

Gabriel Patora¹ • Zuzanna Hoffmann¹ • Jacek Forysiak² ⁽¹⁾ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, III rok kier. Geomonitoring, Koło Naukowe Geomonitoringu⁽²⁾ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii

E-mail: gabriel.patora@edu.uni.lodz.pl; zuzanna.hoffmann@edu.uni.lodz.pl; jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl



Osady biogeniczne dna doliny Odry w rejonie miejscowości Gostchorze

Biogenic deposits of the Odra River valley floor in Gostchorze

Zarys treści W artykule przedstawiona została charakterystyka geomorfologiczna i geologiczna torfowiska zlokalizowanego w dolinie Odry w okolicach miejscowości Gostchorze (Pradolina Warciańsko-Odrzańska). Dokonano analizy pobranych rdzeni osadów biogenicznych, określając podstawowe parametry fizykochemiczne osadów biogenicznych na badanym obszarze. Badania miały na celu określenie wieku i warunków akumulacji osadów na terasie zalewowej Odry oraz stwierdzenie przydatności tych osadów do dalszych analiz paleoekologicznych.

Słowa kluczowe Torfowisko, osady organiczne, równina zalewowa, datowanie radiowęglowe, analizy fizykochemiczne, holocen.

Abstract This article presents the geomorphological and geological characteristics of a peat bog located in the Odra River valley near the village of Gostchorze (Warta-Oder Proglacial Valley). Biogenic sediment cores were analyzed, determining the basic physicochemical parameters of the biogenic sediments in the study area. The study aimed to determine the age and conditions of sediment accumulation on the Odra floodplain and to determine the suitability of these sediments for further paleoecological analysis.

Keywords Peatland, organic deposits, floodplain, radiocarbon dating, geochemical analyses, Holocene.

1. Wprowadzenie

Odra jest jedną z głównych rzek obszaru środkowej Europy, a jej dolina kształtowana była w późnym czwartorzędzie jako forma złożona z odcinków o różnej genezie i wieku. W morfologii doliny Odry wyraźnie zaznaczają się równoleżnikowe odcinki, stanowiące fragmenty systemu odwodnienia podczas zlodowaceń plejstoceny – zlodowacenia Odry (ok. 300–130 tys. lat temu) i Wisły (ok. 115–11,7 tys. lat temu) (Mojski 2005). Połączone są stosunkowo krótkimi, południkowymi odcinkami, które mają charakter erozyjny i kształtowane były w okresach interglacjalnych. Dolina Odry kształtowała się głównie pod wpływem warunków fluwioglacjalnych i peryglacjalnych, jednak wiedza o rozwoju doliny Odry w obszarze nizin i pojezierzy jest niewystarczająca (Przybylski, Badura 2004), brak bowiem kompleksowych opracowań paleogeograficznych dotyczących vistulianu i holocenu. W równoleżnikowych odcinkach doliny Odry, zwłaszcza w środkowym i dolnym jej biegu, osady biogeniczne zajmują znaczne fragmenty dna doliny.

W poniższym artykule badaniami objęto utwory zalegające w obrębie rozległego torfowiska położonego w rejonie miejscowości Gostchorze, około 5 km na

wschód od Krosna Odrzańskiego. Badania mają na celu rozpoznanie budowy geologicznej tej części doliny Odry i oznaczenie właściwości osadów biogenicznych na tym obszarze, co pozwoli na podjęcie próby odtworzenia zmian warunków środowiska podczas ich akumulacji.

Badania osadów biogenicznych (torfów i gytii) mają na celu rekonstrukcję dawnych warunków środowiskowych i klimatycznych, w tym zmian hydrologicznych, przekształceń koryta rzeki oraz rozwoju zbiorników wodnych. Analiza ich składu pozwala odtworzyć fizyczne i chemiczne warunki życia w badanym rejonie oraz zidentyfikować kluczowe etapy ewolucji lokalnego krajobrazu (Myślińska 1998, 2010; Ilnicki 2002). Torfowiska są szczególnie cenne, bowiem ich powierzchnia w Polsce i na świecie stale się pomniejsza (Tobolski 2000). Dlatego torfowiska, które zachowały się jeszcze w stosunkowo dobrym stanie są elementami środowiska, które należy ściśle chronić ze względu na ich zmniejszającą się powierzchnię. Jednakże osuszanie terenów podmokłych, przyspieszenie mineralizacji torfu na skutek przesuszenia torfowisk przez wyższe temperatury i niższe opady, czy sama eksploatacja torfu przez człowieka, to tylko niektóre z przyczyn zaniku torfowisk (Ilnicki 2002).



Original article; Received: 6.08.2025; Revised: 19.09.2025; Accepted: 22.09.2025

© by the author, licensee University of Lodz – Lodz University Press, Lodz, Poland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license CC BY-NC-ND 4.0 (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)
Funding information: Not applicable. **Conflicts of interests:** None. **Ethical considerations:** The Author assures of no violations of publication ethics and takes full responsibility for the content of the publication.

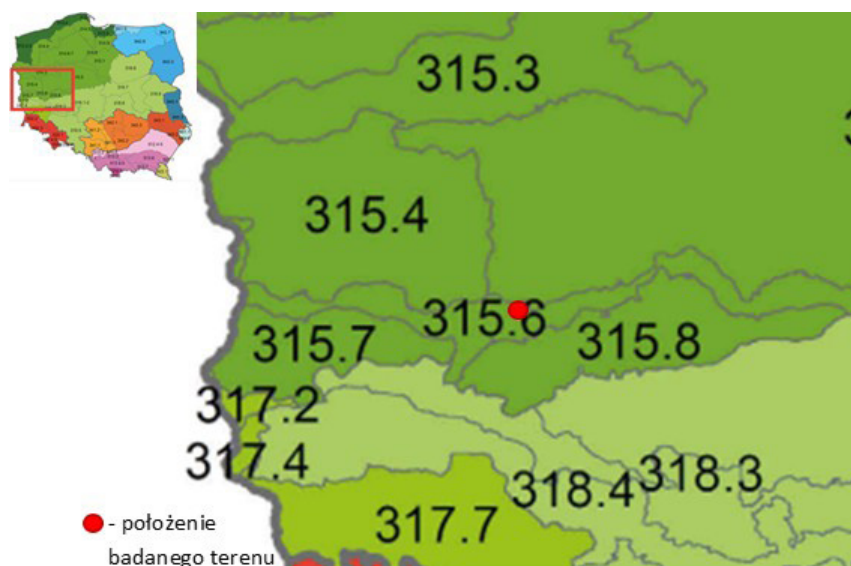
2. Charakterystyka obszaru badań

Torfowisko w Gostchorzu objęte badaniami położone jest 1,5 km na północny-zachód od centrum miejscowości i przylega do północnej krawędzi doliny Odry. Obszar badań znajduje się w środkowo-zachodniej części Polski, w województwie lubuskim, ok. 5 km na zachód od Krosna Odrzańskiego. Torfowisko od północy przylega do krawędzi doliny, granicząc z wysoczyzną morenową zbudowaną z glin zlodowacenia Wisły. W bezpośrednim sąsiedztwie przebiega współczesne koryto rzeki, które na opisywanym odcinku jest uregulowane i ustabilizowane systemem ostróg.

Zgodnie z regionalizacją fizycznogeograficzną Polski (wg. Solon i in. 2018), teren ten znajduje się przy granicy makroregionu Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej [315.6] (rys. 1). Jest to rozległa (do 8 km) płaskodenna dolina

utworzona w wyniku działalności lodowcowej oraz fluwio-glacialnej podczas fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły, przemodelowana następnie w późnym glacialu i holocenie przez procesy eoliczne i fluwialne. Gleby tego makroregionu to m.in. mady brunatne, mady piaszczyste, mady właściwe oraz gleby organiczne murszowe (Tołoczko 2020).

Wspomniane osady zostały pobrane z doliny rzeki Odry, która w rejonie miejscowości Gostchorze przebiega w pradolinie, a w jej budowie geologicznej obecne są osady uformowane przez zlodowacenia czwartorzędowe (Mojski 2005). Obecnie ten odcinek rzeki Odry jest częścią największej polskiej pradoliny warszawsko-berlińskiej. Jedną z wyróżniających cech doliny Odry jest jej duża szerokość, wynosząca nawet kilkanaście kilometrów. Jednak w rejonie Gostchorza dolina Odry ulega charakterystycznemu przewężeniu i zmniejsza swoją szerokość do około 2,3 km (Gruszka i in. 2015).



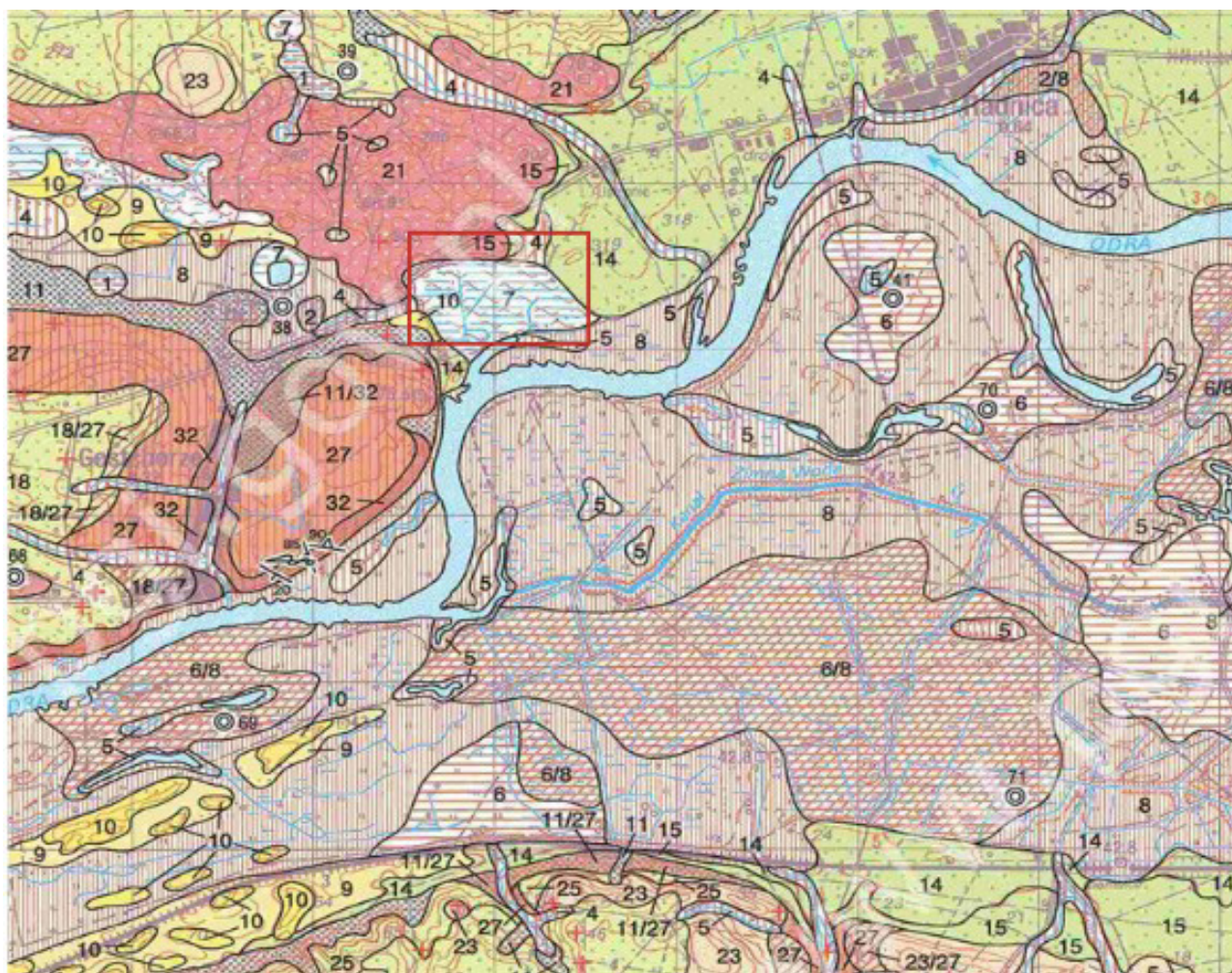
Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle podziału fizyczno-geograficznego Polski (Solon i in. 2018)

Fig. 1. Location of the study area in the context of the physical and geographical division of Poland (Solon et al. 2018)

Okolice Gostchorza położone są na pograniczu obszarów o różnej budowie geologicznej i genezie rzeźby terenu – pradoliny oraz wysoczyzny morenowej. W badanym fragmencie Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej jej wypełnienie stanowią osady rzeczne i fluwio-glacialne wieku plejstocenckiego (głównie związane ze zlodowaczeniami Odry i Wisły) oraz holocenyjskie piaski, żwiry i muły rzeczne (rys. 2). Wypełniają one kopalną pradolinę. Gliny zwałowe, iły i mułki pochodzenia glacialnego, a także piaski i żwiry lodowcowe można znaleźć na stokach oraz krawędziach doliny oddzielającymi je od obszaru wysoczyzny morenowej, położonej na południe oraz południowo-zachód od doliny. W części północno-zachodniej fragmenty wysoczyzn morenowych mają budowę zdominowaną przez utwory gliniaste. Obecność glin zwałowych oraz piasków fluwio-glacialnych świadczy o obecności lądolodu oraz działalności fluwio-glacialnej i po obu stronach doliny powstały one w fazie leszczyńskiej zlodowacenia Wisły (Mojski 2005; Sztormwasser 2003b). Miąższość torfów holocenyjskich i podścielających je osadów jeziornych łącznie sięga do 3,6 m, stanowią wypełnienie kopalnego staro-

rzecza i przylegającego do niego obniżenia. Powierzchnia mokradła jest pocięta rowami melioracyjnymi, w części widoczne są ślady eksploatacji torfu.

Badane torfowisko położone jest w obrębie szerokiej terasy zalewowej Odry (rys. 3), która charakteryzuje się płaską rzeźbą terenu o deniwelacjach nieprzekraczających 2–3 m (rys. 4). Koryto rzeki na tym obszarze położone jest na wysokości ok. 40,0 m n.p.m., zaś powierzchnia terasy zalewowej wznosi się na wysokość 41–42 m n.p.m. Wysokości względne są niskie (ok. 1–2 m), natomiast na powierzchni wyraźnie zaznaczają się starorzecza i odsypy meandrowe, świadczące o działalności erozyjno-akumulacyjnej dynamicznie rozwijającej się na tym terenie. Równie dobrze odznaczają się krawędzie teras rzecznych, które następnie przechodzą w wyraźnie wyższe i stromiej nachylone wysoczyzny (rys. 4). Natomiast obecna sieć rzeczna badanego obszaru jest widoczna na rys. 5. Torfowisko zostało zmeliorowane poprzez sieć rowów odwadniających połączonych z korytem Odry, które jest ustabilizowane systemem ostróg.



Rys. 2. Fragment Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 (536 – Krosno Odrzańskie; Sztromwasser 2003a)

Objaśnienia wybranych wydzieleni geologicznych:

Holocen: 1 – torfy, 2 – namuły torfiaste, 4 – piaski, żwiry rzeczne i namuły den dolinnych oraz zagłębień okresowo przepływowych, 5 – piaski i namuły starorzeczy, zagłębień bezodpływowych i okresowo przepływowych, 6 – iły, mułki, miejscami z domieszką piasków (mady), 7 – mułki i piaski jeziorne, 8 – piaski i żwiry rzeczne terasów zalewowych 1,0–2,5 m n.p. rzeki; Czwartorzęd: 9 – piaski eoliczne, 10 – piaski eoliczne w wydmach, 11 – gliny i piaski deluwialne; Zlodowacenia północnopolskie (vistulian): 14 – piaski i żwiry rzeczne terasów nadzalewowych 3,0–6,0 m n.p. Odry, 15 – piaski i żwiry terasów pradolinnych 6,0–12,0 m n.p. rzeki, 18 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 21 – piaski, żwiry i mułki kemów, 23 – piaski, żwiry i głazy lodowcowe; Zlodowacenia środkowopolskie (Warty): 27 – gliny zwałowe
Czerwona ramka obejmuje badane mokradło

Fig. 2. Fragment of the Detailed Geological Map of Poland 1:50 000 (536 – Krosno Odrzańskie; Sztromwasser 2003a)

Explanations of selected geological divisions:

Holocene: 1 – peat, 2 – peaty silts, 4 – fluvial sands, gravels and floodplain silts and periodically flowing depressions, 5 – sands and silts of oxbow lakes, drainless depressions and periodically flowing depressions, 6 – clays, silts, in places with an admixture of sands (alluvial soils), 7 – lacustrine silts and sands, 8 – fluvial sands and gravels of floodplains 1.0–2.5 m above river level; Quaternary: 9 – aeolian sands, 10 – aeolian sands in dunes, 11 – deluvial clays and sands; North Polish glaciation (Vistulian): 14 – fluvial sands and gravels of floodplain terraces 3.0–6.0 m above the Odra River level, 15 – sands and gravels of marginal valley terraces 6.0–12.0 m above the river level, 18 – glaciofluvial sands and gravels, 21 – sands, gravels and silts of kames, 23 – sands, gravels and glacial boulders; Central Polish glaciation (Warta): 27 – glacial deposits
The red frame covers the studied wetland

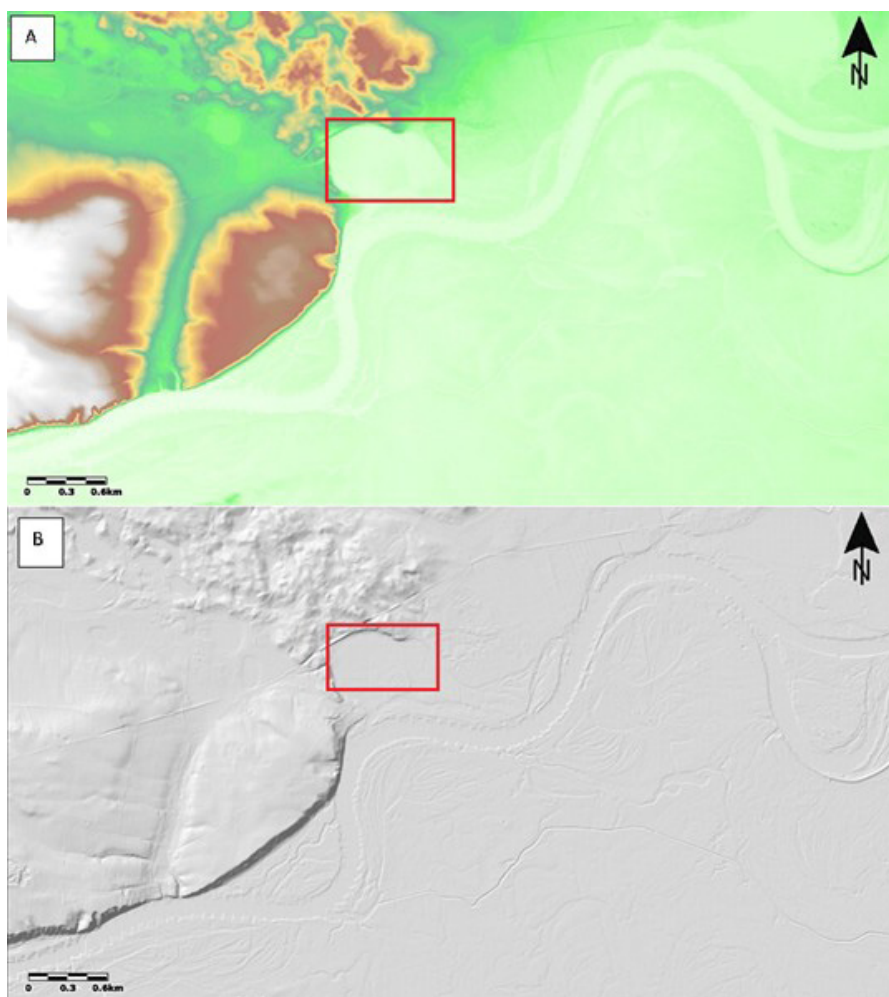


Rys. 3. Fragment Szkicu Geomorfologicznego SMGP 1:100 000 (Sztromwasser 2003b)

Wybrane objaśnienia wydzieliń geomorfologicznych: 1 – terasa akumulacyjna rzeczna, zalewowa, 2 – terasa rzeczna, nadzalewowa, 3 – poziomy sandrowe, 4 – kemy, plateau kemowe, 5 – moreny przekształcone peryglacjalnie, 6 – równiny jeziorne, 7 – starorzecza świeże (zawodnione), 8 – równiny sandrowe i wodnolodowcowe, 9 – długie stoki, 10 – wały przeciwpowodziowe, 11 – wydmy, 12 – terasy pradolinne, 13 – krawędzie i stoki wysoczyzny, 14 – krawędzie i stoki terasów, 15 – wysoczyzna morenowa falista
Czerwona ramka obejmuje badane mokradło

Fig. 3. Fragment of the SMGP 1:100 000 Geomorphological Sketch (Sztromwasser 2003b)

Selected explanations of geomorphological features: 1 – fluvial accumulation terrace, floodplain, 2 – fluvial high terrace, 3 – sandur outwash plain levels, 4 – kames, kame plateau, 5 – periglacially transformed moraines, 6 – lake plains, 7 – fresh (waterlogged) oxbow lakes, 8 – outwash plains and glacial plains, 9 – long slopes, 10 – flood embankments, 11 – dunes, 12 – marginal valley terraces, 13 – edges and slopes of uplands, 14 – edges and slopes of terraces, 15 – undulating moraine uplands
The red frame covers the studied wetland



Rys. 4. Fragment mapy hipsometrycznej NMT – Geoportal (A). Fragment mapy z cieniowaniem NMT – Geoportal (B) (geoportal.gov.pl) Czerwona ramka obejmuje badane mokradło

Fig. 4. Fragment of the NMT hypsometric map – Geoportal (A). Fragment of the NMT shaded relief map – Geoportal (B) (geoportal.gov.pl) The red frame covers the studied wetland

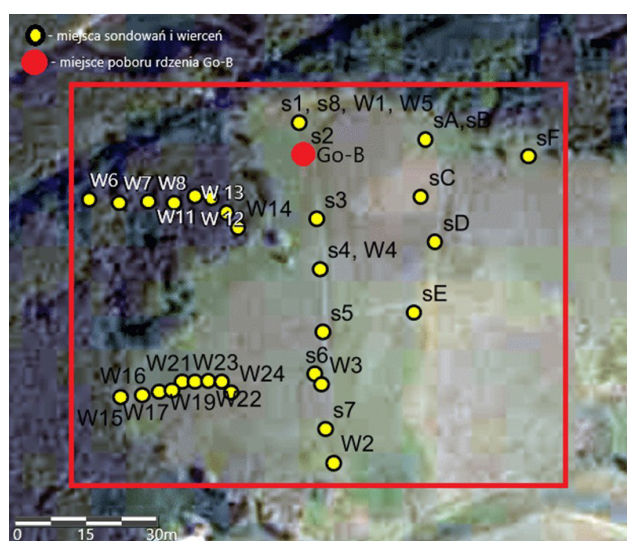


Rys. 5. Sieć rzeczna okolic Gostchorza – Geoportal (geoportal.gov.pl) Czerwona ramka obejmuje badane mokradło

Fig. 5. River network in the vicinity of Gostchorze – Geoportal (geoportal.gov.pl) The red frame covers the studied wetland

3. Metody badań

Prace terenowe obejmowały rozpoznanie budowy geologicznej mokradła i przylegających do niego części terasy zalewowej i stoków doliny. Wykonano 42 wiercenia i sondowania ręczne (rys. 6). Z profili wierceń Go-B pobrane zostały próbki materiału mineralnego i organicznego. Do wykonania analiz litologicznych i oznaczeń laboratoryjnych wytypowano profil Go-B, położony około 200 metrów od północnej krawędzi obniżenia. W obszarze mokradła wykonano dokumentację miąższości serii organicznych przy użyciu próbnika żłobkowego, zaś rdzeń osadów Go-B o długości 360 cm pobrano przy użyciu próbnika Instorf, zabezpieczono i opróbkowano w warunkach laboratoryjnych.



Rys. 6. Zaznaczone miejsca sondowań i wierceń – Geoportal (geoportal.gov.pl)
Czerwona ramka obejmuje badane mokradło

Fig. 6. Marked locations of soundings and drillings – Geoportal (geoportal.gov.pl)
The red frame covers the studied wetland

Metody laboratoryjne obejmowały określenie parametrów fizykochemicznych: konduktywności, odczynu (pH), zawartości węglanów oraz określenia popielności osadów (Myślińska 2010). Badaniami laboratoryjnymi objęte były dwa odcinki rdzenia Go-B: spągowy – od 345 cm do 250 cm oraz środkowa część profilu – między 200 cm a 160 cm. Przebadano tylko część rdzenia, ponieważ profil na wysokości 200–250 zawiera liczne fragmenty namytowego materiału. Pobrany w terenie rdzeń Go-B – został podzielony na dwucentymetrowe fragmenty o wadze około 3 g każdy. Następnie wszystkie próbki zostały rozrzucone w moździerzu i rozcieńczone wodą destylowaną, co umożliwiło użycie metody konduktometrycznej do oznaczenia konduktywności i metody elektrolitycznej do oznaczenia odczynu przy użyciu konduktometru i pH-metru firmy Elmetron (Myślińska 2010). Zawartość węglanów oznaczono metodą Scheiblera (Myślińska 2010). Popielność oznaczono wyprażając próbki w piecu muflowym w temperaturze 550°C przez 4 godziny (Myślińska 2010).

Przeprowadzono też dwa datowania radiowęglowe osadów w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Krakowie. Materiał z głębokości 179–180 cm (MKL-A7080) i 276–278 cm (MKL-A7081) oznaczono za pomocą metody AMS (Walanus, Goslar 2010).

4. Wyniki badań

W wyniku przeprowadzonego rozpoznania miąższości osadów biogenicznych w obrębie mokradła stwierdzono, że ich miąższość waha się od około 1 metra w części południowej do nieco ponad 3 metrów w części północnej torfowiska. Mineralne podłoże zbudowane z piasków z domieszką materiału organicznego znajduje się na głębokości około 360 cm. Powyżej zalega gytia mułkowa (332–345 cm), gytia ilasta (295–332 cm), gytia detrytusowa (280–295 cm), torf zielony (220–280 cm) oraz torf zielony z detrytusem roślinnym (150–220 cm) (rys. 7). W odcinku spągowym (250–345 cm) wyraźnie zaznacza się znaczna zmienność litologiczna, do której zmiennością nawiązują parametry fizykochemiczne. W bardziej jednorodnej środkowej części (160–200 cm) profilu zróżnicowanie parametrów fizykochemicznych jest zdecydowanie mniejsze.

W badanym profilu Go-B odczyn jest kwaśny do bardzo kwaśnego i w odcinku środkowym (160–200 cm – torf zielony z detrytusem roślinnym) waha się w granicach 4,44–5,11. Wartości pH rosną od 160 do 180 cm, następnie maleją do głębokości 200 cm. W części spągowej wartości odczynu mają większe zróżnicowanie (od 2,9 do 5,89). Na wysokości 254 cm pH osiąga 5,53 (torf zielony) po to, by następnie spaść do 2,9 na wysokości 282 cm (gytia detrytusowa). Ponowny szybki wzrost wartości pH do 5,89 na głębokości 300 cm wskazuje na inny typ materiału – w tym przypadku jest to gytia ilasta szara. Późniejszy ponowny spadek do wartości pH w przedziale 3,13–3,87 charakteryzuje gytie ilastą ciemnoszarą, gytie mułkową i piasek z materiałem organicznym, stanowiący podłoże dla serii biogenicznych.

W badanym profilu konduktywność skorelowana jest z wartością odczynu. W większej części profilu wraz ze wzrostem odczynu malała konduktywność osadu. W środkowym odcinku profilu, zbudowanym z torfu zielonego z detrytusem roślinnym, konduktywność na głębokości 160 cm wyniosła 596,90 $\mu\text{S}/\text{cm}$ i spadła do wartości 275,55 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Natomiast w spągowym odcinku wartości wahały się od 274,35 do 2183,50 $\mu\text{S}/\text{cm}$. W obrębie torfu zielonego (250–280 cm) wartości wahały się w zakresie 274,35–835,15 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Niżej nastąpił szybki wzrost do wartości 1870 $\mu\text{S}/\text{cm}$, gwałtowny spadek (354, 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$) i ponowny wzrost do wartości 2183,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (gytia detrytusowa i gytia ilasta szara – 280–332 cm). W części położonej najgłębiej (gytia ilasta, mułkowa, piasek organiczny – 332–360 cm) konduktywność rosła od 493 do 1561,25 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

W części środkowej badanego rdzenia popielność osadu waha się od około 8 do 19%. W części spągowej na głębokości 250–258 cm można zauważyć niewielki spadek popielności do 18,5%. Następnie zaznacza się gwałtowny

wzrost w próbce z głębokości 290 cm, gdzie popielność sięga 89%. Podążając w dół profilu ku spągowi popielność spada o około 10% po to, by znów wzrosnąć, tym razem powolnie, do wartości niemalże 95% na głębokości 340 cm. Nie wykazano powiązania tego parametru z przebiegiem zmian konduktywności i pH osadu.

Zawartość węgla wapnia w badanych próbkach ogólnie jest niska i waha się w zakresie 1,5–6,5%. W środkowym odcinku profilu (160–200 cm) wartości są bardzo nieregularne i nie wykazują jednoznacznego trendu. W odcinku spągowym można zauważyć ogólny spadek zawartości węgla wapnia wraz z głębokością (do 1,5% na głębokości 345 cm).

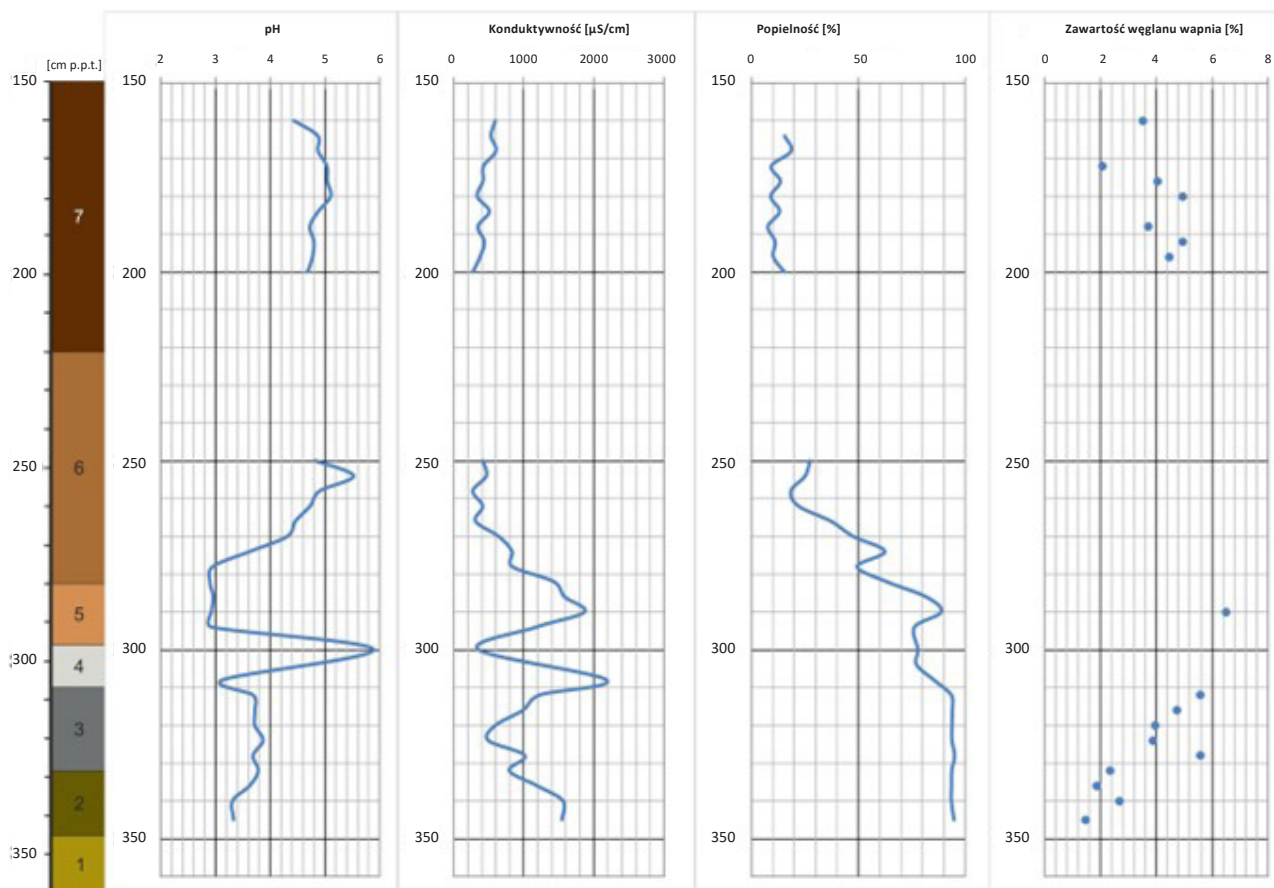
Ważnym elementem wśród uzyskanych wyników są datowania bezwzględne osadów. Dla próbki z głębokości 179–180 cm uzyskano wiek radiowęglowy 1863 ± 22 lat BP (MKL-A7080), po kalibracji uzyskując wiek pomiędzy 125 a 234 lat AD). Wiek osadu można przypisać do środ-

kowej części okresu subatlantyckiego (Starkel i in. 2013). Próbką z głębokości 276–278 cm wydатовana została na 2620 ± 21 BP (MKL-A7081), która po kalibracji mieści się w przedziale 811–780 lat BC, co może być wiązane z przejściem okresu subborealnego w subatlantycki (Starkel i in. 2013). Wyniki zostały również przedstawione w tabeli 1.

Tabela 1. Wyniki datowania radiowęglowego z Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Krakowie

Table 1. Radiocarbon dating results from the Absolute Dating Laboratory in Cracow

Nazwa próbki	Datowany materiał	Głębokość (cm)	Wiek konwencjonalny	Wiek kalibrowany
MKL-A7080	Torf zielny z detrytusem roślinnym	179–180	1863 ± 22 lat BP	125–234 kal. AD (95,4% prawdop.)
MKL-A7081	Torf zielny	276–278	2620 ± 21 BP	811–780 kal. BC (95,4% prawdop.)



Rys. 7. Wyniki oznaczeń parametrów fizykochemicznych osadów rdzenia Go-B. 1 – piasek z materiałem organicznym, 2 – gytia mułkowa, 3 – gytia ilasta, ciemnoszara, 4 – gytia ilasta, szara, 5 – gytia detrytusowa, 6 – torf zielny, 7 – torf zielny z detrytusem roślinnym

Fig. 7. Results of physicochemical parameter of Go-B core deposits. 1 – sand with organic matter, 2 – silty gyttja, 3 – dark grey argillaceous gyttja, 4 – grey argillaceous gyttja, 5 – detrital gyttja, 6 – herbaceous peat, 7 – herbaceous peat with plant detritus

5. Interpretacja wyników

Na podstawie przeprowadzonych analiz litologicznych oraz badań laboratoryjnych parametrów fizykochemicznych osadów z mokradła w Gostchorzu można przedstawić wstępną analizę zmian środowiskowych, jakie zachodziły na tym obszarze. Obniżenie, w którym zakumulowane osady zostały poddane analizom ma pochodzenie fluwialne, jego zarys ma kształt zakola meandrowego i jego powstanie związane może być z aktywnym podcinaniem krawędzi dna doliny przez koryto Odry. Na obecnym etapie brak jednak możliwości określenia czasu powstania i odcięcia meandru przez rzekę, co mogło nastąpić zarówno w późnym glacie, jak i w holocenie (Starkel i in. 2013).

Wyniki badań osadów rdzenia Go-B pozwalają zaobserwować kolejne fazy zmian w zbiorniku jeziornym i jego późniejsze przejście w torfowisko. Podczas pierwszej, najstarszej fazy (od początku funkcjonowania jeziora do zmian zaobserwowanych na głębokości 310 cm), osady zbiornika reprezentują: gytia mułkowa, ilasta oraz piasek z materiałem organicznym. W tej fazie popielność przekraczająca 90% może wskazywać na dostawę dużej ilości materiału mineralnego z otoczenia i dobre natlenienie siedliska (Myślińska 2010). Niskie pH (2–4 pH) wskazuje na dużą kwasowość zbiornika w czasie akumulacji osadów. Niewielki, ale wzrastający udział węglanu wapnia może świadczyć o jego dostawie ze zlewni albo korzystnych warunkach do ich powstawania w zbiorniku (Okupny 2023).

Kolejne dwie fazy odpowiadają funkcjonowaniu jeziora, prawdopodobnie o zmiennych warunkach siedliskowych. Faza druga (zarejestrowana na głębokości od 310 cm do 295 cm), charakteryzuje się głównie występowaniem gytii ilastej oraz detrytusowej, która przejawia znaczne zmiany w parametrach fizykochemicznych. Wartość pH gwałtownie wzrasta stając się bardziej obojętnym (pH 6). Konduktywność osadu maleje, co razem sugeruje małą ilość rozpuszczonych soli przy jednoczesnym wzroście ilości materii organicznej produkowanej w zbiorniku (Okupny 2023). Cyrkulacja wód mogła być ograniczona z powodu okresowego zmniejszenia dopływu wód rzecznych (Myślińska 2010). Od 295 cm do 280 cm zidentyfikowano fazę III rozwoju zbiornika, w trakcie której ponowna depozycja gytii detrytusowej, wzrost popielności i spadek odczynu wskazywałyby na zwiększenie produkcji biomasy roślinnej w obrębie zbiornika. Sugeruje to przeobrażanie się zbiornika jeziornego w torfowisko.

Faza IV (głębokość ok. 296–308 cm p.p.t.) wskazuje na funkcjonowanie torfowiska, a przejście od etapu jeziornego do torfowiska mogło nastąpić dość gwałtownie. W tej fazie zdeponowane zostały osady z głębokości 276–278 cm, które datowane są na 811–780 kal. BC (MKL-A7081), a więc przełom okresów subborealnego i subatlantyckiego (Starkel i in. 2013). Faza IV cechuje się sukcesją środowiskową zbiorowisk torfotwórczych, zaznaczoną poprzez obecność torfu zielnego (Tobolski 2000). Zawartość węglanów oraz konduktywność osadu w tej

fazie spadają, a odczyn pH pozostaje w zakresie 4–5 pH. Spadek popielności potwierdza ograniczenie dostawy materiału mineralnego, a jednocześnie dominację szczątków roślinności bagiennej. W finalnej fazie V (od 200 cm do 160 cm) obecność torfu zielnego wraz z detrytusem roślinnym wskazuje już na rozwinięcie dobrze funkcjonującego torfowiska niskiego (Tobolski 2000). Parametry fizykochemiczne pokazują, że miało ono ok. pH 6 oraz niską konduktywność, potwierdzając niewielką dostawę materiału spoza siedliska. Próbkę z głębokości 179–180 cm datuje się na 125–234 kal. AD (MKL-A7080), czyli środkową część okresu subatlantyckiego, wiążącego się ze wzmożoną aktywnością antropogeniczną okresu wpływów rzymskich (Starkel i in. 2013).

6. Wnioski

Na podstawie litologii oraz parametrów fizykochemicznych (pH, konduktywność, popielność, zawartość węglanów) wydzielono pięć głównych faz rozwoju torfowiska w Gostchorzu: od zbiornika wodnego o dużym udziale osadów mineralnych i niskim pH, przez stopniową eutrofizację i przeobrażenie w torfowisko, aż do w pełni rozwiniętego torfowiska niskiego. Zmiany te odzwierciedlają sukcesję roślinności oraz procesy sedymentacyjne zachodzące w obrębie zbiornika o zmiennej głębokości i dostępności tlenu.

Datowania radiowęglowe wykonane za pomocą metody AMS wskazują, że najstarsze osady torfowe (torfy zielne – faza IV) datowane są na 2620 ± 21 BP (MKL-A7081), która po kalibracji mieści się w przedziale 811–780 lat BC, natomiast młodsze torfy z górnej części profilu (torfy zielne z detrytusem roślinnym – faza V) powstały około 1863 ± 22 lat BP (MKL-A7080), pomiędzy 125 a 234 lat AD. Przyporządkowuje to wiekowo te osady odpowiednio do okresów przejścia okresu subborealnego w subatlantycki oraz do środkowej części subatlantyku.

Z uwagi na dobrze zachowaną sekwencję osadów biogenicznych i ich wyraźne różnicowanie litologiczne i fizykochemiczne, badane torfowisko stanowi cenne archiwum zmian środowiska naturalnego. Może ono służyć jako podstawa do prowadzenia dalszych badań paleośrodowiskowych, w tym rekonstrukcji zmian klimatycznych i hydrologicznych w dolinie Odry, a także lokalnych zmian w pokrywie roślinnej i charakterze sedymentacji. W przyszłości warto przeprowadzić szczegółowe analizy palinologiczne i geochemiczne, które pozwolą na rekonstrukcję lokalnych zmian roślinności i klimatu. Możliwe jest również zastosowanie datowań wielopunktowych w celu precyzyjnego określenia tempa sedymentacji i faz rozwoju torfowiska. Interesującym kierunkiem badań byłoby porównanie wyników z innymi torfowiskami doliny Odry, co umożliwiłoby identyfikację regionalnych trendów środowiskowych. Torfowisko może także posłużyć jako wskaźnik antropogenicznych przekształceń krajobrazu w okresie pradziejowym i historycznym.

7. Literatura

- Gruszka B., Twardy J., Kałagate S., Forysiak J. 2015. Goskar – Grodzisko w Gostchorzu. Oddział Lubuski Stowarzyszenia Naukowego Archeologów Polskich, Gmina Krosno Odrzańskie: 1–38.
- Ilnicki P. 2002. Torfowiska i torf. Wydawnictwo Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego w Poznaniu, Poznań: 1–606.
- Mojski E.J. 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie: Zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 1–404.
- Myślińska E. 1998. Laboratoryjne badania gruntów. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 1–244.
- Myślińska E. 2010. Laboratoryjne badania gruntów i gleb. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa: 1–277.
- Okupny D. 2023. Geochemical characteristics of Late Glacial and Holocene biogenic sediments in Central Poland and implications for reconstructing the palaeoenvironment. *Acta Geographica Lodziensia* 113: 47–76. <https://doi.org/10.26485/AGL/2023/113/3>
- Przybylski B., Badura J. 2004. Rozpoznanie budowy geologicznej rejonu doliny Odry w świetle szczegółowej kartografii geologicznej. *Przegląd Geologiczny* 52 (11): 1001–1008.
- 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., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik A., 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: 143–170. <https://doi.org/10.7163/GPOL.0115>
- Starkel L., Michczyńska D.J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40 (1): 1–21.
- Sztromwasser E. 2003a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Krosno Odrzańskie 536. PIG, Warszawa.
- Sztromwasser E. 2003b. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Krosno Odrzańskie 536. PIG, Warszawa.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 1–507.
- Tołoczko W. 2020. Gleby orne makro- i mezoregionów fizycznogeograficznych Polski. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 1–178.
- Walanus A., Goslar T. 2010. Datowanie radiowęglowe. Wydawnictwo Akademii Górniczo-Hutniczej, Karków: 1–148.
- www.geoport.gov.pl