

**WPLYW CZYNNIKÓW GEOGENICZNYCH
NA KOPALNE FAUNY WIOŚLAREK (CLADOCERA)
ZBADANYCH W STANOWISKACH JANY I KLENICA (POLSKA ZACHODNIA)**

**The influence of geogenic factors on fossil fauna of waterfleas (Cladocera)
at the Jany and Klenica sites (Western Poland)**

MARTA RUDNA¹, JULIUSZ TWARDY²

Zarys treści. W artykule przedyskutowano zagadnienie wpływu rzeźby terenu i budowy geologicznej dużej doliny rzecznej na jakość materiału zawartego w dwóch rdzeniach z utworami organogenicznymi. Naświetlono położenie obu badanych stanowisk, scharakteryzowano rzeźbę mezoregionu fizycznogeograficznego, w którym prowadzono badania oraz geomorfologię najbliższego otoczenia badanych stanowisk, a także bliżej omówiono warunki geologiczne. Przedstawiono sekwencje zmian subfossilnych faun Cladocera w obu badanych stanowiskach i podano interpretacje uzyskanego zapisu ich przemian. Dodatkowo uwzględniono wyniki analiz pięciu wybranych parametrów fizykochemicznych badanych utworów organicznych, jak również zinterpretowano uzyskane dane. W podsumowaniu stwierdzono, że lokalizacja badanych rdzeni w dolinach dużych rzek może mieć istotny wpływ na jakość materiału poddawanego analizom, co finalnie rzutuje na wnioskowanie i wiarygodność czynionych rekonstrukcji zmian środowiskowych i narastającej antropopresji.

Słowa kluczowe: Środkowe Nadodrze, Pradolina Warciańsko-Odrzańska, parametry fizykochemiczne osadów, Cladocera

Abstract. The article discusses the impact of the relief and geological structure of a large river valley on the quality of material in two cores of organic deposits. The location of both sites was highlighted, the relief of the physiographical mesoregion in which the research was carried out and the geomorphology of the immediate surroundings of the sites were characterised, and geological conditions were discussed in more detail. Sequences of changes in Cladocera subfossil fauna at both sites were presented and the obtained record of their transformations was interpreted. Additionally, the results of analyses of five selected physicochemical parameters of the tested organic compositions were considered, and the obtained data were interpreted. It was concluded that the location of the studied cores in the valleys of large rivers had a significant impact on the quality of material analysed, which ultimately affects the certainty with which environmental changes and increasing human impact can be inferred and the reliability with which they can be reconstructed.

Keywords: Middle Nadodrze, Wartanian-Odranian Urstromtal, physico-chemical parameters of deposits, Cladocera

Wstęp

Na przełomie pierwszej i drugiej dekady obecnego stulecia w Polsce Zachodniej, szczególnie w jej centralnej części na tzw. Środkowym Nadodrzu (Bartkowski 1970), podjęto program badań archeologicznych wczesnośredniowiecznych grodzisk i osad towarzyszących dawnym grodom (Gruszka 2007, 2010, 2015). Nieinwazyjne badania archeologiczne lub prace terenowe oszczędzające interesujące archeologów obiekty prowadzono zgodnie ze współczesnymi wymaganiami (Domańska i in. 2009; Twardy 2018), z dużym

zaangażowaniem metod prospekcji archeologicznej oraz metod geofizycznych. Spektrum analiz poszerzono o przyrodnicze rozpoznanie sąsiedztwa grodzisk i osad przygodowych. Współpraca archeologów i historyków z przyrodnikami miała i nadal ma na celu odtwarzanie warunków środowiskowych, w jakich organizowano grody wraz z towarzyszącymi im osadami nieobronnymi, a także – jeśli były po temu warunki – odpowiedzenie na pytanie o zakres i skalę przemian środowiska naturalnego pod wpływem działalności społeczności wczesnośredniowiecznych.

¹ Uniwersytet Łódzki, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, 91-139 Łódź, ul. Narutowicza 88; e-mail: marta.rudna@edu.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-6772-9723

² Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, 91-139 Łódź, ul. Narutowicza 88; e-mail: juliusz.twardy@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-6090-0313

Spośród przyrodników początkowo do współpracy angażowano głównie paleobotaników (Klaczak, Sadowski 2012; Milecka 2014, 2015 oraz dalsze liczne prace wymienionej badaczki), specjalistów od analiz makroszczątków roślinnych (Koszalka 2012; Rennwanz 2019), oraz innych badań osadów biogenicznych (Forysiak, Rudna 2019). Wraz z tą współpracą równoległe pojawiło się zainteresowanie określeniem znaczenia rzeźby terenu i warunków geologicznych, a następnie także klimatu, stosunków wodnych, gleb oraz potencjalnej roślinności naturalnej dla organizacji grodów we wczesnym średniowieczu na Środkowym Nadodrzu (Sadowski 2014; Gruszka i in. 2015; Forysiak, Twardy 2015, 2016; Twardy, Forysiak 2016, 2020) oraz na obszarze Wału Trzebnickiego, Obniżenia Miłicko-Głogowskiego i Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej (Klaczak, Sadowski 2012; Twardy i in. 2018). Podsumowania wyników wspólnych badań archeologiczno-przyrodniczych publikowano (Gruszka i in. 2016a) i prezentowano na konferencjach (Gruszka i in. 2016b; Milecka i in. 2017).

W wyniku współpracy archeologów z przyrodnikami zwrócono między innymi uwagę na reprezentatywność miejsc pozyskiwania rdzeni z osadami biogenicznymi, głównie jeziorno-torfowiskowymi, na podstawie których możliwe są pogłębione badania paleoekologiczne. Pozornie wydaje się, że optymalne może być jak najbliższe sąsiedztwo złoża wspomnianych osadów i badanego grodziska lub osady przygodowej. Wobec przeważającego nadrzecznego położenia grodów na dnach rozległych kotlin i dużych dolin rzecznych (Gruszka, Łuczak 2015; Gruszka 2019) można było nastawiać się na pozyskiwanie gytii i torfów wypełniających starorzecza, które początkowo prowadziły przepływ wód rzecznych, po czym stawały się zbiornikami wód stojących, a następnie podlegały powolnemu i długotrwałemu łądowieniu. Uświadomiono sobie jednak, że starorzecza były łatwo zatapiane podczas wezbrań i powodzi (Twardy, Forysiak 2016; Forysiak, Rudna 2019), czego konsekwencją było zanieczyszczanie rdzeni allochtonicznym materiałem organicznym i mineralnym. Z tej przyczyny poszukiwano takich lokalizacji miejsc poboru rdzeni, aby zanieczyszczanie osadów biogenicznych nie było możliwe lub bardzo silnie ograniczone. Miejsca te znajdują się na przykład na terasach nadzalewowych lub wręcz w innych, małych dolinach rzecznych (Milecka 2014).

W niniejszym artykule autorzy, na przykładzie dwóch rdzeni położonych w różnych sytuacjach geomorfologicznych, dyskutują jakość zapisu kopalnych faun Cladocera oraz fizykoche-

micznych własności osadów w kontekście optymalnego wyboru miejsc poboru rdzeni z osadami organicznymi. Rdzenie pobierano po uzgodnieniach z archeologami i w ścisłej współpracy z nimi, a nawet przy ich osobistej obecności w terenie.

Podstawowym celem omawianych w artykule badań było zatem zidentyfikowanie wpływu, jaki miały warunki akumulacji osadów organogenicznych na zachowanie i zapis szczątków subfosylnej fauny Cladocera. Celem pobocznym było porównanie wybranych parametrów fizykochemicznych osadów w obu rdzeniach w świetle wyboru miejsca ich poboru.

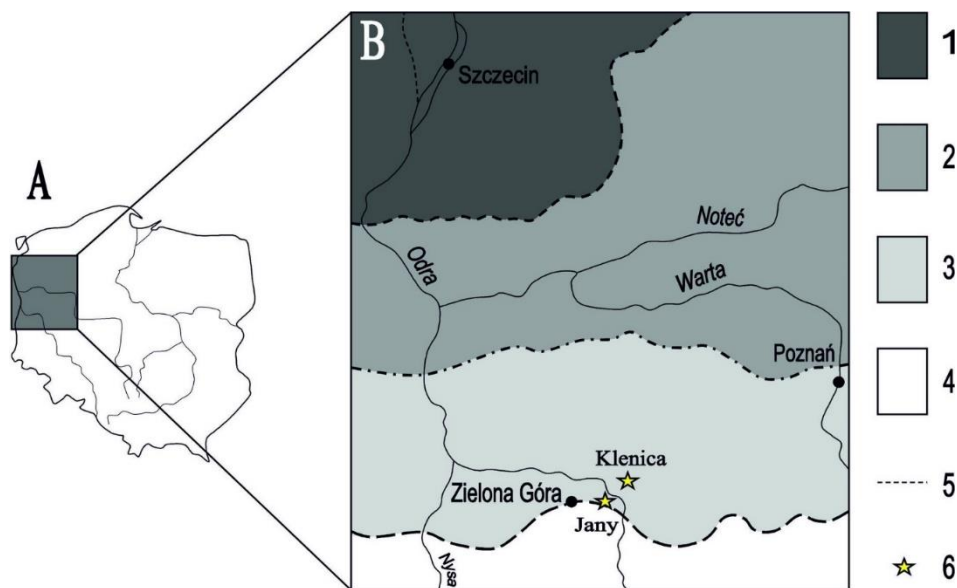
Położenie stanowisk Jany i Klenica na tle podziałów fizycznogeograficznych i regionalizacji geomorfologicznej Polski

Stanowiska Jany i Klenica są położone w centralnej części Polski Zachodniej (rys. 1A). Znajdują się po przeciwnych stronach doliny Odry, w strefie bliskiego zaplecza maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia czwartorzędowego Polski (rys. 1B), współcześnie określanego jako zlodowacenie wisły (faza leszczyńska). Oba stanowiska dzieli dystans zaledwie 13,4 km, niemniej jednak w ich położeniu geomorfologicznym występują istotne różnice, rzutujące także na fizykochemiczne własności zbadanych rdzeni z osadami biogenicznymi i odkryte w nich subfosylne szczątki faun Cladocera.

Zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym Polski (Kondracki 1978) okolice badanych stanowisk należy zaliczyć do mezoregionu fizycznogeograficznego Kotliny Kargowskiej (315.62). Stanowisko Jany znajduje się po lewej stronie koryta Odry, tuż przy SW granicy Kotliny. Natomiast stanowisko Klenica leży w prawej części doliny Odry, znacznie bliżej centrum Kotliny Kargowskiej. Wyżej wymieniona jednostka o randze mezoregionu fizycznogeograficznego jest zaliczana przez Kondrackiego (1978) do makroregionu Pradolina Warciańsko-Odrzańska (315.6), odpowiadającego w generalnych zarysach dawniej wyróżnianej tzw. Pradoliny Berlińskiej. Podkreślić w tym miejscu trzeba, że Pradolina Warciańsko-Odrzańska tworzy zachodnią część nadrzędnej makroformy wklęsłej, jaką jest pradolina warszawsko-berlińska. Forma ta ma swój początek daleko na wschodzie – w Kotlinie Warszawskiej, następnie równoleżnikowo przecina Polskę Środkową i Zachodnią, po czym kontynuuje się dalej ku zachodowi. Ostatni odcinek pradoliny znajduje się już na terenie Niemiec.

Kotlina Kargowska znajduje się na wyżej wspomnianym szlaku pradolinowym i jest jednocześnie strefą ujścia do równoleżnikowej pradoliny kolejnej dużej makroformy wklęsłej, jaką jest południkowa dolina Odry. Rzeka Odra, już po osiągnięciu w Kotlinie Kargowskiej pradoliny warszawsko-berlińskiej, raptownie skręca ku zachodowi (por. rys. 1B). Poczynając od Kotliny Kargowskiej wykorzystuje strefę pradolinową, którą przepływa w położonej na zachodzie Dolinie Środkowej Odry (315.61). Z uwagi na skrzyżowanie dwóch

dużych form wklęsłych, czyli współczesnej doliny Odry oraz pradoliny warszawsko-berlińskiej, mezoregion Kotliny Kargowskiej ma charakter lokalnego rozszerzenia o charakterze rozległego basenu. Zajmuje powierzchnię około 599 km² (*geoserwis.gdos.*), kształt Kotliny przypomina trójkąt skierowany jednym z wierzchołków na południe lub literę „T”, o rozmiarach około 50 km w kierunku równoleżnikowym i około 32 km w kierunku południkowym.



Rys. 1. Położenie stanowisk Jany i Klenica

A – szkic lokalizacyjny, B – położenie stanowisk na tle zasięgów glacyfaz zlodowacenia wisły (za Kozarskim, Nowaczykiem 1999)

1 – zasięg fazy pomorskiej (około 16 200 lat BP), 2 – zasięg fazy poznańskiej (około 18 800 lat BP), 3 – zasięg fazy leszczyńskiej (około 20 000 lat BP), 4 – zasięg zlodowacenia warty (starsze od 100 000 lat BP), 5 – granica państwa, 6 – badane stanowiska

Location of Jany and Klenica sites

A – location sketch, B – location of the sites on the background of the glaciophase ranges of the Vistula glaciation (after Kozarski, Nowaczyk 1999)

1 – extent of Pomeranian phase (about 16,200 years BP), 2 – extent of Poznań phase (about 18,800 years BP), 3 – extent of Leszno phase (about 20,000 years BP), 4 – extent of Warta glaciation (older than 100,000 years BP), 5 – national border, 6 – examined sites

Od zachodu z Kotliną Kargowską sąsiaduje wyżej wspomniana Dolina Środkowej Odry (315.61), od północy do Kotliny płynnie nawiązuje kolejne duże obniżenie terenowe – Bruzda Zbąszyńska (315.44). Od wschodu Kotlina bez wyraźnej granicy morfologicznej sąsiaduje z Doliną Środkowej Odry (315.63), natomiast od południa w podobny sposób łączy się z Pradolina Głogowską (318.32), położoną już poza zasięgiem fazy leszczyńskiej zlodowacenia wisły (Kozarski, Nowaczyk 1999; Marks 2005; Mojski 2005). Podkreślić trzeba, że granice Kotliny Kar-

gowskiej ze wszystkimi czterema wyżej wymienionymi mezoregionami nie są podkreślone żadnymi barierami morfologicznymi, na co zapewne wpłynęło sygnalizowane wyżej położenie na szlakach dwóch dużych makroform wklęsłych – pradoliny warszawsko-berlińskiej i doliny Odry. Taki typ położenia reprezentuje stanowisko Klenica, którego sąsiedztwo jest mało zróżnicowaną morfologicznie równiną aluwialną.

Oprócz form pradolinowych i dolinnych z Kotliną Kargowską sąsiadują mezoregiony fizycznogeograficzne o charakterze wzgórzowym i/lub

pojeziernym. W porządku od południowego zachodu są to: Wysoczyzna Czerwieńska (315.73) i Wał Zielonogórski (315.74), na północnym zachodzie Pojezierze Łagowskie (315.42), następnie na północnym wschodzie Pojezierze Poznańskie (315.51) i na południowym wschodzie Pojezierze Sławskie (315.81). Z pięcioma wyżej wymienio-

nymi jednostkami Kotliny Kargowskiej tym razem tworzy widoczne bariery morfologiczne, manifestujące się niejednokrotnie pod postacią silnie urzeźbionych, stromych i wysokich na kilkadziesiąt metrów stoków (fot. 1). Tuż poniżej północnego stoku Wału Zielonogórskiego o takiej charakterystyce, jest położone stanowisko Jany.



Fot. J. Twardy, 2016

Fot. 1. Okolice Kargowej. Widok na stok opadający do Kotliny Kargowskiej od północy.
Na drugim planie wzniesienia Wału Zielonogórskiego

Surroundings of Kargowa. View of slope descending to the Kargowska Basin from the north.
Hills of the Zielonogórski Range visible in background

Najnowsza modyfikacja regionalizacji fizycznogeograficznej Polski (Solon i in. 2018) przyniosła stosunkowo niewielkie zmiany dotyczące delimitacji granic Kotliny Kargowskiej (315.62). Okazały się one na tyle małe, że oba badane stanowiska pozostały w obrębie mezoregionu wyznaczonego przez Kondrackiego (1978). Należy jednak zwrócić uwagę na jedną zmianę klasyfikacyjną w interesującej nas części Polski. Obecnie, według Solona i in. (2018), od północnego wschodu Kotliny Kargowskiej graniczy z nowym mezoregionem fizycznogeograficznym – Równiną Nowotomyską (315.50), a nie z Pojezierzem Poznańskim, wydzielonym przez Kondrackiego (1978).

Geomorfologiczny podział Polski, opublikowany przez Gilewską w roku 1986, okazał się w przeważającej części zbieżny z podziałem tzw. dziesiętnym Kondrackiego (1978). Okolice Janów i Klenicy, za autorką podziału, należy zaliczyć do mezoregionu geomorfologicznego Kotliny Kargowskiej (AII.k2). Według koncepcji Gilewskiej

(1986) wlicza się go do makroregionu Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej (AII.k). Mezoregiony geomorfologiczne sąsiadujące z Kotliną Kargowską w generalnych zarysach korespondują z mezoregionami fizycznogeograficznymi Kondrackiego (1978), zarówno pod względem delimitacji ich granic, jak i nazewnictwa, zachowując – co zrozumiałe – inny system oznaczeń kodowych. Różnica zaznacza się jedynie w przypadku Wału Zielonogórskiego (AV.b5), traktowanego przez Gilewską (1986) jako część składową Nizin Środkowopolskich (AV), a nie Pojezierzy Południowobałtyckich (A II).

Ukształtowanie terenu i geomorfologia Kotliny Kargowskiej ze szczególnym uwzględnieniem otoczenia stanowisk Jany i Klenica

Najmniejsze wysokości bezwzględne na dnie Kotliny oscylują około 48–48,5 m n.p.m., występując

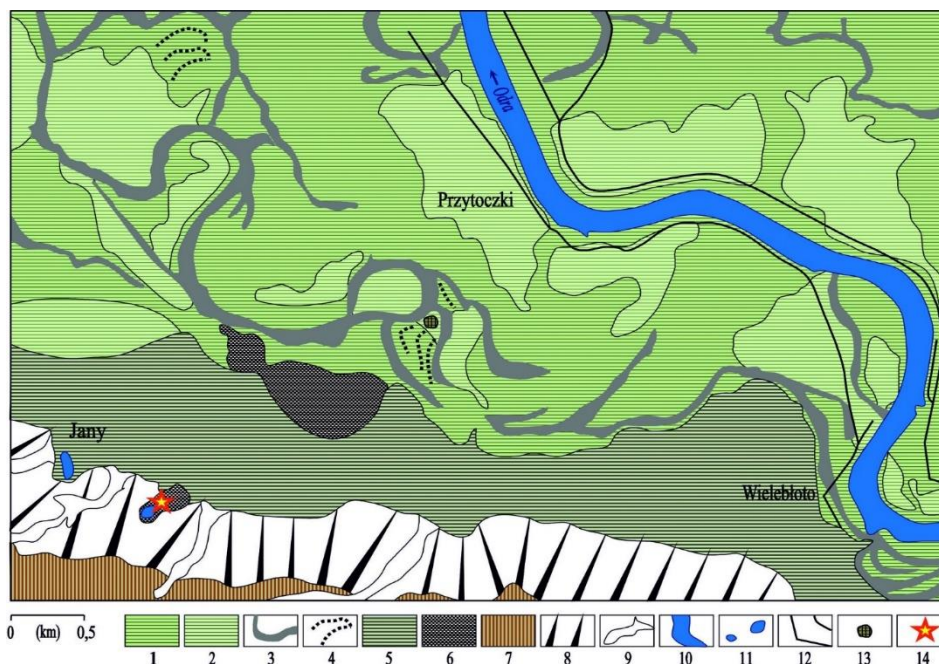
w jej zachodniej części, tuż przy granicy Kotliny z Doliną Środkowej Odry. Z kolei największe wysokości wynoszą około 60 m n.p.m. i występują zarówno we wschodniej części Kotliny w pobliżu granicy z Doliną Środkowej Obry, jak i w części południowej, w miejscu gdzie Kotlina graniczy z Pradoliną Głogowską. Pośrodku Kotliny, w pobliżu miejscowości Karszyn, występuje charakterystyczny pagór ostańcowy (Karczewski 2007), którego powierzchnia szczytowa sięga 78 m n.p.m. Forma ta nie jest jednak najwyższym punktem w Kotlinie, albowiem o blisko 10 metrów wyższe rzędne (do 87,7 m n.p.m.) są związane z dużymi śródlądowymi wydrami łukowymi i łukowo-parabolicznymi (Nowaczyk i in. 1985). Wydmy występują dość licznie w różnych częściach Kotliny, na przykład na zachodzie w okolicach Pomorska, ale jeszcze więcej pojawia się ich w części wschodniej, w rejonie miejscowości Świętna. Na tle wyżej podanych wysokości w Kotlinie rzędne obu stanowisk przedstawiają średnie wartości wysokości bezwzględnych – stanowisko Jany jest położone na wysokości około 55,9 m n.p.m., a stanowisko Klenica na wysokości około 54,3 m n.p.m.

W Kotlinie Kargowskiej zdecydowanie dominują fluwialne formy rzeźby terenu. Największą powierzchnię zajmuje terasa zalewowa, zwana też terasą denną (Karczewski 2007), natomiast według terminologii stosowanej przez Szałajdewicza (1992, 1995) terasę tę określa się jako terasę najmłodszą. Jest ona nieco zróżnicowana wysokościowo; w terenie, na mapach poziomicowych, zdjęciach lotniczych i obrazach lidarowych łatwo wyróżnić wyższy i niższy poziom dna dolinnego (rys. 2, sygnatury 1 i 2), których rzędne mogą różnić się od około 1 do nawet 2–3 metrów. To zróżnicowanie jest często podkreślane przez zmieniające się użytkowanie ziemi (fot. 2). Elementami urozmaicającymi rzeźbę terasy zalewowej, wpływającymi na jej wyżej wspomniane zróżnicowanie wysokościowe, są również ślady paleomeandrów (rys. 3, sygnatura 4), a także inne obniżenia wykorzystywane współcześnie przez małe strugi i przystosowane przez człowieka do potrzeb melioracji (rys. 3, sygnatury 2 i 3). Z kolei wzrost wysokości bezwzględnych na dnie Kotliny pod Klenicą do około 61,5 m n.p.m. jest wywołany przez nieurzeźbione pokrywy eoliczne i małe wydmy (rys. 3, sygnatura 6). Mniejsze urozmaicenie rzeźby jest związane z występowaniem pozostałości po obwałowaniach grodzisk wczesnośredniowiecznych (rys. 2, sygnatura 2, rys. 3, sygnatura 11, por. także Forsyś, Twardy 2019), niewielkie jest także na obszarach miejskich z rzeźbą zniwelowaną przez człowieka (rys. 3, sygnatura 7) i innymi formami

antropogenicznymi (rys. 2, sygnatura 12 i rys. 3, sygnatura 10). Do zróżnicowania wyższych partii terasy zalewowej przyczyniają się miejscami dobrze czytelne ślady migracji koryta/koryt rzecznych Odry (rys. 2, sygnatura 4 i rys. 3, sygnatura 5), zachowane w postaci naprzemiennego układu wałów meandrowych i meandrowych obniżień międzywałowych (Gradziński i in. 1986; Zieliński 1998).

Znacznie mniejsze powierzchnie zajmuje w Kotlinie Kargowskiej terasa nadzalewowa (Urbański 1998, 2003), przez Karczewskiego (2007) określana jako środkowa lub wydroma. Forma ta zaznacza się w rejonie miejscowości Jany (rys. 2, sygnatura 5), wnosząc się na 4–6 m ponad dno dolinne (Szałajdewicz 1995; Urbański 2003) i przyjmując w Janach postać stosunkowo wąskiej listwy zakotwiczonej przy lewej, południowo-zachodniej granicy Kotliny. Terasa ta ma niewielkie nachylenie ku centrum Kotliny, a od strony dna dolinnego jest podcięta przez dawne zakola, w których rozwinęły się równiny torfowe (rys. 2, sygnatura 6). Promienie zakoli są mniejsze niż promienie zakoli współczesnej Odry, niemniej przy porównaniach należy pamiętać o szeroko zakrojonych w XVIII i XIX wieku regulacjach koryta Odry (Wilgat 1999), mających na celu lepsze dostosowanie rzeki do transportu wodnego, a owocujących prostowaniem koryta i jego generalnym skróceniem łącznie o około 160 km (Twardy, Klimek 2008).

Powyżej terasy nadzalewowej w Janach rozciągają się wysokie na kilkadziesiąt metrów strome i długie południowe zbocze Kotliny Kargowskiej (rys. 2, sygnatura 8), które jest najbardziej wyrazistym elementem morfologicznym w okolicy (fot. 1). Tym silnie rozdolinionym zboczem, pociętym licznymi dolinami denudacyjnymi (rys. 2, sygnatura 9), ku Kotlinie opada wysoczyzna morenowa o urozmaiconej rzeźbie (rys. 2, sygnatura 7). Przez Karczewskiego (2007) jest ona określana jako „strefa pagórków moreny czołowej o drobnym rytmie”, a przez Urbańskiego (2003) jako morena czołowa akumulacyjna lub morena spiętrzona. W dolnej części omawianego zbocza, wysokiego tu na co najmniej 60–70 m, występuje niewielkie obniżenie przypominające kulisę stokową, zajęte przez mały zbiornik wodny i otaczające go torfowisko (rys. 2, sygnatury 6 i 11). Z tego torfowiska pobrano rdzeń z osadami biogenicznymi pod nazwą Jany. Genezy wspomnianego kulisowatego obniżenia nie udało się wyjaśnić (Forsyś, Twardy 2019), niemniej nasuwają się hipotezy na temat jego powstania. Można zakładać udział bryły martwego lodu, która podpierała stok wysoczyzny morenowej podczas fazy leszczyńskiej zlodowacenia wisły. W myśl tak nakreślonej



Rys. 2. Szkic geomorfologiczny okolic Janów w Kotlinie Kargowskiej (za Forsysiakiem, Twardym 2019)

1 – terasa zalewowa (denna) = dno dolinne, 2 – wyższe partie dna dolinnego, 3 – paleomeandry, 4 – ślady migracji koryt rzecznych, 5 – terasa nadzalewowa (średnia, wydymowa), 6 – równiny torfowe, 7 – wysoczyzny morenowe, 8 – stoki, 9 – doliny denudacyjne, 10 – uregulowane koryto Odry, 11 – zbiorniki wodne, 12 – wały przeciwpowodziowe, 13 – grodzisko w Przytoku, stan. 1, 14 – lokalizacja rdzenia Jany (J-1) z osadami biogenicznymi

Geomorphological sketch of the Janów area in the Kargowska Basin (after Forsysiak, Twardy 2019)

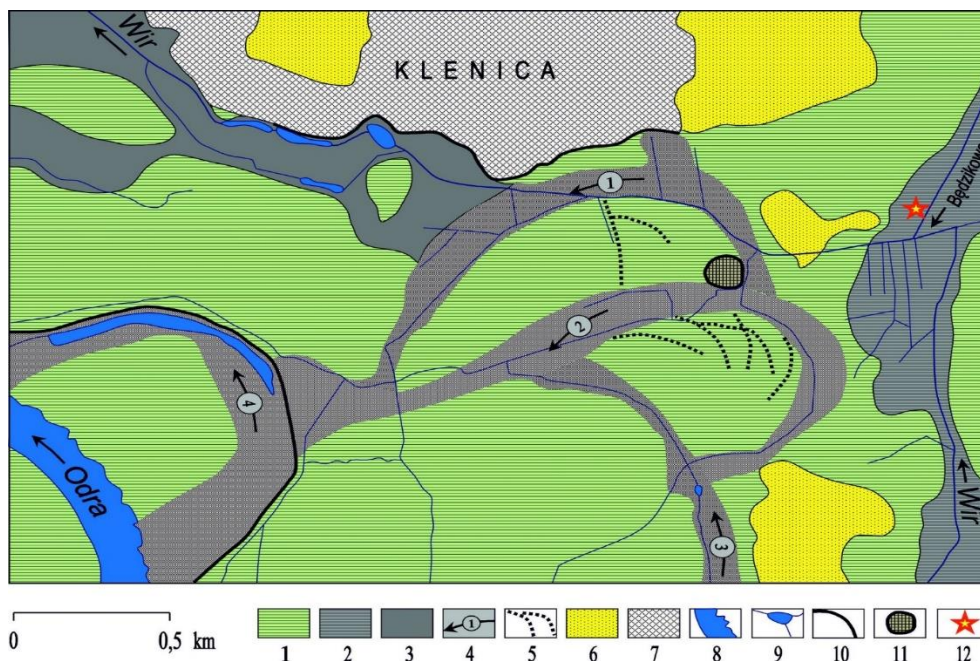
1 – floodplain (“bottom” terrace) = valley bottom, 2 – higher parts of the valley floor, 3 – palaeomeanders, 4 – traces of migration of river beds, 5 – floodplain terrace (medium, dune), 6 – peat plains, 7 – morainic plateaus, 8 – slopes, 9 – denudation valleys, 10 – regulated Odra riverbed, 11 – water bodies, 12 – flood embankments, 13 – stronghold in Przytok, site 1, 14 – location of Jany core (J-1) with biogenic sediments



Fot. J. Twardy, 2016

Fot. 2. Klenica. Dno paleomeandra położone na północ od grodziska wykorzystywane jako łąka.
W prawej części kadru zajęta pod zboża terasa zalewowa

Surroundings of Klenica. Bottom of the palaeomeander north of the stronghold used as a meadow.
Right of frame: floodplain (bottom) occupied by cereals



Rys. 3. Szkic geomorfologiczny okolic Klenicy w Kotlinie Kargowskiej

1 – terasa zalewowa (denna) = dno dolinne , 2 – obniżenie cieków Będzikowa i Wir, 3 – obniżenie cieków Wir, 4 – zarysy paleomeandrów wraz z prawdopodobną kolejnością ich rozwoju, 5 – ślady migracji koryt rzecznych, 6 – wydmy i pokrywy eoliczne, 7 – obszar z rzeźbą terenu zmienioną przez zabudowę, 8 – uregulowane koryto Odry, 9 – małe ciek i zbiorniki wodne, 10 – wały przeciwpowodziowe, 11 – grodzisko w Klenicy, stan. 3, 12 – lokalizacja rdzenia Klenica (Kl-1) z osadami biogenicznymi

Geomorphological sketch of the area around Klenica in the Kargowska Basin

1 – floodplain (“bottom” terrace) = valley bottom, 2 – lowering of the Będzików and Wir watercourses, 3 – lowering of the Wir watercourse, 4 – outlines of palaeomeanders with the probable order of their development, 5 – traces of migration of river beds, 6 – dunes and aeolian covers, 7 – area with terrain changed by buildings, 8 – regulated Odra riverbed, 9 – small watercourses and water bodies, 10 – flood embankments, 11 – stronghold in Klenica, site 3, 12 – location of Klenica core (Kl-1) with biogenic sediments

„hipotezy glacialnej” obniżenie obecnie zajęte przez powoli łądowiejący zbiornik wodny i rozprzestrzeniające się torfowisko miałyby charakter obniżenia wytopiskowego. Mniej prawdopodobne wyjaśnienie można wiązać z ruchami masowymi (osuwiskowymi), kształtującymi dolną część wysokiego zbocza; w tej sytuacji kulisowate obniżenie byłoby niszą osuwiskową.

Nadmienić trzeba, że teren zajęty przez torfowisko i zarastający zbiornik wodny ma powierzchnię około 6,5 ha, eliptyczny zarys (oś dłuższa do 400 m długości, oś krótsza do 170 m) i orientację osi długiej z SW na NE. Co ważniejsze, znajduje się nieco niżej niż powierzchnia terasy nadzalewowej, która leży tu na 61 m n.p.m. Zakładając zatem, że torfowisko, z którego pobrano rdzeń Jany, było zatapiane wodami rzeczными, należałoby przyjąć, że podczas wezbrań i powodzi rzędna lustra wód powodziowych musiały osiągać minimum 61 m n.p.m. Wobec rzędnej lustra wody w korycie Odry w Przytoczkach – wynoszącej 51,7 m n.p.m., stan wód podczas hipotetycznej powodzi musiałby

podnieść się o 9,3 m, co jest mało prawdopodobne w tak rozległym rozszerzeniu dolinnym.

Rdzeń z osadami biogenicznymi pod nazwą Klenica (rys. 3, sygnatura 12) pobrano w innej sytuacji geomorfologicznej. Jest to obniżenie w terasie zalewowej (rys. 3, sygnatura 1), odwadnianej przez dwa małe ciek – Będzikową i Wir (rys. 3, sygnatura 2). Kontynuujące się zarówno ku północy, jak i na południe obniżenie nie przypomina kształtem ani najmłodszych paleomeandrów Odry (rys. 3, sygnatura 4), ani koryta współczesnego wymienionej rzeki (rys. 3, sygnatura 8). Nie można go również wiązać z gdzieś widocznymi śladami migracji koryt rzecznych (rys. 3, sygnatura 5). Jest ono najprawdopodobniej częścią starszego, silniej już zatartego układu koryta/koryt Odry, funkcjonującego zapewne w holocenie. Do efektywnego maskowania starszych rozwinięć Odry przyczyniła się wydajna akumulacja pokrywy madowej, która rozpoczęła się wraz z rozwojem nowożytnego rolnictwa (Teisseyre 1985; Klimek 1999).

Podsumowując charakterystykę miejsc pobrania obu rdzeni, autorzy pragną podkreślić różnice w ich położeniu geomorfologicznym. Ułożone w dystalnej części terasy nadzalewowej miejsce poboru rdzenia Jany znajdowało się zapewne poza zasięgiem nawet największych wezbrań Odry (Dubicki i in. 1999). Natomiast obniżenie w Klenicy, zajmowane przez małe strugi Będzikowa i Wir, było położone na tyle nisko na terasie zalewowej, że bardzo prawdopodobne jest jego zatapianie podczas większych wezbrań i powodzi. Wspomniane różnice mogły znaleźć odzwierciedlenie w sekwencjach kopalnych Cladocera, zidentyfikowanych w obu badanych rdzeniach, a także w innych własnościach fizykochemicznych utworów biogenicznych rozpoznanych w Janach i Klenicy.

Zarys budowy geologicznej Kotliny Kargowskiej i litologia w otoczeniu badanych stanowisk

Podłoże utworów czwartorzędowych w zachodniej części Kotliny Kargowskiej, w sąsiedztwie stanowiska Jany, stanowią utwory trzeciorzędu, przede wszystkim miocenu środkowego, a także – na mniejszą już skalę – nierozdzielone utwory miocenu środkowego i górnego (Urbański 2003). Wymieniony autor wśród utworów środkowioceńskich budujących serię Mużakowa wyróżnił piaski pyłowate i mułki, a utwory środkowo- i górnioceńskie od strony litologicznej określił jako ły, mułki i piaski oraz piaskowce, mułki i węgle brunatne. Wyżej wymienione osady zalegają na północ od Przytoka na głębokości od około +20 m n.p.m. do około 20 m p.p.m. Zestawiając powyższe wartości z podanymi wcześniej rzędnymi powierzchni topograficznej Kotliny Kargowskiej, można wywnioskować, że łączna miąższość kompleksu czwartorzędowego w omawianej części Kotliny waha się od około 28 m do 68 m. Na przekroju geologicznym przebiegającym o niespełna 1,5 km na zachód od stanowiska Jany (Urbański 2003) łatwo zauważyć, że osady miocenu są silnie zdeformowane glaciektonicznie, podobnie zresztą jak niemalże cały kompleks utworów czwartorzędowych. Jedynym wyjątkiem są tu niezaburzone piaski i żwiry wodnolodowcowe ze zlodowacenia warty oraz piaski i żwiry teras kemowych, związane ze zlodowaceniem wistły. Serie te zalegają już na Wale Zielonogórskim i z obszarem Kotliny Kargowskiej graniczą wzdłuż terasy nadzalewowej, na której leży miejscowość Jany.

Wśród utworów czwartorzędowych w południowo-zachodniej części Kotliny występują przeważnie niewielkiej miąższości piaski i żwiry wodno

-lodowcowe korelowane ze zlodowaczeniem odry (Urbański 1998), bezpośrednio przykrywające serie trzeciorzędowe. Na nich z kolei zalegają piaski rzeczno-lodowcowe tzw. pradolinne (pradoliny warszawsko-berlińskiej), pochodzące ze zlodowacenia wistły oraz nieco młodsze terasowe piaski rzeczne, związane również z wymienionym zlodowaczeniem. Piaski rzeczno-lodowcowe i terasowe budują wspólnie terasę nadzalewową w Janach. Pierwsze z wymienionych utworów występują w przystokowej części terasy, a drugie – w jej partiach przydolinnych. Bezpośrednie podłoże omówionej w poprzednim rozdziale charakterystycznej kulisy stokowej, zajętej przez niewielkie torfowisko i mały zbiornik wodny, stanowią starsze piaski pradolinne.

Bliżej osi Kotliny, już poza terasą nadzalewową, wymienione serie są przykryte kilkoma metrami (do maksymalnie 10 m miąższości) aluwii holoceni. Składają się na nie zróżnicowane utwory: tworzące pokrywę madową namuły rzeczne, a także ły, muły i piaski oraz piaski terasy zalewowej (Urbański 1998, 2003). Łączna miąższość aluwii Odry w okolicy stanowiska Jany, zarówno tych z okresu zlodowacenia wistły, jak i z holocenu, osiąga około 22 m. Nadmienić trzeba, że w kierunku zachodnim miąższość utworów rzecznych w Dolinie Środkowej Odry maleje, w strefie przewężenia doliny pod Krosnem Odrzańskim osiąga zaledwie 7 m (Twardy, Forsyjak 2016).

W rejonie Klenicy w podłożu utworów czwartorzędowych również występują osady trzeciorzędowe, także korelowane ze środkowym mioceniem (Szałajdewicz 1995). W sąsiedztwie Klenicy są to ły, mułki ilaste i piaski serii poznańskiej, natomiast na południe i południowy zachód od miasta występują ły, mułki, mułki ilaste oraz piaski, również węgle brunatne wyżej wspomnianej serii Mużakowa, kontynuującej się w podłożu czwartorzędowym aż po rejon stanowiska Jany. Strop powierzchni podczwartorzędowej w okolicach Klenicy zalega na rzędnych od około 10 do 30 m n.p.m. i zapada ku SW (Szałajdewicz 1995). Jeszcze dalej w kierunku południowo-zachodnim powierzchnia ta obniża się do jedynie 80 m p.p.m., co ma miejsce w strefie wąskiego kopalnego rozcięcia występującego pomiędzy Bojadłami a Milskiem, zorientowanego z SE na NW.

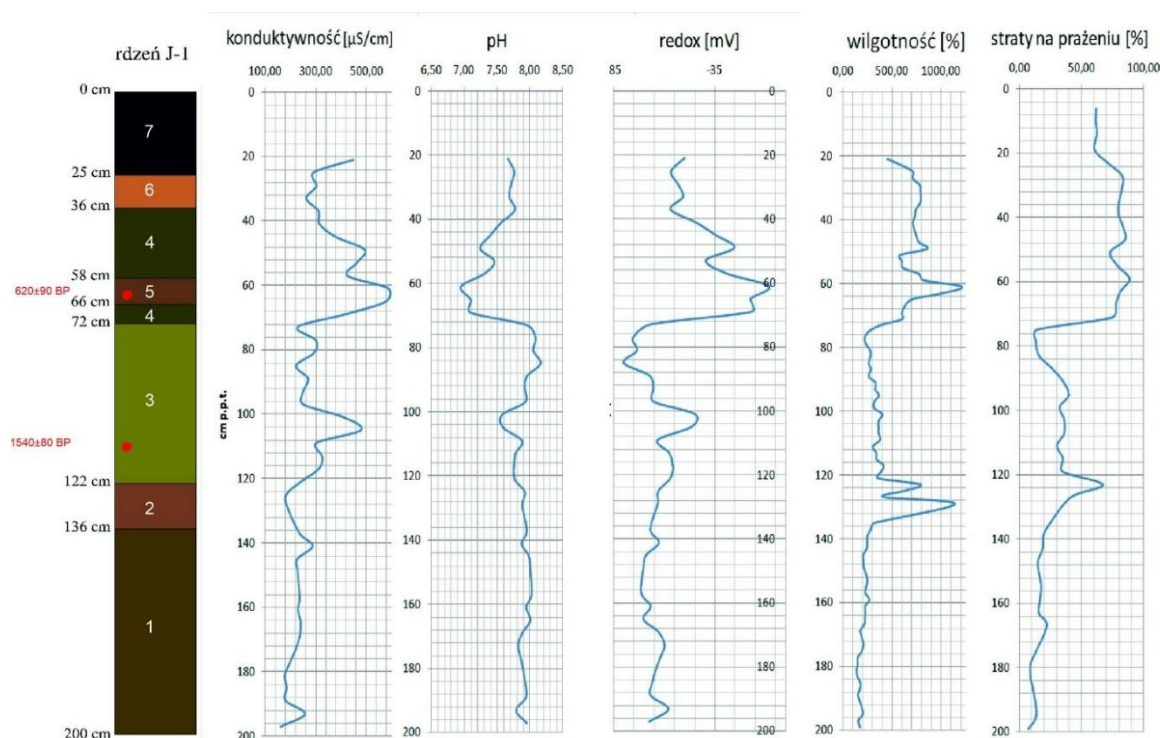
Mając na uwadze, że rzędne dna Kotliny Kargowskiej w rejonie Klenicy osiągają około 52–55 m n.p.m., miąższość kompleksu czwartorzędowego można oszacować na od niemal 25 m do blisko 45 m. W jego skład wchodzi aluwia pradolinne i serie rzeczne doliny Odry, spośród których w powierzchni topograficznej szeroko zaznaczają

się ility i mułki z domieszkami piaszczystymi, budujące pokrywę madową (Szałajdewicz 1992). Oprócz tego są to piaski rzeczne terasy zalewowej i namuły den dolinnych; miąższość korelowanych z holocenem obu facji wyżej wspomnianych aluwów nie przekracza 5 m. Jeszcze dalej na wschód od Klenicy, w oddaleniu około 1,5–2 km od miejsca poboru rdzenia Klenica, dno Kotliny budują piaski i żwiry rzeczne terasy nadzalewowej (średniej), które trzeba wiązać ze starszymi glacyfazami ostatniego zlodowacenia. Utwory terasy nadzalewowej kontynuują się ku wschodniemu krańcowi Kotliny Kargowskiej, gdzie osiągają do 25 m miąższości (Szałajdewicz 1992). Poza wschodnią granicą Kotliny mają one swoją kontynuację w Dolinie Środkowej Obry (Karczewski 2007).

W obniżeniu strugi Będzikowa, w miejscu w którym pobierano rdzeń do szczegółowych badań paleoekologicznych, Szałajdewicz (1992) oznaczył niewielki, kształtem przypominający koło lub elipsę płat namułów den dolinnych złożonych na torfach. Sekwencja ta znalazła potwierdzenie w terenie podczas wykonywania wierceń i wydobywania materiału do badań paleoekologicznych.

Metody badawcze

Materiał badawczy stanowiły dwa rdzenie o niezaburzonej strukturze. Rdzenie z obu stanowisk przy zastosowaniu próbnika Instorf – puszka 50 cm długości i 50 mm średnicy. Rdzeń Jany (J-1) pobrany został w maju 2017 r., natomiast rdzeń Klenica (Kl-1) w czerwcu 2016 r. Litologia obu rdzeni przedstawiona jest na rysunkach 4 i 5. Dla pobranych osadów wykonane zostały laboratoryjne oznaczenia parametrów fizykochemicznych, które obejmowały: konduktywność, odczyn (pH), potencjał oksydacyjno-redukcyjny (redoks) oraz straty na prażeniu i wilgotność. Dla profilu Klenica oznaczenia strat na prażeniu nie zostały wykonane. Do analizy parametrów fizykochemicznych z rdzenia J-1 próbki zostały pobrane w odstępach co 2 cm, z pominięciem wierzchniej warstwy od 0 do 25 cm, z uwagi na silny stopień rozkładu torfu i przypuszczalnie postsedymentacyjnie zaburzoną strukturę osadu. Natomiast rdzeń Kl-1 opróbowany został z rozdzielczością od 2 do 4 cm od spągu (głębokość 200 cm) do powierzchni (0 cm).

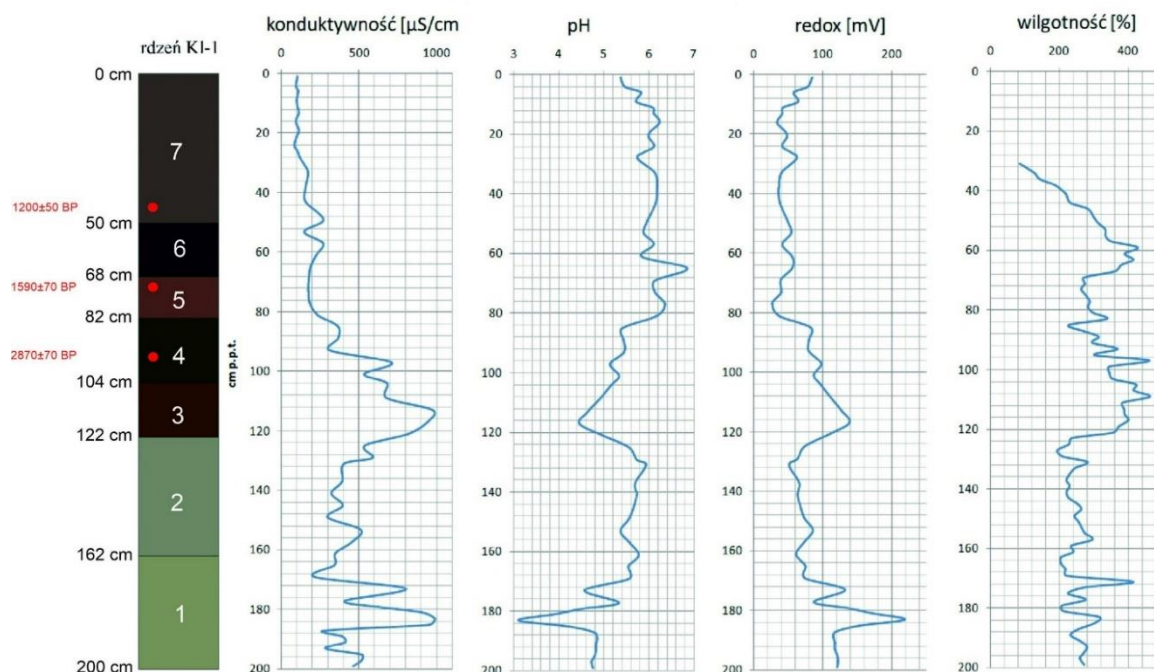


Rys. 4. Wartości podstawowych parametrów fizykochemicznych w badanych utworach rdzenia J-1

- 1 – gytia detrytusowa, 2 – torf zielny słabo rozłożony, 3 – gytia grubodetrytusowa, 4 – gytia grubodetrytusowa z torfem, 5 – torf zielny średnio rozłożony, 6 – torf turzycowo-mszysty średnio rozłożony, 7 – torf silnie rozłożony

Results of basic physico-chemical parameters in J-1 core

- 1 – detritus gyttja, 2 – poorly decomposed herbaceous peat, 3 – fine-detritus gyttja, 4 – coarse-detritus gyttja with peat, 5 – medium decomposed herbaceous peat, 6 – medium decomposed moss peat, 7 – strongly decomposed peat



Rys. 5. Wartości podstawowych parametrów fizykochemicznych w badanych utworach rdzenia KI-1

1 – mułek organiczny z drobnym detrytusem roślinnym, 2 – mułek organiczny, 3 – torf zielny z drewnem, 4 – torf zielny z udziałem mułków organicznych, 5 – torf zielny silnie rozłożony, 6 – torf silnie rozłożony (do 90%), 7 – mada ciężka (warstwowana)

Results of basic physico-chemical parameters in the KI-1 core

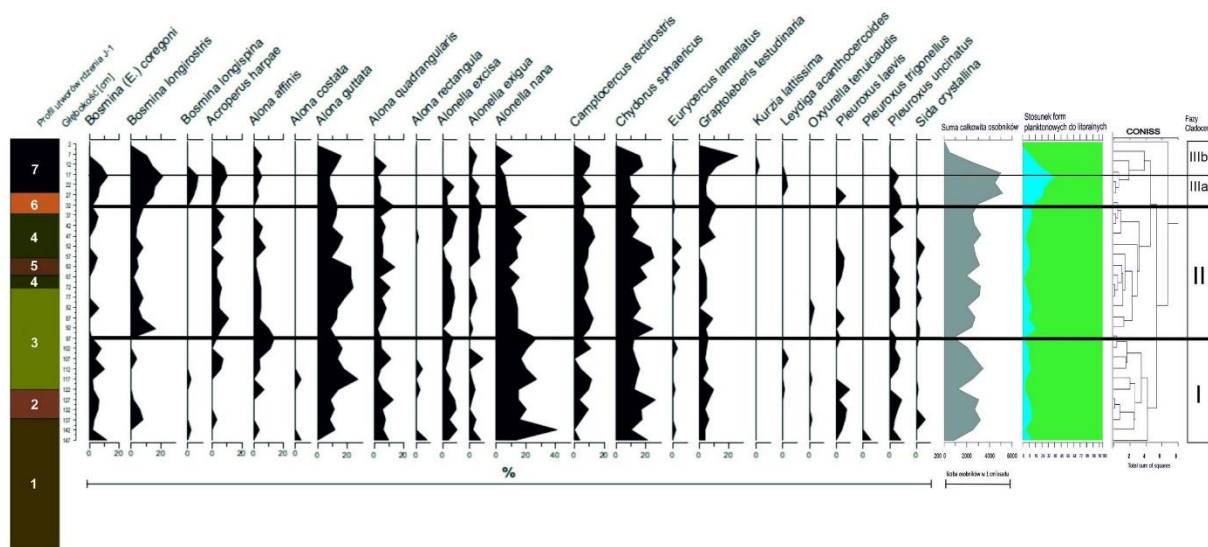
1 – organic silt with fine plant detritus, 2 – organic silt, 3 – herbaceous peat with wood, 4 – herbaceous peat with the participation of organic silts, 5 – herbaceous peat strongly decomposed, 6 – strongly decomposed peat (up to 90%), 7 – heavy (layered) mada

Oznaczenia konduktywności, odczynu i potencjału redoks wykonane zostały zgodnie z metodyką opracowaną przez Korabiewskiego (2005), natomiast zawartość substancji organicznej oraz oznaczenia wilgotności osadu przeprowadzone zostały wg Myślińskiej (2016).

Do analizy subfosylnej fauny Cladocera pobrano próbki osadu o objętości 1 cm³. Rdzeń J-1 o długości 150 cm, opróbowany został od 0 cm z rozdzielczością 5 cm, co pozwoliło na otrzymanie 30 próbek do analiz. Rdzeń KI-1 o długości 150 cm, opróbowano, zaczynając od 30 cm z rozdzielczością od 2 do 4 cm, dzięki czemu otrzymano 25 próbek do analiz. Próbki przygotowano, stosując metodę standardową wg Freya (1986). W preparatach o objętości 0,1 ml zliczano wszystkie elementy Cladocera (tarczki głowowe, skorupki tułowiowe, postabdomeny i jaja przetrwalne – ehippia). Identyfikację gatunków Cladocera oparto na kluczu do oznaczania wioślarek z obszaru Europy Centralnej (Szeroczyńska, Sarmaja-Korjonen 2007). Na podstawie diagramu procentowego składu gatunkowego (rys. 6) wydzielono 3 fazy rozwoju Cladocera, poprawność wydzielenia faz potwierdzono statystyczną metodą analizy skupień CONISS.

Litologia i wiek osadów

Rdzeń osadów biogenicznych ze stanowiska Jany o miąższości 200 cm zawierał utwory jeziorne oraz torfy, które wiekowo reprezentowały okres subatlantycki (rys. 4). Warstwę spągową badanego rdzenia stanowiła gytia detrytusowa, która na głębokości 136 cm przechodziła w słabo rozłożony torf zielny. Od głębokości 122 cm warstwa ta przykryta była gytia grubodetrytusową, z osadu tego z głębokości 110 cm pobrana została próbka do datowania radiowęglowego (1540±80 lat BP; MKL-4449; tab. 1). Od głębokości 72 do 66 cm gytia grubodetrytusowa była bogata we wkładki torfu. Następną ku stropowi warstwę (66–58 cm) stanowił torf zielny o wyższym stopniu rozkładu, aniżeli ten z głębokości 136–122 cm. Osad z głębokości 65–62 cm został wydatowany radiowęglowo na 620±90 lat BP; MKL-3705; tab. 1). Od głębokości 58 do 36 cm torf zielny przykryty był gytia grubodetrytusową z torfem. Od poziomu 36 cm występował torf turzycowo-mszysty o średnim stopniu rozkładu. Stropową warstwę (od 25 cm do powierzchni) stanowił silnie rozłożony torf, który nie posiadał widocznej struktury.



Rys. 6. Diagram procentowego składu gatunkowego fauny Cladocera, liczebność gatunkowa oraz bezwzględna całkowita zawartość Cladocera w 1 cm³ osadu w profilu J-1

Diagram of percentage species composition of Cladocera fauna, species abundance and absolute total Cladocera content in 1 cm³ sediment in J-1 profile

Tabela 1

Wyniki radiowęglowych oznaczeń wieku bezwzględnego próbek osadów z profili Jany (J-1) i Klenica (Kl-1) (Bronk Ramsey, Lee 2013; Reimer i in. 2013; Bronk Ramsey 2017)

Results of radiocarbon dating of sediment samples from profiles of Jany (J-1) and Klenica (Kl-1) (Bronk Ramsey, Lee 2013; Reimer *et al.* 2013; Bronk Ramsey 2017)

Lp.	Nazwa rdzenia	Głębokość (cm)	Numer laboratoryjny próbki	Datowanie konwencjonalne (lata BP)	Lata kalendarzowe (lata BC/AD)
1	Jany (J-1)	62,0–65,0	MKL-3705	620±90	1242–1445 AD (94,6%)
2	Jany (J-1)	110,0	MKL-4449	1540±80	379–652 AD (94,0%)
3	Klenica (Kl-1)	42,5–45,0	MKL-3331	1200±50	687–903 AD (86,9%)
4	Klenica (Kl-1)	53,0–55,0	MKL-3332	1590±70	327–614 AD (94,2%)
5	Klenica (Kl-1)	96,0–98,0	MKL-3333	2870±70	1235–893 BC (92,9%)

Ze stanowiska Klenica pobrany został rdzeń o miąższości 200 cm, w profilu zidentyfikowane zostały utwory rzeczne oraz torfy (rys. 5). Badany fragment osadów z tego stanowiska reprezentował osady okresów subatlantyckiego oraz subborealnego. Spąg rdzenia do głębokości 162 cm stanowił mułek organiczny z zawartością drobnego detrytusu roślinnego i szczątków drewna o brudnej barwie. Od głębokości 162 do 122 cm znajdował się również mułek organiczny o brudnej barwie, lecz bez szczątków roślinnych i fragmentów drewna. Od poziomu położonego na 122 cm

zidentyfikowano torf zielny, który do 104 cm zawierał dużą ilość wkładek drewna. Kolejną warstwę od 104 do 82 cm stanowił torf zielny, w którym stwierdzono obecność mułków organicznych. Z tego osadu pobrana została próbka, którą wydatowano radiowęglowo na 2870±70 lat BP; MKL-3333 (tab. 1). Powyżej 82 cm znajdował się torf silnie rozłożony, który od 68 do 50 cm miał barwę brudną i nosił cechy silnego rozkładu (do 90%). Osad torfowy z głębokości 53–55 cm wydatowany został na 1590±70 lat BP; MKL-3332 (tab. 1). Na warstwie torfu zidentyfikowana zos-

tała warstwowana mada ciężka z zawartością rozproszonych węgielków oraz materii organicznej. Wiek próbki z głębokości 42,5–45 cm określony został metodą ^{14}C na 1200 ± 50 lat BP; MKL-3331 (tab. 1). Stropową warstwę (od 32,5 do 0 cm) stanowiła warstwowana mada ciężka, która nie zawierała szczątków organicznych.

Wyniki pomiarów fizykochemicznych

W rdzeniu J-1 w warstwie gytii detrytusowej, znajdującej się na głębokości 200–136 cm, konduktywność osiągnęła najniższe wartości w całym profilu (od 160,5 do 287,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Potencjał redoks wahał się między -71,5 mV, a -58,0 mV, a pH wynosiło 7,8–8,0. Wilgotność w tym odcinku maksymalnie wynosiła 281,9%, natomiast straty na prażeniu zmieniały się od 7,2% do 21,8%. Wartości parametrów fizykochemicznych nie wykazywały dużej zmienności (rys. 4).

W słabo rozłożonym torfie zielnym zalegającym na głębokości 136–122 cm, średnia wartość konduktywności wynosiła 204 $\mu\text{S}/\text{cm}$, średnie pH to 7,9, a potencjał redoks -61,2 mV. Znacząco wzrosła tu wartość wilgotności osadu, która maksymalnie wynosiła 1143,2%. Widoczne były tutaj zmiany – spadek konduktywności przy jednoczesnym wzroście strat na prażeniu i wilgotności osadu.

Na głębokości 122–72 cm odpowiadającej warstwie gytii grubodetrytusowej, na około 105 cm odnotowano wzrost konduktywności osadu do 478,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$ oraz potencjału redoks do -44,8 mV, spadła także wartość pH do 7,6. Powyżej konduktywność znacznie się obniżyła do około 259 $\mu\text{S}/\text{cm}$ i utrzymywała się na tym poziomie, a pH osiągnęło najwyższą w całym profilu wartość – 8,2 pH. Natomiast potencjał redoks uzyskał najniższą odnotowaną wartość (-80,1 mV).

Kolejna warstwa gytii grubodetrytusowej z torfem, zalegająca na głębokości 72–66 cm, charakteryzowała się wzrostem konduktywności od 229,2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ do 416,9 $\mu\text{S}/\text{cm}$ na przestrzeni zaledwie 6 cm. Zauważalny był wzrost wilgotności do około 600% i strat na prażeniu 77,0%. Odczyn spadł nieznacznie do 7,1 pH, a wartość potencjału redoks wzrosła do -16,7 mV.

Wartości wszystkich parametrów ulegały wahaniom w warstwie torfu zielnego średniorozłożonego (głębokość 66–58 cm). Maksymalne wartości zostały odnotowane dla potencjału redoks, konduktywności oraz strat na prażeniu (rys. 4). Natomiast odczyn osiągnął tutaj swe minimum w całym profilu. Na głębokości 61 cm wzrósł potencjał redoks do -8,2 mV oraz wilgotność osadu do 1207,2%,

a także konduktywność do poziomu 586,4 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Odczyn natomiast obniżył się do 6,9 pH.

W przypadku rdzenia K1-1 spągowa warstwa mułku organicznego z drobnym detrytusem roślinnym z głębokości 200–162 cm odznaczała się dużą zmiennością badanych parametrów (rys. 5). Na poziomie 183 cm konduktywność osiągnęła najwyższą wartość w całym profilu 986,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tak jak i potencjał redoks 218,6 mV; wartości odczynu były za to najniższe 3,1 pH. Wilgotność ze średniej wartości 260,5% wzrosła do 414,3%.

W osadach mułku organicznego początkowo (162–122 cm) od 157 cm zauważalny był spadek wszystkich parametrów poza odczynem. Konduktywność osiągnęła minimalną wartość 298,1 $\mu\text{S}/\text{cm}$, potencjał redox 51,2 mV, natomiast wilgotność wynosiła 193,3%. Pod koniec tej warstwy nastąpił nieznaczny spadek odczynu i wilgotności oraz niewielki wzrost konduktywności i potencjału redoks (rys. 5).

Znaczące zmiany w zmierzonych parametrach występowały w torfie zielnym z drewnem na głębokości 122–104 cm. Nastąpił gwałtowny wzrost konduktywności do 940,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ na głębokości 117 cm. Wartość odczynu równie wyraźnie spadła do 4,5 pH. Natomiast potencjał redoks wzrósł do 138,4 mV, a wilgotność osiągnęła najwyższą wartość w całym profilu (462,96 %).

Kolejna warstwa to torf zielny z udziałem mułków organicznych (104–82 cm), gdzie zauważalna była ogólna tendencja spadkowa wartości konduktywności, wilgotności, potencjału redoks, a wzrost pH do 4,4. Konduktywność obniżyła się z 679,6 $\mu\text{S}/\text{cm}$ do 364,1 $\mu\text{S}/\text{cm}$, wilgotność z 459,7% do 228,0%, natomiast potencjał redoks spadł z 96,7 mV do 82,0 mV.

W torfie zielnym silnie rozłożonym, zalegającym na głębokości 82–68 cm parametry nie wykazywały się wahaniami i wskazywały raczej stabilny charakter. Średnia konduktywność wynosiła 191,2 $\mu\text{S}/\text{cm}$, pH 6,2, a wilgotność osiągnęła 279,2%. Na głębokości około 77 cm odnotowano minimalną wartość potencjału redoks dla całego profilu (26,5 mV).

W warstwie powyżej na głębokości 68–50 cm, gdzie badany materiał stanowił torf silnie rozłożony, małą zmienność wykazywały konduktywność i potencjał redoks, a ich wartości były dość podobne do warstwy poniżej. Maksimum w całym profilu osiągnęło pH – 6,9 pH.

W warstwowanej madzie ciężkiej, znajdującej się przy powierzchni (50–0 cm), konduktywność przyjmowała najwyższe wartości na początku warstwy i sukcesywnie spadała ku powierzchni (rys. 5). Podobna sytuacja miała miej-

sce w przypadku wilgotności, która wyjściowo wynosiła 301,2% i następnie malała. Odczyn wahał się między 5,4–6,2 pH, od około 16 cm ulegał nieznacznym zmianom, a następnie obniżał się ku powierzchni. Odwrotną sytuację zaobserwowano w przypadku potencjału redoks, który od głębokości 16 cm nieznacznie wzrastał.

Wyniki analizy subfosalnej fauny *Cladocera*

W profilu Jany (J-1) stwierdzono występowanie 23 gatunków *Cladocera* należących do trzech rodzin: *Chydoridae*, *Bosminidae* i *Sididae* (rys. 6). W badanym profilu dominowały gatunki litoralne (*Chydoridae*, *Sididae*), co wskazuje na raczej płytkowodny zbiornik. Udział gatunków planktonowych reprezentujących strefę otwartej toni wodnej (*Bosminidae*) wzrastał w osadach młodszych (32–17 cm).

Faza I (150–97 cm). Zidentyfikowano 22 gatunki *Cladocera*, maksymalna frekwencja wynosiła 3450 osobników na 1cm³. Gatunki litoralne stanowiły 88%. *Alonella nana* (20%), która osiągnęła najwyższą frekwencję w całym profilu oraz *Chydorus sphaericus* (16%) i *Alona guttata* (13%). Gatunki planktonowe reprezentowane przez *Bosmina (E.) coregoni*, *Bosmina longispina* i *Bosmina longirostris* stanowiły około 12% (rys. 6).

Faza II (97–32 cm). W fazie tej odnotowano występowanie 18 gatunków wioślarek, najwyższa frekwencja wynosiła 3250 osobników na 1cm³. Tak jak w poprzedniej fazie dominowały gatunki litoralne (około 84%). Dominantami były: *Chydorus sphaericus* (16%), który osiągnął tu maksimum frekwencji w całym profilu *Alona guttata* (15%) oraz *Alonella nana* (15%).

Faza III (32–0 cm). Łącznie rozpoznanych zostało 19 gatunków *Cladocera*, a najwyższa frekwencja wynosiła 5150 osobników na 1cm³ i była to najwyższa frekwencja osobników w całym profilu (rys. 6), pod koniec fazy nastąpił spadek do 475 osobników na 1cm³, co było podstawą wydzielenia dwóch podfaz a i b.

Podfaza IIIa (32–17 cm). Frekwencja osobników *Cladocera* utrzymywała się na poziomie od 3000 do 5150 na 1cm³, stwierdzono występowanie 18 gatunków wioślarek. Znacząco wzrosła obecność gatunków planktonowych (do około 40%), a *Bosmina longirostris* osiągnęła najwyższą frekwencję w całym profilu (15%). Licznie występowały takie gatunki jak: *Chydorus sphaericus* (11%), *Alona guttata* (10%) oraz *Alonella nana* (8%).

Podfaza IIIb (17–0 cm). W podfazie tej stwierdzono najniższe bogactwo gatunkowe (rozpoznano 13 taksonów). Zaobserwowano drastyczny spadek frekwencji wioślarek (do 475 osobników na 1cm³). Nastąpił sukcesywny wzrost obecności gatunków planktonowych, których udział pod koniec podfazy wynosił około 90%. Maksimum rozwojowe osiągnęła *Alonella exigua* (36%), licznie występowały także *Graptoleberis testudinaria* (13%), *Chydorus sphaericus* (11%).

W osadach stanowiska Klenica (profil Kl-1) zidentyfikowano 11 gatunków wioślarek należących do dwóch rodzin (*Chydoridae* i *Sididae*), które siedliskowo związane są ze strefą litoralną, nie została natomiast stwierdzona obecność gatunków planktonowych. Wydzielenie faz rozwoju *Cladocera* było niemożliwe ze względu na niską zawartość szczątków (maksymalnie 30 osobników na 1cm³). Była to niestety niewystarczająca ilość, aby wyniki uznać za reprezentatywne (Kurek i in. 2010). Wyniki analizy przedstawiono w tabeli obrazującej obecność poszczególnych gatunków w osadach z poszczególnych głębokości (tab. 2). Powyżej głębokości 50 cm osady zawierały szczątki *Cladocera*, jednak były one w złym stanie i niemożliwa była ich identyfikacja.

Interpretacja wyników pomiarów parametrów fizykochemicznych

Parametry fizykochemiczne ze stanowiska Jany wskazują, iż zbiornik w początkowym stadium swojego rozwoju był jeziorem, które zasilane było wodami podziemnymi, co potwierdza lekko zasadowy odczyn osadu. Wody te mogły pochodzić z głębokiej perkolacji w strefie wysokiego stoku, który rozciągał się ponad podstokowym torfowiskiem z małym jeziorem, zajmującym wyżej wspomnianą kulisę stokową w Janach. Cechą osadów jeziornych ze zbiorników zlokalizowanych w obrębie dolin rzecznych jest wysoka zawartość części mineralnych (Tobolski 2000), a co za tym idzie niska zawartość materii organicznej, co zostało zaobserwowane w osadach badanego stanowiska. W dalszym etapie zbiornik przekształcił się w torfowisko, co wiązało się ze wzrostem wilgotności osadu oraz strat na prażeniu. Zaobserwowany spadek konduktywności prawdopodobnie wiązał się ze zmianą zasilania na opadowe. Późniejsze przejście w osady jeziorne wiązało się znów ze wzrostem pH, czemu towarzyszył także spadek wilgotności oraz strat na prażeniu. Jeziorny charakter zbiornika wpłynął również na niską zawartość substancji organicznych, gdyż osady mineralne pochodzące z denudacji mechanicznej

prawdopodobnie mogły być lepiej rozprowadzane w zbiorniku. Przyczyniały się do tego warunki lokalne – denudację mechaniczną mogło indukować intensywne spłukiwanie zachodzące na wysokim, długim – i co najważniejsze – stromym i pociętym dolinami denudacyjnymi stoku. Według Gruszki (2014) etap ten mógł być powiązany z okresem aktywności gospodarczej ludności pradziejowej, która zasiedlała te rejony. Pogląd o ścisłym związku natężenia denudacji mechanicznej z narastającą antropopresją po raz pierwszy wyraził Klatka (1958) w swojej pracy o mułach antropogenicznych w dolinie Świśliny i od tego okresu jest on na tyle powszechnie przyjmowany w geomorfologii dynamicznej, że zdaniem autorów nie wymaga specjalnych uzasadnień.

Na głębokości około 60 cm, gdzie odczyn osadu był najniższy w całym profilu, prawdopodobnie nastąpił wzrost zasilania opadowego, natomiast wahania w wartościach konduktywności powiązane były ze zmianą charakteru osadów oraz zmianami ilości i parametrów wód zasilających zbiornik. Nie jest wykluczone, iż na taką zmienność miały wpływ także czynniki antropogeniczne.

Podsumowując można stwierdzić, że fizykochemiczne badania osadów ze stanowiska Jany wykazały zasilanie małego zbiornika wodnego głównie wodami podziemnymi z udziałem zasilania opadowego. Najważniejszym procesem geodynamicznym, dostarczającym drobnoziarnistego materiału mineralnego do jeziora, było spłukiwanie – rozwijające się na stromym i wysokim stoku, u podnóża którego leżał zbiornik wodny.

Wyniki analizy parametrów fizykochemicznych ze stanowiska Klenica wskazują, iż w początkowym etapie rozwoju zbiornik miał charakter okresowy, na co wskazuje mułek organiczny zidentyfikowany w spągowej warstwie rdzenia. Wahania parametrów fizykochemicznych sugerują, iż zbiornik wypełniany był wodami powodziowymi Odry, wartości konduktywności i potencjału redoks wzrastają w momentach, gdy rzeka niosła materiał mineralno-organiczny. Obniżenie strugi Będzikowa, z którego pobrano rdzeń KL-1, położone jest na rzędnej 54,3 m n.p.m., natomiast lustro wód w pobliskim korycie Odry układa się na rzędnej 55,1 m n.p.m., czyli o około 0,8 m wyżej. Odra przepływa pod Klenicą w korycie wciętym na około 2 m, co oznacza, że przed zbudowaniem wałów przeciwpowodziowych każde wezbranie przekraczające stan pełnokorytowy musiało skutkować powstawaniem rozległych rozlewisk w dolinie, w tym przedzieraniem się rzecznych wód wezbraniowych do obniżenia strugi Będzikowa.

Niskie pH i wysoka konduktywność związane były z namywaniem łatwo rozpuszczalnych w wodzie substancji. W dalszym etapie zaobserwowana została niska zmienność parametrów, która mogła świadczyć o ustabilizowaniu się warunków zasilania zbiornika i wzroście znaczenia zasilania gruntowego. Wzrost konduktywności, potencjału redox oraz wilgotności związany był z przejściem osadów jeziornych w torfy, a także stabilizacją poziomu wody. Malejące wartości konduktywności oraz potencjału redoks sugerują wzrost znaczenia zasilania wodami opadowymi, a wzrost pH wskazuje, iż nastąpił rozwój torfowiska niskiego (Myślińska 1999). Przejście z osadów torfowych w mady, według interpretacji autorów było związane z zalewaniem zbiornika wodami powodziowymi w czasie, gdy w dolinie Odry intensywnie rozwijało się rolnictwo, na co wskazuje wiek osadu z głębokości 53–55 cm (1590±70 lat BP).

Interpretacja wyników analizy subfosylnej fauny Cladocera

Dzięki uzyskanym wynikom datowań radiowęglowych dla stanowiska Jany (tab. 1) możliwe było odniesienie faz rozwoju wioślarek do ram chronologicznych.

Początek fazy I przypada na około 2300 lat BP i generalnie wpisuje się wiekowo w początek okresu subatlantyckiego. Faza ta mogła trwać do VI wieku naszej ery. Wobec małej liczby datowań radiometrycznych w rdzeniu J-1, dla oszacowania wieku posłużono się średnim tempem akumulacji osadów w zbiorniku Jany. Dla stropowej części rdzenia (głębokość 0–63 cm) wynosiło ono 1,02 mm/rok, natomiast dla jego środkowej części (63–110 cm) było mniejsze i osiągało 0,51 mm/rok; poczyniono założenie, że akumulacja w spągu rdzenia przebiegała w tempie 0,51 mm/rok. Wyniki analizy subfosylnych Cladocera wskazują, iż podczas tej fazy panowały dość dobre warunki dla rozwoju wielu gatunków wioślarek. Zbiornik miał strefę otwartej toni wodnej i prawdopodobnie był dość głęboki, na co wskazuje występowanie *Bosmina (E.) coregoni* oraz *Bosmina longispina* (rys. 6). Dominantami w tym okresie były gatunki, które cechują się wysoką tolerancją względem warunków środowiskowych – *Alonella nana* i *Chydorus sphaericus* (Szeroczyńska 1985).

Faza II trwała tylko nieco dłużej niż faza I, bo około 1000 lat i zakończyła się na początku XVIII wieku. Jej początek odznaczał się najniższą w całym profilu liczebnością gatunków Cladocera (rys. 6). Wzrost udziału gatunku *Bosmina longirostris* wraz z zanikiem *Bosmina (E.) core-*

goni może wskazywać na stopniowe wypływanie się zbiornika. Następnie pojawiły się gatunki żyjące wśród roślinności wodnej: *Acroperus harpae*, *Alona affinis* (Niska 2013). Zauważalny był także wzrost udziału gatunków litoralnych, preferujących wody bogate w składniki pokarmowe (*Camptocercus rectirostris*, *Alona quadrangularis*). Swoje maksimum rozwojowe osiągnął gatunek żyjący w asocjacji z roślinnością wodną – *Alona guttata*. Schyłek fazy to rozwój torfowiska i wzrost udziału fitofilnego gatunku *Graptoleberis testudinaria*. Dane zebrane dla okresu kiedy panowała faza II, wskazują, że zbiornik wodny w strefie podstokowej intensywnie zarastał roślinnością wodną.

Faza III wiekowo obejmuje ostatnie 300 lat funkcjonowania zbiornika, a przejście podfazy IIIa w podfazę IIIb przypada około połowy XIX wieku.

Podfaza IIIa odznaczała się wyraźnym wzrostem liczebności osobników wioślarek, gdzie istotnie wzrósł udział gatunków planktonowych (rys. 6) – *Bosmina longirostris* i *Bosmina (E.) coregoni*. Występowanie powyższych gatunków sugeruje istnienie strefy otwartej wody. Prawdopodobnie w czasie trwania podfazy IIIa w zbiorniku poziom wody był najwyższy. Można korelować to z podwyższeniem poziomu wód w zbiornikach podczas trwania tzw. małej epoki lodowej (Rotnicki, Starkel 1999). Poprawę warunków bytowych dla wioślarek sugeruje obecność gatunków preferujących wody o wyższej temperaturze (Szeroczyńska 1985), takich jak: *Leydigia acanthocercoides*, *Alona quadrangularis* oraz *Camptocercus rectirostris*. Odczyn osadu na tej głębokości wskazuje nieco wyższą zasadowość, co odzwierciedla się także w spadku acidofilnych gatunków *Alona guttata* i *Alonella excisa* (Niska 2013).

Przejście w podfazę IIIb nastąpiło około połowy XIX wieku. Spadek frekwencji gatunków planktonowych wraz z nagłym spadkiem frekwencji gatunków *Cladocera* oraz liczebności osobników spowodowany był prawdopodobnie dość szybkim wypływanieniem zbiornika (rys. 6). Występowanie *Acroperus harpae*, *Alona affinis* i *Graptoleberis testudinaria* wskazuje na występowanie rozwiniętej roślinności wodnej (Niska 2013). Niekorzystne warunki dla rozwoju wioślarek

występują w warstwie silnie rozłożonego torfu.

Autorka analizy *Cladocera* pragnie podkreślić, że materiał ze stanowiska Jany nie wykazywał zaburzeń ani zanieczyszczeń domieszkami allochtonicznych okazów wioślarek. Akumulacja gytii i torfów na stanowisku Jany wydaje się mieć charakter akumulacji na pierwotnym złożu.

W całym profilu ze stanowiska Klenica (KI-1) występował charakterystyczny dla wód eutroficznych gatunek – *Chydorus sphaericus* (Rybak, Błędzki 2010). We wszystkich próbkach obecny był również *Graptoleberis testudinaria*, który preferuje wody o wyższej zawartości materii organicznej (Niska 2013). Opierając się na datowaniu z warstwy 122–150 cm, tę część rdzenia można przypisać do środkowej części okresu subborealnego, gdzie zidentyfikowanych zostało 11 gatunków wioślarek (tab. 2). Wśród nich przeważały osobniki bytujące wśród roślinności wodnej (*Acroperus harpae*, *Alonella exigua*, *Camptocercus rectirostris*). Na głębokości 104–122 cm liczba gatunków spada do 6, między innymi są to gatunki litoralne, które bytują pośród roślinności wodnej, a także w wodach o podwyższonej trofii. Może na to wskazywać wyższa konduktywność i zwiększona wilgotność zbadanego osadu. Obecność torfów w profilu od głębokości 120 cm jest informacją o obniżeniu poziomu wody w zbiorniku. Wiekowo odcinek ten odpowiada końcowi okresu subborealnego, w tym czasie w Klenicy odkładał się torf niski zielny z udziałem drewna, co wskazuje na wkraczanie zbiorowisk łągowych (Tobolski 2000). Na poziomie 82–104 cm zidentyfikowano 10 gatunków *Cladocera*, były to pojedyncze osobniki z gatunków: *Acroperus harpae*, *Alonella excisa*, *Alonella exigua* (tab. 2). Warstwa torfu charakteryzuje się spadkiem wilgotności i wzrastającym ku stropowi stopniem rozkładu, co sugeruje pogorszenie warunków wodnych. Okres ten korelowany jest z początkiem okresu subatlantyckiego. Na głębokości 68–82 cm liczba gatunków spada do 7. W warstwie silnie rozłożonego torfu zielnego (na głębokości 74–80 cm) zanika acidofilna *Alonella excisa*. W osadach z głębokości 0–68 cm zaobserwowano 10 gatunków *Cladocera*, gdzie ponownie pojawiła się *Alonella excisa*, a także gatunki żyjące wśród roślinności wodnej.

Tabela 2

Występowanie poszczególnych gatunków Cladocera w rdzeniu Klenica (K1-1)

Occurrence of Cladocera species in the Klenica core (K1-1)

Głębokość (cm)	<i>Acroperus harpae</i>	<i>Alona guttata</i>	<i>Alonella excisa</i>	<i>Alonella exigua</i>	<i>Alonella nana</i>	<i>Camptocercus rectirostris</i>	<i>Chydorus piger</i>	<i>Chydorus sphaericus</i>	<i>Graptoleberis testudinaria</i>	<i>Pleuroxus uncinatus</i>	<i>Sida crystallina</i>
50,0–52,0	+		+	+	+	+		+	+		
54,0–56,0	+		+	+			+	+	+	+	
58,0–60,0		+	+					+	+	+	
62,0–64,0			+					+	+	+	
66,0–68,0			+	+			+	+	+	+	+
70,0–72,0			+		+	+		+	+	+	+
74,0–76,0					+	+	+	+	+	+	
78,0–80,0					+		+	+	+		
82,0–84,0								+	+	+	
86,0–88,0		+	+	+				+	+	+	
90,0 - 92,0		+				+		+	+	+	
94,0–96,0								+	+		
98,0–100,0	+	+						+	+		
102,0–104,0							+	+	+		+
106,0–108,0			+	+				+	+		
110,0–112,0	+		+	+				+	+		
114,0–116,0			+	+				+	+	+	
118,0–120,0			+					+	+		
122,0–124,0	+		+	+			+	+	+		
126,0–128,0	+					+		+	+	+	
130,0–132,0	+					+		+	+	+	
134,0–136,0	+		+	+		+		+	+	+	
138,0–140,0								+	+		
142,0–144,0		+	+	+				+	+		+
146,0–148,0		+	+	+	+	+	+	+	+	+	

Podsumowanie

Badane stanowiska różnią się pod względem stwierdzonych w nich osadów, co w znaczącym stopniu jest efektem położenia w różnych częściach doliny Odry i na jej różnych poziomach dolinnych. Rzutowało to na odmienne wartości zmierzonych parametrów fizykochemicznych, a także na obecność i stan zachowania szczątków *Cladocera*. Spośród badanych osadów najstarsze – pochodzące z okresu subborealnego – zidentyfikowane zostały w stanowisku Klenica. Początek okresu subatlantyckiego zapisany został w osadach profilu Jany i może być korelowany z początkiem fazy I rozwoju fauny *Cladocera*. Natomiast w rdzeniu z Klenicy początek subatlantyku prawdopodobnie jest położony wyżej – na głębokości 82–104 cm, jest to górna część warstwy torfu z mułkiem organicznym.

Na zachowanie szczątków *Cladocera* i przydatność analizy subfossilnej fauny wioślarek istotny wpływ ma przede wszystkim charakter zbiornika i rodzaj osadów deponowanych w zbiorniku. Biorąc pod uwagę położenie obu stanowisk, wyniki przeprowadzonych analiz jednoznacznie wykazały wpływ warunków akumulacji na przydatność ich osadów do badań paleogeograficznych. Badane stanowiska wykazują znaczące różnice w zachowaniu szczątków wioślarek, a co za tym idzie zróżnicowane możliwości rekonstrukcji warunków środowiskowych panujących na przestrzeni ostatnich dwóch tysięcy lat. W stanowisku Jany, położonym około 9,3 m ponad poziomem wód Odry, stopień zachowania szczątków *Cladocera* był zdecydowanie lepszy, a frekwencja zidentyfikowanych wioślarek pozwoliła na wykonanie diagramów bezwzględnej liczby osobników oraz procentowego składu gatunkowego fauny *Cladocera*. Jest to skutkiem braku ingerencji wód powodziowych w czasie rozwoju zbiornika, w przeciwieństwie do stanowiska Klenica, gdzie identyfikacja szczątków była utrudniona. Osady z tego profilu nie zawierały odpowiedniej ilości osobników, aby wyniki mogły być uznane za reprezentatywne. Warunki panujące w zbiorniku w dniu obniżenia strugi Będzikowa pod Klenicą, ze względu na gwałtowne zmiany sposobu jego zasilania, można uznać za niesprzyjające dla rozwoju wioślarek. Na liczbę gatunków oraz frekwencję osobników fauny *Cladocera* miała wpływ intensywność ingerencji wód rzecznych, można zatem stwierdzić, że stanowiska położone w dolinach rzecznych wykazujących się mniejszą intensywnością

tego rodzaju zdarzeń wykazują wyższą przydatność w takich analizach. W stanowisku Klenica niemal niemożliwa byłaby jakkolwiek interpretacja paleoekologiczna wyników analizy *Cladocera*, gdyby nie uzyskane wyniki datowań radiowęglowych oraz pomiary parametrów fizykochemicznych, które pozwoliły na umiejscowienie w czasie akumulacji badanych osadów, sposobu zasilania i prawdopodobnego wpływu człowieka na rozwój zbiornika. Wyższe położenie stanowiska Jany, już poza zasięgiem wezbrań i powodzi, odzwierciedliło się w bardzo dobrym zapisie szczątków wioślarek. W połączeniu z wynikami analizy parametrów osadów możliwa była interpretacja wpływu zmian środowiskowych oraz antropopresji na badane siedlisko.

Jak wynika z zaprezentowanych danych, położenie rdzenia tuż w pobliżu badanego obiektu – np. grodziska, nie gwarantuje jeszcze sukcesu badawczego. W takich rdzeniach słaby stan zachowania świadectw rozwoju subfossilnych faun może łatwo spowodować zmniejszenie pewności wnioskowania lub wręcz uniemożliwić przedstawianie konstruktywnych wniosków i opracowywanie wiarygodnych rekonstrukcji. Przeniesienie miejsca pobrania rdzenia w bardziej odległe miejsca w dolinach, takie w których akumulacja gytii lub sedimentacja torfów mogła być niezakłócana, w większości przypadków sprzyja uzyskaniu materiału o wyższej jakości, lepiej nadającego się do efektywnej pracy dla specjalisty paleoekologa. Powstaje jednak pytanie, na ile zwiększona odległość pomiędzy rdzeniem a badanym obiektem archeologicznym może deformować zapis antropopresji. W takiej sytuacji najlepszym rozwiązaniem wydaje się przeprowadzenie badań porównawczych dla rdzeni z bliskiego i bardziej odległego sąsiedztwa badanego obiektu archeologicznego czy historycznego.

Literatura

- Bartkowski T. 1970. Wielkopolska i Środkowe Nadodrze. PWN, Warszawa.
- Bronk Ramsey C., Lee S. 2013. Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon* 55(2): 720-730.
- Bronk Ramsey C. 2017. Methods for summarizing radiocarbon datasets. *Radiocarbon* 59(06): 1-25.
- Domańska L., Kittel P., Forsyś J. 2009. Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa. Środowisko-Człowiek-Cywilizacja, Seria wydawnicza Stowarzyszenia Archeologii Środowiskowej II. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.

- Dubicki A., Słota H., Zieliński J. 1999. Dorzecze Odry – monografia powodzi lipiec 1997. IMGW, Warszawa.
- Forysiak J., Twardy J. 2015. Warunki środowiska przyrodniczego i ich znaczenie dla osadnictwa na stanowisku 23 w Mozowie i w jego najbliższym otoczeniu. W: B. Gruszka (red.) *Osada z połowy VII i początku VIII wieku w Mozowie, stan. 23, woj. lubuskie. Źródła archeologiczne i środowiskowe*. Monografie wczesnośredniowieczne t. I, Zielona Góra: 9-16.
- Forysiak J., Twardy J. 2016. Charakterystyka litologiczna utworów wypełnienia starorzecza w Połupinie i ich znaczenie paleogeograficzne. W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczny gród w Połupinie, stan. 2. Nowe analizy i interpretacje źródeł archeologicznych i przyrodniczych*. Wydawnictwo Fundacji Archeologicznej w Zielonej Górze, Zielona Góra: 23-30.
- Forysiak J., Rudna M. 2019. Cechy utworów biogenicznych doliny Odry w rejonie Przytoku i ich znaczenie pelaogeograficzne. W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczny gród i osada w Przytoku, stan. 1 i 2. Wyniki dawnych i współczesnych badań archeologicznych i środowiskowych*. Monografie wczesnośredniowieczne, t. IV. Muzeum Archeologiczne Środkowego Nadodrza w Zielonej Górze z/s w Świdnicy, Zielona Góra: 19-30.
- Forysiak J., Twardy J. 2019. Przyrodnicza charakterystyka stanowiska 1 w Przytoku i jego najbliższego otoczenia. W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczny gród i osada w Przytoku, stan. 1 i 2. Wyniki dawnych i współczesnych badań archeologicznych i środowiskowych*. Monografie wczesnośredniowieczne, t. IV. Muzeum Archeologiczne Środkowego Nadodrza w Zielonej Górze z/s w Świdnicy, Zielona Góra: 9-17.
- Frey D.G. 1986. Cladocera analysis. W: B.E. Berglund (red.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Wiley, Chichester, UK: 667-692.
- Gilewska S. 1986. Podział Polski na jednostki geomorfologiczne. *Przegląd Geograficzny* 58(1-2): 15-40.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R. 1986. Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., Warszawa.
- Gruszka B. 2007. Osada z najstarszej fazy wczesnego średniowiecza w Stożnem, stan. 2, pow. Zielona Góra. Wstępne wyniki badań. *Archeologia Środkowego Nadodrza* V, Zielona Góra.
- Gruszka B. 2010. Wczesnośredniowieczna osada przyrodowa (podgrodzie?) w Klenicy (stan. 4), pow. zielonogórski. Opracowanie wyników badań z 1962 roku. *Archeologia Środkowego Nadodrza*, t. VII, Zielona Góra.
- Gruszka B. 2014. Wczesnośredniowieczna osada w Zawadzie, stan. 1, gm. Zielona Góra. *Studia interdyscyplinarne*. Wyd. Fundacji Archeologicznej, Zielona Góra.
- Gruszka B. 2015. Wprowadzenie. W: B. Gruszka (red.) *Osada z połowy VII i początku VIII wieku w Mozowie, stan. 23, woj. lubuskie. Źródła archeologiczne i środowiskowe*. Monografie wczesnośredniowieczne, t. I: 5-8.
- Gruszka B. 2019. Grodzisko i osada w Przytoku (stan. 1 i 2) na tle sytuacji osadniczej oraz środowiska naturalnego w VIII-IX wieku. W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczny gród i osada w Przytoku, stan. 1 i 2. Wyniki dawnych i współczesnych badań archeologicznych i środowiskowych*. Monografie wczesnośredniowieczne, t. IV. Muzeum Archeologiczne Środkowego Nadodrza w Zielonej Górze z/s w Świdnicy, Zielona Góra: 49-60.
- Gruszka B., Łuczak A. 2015. Wczesnośredniowieczny mikroregion osadniczy Mozów-Sulechów ze szczególnym uwzględnieniem osady w Mozowie, stan. 23. Warunki lokalizacji osadnictwa. W: B. Gruszka (red.) *Osada z połowy VII i początku VIII wieku w Mozowie, stan. 23, woj. lubuskie. Źródła archeologiczne i środowiskowe*. Monografie wczesnośredniowieczne, t. I: 23-44.
- Gruszka B., Kałagate S., Twardy J., Forysiak J. 2015. Oba grody nam spalili, czyli o grodzisku w Gostchorzu (Goskar). *Krosno Odrzańskie*: 1-30.
- Gruszka B., Forysiak J., Gunia P., Łuczak A., Makowiecka M., Makowiecki D., Michalak A., Milecka K., Sawicka J., Sikorski A., Twardy J. 2016a. Grodzisko w Połupinie, stan. 2 w świetle analiz archeologicznych i przyrodniczych. Podsumowanie i postulaty badawcze. W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczny gród w Połupinie, stan. 2. Nowe analizy i interpretacje źródeł archeologicznych i przyrodniczych*. Wydawnictwo Fundacji Archeologicznej w Zielonej Górze, Zielona Góra: 325-332.
- Gruszka B., Milecka K., Makowiecki D., Forysiak J., Twardy J., Łuczak A. 2016b. Odczytane z ziemi. Rezultaty badań paleośrodowiskowych wybranych wczesnośredniowiecznych stanowisk z Ziemi Lubuskiej. Konferencja: „Ziemia-żywiół ujarzmiony i nieujarzmiony”. Muzeum Lubuskie im. Jana Dekerta w Gorzowie Wielkopolskim, Gorzów Wielkopolski: 13-14.
- Karczewski A. 2007. Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej. Numeryczna mapa geomorfologiczna w red. nauk. A. Karczewskiego. UAM, Poznań.
- Klaczak K., Sadowski K. 2012. Analiza cech środowiska naturalnego oraz jego zmian w holocenie w otoczeniu stan. 2 w Nowińcu, gm. Lubsko, woj. lubuskie. W: B. Gruszka (red.) *Nowiniec, stan. 2. Wczesnośredniowieczny gród na pograniczu śląsko-lużyckim w świetle badań interdyscyplinarnych*. Wydawnictwo Fundacji Archeologicznej w Zielonej Górze, Zielona Góra: 7-14.
- Klatka T. 1958. Muły antropogeniczne doliny Świśliny i ich dynamiczna interpretacja. *Acta Geographica Universitatis Lodzianensis* 8: 165-187.

- Klimek K. 1999. Upper Odra alluvial plains activity within the Upper Silesia. W: A. Kostrzewski (red.) *Funkcjonowanie geosystemów zleńi rzecznych*. Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań: 48-51.
- Kondracki J. 1978. Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- Korabiewski B. 2005. Analityka laboratoryjna gruntów i wód. Metodyka badań wykonywanych w Laboratorium Gruntoznawczym przy Zakładzie Geografii Fizycznej. Uniwersytet Wrocławski Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej.
- Koszalka J. 2012. Źródła archeobotaniczne z grodziska w Nowińcu, stan. 2, gm. Lubsko, woj. lubuskie. W: B. Gruszka (red.) *Nowiniec, stan. 2. Wczesnośredniowieczny gród na pograniczu śląsko-lubuskim w świetle badań interdyscyplinarnych*. Wydawnictwo Fundacji Archeologicznej w Zielonej Górze, Zielona Góra: 205-208.
- Kozarski S., Nowaczyk B. 1999. Paleogeografia Polski w wistulianie. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 79-103.
- Kurek J., Korosi J.B., Jeziorski A., Smol J.P. 2010. Establishing reliable minimum count sizes for cladoceran microfossils sampled from lake sediments. *Journal of Paleolimnology* 44: 603-612.
- Marks L. 2005. Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Przegląd Geologiczny* 53,10/2: 988-993.
- Milecka K. 2014. Tło środowiskowe osadnictwa w rejonie stanowiska 1 w Zawadzie na podstawie wyników analizy palinologicznej. W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczna osada w Zawadzie, stan. 1, gm. Zielona Góra. Studia interdyscyplinarne*. Wydawnictwo Fundacji Archeologicznej w Zielonej Górze, Zielona Góra: 37-48.
- Milecka K. 2015. Wczesnośredniowieczna osada w Mozowie, stan. 23. Analiza środowiskowa na podstawie badań palinologicznych. W: B. Gruszka (red.) *Osada z połowy VII i początku VIII wieku w Mozowie, stan. 23, woj. Źródła archeologiczne i środowiskowe*. Monografie wczesnośredniowieczne, t. I, Zielona Góra: 17-22.
- Milecka K., Forysiak J., Gruszka B., Makowiecki D., Twardy J. 2017. Środowiskowe uwarunkowania osadnictwa wczesnośredniowiecznego w zachodniej Polsce. W: D. Nalepka, R. Stachowicz-Rybka (red.) *Wpływ człowieka na roślinność Krakowa i okolic w okresie górnego czwartorzędzu*. Instytut Botaniki im. Władysława Szafera, Polska Akademia Nauk, Kraków: 24-25.
- Mojski J.E. 2005. Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. PIG, Warszawa.
- Myślińska E. 1999. Parametry fizyczne torfów i ocena metod ich oznaczania. *Przegląd Geograficzny* 47(7): 676-682.
- Myślińska E. 2016. Laboratoryjne badania gruntów i gleb, Wyd. UW, Warszawa.
- Niska M. 2013. Ewolucja stawu młyńskiego w dolinie Jarosławianki w świetle analizy kopalnych szczątków Cladocera (Crustacea). W: J. Jonczak (red.) *Środowisko glebotwórcze i gleby dolin rzecznych*. Poznań: 103-112.
- Nowaczyk B., Pazdur A., Pazdur M. F., Awiśnik R. 1985. Stratygrafia i warunki rozwoju wydmy w Pomorsku koło Sulechowa w świetle nowych badań. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią. Seria A: Geografia Fizyczna* 35: 103-127.
- Reimer P. J., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Ramsey Bronk C., Buck C. E., Cheng H., Edwards R. L., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T. P., Haflidason H., Hajdas I., Hatte C., Heaton T. J., Hoffmann D. L., Hogg A. G., Hughen K. A., Kaiser K. F., Kromer B., Manning S. W., Niu M., Reimer R. W., Richards D. A., Scott E. M., Southon J. R., Staff R. A., Turney C. S. M., van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4): 1869-1887.
- Rennwanz J. 2019. Starorzecze w sąsiedztwie wczesnośredniowiecznego grodziska i osady w Przytoku w świetle analiz makroskopowych szczątków roślinnych. W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczny gród i osada w Przytoku, stan. 1 i 2. Wyniki dawnych i współczesnych badań archeologicznych i środowiskowych*. Monografie wczesnośredniowieczne, t. IV. Muzeum Archeologiczne Środkowego Nadodrza w Zielonej Górze z/s w Świdnicy, Zielona Góra: 45-48.
- Rotnicki K., Starkel L. 1999. Przekształcenie rzeźby w holocenie. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 139-151.
- Rybak J.I., Błędzki L.A. 2010. Słodkowodne Skorupiaki Planktonowe. Klucz do oznaczania gatunków. Wyd. UW, Warszawa.
- Sadowski K. 2014. Geomorfologia i budowa geologiczna otoczenia stanowiska 1 w Zawadzie, gm. Zielona Góra. W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczna osada w Zawadzie, stan. 1, gm. Zielona Góra. Studia interdyscyplinarne*. Wydawnictwo Fundacji Archeologicznej w Zielonej Górze, Zielona Góra: 9-12.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Kraż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W. 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91(2): 143-170.
- Szałajdewicz J. 1992. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Konotop (576). PIG, Warszawa.

- Szałajdewicz J. 1995. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Konotop (576). PIG, Warszawa.
- Szeroczyńska K. 1985. Cladocera jako wskaźnik ekologiczny w późnoczwartorzędowych osadach jeziornych Polski północnej. *Acta Paleontologica Polonica* 30: 3-69.
- Szeroczyńska K., Sarmaja-Korjonen K. 2007. Atlas of Subfossil Cladocera from Central and Northern Europe. Friends of the Lower Vistula Society.
- Teisseyre A.K. 1985. Mady dolin sudeckich. Część I: Ogólna charakterystyka środowiskowa (na przykładzie zlewni górnego Bobru). *Geologia Sudectica* 20(1): 113-195.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. PWN, Warszawa.
- Twardy J. 2018. Wybrane aspekty badań geoarcheologicznych. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 7-9.
- Twardy J., Klimek K. 2008. Współczesna ewolucja strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. SGP, IGiPZ PAN, IGiP UJ, Kraków: 229-270.
- Twardy J., Forsyśiak J. 2016. Przyrodnicze uwarunkowania lokalizacji wczesnośredniowiecznego grodu w Połupinie, stan. 2, gm. Dąbie (woj. lubuskie). W: B. Gruszka (red.) *Wczesnośredniowieczny gród w Połupinie, stan. 2. Nowe analizy i interpretacje źródeł archeologicznych i przyrodniczych*. Wydawnictwo Fundacji Archeologicznej w Zielonej Górze, Zielona Góra: 9-21.
- Twardy J., Forsyśiak J. 2020. Charakterystyka geogenicznych składowych środowiska przyrodniczego w otoczeniu grodziska w Tarnawie Rzepińskiej (pow. ślubicki). W: *Wczesnośredniowieczne Grodzisko w Tarnawie Rzepińskiej*. Instytut Archeologii i Etnologii Polskiej Akademii Nauk, Zielona Góra – Szczecin: 9-15.
- Twardy J., Forsyśiak J., Rodak J., Moździoch J. 2018. Środowiskowe czynniki lokalizacji wybranych grodzisk w środkowej części Polski zachodniej. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 93-117.
- Urbański K. 1998. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Zielona Góra (575). PIG, Warszawa.
- Urbański K. 2003. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Zielona Góra (575). PIG, Warszawa.
- Wilgat T. 1999. Zmiany stosunków wodnych pod wpływem gospodarki. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 202-220.
- Zieliński T. 1998. Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. WGiSR UW, Warszawa: 195-257.

Źródła internetowe:

www.geoserwis.gdos.gov.pl/mapy/

Summary

The aim of the research was to identify factors affecting the quality of record subfossil fauna of Cladocera. Two profiles from sites in central Western Poland that lie on opposite sides of the Odra valley in a zone close to the maximum glaciation range of the Vistula were studied. The Jany site is located on a floodplain terrace beyond the range of the Odra River, while the Klenica site is located at the bottom of the valley and there is definite possibility that it was flooded in the past.

Lake formations and peats from Jany site represented the Subatlantic period, the profile was marked with the symbol J-1. The identified river formations and peats from the Klenica site represented the Subatlantic and Subboreal periods, and the collected core was marked with the symbol KI-1. For both sites, laboratory determinations of physicochemical parameters were made, which included determinations of conductivity, pH, oxidation-reduction potential (redox) and determination of losses on roasting and humidity. The examined physicochemical parameters allowed the method of supplying both to be determined. In addition, Cladocera subfossil fauna were analysed for both cores. Samples for the identification of remains were prepared according to the standard method of Frey (1986). In the Jany profile (J-1), 23 species of Cladocera were found belonging to three families: *Chydoridae*, *Bosminidae* and *Sididae*. Littoral species dominated, while plankton species representing the open water zone predominated in younger sediments. Thanks to the diagrams of the absolute number of individuals in 1 cm³ of sediment and the percentage species composition, three phases of Cladocera development were distinguished. In the sediments of the KI-1 profile, 11 species of Cladocera associated with the littoral zone were identified, and no plankton species were found. It was not possible to distinguish the phases of development of Cladocera due to the low content of remains. The results of the analysis are presented in a table showing the presence of individual species in sediments from all depths.

Taking into account the location of both sites, the results of the analyses clearly showed the impact of accumulation conditions on the suitability of sediments for palaeogeographical research and archaeological inference. The studied sites show significant differences in the behaviour of the remains of Cladocera, and thus different possibilities for reconstructing the environmental conditions prevailing over the last two thousand years.