik)

1 – osady klastyczne-mineralne (piaski i żwiru sandrowe i terasowe, gliny morenowe), 2 – osady biogeniczne, 3 – sieć hydrograficzna-jeziora, ciekły, 4 – miąższości osadów biogenicznych, 5 – drogi i dukty leśne, 6 – linie przekrojów geologicznych, zaczerpniętym kółkiem zaznaczono pojedyncze wiercenia, czerwone kółko – analizowane rdzenie Ku1, Ku3, Ku4

na piaskach spoczywa warstewka torfu akumulowana w końcowej fazie zaniku jeziora.

Wykonane wiercenia posłużyły do skonstruowania mapy miąższości (ryc. 4) osadów biogenicznych w wybranym fragmencie dna rynny glacialnej Kuźnik. Pobrane rdzenie poddano także analizom geochemicznym (Owsiany i in. 2011, w tym tomie). Autorzy zdają sobie sprawę z tego, że jest to pewne przybliżenie, ale obszary jezior są trudno dostępne do badań geologicznych i wymagają odpowiedniego sprzętu i dużych środków finansowych. Takie rozpoznanie litologii i miąższości osadów biogenicznych umożliwi dalsze interdyscyplinarne badania paleogeograficzne.

Literatura

- Błaszkiwicz M., 1998. Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Dokumentacja Geograficzna, 10.
- Błaszkiwicz M., 2005. Późnoglacialna i wczesnoholoceniowa ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Prace Geograficzne, 201.
- Gołębiewski R., 1976. Osady dennie Jezior Raduńskich. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Wydział V Nauk o Ziemi.
- Hjelmroos-Ericsson M., 1981. Holocene development of Lake Wielkie Gacno, northwestern Poland. University of Lund, Department of Quaternary Geology, Thesis, 10.
- Kozarski S., 1962. Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 2, 3.
- 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.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1999. Paleogeografia Polski w vistulianie. W: L. Starkel (red.), Geografia Polski, środowisko przyrodnicze. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 79–103.
- Nowaczyk B., 1967. Wydm i eoliczne piaski pokrywowe między Skokami a Mieściskiem. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 19: 197–219.
- Nowaczyk B., 1976. Geneza i rozwój wydm śródlądowych w zachodniej części Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol. 16.
- Nowaczyk B., 1994. Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 27: 97–110.
- Nowaczyk B., 2006. Geneza jezior na sandrze Brdy. W: G. Kowalewski, K. Milecka (red.), Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie. Oficyna Wydawnicza Forest, s. 43–52.
- Owsiany P.M., 2006. Dynamika procesów ekologicznych zróżnicowanych zlewniowo jezior Rezerwatu Przyrody Kuźnik (Wielkopolska) na tle badań fykologicznych i geochemiczno-hydrologicznych. Manuskrypt rozprawy doktorskiej. Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Zakład Hydrobiologii, Poznań.
- Owsiany P.M. (red.), 2009. Rynna Jezior Kuźnickich i rezerwat przyrody Kuźnik – bioróżnorodność, funkcjonowanie, ochrona i edukacja. Muzeum Stanisława Staszica, Piła.
- Owsiany P.M., Nowaczyk B., Sobczyński T., 2011. Stratygraficzne zróżnicowanie wybranych cech geochemicznych osadów równin akumulacji biogenicznej przylegających do jezior Kuźniczek, Kuźnik Mały i Kuźnik Duży w Rezerwacie Przyrody Kuźnik. Landform Analysis 16: 139–147.
- Ost H.G., 1932. Morphologische Studien im Drage – und Küddowgebiet. Abh. Ber. Grenz. Ges. Erf. Pfl. Heima, VII Jg.
- Szupryczyński J., 1988. Morphology and ice melting in a Pomerania outwash plain, Wda valley. Geographia Polonica, 55: 173–179.
- Tobolski K., 1977. Materiały do późnoglacialnej historii roślinności Polski północno-zachodniej (cz. II). Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 30, A: 85–91.
- Więckowski K., 1966. Osady dennie Jeziora Mikołajskiego. Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne, 57.
- Więckowski K., 1993. Dotychczasowy stan rozpoznania osadów dennych „Na Jazach” – cechy makroskopowe. W: M. Ralska-Jasiewiczowa (red.), Jezioro Gościąż – stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym. Polish Botanical Studies Guidebook, series 8: 77–92.
- Wojciechowski A., 2000. Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, seria Geografia, 63.