

## 2.2. BUDOWA GEOLOGICZNA I GENEZA ZAGŁĘBIENIA BEZODPŁYWOWEGO W REZERWACIE RETNO NA TLE NAJBLIŻSZEGO OTOCZENIA

Mirosław T. Karasiewicz<sup>1</sup>, Włodzimierz Juśkiewicz<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Zakład Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, WNoZi, UMK, Toruń

<sup>2</sup>Pracownia Sedymetologii i Paleoekologii, WNoZi, UMK, Toruń

**Zarys treści:** Na podstawie danych literaturowych scharakteryzowano rozwój rzeźby najbliższego otoczenia badanego zagłębienia. Obiekt ten powstał w późnym vistulianie i ma genezę wytopiskową. Na podstawie uzyskanych wyników w obrębie jego zboczy wyróżniono dwie zasadnicze serie osadów: podłoża oraz osadów stokowych pochodzących z ruchów masowych. W dnie zagłębienia wydzielono natomiast serie: podłoża, jeziorną, przejściową (jeziorno-torfowiskową), torfowiskową i stokową. Ponadto wyróżniono 11 etapów rozwoju zagłębienia (ER). Na podstawie datowań radiowęglowych i analiz paleobotanicznych określono początek nasilenia ruchów masowych w obrębie zagłębienia oraz zmiany, które zachodziły w jego dnie.

### Wstęp

Problem zagłębień bezodpływowych w literaturze jest już dyskutowany od dawna, a pierwsze wzmianki o nich pochodzą jeszcze z XIX wieku za sprawą niemieckiego geologa Keilhacka (1891, za: Major 2009). Ostatnio podsumowanie teoretycznych rozważań na temat zagłębień bezodpływowych przedstawił Major (2009).

Celem badań było poznanie budowy geologicznej i geomorfologii obniżenia oraz określenie jego morfogenezy. Na podstawie uzyskanych wyników wyróżniono 11 etapów rozwoju badanego zagłębienia. W czasie prac terenowych skupiono się głównie na szczegółowym kartowaniu w obrębie wcześniej wyznaczonej zlewni topograficznej.

### Obszar badań

Badane zagłębienie znajduje się w sąsiedztwie jeziora Retno. Ta część pojezierza cechuje się niezwykle dużymi, jak na obszar Niżu Polskiego, deniwelacjami. Strome zbocza rynny osiągają wysokości względne do 40 m. Torfowisko rozwinęło się w dnie głębokiej niecki znajdującej się po zachodniej stronie jeziora Retno. Z każdej strony otoczone jest wałem wysokich wzniesień i stromych zboczy. Tak duże ich nachylenia sprzyjają procesom stokowym, dlatego też w brzeżnej strefie na torfach zalegają osady

deluwialne. W dnie zbiornika występują także liczne mniejsze formy.

Pod względem systemu krążenia wód zagłębienia bezodpływowe możemy podzielić na dwa zasadnicze typy (Drwal 1975). Pierwszy z nich to zagłębienia chłonne, w których dopływ opadu atmosferycznego jest bilansowany przez wsiąkanie. Problem bezodpływowości w tym typie polega tylko na braku odpływu powierzchniowego. Z kolei drugi typ reprezentują zagłębienia ewapotranspiracyjne. W nich

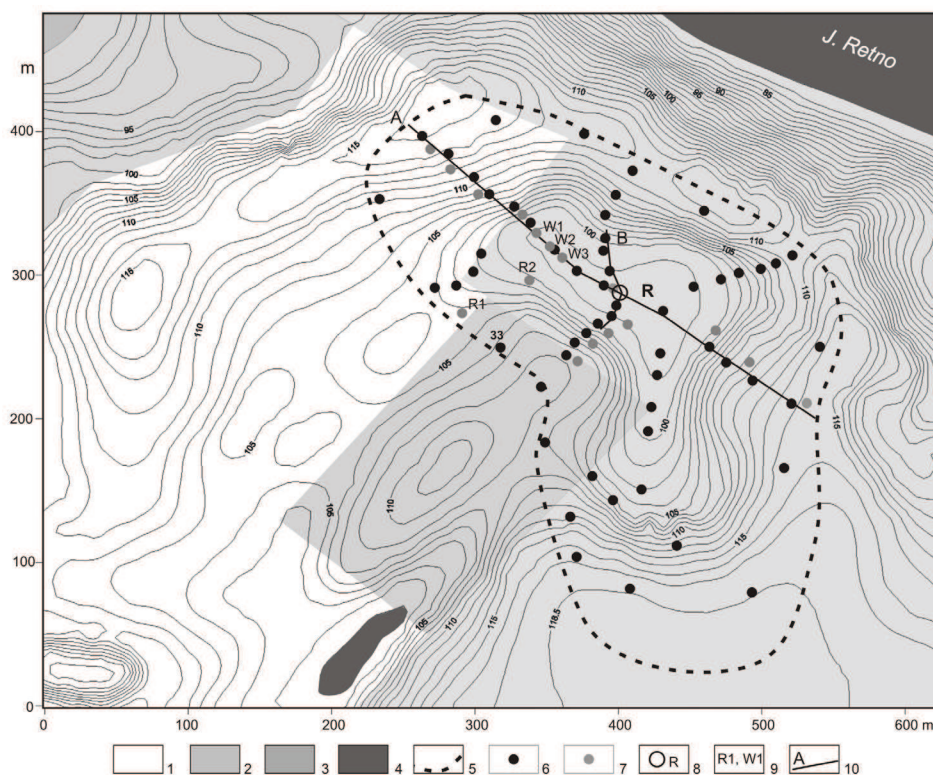
bilans opadów równoważony jest głównie przez parowanie. W tym przypadku mamy do czynienia z bezodpływowością całkowitą. Można przyjąć, że w obszarze młodoglacjalnym zagłębienia stanowią bardzo częsty element krajobrazu, a oba typy rozkładają się mniej więcej równomiernie

z lekką przewagą chłonnych nad ewapotranspiracyjnymi. Analizując badane zagłębienie, wydaje się, że mamy do czynienia z tym ostatnim typem. Sugerować to może kwaśny odczyn osadów spowodowany zapewne ograniczonym wpływem wód gruntowych.

## Metody badań

Badania geologiczne i geomorfologiczne polegały na pracach terenowych obejmujących sondy ręczne i wkopy. Etap prac terenowych poprzedzono analizami materiałów archiwalnych. W zlewni bezpośredniej wykonano kilkadziesiąt sond ręcznych do głębokości 2–3 m i kilkunastu wkopów (ryc. 1). W obrębie dna, w którym stwierdzono występowanie osadów biogenicznych, wykonano również badania sondą puszkową typu Instorf sięgające do dna mineralnego. W czasie badań terenowych z wykonanych wkopów pobrano próbki do badań labo-

ratoryjnych. Wykonano dla nich analizę uziarnienia metodą sitową (Mycielska-Dowgiałło 1995), którą połączono ze szczegółową analizą laserową (analyzer uziarnienia Analysette 22 firmy Fritsch). Obliczono podstawowe wskaźniki uziarnienia według Folka i Warda (1957), takie jak: średnią średnicę ziarna  $Mz$ , odchylenie standardowe  $\sigma_1$ , skośność  $Sk_1$  i kurtozę  $K_g$ . Ponadto oznaczono zawartość materii organicznej metodą strat prażenia w temperaturze 550°C oraz dokonano pomiaru odczynu osadów (pH w H<sub>2</sub>O i 1M KCl).



Ryc. 1. Badania terenowe w obrębie zlewni bezpośredniej badanego zagłębienia

1 – odłóg, 2 – las, 3 – pole orne, 4 – woda, 5 – granica zlewni bezpośredniej, 6 – sondy, 7 – wkopy, 8 – miejsce poboru rdzenia o nienaruszonej strukturze sondą Więckowskiego, 9 – wkopy szczegółowo opisane w tekście, 10 – linie przekrojów geologicznych

## Geomorfologia najbliższego otoczenia badanego zagłębienia w świetle literatury

Pojezierze Brodnickie położone jest na obszarze tzw. niecki brzeżnej, czyli długiego zagłębienia o osi ukierunkowanej z NW na SE, wypełnionego osadami kredy. Powierzchnię podczwartorzędową tworzą głównie mioceńskie piaski kwarcytowe, często przewarstwione mułkami, iltami i węglem brunatnym, a także zachowane jedynie w postaci płatów iltu plioceńskie. Rzeźba podczwartorzędowa cechuje się dużym urozmaiceniem i znacznymi deniwelacjami, czego wynikiem jest różna miąższość osadów plejstoceńskich, wahająca się od 20 do ponad 90 m (Iwicki, Zielski 1990; Lichwa, Wełniak 2003).

Krajobraz Pojezierza Brodnickiego w głównej mierze kształtowany był w czasie zlodowacenia Wisły: recesji lądolodu subfazy kujawskiej oraz postoju i recesji lądolodu subfazy krajeńsko-wąbrzeskiej. W subfazie kujawskiej czoło lądolodu sięgało do miejscowości Górzno, a zatem cały obszar Pojezierza Brodnickiego znajdował się pod lodem. Tworzyły się wtedy rynny subglacjalne o genezie glacyjfluwalnej. Wytapiający się lądolód konserwował je, dzięki czemu przetrwały okres sypania sandrów jako złożony system podłużnych obniżzeń, wykorzystywanych obecnie przez rzeki i jeziora. Z okresem tym wiąże się też powstanie ozów i kemów oraz wzgórz martwego lodu. Drugi etap kształtowania rzeźby odbywał się w trakcie tzw. subfazy krajeńsko-wąbrzeskiej. Kolejne postoje lądolodu zaznaczyły się w krajobrazie wyraźnymi ciągami moren czołowych, rozdzielonych strefami wysoczyznowymi z formami po stagnującym lodzie (Niewiarowski, Wysota 1986). Dowodzi to, iż deglacjacja tego obszaru miała charakter strefowy: krótkie fazy aktywnego lodu, dłuższe fazy stagnacji i arealnego zaniku (ryc. 2, rozdział 1.1).

Ciągi moren stanowią przedłużenie analogicznych pasm wzgórz, występujących na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Południowy ciąg pagórków, odpowiadający morenom południowowąbrzeskim, przebiega na linii Wichulec–Zbiczno–Czyste Błota. Formy te charakteryzują się spiętrzoną glacijotektonicznie strukturą wewnętrzną, co świadczy

o oscylacji krawędzi lodowej. Na zapleczu moren ukształtował się zespół kemów (okolice miejscowości Tomki), szereg drobnych rynien oraz oczek wytopiskowych (m.in. w Gaju-Grzmięcej).

Kolejny ciąg wzgórz morenowych o charakterze akumulacyjnym odpowiada morenom północnowąbrzeskim na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Jego przybliżony przebieg kształtuje się na linii Konojady–Łąkorz–J. Głowińskie–Wawrowice. Z tym postojem lądolodu ściśle wiąże się powstanie sandru zachodniobrodnickiego. Poszczególne stożki sandrowe łączą się ze sobą w części proksymalnej, natomiast dalej na południe towarzyszą rynnom. Na zapleczu wału morenowego, w strefie stagnującego lodu, obecne są także ozy (m.in. nad j. Ostrowite).

Z kolei geneza sandru wschodniobrodnickiego związana jest z ostatnim postojem lądolodu, zaznaczającym się morenami czołowymi okolic Rywałdzika, Lipinek i j. Karaś. Główny wypływ wód roztopowych kształtujących sandr znajdował się w miejscu dzisiejszych jezior Trupel i Karaś. Na zapleczu krawędzi lądolodu utworzyły się natomiast egzaracyjne depresje końcowe jeziora Karaś i w okolicach Lipinek (Niewiarowski 1995).

Okres fazy pomorskiej, jak również chłodne okresy późnego glacjału naznaczone były panowaniem warunków peryglacjalnych, a co za tym idzie wzmożoną denudacją. Następowo tworzenie się licznych dolin denudacyjnych i rozcinanie zboczy wysoczyzny (Niewiarowski 1995). Cieplesza część najstarszego dryasu zainicjowała proces wytapiania się płytko pogrzebanych brył martwego lodu. Powstały w tym czasie jeziora starszej generacji, których śladem są dziś najwyższe terasy jeziorne (Niewiarowski 1989 i 1999).

Szczególnie intensywne wytapianie się pogrzebanego lodu zachodziło w böllingu i allerödzie. Świadczy o tym m.in. warstwa późnoallerödskiego torfu bazalnego, przykryta osadami jeziornymi w jeziorze Strażym (Niewiarowski 1987; Noryśkiewicz 1987a i b). Masowe wytapianie się brył

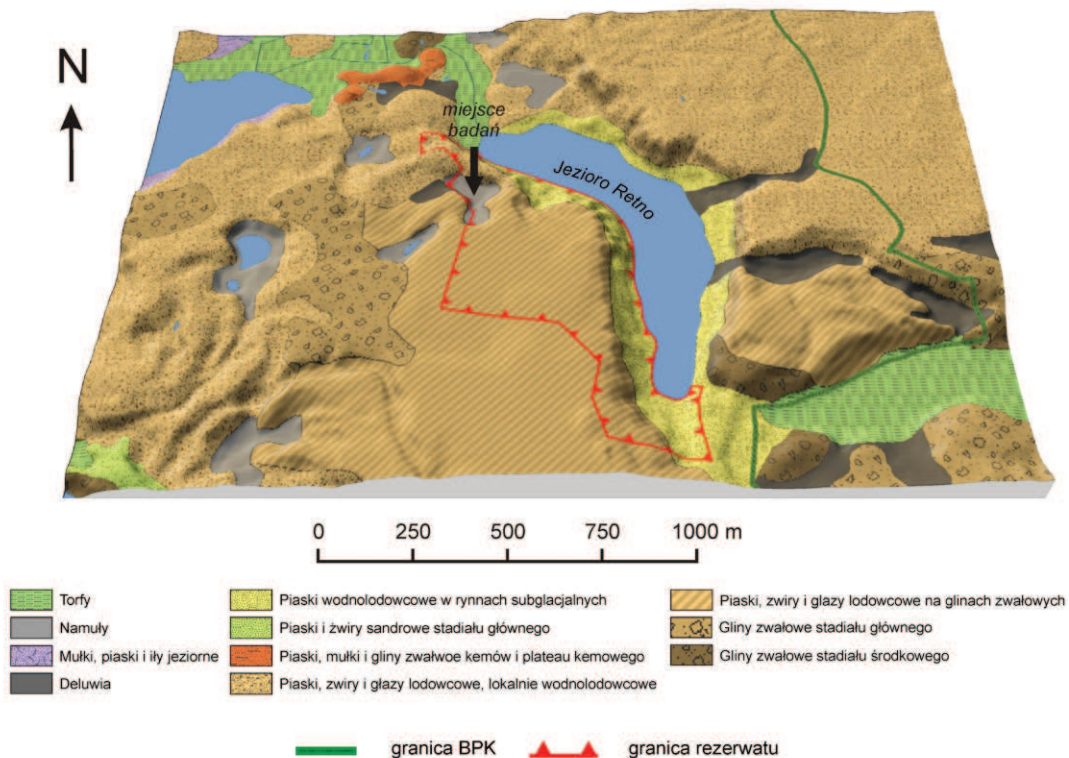
lodu przyczyniło się do powstania licznych jezior młodszej generacji, z których część funkcjonuje do chwili obecnej. Szacuje się, że od końca allerołu powierzchnia jezior zmniejszyła się o około połowę (Niewiarowski 1995).

Współcześnie obserwować można dalszy zanik jezior, procesy stokowe i powstawanie rozległych torfowych równin (Iwicki, Zielski 1990), które na obszarze Pojezierza Brodnickiego są bardzo powszechne.

Na tak ukształtowaną powierzchnię wysoczyzn morenowych nakładają się inne obiekty geomorfologiczne mniejszych rozmiarów, takie jak kemy, ozy, wzgórza morenowe czy zagłębienia wytopiskowe. Niewiarowski (1995) zwraca także uwagę na obfitość terenów akumulacji biogenicznej, występujących głównie w dnach rynien bądź zagłębieniach bezodpływowych.

Obszar rezerwatu Retno odwzorowany jest na arkuszu Skarlin SMGP w skali 1 : 50 000 autorstwa Lichwy i Wełniaka (2003). Od północy i północnego zachodu zagłębienie otaczają wzniesienia, zbudowane

na powierzchni z piasków i żwirów wodnolodowcowych, o wysokościach przekraczających 114,5 m n.p.m. Od południa, południowego wschodu i południowego zachodu wzniesienia zbudowane są z piasków i żwirów lodowcowych zalegających na glinach zwałowych o wysokościach dochodzących do 116 m n.p.m. Autorzy w samym zagłębieniu rozpoznali występowanie piasków i glin deluwialnych oraz namulów torfiastych na piaskach i glinach deluwialnych (ryc. 2). W pewnym oddaleniu od zagłębienia, po stronie zachodniej występuje płat gliny zwałowej pochodzący ze stadiału górnego zlodowacenia Wisły (faza poznańska). Po stronie wschodniej w rynnach subglacialnej jeziora Retno znajdują się piaski wodnolodowcowe. Ich pozycja na zboczach rynny sugeruje istnienie szlaku sandrowego, który funkcjonował w okresie konserwacji rynny subglacialnej. Na zboczu rynny rozwinęły się procesy denudacyjne, o czym świadczą liczne występujące rozcięcia, często z wypełnieniem osadami stokowymi.



Ryc. 2. Litologia rezerwatu Retno i jego najbliższego otoczenia. Model wykonano na podstawie SMGP w skali 1 : 50 000, arkusz Skarlin (Lichwa i Wełniak 2003) oraz badań własnych

## Budowa geologiczna i geomorfologia obszaru badań

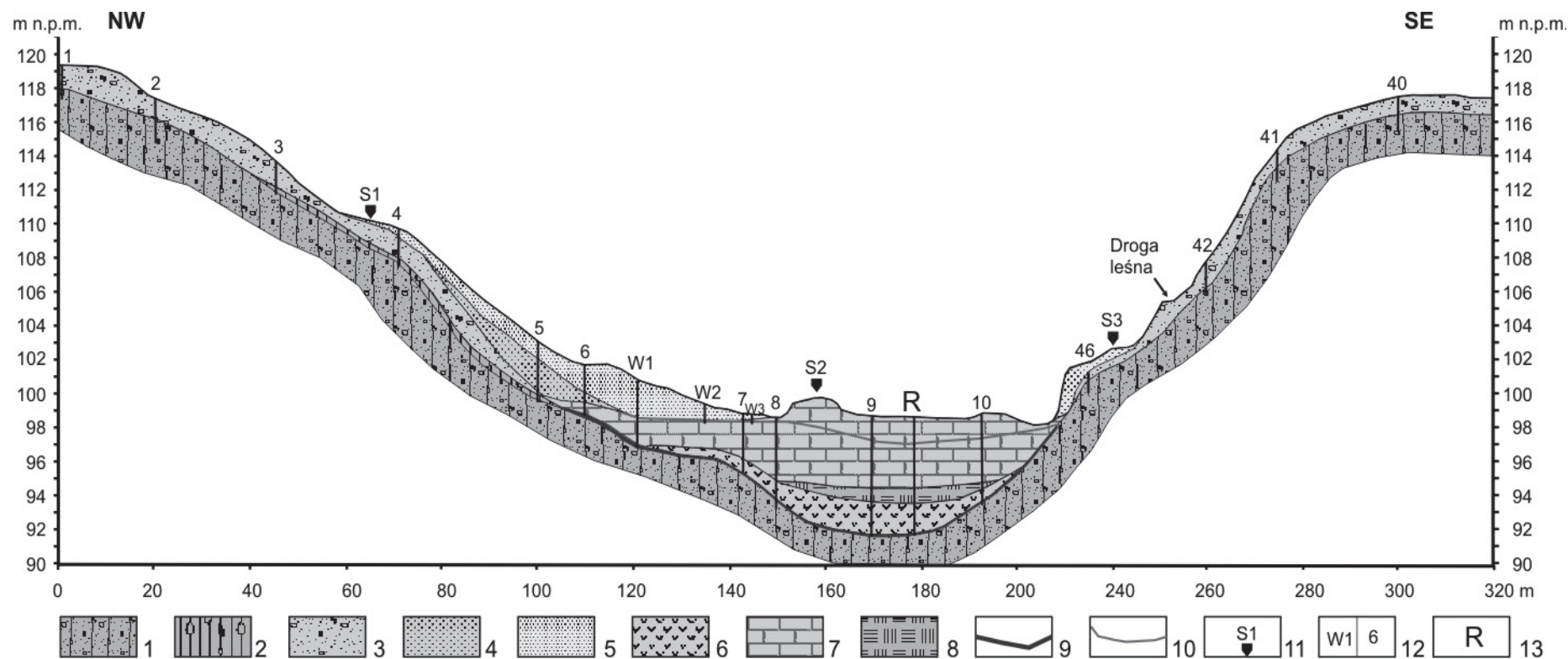
Na podstawie badań terenowych wykonano przekroje geologiczne charakteryzujące budowę geologiczną analizowanego zagłębienia terenowego. Budowa geologiczna nie odbiega od przedstawionej przez Lichwę i Wełniaka (2003) – ryc. 2. Pierwszy z przekrojów wykonany został z kierunku NW na SE i obejmuje całą długość zagłębienia, od granicy zlewni do granicy zlewni bezpośredniej. Ukazuje on budowę zboczy i dna (ryc. 4). W podłożu stwierdzono obecność gliny morenowej piaszczystej, barwy brązowej, z gładzikami. Na zboczach występuje lokalnie piasek gliniasty. Warstwę powierzchniową o większej rozciągłości stanowią natomiast rdzawe, szarordzawe bądź szare piaski słabogliniaste ze żwirami. Charakteryzują się one domieszką materii organicznej i miąższością od 30 do 160 cm. W spągu osadów znajduje się szara glina morenowa, a ponad nią występuje cienka, 1–2 cm miąższości warstewka iltu, która układa się współkształtnie do dna zagłębienia i podściela wypełnienie biogeniczne. Badane zagłębienie wypełnione jest osadami jeziornymi, jeziorno-bagiennymi i bagiennymi o miąższości przekraczającej 6,7 m.

W spągu wypełnienia biogenicznego występują osady jeziorne, wśród których można wydzielić warstwy zbudowane głównie z gytii mineralnej, organicznej oraz domieszek ilastych, mułkowych i piaszczystych. Zróżnicowanie osadów odzwierciedla zawartość materii mineralnej w zakresie od 10 do nawet 99%. Miąższość tych osadów jest zmienna (wyraźnie większa w części południowej niż północnej) i maksymalnie wynosi około 160 cm w centralnej części zagłębienia. Powyżej występuje osad przejściowy, jeziorno-bagienny. Jest to gytia grubodetrytusowa o intensywnie czarnej barwie (zawartość materii organicznej przekracza 92%). W materiale tym stwierdzono obecność detrytusu drzewnego. Miąższość tego osadu nie przekracza 91 cm. Ostatni element sekwencji osadów

stanowią torfy torfowisk przejściowych i wysokich o zawartości materii organicznej zazwyczaj powyżej 95%. Na całym torfowisku w obrębie torfów stwierdzono występowanie warstwy jasnoszarych iltów o miąższości 2 cm (ryc. 3). Głębokość ich zalegania jest zmienna. W brzeżnych partiach torfowiska pojawia się płytko pod powierzchnią (30–40 cm), a w części centralnej nawet poniżej 1,5 m od powierzchni. Cechą charakterystyczną tego osadu jest wysoka zawartość materii mineralnej (92%). Torfy torfowiska przejściowego znajdujące się powyżej warstwy iltów charakteryzują się natomiast dość dużą domieszką materii mineralnej (maksymalnie do 15%). W części centralnej osady te mają miąższość około 1,3 m. Powierzchniową warstwę tworzy mursz (powstały w wyniku rozkładu torfu) oraz torf mineralny z dużą zawartością mułków, barwy czarnej, o miąższości do 30–40 cm. Wzrasta wyraźnie zawartość części mineralnych, nawet do 49% w stropie osadów.



Ryc. 3. Warstwa iltu rozdzielająca osady torfowe na głębokości 154–156 cm

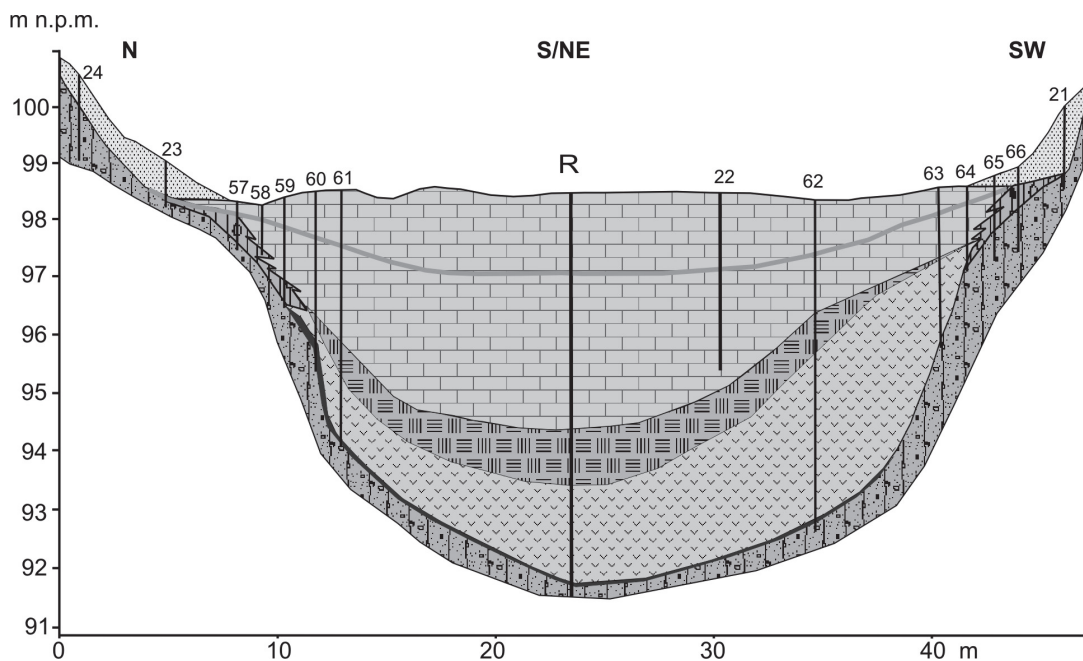


**Ryc. 4. Przekrój geologiczny (A) przez badane zagłębienie wytopiskowe w rezerwacie Retno**

Objaśnienie symboli: 1 – glina piaszczysta, 2 – glina, 3 – piaski ze żwirami, 4 – piaski z materią organiczną, 5 – piaski deluwialne drobnoziarniste z materią organiczną, 6 – gytia mineralno-detrytusowa, 7 – torf, 8 – gytia grubodetrytusowa, 9 – il podścielający wypełnienie biogeniczne, 10 – il wewnątrz torfów, 11 – stanowiska pomiarowe teodolitu, 12 – wkopy i sondy ręczne, 13 – rdzeń osadów pozyskany sondą Więckowskiego

Drugi przekrój geologiczny wykonano na linii N–SW, przecinając dno zagłębienia (ryc. 5). Zwraca tutaj uwagę pojawienie się miększej serii osadów stokowych w częściach brzeżnych dna zagłębienia (na osadach biogenicznych) i w dolnych partiach zboczy. Na podstawie sondowania ręcznego stwierdzono, że ich miąższość

osiąga w niektórych przypadkach nawet 1 m. Zjawisko ruchów masowych w krajobrazie młodoglacjalnym przy podobnych nachyleniach zboczy i budowie geologicznej było już opisywane wielokrotnie (np. Sinkiewicz 1998; Smolska 2001 i 2003). Analizę właściwości osadów stokowych przeprowadzono w dalszej części rozdziału.



Ryc. 5. Przekrój N–SW przez dno badanego zagłębienia w rezerwacie Retno (B)  
Objaśnienia jak do ryc. 4

Budowa geologiczna zagłębienia została najdokładniej poznana na podstawie analizy pozyskanego rdzenia o nienaruszonej strukturze osadów za pomocą sondy Więckowskiego. Miejsce pobrania rdzenia zaznaczono na ryc. 1, 4 i 5 wielką literą „R”, która oznacza skrót nazwy „Retno”. Na powierzchni torfowiska właściwie nie zalega woda, pojawia się jedynie po opadach i roztopach. Wilgotniejsze miejsca znajdują się w części południowej i południowo-wschodniej. Rosną tu liczne drzewa i rośliny zielne. Pobrany rdzeń osadów ce-

kuje się małą, jak na torfowisko, wilgotnością. Na powierzchni znajduje się około 10-centymetrowa warstwa murszu wzbogaconego w materiał mineralny, co świadczy o tym, iż torfowisko aktualnie jest znacznie zdegradowane.

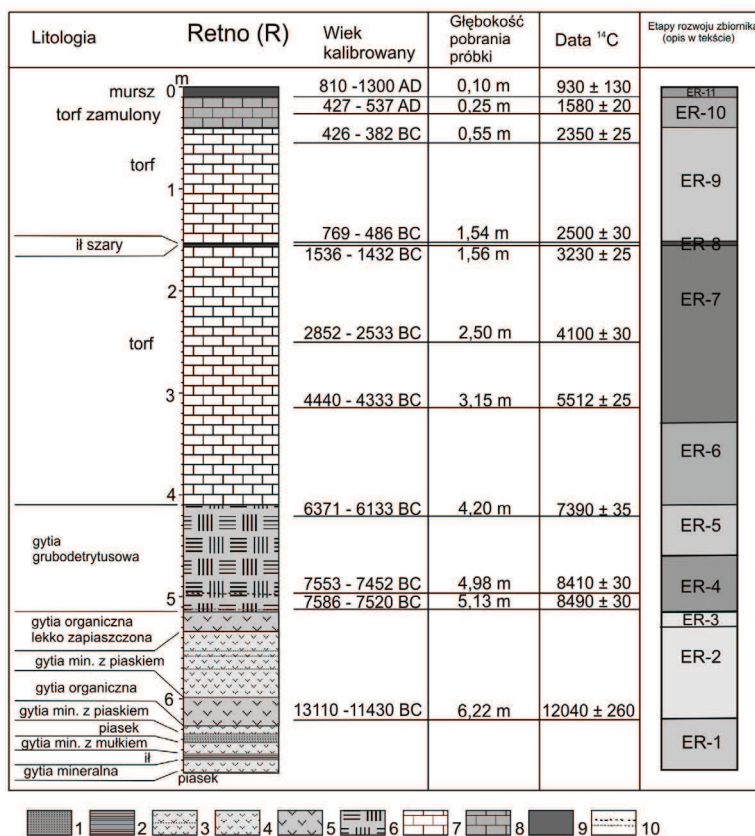
W profilu Retno (R) występują osady o zróżnicowanej litologii i właściwościach. Miąższość całego rdzenia wynosi 6,72 m. Litologia osadów przedstawia się następująco (symbol H oznacza stopień rozkładu według skali von Posta, a P – zawartość materii mineralnej w %):

0,00 – 0,10 m	mursz ciemnoszary, P – 15–40%,
0,10 – 0,40 m	torf czarny, mineralny (mułkowy), struktura włóknista, H2; P – 8–18%,
0,40 – 1,10 m	torf brązowy, struktura włóknista, H3; P – 2–5%,
1,10 – 1,54 m	torf brązowy, struktura włóknista, H4; P – 4–11%,
1,54 – 1,56 m	ił jasnoszary, jednorodny, P – 92% (ryc. 3 i 5),

1,56 – 1,83 m	torf brązowy, struktura włóknista, H3; P – 4–5%,
1,83 – 2,63 m	torf brązowy, z widocznymi fragmentami roślin, struktura gąbczasta, H3; P – 4–7%,
2,63 – 2,65 m	torf czarny, struktura włóknista, H4, P – 4%,
2,65 – 3,85 m	torf szarobrązowy z fragmentami niezhumifikowanych roślin i drewna, struktura włóknista, H3, P – 4–6%,
3,85 – 4,10 m	torf brązowy, struktura włóknista, H4; P – 2–4%,
4,10 – 5,13 m	gytia grubodetrytusowa, struktura amorficzna z fragmentami niezhumifikowanych roślin, liczne gałązki i korzenie, P – 2–8%,
5,13 – 5,22 m	gytia organiczno-detrytusowa, szara, P – 10–20%,
5,22 – 6,00 m	gytia szara, drobnodetrytusowa (mineralna), słabo węglanowa, z licznymi cienkimi przewarstwieniami piaszczystymi, mułkowymi i ilastymi, P – 54–97%,
6,00 – 6,25 m	gytia organiczna, szara, P – 10–20%,
6,25 – 6,71 m	piasek z przewarstwieniami gytii mineralnej, P – 91–99%; pomiędzy 6,45 a 6,60 m cienkie przewarstwienie iłu,
6,71 – 6,72 m	piasek szary, średnioziarnisty, zawodniony.

Schemat sekwencji osadów analizowanego rdzenia, uzupełniony wynikami datowań radiowęglowych z wybranych głębokości, przedstawiono na ryc. 6. Oprócz dat

bezwzględnych umieszczono także daty kalibrowane w programie OxCal 4.05 z prawdopodobieństwem 95%.



Ryc. 6. Rdzeń osadów Retno „R” (uproszczony), z wynikami datowania osadów wraz z kalibracją (OxCal 4.05)

1 – piasek, 2 – ił, 3 – przewarstwienia piaszczyste i mułkowe, 4 – gytia mineralna, 5 – gytia organiczna, 6 – gytia grubodetrytusowa, 7 – torf torfowiska przejściowego i wysokiego, 8 – torf mineralny (mułkowy), 9 – mursz, 10 – detrytus drzewny

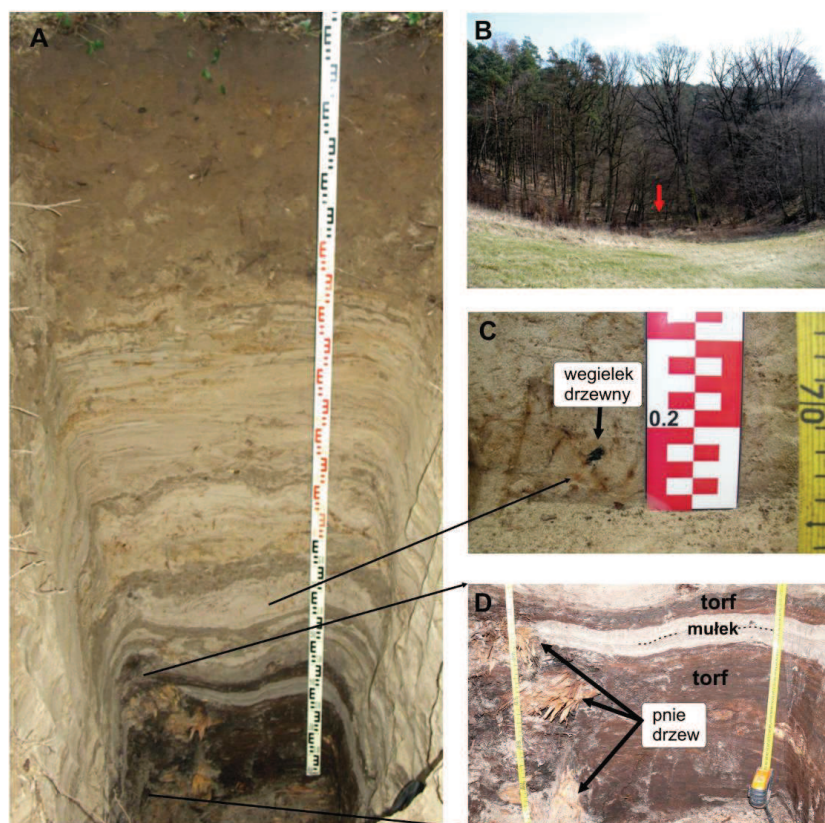


Osady z rdzenia zostały poddane szczegółowym analizom laboratoryjnym, których wyniki są zawarte w kolejnych rozdziałach. Uzyskane rezultaty datowań radiowęglowych pozwalają stwierdzić, że mamy tu do czynienia z osadami pochodzącymi z późnego glacjału. Próbkę pobrana ze spągowej części rdzenia, z głębokości 6,22 m została wydatowana na  $12\,040 \pm 260$  lat  $^{14}\text{C}$  BP. Wskazuje to na powstanie tego osadu na przełomie böllingu i starszego dryasu. Zauważyć należy, że nie jest to próbka osadów z najgłębszej partii rdzenia. Poniżej znajdują się jeszcze osady jeziorne, deponowane wcześniej.

Z osadów rdzenia wydatowano 11 próbek (ryc. 6), które z dużym prawdopodobieństwem zgadzają się z wynikami analizy palinologicznej (Noryskiewicz, w tym tomie).

Jak wspomniano wcześniej, wpływ procesów denudacyjnych na morfologię zagłębienia jest szczególnie widoczny na

kontakcie dno zagłębienia–zbozca, co przejawia się nagromadzeniem osadów stokowych na osadach biogenicznych. Zjawisko to obrazują również zamieszczone przekroje geologiczne (ryc. 4 i 5). Efektem szczególnego nasilenia procesów stokowych jest niewątpliwie stożek napływowy zlokalizowany w północno-zachodniej części dna badanego zagłębienia. W tym miejscu wykonano trzy wkopy sięgające osadów biogenicznych, oznaczone jako stanowiska W1, W2 i W3. Pierwszy z nich (W1) jest najgłębszy i zarazem najbardziej oddalony od współczesnego biogenicznego dna zagłębienia (ryc. 1). Miąższość osadów mineralnych przykrywających osady biogeniczne przekracza w tym punkcie 2,2 m. W odśrodkowej najniższej warstwie torfu (1) znajdują się pnie drzew (2) sosnowych bardzo dobrze zachowane o niewielkim stopniu rozkładu (ryc. 7A i D, ryc. 8). Drewno zostało wydatowane metodą radiowęglową AMS na 4454–4350 BC (GdA-2422).

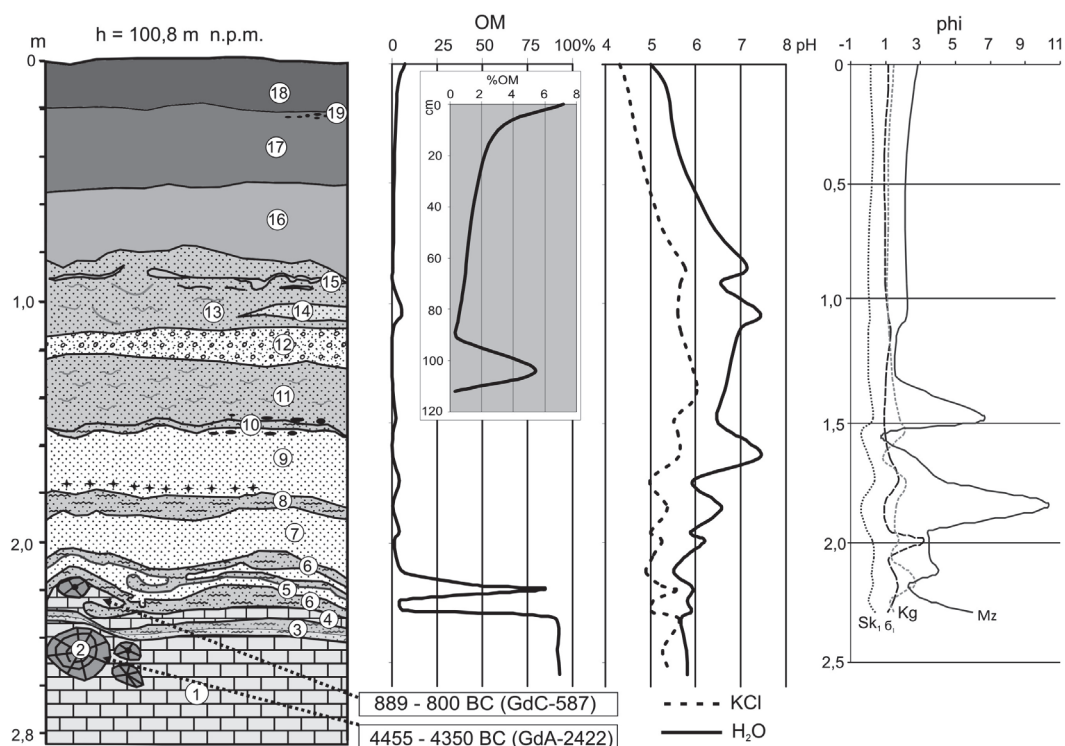


Ryc. 7. Lokalizacja i budowa geologiczna stanowiska W1 (A – cała ściana profilu, 2,8 m; B – widok analizowanej formy i miejsce wkopu W1; C – węgielki drzewne w osadach stokowych, D – pnie drzew występujących w spągu profilu w warstwie torfu)

Wiek radiowęglowy to  $5565 \pm 30$  ka BP, zatem pochodzi ze starszej części okresu atlantyckiego. Wiek osadów torfowych został również potwierdzony wynikami analizy palinologicznej (Noryśkiewicz, w tym tomie). Oprócz licznych pni drzew występują wyraźne fragmenty mszaków. Torf cechuje się średnim stopniem rozkładu i intensywnie brązową barwą (ryc. 7D). Powyżej znajduje się mułek, dwudzielny, którego miąższość wynosi około 4 cm (3) – ryc. 8. Ta dwudzielność przejawia się przede wszystkim zmiennym zabarwieniem, co ma pewne odzwierciedlenie w zawartości materii organicznej (odpowiednio 5,0% dla warstwy jasnej i 5,7% dla ciemniejszej). Powyżej mułku zalega war-

stwa silnie sprasowanego ciemnobrązowego torfu o miąższości 4–5 cm (4). Torf ten jest również dwudzielny. Dolna jego część cechuje się ciemniejszą barwą i wyższą zawartością materii organicznej, przekraczającą 84%, górna zaś jest jaśniejsza (zawartość materii organicznej około 44,5%). Strop torfu wydatowany został na 889–800 BC (GdC-587). W tej warstwie torfu zachowane są również fragmenty drewna sosnowego (pnie i konary).

Dalej w kierunku stropu osadów zalegają warstwy mułków (6) i piasków drobnoziarnistych (5). Struktura tych osadów jest słabo czytelna (ryc. 7). Charakteryzują się one niewielką zawartością materii organicznej (od 1,5 do 7,1%).

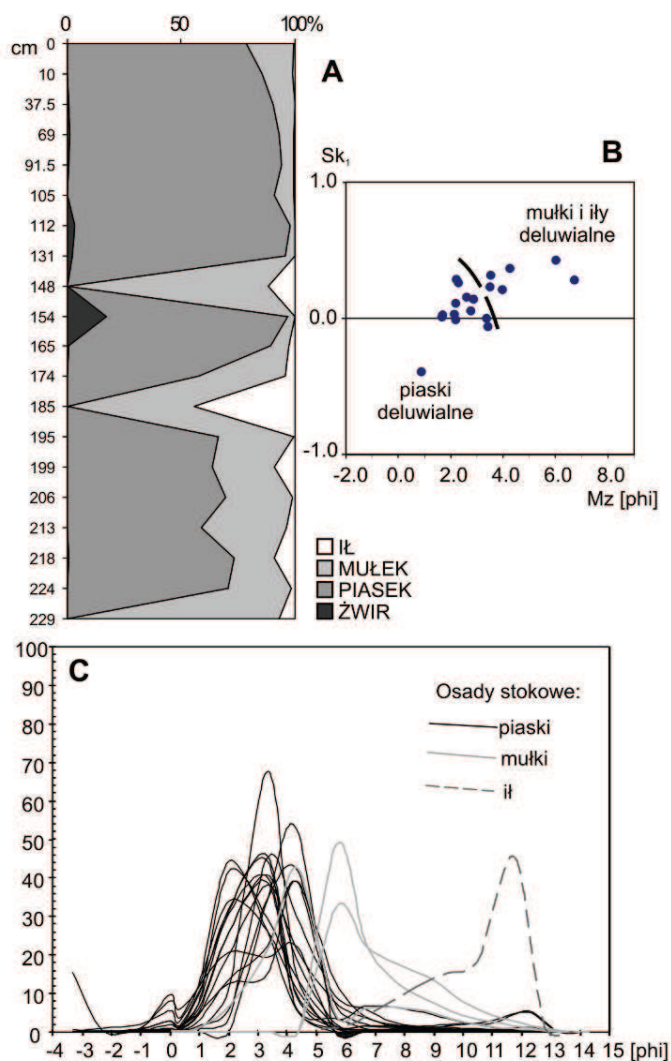


**Ryc. 8. Budowa geologiczna, zawartość materii organicznej (OM), odczyn osadów oraz wskaźniki uziarnienia stożka napływowego na stanowisku W1**

Objaśnienia: 1 – torf drzewny, ciemnobrązowy, silnie sprasowany; 2 – drewno sosnowe, dobrze zachowane, barwa jasnobrązowa; 3 – dwudzielna warstewka mułku (dolna – ciemniejsza, górna – jaśniejsza); 4 – torf ciemnobrązowy, silnie sprasowany; 5 – piasek drobny, smugowany; 6 – mułek; 7 – piasek drobnoziarnisty, jasnoszary, warstwowany (nierregularnie, smużyście); 8 – mułek brązowy; 9 – piasek jasnoszary, drobnoziarnisty, miejscami zaznacza się dwudzielność, w spągu liczne węgle drzewne; 10 – masywny mułek szarobrązowy, 11 – piaski warstwowane; 12 – piasek ze żwirem, warstwowany; 13 – piasek drobnoziarnisty; 14 – piasek drobnoziarnisty, o słabo czytelnej strukturze; 15 – mułek; 16 – piaszczyste masywne deluwia o barwie jasnobrązowej, z korzeniami roślin; 17 – deluwia piaszczysto-żwirowe o barwie brązowej; 18 – poziom próchniczny gleb mineralnych; 19 – głaziki

Na głębokości 1,90–2,04 m p.p.t. występuje poziom jasnoszarego piasku o słabo czytelnym warstwowaniu (7). Nadległa warstwa mułków (8) charakteryzuje się natomiast barwą brązową, zawartością materii organicznej do 4% oraz kwaśnym odczynem (ryc. 8). Wyżej zalega warstwa masywnego jasnoszarego piasku (9), w której spągowej części znaleziono liczne węgle drzewne (ryc. 7C). Następnie na głębokości 147–149 cm p.p.t. można wyróżnić warstwę obejmującą szarobrązowy, masywny mułek (10). Bezpośrednio pod i ponad nią zaznaczają się skupiska głązików, ale nie stanowią one ciągłej jednostki. W stosunku

do niżej zalegających osadów w mułkach zaznacza się wzrost zawartości materii organicznej do 2,4%. Pomiędzy głębokością 112 a 108 cm zaznaczają się piaski z domieszką drobnych żwirów (12). Osady powierzchniowe (11, 13 do 18) stanowią piaski drobno- i średnioziarniste. Są one bardziej jednorodne pod względem uziarnienia. W profilu pionowym w części stropowej wyraźnie wzrasta udział materii organicznej. Wyliczone na podstawie analizy uziarnienia wskaźniki statystyczne jednoznacznie wskazują, że są to słabo wysortowane osady stokowe. Zestawienie wybranych cech teksturalnych przedstawiono na rycinie 9.

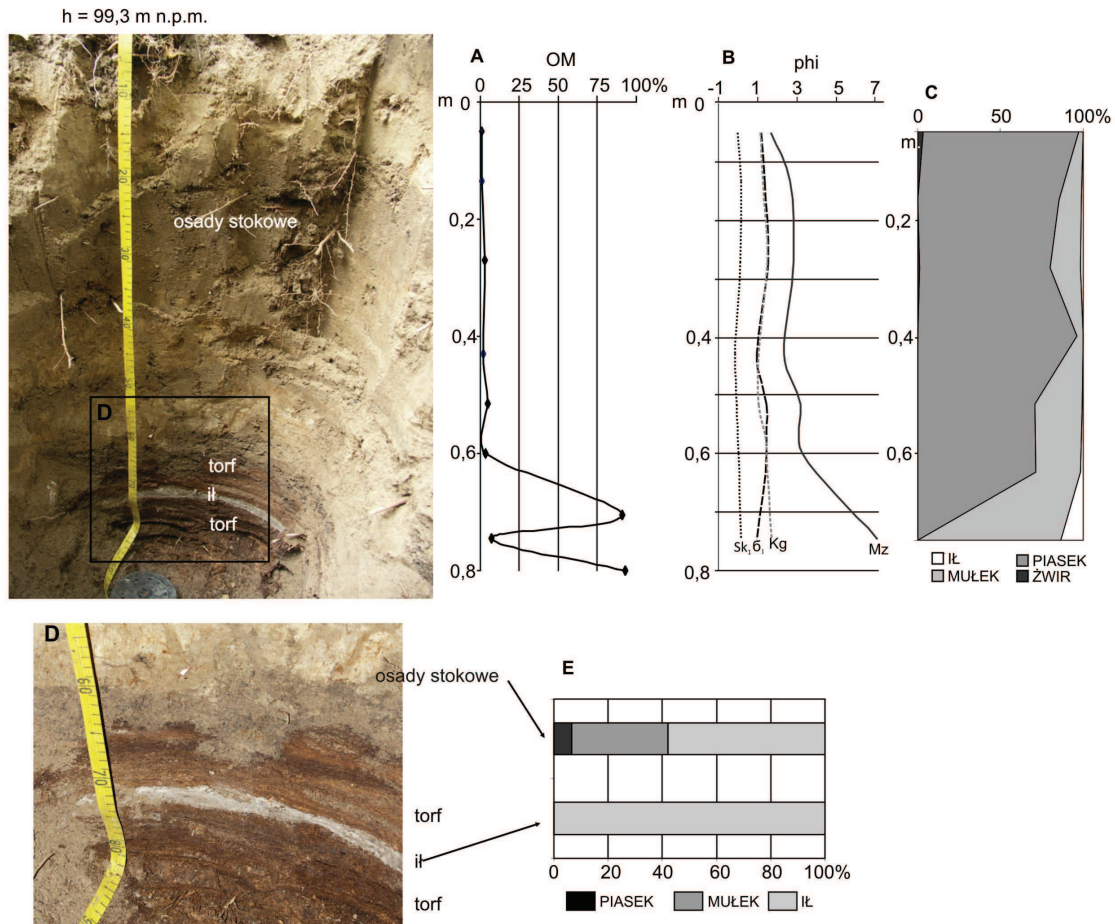


**Ryc. 9. Charakterystyka teksturalna osadów mineralnych w stanowisku W1**

A – skład granulometryczny osadów, B – zależność pomiędzy średnią średnicą ( $M_z$ ) a skośnością ( $Sk_1$ ),  
C – krzywe kumulacyjne osadów mineralnych

Kolejny wkop wykonano w odległości około 17 m od W1 w kierunku dna zagłębienia (ryc. 1). W porównaniu z W1 miąższość pokrywy osadów stokowych uległa zmniejszeniu do zaledwie 65 cm. Pod nią występuje torf o miąższości 7 cm. Pod torfem zalega 2-centymetrowa warstewka

jasnoszarego iłu, a poniżej ponownie torf (ryc. 10). Warstwa iłu jest tożsama z warstwą mułku w spągowej części wkopu W1 (dwudzielną warstewką 3), opisanego powyżej. Osad mułkowy w stronę centrum dna zagłębienia jest coraz drobniejszej frakcji i przechodzi w ił.



**Ryc. 10. Budowa geologiczna, zawartość materii organicznej oraz parametry statystyczne uziarnienia na stanowisku W2**

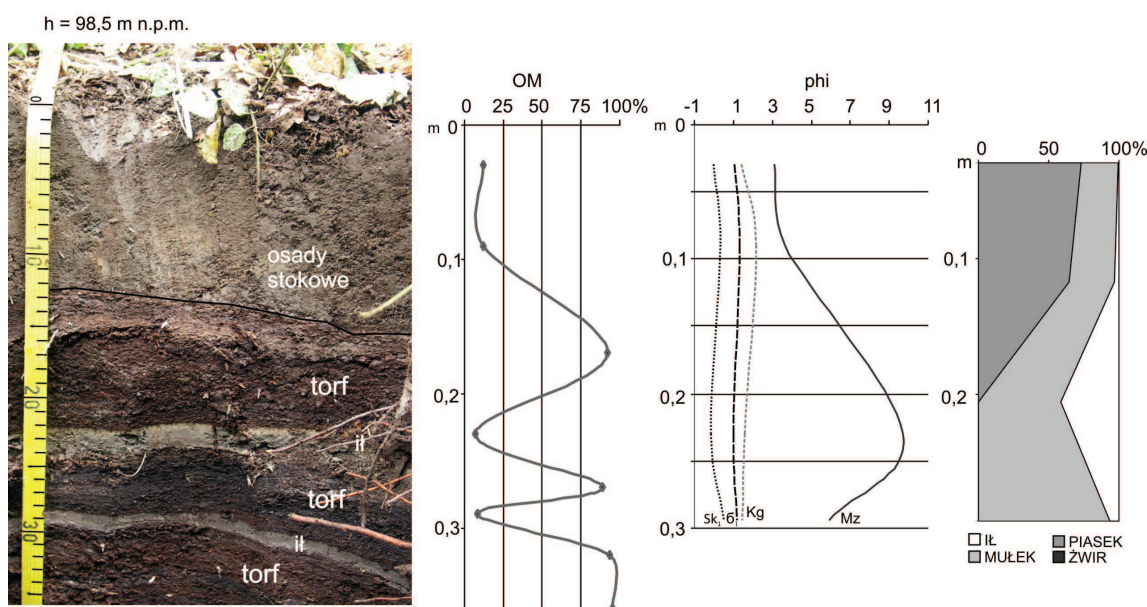
A – zawartość materii organicznej, B – wskaźniki uziarnienia, C – skład granulometryczny osadów mineralnych, D – strefa kontaktu osadów mineralnych i organicznych, E – porównanie uziarnienia osadów stokowych z warstwą mineralną znajdującą się w obrębie torfu

Eksplorację stożka zakończono na stanowisku W3, które wykonano około 10 m na SE od stanowiska W2. Osady stokowe, drobnopiaszczyste stanowią zaledwie 12-centymetrową powierzchniową warstwę, która wyklinowuje się w kierunku dna zagłębienia (ryc. 11). Poniżej znajduje się torf, w którym zalega warstewka iłu, odpowiadająca tej stwierdzonej w stanowi-

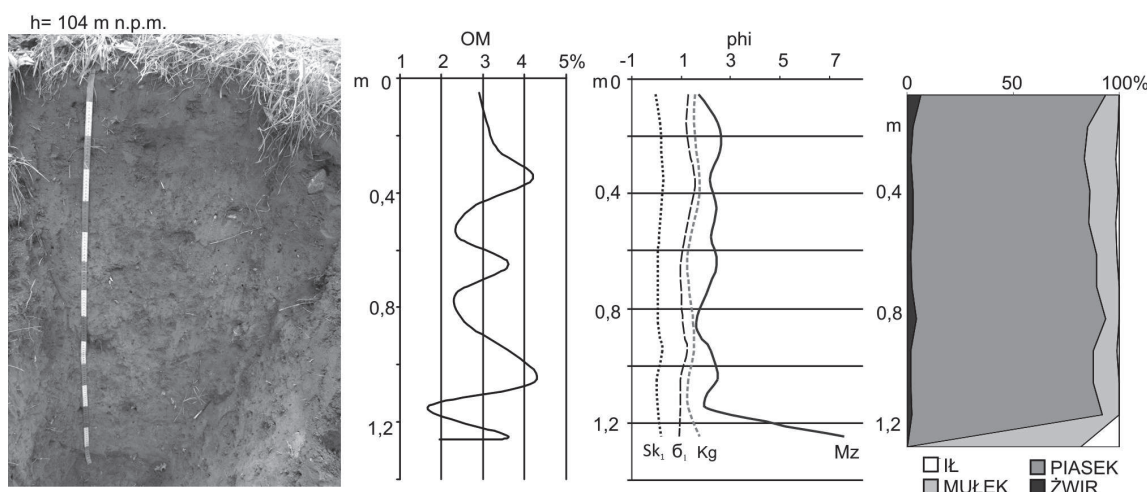
sku W2 i nawiązującej do mułku w stanowisku W1. Występuje ona również w obrębie torfowiska, o czym wspomniano już wcześniej. W tym przypadku są to dwie warstwy iłu, rozdzielone torfem. Może to sugerować, że stanowisko rejestruje dwuetapowy rozwój denudacji, przerwany podniesieniem poziomu wód i sedimentacją torfu. Osady stropowe są natomiast zwią-

zane z rozwojem stożka. Kilka wkopów zostało także wykonanych w strefie zboczowej obniżenia poza obszarem omawianego stożka (ryc. 1). Charakterystykę budowy geologicznej zboczy zagłębienia przedstawiono na rycinach 12 i 13. Wkop R1 zilustrowany na rycinie 12 zlokalizowano w części bezleśnej zagłębienia, na kontakcie pola ornego i nieużytków. Osady wy-

stępujące na zboczu w tym miejscu to słabo wysortowane, średnio- i gruboziarniste piaski gliniaste. Ich relatywna zasobność w materię organiczną (do 4%) związana jest głównie z procesami denudacji antropogenicznej gleb (Świtoniak i in., w tym tomie). W spągowej części zaznaczają się osady drobniejsze. Są to głównie piaski i mułki, również słabo wysortowane.



Ryc. 11. Budowa geologiczna, zawartość materii organicznej (OM), wskaźniki statystyczne oraz pionowa zmienność uziarnienia na stanowisku W3

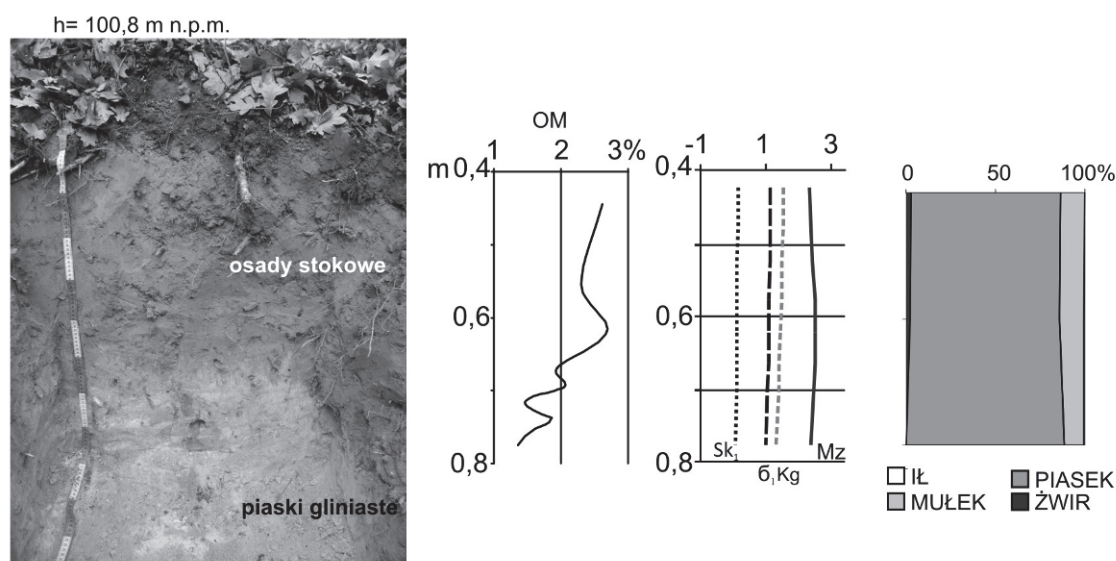


Ryc. 12. Budowa geologiczna, zawartość materii organicznej (OM), wskaźniki statystyczne oraz pionowa zmienność uziarnienia osadów zbocza zagłębienia od strony północno-zachodniej (R1)

Odkrywka w dolnej części zbocza w leśnej części rezerwatu (wkop R2, ryc. 13), wykonana około 1,5 m ponad poziomem równiny torfowej w dnie zagłębienia, ukazuje około 60 cm osadów stokowych zdeponowanych na szarych piaskach gliniastych. Udział materii organicznej w osadach stokowych jest zdecydowanie wyższy niż w osadach podłoża (ryc. 11). Wskaźniki statystyczne uziarnienia natomiast nie wykazują większych zmian w profilu pionowym. Sytuacja tak powtarza się i w innych czę-

ściach badanego zagłębienia. Główne jednostki morfologiczne w obrębie zagłębienia i jego najbliższego otoczenia zaznaczono na szkicu geomorfologicznym (ryc. 14).

Powierzchniowa budowa geologiczna była badana łącznie z rozpoznaniem gleboznawczym. Kolejny rozdział będzie zatem stanowił uzupełnienie niniejszego, szczególnie jeżeli chodzi o zapis procesów erozyjnych w profilach glebowych zlewni topograficznej zagłębienia.



Ryc. 13. Budowa geologiczna, zawartość materii organicznej (OM), wskaźniki statystyczne (w phi) oraz pionowa zmienność uziarnienia osadów leśnej części rezerwatu (R2)

## Dyskusja i podsumowanie

W górnej i środkowej części zbocza zagłębienia dominują dwie serie osadów, mianowicie gliny piaszczyste okryte cienką warstwą osadów stokowych w postaci piasków i żwirów. W miarę zbliżania się do dna zagłębienia pojawia się w podłożu glina morenowa i większej miąższości osady stokowe na powierzchni. Są one coraz drobniejszej frakcji (ryc. 15).

Miąższość tych osadów w stożku napływowym przekracza ponad 2 m. W dnie zagłębienia występują cztery serie osadów. W podłożu jest to glina morenowa z cienką warstwą ilastą w stropie, na których zalegają osady jeziorne, jeziorno-bagienne i bagienne o miąższości ponad 6,70 m. Na

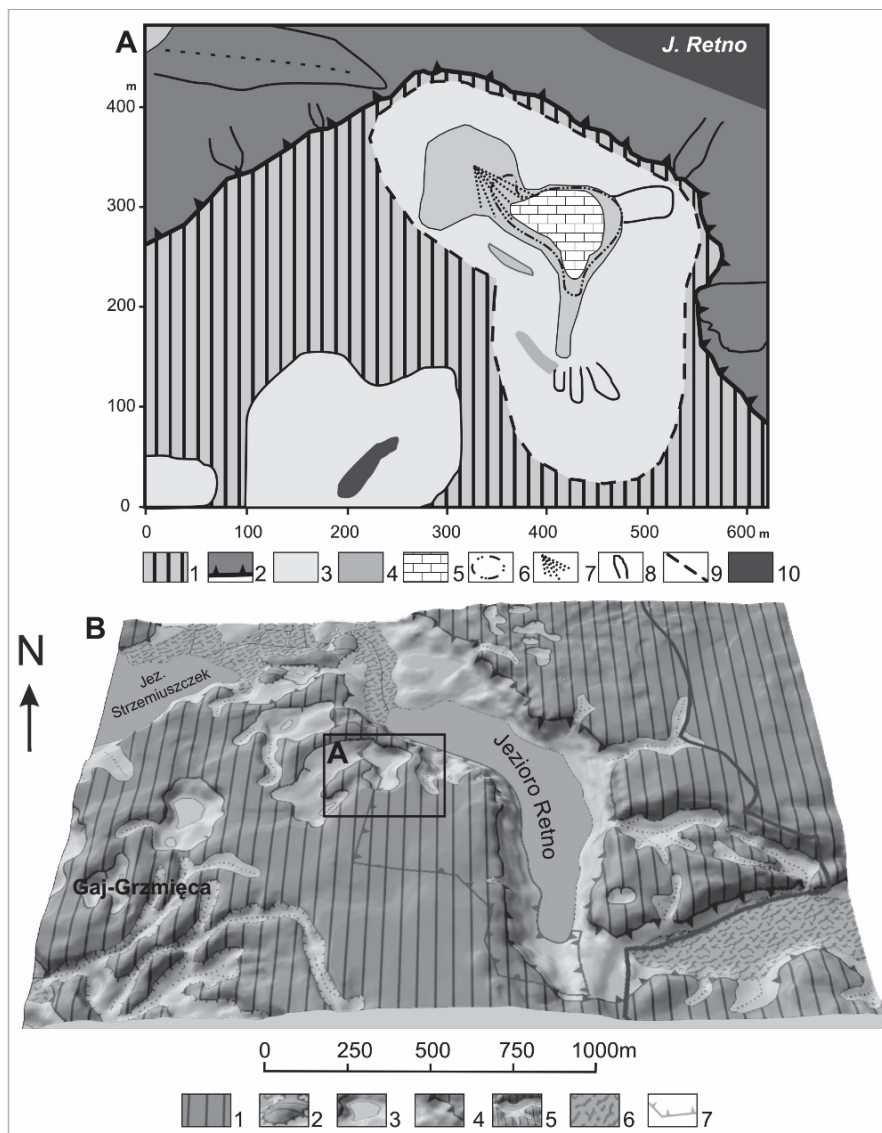
kontakcie ze zboczami osady te przykryte są piaskami i mułkami stokowymi.

Sekwencja iłów w podłożu sugeruje, że jest to osad jeziora zastoisowego, najprawdopodobniej powiązane z wytapieniem się bryły martwego lodu w czasie recesji lądolodu fazy poznańskiej (Kozarski 1995). Zatem mamy tu do czynienia z zagłębieniem o genezie wytopiskowej.

Na podstawie datowania pnia drewna w torfie i analizy palinologicznej wnioskuje się, że osady stożka napływowego są młodsze niż 4454–4350 lat BC. Zastanawiająca jest warstwa iłu (W1, W2, W3 i R) znajdująca się w obrębie torfów. Stwierdzono jej obecność zarówno w sondowa-

niach na torfowisku (ryc. 4 i 5), w pozyskanym rdzeniu osadów R (ryc. 6), jak i we wkopach pod osadami stokowymi (ryc. 7–11). Powszechne występowanie tej warstwy w obrębie całego basenu sedimentacyjnego może wskazywać na jej równowikowy etap depozycji, co potwierdzono również na podstawie analizy sukcesji roślinnej (Noryśkiewicz w tym tomie; Karasiewicz i in. 2011). Sklerocje grzybni gatun-

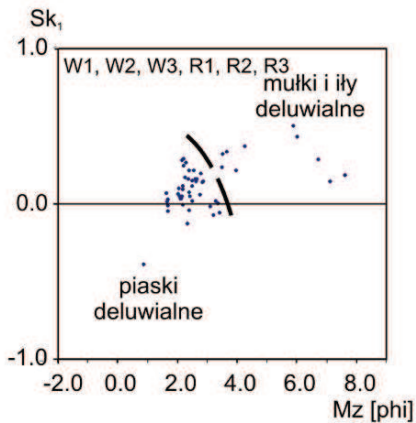
ku *Cenococcum geophilum* występujące w omawianej warstwie są wskaźnikiem silnych procesów soliflukcyjnych, przy luźnej szacie roślinnej (Krześlak, Stachowicz-Rybka w tym tomie; Ławrynowicz 1983). Znajdowane w osadach stożka napływowe węgle drzewne sugerują, że mogło dojść do pożaru w obrębie badanego zagłębienia, co w znaczny sposób wpłynęło na wzrost tempa denudacji.



**Ryc. 14. Szkic geomorfologiczny stanowiska w Retnie (A) i jego najbliższego otoczenia (B)**

Objaśnienie do ryc. A: 1 – wysoczyzna morenowa, 2 – rynnę subglacjalne, 3 – zagłębienia bezodpływowe, 4 – osady deluwialne, 5 – obecne dno torfowiska, 6 – kopalny zasięg torfowiska, 7 – stożek napływowy, 8 – wyraźne formy denudacyjne na stokach, 9 – granica zlewni bezpośredniej badanego stanowiska, 10 – wody

Objaśnienia do ryc. B: 1 – wysoczyzna morenowa, 2 – kemy, 3 – zagłębienia wytopiskowe, 4 – rynnę subglacjalne, 5 – formy denudacyjne na stokach, 6 – równiny biogeniczne, 7 – granica rezerwatu Retno



**Ryc. 15. Relacja między skośnością a średnią średnią powierzchniowych osadów stokowych w analizowanych stanowiskach**

Torf znajdujący się bezpośrednio pod warstwą iltu został wydatowany na  $3230 \pm 25$  lat  $^{14}\text{C}$  BP (wiek kalibrowany 1536–1432 BC). Przypada to na schyłkowy okres subboreału, który charakteryzowany jest jako chłodny i wilgotny (Starkel 1977). Zapis pyłkowy (Noryśkiewicz, w tym tomie) i analiza makroszczątków roślinnych w osadzie poprzedzającym sedymentację iltu również wskazuje na wyraźne zwilgotnienie klimatu (Krześlak i Stachowicz-Rybka, w tym tomie). Mogło dojść do podtopienia torfowiska, czemu sprzyjało wyścielenie jego powierzchni nieprzepuszczalną warstwą iltów. O zwiększonej denudacji informuje również budowa geologiczna stożka napływowego (ryc. 7–11). Główna masa występujących tam utworów to osady bezstrukturalne (około 1,2 m), wyróżniające się w stosunku do osadów zalegających głębiej podwyższoną zawartością materii organicznej. Uzyskane wyniki potwierdzają, że niszczenie pokryw stokowych oraz ich depozycja zachodziły etapami. Na fakt ten wskazują: zmienność wskaźników uziarnienia, odczynu osadów oraz zawartości materii organicznej. Podobne obserwacje poczyniono już w innych miejscach strefy młodoglacjalnej. Są to np. badania Smolskiej (2001, 2003), Sinkiewicza (1998), Niewiarowskiego i in. (1992).

Analiza osadów w dnie obniżenia wskazuje na kilka etapów jego rozwoju paleogeograficznego. Pierwszy z nich związany jest z pobytem aktywnego lądolodu i depozycją osadów glacialnych, po

którym nastąpiło oddzielenie bryły martwego lodu oraz przykrycie i konserwacja osadami. Kolejnym etapem było powolne wytapianie bryły martwego lodu i powstanie w dnie zagłębienia niewielkiego jeziora, co sygnalizuje podścielająca osady jeziorne warstewka iltu. Dalszym etapem było funkcjonowanie jeziora późnoglacialnego, o czym informują dane paleobotaniczne (Noryśkiewicz, w tym tomie; Krześlak i Stachowicz-Rybka, w tym tomie) i data radiowęglowa. Informuje ona, że jezioro funkcjonowało od ponad 13 tys. lat ( $12\,040 \pm 260$  lat  $^{14}\text{C}$  BP). Tego typu jeziora były już dokumentowane i należą do najstarszej generacji jezior z okresu przedalderödskiego (np. Błaszczewicz 1998, 2005; Niewiarowski 1987; Nowaczyk 1994; Noryśkiewicz 2006). W jeziorze odkładała się gytia i osady mineralne, denudowane ze zboczy zagłębienia. W dalszym rozwoju jezioro powoli zaczęło zarastać i odłożona została gytia grubodetrytusowa, której spągową część wydatowano na  $8490 \pm 30$  lat BP. Stąd też okres jej akumulacji przypada na drugą część boreału. Po zarośnięciu oczka wodnego całe dno zagłębienia zajęte zostało przez torfowisko, które z niewielką przerwą (przełom subatlantyku i atlantyku – akumulacja warstewki iltu) funkcjonowało i przyrastało do wczesnego średniowiecza, kiedy w wyniku zmian klimatycznych i antropogenicznych na powierzchni pojawił się mursz. Spąg murszu został wydatowany na  $930 \pm 130$  lat BP. Biorąc pod uwagę właściwości, litologię i wiek osadów, a także nawiązując do wyników badań gleboznawczych, palinologicznych, makroszczątków i geochemicznych, opisanych w tym tomie, można wyróżnić 11 etapów rozwoju badanego zagłębienia (ryc. 6): ER-1 i ER-2 – niewielkie jezioro późnoglacialne; od ER-3 do ER-5 – etapy zarastania zbiornika; ER-6 i ER-7 – etapy akumulacji biogenicznej (torfowiska przejściowe i wysokie); ER-8 – okres nasilonej denudacji mechanicznej; ER-9 i ER-10 – kolejne etapy akumulacji biogenicznej (torfowisko przejściowe i wysokie) oraz ER-11 – murszenie torfów z nasilającą się antropopresją. Szczegółowa charakterystyka tych etapów znajduje się w rozdziale 3.



## Literatura

- Błaszkiwicz M. 1998. Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym glacie i holocenie. Dokum. Geogr. IGiPZ PAN 10: 116 ss.
- Błaszkiwicz M. 2005. Późnoglacialna i wczesnoholocenińska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). Prace Geogr. 201. IGiPZ PAN: 192 ss.
- Drwal J. 1975. Zagadnienia bezodpływowości na obszarach młodoglacialnych. Zesz. Nauk. Wyd. BiNoZ, Uniw. Gdański. Geografia 3: 7–26.
- Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos River bar, a study in the significance of grain size parameters, Jour. Sed. Petr. 27: 3–26.
- Iwicki S., Zielski A. 1990. Brodnicki Park Krajobrazowy. Przewodnik Przyrodniczo-Krajoznawczy. Warszawa: 62 ss.
- Karasiewicz M.T., Hulisz P., Noryśkiwicz A.M., Noryśkiwicz B., Krześlak I., Świtoniak M., Stachowicz-Rybka R. 2011. Postglacialna historia zagłębienia bezodpływowego przy jeziorze Retno na Pojezierzu Brodnickim na podstawie badań interdyscyplinarnych. [w:] Człowiek i jego wpływ na środowisko przyrodnicze w przeszłości i czasach historycznych: V Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu. Górnio. 13–17 czerwca 2011. (red.) Hulisz P., Karasiewicz M.T., Noryśkiwicz A.M. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy. Warszawa: 149–157.
- Kozarski S. 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski, warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10ka BP). Dokum. Geogr. IGiPZ PAN 1: 82 ss.
- Lichwa M., Wełniak A. 2003. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Skarlin wraz z objaśnieniami, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Ławrynowicz M. 1983. *Cenococcum graniformae* w Polsce. (summary: *Cenococcum graniformae* in Poland). Acta Mycologica 19(1): 31–40.
- Major M. 2009. Charakter i funkcjonowanie zagłębien bezodpływowych w krajobrazie strefy młodoglacialnej (Pomorze Zachodnie, Górna Parsęta). Wyd. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Poznań: 177 ss.
- Mycielska-Dowgiałto E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. [w:] Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. (red.) Mycielska-Dowgiałto E., Rutkowski J. WGSR UW, Warszawa: 29–105.
- Niewiarowski W. 1987. Development of Lake Strażym (Brodnica Lake District, Northern Poland) during the Late Glacial and Holocene. Acta Palaeobotanica 27(1): 251–268.
- Niewiarowski W. 1989. Wahania poziomu jezior w późnym glacie i holocenie na przykładzie jezior Pojezierza Brodnickiego. Oceanological Studies and Reviews 56: 277–288.
- Niewiarowski W. 1995. Główne rysy rzeźby terenu Pojezierza Brodnickiego oraz problem wahań poziomu jezior w okresie późnego glacialu i holocenu. [w:] Geomorfologia i hydrologia Pojezierza Brodnickiego i Dobrzyńskiego oraz osobliwości parków krajobrazowych. Przewodnik wycieczek nr 3, 44 Zjazd PTG. Toruń: 17–27.
- Niewiarowski W. 1999. O metodach określania zmian i wahań poziomu jezior, AUNC Toruń, Geografia XXIX (103): 59–76.
- Niewiarowski W., Celmer T., Marciniak K., Pietrucień C., Proszek P., Sinkiewicz M. 1992. Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodoglacialnej wysoczyźnie morenowej intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniczynki, na północny wschód od Torunia. Przegl. Geogr. 155: 47–67.
- Niewiarowski W., Wysota W. 1986. Poziomy wysoczyznowe Wysoczyzny Brodnickiej i ich geneza. AUNC Toruń, Geografia XIX: 31–46.
- Noryśkiwicz A.M. 2006. Historia cisa w okolicy Wierchlasu w świetle analizy pyłkowej. Wyd. UMK, Toruń: 86 ss.
- Noryśkiwicz B. 1987a. History of vegetation during the Late-Glacial and Holocene in Brodnica Lake District in the light of pollen analysis of Lake Strażym deposits. Acta Palaeobotanica 27(1): 283–304.
- Noryśkiwicz B. 1987b. History of Vegetation at the Brodnica Lake District in the Light of Pollen

Analysis of Bottom Deposits of Strażym Lake. *Wissenschaftliche Zeitschrift. Ernst-Moreith-Arndt-Universität Greifswald. Mathematisch-Naturwissenschaftliche. Reihe* 36(2–3): 38–40.

Nowaczyk B. 1994. Wiek jezior i problemy zniknięcia brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. *AUNC Toruń. Geografia XXVII* (92): 94–110.

Sinkiewicz M. 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej. *Wyd. UMK, Toruń*: 103 ss.

Smolska E. 2001. Cechy sedymentologiczne pokryw stokowych na Pojezierzu Suwalskim. [w:] *Pokrywy stokowe jako zapis zmian klimatycznych w późnym wistulianie i holocenie, Mat. Symp. 5–7.04. UŚ. Sosnowiec (streszczenia referatów, komunikatów i posterów)*: 63–65.

Smolska E. 2003. Cechy deluwii na przykładzie osadów stokowych pagórka w okolicy Łopuchowi na Pojezierzu Suwalskim. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 45–57.

Starkel L. 1977. *Paleogeografia holocenu*. PWN, Warszawa: 361 ss.