

# MAPA GEOLOGICZNA

POGRANICZA

POLSKO-BIAŁORUSKO-UKRAIŃSKIEGO

rejon Włodawy 1:250 000

## GEOLOGICAL MAP

OF POLISH-BELARUSIAN-UKRAINIAN  
BORDER AREA

Włodawa region 1:250,000

Redaktor naukowy:

Scientific editor:

Leszek Marks

Tekst objaśniający

Explanatory text



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY  
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

WARSZAWA 2023





# MAPA GEOLOGICZNA

POGRANICZA

POLSKO-BIAŁORUSKO-UKRAIŃSKIEGO

rejon Włodawy 1:250 000

## GEOLOGICAL MAP

OF POLISH-BELARUSIAN-UKRAINIAN  
BORDER AREA

Włodawa region 1:250,000

Redaktor naukowy:

Scientific editor:

Leszek Marks

Tekst objaśniający

Explanatory text



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY  
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

WARSZAWA 2023





Wzór cytowania: Marks L. (red.), 2023. Mapa geologiczna pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000. Państw Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Citation: Marks L. (ed.), 2023. Geological Map of Polish-Belarusian-Ukrainian Border Area, Włodawa region 1:250 000. Polish Geol. Inst. – NRI, Warsaw.

Autorzy/Authors:

Anna HRYNOWIECKA<sup>1</sup>, Aleksandra MAJECKA<sup>2</sup>, Leszek MARKS<sup>3</sup>, Łukasz NOWACKI<sup>3</sup>,  
Anna ORŁOWSKA<sup>4</sup>, Katarzyna POCHOCKA-SZWARC<sup>3</sup>, Joanna RYCHEL<sup>3</sup>, Marcin SZYMANEK<sup>2</sup>,  
Łukasz ZBUCKI<sup>5</sup>, Marcin ŻARSKI<sup>3</sup>

Współpraca/In cooperation with:

Maksim BAHDASARAU, Andriy BOGUCKI<sup>5</sup>, Galina BROVKINA<sup>6</sup>, Mikalai HRACHANIK,  
Aksana HRADUNOVA, Tatsiana RYLOVA, Olena TOMENIUK<sup>5</sup>, Ivan ZALESKY<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, Gdańsk  
Polish Geological Institute – National Research Institute, Marine Geology Branch, Gdańsk, Poland

<sup>2</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Warszawa  
University of Warsaw, Faculty of Geology, Warsaw, Poland

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa  
Polish Geological Institute – National Research Institute, Warsaw, Poland

<sup>3</sup> Akademia Białska im. Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, Białą Podlaska  
John Paul II University, Faculty of Economics and Technical Sciences, Białą Podlaska, Poland

<sup>4</sup> Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Lublin  
University of Maria Curie-Skłodowska, Institute of Earth and Environmental Sciences, Lublin, Poland

<sup>5</sup> Uniwersytet Narodowy im. I. Franko, Wydział Geografii, Lwiv, Ukraina  
Ivan Franko National University, Faculty of Geography, Lviv, Ukraine

<sup>6</sup> Narodowy Uniwersytet Gospodarki Wodnej i Zarządzania Zasobami Naturalnymi, Instytut Gospodarki Wodnej i Geologii Inżynierskiej, Rivne, Ukraina  
National University of Water and Environmental Engineering, Institute of Water Management and Environmental Engineering, Rivne, Ukraine

Recenzent/Reviewer: prof. dr. hab. Andrzej BER

ISBN 978-83-67197-26-7

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2023

Redakcja tekstu, projekt i opracowanie typograficzne/Layout and editing of the volume:  
Anna Majewska<sup>3</sup>

Projekt okładki/Cover design: Anna Majewska  
Fotografia na okładce/Cover photo: Marcin Żarski

Druk/Printing: Drukarnia Braci Grodzickich S.J., ul. Geodetów 47a, 05-500 Piaseczno

## SPIS TREŚCI

Wstęp – <i>Leszek Marks</i> .....	5
1. Rzeźba terenu – <i>Marcin Żarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Maksim Bahdasarau, Andriy Bogucki, Ivan Zalesky</i> .....	7
2. Budowa geologiczna .....	16
2.1. Stratygrafia i ukształtowanie podłoża czwartorzędu – <i>Katarzyna Pochocka-Szwarc</i> .....	16
2.1.1. Podłoże krystaliczne .....	16
2.1.2. Pokrywa osadowa podłoża krystalicznego .....	18
2.2. Stratygrafia i paleogeografia czwartorzędu – <i>Marcin Żarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Anna Hrynowiecka, Leszek Marks, Maksim Bahdasarau, Andriy Bogucki, Ivan Zalesky</i> .....	23
2.2.1. Plejstocen dolny .....	25
2.2.2. Plejstocen środkowy .....	26
2.2.3. Plejstocen górny .....	52
2.2.4. Holocen .....	57
3. Stanowiska reperowe .....	60
3.1. Metody badań – <i>Leszek Marks, Aleksandra Majecka, Anna Orłowska, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Tatsiana Rylova, Marcin Szymanek, Ivan Zalesky, Marcin Żarski</i> .....	60
3.1.1. Kartowanie geologiczne .....	60
3.1.2. Analiza litofacyjna osadów .....	62
3.1.3. Analiza petrograficzna glin lodowcowych .....	62
3.1.4. Analiza malakologiczna .....	63
3.1.5. Analiza palinologiczna .....	63
3.1.6. Datowanie .....	64
3.2. Stanowisko Kalynivka – <i>Marcin Żarski, Leszek Marks, Andriy Bogucki, Anna Hrynowiecka, Marcin Szymanek, Olena Tomeniuk, Ivan Zalesky, Galina Brovkina</i> .....	64
3.3. Stanowisko Ahova – <i>Anna Orłowska, Mikalai Hrachanik, Maksim Bahdasarau, Aksana Hradunova</i> .....	72

3.4. Stanowisko Ariekhovo – <i>Anna Orłowska, Leszek Marks, Joanna Rychel, Łukasz Zbucki, Anna Hrynowiecka, Łukasz Nowacki, Mikalai Hrachanik, Maksim Bahdasarau, Aksana Hradunova</i> . . . . .	77
3.5. Stanowisko Hvoznitsa – <i>Tatsiana Rylova, Aleksandra Majecka, Leszek Marks</i> . . . . .	82
3.6. Stanowisko Suszno – <i>Marcin Żarski, Anna Hrynowiecka, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Anna Orłowska</i> . . . . .	87
3.7. Stanowisko Rostan – <i>Anna Orłowska, Leszek Marks, Łukasz Nowacki, Joanna Rychel, Ivan Zalesky, Łukasz Zbucki, Andriy Bogucki, Olena Tomeniuk</i> . . . . .	94
3.8. Stanowisko Kolonia Stawki – <i>Anna Orłowska, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Marcin Żarski, Joanna Rychel, Łukasz Zbucki</i> . . . . .	99
3.9. Stanowisko Buzhnia – <i>Aleksandra Majecka, Łukasz Zbucki</i> . . . . .	109
4. Paleogeografia południowej części obszaru przygranicznego Polski, Białorusi i Ukrainy w czwartorzędzie . . . . .	116
4.1. Zasięg lądolodu zlodowacenia odry/prypeci/dniepru na zachodnim Polesiu – <i>Leszek Marks</i> . . . . .	116
4.2. Jeziora i obniżenia krasowe na Polesiu Zachodnim – <i>Katarzyna Pochocka-Szwarc</i> . . . . .	121
4.2.1. Historia badań jezior poleskich . . . . .	123
4.2.2. Geneza jezior . . . . .	123
4.2.3. Kras powierzchniowy . . . . .	125
4.2.4. Jezioro Svitiaz . . . . .	126
4.2.5. Podsumowanie . . . . .	129
5. Podsumowanie – <i>Marcin Żarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Leszek Marks</i> . . . . .	131
6. Literatura . . . . .	134
7. Summary – <i>Marcin Żarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Leszek Marks</i> . . . . .	151

## Tablice

Tablica I – Przekrój geologiczny C–D (z utworami czwartorzędu)

Tablica II – Przekrój geologiczny E–F

## WSTĘP

*Leszek Marks*

Transgraniczna korelacja zasięgów zlodowaceń i stratygrafii osadów należy do najważniejszych aspektów badań czwartorzędu w Europie. W osiągnięciu tego celu poważnym utrudnieniem jest zróżnicowane podejście metodyczne i tradycje badawcze w krajach ze sobą sąsiadujących. Istotne znaczenie odgrywa także mniej lub bardziej ograniczona dostępność starszej literatury regionalnej oraz danych archiwalnych, co w połączeniu z istniejącą niekiedy barierą językową sprzyja ograniczaniu się do badań prowadzonych jedynie w obrębie własnego państwa.

W strefie pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego podejmowano już wcześniej próby korelacji transgranicznej podziałów stratygraficznych czwartorzędu i zasięgów zlodowaceń plejstocenijskich (por. Rühle, 1937b; Karaszewski i Rühle, 1976; Lindner i in., 2007), ale zazwyczaj oparte na arbitralnie przyjętych założeniach i wycinkowych badaniach geologicznych. Przeprowadzone w ostatnich latach polsko-białoruskie badania kompleksowe umożliwiły natomiast opracowanie wiarygodnej korelacji podziałów stratygraficznych czwartorzędu i zasięgów zlodowaceń plejstocenijskich dla przeważającej części pogranicza polsko-białoruskiego (por. Marks i Karabanov, 2011, 2017a–c).

Obecne opracowanie jest kolejnym etapem transgranicznej korelacji stratygraficznej osadów czwartorzędu i zasięgów zlodowaceń plejstocenijskich na podstawie kompleksowych badań geologicznych i geomorfologicznych. Przeprowadzono je w strefie pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego w ramach międzynarodowego projektu „Rewizja podziału stratygraficznego i zasięgów zlodowaceń plejstocenu środkowego na zachodnim Polesiu (pogranicze polsko-białorusko-ukraińskie)” (projekt 2017/27/B/ST10/00165), który został sfinansowany przez Narodowe Centrum Nauki w Polsce i był realizowany w latach 2018–2023.

Naukowym celem projektu była korelacja podstawowych jednostek stratygraficznych plejstocenu środkowego w Polsce, na Białorusi i Ukrainie z ich odpowiednikami w podziałach stratygraficznych Europy Zachodniej. Sekwencja osadów czwartorzędowych zachodniego Polesia jest bardzo zredukowana i dlatego istotne znaczenie miało wyznaczenie regionalnych poziomów przewodnich i opracowanie stanowisk stratotypowych. Jednym z priorytetów projektu była weryfikacja zasięgów zlodowaceń środkowoplejstocenijskich i określenie roli procesów glacialnych w przekształcaniu rzeźby krasowej w zachodniej części Polesia. Miąższość i geneza osadów czwartorzędowych i paleogeografia tego obszaru w plejstocenie zależały od rzeźby podłoża czwartorzędu, dlatego istotne było określenie jej wpływu na dynamikę lądolodu i charakter deglacjacji. Skutkowało to prawdopodobnie złożoną strukturą mas lodowych i rozwojem lobów lodowcowych, a także znalazło odzwierciedlenie w zróżnicowanej rzeźbie powierzchni terenu w części białoruskiej i ukraińskiej. Rola doliny Prypeci (Prypiati) jako

pradoliny była dotychczas rzadko wzmiankowana w regionalnej literaturze geologicznej i geomorfologicznej, a jej powstanie przypisywano odpływowi wód roztopowych lądolodu zlodowacenia odry do doliny Dniepru. W ramach projektu opracowano również dwie mapy w skali 1:250 000: „Mapę geologiczną pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy” i „Mapę geologiczną podłoża czwartorzędu pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy”.

W związku z pełnym pokryciem obszaru po stronie polskiej 12 arkuszami „Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000” (SMGP) oraz arkuszem Włodawa „Mapy Geologicznej Polski 1:200 000”, a po stronie białoruskiej i ukraińskiej przeglądowymi mapami geologicznymi w skalach 1:200 000 i 1:500 000, prowadzone prace geologiczne miały przede wszystkim charakter weryfikacyjny i koncentrowały się na badaniach kompleksowych prowadzonych w stanowiskach reperowych. Umożliwiły one przynajmniej częściowe zlikwidowanie najważniejszych rozbieżności w schematach stratygraficznych Polski, Białorusi i Ukrainy, co stanowi krok naprzód w korelacji jednostek glacialno-interglacialnych i kompleksów lessowo-glebowych w Polsce i na Ukrainie. Zweryfikowano pogląd o występowaniu osadów czterech zlodowaceń i zasięgach trzech lądolodów zlodowaceń środkowopolejstoceńskich wyróżnianych na zachodnim Polesiu. Przedstawione opracowanie stanowi przyczynek dla korelacji i ujednoczenia schematów ogólnoeuropejskich, a przede wszystkim pełniejszego powiązania podziałów stratygraficznych czwartorzędu Europy Środkowej i Wschodniej.



## 1. RZEŻBA TERENU

*Marcin Żarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Maksim Bahdasarau,  
Andriy Bogucki, Ivan Zalesky*

Zbadany obszar pogranicza Polski, Białorusi i Ukrainy należy do Polesia (Solon i in., 2018; Richling i in., 2021) i charakteryzuje się występowaniem równin sandrowych, jeziornych i aluwialnych z licznymi terenami podmokłymi i torfowiskami, a w południowej części – także z licznymi jeziorami. Jest to obszar z małymi deniwelacjami terenu, na którym lokalnymi dominantami krajobrazu są zdenudowane wysoczyzny polodowcowe. Zachodnią granicę obszaru Polesia stanowi rzeka Tyśmienica, a wschodnią – rzeka Dniepr (Dniپر). Osią morfologiczną Polesia na Białorusi i Ukrainie jest rzeka Prypeć (Prypiat) o długości 775 km, będąca dopływem Dniepru, który należy do zlewiska Morza Czarnego. Opracowany teren znajduje się w obrębie makroregionu Polesie Zachodnie w Polsce (Richling i in., 2021) oraz na obszarze Polesia Brzeskiego na Białorusi i Polesia Wołyńskiego w Ukrainie i Polsce.

Dolina Środkowego Bugu (Zachodniego Bugu na Ukrainie i Białorusi) przecina wszystkie makroregiony opracowanego terenu, który znajduje się głównie w dorzeczu Bugu, rzeki granicznej Polski z Białorusią i Ukrainą (fig. 1).

W skład Polesia Zachodniego wchodzi następujące mezoregiony fizycznogeograficzne: Zakłęśłość Łomaska, Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska (wcześniej określana jako Równina Parczewsko-Kodeńska), Zakłęśłość Sosnowicka, Garb Włodawski i Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie. Południową granicą Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, a zarazem Polesia Zachodniego, stanowią wzgórza zbudowane ze skał kredy górnej, należące do mezoregionu Pagóry Chełmskie. Najbardziej na północ wysuniętą częścią Pagórów Chełmskich jest Wał Uhurski. W obrębie omawianego obszaru na Polesiu Brzeskim (Białoruś) wyróżnia się Równinę Małorycką, a na Polesiu Wołyńskim (Ukraina) – Pojezierze Szackie.

Rzeźba Polesia Zachodniego, a także północnej części Polesia Wołyńskiego w granicach Polski ma układ równoleżnikowy – znajdują się tam wyniesienia Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej, Garbu Włodawskiego i Wału Uhurskiego, oddzielone obniżeniami doliny Krzyny (położonej na północ od granic obszaru opracowania), Zakłęśłości Sosnowickiej i obniżen w obrębie Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Decydującą rolę w ukształtowaniu rzeźby terenu odegrały procesy erozji i akumulacji zachodzące w czwartorzędzie oraz położenie stropu utworów kredy górnej. Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i Pojezierzu Szackim skały kredy górnej występują na powierzchni terenu, stanowiąc podłoże jezior i obniżen o genezie krasowej. Powierzchnia terenu obniża się z południa ku północy, od 213,6 m n.p.m. na Wale Uhurskim do 144 m n.p.m. w Zakłęśłości Sosnowickiej oraz 136,8 m n.p.m. w dolinie Bugu.



Fig. 1. Regiony fizycznogeograficzne na pograniczu polsko-białorusko-ukraińskim na numerycznym modelu terenu (opracowanie M. Pielach). Czerwoną linią przerywaną zaznaczono obszar mapy geologicznej w skali 1:250 000

Physico-geographical regions in the Polish-Belarusian-Ukrainian border area on the digital terrain model (prepared by M. Pielach). A geological map in scale 1:250,000 is indicated by red dashed line

**Zakłęśłość Łomaska** oraz północną część Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej pokrywa rozległy sandr, uformowany przez wody rzecznołodowcowe lądolodu zlodowacenia odry, którego czoło znajdowało się wówczas na linii Siedlce–Łosice–Sarnaki (por. Żarski, 2006, 2008, 2019; Hrynowiecka i in., 2019; Żarski i Kucharska, 2019). Wody były odprowadzane na wschód, na Polesie Brzeskie i Równinę Małorycką, dolinami Krzny, Żarnicy i Zielawy (fig. 1 i 11). Doliny tych rzek mają szerokie dna (do 1 km). Zakłęśłość Łomaska charakteryzuje się małymi deniwelacjami terenu, jej rozciągłość równoleżnikowa wynosi 47 km, a południkowa 31 km (Richling i in., 2021). Powierzchnia Zakłęśłości Łomaskiej, a także północnej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej wznosi się przeciętnie na wysokość 144–150 m n.p.m., natomiast dna dolin Zielawy i Żarnicy są położone na wysokości 138–142 m n.p.m. Północna część Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej jest rozcięta szerokimi dolinami, którymi obecnie płyną nieduże ciekły Czapelka, Olszanka i Grabar o rozciągłości równoleżnikowej oraz Zielawa i Lutnia o przebiegu południkowym. Południkowy kierunek dolin nawiązuje do starszych założeń morfologicznych, pochodzących prawdopodobnie ze zlodowacenia sanu 2. Cechą charakterystyczną tej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej, a w mniejszym stopniu także Zakłęśłości Łomaskiej, jest obecność płaskich ostańców wysoczyzny polodowcowej zdenudowanej, zbudowanych z glin lodowcowych oraz piasków i żwirów lodowcowych zlodowacenia sanu 2. Ich powierzchnie znajdują się na wysokości 150–152 m n.p.m. Pośród zdenudowanych wysoczyzn występują równiny niweofluwialne i niweolimniczne, zbudowane z piasków i mułków zlodowacenia wisły.

**Równinę Małorycką** na obszarze Białorusi pokrywa sandr o rozciągłości południkowej, o długości 60–70 km, związany z odpływem wód roztopowych w czasie postojów czoła lądolodu zlodowacenia odry w rejonie Brestu (Marks i in., 2018). Sandr rozprzestrzenił się około 40 km dalej na południe niż po stronie polskiej, a jego południową granicę wyznacza linia: Lipniki–Dubok–Nowojamnice, a więc przebiegająca na podobnej szerokości geograficznej jak Różanka na Garbie Włodawskim po stronie polskiej (fig. 1). Południowo-zachodnią granicę Równiny Małoryckiej wyznacza, położony na terytorium Białorusi, ostaniec wysoczyzny polodowcowej będący przedłużeniem Garbu Włodawskiego. Zdenudowane płyty wysoczyzny występują znacznie rzadziej na Równinie Małoryckiej niż na Zakłęśłości Łomaskiej czy w północnej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej.

Równina Małorycka jest w większości porośnięta lasem, a jej powierzchnia znajduje się na wysokości 149–160 m n.p.m. i zawiera bardzo liczne podmokłości i torfowiska. W środkowo-zachodniej części Równiny Małoryckiej znajdują się jeziora: Tajne, Białe (Białoye), Czarne (Czornoye) i Rogozińskie (Rogoznianskoye), których misy powstały wskutek procesów termokrasowych lub krasu zakrytego. Równina Małorycka jest zbudowana głównie z różnowiekowych serii osadów fluwioglacjalnych, ale miejscami występuje glina lodowcowa. Tym samym pod względem budowy geologicznej różni się od Zakłęśłości Łomaskiej i północnej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej, gdzie występują różnowiekowe serie lodowcowe, limnoglacjalne i fluwioglacjalne.

Środkową i południową część **Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej** stanowi płaska wysoczyzna polodowcowa zdenudowana, powstała po zaniku lądolodu zlodowacenia sanu 2, porozcinana szerokimi obniżeniami będącymi drogami odpływu wód fluwioglacjalnych tego

ładolodu. Obecnie są to równiny niweolimniczne bądź dna dolin Zielawy, Muławy, Żyławy i Grabarki. Takie niżej położone obszary oddzielają izolowane ostańce wysoczyznowe (tzw. wyspy wysoczyznowe): Podedwórze, Jabłonia, Horodyszczka, Góry Grabowskiej i Sosnowki. Ich powierzchnia jest płaska, jedynie z małymi deniwelacjami terenu. Powierzchnia ostańców wysoczyznowych znajduje się na wysokości 155–157 m n.p.m., a obniżeń na wysokości 152–153 m n.p.m. Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska nie ma odpowiednika geomorfologicznego po wschodniej stronie doliny Bugu (por. [fig. 1](#)).

Ostańce wysoczyznowe, na którym znajduje się morena czołowa Góry Grabowskiej, wyróżnia się pod względem hipsometrycznym. Jej kulminacja wznosi się na wysokość 196 m n.p.m., podczas gdy otaczająca ją wysoczyzna polodowcowa znajduje się na wysokości 163–170 m n.p.m., a więc wysokość względna moreny czołowej wynosi 25–30 m. Morena ta wyznacza najmłodszą fazę postojową ładolodu zlodowacenia sanu 2, którego wody roztopowe rozcięły wysoczyznę polodowcową. W ten sposób powstało szerokie, równoleżnikowe obniżenie **Zakłęsłości Sosnowickiej**, która nie ma odpowiednika geomorfologicznego po wschodniej stronie doliny Bugu. Zakłęsłość Sosnowicka rozciąga się z zachodu na wschód na 50 km, a z północy na południe na 24 km ([fig. 1](#)). Leży ona pomiędzy doliną Tyśmienicy na zachodzie a doliną Bugu na wschodzie. Zakłęsłość Sosnowicka jest płaską równiną niweofluwialną i niweolimniczną, o bardzo małych deniwelacjach i słabym odpływie. Osady drobnopiaszczyste (niweofluwialne) zajmują nieco wyższe położenie (1–2 m) względem osadów mułkowych (niweolimnicznych). Były one akumulowane przez przepływy niskoenergetyczne w młodszej części zlodowacenia wisły.

Poniżej tych drobnofrakcyjnych osadów budujących powierzchnię Zakłęsłości Sosnowickiej występują piaski i żwiry fluwiogłacjalne zlodowacenia sanu 2, a miejscami – utwory jeziorne interglacjału mazowieckiego. Powierzchnia Zakłęsłości Sosnowickiej znajduje się w północnej części na wysokości 152–155 m n.p.m., a przy granicy z Garbem Włodawskim na południu – 156–159 m n.p.m. Od północy Zakłęsłość Sosnowicka jest oddzielona od Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej łagodnym stokiem, o wysokości około 5 m.

Przez środkową część Zakłęsłości Sosnowickiej przepływają Zielawa i Kanał Wieprz–Krzna, a w północno-wschodniej części – rzeka Hanna. Na zachodzie, już poza obszarem opracowania, przepływa Piwonia. Na północy Zakłęsłości Sosnowickiej są usytuowane duże sztuczne zbiorniki wodne: Staw Mosty i Staw Zahajski, a na południu – kilkanaście stawów w okolicach Sosnowicy. Wokół stawów oraz u podnóża Garbu Włodawskiego rozwinęły się liczne torfowiska, a koło Stawu Mosty znajduje się rozległy obszar zabagnień porośnięty lasem Ochodża.

**Garb Włodawski** rozciąga się od Sosnowicy do Włodawy w Polsce, przez Priborovo i Ariekhovo na Białorusi, do miejscowości Rostan na Ukrainie. Ma przebieg równoleżnikowy i rozcina go dolina Bugu. Na Ukrainie Garb Włodawski wchodzi w skład Pojezierza Szackiego ([fig. 1](#)). Garb Włodawski rozciąga się z zachodu na wschód w granicach Polski na 35 km, a po wschodniej stronie Bugu – na około 15 km, z kolei jego szerokość z północy na południe po stronie polskiej wynosi 23 km (Richling i in., 2021), a po stronie ukraińskiej – 5–6 km. Jest on ostańcem wysoczyznowym, który powstał po zaniku ładolodu zlodowacenia sanu 2.

Od strony Zakłęsłości Sosnowickiej strop utworów mastrychtu podnosi się w podłożu Garbu Włodawskiego o 20–30 m, natomiast po jego południowej stronie, na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, strop skał mastrychtu leży wyżej, do wysokości 200 m n.p.m. Garb Włodawski nie stanowi elewacji osadów węglanowych mastrychtu i prawdopodobnie, tylko jego północna granica ma założenia tektoniczne. Powierzchnię Garbu Włodawskiego tworzy wysoczyzna polodowcowa zdenudowana, zbudowana głównie z glin oraz piasków i żwirów lodowcowych zlodowacenia sanu 2. W okolicy Suchawy, Adampola i Włodawy we wschodniej części Garbu występują powierzchnie sandrowe zbudowane z piasków i żwirów fluwioglacjalnych zlodowacenia sanu 2.

Szczytową partię Garbu Włodawskiego cechują powierzchnie rozległe i płaskie, natomiast stoki są długie i łagodnie nachylone, co świadczy o długotrwałych procesach denudacyjnych. Kulminacja Garbu Włodawskiego, będąca moreną czołową, znajduje się w jego zachodniej części w okolicy Marianki, gdzie wznosi się na wysokość 212,7 m n.p.m. W zachodniej części, w okolicy Turna, Pieszowoli i Holi Garb Włodawski ma wysokość 175–193 m n.p.m., w swojej środkowej części osiąga w okolicy Lubienia 185–190 m n.p.m. i w okolicy Wyrk 175–201 m n.p.m. Wschodnia część Garbu Włodawskiego leży na wysokości 172–180 m n.p.m. w okolicy Adampola, 165–170 m n.p.m. w okolicy Włodawy i 170–176 m n.p.m. w okolicy Różanki i Stawek. Po wschodniej stronie Bugu, w okolicy Priborova na Białorusi powierzchnia Garbu wznosi się na wysokości 169 m n.p.m., na Ukrainie w okolicy Rostani i Khripska na 180–192 m n.p.m. oraz koło Kamianki – 170–172 m n.p.m.

Szczytowe partie Garbu Włodawskiego są nadbudowane zdenudowanymi pagórkami moren czołowych, które w zachodniej części – pomiędzy Górkami, Pieszowolą, Marianką i Kamieniem – tworzą wyraźną strefę równoleżnikową. Najlepiej zachowane wzniesienia moren czołowych znajdują się koło Marianki, gdzie ich kulminacje sięgają 210–212 m n.p.m., a wysokości względne dochodzą do 10 m. Pojedyncze wzniesienia moren czołowych występują koło Lubienia, Nowego Brusy i Włodawy, gdzie wyznaczają kolejną strefę postojową łądolodu zlodowacenia sanu 2.

Drugi równoleżnikowy ciąg wzniesień moren czołowych znajduje się we wschodniej części Garbu Włodawskiego, począwszy od Kolonii Stawki poprzez Różankę, Priborovo na Białorusi oraz Rostan, Khripsk i Kamiankę na Ukrainie. Wysokość względna wzniesień wynosi od kilku do 10 m. Moreny te reprezentują prawdopodobnie tę samą fazę postojową łądolodu zlodowacenia sanu 2, która jest wyrażona morenami czołowymi w zachodniej części Garbu. Najbardziej na wschód znajdują się wzniesienia moren czołowych koło Oltusha (Białoruś), gdzie ich kulminacje mają wysokość 170–172 m n.p.m., a wysokości względne dochodzą do 10 m.

W okolicy Lubienia na powierzchni Garbu Włodawskiego rozciąga się wał wydmowy o długości kilku kilometrów i wysokości względnej kilku metrów. Ponadto w zachodniej i północno-zachodniej części Garbu, w okolicy Zamołodycz i Sosnowicy znajdują się wydmy paraboliczne, natomiast pola piasków przewianych wraz z wydmami występują w południowo-zachodniej części Garbu Włodawskiego w okolicy Lasku Bruskiego. Większe pola piasków eolicznych stwierdzono po wschodniej części doliny Bugu, a także w okolicy Ariekhova. Garb Włodawski po stronie polskiej jest przecinany dolinami, które prawdopodobnie w czasie zlodowacenia sanu 2 były rynnami subglacjalnymi: na zachodzie jest to dolina Ulianówki

i Krynicy, w środkowej części dolina bezimiennego cieką oraz we wschodniej dolina Hanki. Po stronie białoruskiej i ukraińskiej Garb Włodawski jest poprzecinany obniżeniami, co nadaje mu charakter izolowanych ostańców wysoczyznowych.

**Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie** jest położone pomiędzy Garbem Włodawskim na północy i Pagórami Chełmskimi na południu oraz doliną Tyśmienicy na zachodzie i doliną Bugu na wschodzie (fig. 1). Po wschodniej stronie Bugu odpowiada mu **Pojezierze Szackie**, które wchodzi w skład Polesia Wołyńskiego będącego częścią górnoprypeckiej niziny akumulacyjnej (Bogucki i in., 2003). Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie rozciąga się na 59 km z zachodu na wschód i 30 km z północy na południe (Richling i in., 2021). Bardzo dużą rolę w rzeźbie pojezierzy Łęczyńsko-Włodawskiego i Szackiego odegrało wysoko położone podłoże zbudowane z margli i kredy piszącej mastrychtu i kampanu.

Na pojezierzach Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim skały kredy górnej występują na powierzchni terenu bądź pod cienkim przykryciem osadów czwartorzędowych. Strop skał węglanowych kredy górnej na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim znajduje się na wysokości 150–210 m n.p.m., a w okolicy Shatska – powyżej 160 m n.p.m. (Bogucki i in., 2003).

W okolicy Szacka przebiega dział wodny pomiędzy dolinami Bugu i Prypeci, będący zarazem działem wodnym pomiędzy zlewiskami Morza Bałtyckiego i Morza Czarnego. Obszar ten, o wysokości 163–166 m n.p.m., nazwano szacką równiną wododziałową (Bogucki i in., 2003). Dolina Prypeci znajduje się na południe od obszaru wododziałowego, a jej szerokość wynosi  $2 \times 4$  km. Dolina jest zabagniona, wypełniona piaskami humusowymi, torfami i mułkami, a sama Prypec obecnie jest ujęta w kanał melioracyjny.

W wyniku degradacji wieloletniej zmarzliny pod koniec zlodowacenia wisły i na początku holocenu zostały uruchomione procesy krasowe, które przyczyniły się do powstania licznych lejów krasowych. Te z nich, które zostały wypełnione wodą, dały początek licznym jeziorom, będącym charakterystycznym elementem rzeźby terenu. Największe jeziora krasowe znajdują się na Pojezierzu Szackim, są to jeziora (fig. 43): Svitiaz (Świtaż) (o powierzchni 26 km<sup>2</sup> i głębokości 58,7 m), Pulemske (16,3 km<sup>2</sup> i 19 m), Luky (6,8 km<sup>2</sup> i 3,2 m), Lutsymer (4,3 km<sup>2</sup> i 12 m), Ostrivianske (2,57 km<sup>2</sup> i 3,8 m), PISOCHNE (1,86 km<sup>2</sup> i 7 m) i Krymne (1,44 km<sup>2</sup> i 6 m).

Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim największą powierzchnię ma jezioro Uściwierz (2,84 km<sup>2</sup>, głębokość 6,6 m). Najgłębsze jest jezioro Piaseczno (38,8 m), a następnie jeziora: Białe Włodawskie (33,6 m), Krasne (33 m), Rogoźno (25,4 m), Zagłębocze (25 m), Białskie (18,2 m) i Czarne Sosnowickie (15,6 m). Pozostałe jeziora są płytkie, o głębokości kilku metrów, i przeważnie wypełnione gytiami i mułkami, a miejscami torfami o miąższości powyżej 10 m.

Na pojezierzach Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim stwierdzono liczne leje krasowe oraz wertebry i uwały wypełnione osadami mineralnymi i organicznymi. Wertebry to zagłębienia bezodpływowe o urozmaiconym kształcie, natomiast uwały to połączone ze sobą systemy wertebów (Maruszczak, 1966). Do najczęstszych form krasowych na Pojezierzu Szackim, a także na całym Polesiu Wołyńskim zalicza się miseczkowate wertebry krasowe o średnicy 20–60 m oraz większe, o średnicy do 100–110 m (Bogucki i in., 2003). Zbocza wertebów mają długość 1–4 m i nachylenie 10–20°, a ich głębokość wynosi 0,5–2,0 m, miejscami dochodzi do 3,0–4,0 m. Dna wertebów są płaskie i bardzo często zabagnione (Bogucki i in., 2003).

Cechą charakterystyczną pojezierzy Łęczyńsko-Włodawskiego i Szackiego są rozległe równiny torfowe, składające się głównie z torfowisk niskich, wypełniające obniżenia terenu, w większości o genezie krasowej. Największym torfowiskiem jest Krowie Bagno (27 km<sup>2</sup>), położone w centralnej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Powierzchnia tego torfowiska leży na wysokości 166 m n.p.m., a na jego obrzeżeniach występują liczne wychodne margli i kredy piszącej mastrychtu górnego. Drugim co do wielkości torfowiskiem jest Bagno Bubnów (23,4 km<sup>2</sup>), a mniejszym Bagno Staw. Misami tych torfowisk są wypreparowane w stropie skał kredowych liczne leje krasowe wypełnione gytiami i torfami. Pomiędzy nimi występują garby zbudowane z utworów węglanowych mastrychtu górnego, które często stanowią „wyspy” w torfowiskach, np. na Krowim Bagnie. Równiny torfowe znajdują się koło jezior Uświerskich i Zagłębocze, koło Zenek, Andrzejowa i Woli Wereszczyńskiej w zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego oraz torfowiska Dekowizna i wokół jeziora Brudziniec we wschodniej części. Na Pojezierzu Szackim równiny torfowe rozciągają się wokół jezior szackich i w dolinie Prypeci. Pomiędzy torfowiskami i jeziorami na obu pojezierzach występują powszechnie równiny niweolimniczne i nieco wyżej położone równiny niweofluwialne ze zlodowacenia wisły, zbudowane z mułków i piasków drobnziarnistych. Najwyżej położone równiny, na wysokości 165–175 m n.p.m., mogły powstać podczas zlodowacenia odry (prypeci/dniepru).

Równiny sandrowe znajdują się w południowo-wschodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Sandry zostały uformowane w wyniku akumulacji osadów piaszczysto-żwirowych przez wody roztopowe lądolodu zlodowacenia sanu 2. Powierzchnia równin sandrowych znajduje się na wysokości 175–185 m n.p.m.

W sąsiedztwie Bagna Bubnów i Bagna Staw, w okolicy Karczunka i Wojciechowa, występują podłużne i kręte wzgórza zbudowane z piasków i żwirów fluwioglacjalnych. Wzgórze w Karczunku, położone między Bagnem Bubnów i Bagnem Staw, ma wysokość 10–13 m, a jego powierzchnia wznosi się na 185,0–193,9 m n.p.m. Takie wzgórza są ostańcami erozyjnymi, które powstały w wyniku nierównomiernej denudacji chemicznej utworów węglanowych (procesy krasowe). Podłużne wzgórza odzwierciedlają przebieg kopalnych rynien lodowcowych, wypełnionych mięszymi (około 40 m) utworami piaszczysto-żwirowymi (Pochocka-Szwarc, 2023a, b). W miejscu występowania rynien procesy krasowe nie zachodziły, w przeciwieństwie do obszarów przyległych, z wysoko zalegającymi skałami węglanowymi mastrychtu. Procesy denudacji chemicznej spowodowały obniżanie powierzchni osadów węglanowych mastrychtu i powstanie ostańca denudacyjnego w miejscu rynny (Pochocka-Szwarc, 2023a). W dotychczasowych opracowaniach (Buraczyński i Wojtanowicz, 1981a, b, 1982a, b), takie wzgórza kwalifikowano jako ozy lub kemy powstałe podczas zlodowacenia odry. Podłużne wzgórza będące ostańcami denudacyjnymi są powszechne we wschodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w okolicy Woli Wereszczyńskiej, Zabłocia, Sumina i Lejna (Kucharska, 2023b). Odzwierciedlają one przebieg kopalnych rynien lodowcowych, a ich powierzchnię pokrywają utwory niweofluwialne.

Na pojezierzach Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim występują ostańce zbudowane ze skał węglanowych kredy górnej. Jednym z nich jest Guz Andrzejowa na południowo-zachodnim obrzeżu Krowiego Bagna, a jego szczyt wznosi się na wysokość 189,6 m n.p.m. Na powierzchni

i częściowo na stokach Guza Andrzejowa występują liczne żwiry piaskowców kwarcyticznych o charakterystycznych wrzecionowatych kształtach, które są prawdopodobnie residuum po morskich osadach miocenu środkowego (sarmatu) (Pochocka-Szwarc, 2023a).

Równiny piasków eolicznych wraz z wydhami występują we wschodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego koło miejscowości Luta, Okuninka, Sobibór i Żłobek. Wysokość względna wydym dochodzi do 8 m. Na Pojezierzu Szackim równiny piasków eolicznych i towarzyszące im wydmy występują wokół jezior szackich, a także w dolinie Prypeci. Wydmy otaczające jeziora są od nich oddalone o 0,3–0,5 km i skierowane w kierunku ich linii brzegowej (Bogucki i in., 2003). Długość wydym wynosi 0,2–2,0 km, wysokość względna 5–10 m, a szerokość 100–200 m. Wydmy w dolinie Prypeci oraz w dolinach mniejszych, bezimiennych cieków są usytuowane równolegle do biegu rzek. Są to najczęściej wały wydymowe i wydmy paraboliczne o wysokości względnej około 10 m, miejscami do 25 m.

Większa część Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego jest objęta ochroną prawną. Znajdują się tu: Poleski Park Narodowy, Poleski Park Krajobrazowy, Sobiborski Park Krajobrazowy, Poleski i Chełmski Obszar Chronionego Krajobrazu oraz kilkanaście rezerwatów. Pojezierze Szackie jest objęte Szackim Parkiem Narodowym. Rezerваты biosfery Polesie Zachodnie w Polsce, Szacki Rezerwat Biosfery na Ukrainie i Polesie Nadbużańskie, będące częścią Polesia Brzeskiego na Białorusi; razem tworzą Transgraniczny Rezerwat Biosfery Polesie Zachodnie.

Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie graniczy na południu z mezoregionem **Pagóry Chełmskie** (fig. 1). Ich najbardziej na północ wysuniętą częścią jest **Wał Uhruski**, którego kulminacje sięgają do 213,6 m n.p.m. Jest on zbudowany z margli i kredy piszącej mastrychtu, a jego oś morfologiczna przebiega z zachodu na wschód. Na wschodzie wał opada ku dolinie Bugu stromą krawędzią o wysokości 40 m, w której stwierdzono wychodnie kredy górnej (Marszałek, 2001a, b). W szczytowych partiach jest nadbudowany zdenudowanymi pagórkami moren czołowych.

Wzgórza moren czołowych znajdujące się u podnóża Wału Uhruskiego tworzą ciąg równoleżnikowy: od Józefowa przez Petryłów do Serniaw i powstały podczas najstarszej fazy postojowej lądolodu zlodowacenia sanu 2 (Pochocka-Szwarc, 2023a, b). Koło Serniaw występuje kręty wał moreny czołowej o przebiegu z zachodu na wschód, o długości kilku kilometrów. Od północy otacza on Bagno Staw, a od południa kontaktuje się z kotlinowatym obniżeniem terenu, które rozdziela go od Wału Uhruskiego. Powierzchnia wału moreny czołowej wznosi się na wysokość 195–201 m n.p.m., a jego wysokość względna przekracza 10 m.

W Bagnie Staw, a także w obniżeniu na południe od wału moreny czołowej, na powierzchni terenu bądź w strefie przypowierzchniowej występują skały węglanowe mastrychtu, silnie zwietrzałe w stropie. Denudacja chemiczna spowodowała obniżenie ich powierzchni w stosunku do wału moreny czołowej, w którego podłożu procesy krasowe nie występowały. W efekcie nastąpiło wyekspozowanie moren czołowych i nadanie im świeżej rzeźby. Pod względem genetycznym są to ostańce erozyjne moren czołowej.

W izolowanych odsłonięciach w okolicy Macoszyna i Serniaw występują piaskowce i piaski miocenu środkowego, które wyznaczają północną granicę zasięgu morza sarmackiego miocenu środkowego (Pochocka-Szwarc, 2023a). Na południe od doliny Włodawki, a także



w okolicach Okuninki są obecne pokrywy piasków eolicznych wraz z wydmiami (Marszałek, 2001c; Pochocka-Szwarc, 2023b). Pagóry Chełmskie nie mają odpowiednika na Ukrainie.

**Dolina Środkowego Bugu (Zachodniego Bugu)** na obszarze opracowania osiąga długość około 100 km. Przecina ona wszystkie opisane mezoregiony fizycznogeograficzne Polski, Ukrainy i Białorusi (fig. 1) i podobnie jak cały obszar, obniża się z południa ku północy (o 25,2 m). Koryto rzeki znajduje się na wysokości około 162 m n.p.m. koło Woli Uhruskiej, a w północnej części terenu, koło Kostomłotów, na wysokości 136,8 m n.p.m. Na odcinku od Woli Uhruskiej do ujścia Włodawki dolina Bugu ma szerokość 5–7 km. We Włodawie dolina Bugu zwęża się do 1,5 km, ale za Włodawą aż do Kodenia rozszerza się do 3–4 km, a miejscami zwęża się do około 2 km na południe od Kodenia. W okolicy ujścia Hanny i koło miejscowości Domachevo szerokość doliny Bugu zwiększa się do 6 km. W odcinku przełomowym Kodeń–Okczyn ma zaledwie kilkaset metrów, ale dalej na północ ponownie rozszerza się do około 5 km. Skarpa doliny Bugu na południu osiąga wysokość 5–7 m.

Po obu stronach doliny Bugu pomiędzy Wolą Uhruską a Włodawą taras nadzalewowy (8–10 m, miejscami 4–6 m n.p. rzeki) jest bardzo dobrze wykształcony, a jego szerokość wynosi 0,5–2,0 km. Na odcinku Włodawa–Zabłocie taras nadzalewowy występuje w formie izolowanych ostańców pośród tarasów zalewowych. Powierzchnia tarasu nadzalewowego w południowej części doliny wznosi się na wysokość 170 m n.p. rzeki, a w północnej części koło Kostomłotów znajduje się na wysokości 140 m n.p.m. Taras nadzalewowy Bugu powstał w młodszej części zlodowacenia wisły (Marszałek, 2001a, b), kiedy Bug był rzeką roztokową.

W okolicach Sobiboru i Wołczyna na powierzchni tarasu nadzalewowego występują wydmy i równiny piasków eolicznych. Na Ukrainie, po wschodniej stronie doliny Bugu, wydmy występują na tarasie nadzalewowym, głównie w strefie przykrawędziowej, a ich dłuższa oś jest zorientowana zgodnie z kierunkiem biegu rzeki (Bogucki i in., 2003). Długość wydym wynosi 0,5–2,0 km, a wysokość względna przeciętnie 10–15 m, miejscami do 25 m. Krawędź o wysokości kilku metrów oddziela taras nadzalewowy od tarasu zalewowego wyższego.

Taras zalewowy wyższy wznosi się 2–4 m n.p. rzeki, a jego szerokość dochodzi do 2,5 km. Taras ten powstał w holocenie i jest zbudowany z dwóch serii: piasków i żwirów korytowych oraz nadległych mułków ilastych i piaszczystych pozakorytowych (mad ciężkich i lekkich). Na początku holocenu Bug zmienił rozwinięcie z roztokowego na meandrujące, co trwa do chwili obecnej. Na powierzchni tarasu zalewowego powszechnie występują starorzecza mokre i suche oraz paleomeandry, które są wypełnione osadami mineralnymi i biogenicznymi. Bezpośrednio w pasie przykorytowym Bugu występuje taras zalewowy niższy, wznoszący się 0,5–2,0 m powyżej poziomu rzeki. Budują go głównie piaski i żwiry z przewarstwieniami mułków. Na tarasie odsypy przykorytowe tworzą wzniesienia podłużne o kilkumetrowej wysokości. Odsypy są zbudowane głównie z piasków, a ich dłuższa oś jest równoległa do biegu rzeki.

Koryto Bugu osiąga szerokość około 50 m, a przeciętna głębokość rzeki w jej południowym odcinku wynosi 1,5–3,7 m (Bogucki i in., 2003). W wielu miejscach, m.in. w okolicy Suszna, Bug podcina brzeg i płynie bezpośrednio pod stromą krawędzią o wysokości 5 m.

## 2. BUDOWA GEOLOGICZNA

### 2.1. STRATYGRAFIA I UKSZTAŁTOWANIE PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

*Katarzyna Pochocka-Szwarc*

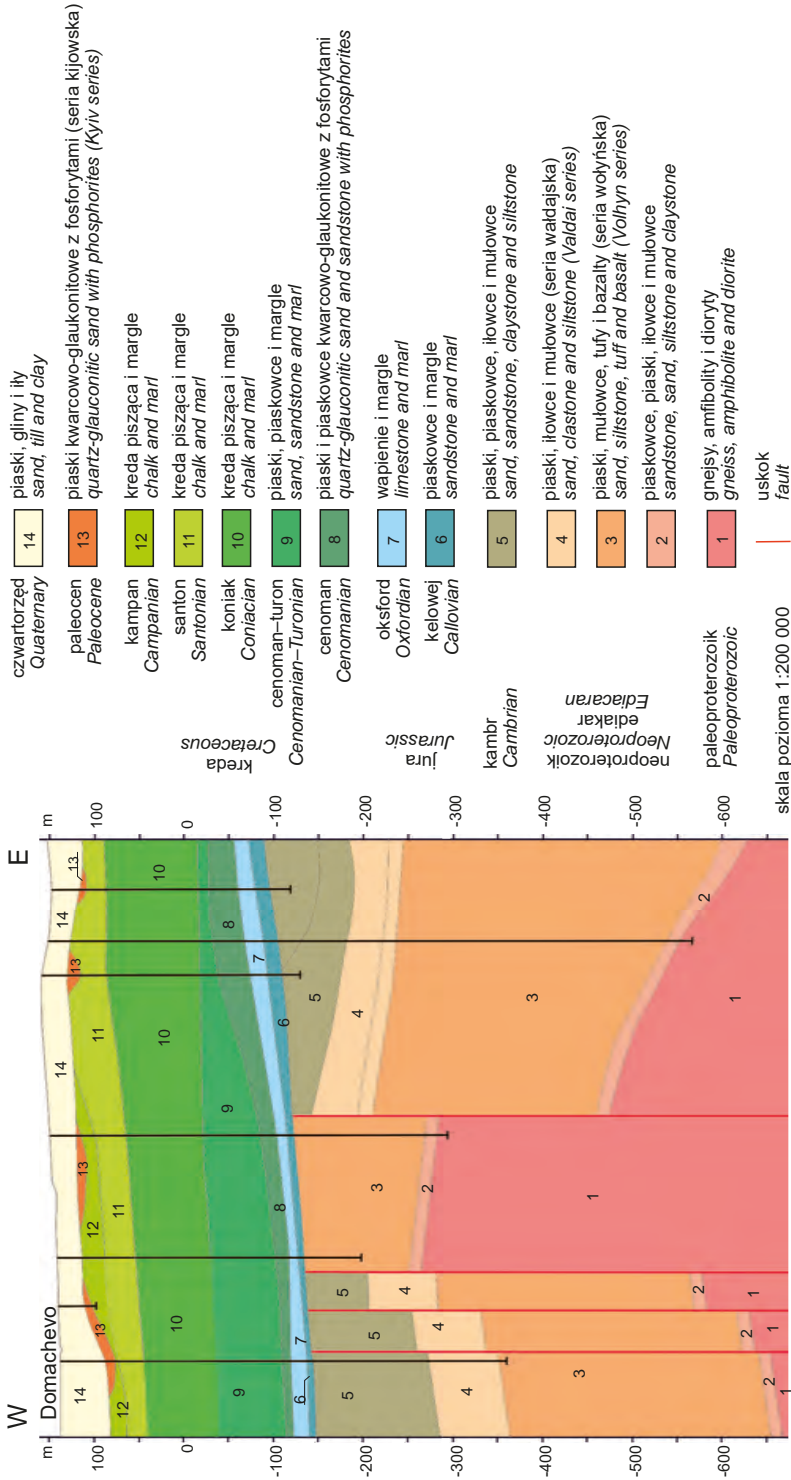
Budowę geologiczną Polesia Zachodniego rozpoznano na podstawie profili nielicznych otworów wiertniczych sięgających do podłoża krystalicznego, profilowań sejsmicznych programu Celebration 2000 (np. profil CEL05 w: Grad i in., 2006) oraz wyników badań fizykochemicznych i datowań izotopowych (Krzemińska i in., 2017) (fig. 2).

#### 2.1.1. Podłoże krystaliczne

Na omawianym obszarze skały krystaliczne występują na głębokości od 430,5 m (Wisznice IG 1), 451,7 m (Holeszów IG 1), 444,6 m (Holeszów IG 2) i 660,0 m (Wyhalew IG 1) do 1877,0 m (Kaplonosy IG 1).

Polesie Zachodnie znajduje się na zachodnim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej, w strefie szwu tektonicznego, który powstał w późnym paleoproterozoiku (1,79 Ga) w wyniku skośnej kolizji Sarmacji z Fennoskandią (Bogdanowa i in., 2015; Krzemińska i in., 2017; Narkiewicz, 2020). W obydwu skorupowych częściach platformy wyraża się to występowaniem w podłożu krystalicznym odmiennych i różnowiekowych skał oraz różną historią ich rozwoju, w przypadku zachodniej części Sarmacji sięgającą do ponad 2,0 Ga (Krzemińska i in., 2017; Narkiewicz, 2020). Na omawianym obszarze skłon platformy jest pocięty licznymi uskokami, które rozgraniczają powierzchnię zbudowaną ze skał krystalicznych i nadają platformowy (blokowy) charakter wglębnej budowie geologicznej.

Opisywany obszar leży w granicach jednostki tektonicznej określanej jako struktura zrębo-wa lubelsko-podlaska, obejmująca jednostki Sarmacji i Fennoskandii (Znosko, 1962, 1979; Żelichowski, 1972; Narkiewicz i in., 2015; Krzemińska i in., 2017; Mazur i in., 2017). Uskoki o rzutach 1–2 km dzielą strukturę lubelsko-podlaską na jednostki niższego rzędu: zapadliska i zręby. W granicach omawianego obszaru, po polskiej stronie, znajdują się zrąb łukowski i zapadlisko włodawskie rozdzielone uskokiem Hanny. Uskok ten (o kierunku NE–WSW) przebiega od miejscowości Hanna przy wschodniej granicy Polski przez Holeszów, Hołę, Sosnowicę i na północ od Orzechowa Nowego. Jego przedłużeniem na północny wschód jest uskoki Minska. Przyjmuje się, że jest to uskoki (strefa uskokiowa) o głębokich korzeniach, który ma odzwierciedlenie w obrazie sejsmicznym (Krzemińska i in., 2017). Uskok Hanny, podobnie jak inne uskoki, powstał już w proterozoiku i podlegał reaktywacji podczas kaledońskich i waryscyjskich ruchów górotwórczych, głównie w fazach bretońskiej i asturyjskiej. Charakter



**Fig. 2. Zrębowa budowa geologiczna ze zredukowaną miąższością utworów paleozoicznych; przekrój geologiczny na wschód od Domaczewa (Białoruś) (na podstawie Zubok i Talayko, 2015, zmodyfikowała K. Pochocka-Szwarc)**

Horst geological structure with a reduced sequence of the Paleozoic rocks; geological cross-section, east of Domachevo (Belarus) (based on Zubok and Talayko, 2015, modified by K. Pochocka-Szwarc)

zrębowy powierzchni stropowej podłoża krystalicznego występuje w zrębie łukowsko-ratnowskim, także na Białorusi i w zachodniej Ukrainie (Dobrowolski i Harasimiuk, 2002).

Skąły krystaliczne na zrębie łukowskim, po północno-zachodniej stronie uskoku Hanny, leżą płytko, na głębokości 430–660 m (otwory wiertnicze Wisznice IG 1, Wyhalew IG 1). W zapadlisku włodawskim, po południowo-wschodniej stronie uskoku, strop podłoża krystalicznego występuje od głębokości 1877 m (otwór Kaplonosy IG 1) do poniżej 3400 m (otwór Krowie Bagno IG 10, w którym nawiercono jedynie strop ediakarskiej pokrywy osadowej formacji sławatyckiej).

Skąły domeny fennoskandzkiej w tym rejonie mają wiek 1980–1860 Ma (Krzemińska i in., 2017). Są to sjenity, diorytoidy i gabroidy należące do pasma okołowsko-holeszowskiego. W zrębie łukowskim wiek krystalizacji skał magmowych określono metodą U-Pb na cyrkonach w profilach Holeszów IG 2 (głębokość poniżej 474 m) i Radzyń IG 1 (1718 m), odpowiednio na 1973 i 1880 Ma (Krzemińska i in., 2017).

Pasma okołowsko-holeszowskie, stwierdzone w podłożu krystalicznym na Białorusi, jest zbudowane z gnejsów, amfibolitów i granitoidów (fig. 2). Leżą one stosunkowo płytko, na głębokości 425–570 m, natomiast w zapadliskach strop skał krystalicznych znajduje się na głębokości około 1200 m (Zubok i Talayko, 2015).

Na południowy wschód od uskoku Hanny występują skąły krystaliczne należące do domeny sarmackiej pasma borysowsko-janowskiego (Krzemińska i in., 2017). Tworzą one najbardziej zewnętrzną, zachodnią część Sarmacji. W części ukraińskiej domenę sarmacką reprezentują granitoidy i dioryty należące do kompleksu osińskiego. Są to najstarsze skąły w północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego. W rejonie Shatska strop podłoża krystalicznego znajduje się na głębokości 1400 m, natomiast w rejonie doliny Bugu – na głębokości 2000 m (Bogucki i in., 2003). Skąły należące do domeny sarmackiej pasma borysowsko-janowskiego wydatowano na 1950–2000 Ma (Krzemińska i in., 2017).

W części ukraińskiej fundament krystaliczny stanowią skąły magmowe i metamorficzne proterozoiku dolnego, pocięte uskokami na niezależne bloki. Występują tam dwie strefy tektoniczne, które rozwinęły się w późnym proterozoiku. Są to strefa tektoniczna Midniwska, której południowa część przebiega wzdłuż linii Jezioro Pulemieckie–jeziora Piszczzańskie i dalej w kierunku Białorusi, oraz strefa wyzhivsko-minska, której północna część przecina Jezioro Zgorańskie (Bogucki i in., 2003). Obie strefy mają przebieg NE–SW, powstały w proterozoiku i wykazywały także późniejszą aktywność tektoniczną (Bogucki i in., 2003).

### 2.1.2. Pokrywa osadowa podłoża krystalicznego

Pokrywę osadową tworzą skąły klastyczne i wulkanogeniczne powstałe w strefie ryftowej w neoproterozoiku (fig. 2), a ich akumulacja trwała jeszcze w ediakarze (Paczeńska, 2014; Narkiewicz, 2020). Najstarsze utwory klastyczne reprezentuje silikoklastyczna formacja poleska (Areń, 1982), która powstała we wczesnym neoproterozoiku (Paczeńska i Poprawa, 2005). We wschodniej Polsce osiąga ona miąższość 60 m i stanowi zachodni fragment rozległego basenu sedymentacyjnego, którego centrum znajdowało się na terytorium Białorusi. Są to osady formacji gorbashovskiej i wołyńskiej na Polesiu Wołyńskim (Bogucki in., 2003) oraz serii białoruskiej na Białorusi.

W strefie zrębów profil utworów paleozoicznych jest znacząco zredukowany i przeważnie zawiera skały kambru i karbonu. W strefie zrębu łukowskiego utwory kambru występują bezpośrednio na zwietrzalej powierzchni krystalicznej, gdzie osiągają miąższość 50 m (strop na głębokości 610 m). W części ukraińskiej kambr reprezentuje seria svitazka, o stropie na głębokości około 400 m, wykształcona w postaci aleurytów i piaskowców. Udokumentowano ją w rejonie miejscowości: Pulmo, Ostrivia, Shatsk i Goyadin (Bogucki i in., 2003). Większą miąższość utworów kambru stwierdzono w strefie zapadlisk. Na Białorusi utwory kambru dolnego i środkowego mają miąższość 430 m, są pocięte uskokami i przykrywają serię poleską (Zubok i Talayko, 2015a, b). W zapadlisku włodawskim utwory kambru leżą bezpośrednio na podłożu krystalicznym, a ich miąższość wynosi 610 m.

Utwory ordowiku zachowały się w tylko w zapadlisku włodawskim, gdzie ich miąższość wynosi 67 m. Na Ukrainie ordowik udokumentowano w otworze wiertniczym w okolicach wsi Piszcz, gdzie miąższość skał dochodzi do 99,9 m (Bogucki in., 2003). Na Białorusi piaskowce i mułowce ordowiku wypełniają zapadliska i mają miąższość do 20 m. W sylurze w zapadlisku włodawskim były akumulowane mułowce margliste, iłowce i wapienie detrytyczne o miąższości 874 m. W części ukraińskiej sylur reprezentują margle przewarstwione wapieniami w rejonie Rostani, stanowiące bezpośrednie podłoże skał kredowych. Na Białorusi utwory syluru zachowały się w strefach rowów tektonicznych, a ich strop udokumentowano na głębokości 300–350 m (Zubok i Talayko, 2015).

Na przełomie ordowiku i syluru ponownie nasiliły się kaledońskie ruchy tektoniczne, które spowodowały powstanie tzw. antyklinorium szackiego. Utwory kambru, ordowiku i częściowo syluru zostały zaburzone, powstały również uskoki pulmowski i svtiazki (Bogucki i in., 2003), które były później reaktywowane w czasie orogenezy waryscyjskiej.

Utwory dewonu mają miąższość prawie 700 m w zapadlisku włodawskim. Przełom syluru i dewonu jest zapisany w serii węglanowo-terygeniczej, dokumentującej regresję morza. Dewońskie iłowce i łupki ilaste z przewarstwieniami wapieni, o miąższości do 114 m, występują na Ukrainie pomiędzy miejscowościami Pulemets i Rostan. W późnym dewonie, w czasie fazy bretońskiej waryscyjskich ruchów górotwórczych północno-zachodnia część Polesia Wołyńskiego została wyniesiona, w czego wyniku powstały wówczas liczne struktury tektoniczne, m.in. monoklina wołyńsko-podolska (Bogucki i in., 2003). Reaktywowane zostały także wcześniejsze uskoki, powstałe już w neoproterozoiku.

W strefie zrębu łukowskiego utwory starszego paleozoiku nie występują, co wynika z aktywności tektonicznej podczas orogenezy waryscyjskiej, w bretońskiej fazie górotwórczej, trwającej od późnego dewonu (famen) aż do wczesnego karbonu (wizen) (Żelichowski, 1984). W strefach zrębowych miąższość utworów paleozoicznych jest zredukowana, a luka stratygraficzna obejmuje okres od karbonu do jury górnej (fig. 2).

Podczas fazy bretońskiej deformacje miały charakter platformowy, praktycznie nie występowały struktury typu fałdowego (Żelichowski, 1972, 1974). W tym okresie uskok Hanny był reaktywowany. Ruchy górotwórcze podczas tej fazy dały początek strukturze paleozoicznej niecki nadbużańskiej (Stupnicka, 1989), która stała się głównym basenem akumulacji paralimnicznej podczas karbonu (Zdanowski, 2004).

W późnym westfalu, podczas fazy asturyjskiej waryscyjskich ruchów górotwórczych większość uskoków uległa odmłodzeniu (Żelichowski, 1972, 1974). W westfalu zachodziła również aktywność wulkaniczna, powstały tufy i diabazy. Podział strukturalny ukształtowany podczas młodszego paleozoiku nawiązuje do starszego układu blokowego, czyli z fazy bretońskiej. Powstały wówczas rozłamy tektoniczne i nowe struktury o kierunkach zgodnych ze starszymi, ukształtowały się podniesienie łukowsko-hrubieszowskie oraz rów lubelski (Stupnicka, 1989; Shulga i Zdanowski, 2007; Tomaszczyk i Jarosiński, 2017), który w większości jest wypełniony skałami karbonu.

Badany teren jest położony w obrębie młodopaleozoicznej struktury geologicznej – podniesienia łukowsko-hrubieszowskiego. Miąższość skał karbonu górnego, zawierających pokłady węgla kamiennego, zwiększa się ku południowemu zachodowi do około 760 m. W północnej i środkowej części omawianego obszaru miąższość utworów karbonu jest znacznie mniejsza i wynosi zwykle 250–300 m, a miejscami tylko kilkadziesiąt metrów. Serie skał karbońskich spoczywają bezpośrednio na zwietrzalej powierzchni podłoża krystalicznego tworzącej zrąb łukowski. We wczesnym karbonie na Ukrainie powstawały iłowce, łupki ilaste i piaskowce, które występują na zachód od Jeziora Pulemieckiego (Bogucki i in., 2003).

## Mezozoik

Profil mezozoiku rozpoczynają skały jury środkowej i górnej (fig. 2). Są to zlepińce, piaskowce i wapienie organodetrytyczne keloweju oraz wapienie organodetrytyczne i oolitowe oksfordu. Te morskie utwory jurajskie leżą na seriach paralimnicznych karbonu. Na Białorusi morskie utwory jury przykrywają skały kambru, a miejscami leżą na zwietrzalej powierzchni podłoża krystalicznego (Zubok i Talayko, 2015a, b), a więc luka stratygraficzna jest tam jeszcze większa.

Kreda dolna jest reprezentowana przez piaskowce glaukonitowe z fosforytami albu, osadzone w czasie transgresji morskiej (fig. 2). Występują one na całym obszarze i osiągają miąższość od kilku do 20 m. Profil kredy górnej reprezentują wszystkie ogniwa stratygraficzne tego piętra. Miąższość utworów kredy górnej wynosi 330–340 m w północnej części omawianego terenu i 450 m w południowo-zachodniej części. Kredową transgresję morską w Ukrainie i na Białorusi dokumentują utwory cenomanu i turonu. W mastrychcie morze wycofało się z obszaru Ukrainy ku zachodowi (Bogucki i in., 2003). Osady morskie od jury środkowej do kredy górnej zapadają pod kątem 1–2° ku SW, a miejscami zalegają poziomo (Pożaryski, 1974).

Podczas orogenezy alpejskiej omawiany obszar znajdował się w strefie oddziaływania naprężeń, które doprowadziły do rozwoju pionowych spękań ciosowych (Dobrowolski i Harasiemiuk, 2002). Aktywowane zostały starsze uskoki powstałe podczas orogenezy waryscyjskiej (fazy bretońska i asturyjska), co mogło doprowadzić do rozwoju liniowych stref osłabienia, wzdłuż których w czwartorzędzie powstały rynny subglacjalne i doliny. Zrąb łukowski podczas orogenezy alpejskiej podlegał kilkakrotnemu podnoszeniu (Żelichowski, 1972, 1974).

Utwory kredy górnej występują powszechnie w północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego (Ukraina). Zalegają one niezgodnie na starszych utworach paleozoicznych i zapadają pod małym kątem ku zachodowi, tworząc monoklinę w obrębie lwowsko-lubelskiego obniżenia

kredowego. W tym samym kierunku miąższość utworów kredy górnej zwiększa się do 850 m. We wschodniej części monokliny miąższość skał wynosi około 70 m. W kierunku zachodnim pojawiają się coraz młodsze piętra strukturalne kredy górnej. Według Boguckiego i innych (2003) utwory santonu odsłaniają się we wschodniej części omawianego terenu. Granica stratygraficzna między santonem a mastrychtem przebiega wzdłuż jezior Piszczzańskich i jeziora Luky, skręca w kierunku Shatska i kontynuuje się na południowy zachód. Według Rühlego (1948, 1961) w tym rejonie występują utwory kampanu. Wschodnie kredy na powierzchni terenu lub pod niewielkim przykryciem utworów kenozoiku są powszechne zarówno na Polesiu Wołyńskim, jak i na Polesiu Zachodnim (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie).

W okolicach Shatska na Polesiu Wołyńskim znajdują się niewielkie wychodnie kredy piszącej mastrychtu (Rühle, 1948, 1961). Miąższość pokrywy czwartorzędowej wynosi tu miejscami kilka metrów. W dnie jeziora Svitiaz (Świtaż) stwierdzono utwory mastrychtu i kampanu (Rühle, 1961). Wszystkie większe jeziora Pojezierza Szackiego występują w obrębie wzniesień – kulminacji powierzchni kredowej. Podobnie jest na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. Wschodnie kredy tworzą silnie zdenudowane ostańce, dobrze widoczne w terenie, np. Guz Andrzejowa o wysokości 189,6 m n.p.m. położony na południe od Krowiego Bagna. Wschodnie stropu powierzchni kredowej występują powszechnie w okolicach Hańska, Dubeczna, Wereszczyna i w Woli Uhruskiej (Marszałek, 2001b; Pochocka-Szwarc, 2023a, b; Kucharska, 2023b), gdzie tworzą urozmaiconą powierzchnię krasową z licznymi wertebami i uwałami. Na powierzchni terenu występują w postaci białokremowej zwietrzliny marglistej.

## Kenozoik

**Paleogen.** Na przełomie kredy i paleogenu nastąpiła zmiana sedymentacji węglanowej morskiej na regresywną terygeniczną. Odsłonięta wówczas powierzchnia węglanowych utworów kredowych była poddana erozji, intensywnemu wietrzeniu chemicznemu i rozwijały się na niej formy krasowe (Maruszczak, 1966; Harasimiuk, 1975). Powierzchnia terenu była prawdopodobnie równiną falistą, urozmaiconą formami krasu powstałymi w strefach wychodni margli i kredy piszącej. Dzięki temu strefy te były predysponowane do rozwoju obniżeń o charakterze kotlinowatym (Harasimiuk, 1975). Na taką powierzchnię wtargnęło morze w późnym eocenie i oligocenie.

Paleogen jest reprezentowany przede wszystkim przez utwory eocenu górnego i oligocenu, które występują wyspowo. Skały paleocenu zachowały się fragmentarycznie (fig. 2) tylko na obszarze Białorusi jako seria kijowska (Zubok i Talayko, 2015a, b). Na pozostałym obszarze nie udokumentowano osadów paleoceńskich.

Utwory eocenu to głównie mułki i piaski kwarcowe z glaukonitem. W Polsce na obszarze Zakłęsłości Sosnowickiej miąższość utworów eocenu wynosi do 10 m (Pochocka-Szwarc, 2023c, d). Osady eocenu wypełniają miejscami obniżenia w urozmaiconej powierzchni stropu kredy i występują wówczas na powierzchni terenu, np. na południowo-zachodnich stokach Garbu Włodawskiego (Pochocka-Szwarc, 2023a, b). Wietrzenie skał kredy w eocenie spowodowało powstanie ilów zielonkawobrunatnych o miąższości do 2 m (Harasimiuk, 1975). Na Ukrainie utwory eocenu górnego są znane jako formacja obuchowska, w której skład wchodzi

piaski kwarcowo-glaukonitowe z otoczkami krzemieni i fosforytów. Ich miąższość wynosi od 0,1 do 15,0 m (Bogucki i in., 2003). W osadach eocenu w Polsce i na Ukrainie występuje bursztyn (Kasiński, 2016).

W oligocenie nastąpiła krótkotrwała transgresja morska, podczas której były akumulowane piaski kwarcowe z glaukonitem i żwiry kwarcowe. Po regresji morza badany obszar stał się ponownie lądem. Miąższość oligocenu dochodzi do 40 m w południowej części Garbu Włodawskiego (Pochocka-Szwarc, 2023a, b). Osady eocenu i oligocenu trudno jest rozdzielić stratygraficznie ze względu na podobną litologię, dlatego są opisywane łącznie. Są to piaski drobno- i średnioziarniste glaukonitowe z fosforytami, niekiedy z cienkimi wkładkami ilów i mułków ciemnozielonych. Według Dobrowolskiego i Harasimiuka (2002) od późnego eocenu po środkowy oligocen zaznaczył się późnopaleogeński etap aktywności neotektonicznej, który wyraził się słabymi ruchami wznoszącymi w obrębie zachodniego skłonu tarczy ukraińskiej. W obrębie obszarów wyniesionych zachodziły procesy denudacyjne prowadzące do powstania rozległych równin denudacyjnych. Na obszarach, na których istniały ruchy obniżające, zachodziły procesy akumulacji (Dobrowolski i Harasimiuk, 2002).

**Neogen.** Na Polesiu stwierdzono występowanie utworów miocenu środkowego w facjach morskiej i lądowej. W obu przypadkach osady te zachowały się fragmentarycznie, często występują na powierzchni utworów kredy górnej lub osadów paleogenu i mają zróżnicowaną miąższość.

Facje morskie są wykształcone w postaci piasków kwarcowych i piaskowców żelazistych, silnie scementowanych i zaliczonych do formacji z Janowa (Piwocki, 2004; Huber, 2007; Pochocka-Szwarc, 2023a, b). Osady te zachowały się lokalnie i występują na powierzchni terenu w postaci ostańców, np. w okolicy Serniaw na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Pochocka-Szwarc, 2023a, b) i Macoszyna na południe od Sobiboru oraz w kilku profilach otworów odwierconych w rejonie doliny Bugu (Marszałek, 2001c). Wyznaczają najdalej na północ zachowany ślad ostatniej transgresji morskiej w sarmacie (Piwocki, 2004). Po regresji morza sarmackiego rozpoczął się okres lądowy, który miał decydujący wpływ na powstanie głównych elementów rzeźby. Erozja była słabsza w strefie występowania piaskowców, co doprowadziło do powstania form inicjalnych dla przyszłych ostańców widocznych w dzisiejszej rzeźbie (Harasimiuk, 1975).

Facje lądowe miocenu środkowego reprezentują akumulację w warunkach limniczno-bagiennych. Są to piaski kwarcowe, szaroczarne, często smugowane pyłem węgla brunatnego oraz ily zwarte brunatne, opisywane także jako czarne i smoliste. Największa udokumentowana miąższość miocenijskich serii limniczno-bagiennych wynosi 31 m (okolice Ortela Książęcego). Serie te udokumentowano w wielu otworach wiertniczych na różnej wysokości.

Ograniczone i fragmentaryczne występowanie osadów paleogenu i neogenu na Polesiu jest efektem procesów denudacyjnych i neotektonicznych. Doprowadziły one do powstania głównych założeń rzeźby Polesia Zachodniego (Maruszczak, 1966, 2001; Harasimiuk, 1975; Bogucki i in., 2003; Dobrowolski, 2006).

Etap późnooligocenijskiej-wczesnopliocenijskiej aktywności tektonicznej miał dominujący wpływ na kształtowanie się założeń morfostrukturalnych (Dobrowolski i Harasimiuk, 2002).



Miały miejsce ruchy wznoszące i obniżające oraz związane z nimi nasilenie tempa denudacji lub akumulacji. Jedynie na obszarze tarczy ukraińskiej cały czas zachodziły ruchy wznoszące. W tym czasie ukształtowały się regionalne jednostki neotektoniczne m.in.: podniesienie zachodnioukraińskie, antyklina prypecka, synekliza bałtycko-białoruska. W neotektonicznym etapie późnoneogeńsko-czwartorzędowym maksimum aktywności tektonicznej przypadają na schyłek pliocenu i początek plejstocenu (Dobrowolski i Harasimiuk, 2002). Ruchy wznoszące zachodziły głównie na obszarze podniesienia zachodnioukraińskiego, a obniżające m.in. na terenie antykliny prypeckiej. Według Dobrowolskiego i Harasimiuka (2002) istotną rolę w aktywności neotektonicznej opisywanego obszaru odgrywały kompensacyjne glacjaizostyczne ruchy skorupy ziemskiej związane z nasuwaniem się lądolodów. Najmłodszy, późnoplejstoceńsko-holocenijski etap ruchów neotektonicznych wyraził się podnoszeniem terenu południowego obrzeżenia Polesia oraz obniżaniem obszaru Polesia Brzeskiego i Wołyńskiego (Dobrowolski i Harasimiuk, 2002). Amplituda neotektonicznych ruchów podnoszących mogła wynosić nawet 280 m (Dobrowolski i Harasimiuk, 2002).

Można przyjąć, że od schyłku neogenu aż do plejstocenu glacialnego na omawianym obszarze dominowały procesy denudacji, z epizodami akumulacji lądowej. To powstałym w jej wyniku osadom należałoby przypisać rangę „preglacialnych” (Słodkowska i Kasiński, 2016). W tym okresie powstały główne elementy rzeźby podłoża podczwartorzędowego (Maruszczak, 1966, 2001). W preglacjale ówczesne rzeki erodowały wychodnie utworów neogenu, paleogenu i kredy oraz akumulowały osady piaszczysto-żwirowe.

## 2.2. STRATYGRAFIA I PALEOGEOGRAFIA CZWARTORZĘDU

*Marcin Żarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Anna Hrynowiecka, Leszek Marks, Maksim Bahdasarau, Andriy Bogucki, Ivan Zalesky*

Stratygrafię osadów czwartorzędowych określono na podstawie szczegółowych opracowań kartograficznych z obszaru Polski, a także Ukrainy i Białorusi oraz badań geologicznych wykonanych w stanowiskach reperowych. Podstawowe znaczenie dla korelacji stratygraficznej osadów czwartorzędu miały gliny lodowcowe oraz ich relacja do udokumentowanych paleobotanicznie osadów interglacjalów mazowieckiego/aleksandryjskiego, ferdynandowskiego/biaowieskiego i podlaskiego (por. [tab. 1](#)).

Miąższość osadów czwartorzędowych ([tab. 1](#)) wykazuje zależność od ukształtowania powierzchni podłoża oraz od dynamiki procesów zachodzących w czwartorzędzie. Maleje ona ku południowi, co jest związane z podnoszeniem się w tym kierunku powierzchni podłoża czwartorzędu, zbudowanej głównie ze skał kredy górnej. W Zakłęsłości Łomaskiej i na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej miąższość ta wynosi 30–40 m i tylko miejscami dochodzi do 60 m. Na Równinie Małoryckiej, do Domacheva na południu, miąższość osadów czwartorzędowych wynosi około 30 m, podobnie jak po obydwu stronach doliny Bugu na Garbie Włodawskim. Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, Garbie Uhruskim, Pojezierzu Szackim i Polesiu Wołyńskim występują liczne wychodnie skał kredy górnej, a kompleks utworów czwartorzędowych jest znacznie zredukowany do 20–30 m. Największą miąższość osadów czwartorzędowych stwierdzono na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej, Równinie Małoryckiej, Pojezierzu

Tabela/Table 1

**Korelacja stratygraficzna osadów czwartorzędu Polski, Białorusi, Ukrainy i Europy Zachodniej na podstawie: Makhnach i in. (2001, 2004), Lindner i in. (2004) i Zalesky i in. (2014), zmienione**  
 Stratigraphic correlation of Quaternary deposits of Poland, Belarus and Ukraine, based on” Makhnach *et al.* (2001, 2004), Lindner *et al.* (2004) and Zalesky *et al.* (2014), modified

System	Oddział	Pododdział	Europa Zachodnia	Polska	Białoruś	Ukraina	MIS	
Czwartorzęd	plejstocen	holocen	holocen	holocen	holocen	holocen	1	
		plejstocen górny	złodowacenie wisły	kompleks północnopolski	złodowacenie wisły	złodowacenie poozeria	złodowacenie wałdaja	2–5d
			interglacjał eemski		interglacjał eemski	interglacjał murawiński	pryluki	5e
		plejstocen środkowy	złodowacenie soławy (drenthe+ warthe)	kompleks środkowopolski	złodowacenie odry (odra+warta)	złodowacenie prypeci (dniapro+sozh)	złodowacenie dnepru	6–10
			interglacjał holsztyński		interglacjał mazowiecki	interglacjał aleksandryjski	interglacjał lichwiński	11
			złodowacenie elstery	kompleks południowopolski	złodowacenie sanu 2	złodowacenie berezyny	złodowacenie oki	12
			kompleks kromerski		interglacjał ferdynandowski	interglacjał białowieski	lubny	13–15
		złodowacenie sanu 1			złodowacenie narwi	sula	16	
		plejstocen dolny	kompleks bawelski	interglacjał podlaski	interglacjał (?) rużan	martonosha	17–21	
				złodowacenie nidy	złodowacenie (?) waręża	pryazovsk	22	
			kompleks pregłacjalny	poziomy kozienicki i krasnystawski	poziom homelski	shirokino	23–103	
						ilyichivsk		
						kryzhaniv		
						berezan		
		beregovo						
		siver						

MIS – morskie stadia izotopowe; kolor niebieski – złodowacenia, kolor czerwony – interglacjały

For English version of Table 1 see page 149 (Summary)

Szackim i Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim w kopalnych rynnach polodowcowych: rynnie ciągnącej się od miejscowości Hanna do Opoła na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej (powyżej 100 m) oraz w rynnach w Hvoznitsy (przekrój A–B) (114,7 m), Kodeńcu (81 m), Włodawie (68 m) i Orzechowie (76 m).

Czwartorzęd reprezentują osady kompleksu preglacjalnego, zlodowaceń: nidy, sanu 1/narwi, sanu 2/berezyń/oki, odry/prypeci/dniepru i wisły/poozieria/wałdaju, oraz interglacjałów: podlaskiego, ferdynandowskiego/białowieskiego, mazowieckiego/aleksandryjskiego/lichwińskiego, eemskiego/murawińskiego i holocenu (tab. 1).

Budowa geologiczna powierzchni terenu jest zróżnicowana równoleżnikowo. W północnej części Zakłęśłości Łomaskiej i Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej oraz na Równinie Małoryckiej dominują piaski i żwiry fluwioglacjalne zlodowacenia odry. Część środkowa i południowa Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej jest zbudowana głównie z osadów lodowcowych, limnoglacjalnych i fluwioglacjalnych zlodowaceń sanu 1 i sanu 2, przy czym osady tego drugiego zlodowacenia występują na powierzchni terenu.

Zakłęśłość Sosnowicką budują głównie dwie serie osadów fluwioglacjalnych zlodowaceń sanu 1 i sanu 2, a na powierzchni występują osady niweofluwialne i niweolimniczne, związane z upłynnianiem wierzchniej warstwy osadów wskutek sezonowego topnienia śniegu i wytapiańa przypowierzchniowej warstwy wieloletniej zmarzliny w czasie zlodowacenia wisły. Garb Włodawski budują przede wszystkim osady lodowcowe zlodowacenia sanu 1 i sanu 2, przy czym na powierzchni terenu stwierdzono gliny lodowcowe, żwiry i piaski lodowcowe oraz piaski i żwiry fluwioglacjalne zlodowacenia sanu 2.

Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskie i Szackie znajdują się w strefie występowania wychodni utworów kredy górnej, dlatego ten obszar jest predestynowany do rozwoju zjawisk krasowych. W rozległych nieckach krasowych utworzonych na powierzchni podłoża czwartorzędu zachowały się głównie osady fluwioglacjalne zlodowaceń sanu 1 i sanu 2, a miejscami także gliny lodowcowe. Powierzchnię terenu obu pojezierzy w większości budują osady niweofluwialne i niweolimniczne zlodowacenia wisły, z licznymi jeziorami krasowymi. W dolinie Bugu występują osady rzeczne interglacjału mazowieckiego, zlodowacenia wisły i holocenu.

### 2.2.1. Plejstocen dolny

**Kompleks preglacjalny** reprezentują piaski, żwiry i mułki stożków napływowych rzek płynących z południa (Lewiński, 1928) oraz mułki, ily i piaski pylaste jeziorne, rozpoznane jedynie w polskiej części pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego. W nieformalnym podziale litostratygraficznym osadów preglacjalnych w środkowej Polsce wyróżnia się serię kozienicką (Kosmowska-Ceranowicz, 1966) oraz na Wyżynie Lubelskiej serię krasnystawską (Mojski, 1964). Osady starszej serii kozienickiej były akumulowane w cyklach erozyjno-akumulacyjnych na wyżej położonych obszarach, a młodszej serii krasnystawskiej – w dolinach rzecznych.

Na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej w trzech otworach kartograficznych w rejonie Sławatycz (Zańków 1, Jabłeczna 2 i Jabłeczna 3) udokumentowano piaski, żwiry, mułki i ily rzeczne, które skorelowano z serią kozienicką (Małek, 2000a, b). Osady te leżą na utworach eocenu i oligocenu i występują na głębokości 19,15–22,25 m, a ich spąg znajduje się na wysokości

132,15 m n.p.m. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej dominują kwarcy i rogowce, bez domieszki materiału skandynawskiego. We frakcji piaszczystej w składzie minerałów ciężkich przeważają minerały odporne na wietrzenie, takie jak: staurolit, andaluzyt, topaz, granaty i dysten. W tych samych profilach na osadach rzecznych występują mułki, ropy i piaski jeziorne o miąższości około 8 m. Piaski odznaczają się znacznym stopniem eolizacji i zawierają fragmenty drewna i lignitu oraz porwaki osadów neogeńskich w postaci mułków i ropy silnie humusowych (Małek, 2000a), a analiza palinologiczna stropowej partii mułków jeziornych wskazała na roślinność charakterystyczną dla obszarów tundrowo-stepowych.

Utwory rzeczne o małej miąższości łączące skałach mastrychtu rozpoznano także w Zakłęsłości Sosnowickiej w Lubiczynie i na Garbie Włodawskim w okolicy Pasieki i Włodawy (Pochocka-Szwarc, 2023a–d; Marszałek, 2000, 2001c). Są to piaski różnoziarniste ze żwirami kwarcowymi i wkładkami ropy szarych.

Utwory rzeczne, które można korelować z serią krasnystawską, udokumentowano w profilach otworów wiertniczych w okolicach Wólki Wytyckiej, Kolonii Łomnicy, Wiązowca i Sumina na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Buraczyński i Wojtanowicz, 1981a, b). Są to ropy margliste szarobiałe z okruskami kredy i margli, obtoczonymi żwirkami kredowymi i domieszką żwirów skał krystalicznych o frakcji 1–5 cm, pochodzących prawdopodobnie z wychodni płyty wołyńskiej lub Tatr (Mojski, 2005). Osady te zaliczono do kompleksu pregla-cjalnego i interglacjału podlaskiego (Kucharska, 2023a).

### 2.2.2. Plejstocen środkowy

**Zlodowacenie nidy.** W stanowisku Tur na północny wschód od Shatska na Ukrainie w rynie kopalnej na głębokości 51,7–62,0 m stwierdzono piaski i mułki rzeczne zlodowacenia nidy (poziom przyazovsk wg Lindnera i in., 2007). W polskiej strefie pogranicza występują utwory fluwiogla-cjalne, glacialne i limnoglacialne tego zlodowacenia, ale zachowały się tylko fragmentarycznie i osiągają miąższość od kilku do kilkunastu metrów.

Profil osadów zlodowacenia nidy rozpoczynają piaski i żwiry fluwiogla-cjalne do lne (34)<sup>1</sup>, udokumentowane jedynie w otworach wiertniczych po zachodniej stronie doliny Bugu. Leżą one bezpośrednio na marglach i kredzie pisaćcej mastrychtu, rzadziej na utworach paleogenu i neogenu oraz są przeważnie przykryte glinami lodowcowymi zlodowacenia nidy. W Zakłęsłości Łomaskiej i na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej między Ortelem Królewskim a Rossoszem osiągają miąższość 1,0–10,0 m. Piaski są słabo i bardzo słabo wysortowane, a w składzie minerałów ciężkich występują granaty, amfibole, turmaliny i staurolity (Albrycht, 2002a, b). W otworach wiertniczych w Horostycie i Wyrkach na Garbie Włodawskim na głębokości 20 i 45 m stwierdzono piaski ze żwirami zlodowacenia nidy, leżące na utworach mastrychtu (Żarski i Morawski, 2018, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023c, d). Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, w otworach wiertniczych Sosnowica, Gatyski, Kulczyn i Wojciechów, na skałach mastrychtu leżą osady piaszczysto-żwirowe o miąższości kilku metrów

<sup>1</sup> W nawiasie podano numer wydzielenia na „Mapie geologicznej pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000”.

(Pochocka-Szwarc, 2023c). W Sosnowicy osady fluwioglacjalne odwiercono na głębokości 25–35 m.

Gliny lodowcowe (33) zlodowacenia nidy występują fragmentarycznie po stronie polskiej, a ich miąższość wynosi od kilku do 10,0 m. Jedynie w Szumince na północ od Włodawy pakiet glin lodowcowych zlodowacenia nidy ma miąższość 25 m (Mojski i Trembaczowski, 1974, 1975), prawdopodobnie wskutek deformacji glaciektonicznych, ale pozycja stratygraficzna tych glin jest niepewna i mogą one jednak reprezentować zlodowacenie sanu 1 lub sanu 2. Na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i w Zakłęsłości Łomaskiej pomiędzy Ortelem Książęcym a Rossoszem udokumentowano gliny lodowcowe o miąższości 8 m (Albrycht, 2002a, b). Stanowią one trzeci poziom glin lodowcowych zalegających poniżej osadów jeziornych interglacjalnego mazowieckiego (Albrycht i in., 1995; Skompski, 1994; Szymanek i Bińka, 2005), odpowiadający zlodowaceniu nidy. Współczynniki petrograficzne<sup>2</sup> O/K–K/W–A/B żwirów o frakcji 5–10 mm dla glin lodowcowych pobranych z otworów kartograficznych w Kodeńcu (głęb. 51,0–53,9 m) mają wartości 1,0–1,13–0,82 (Dolecki i in., 1990a, b; Pochocka-Szwarc, 2023c), co odpowiada litotypowi glin zlodowacenia nidy w dorzeczu Wisły (Lisicki, 2003). W głębokich rynnach subglacjalnych wyerodowanych w podłożu lądolodu (np. w rynnach Opole–Hanna, Kodeniec–Lubiczyn i Karczunek–Wojciechów) piaski i żwiry fluwioglacjalne górne (32), występujące na głębokości 50–100 m, były akumulowane bezpośrednio na skałach kredy górnej. Miąższość tych osadów wynosi do 25 m. Piaski i żwiry fluwioglacjalne były ponadto osadzane przez rzeki roztokowe w strefie proglacjalnej, m.in. na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim w okolicach Kołacz, Starzyny, Luty i Brusa (Pochocka-Szwarc, 2023a–d). W profilu otworu w Brusie piaski i żwiry fluwioglacjalne o miąższości 9,3 m są podścielone glinami lodowcowymi zlodowacenia nidy.

Piaski i mułki limnoglacjalne były akumulowane w zastoiskach przed czołem lądolodu. Zostały rozpoznane jedynie po stronie polskiej, w kilku profilach otworów wiertniczych. W Kodeńcu są to piaski drobnoziarniste i pyłowate występujące na głębokości 46,0–49,0 m, natomiast w Szumince nad gliną lodowcową zlodowacenia nidy leżą mułki o miąższości 10 m (Mojski i Trembaczowski, 1974, 1975).

**Interglacjal podlaski.** Piaski, żwiry i mułki rzeczne interglacjalnego podlaskiego (por. tab. 1) stwierdzono po polskiej stronie omawianego obszaru. Kopalną dolinę rzeczną o przebiegu równoleżnikowym rozpoznano w Zakłęsłości Łomaskiej w okolicy Ortela Książęcego (Małek i in., 2001a, b). Jest ona wypełniona słabo i średnio wysortowanymi piaskami i żwirami o miąższości do 24 m, a ziarna kwarcu są dobrze obtoczone, co jest charakterystyczne dla osadów rzecznych. W żwirach przeważa materiał skandynawski z domieszką margli kredy górnej (Małek i in., 2001a, b).

Piaski rzeczne interglacjalnego podlaskiego rozpoznano także na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, gdzie wypełniają niektóre rynny polodowcowe, m.in. w okolicach Orzechowa Starego, Woli Wereszczyńskiej i jeziora Zagłębocze (Kucharska, 2023b). W stanowisku Zagłębocze seria piasków rzecznych o miąższości 15 m leży na zwietrzelinie margli i kredy piszącej

---

<sup>2</sup> Współczynniki petrograficzne omówiono w rozdziale 3.1.3.

mastrychtu, a w składzie minerałów ciężkich dominują granaty (36–49%) z dużym udziałem minerałów odpornych na niszczenie (turmalin, staurolit i cyrkon), co jest charakterystyczne dla osadów rzecznych.

Mułki, ropy, torfy, gytie i piaski jeziorne (31) interglacjału podlaskiego stwierdzono w profilach kilku otworów wiertniczych. W Ortelu Książęcym na osadach rzecznych występują mułki ze smugami substancji organicznej. Miąższość mułków wynosi kilka metrów (Małek i in., 2001a, b). W profilu otworu kartograficznego Różanka na Garbie Włodawskim na głębokości 14,4–22,4 m na osadach eoceńsko-oligocenijskich leżą mułki i ropy jeziorne (Marszałek, 2000, 2001c), a ich analiza palinologiczna wykazała spektrum pyłkowe klimatu umiarkowanie ciepłego z pyłkiem *Pinus*, *Betula*, *Alnus* i *Quercus*, sporomorf *Selaginella selaginoides* (charakterystycznej dla klimatu zimnego) i domieszką taksonów neogenijskich (Obarska, 1996), co wskazuje na redepozycję. Osady jeziorne interglacjału podlaskiego rozpoznano również na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim w otworach wiertniczych Orzechów Stary i Wiązowiec (Kucharska, 2023b). W Orzechowie Starym utwory jeziorne znajdują się na głębokości 24,1–30,1 m, leżą na marglach mastrychtu i są przykryte osadami fluwioglacjalnymi zlodowacenia sanu 1. W Wiązowcu utwory jeziorne o miąższości kilku metrów występują pomiędzy piaskami i żwirami preglacjalnymi a glinami lodowcowymi zlodowacenia sanu 1 (Kucharska, 2023a).

W profilu otworu wiertniczego Tur na Ukrainie na głębokości 46,5–51,7 m rozpoznano mułki i piaski jeziorne poziomu martonosha (por. Lindner i in., 2007). Badania palinologiczne wykazały obecność pyłku *Pinus*, *Betula* i *Quercus* (Yelovicheva, 2003), co wskazuje na klimat umiarkowanie ciepły. Spektra pyłkowe w Turze i Różance (Obarska, 1996; Yelovicheva, 2003) mają charakter interglacjalny i są do siebie podobne.

**Zlodowacenie sanu 1/narwi.** Osady tego zlodowacenia są dobrze udokumentowane licznymi wierceniami na Garbie Włodawskim, Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i w Zakłęsłości Łomaskiej. W Zakłęsłości Sosnowickiej występują głównie osady fluwioglacjalne tego zlodowacenia. W profilu otworu wiertniczego Tur na Ukrainie stwierdzono osady fluwioperyglacjalne, korelowane ze zlodowaceniem sanu 1 (Lindner i in., 2007).

Piaski i żwiry fluwioglacjalne dolne (30) wypełniają dolne i środkowe części kopalnych rynien lodowcowych, powstałych podczas zlodowacenia nidy. Miąższość osadów wynosi od kilkunastu do 37 m. Osady te udokumentowano w rynnie polodowcowej w Opolu (przekrój A–B), gdzie leżą na piaskach i żwirach fluwioglacjalnych górnych zlodowacenia nidy i są przykryte glinami lodowcowymi zlodowacenia sanu 1. Piaski i żwiry wypełniają część rynny lodowcowej w profilu otworu wiertniczego Orzechów IG 1 na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (głęb. 32–69 m, miąższość 37 m) (Kucharska, 2023a). Nad nimi, do powierzchni terenu występują różnowiekowe serie piaszczyste. Piaski i żwiry fluwioglacjalne o miąższości kilkunastu metrów stwierdzono także w kopalnej rynnie polodowcowej w Wiązowcu (Kucharska, 2023a). Cechuje je słabe obtoczenie ziaren kwarcu i wysoka węglanowość (do 25%). W składzie minerałów ciężkich dominują granaty (40%), przy wysokim udziale amfiboli (17%). W Zakłęsłości Łomaskiej i na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej, np. w rejonie Dubowa, na marglach mastrychtu powstały rozległe poziomy sandrowe zbudowane

z piasków i żwirów o miąższości do 20 m (Albrycht, 2002a, b). W Huszcy, Chotyłowiu i Ortelu Książęcym pod glinami lodowcowymi zlodowacenia sanu 1 udokumentowano wierceniami występowanie piasków fluwioglacjalnych o miąższości 2–8 m (Małek i in., 2001a, b).

Przed czołem lądolodu zlodowacenia sanu 1 powstawały nieduże zastoiska, w których były akumulowane iły, mułki i piaski zastoiskowe dolne (29). Stwierdzono je m.in. w profilach otworów wiertniczych w Ortelu Książęcym, Rossoszu i Krzywówłce w Zakłęsłości Łomaskiej i na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej, gdzie mają miąższość 3–10 m (Małek, 2000a, b; Małek i in., 2001a, b; Albrycht, 2002a). W Rossoszu utwory zastoiskowe znajdują się pomiędzy glinami lodowcowymi zlodowaceń nidy i sanu 1, a w Ortelu Książęcym – poniżej glin lodowcowych zlodowacenia sanu 1. W Krzywówłce mułki, iły i piaski leżą na osadach eoceńsko-oligocieńskich i są przykryte gliną lodowcową zlodowacenia sanu 1. Osady zastoiskowe o kilkumetrowej miąższości udokumentowano również na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim w Karczunku, Gatyskach i Kulczynie (Pochocka-Szwarc, 2023c).

Gliny lodowcowe (28) zlodowacenia sanu 1 tworzą ciągłe poziomy litostratygraficzne na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i Garbie Włodawskim. W Zakłęsłości Sosnowickiej, na Równinie Małoryckiej i Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim gliny te występują głównie w kopalnych rynnach lodowcowych. W Zakłęsłości Sosnowickiej glinę lodowcową zlodowacenia sanu 1 stwierdzono w rynnach polodowcowej na głębokości 45,4–46,0 m w Kodeńcu i 31–43 m w Dębowej Kłodzie, a jej spąg leży odpowiednio na wysokości 111 i 113 m n.p.m. (Pochocka-Szwarc, 2023c). W Rossoszu, w północnej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej, gliny lodowcowe zlodowacenia sanu 1 są drugim poziomem glacialnym leżącym poniżej udokumentowanych paleontologicznie osadów interglacjalnego mazowieckiego, a ich miąższość wynosi do 24 m (Albrycht, 2002a, b).

W otworze kartograficznym w Sosnowicy, w północnej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, glinę lodowcową zlodowacenia sanu 1 o miąższości 6,7 m stwierdzono pod udokumentowanymi palinologicznie osadami interglacjalnego ferdynandowskiego, a jej spąg leży na wysokości 137,5 m n.p.m. (Janczyk-Kopikowa, 1984, 1991b; Dolecki i in., 1987, 1990a; Pochocka-Szwarc, 2023c). W profilu otworu kartograficznego Brus 1 glina lodowcowa zlodowacenia sanu 1 występuje na głębokości 41,3–41,8 m, w pozycji drugiego poziomu gliny lodowcowej poniżej udokumentowanych palinologicznie osadów interglacjalnego mazowieckiego (Buraczyński i Wojtanowicz, 1982a, b; Pidek, 2003; Hrynowiecka i Pidek, 2017; Pochocka-Szwarc, 2023a).

Gliny lodowcowe zlodowacenia sanu 1, o miąższości od kilku do 10 m, udokumentowano w południowej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w otworach wiertniczych w Zienkach, Woli Wereszczyńskiej i Urszulinie (Kucharska, 2023a). Gliny te wypełniają nieckowate obniżenia krasowe, wypreparowane w osadach węglanowych mastrychtu. Gliny lodowcowe zlodowacenia sanu 1 o miąższości od kilku do kilkunastu metrów rozpoznano także na Garbie Włodawskim w otworach wiertniczych, m.in. w Lubieniu, Kapłonosach, Górkach, Turnie i Holi (Żarski i Morawski, 2018, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023c). Spąg tych glin leży przeważnie na wysokości 160–170 m n.p.m., na marglach i kredzie piszącej mastrychtu, piaskach i mułkach eocenu i oligocenu oraz na piaskach miocenu środkowego. W okolicach Górek, Marianki i Zamłodycz gliny te są zaburzone glacictektonicznie (Pochocka-Szwarc, 2023c).

Tabela/Table 2

**Współczynniki petrograficzne żwirów frakcji 4–10 mm z glin lodowcowych zlodowacenia sanu 1**  
 Petrographic coefficients of gravels 4–10 mm from tills of the San 1 Glaciation

Stanowisko (nr wiercenia na arkuszu SMGP) <i>Site (borehole no., Detailed Geological Map of Poland)</i>	Współczynniki petrograficzne <i>Petrographic coefficients</i>			Autor opracowania <i>Author</i>
	O/K	K/W	A/B	
Matiaszówka (3) * Motwica (6)*	0,96 0,74	1,23 1,48	0,70 0,63	Wodyk (2000)
Sosnowica (50;47) ** Horostyta (32) ***	1,17 0,73 0,79	1,02 1,80 1,45	0,86 0,48 0,66	Dolecki i in. (1990a), Pochocka-Szwarc (2020)
Górki (5) *** Jamniki 12 (10) ** Kol. Łomnica 13 (11) ** Kaniwola 9 (28) ** Sumin 25 (33) **	0,8 1,0 0,9 0,9 1,0	1,5 1,1 1,2 1,4 1,1	1,1 0,8 0,8 0,7 0,8	Buraczyński i in. (1981), Kucharska (2019)
Brus 1 (15) **	0,94	1,2	0,73	Buraczyński i Wojtanowicz (1981), Pochocka-Szwarc (2019)
Józefów 1 (45) **	0,97	1,27	0,67	Marszałek (2001a)

\* Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska, \*\* Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, \*\*\* Garb Włodawski

Z wybranych rdzeni wiertniczych wykonano analizę petrograficzną żwirów pozyskanych z glin lodowcowych. Wartości współczynników petrograficznych są jednorodne i świadczą o przewadze skał krystalicznych nad wapieniami paleozoicznymi i o domieszcze skał lokalnych (tab. 2), co odpowiada wartościom współczynników regionalnych dla glin zlodowacenia sanu 1 w dorzeczu Bugu (litotyp e2: 0,9–1,4–0,7 wg Lisickiego, 2003). Jedyne wartości dla górnego poziomu gliny lodowcowej z Sosnowicy różnią się od charakterystyki petrograficznej litotypu regionalnego, co może wynikać z nadreprezentatywności wapieni paleozoicznych w danej próbce.

Piaski i żwiry fluwioglacjalne górne (27) budują rozległe sandry lub wypełniają rynny kopalne. Piaski i żwiry fluwioglacjalne górne występują w Zakłęsłości Sosnowickiej, na niższej wschodniej części Garbu Włodawskiego, na Pojezierzu Szackim i w zachodniej części Równiny Małoryckiej (przekroje geologiczne: A–B, C–D – tabl. I i E–F – tabl. II). Spąg utworów fluwioglacjalnych w Zakłęsłości Sosnowickiej znajduje się na wysokości 125–130 m n.p.m., a na Polesiu Wołyńskim na około 140 m n.p.m. Zakłęsłość Sosnowicka, położona między Garbem Włodawskim i Wysoczyzną Parczewsko-Kodeńską, stanowiła strefę odpływu wód fluwioglacjalnych w kierunku Polesia Wołyńskiego i Polesia Brzeskiego. Rozciągłość równo-



leżnikowa tych osadów sięga kilkudziesięciu kilometrów, a południkowa – około 20 km. Piaski i żwiry fluwioglacjalne udokumentowano w licznych otworach wiertniczych (Żarski i Morawski, 2018, 2019; Belaya, 2014; Zubok i Talaiko, 2015a; Pochocka-Szwarc, 2023c). Osady fluwioglacjalne mają miąższość kilkunastu metrów i przeważnie leżą na utworach mastrychtu, a w okolicy Svitiazi na marglach i kredzie piszącej kampanu. W Zakłęsłości Sosnowickiej piaski i żwiry fluwioglacjalne występują miejscami na utworach eocenu i oligocenu oraz lądowego miocenu środkowego. Ponad osadami fluwioglacjalnymi zlodowacenia sanu 1 znajduje się seria piasków i żwirów fluwioglacjalnych górnych zlodowacenia sanu 2 i jedynie w okolicach doliny Prypeci (Prypiati) (przekrój A–B) występuje kilkumetrowa seria piasków rzecznych interglacjału białowieskiego/ferdynandowskiego, która rozdziela obie serie fluwioglacjalne. W Zakłęsłości Łomaskiej i na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej osady fluwioglacjalne wypełniają kopalne rynny lodowcowe w Ortelu Królewskim, Rossoszu, Podedwórzcu i Opolu (Dolecki i in., 1990a, b; Małek i in., 2001a, b; Albrycht, 2002a, b). Piaski i żwiry w Rossoszu i Opolu mają odpowiednio miąższość 40 i 20 m, a ich spąg znajduje się na wysokości około 72 i 110 m n.p.m. Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim osady fluwioglacjalne wypełniające kopalną rynnę lodowcową w Karczunku mają miąższość 34 m (Pochocka-Szwarc, 2023a).

W północno-zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego występują kilkumetrowe kopalne, nieckowate obniżenia krasowe, wypreparowane w stropie skał mastrychtu i wypełnione piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi oraz osadami glacialnymi, miejscami zastoiskowymi, zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 (Kucharska, 2023a, b). Utwory fluwioglacjalne górne zlodowacenia sanu 1 o miąższości od kilku do 10 m udokumentowano otworami wiertniczymi w okolicy Orzechowa Starego, Woli Wereszczyńskiej i Zienek (Kucharska, 2023a). W dwóch ostatnich stanowiskach piaski i żwiry fluwioglacjalne rozdzielają gliny lodowcowe zlodowaceń sanu 1 i sanu 2. Na Garbie Włodawskim piaski i żwiry fluwioglacjalne górne rozpoznano jedynie w kilku profilach, m.in. w Lasku Bruskim (Pochocka-Szwarc, 2023a) i Górkach (Kucharska, 2023a), gdzie występują pomiędzy glinami zlodowaceń sanu 1 i sanu 2.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe górne (26) były akumulowane w kopalnych rynnach lodowcowych i w niedużych zastoiskach przed czołem lądolodu. Mułki i pyły o miąższości 17 m stwierdzono w rynnę polodowcowej w Zakłęsłości Sosnowickiej w Kodeńcu, między seriami fluwioglacjalnymi zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 (Pochocka-Szwarc, 2023c). W profilu otworu wiertniczego w Dębowej Kłodzie w Zakłęsłości Sosnowickiej piaski pylaste i mułki rozdzielają gliny lodowcowe zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 (Pochocka-Szwarc, 2023c).

**Interglacjał ferdynandowski/białowieski.** Na badanym obszarze udokumentowano utwory facji jeziornych i rzecznych interglacjału ferdynandowskiego, które rozdzielają osady zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 (Janczyk-Kopikowa, 1984, 1987, 1991b; Stachowicz-Rybka i in., 2017).

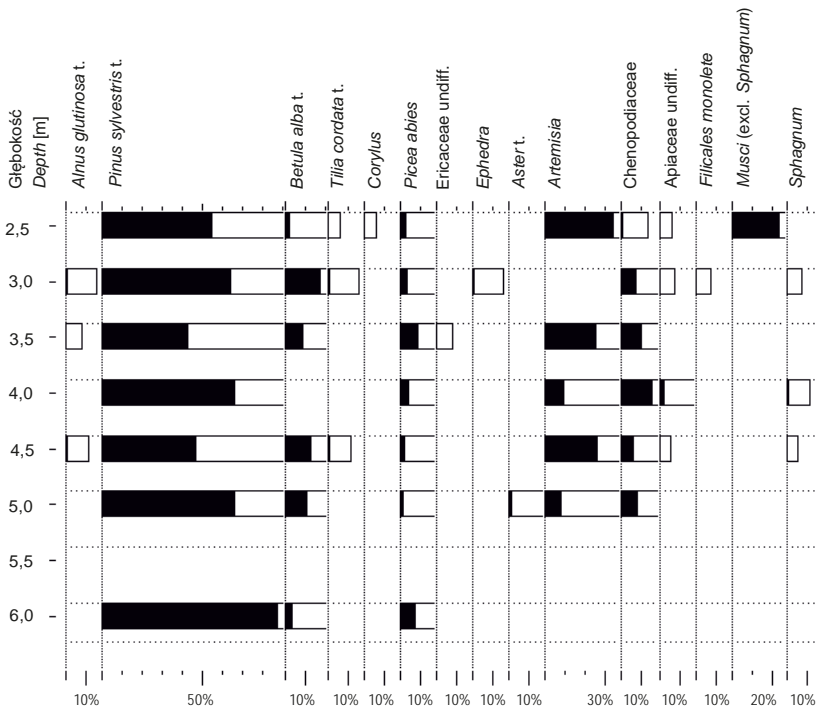
Piaski, żwiry i mułki rzeczne (25) stwierdzono w otworach wiertniczych na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej w okolicach Sosnowki i Sławatycz (Małek, 2000a, b; Wodyk, 2000, 2001), jednak ich pozycja stratygraficzna jest niepewna. Miąższość osadów przekracza 20 m w okolicy Sosnowki i 10 m w okolicy Sławatycz. Piaski i żwiry rzeczne leżą na marglach i kredzie piszącej mastrychtu, a ich spąg znajduje się na wysokości 110–120 m n.p.m. Piaski drobnoziarniste rzeczne z detrytusem roślinnym o miąższości do 12 m

udokumentowano we wschodniej części Garbu Włodawskiego w profilach otworów wiertniczych w Załuczy i Kolonii Adampol (Żarski i Morawski, 2018, 2019). Osady te wypełniają paleokoryto rzeczne, wyerodowane do głębokości 15 m w marglach i kredzie piszącej mastrychtu. Powyżej osadów rzecznych znajdują się osady kopalnego starorzecza z interglacjału ferdynandowskiego (Żarski i Morawski, 2018, 2019). W dolinie Prypeci na Pojezierzu Szackim (przekrój A–B), do interglacjału ferdynandowskiego zaliczono kilkunastometrową serię piasków i żwirów rzecznych położonych pomiędzy seriami fluwioglacjalnymi zlodowaceń sanu 1 i sanu 2.

Torfy, gytie i mułki jeziorne (24) rozpoznano badaniami paleobotanicznymi i geologicznymi w otworze kartograficznym w Sosnowicy (fig. 11), gdzie stwierdzono spektrum pyłkowe charakterystyczne dla ferdynandowskiej sukcesji roślinnej (Janczyk-Kopikowa, 1984, 1987, 1991b; Dolecki i in., 1990a; Stachowicz-Rybka i in., 2017; Pochocka-Szwarc, 2020). W pierwszym optimum klimatycznym interglacjału panowały lasy liściaste z dębem (*Quercus*), wiązem (*Ulmus*) i leszczyną (*Corylus*). Zwilgotnienie klimatu spowodowało rozwój lasów jodłowo-świerkowych (*Abies-Picea*), natomiast ochłodzenie – stopniowy zanik lasów z późniejszym panowaniem zespołów roślinnych trawiastych charakterystycznych dla rejonów tundry. Ocieplenie klimatu podczas drugiego optimum klimatycznego spowodowało rozwój lasów grabowych (*Carpinus*).

W stanowisku Sosnowica osady jeziorne stwierdzono na głębokości 13,5–18,5 m, pomiędzy glinami lodowcowymi zlodowaceń sanu 1 i sanu 2 (Dolecki i in., 1990a; Pochocka-Szwarc, 2023c). Mają one miąższość 4,8 m, a ich spąg znajduje się na wysokości 144 m n.p.m. Mułki z wkładkami torfów, korelowane z interglacjałem ferdynandowskim, rozpoznano także w profilu otworu kartograficznego Opole 1 w południowej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej (Dolecki i in., 1987, 1995; Żarski i Pochocka-Szwarc, 2023a, b). Osady te znajdują się na głębokości 22,0–23,5 m i wypełniają górną część kopalnej rynny lodowcowej, wyciętej w utworach miocenu i kredy górnej. Osady jeziorne rozdzielają serie osadów fluwioglacjalnych zlodowaceń sanu 1 i sanu 2. Zawierają liczne szczątki skorupki malakofauny (Dolecki i in., 1995), a badania palinologiczne wykazały obecność roślinności klimatu chłodnego (Janczyk-Kopikowa, 1984). W podobnej sytuacji geologicznej znajdują się torfy w Zakłęsłości Sosnowickiej w profilu Kolonia Kaplonosy (Żarski i Morawski, 2018, 2019), gdzie występują na głębokości 24,0–27,5 m i rozdzielają piaski i żwiry fluwioglacjalne zlodowaceń sanu 1 i sanu 2. We wschodniej części Garbu Włodawskiego udokumentowano utwory jeziorne interglacjału ferdynandowskiego wierceniami w Załuczu i Kolonii Adampol (Żarski i Morawski, 2018, 2019). Osady te wypełniają obniżenie w stropie utworów mastrychtu, a ich miąższość dochodzi do 2,5 m.

W północno-wschodniej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej osady jeziorne występują w profilach otworów wiertniczych w Połoskach Starych, Zahorowie, Piszczacu, Zalutyniu i Huszczy (Małek i in., 2001a, b), a ich miąższość wynosi 2,1–12,0 m. Mułki w Połoskach Starych i Zahorowie leżą na osadach miocenu środkowego i są przykryte piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi zlodowacenia sanu 2. Badania palinologiczne mułku z Zahorowa wskazują na roślinność klimatu chłodnego, z początkowej lub schyłkowej fazy interglacjału (Słodkowska, 1991).

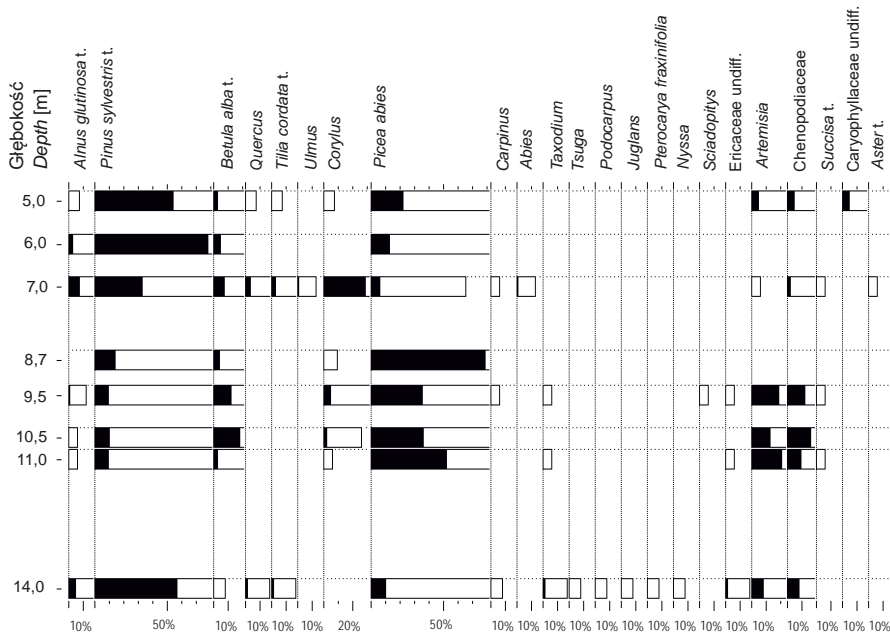


**Fig. 3. Spektrum pyłkowe osadów interglacjału ferdynandowskiego w stanowisku „8” na Pojezierzu Szackim**

Pollen spectrum of sediments of the Ferdynandovian Interglacial at the site ‘8’ in the Shatsk Lakeland

Dla stanowiska Stari Koshari na Pojezierzu Wołyńskim wyniki analizy palinologicznej osadu pobranego z głębokości 17,6–20,7 m podano w formie opisowej i powiązano z bardziej szczegółowo zbadanymi profilami (Karaszewski i Rühle, 1976). Wynika z nich, że w sągu analizowanych osadów panowały warunki umożliwiające rozwój lasów typowych dla schyłku interglacjału, a więc *Pinus-Picea* z *Alnus* i *Tilia*, a następnie z *Abies*. Ochłodzenie spowodowało rozprzestrzenienie się zbiorowisk z *Pinus*, *Betula* i *Salix*, natomiast ponowne ocieplenie było związane z pojawieniem się zbiorowisk z *Ulmus*, po czym ponownie wkroczyły chłodne zbiorowiska z *Pinus*, *Betula* i *Salix*. Taka sukcesja pyłkowa mogłaby wskazywać na dwuoptymalny interglacjał ferdynandowski (por. Pidek, 2013), jednak nie stwierdzono w niej w pełni wykształconych typowych poziomów pyłkowych, co może być spowodowane zbyt rzadkim opróbowaniem.

Stanowisko „8” w okolicach Shatska (Zalesky i Mielnichuk, 1975) zweryfikowano na podstawie szczegółowych wyników analizy pyłkowej, udostępnionych przez Ivana Zaleskiego. Reprezentuje ona zapis zbiorowisk leśnych z *Pinus* i *Picea*, po którym nastąpiła dominacja zbiorowisk otwartych z *Artemisia* i *Chenopodiaceae* (fig. 3). Taka konfiguracja, przy



**Fig. 4. Spektrum pyłkowe osadów interglacjału ferdynandowskiego (?) w stanowisku „33k” koło Kraski**

Pollen spectrum of sediments of the Ferdynandovian (?) Interglacial at the site ‘33k’ near Kraska

całkowitym braku pyłku *Abies* i *Carpinus*, wskazuje na schyłek drugiego optimum interglacjału ferdynandowskiego.

W osadach stanowiska „33k” w dolinie Wyżówki koło Kraski (Zalesky i Mielniczuk, 1975) zapis pyłkowy uchwyconej fazy świerkowej, przy braku podwyższonych wartości pyłku *Alnus* oraz braku *Carpinus* i *Abies*, wskazuje prawdopodobnie na schyłkową fazę drugiego optimum klimatycznego interglacjału ferdynandowskiego (fig. 4).

Stanowiska z osadami jeziornymi interglacjału białowieskiego (ferdynandowskiego/lubny) stwierdzono w dolinie Prypeci na Polesiu Wołyńskim (Zalesky i Mielniczuk, 1975; Lindner i in., 2007). W stanowisku Kraska mułki i piaski jeziorne występują na głębokości 20–30 m, a ich analiza palinologiczna wykazała, że w optimum klimatycznym panowały lasy liściaste z dębem, lipą, leszczyną i grabem (Yelovicheva, 2003). W profilu Tur z poziomem Lubny skorelowano kredę jeziorną na głębokości 37,5–41,0 m (Lindner i in., 2007). Lakoniczny opis wyników analizy palinologicznej osadów stanowiska Tur (Bogucki i in., 2002a) oraz brak wartości liczbowych dla zidentyfikowanych ziaren pyłku uniemożliwiają rozważania klimatograficzne. Podany zestaw pyłkowy z *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Abies*, *Corylus* i *Alnus*, w połączeniu z *Sequoia*, *Sciadopitys*, *Taxodium* i *Haploxyton*, wskazuje na redepozycję pyłku charakterystycznego dla neogenu.

**Zlodowacenie sanu 2/berezyiny.** Ładolód nasuwający się podczas tego zlodowacenia był ostatnim, który zajął całe Polesie Zachodnie (Żarski, 2008, 2009; Kucharska, 2023a, b; Żarski i Kucharska, 2019; Pochocka-Szwarc i in., 2021), a na Ukrainie objął swym zasięgiem zachodnią część Wyżyny Wołyńskiej (Zalesky i Mielnichuk, 1975; Zaleski, 1978; Bogucki i in., 1998a, b; Gozhik, 2000; Lindner i in., 2007). We wcześniejszych opracowaniach kartograficznych przyjmowano, że powierzchnia Polesia Zachodniego i Wyżyny Wołyńskiej jest zbudowana w większości z osadów zlodowacenia odry/dniepru, a maksymalny zasięg łądolodu tego zlodowacenia wyznaczano na południe od Chełma i Kowla (Zaborski, 1927; Mojski i Rühle, 1965; Mojski, 1972; Mojski i Trembaczowski, 1973a, 1974; Buraczyński i Wojtanowicz, 1980/1981; Bogucki i in., 1998a, b, 2003; Renda, 2013; Zalesky i in., 2014).

Osady zlodowacenia sanu 2 występują zwykle na powierzchni terenu i są reprezentowane przez piaski i żwiry fluwioglacjalne, ropy, mułki i piaski zastoiskowe, gliny lodowcowe oraz piaski i żwiry lodowcowe. Miąższość osadów zlodowacenia sanu 2 wynosi od kilku do 40 m. Najlepiej są wykształcone w Zakłęsłości Łomaskiej, na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i Garbie Włodawskim. W Zakłęsłości Sosnowickiej i na Polesiu Wołyńskim występują głównie piaski i żwiry fluwioglacjalne przykryte osadami zlodowacenia wisły. Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim utwory zlodowacenia sanu 2 występują mozaikowo i są zachowane w nieckowatych obniżeniach, w stropie magli i kredy piszącej mastrychtu oraz w kopalnych rynnach lodowcowych. Osady zlodowacenia sanu 2 stwierdzono na północnych stokach Wału Uhruskiego (na wysokości 185–200 m n.p.m.), na pojezierzach Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim (155–190 m n.p.m.), na Garbie Włodawskim (160–210 m n.p.m.), w Zakłęsłości Sosnowickiej (145–155 m n.p.m.) oraz w Zakłęsłości Łomaskiej i na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej (120–160 m n.p.m.).

Iły, mułki i piaski zastoiskowe dolne (23) tworzą w Zakłęsłości Łomaskiej, na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i częściowo także na Garbie Włodawskim bardzo rozległą i miąższą serię osadów zastoiskowych, rozciągniętą południkowo na około 40 km i równoleżnikowo na około 30 km (Dolecki i in., 1987, 1995; Wodyk, 1999a, b, 2000, 2001; Małek, 2000a, b; Małek i in., 2001a, b; Albrycht, 2002a, b). Miąższość serii zastoiskowej wynosi najczęściej kilkanaście metrów, ale miejscami dochodzi do 20 m. Utwory te zostały udokumentowane licznymi otworami wiertniczymi: leżą pod glinami lodowcowymi bądź piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi dolnymi zlodowacenia sanu 2, przeważnie na wysokości 110–130 m n.p.m. W okolicy Ortela Królewskiego i Rossosza osady zastoiskowe występują poniżej osadów fluwioglacjalnych i glin lodowcowych sanu 2, nad którymi znajdują się osady jeziorne interglacjalu mazowieckiego (Albrycht, 2002a, b). Osady zastoiskowe są warstwowane poziomo, miejscami mają charakter warwowy, a w składzie minerałów ciężkich przeważa biotyt (do 93,5%) z domieszką granatów (Albrycht, 2002a), co jest charakterystyczne dla osadów zbiornikowych. Badania palinologiczne próbek utworów zastoiskowych wykazały obecność przemieszanych ziaren pyłku taksonów paleogeńskich, neogeńskich i plejstocieńskich (Małek i in., 2001b). Na Równinie Małoryckiej utwory zastoiskowe udokumentowano w rejonie Hvoznitsy (fig. 22) i Ariekhova (fig. 19). W Zakłęsłości Sosnowickiej osady zastoiskowe zachowały się jedynie w kopalnych rynnach lodowcowych, m.in. w Żniarkach, gdzie stwierdzono blisko 30-metrową serię mułków zlodowacenia sanu 2 (Pochocka-Szwarc, 2023c).

Na Garbie Włodawskim utwory zastoiskowe o miąższości od kilku do kilkunastu metrów występują pod gliną lodowcową zlodowacenia sanu 2 (Żarski i Morawski, 2018; Pochocka-Szwarc, 2023c). W okolicy Górek leżą one na marglach mastrychtu górnego i są przykryte glinami lodowcowymi zlodowacenia sanu 2 (Pochocka-Szwarc, 2023c). Osady te są zaburzone gładitektoniczne, podobnie jak we wschodniej części Garbu Włodawskiego w okolicy Połodu i Kolonii Adampol (Żarski i Morawski, 2018). Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim udokumentowano w Białce prawie 20-metrową serię mułków zastoiskowych wypełniających obniżenie krasowe, wypreparowane w utworach węglanowych (Kucharska, 2023a). W okolicy Zienek stwierdzono kilkumetrową serię mułków i ilów zastoiskowych położonych na glinach lodowcowych zlodowacenia sanu 1 (Kucharska, 2023a).

Piaski i żwiry fluwioglacjalne dolne (22) nie tworzą jednolitych poziomów litostratygraficznych i występują wyspowo. Stwierdzono je w profilach otworów wiertniczych na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i w Zakłęsłości Łomaskiej w Ortelu Królewskim (Małek i in., 2001a, b), Rossoszu i Połubicach (Albrycht, 2002a, b), Kodeniu i Zahorowie (Wodyk, 1999a, b). Miąższość opisywanych piasków i żwirów nie przekracza 10 m, a ich strop występuje na głębokości kilku–kilkunastu metrów, przeważnie na wysokości 127–140 m n.p.m. i zwykle są one przykryte glinami lodowcowymi zlodowacenia sanu 2. Ponadto piaski i żwiry fluwioglacjalne stwierdzono pod glinami lodowcowymi na Garbie Włodawskim w otworach wiertniczych w Lubieniu (Żarski i Morawski, 2018, 2019) i Różance (Marszałek, 2000, 2001c).

Gliny lodowcowe (21) oraz piaski, żwiry i głązy lodowcowe (20) występują na powierzchni terenu w Zakłęsłości Łomaskiej, na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i Garbie Włodawskim. W Zakłęsłości Sosnowickiej gliny lodowcowe występują sporadycznie, a na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim jedynie fragmentarycznie, podobnie jak na Wale Uhruskim. Miąższość glin lodowcowych wynosi od kilku do 25 m. W Zakłęsłości Łomaskiej i na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej stwierdzono pomiędzy Ortelem Królewskim a Rossoszem kilkumetrowy poziom gliny lodowcowej położony poniżej osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego (Albrycht, 2002a, b).

Analiza petrograficzna żwirów z gliny lodowcowej ze stanowiska w Rossoszu wykazała przewagę wapieni paleozoicznych (39%) nad skałami krystalicznymi (34%), przy udziale doloMITÓW (14,4%), skał wapiennych lokalnych (6,2%) i piaskowców. Współczynniki petrograficzne (O/K–K/W–AB) wynoszą 1,53–0,70–1,31 i są dobrze skorelowane z wartościami współczynników litotypu lokalnego g2 (Lisicki, 2003). Podobne wartości współczynników petrograficznych uzyskano na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej dla glin lodowcowych występujących na wysokości 130–160 m n.p.m. w stanowiskach: Połoski Nowe (Małek i in., 2001a, b), Dawidy i Jabłoń (Dolecki i in., 1995) oraz Motwica, Sosnowka, Bokińska Pańska, Hanna i Dańce (Wodyk, 2000).

Pomiędzy Wisznicami a Podedwórzem w południowej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej gliny lodowcowe oraz piaski i żwiry lodowcowe występują na powierzchni terenu, tworząc tzw. wyspy wysoczyznowe rozdzielone niżej położonymi obszarami, których powierzchnia jest zbudowana z osadów niwalnych zlodowacenia wisły. W zachodniej części Zakłęsłości Sosnowickiej gliny lodowcowe udokumentowano jedynie w trzech otworach wiertniczych: Żniarki, Lubiczyn i Dębowa Kłoda (Dolecki i in., 1995; Pochocka-Szwarc, 2023c).

Mięszość glin lodowcowych wynosi 1–10 m, a ich spąg leży na wysokości 145–149 m n.p.m. Gliny są przykryte piaskami fluwioglacjalnymi zlodowacenia sanu 2 (Żniarki), a w Lubiczynie i Dębowej Kłodzie – osadami niwalnymi zlodowacenia wisły.

Gliny lodowcowe zlodowacenia sanu 2/berezyny występują na marglach i kredzie piszącej mastrychtu na Nizinie Małoryckiej, pomiędzy Domachevem a Hvoznitsą (tabl. II – przekrój E–F) oraz w Ariekhovie (fig. 19). Miejscami są one przykryte przez piaski i żwiry fluwioglacjalne zlodowacenia sanu 2 lub odry. Powierzchnię Garbu Włodawskiego na wysokości 150–200 m n.p.m. budują gliny lodowcowe oraz piaski i żwiry lodowcowe zlodowacenia sanu 2, a mięszość tych glin lodowcowych wynosi od kilku do 20 m. Na Garbie Włodawskim gliny lodowcowe oraz piaski i żwiry lodowcowe zlodowacenia sanu 2 występują na glinach lodowcowych zlodowacenia sanu 1 oraz na piaskach i żwirach fluwioglacjalnych i osadach zastoiszkowych zlodowacenia sanu 2 (Żarski i Morawski, 2018, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023c). W stanowisku Ignaców na północnych stokach Garbu Włodawskiego pod osadami jeziornymi interglacjału mazowieckiego udokumentowano kilkumetrowy pokład gliny lodowcowej zlodowacenia sanu 2 (Żarski i Morawski, 2019). Współczynniki O/K–K/W–AB dla żwirów uzyskanych z glin lodowcowych w otworach wiertniczych z Garbu Włodawskiego wynoszą 1,2–0,9–1,0 w stanowisku Pieszowola, co odpowiada glinom lodowcowym zlodowacenia sanu 2 (Buraczyński i Wojtanowicz, 1981b), i 0,98–1,19–0,74 w stanowisku Lubień, co wskazuje na gliny lodowcowe zlodowacenia sanu 1 (Żarski i Morawski, 2018, 2019).

W stanowisku Rostan (fig. 30) na wschodnim (ukraińskim) krańcu Garbu Włodawskiego współczynniki petrograficzne O/K–K/W–AB wynoszą 1,06–1,04–0,87 (Rychel i in., 2021), co odpowiada wartościom współczynników uzyskanym w stanowisku Pieszowola. Wartości współczynników petrograficznych dla żwirów z glin lodowcowych z Kolonii Stawki (fig. 33) wynoszą 0,84–1,27–0,74 (Orłowska i in., 2023), co odpowiada współczynnikom petrograficznym dla glin lodowcowych zlodowacenia sanu 1. Może wynikać to z miejscowej redepozycji glin lodowcowych zlodowacenia sanu 1 przez lądolód zlodowacenia sanu 2. Obraz petrograficzny żwirów z przewagą zawartości skał krystalicznych nad wapieniami może świadczyć także o procesach denudacji chemicznej skał węglanowych w przypadku odsłoneń w Mariance, Turnie i Lubieniu oraz wiercenia w Różance (Dolecki i in., 1990a; Marszałek, 2000, 2001c; Żarski i Morawski, 2018, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023c).

Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim gliny lodowcowe oraz piaski i żwiry lodowcowe zlodowacenia sanu 2 występują w okolicy Brusy, Sosnowicy, Orzechowa Starego, Zienek, Łomnicy, Woli Wereszczyńskiej i Urszulina w kopalnych rynnach lodowcowych i nieckowatych obniżeniach wypreparowanych w stropie skał węglanowych mastrychtu (Kucharska, 2023a, b; Pochocka-Szwarc, 2023c). W Brusie glina zlodowacenia sanu 2 występuje na głębokości 30,0–31,6 m, poniżej udokumentowanych palinologicznie osadów interglacjału mazowieckiego (Buraczyński i Wojtanowicz, 1982a, b; Pochocka-Szwarc, 2023a), na piaskach i żwirach wodnolodowcowych zlodowacenia sanu 2. Współczynniki petrograficzne dla glin lodowcowych z Brusy mają wartość 0,7–1,27–0,67. W Sosnowicy gliny lodowcowe o mięszości 5,5 m znajdują się na udokumentowanych paleobotanicznie osadach jeziornych interglacjału ferdynandowskiego (Dolecki i in., 1987, 1990a; Janczyk-Kopikowa, 1987, 1991b; Stachowicz-Rybka i in., 2017; Pochocka-Szwarc, 2023c). Współczynniki petrograficzne

O/K–K/W–AB dla żwirów z glin lodowcowych z Sosnowicy wynoszą 1,10–1,05–0,85 i odpowiadają wartościom lokalnego litotypu gliny lodowcowej  $h_2$  stadiału młodszego zlodowacenia sanu 2 (Lisicki, 2003). Podobne wartości współczynników petrograficznych dla glin lodowcowych otrzymano w stanowiskach Orzechów, Orzechów Stary i Łomnica (Buraczyński i Wojtanowicz, 1981b; Kucharska, 2023a). W rynnice połodowcowej w Józefowie na Wale Uhruskim gliny lodowcowe o miąższości 25 m występują na wysokości 185–210 m n.p.m., a współczynniki petrograficzne ich żwirów wynoszą 1,47–0,86–0,93 (Marszałek, 2001a, b). Na powierzchni Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego i Pojezierza Szackiego gliny lodowcowe są prawie całkowicie zredukowane lub leżą pod cienkim przykryciem, głównie osadów zlodowacenia wistły.

Piaski, żwiry i głązy moren czołowych (19) budują zespoły równoleżnikowych wzgórz o wysokości względnej od kilku do ponad 20 m i wyznaczają miejsca postoju łądolodu. Najbardziej na południe moreny czołowe występują na kulminacji Wału Uhruskiego i u jego podnóża pomiędzy Tarnowem, Wólką Petryłowską i Serniawami, gdzie tworzą 6-kilometrowy, równoleżnikowy, kręty wał (Pochocka-Szwarc i Żarski, 2023b).

Bardziej na wschód od Serniaw, koło Woli Uhruskiej, znajduje się izolowane wzgórze moreny czołowej (Marszałek, 2001a, b) zbudowane ze słabo wysegregowanego materiału kontaktu lodowego, składającego się głównie z piasków i żwirów skał krystalicznych o strukturze masywnej i zawierające dużą domieszkę krzemieni (Pochocka-Szwarc, 2023a). Poniżej osadów żwirowo-głazowych leżą piaski gruboziarniste, miejscami różnoziarniste ze żwirami, przekątnie warstwowane. Piaski i żwiry dolne reprezentują akumulację stożka glacimarginalnego, który został nadbudowany osadami lodowcowymi typu spływowego. Na powierzchni tych form znajdują się pojedyncze głązy. Miąższość osadów budujących morenę czołową wynosi w okolicy Serniaw około 10 m, a w pobliżu Woli Uhruskiej 8 m.

Moreny czołowe występują od Górek i Pieszowoli w zachodniej części do Marianki, Kamienia i Lubienia w środkowej części Garbu Włodawskiego, w jego szczytowej partii, na wysokości od 190 do powyżej 200 m n.p.m. (Żarski i Morawski, 2018; Kucharska, 2023b; Pochocka-Szwarc, 2023b). We wschodniej części Garbu wzgórz moren czołowych znajdują się w Kolonii Stawki, w okolicach *Pribalova* na Białorusi i *Rostani* na Ukrainie. W żwirowni w Mariance odsłaniają się żwiry i głązy skał krystalicznych z licznymi krzemieniami o strukturze masywnej (Pochocka-Szwarc, 2023a), z porwakami ciemnych iłów miocenu środkowego (Pochocka-Szwarc, 2023a). Morena czołowa w Kolonii Stawki jest zbudowana w części stropowej ze żwirów piaszczystych diamiktonowych, często z głazami, które reprezentują środowisko bliskiego kontaktu z łądolodem (Orłowska i in., 2023 – stanowisko Kolonia Stawki w tym opracowaniu). Poniżej, do głębokości 4 m, występują osady piaszczysto-żwirowe o strukturze masywnej, a także warstwowane horyzontalnie, miejscami mułki i piaski pylaste, a obocznie – kilkumetrowy pokład gliny lodowcowej. Geneza tej formy jest podobna do genezy moreny czołowej w Mariance, a na osadach stożka glacimarginalnego znajdują się osady spływów grawitacyjnych z czoła łądolodu. Mułki w stanowisku Kolonia Stawki datowano metodą OSL na  $129 \pm 9,6$  ka BP (Palczewski, 2020). Podobną budowę geologiczną do opisanej w Kolonii Stawki i Mariance ma morena czołowa w Rostani (Rychel i in., 2021). Profil rozpoczynają tam osady piaszczyste stożka glacimarginalnego, nad którymi znajduje się glina lodowcowa bazalna,



osadzona podczas nasunięcia lądolodu. Ponad gliną lodowcową występują piaski i żwiry fluwioglacjalne o strukturze masywnej, miejscami warstwowane horyzontalnie. Cześć stropową tworzy diamikton ze żwirami o genezie spływowej, powstały w bezpośrednim kontakcie z lądolodem (Rychel i in., 2021).

Na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej znajduje się izolowana morena czołowa o wysokości 20 m, znana jako Góra Grabowska. Zbudowana jest z piasków ze żwirami i głazami, a w jej północno-zachodniej części występują piaski drobnoziarniste i pylaste o miąższości 10 m. Stanowią one środowisko stożka glaciomarginalnego, który powstał w bliskim kontakcie z czołem lądolodu, natomiast piaski drobnoziarniste były prawdopodobnie akumulowane w przetainie w martwym lodzie.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe górne (18) rozpoznano w kilku stanowiskach jedynie po stronie polskiej. W profilu Brus 1 mułki zastoiskowe występują na głębokości 24,1–26,0 m, poniżej udokumentowanych palinologicznie osadów interglacjału mazowieckiego (Pidek, 2003; Hrynowiecka i Pidek, 2017). Badania palinologiczne wskazały na późnoglacialne środowisko depozycji mułków (Pidek, 2003). W stanowisku Brus zbiornik zastoiskowy ze schyłku zlodowacenia sanu 2 przekształcił się w jezioro w interglaciale mazowieckim (Pidek, 2003; Hrynowiecka i Pidek, 2017). Utwory zastoiskowe występują na powierzchni terenu koło Wisznic. Ich miąższość nieznacznie przekracza 2 m. Osady zastoiskowe o miąższości 2 m występują także na północnych stokach Wału Uhruskiego koło Petryłowa oraz pod przykryciem utworów fluwioglacjalnych koło Łowczy (Pochocka-Szwarc, 2023a).

W czasie recesji lądolodu zlodowacenia sanu 2 nastąpiła intensywne erozja wód proglacialnych, a następnie akumulacja piasków i żwirów fluwioglacjalnych górnych (17). Doprowadziło to do ukształtowania głównych elementów rzeźby terenu na Polesiu Zachodnim, Wołyńskim i Brzeskim. Wody z topniejącego lądolodu rozcięły obszar pomiędzy Garbem Włodawskim i Wysoczyzną Parczewsko-Kodeńską, usunęły prawie wszystkie osady zlodowacenia sanu 2 i uformowały szeroką drogę odpływu w kierunku wschodnim przez dzisiejszą Zakłęsłość Sosnowicką i Równinę Małorycką. Akumulacja piasków i żwirów o miąższości kilkunastu metrów była związana z utworzeniem rozległego sandru w czasie fazy postojowej lądolodu w strefie Garbu Włodawskiego i Góry Grabowskiej na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej (Żarski i Morawski, 2018, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023d). Piaski i żwiry fluwioglacjalne zlodowacenia sanu 2 są przykryte przez piaski i mułki niweofluwalne zlodowacenia wisły o miąższości 0,5–3,0 m. Ponad osadami fluwioglacjalnymi w stanowiskach Mosty, Koniusze, Holeszów, Sytyta, Wygnanka, Zahajki i Kolonia Kaplonosy w Zakłęsłości Sosnowickiej występują utwory jeziorne interglacjału mazowieckiego, udokumentowane badaniami palinologicznymi (Hrynowiecka i in., 2014; Żarski i Morawski, 2018, 2019; Hrynowiecka, 2020; Pochocka-Szwarc i in., 2021).

W zachodniej części Równiny Małoryckiej piaski i żwiry fluwioglacjalne górne o miąższości około 10 m, występują bezpośrednio nad gliną lodowcową zlodowacenia sanu 2 lub bezpośrednio na marglach i kredzie piszącej mastrychtu (tabl. I – przekrój C–D). W Hvoznitsy nad piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi występują jeziorne osady interglacjału mazowieckiego/aleksandryjskiego/lichwińskiego, które zostały udokumentowane badaniami palinologicznymi (Gruzman i in., 1975). Osady fluwioglacjalne na Równinie Małoryckiej, a także utwory

interglacjału aleksandryjskiego są przykryte piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi zlodowacenia sodry/prypeci/dniepru. Na Polesiu Szackim (Mapa A – przekrój A–B) piaski i żwiry fluwioglacjalne górne leżą na osadach fluwioglacjalnych zlodowacenia sanu 1 bądź znajdują się bezpośrednio na utworach kredy górnej.

W południowej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej powierzchnia rozległego systemu obniżen rozcinających wysoczyzny polodowcowe, powstałych w wyniku erozji wód roztopowych lądolodu zlodowacenia sanu 2, jest pokryta osadami niweofluwialnymi zlodowacenia wisły. Piaski średnio- i drobnoziarniste z pojedynczymi żwirami, fluwioglacjalne, występują na powierzchni terenu w okolicach Sosnówki, Motwicy, Hanny i Wisznicy (Dolecki i in., 1987, 1995; Wodyk, 1999a, b, 2000, 2001; Małek i in., 2001a, b), a także w Zakłęsłości Łomaskiej i na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej w wypełnieniach kopalnych rynien subglacjalnych w Ortelu Królewskim (Albrycht, 2002a, b), Paszence i Opolu (Dolecki i in., 1987, 1995). Miąższość tych osadów wynosi przeciętnie kilkanaście metrów, a w profilu otworu wiertniczego w Opolu przekracza 20 m. Piaski i żwiry fluwioglacjalne w Ortelu Królewskim są przykryte przez utwory jeziorne interglacjału mazowieckiego (Albrycht, 2002a, b).

Piaski i żwiry fluwioglacjalne górne występują na powierzchni terenu na Garbie Włodawskim pomiędzy Suchawą, Włodawą i Hanną (Żarski i Morawski, 2018, 2019; Marszałek, 2000, 2001c; Wodyk, 2000, 2001) oraz między Górkami i Nowym Brussem na południowych stokach Garbu Włodawskiego (Pochocka-Szwarc, 2023d) i koło Olchówki, Holi, Dębiny, Wołoskowoli i Sosnowicy w zachodniej części Garbu (Pochocka-Szwarc, 2023d). Miąższość tych osadów wynosi kilkanaście metrów, a w okolicy Włodawy – 20 m (Marszałek, 2000, 2001c). Są to głównie piaski drobno- i średnioziarniste ze żwirkami skał skandynawskich, warstwowane horyzontalnie i przekątnie. W piaskach i żwirach fluwioglacjalnych górnych na Garbie Włodawskim znajdują się liczne stanowiska z osadami jeziornymi interglacjału mazowieckiego: Wiryki, Kolonia Adampol, Korolówka, Dobropol B, Suszno i Włodawa Cegielnia (Hrynowiecka i in., 2014). Piaski fluwioglacjalne z odsłonięcia w Żukowie w środkowej części Garbu Włodawskiego były datowane metodą OSL na  $432 \pm 32$  ka BP (GdTL-1606; Adamiec, 2013 w: Żarski i Morawski, 2019) i zostały skorelowane ze zlodowaceniem sanu 2.

Piaski i żwiry fluwioglacjalne na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim występują na powierzchni terenu między Wojciechowem, Hańskiem i Macoszynem, a także na obrzeżeniu Wału Uhruskiego (Marszałek, 2001a, b; Pochocka-Szwarc, 2023d). Przeciętna miąższość piasków wynosi 5 m i w wielu miejscach leżą one na marglach i kredzie piszącej mastrychtu. Piaski i żwiry fluwioglacjalne zlodowacenia sanu 2 dokumentują strefę odpływu wód sprzed czoła lądolodu, prawdopodobnie w czasie fazy postojowej lądolodu w okolicach Serniaw.

W Karczunku i Wojciechowie piaski i żwiry fluwioglacjalne górne budują podłużne wzgórza o wysokości do 10 m, zachowane w formie wałów (Pochocka-Szwarc, 2023a, b). Piaski te stanowią górną część wypełnienia kopalnych rynien subglacjalnych, a ich obecna czytelność w rzeźbie terenu jest efektem nierównomiernej denudacji chemicznej osadów węglanowych mastrychtu. Intensywne procesy krasowe w późnym glacie zlodowacenia wisły zachodziły po obydwu stronach rynny, gdzie skały węglanowe występowały na powierzchni terenu bądź pod cienkim przykryciem osadów czwartorzędowych (Dobrowolski, 2006; Pietruczuk, 2016, 2017), co prowadziło do systematycznego obniżania powierzchni zbudowanej ze skał węglanowych.

Tabela/Table 3

## Stanowiska z udokumentowanymi osadami jeziornymi interglacjalu mazowieckiego

Sites with lake sediments of the Mazovian/Aleksandrian Interglacial

Miejscowość <i>Locality</i>	Mezoregion <i>Region</i>	Mięszkość <i>Thickness</i> [m]	Autorzy (rok opracowania) <i>Authors (publication year)</i>	Autorzy (rok opracowania), nazwa arkusza SMGP <i>Authors (publication year of a sheet), Detailed Geological Map of Poland sheet</i>
Ortel Królewski	Zakłęśłość Łomaska	7,0	Albrycht i in. (1995), Szymanek i Bińka (2005) w: Szymanek i in. (2005)	Albrycht (2002a, b), Łomazy
Szymanowo		1,8	Szymanek (2014) oprac. malakofauny (pełne)	
Rossosz	Wysoczyzna Parczewsko- Kodeńska	5,0	Pidek i Skompski (1995) w: Albrycht i in. (1995)	
Mosty		1,1	ekspertyza: Winter (2013)	Żarski i Morawski (2018, 2019), Kaplonosy
Wynanka	Zakłęśłość Sosnowicka	>6,7	ekspertyza: Pidek (2020), Szymanek (2020)	Pochocka-Szwarc (2023c, d), Sosnowica
Sytyta		1,1	ekspertyza: Hrynowiecka (2020)	
Zahajki		>13,4	ekspertyza: Hrynowiecka (2019)	Żarski i Morawski (2018, 2019), Kaplonosy
Holeszów		1,1	ekspertyza: Winter (2013), Hrynowiecka i in. (2014)	
Koniusze		1,6	ekspertyza: Winter (2013), Hrynowiecka i in. (2014)	
Kolonia Kaplonosy		>2	–	
Ignaców	Garb Włodawski	2,5	ekspertyza: Winter (2013), Hrynowiecka i in. (2014)	Żarski i Morawski (2018, 2019), Kaplonosy
Korolówka		3	ekspertyza: Hrynowiecka (2019)	
Kolonia Adampol		3	–	
Dobropol B		3,8	Hrynowiecka i in. (2014)	
Wyryki		5,51	ekspertyza: Hrynowiecka (2019)	
Suszno	Włodawa Cegielnia	4,2	Stachurska (1960, 1961), ekspertyza: Obarska (1996), Hrynowiecka (2015), niepubl.	Marszałek (2000, 2001c), Włodawa
Włodawa Cegielnia		3,4	Stachurska (1955, 1957), ekspertyza: Obarska (1996)	
Brus	Pojezierze Łęczyńsko- Włodawskie	9,8	Janczyk-Kopikowa (1981), Pidek (2003), Hrynowiecka i Pidek (2017)	Buraczyński i Wojtanowicz (1982a, b), Pochocka-Szwarc (2023a, b), Kołacze
Wiązowiec		3,1	–	Buraczyński i Wojtanowicz (1981a, b), Kucharska (2023), Orzechów
Hvoznitsa	Równina Małorycka	17,8 m	Gruzman i in. (1975)	Gruzman i in. (1975), aktualizacja: Rylova i Savchenko (2022)

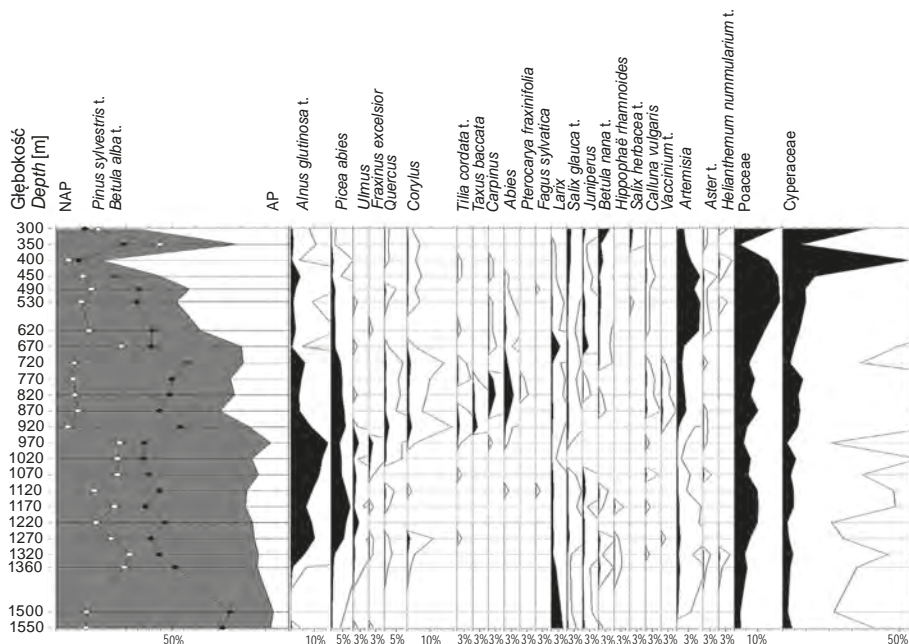


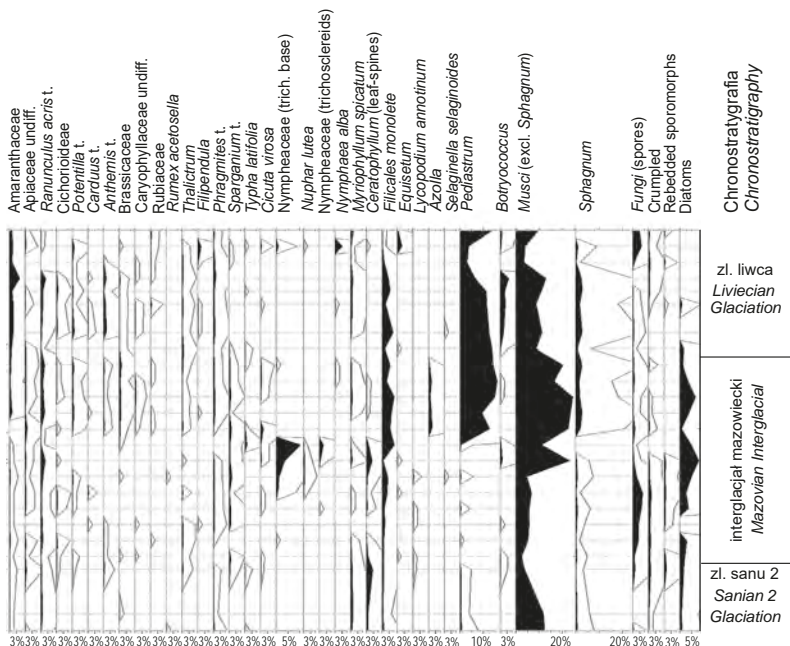
Fig. 5. Uprozczone spektrum pyłkowe osadów interglacjalu

Simplified pollen spectrum of sediments of the Mazovian

nowych. Zjawisk krasowych nie stwierdzono w wypełnieniach kopalnych rynien polodowcowych, w których występuje miększa pokrywa osadów czwartorzędowych. Efektem tych procesów jest inwersja rzeźby: obszary kopalnych rynien stały się wyniesieniami – krętymi wałami – które w planie oddają dawny zarys rynny polodowcowej (Pochocka-Szwarc, 2023a, b). Tego typu formy występują powszechnie na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Kucharska, 2023b; Żarski i Morawski, 2019).

Denudacja glin lodowcowych po recesji lądolodu zlodowacenia sanu 2 spowodowała powstanie pokryw żwirów, gładów, pyłów i piasków rezydualnych (16), które stwierdzono na powierzchni Guza Andrzejowa, na marglach i kredzie piszącej mastrychtu górnego. Są to głównie pojedyncze żwiry skał skandynawskich z domieszką piasków kwarcowych i pyłów. Na zboczach Guza Andrzejowa (ostaniec) występują także bardzo liczne piaskowce kwarcytyczne o walcowatych kształtach (długość dłuższej osi wynosi do kilkunastu centymetrów), które prawdopodobnie są pozostałością po utworach morskich neogenu bądź paleogenu (Kucharska, 2023a; Pochocka-Szwarc, 2023a). Utwory rezydualne występują także na powierzchni terenu na węglanowych utworach mastrychtu koło Hańska (Pochocka-Szwarc, 2023b), a także koło Podedwórze na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej.

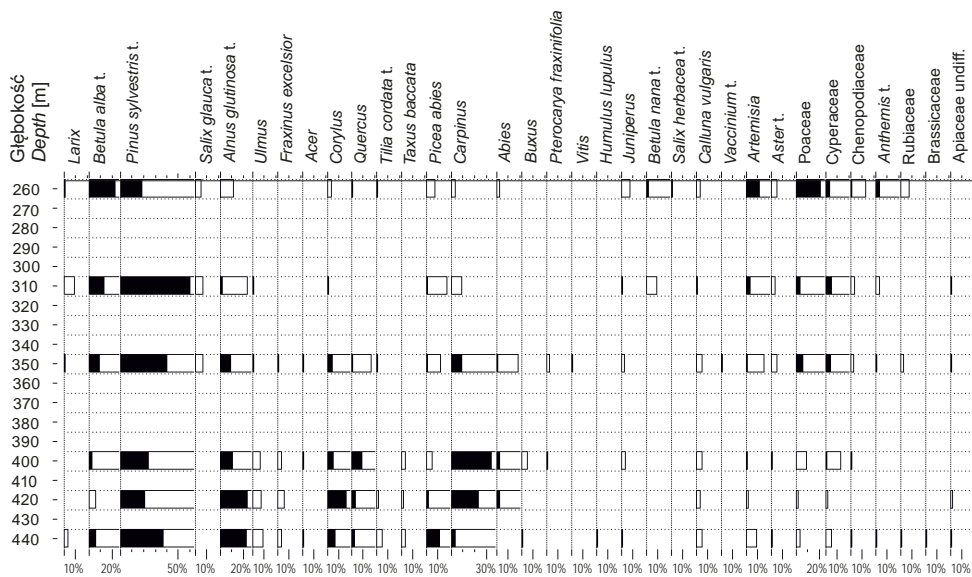
**Interglacjał mazowiecki/aleksandryjski/lichwiński).** Piaski, żwiry i mułki rzeczne (15) odsłaniają się w krawędzi doliny Bugu w Susznie, na północ od Włodawy



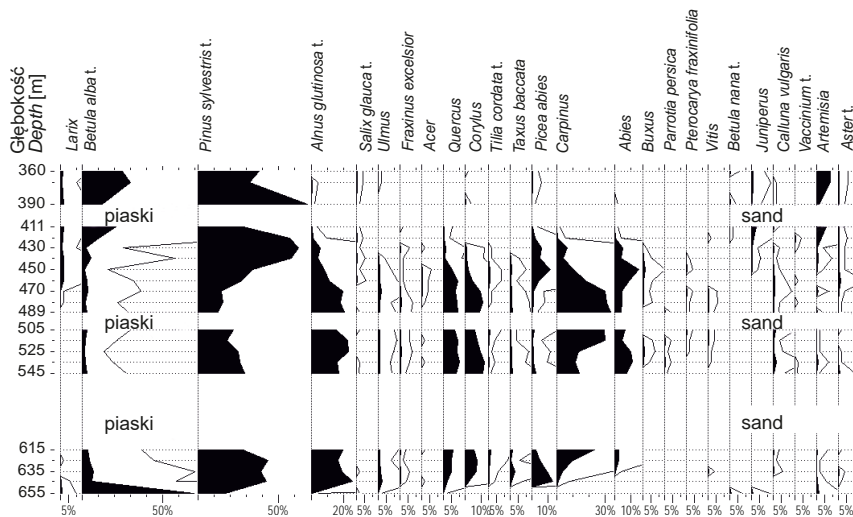
### mazowieckiego w Zahajkach (opracowała A. Hrynowiecka)

Interglacial at Zahajki (analysed by A. Hrynowiecka)

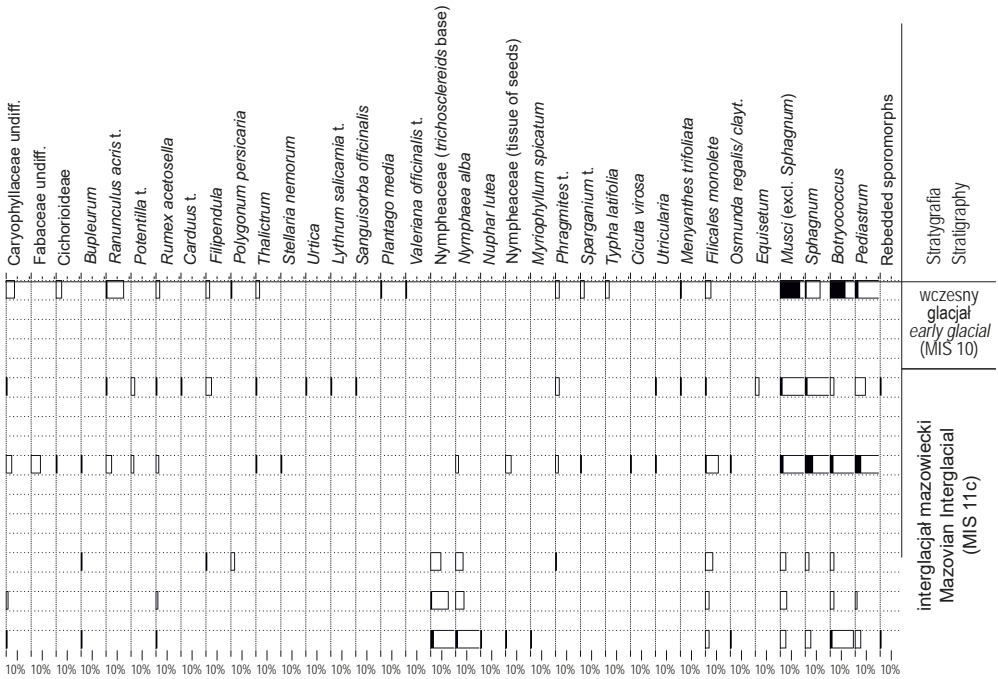
(Mojski i Trembaczowski, 1961; Źarski i in., 2023 – stanowisko Suszno w tym opracowaniu). Stwierdzono tam występowanie warstw piasków różnoziarnistych z licznym żwirem o miąższości 8 m, nachylonych ku północy (Mojski i Trembaczowski, 1961). Osadom rzeczonym towarzyszą biogeniczne utwory jeziorne interglacjału mazowieckiego. Podczas prac terenowych udokumentowano warstwę białoszarych piasków rzecznych o miąższości 2 m, która rozdziela serię osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego, a także występuje względem niej obocznie (Źarski, 2015; Pochocka-Szwarc i in., 2023; Źarski i Pochocka-Szwarc, 2023). Podobne piaski stwierdzono także w wierceniu kartograficznym w Susznie, gdzie występują poniżej osadów jeziornych. Charakteryzuje je słabe wysortowanie, mała zawartość węgla wapnia i obecność dobrze obtoczonych ziaren kwarcu, a w składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (70,4%), z nielicznymi ziarnami amfiboli, piroksenów, topazów, andaluzytu i sylimanitu (Marszałek, 2000). Były datowane metodą OSL na  $367 \pm 89$  ka BP (Kusiak, 1996). Wskazuje to, że dolina Bugu powstała już w schyłkowej części zlodowacenia sanu 2 i funkcjonowała w interglaciale mazowieckim. Piaski rzeczne występują pod osadami biogenicznymi interglacjału mazowieckiego w stanowisku Włodawa Cegielnia (Marszałek, 2000), w Dobropolu (Hrynowiecka i in., 2014; Źarski i Morawski, 2019) oraz w Korolówce i Kolonii Adampol (Źarski i Morawski, 2018, 2019). Piaski i żwiry rzeczne o miąższości kilkunastu metrów stwierdzono także w wypełnieniach kopalnych dolin rzecznych w Orzechowie Nowym i Wiązowcu (Kucharska, 2023a, b).



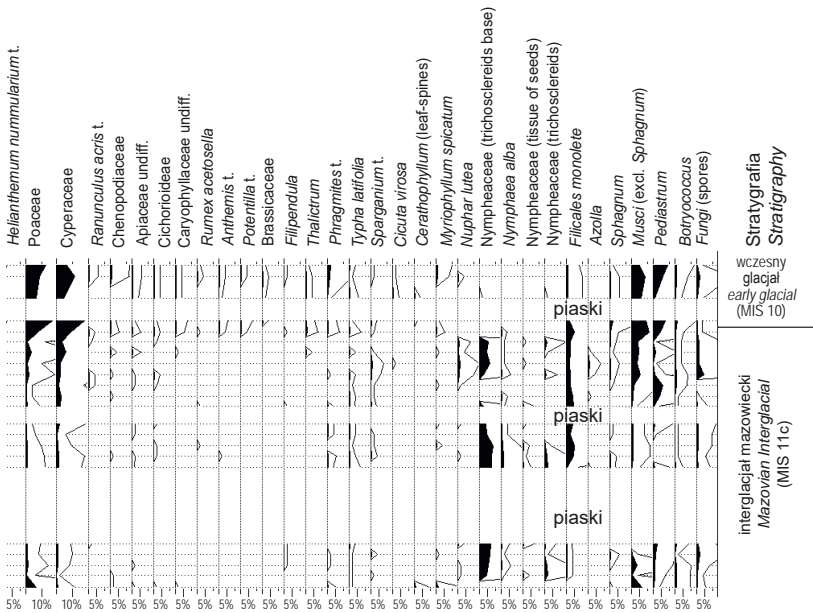
**Fig. 6. Uproszczone spektrum pyłkowe osadów interglacjalu**  
Simplified pollen spectrum of sediments of the Mazovian Interglacial



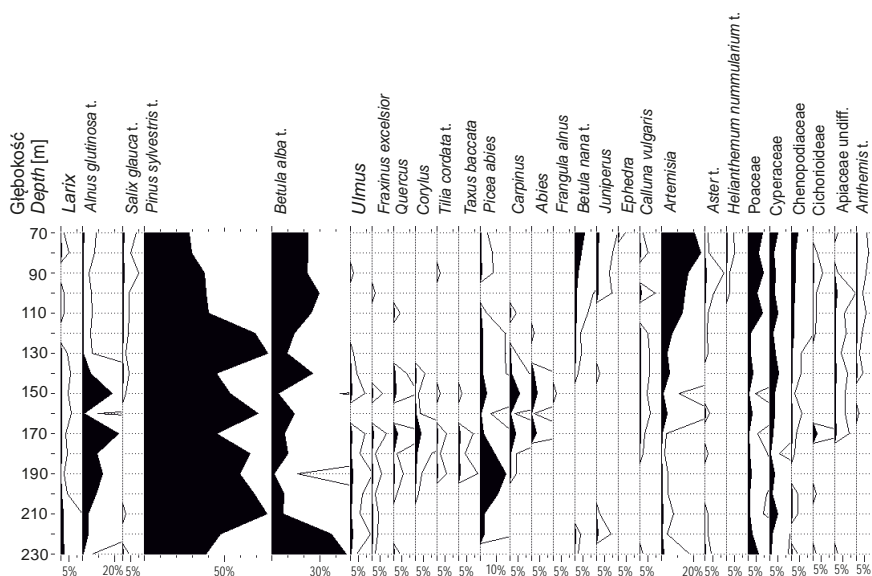
**Fig. 7. Uproszczone spektrum pyłkowe osadów interglacjalu**  
Simplified pollen spectrum of sediments of the Mazovian Interglacial



**mazowieckiego w stanowisku Włodawa Cegielnia (opracowała A. Hrynowiecka)**  
 at the site Włodawa Brickyard (analysed by A. Hrynowiecka)



**mazowieckiego w stanowisku Wyrki (opracowała A. Hrynowiecka)**  
 at the site Wyrki (analysed by A. Hrynowiecka)

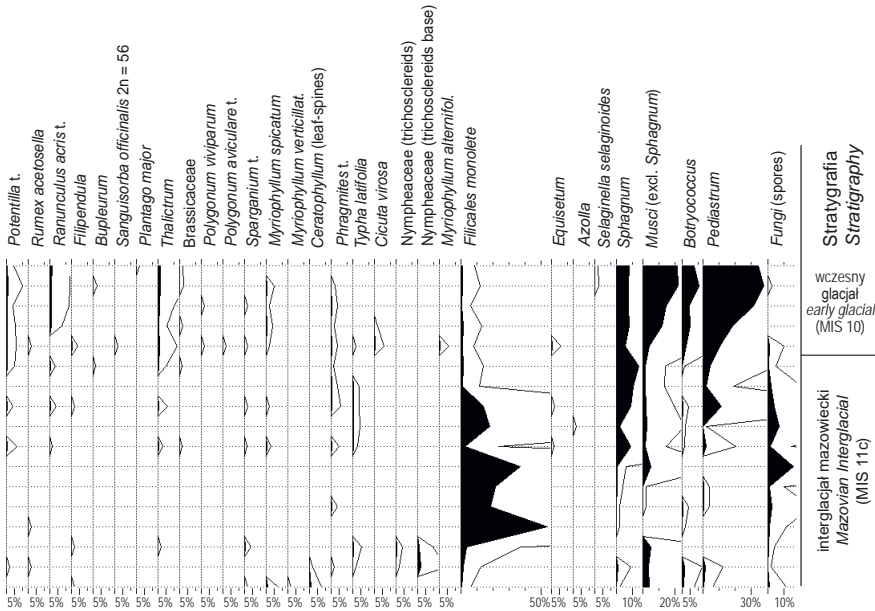


**Fig. 8. Uproszczone spektrum pyłkowe osadów interglacjalu**  
Simplified pollen spectrum of sediments of the Mazovian Interglacial

Torfy i gytie oraz mułki jeziorne (14) stwierdzono w 20 stanowiskach. Większość z nich, z wyjątkiem Kolonii Kaplonosy, Kolonii Adampol i Wiązowca, udokumentowano badaniami flory i fauny kopalnej (tab. 3). Osady interglacjalu mazowieckiego w tych stanowiskach nie są przykryte glinami lodowcowymi lub piaskami i żwirami lodowcowymi, podobnie jak osady jeziorne tego interglacjalu w rejonie Białej Podlaskiej, Łukowa i Wojcieszkowa na Równinie Łukowskiej (por. Żarski, 2006; Marks i in., 2018).

W łagodnej krawędzi doliny Zielawy w stanowisku Ortel Królewski odsłaniają się twory jeziorne o miąższości 7 m z licznymi nagromadzeniami muszli ślimaków i małży, stanowiącymi do 70% objętości osadu (Albrycht, 2002a, b). Poniżej warstwy muszlowej występują mułki ze skorupkami malakofauny i gytia. Bardzo podobny profil osadów jeziornych znajduje się w Rossoszu, gdzie mułki z muszlami mięczaków mają miąższość do 5 m. Analizę malakologiczną z obu stanowisk wykonał Skompski (1994), który oznaczył dwa gatunki ślimaków (*Viviparus diluvianus* i *Lithoglyphus jahni*), które wymarły w Polsce na przełomie interglacjalu mazowieckiego i zlodowacenia odry (Albrycht i in., 1995). Badania palinologiczne osadów ze stanowisk Ortel Królewski i Rossosz wykazały sukcesję roślinną charakterystyczną dla interglacjalu mazowieckiego (Pidek, 1994; Szymanek i Bińka, 2006). W początkowym okresie interglacjalu dominowała brzoza (*Betula*), następnie wilgociolubne zbiorowiska z olszą (*Alnus*), wiązem (*Ulmus*), jesionem (*Fraxinus*), cisem (*Taxus*) i świerkiem (*Picea*). W optimum klimatycznym przeważały lasy grabowe (*Carpinus*) z dębem (*Quercus*), leszczyną (*Corylus*), jodłą (*Abies*) i bukszpanem (*Buxus*), następnie zanikały drzewa termofilne i rozwinęły się borealne lasy sosnowe. Osady jeziorne interglacjalu mazowieckiego w Ortelu Królewskim i Rosso-





**mazowieckiego w stanowisku Korolówka (opracowała A. Hrynowiecka)**

at the site Korolówka (analysed by A. Hrynowiecka)

szu są podścielone glinami lodowcowymi zlodowacenia sanu 2 i przykryte piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi zlodowacenia odry o miąższości 0,5–4,0 m (Albrycht, 2002a, b).

Stanowiska z osadami jeziornymi interglacjału mazowieckiego w Zakłęsłości Sosnowickiej udokumentowano badaniami palinologicznymi w Mostach, Holeszowie, Koniuszach, Zahajkach (fig. 5), Sytycie i Wagnance (Hrynowiecka i in., 2014; Żarski i Morawski, 2018, 2019; Hrynowiecka, 2020; Pidek, 2020; Pochocka-Szwarc, 2023c; Pochocka-Szwarc i in., 2021).

Najpełniej zostały udokumentowane torfy i gytie o miąższości powyżej 6,7 m w stanowisku Wagnanka (Pidek, 2020; Pochocka-Szwarc, 2023c), które ma kluczowe znaczenie dla stratygrafii i paleogeografii Polesia Zachodniego, ponieważ pośrednio datuje powstanie Zakłęsłości Sosnowickiej na zlodowacenie sanu 2 i wyklucza zajęcie tego obszaru przez łądolód młodszego zlodowacenia. Osady interglacjalne leżą na piaskach i żwirach fluwioglacjalnych zlodowacenia sanu 2 i są przykryte piaskami niweofluwialnymi i niweolimnicznymi zlodowacenia wisły o miąższości do 2 m.

Torfy i mułki jeziorne interglacjału mazowieckiego o miąższości kilku metrów, udokumentowane badaniami palinologicznymi odsłaniają się na głębokości 6,8–11,0 m w skarpię doliny Bugu w Susznie (fig. 25, 27 i 28). Stwierdzono je również w profilu otworu kartograficznego odwierconego na terenie pobliskiej dawnej cegielni (Mojski i Trembaczowski, 1961, 1965; Stachurska, 1961; Marszałek, 2000, 2001c; Hrynowiecka i in., 2014; Żarski, Hrynowiecka, 2015; Żarski i Pochocka-Szwarc, 2023c). Poniżej osadów jeziornych znajdują się piaski rzeczne interglacjału mazowieckiego, a powyżej mułki niweolimniczne zlodowacenia wisły.

Tabela/Table 4

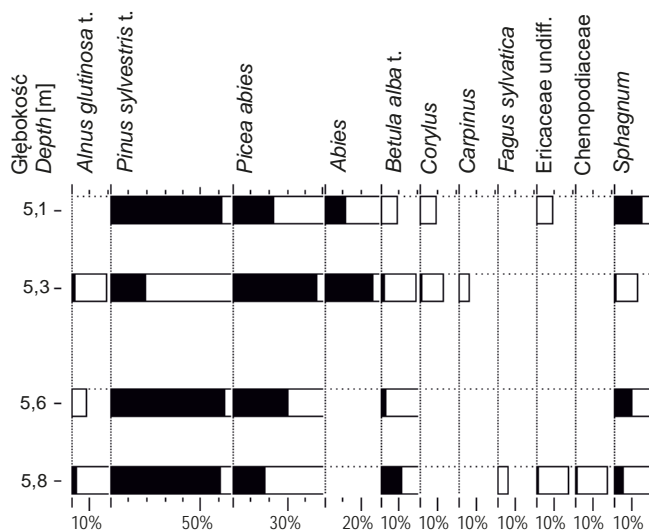
**Stanowiska interglacjalu mazowieckiego/aleksandryjskiego/lichwińskiego  
na pograniczu polsko-białorusko-ukraińskim \***

Sites of the Mazovian/Alexandrian/Likhvinian Interglacial  
in the Polish-Belarusian-Ukrainian border area \*\*

Stratygrafia <i>Stratigraphy</i>	Stratygrafia <i>Stratigraphy</i>		Białorus/ <i>Belarus</i>		Polska (pełna analiza palinologiczna) <i>Poland</i> (full palynologic analysis)						Polska (ekspertyza) <i>Poland</i> (expertise)			Ukraina (ekspertyza) <i>Ukraine (expertise)</i>						
	RPAZ	LPAZ	Hvoznitsa	Suszno	Włodawa Cegielnia	Dobropol	Brus	Wyrzyki	Korolówka	Zahajki	Ignaców	Koniusze	Mosty		Holeszów					
Jednostki klimato-stratygraficzne																				
Wczesny glacjał (MIS 10)		NAP- <i>Juniperus</i>		+	+	+	+	+	+	+										
Interglacjał mazowiecki (aleksandryjski, lichwiński) (MIS 11C)	Ma IX	<i>Pinus-Betula</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+						
	Ma VIII	<i>Pinus-Picea</i>	+	+	+	+	+	+	+	+										+
	Ma VII	<i>Picea-Pterocarya</i>	+	+	+	+	+	+	+	+										
	Ma VI	<i>Abies-Carpinus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+									+
	Ma V	<i>Pinus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+										
	Ma IV	<i>Taxus-Picea-Alnus</i>	+			+	+	+	+	+										
	Ma III	<i>Picea-Alnus</i>	+			+	+	+	+	+										+
	Ma II	<i>Pinus-Betula</i>	+			+	+	+	+	+										
	Ma I	<i>Betula-Pinus</i>				+	+	+	+	+										
Późny glacjał zlodowacenia berezyny/sanu 2/oki (MIS 12)		Poaceae- <i>Artemisia</i>				?	+			+										+

\* Hvoznitsa (Gruzman i in., 1975); Suszno (Stachurska, 1961; obecne opracowanie); Włodawa Cegielnia i Dobropol (Hrynowiecka i in., 2014); Brus (Pidek, 2003); Koniusze, Mosty, Holeszów i Ignaców (Hrynowiecka i in., 2014); Wyrzyki, Korolówka i Zahajki (obecne opracowanie)

\*\* Hvoznitsa (Gruzman *et al.*, 1975); Suszno (Stachurska, 1961; this study); Włodawa-Brickyard and Dobropol (Hrynowiecka *et al.*, 2014); Brus (Pidek, 2003); Koniusze, Mosty, Holeszów and Ignaców (Hrynowiecka *et al.*, 2014); Wyrzyki, Korolówka and Zahajki (this study)



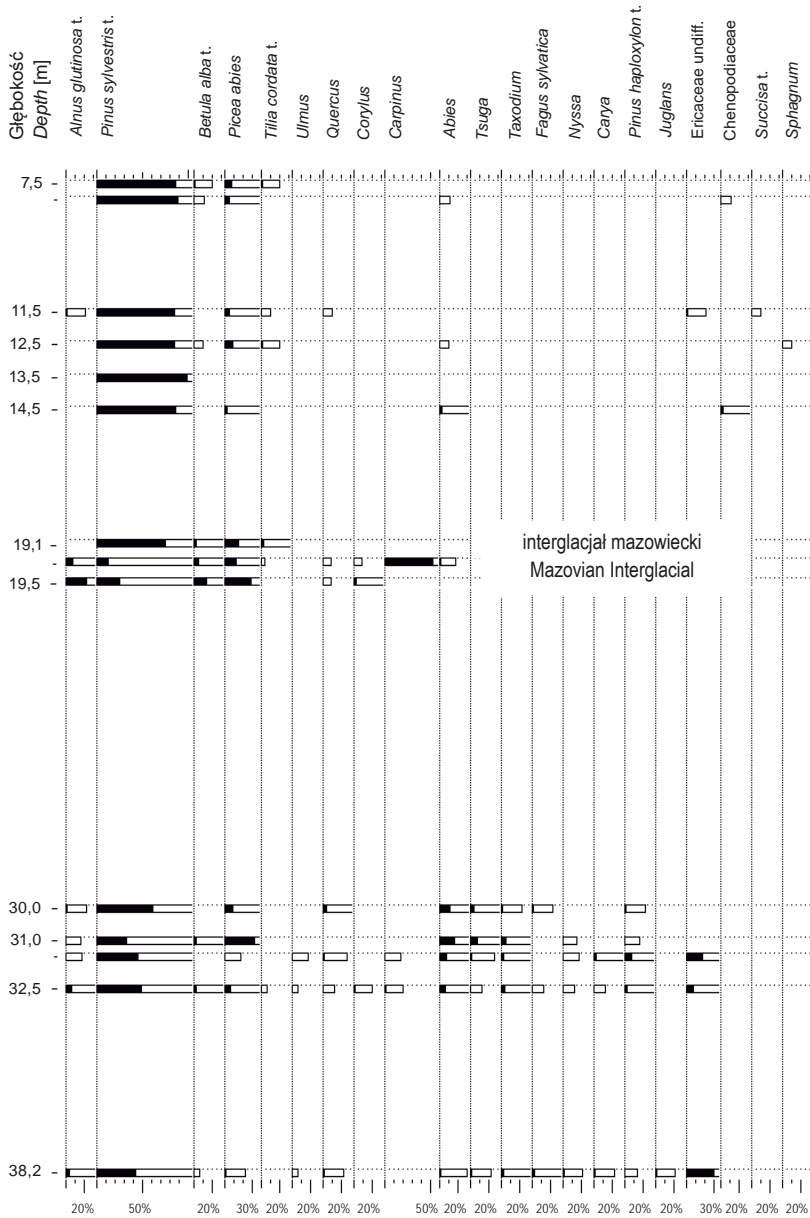
**Fig. 9. Spektrum pyłkowe osadów interglacjalu mazowieckiego w stanowisku „34” na Pojezierzu Szackim**

Pollen spectrum of sediments of the Mazovian Interglacial at the site '34' in the Shatsk Lakeland

W stanowiskach Włodawa Cegielnia (fig. 6) oraz Dobropol ponad osadami jeziornymi interglacjalu mazowieckiego znajdują się ropy i mułki zbiornikowe o miąższości odpowiednio 5 i 10 m, korelowane ze zlodowaczeniami odry i wisły (Marszałek, 2000, 2001c; Hrynowiecka i in., 2014; Żarski i Morawski, 2018, 2019). W stanowisku Dobropol analiza palinologiczna osadów jeziornych wykazała pełną sukcesję interglacjalu mazowieckiego (Hrynowiecka i in., 2014).

Ponad utworami jeziornymi interglacjalu mazowieckiego na Garbie Włodawskim w stanowiskach Wiryki (fig. 7), Korolówka (fig. 8, tab. 4) i Kolonia Adampol znajdują się osady mineralne zlodowaczenia wisły o miąższości do 2 m, a poniżej piaski i żwiry fluwioglacjalne zlodowaczenia sanu 2 (Hrynowiecka i in., 2014; Żarski i Morawski, 2018, 2019).

W profilach z Brus, Ignacowa i Wiązowca osady interglacjalu mazowieckiego leżą na glinach lodowcowych zlodowaczenia sanu 2 (Kucharska, 2023a; Pochocka-Szwarc, 2023a). Osady jeziorne w Brusie znajdują się w kopalnej rynnie lodowcowej i są przykryte kilkumetrową serią piasków rzecznych zlodowaczenia odry (Pochocka-Szwarc, 2023a). Wyniki badań palinologicznych osadów jeziornych o miąższości 9,8 m w Brusie wskazują na pełną sukcesję mazowiecką (Janczyk-Kopikowa, 1981; Pidek, 2003; Hrynowiecka i Pidek, 2017). W Hvoznitsy osady jeziorne o miąższości 19,7 m (Gruzman i in., 1975) leżą na osadach fluwioglacjalnych zlodowaczenia sanu 2 wypełniających kopalną rynnę lodowcową i są przykryte piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi stadiu sozha zlodowaczenia odry/prypeci/dniepru.



**Fig. 10. Spektrum pyłkowe osadów interglacjalnego mazowieckiego w stanowisku „35” na Pojezierzu Szackim**

Pollen spectrum of sediments of the Mazovian Interglacial at the site '35' in the Shatsk Lakeland

Stanowiska w okolicach Shatska (Zalesky i Mielnichuk, 1975) zweryfikowano na podstawie szczegółowych wyników analizy pyłkowej, udostępnionych przez Ivana Zaleskiego. Zapis pyłkowy ze stanowiska „34”, ze względu na współwystępowanie pyłku *Picea*, *Pinus* i *Abies*, ale bez udziału *Carpinus*, wskazuje na schyłek optimum interglacjału mazowieckiego (fig. 9).

Bardzo miąższy profil „35” reprezentuje na głębokości 19,1–19,3 m sukcesję zbiorowisk leśnych rozpoczynającą się rozwojem lasów wilgotnych z *Alnus* i *Picea*, następnie *Carpinus* i *Abies* oraz ostatecznie *Pinus* i *Picea* (fig. 10, tab. 4). Jest to obraz typowy dla optimum klimatycznego interglacjału mazowieckiego. Po nim w osadach o znacznej miąższości następuje zapis lasów z *Pinus*, który odpowiada schyłkowej części interglacjału.

Lakoniczny opis wyników analizy palinologicznej osadów stanowiska Jezioro Tur (Bogucki i in., 2002a, b) oraz brak wartości liczbowych dla zidentyfikowanych ziaren pyłku uniemożliwiają rozważania klimatostratygraficzne. Podany zestaw pyłkowy z *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Abies*, *Corylus* i *Alnus*, w połączeniu z *Sequoia*, *Sciadopitis*, *Taxodium* i *Haploxyylon* wskazują na redepozycję osadów neogenu. Analiza palinologiczna osadów stanowiska Tur (Yelovicheva, 2003) nie wykazuje cech charakterystycznych dla interglacjału mazowieckiego ze względu na brak współwystępowania wysokich wartości pyłków *Carpinus* i *Abies*.

Weryfikację wyników analiz palinologicznych przeprowadzono również dla osadów uznanych za należące do interglacjału lichwińskiego na Ukrainie (tab. 4). Dla osadów stanowiska Kałynivka koło Kovla (Bogucki i in., 1998a, b) przeprowadzono analizę pyłkową (fig. 14), jednak znikoma zawartość pyłku nie może stać się podstawą rozważań klimatostratygraficznych. Niejednoznaczne wyniki przyniosła również analiza malakologiczna (tab. 6), która wskazała na chłodny klimat.

**Zlodowacenie odry.** Łądolód zlodowacenia odry dotarł po stronie polskiej do linii Siedlce–Łosice–Sarnaki–Janów Podlaski–Terespol (por. Żarski, 2006, 2008; Hrynowiecka i in., 2019; Żarski i Kucharska, 2019), natomiast na Białorusi – dalej na południe, a na jego przedpolu powstały rozległe sandry (Marks i Karabanov, 2017a–c; Marks i in., 2018, 2022). Zatamowanie rzek płynących z południa w czasie zlodowacenia odry spowodowało zalewanie niżej położonych obszarów, a drenaż odbywał się głównie na wschód, wzdłuż obecnej doliny Prypeci (Prypiati). W wyniku podwyższenia bazy erozyjnej nastąpiła akumulacja piasków i mułków w licznych płytkich korytach, a także na rozlewiskach. Osady te leżą nieco wyżej niż osady zlodowacenia wisły o tej samej genezie (Kucharska, 2023b; Pochocka-Szwarc, 2023d; Żarski i Pochocka-Szwarc, 2023).

Piaski, żwiry i mułki rzeczno-peryglacjalne (13) były akumulowane w płytkich korytach, a także na rozlewiskach. Utwory te są reprezentowane przez piaski drobno- i średnioziarniste warstwowane horyzontalnie, miejscami z przewarstwieniami mułków (Kucharska, 2023a). Występują one na południowych i północnych obrzeżeniach Garbu Włodawskiego, a także na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, m.in. między Zienkami na północy a Piasecznem na południu (Kucharska, 2019). Utwory te tworzą podłużne i kręte wały o rozciągłości południkowej bądź równoleżnikowej, pod którymi znajdują się piaszczyste utwory rynien kopalnych. Wały są ostańcami denudacyjnymi, powstałymi wskutek inwersji rzeźby spowodowanej nierównomierną denudacją chemiczną (procesami krasowymi) u schyłku

złodowacenia wisły (Dobrowolski, 2006; Pietruczuk, 2016, 2017). Miąższość osadów rzecznych wynosi kilka metrów, a ich wiek określono metodą OSL na  $210 \pm 5$  ka BP (Kucharska, 2023a; Palczewski, 2020).

W odsłonięciu w Susznie na głębokości 2,85–3,00 m, pomiędzy osadami jeziornymi interglacjału mazowieckiego a mułkami i piaskami pylastymi złodowacenia wisły, występuje seria piasków średnioziarnistych z pojedynczymi żwirami o miąższości 0,15 m. Osady te datowano metodą OSL na  $174 \pm 1,2$  ka BP (Bluszcz, 2021) (fig. 25, tab. 8).

Mułki, ły i piaski jeziorne (12) stwierdzono w profilach otworów odwierconych na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej w okolicach Piszczaca (Małek i in., 2001a, b). Są to mułki piaszczyste ciemnoszare z pojedynczymi żwirami, występujące na głębokości 2,5–6,5 m i przechodzące w stropie w mułki czarne, laminowane piaskami różnoziarnistymi i detrytusem roślinnym. Podobne osady udokumentowano w profilach otworów wiertniczych koło Sławatycz na głębokości 3,0–10,5 m (Małek, 2000a, b). Piaski i mułki ilaste jeziorne o miąższości 6 m stwierdzono w stanowisku Brus na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, gdzie występują ponad utworami jeziornymi interglacjału mazowieckiego i są przykryte osadami niweolimnicznymi złodowacenia wisły (Janczyk-Kopikowa, 1981; Pidek, 2003; Hrynowiecka i Pidek, 2017; Pochocka-Szwarc, 2019). Analiza palinologiczna wskazuje, że były one akumulowane w klimacie borealnym, z przejściem do subarktycznego (Janczyk-Kopikowa, 1981). Mułki, ły i piaski jeziorne występują w profilach otworów Dobropol i Dobropol B na głębokości 11,35–2,40 m, a ich analiza palinologiczna wykazała dominację roślin zielnych i panowanie klimatu chłodnego (Hrynowiecka i in., 2014).

Piaski i żwiry fluwiogłacjalne (11) występują w Zakłęsłości Łomaskiej, na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej (do linii Polubicze Dworskie–Wisznice–Międzyzyls–Zabłocie) i w zachodniej części Równiny Małoryckiej (tabl. I – przekrój C–D). Powierzchnia terenu z piaskami i żwirami fluwiogłacjalnymi leży na wysokości 150–160 m n.p.m., a ich miąższość wynosi od kilku do kilkunastu metrów. W północnej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej pośród piasków i żwirów fluwiogłacjalnych występują często ostańce glin lodowcowych złodowacenia sanu 2. Utwory fluwiogłacjalne są reprezentowane przez piaski różnoziarniste warstwowane przekątnie, ze żwirami skał północnych (Albrycht, 2002a, b). Piaski są słabo i średnio wysortowane, w składzie minerałów ciężkich zaznacza się przewaga amfiboli, miejscami granatów nad epidotem, staurolitom i andaluzytem, a lokalnie także nad pirokksenami (Albrycht, 2002a, b).

### 2.2.3. Plejstocen górny

**Złodowacenie wisły.** Na omawianym obszarze występują osady ekstraglacjału złodowacenia wisły: piaski i mułki niweofluwialne oraz mułki i piaski niweolimniczne, które pokrywają większość powierzchni terenu w Zakłęsłości Sosnowickiej oraz na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i Pojezierzu Szackim. Osady te stwierdzono także w dolinach i obniżeniach na Garbie Włodawskim, Wysoczyźnie Parczewsko-Włodawskiej i Zakłęsłości Łomaskiej.

Piaski i mułki niweofluwialne (10) występują na powierzchni Zakłęsłości Sosnowickiej pomiędzy Zahajkami na zachodzie i Zaświatyczami na wschodzie. Na zachód od Zahajek piaski i mułki występują fragmentarycznie w okolicach Hołowna, Wyhalewa, Kodeńca, Hanowa, Lubiczyna, Chmielowa i Bohutynia (Pochocka-Szwarc, 2023d). Są to piaski drobnoziarniste i pyłowate, miejscami z przewarstwieniami mułków.

Żwirry na powierzchni terenu stwierdzono jedynie w okolicach Chmielowa, jednak nie są one w położeniu *in situ*, lecz zostały wyniesione z leżących niżej osadów fluwioglacjalnych zlodowacenia sanu 2 wskutek procesów mrozowych (kriosukcji). W stanowisku Koniusze występują powyżej osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego (Hrynowiecka i in., 2014; Żarski i Morawski, 2018, 2019). W składzie minerałów ciężkich stwierdzono granaty (30%), amfibole (27%), ilmenit i magnetyt (17,2%) oraz domieszkę minerałów bardzo odpornych na wietrzenie (Żarski i Morawski, 2018). Skład minerałów ciężkich, a szczególnie dość wysoka zawartość amfiboli może wskazywać na akumulację w niskoenergetycznym środowisku wodnym (Żarski i Morawski, 2018).

Piaski i mułki niweofluwialne zajmują znaczny obszar na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Pochocka-Szwarc, 2023b, d), m.in. w okolicy Kołaczy, Dominiczyzna, Kamieniowoli i Sosnowicy oraz na Pojezierzu Szackim w okolicy Svitiazi. Stwierdzono je również w rozcięciu erozyjnym na Garbie Włodawskim, pomiędzy Suchawą a Żukowem (Żarski i Morawski, 2018, 2019). W południowej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego piaski i mułki niweofluwialne budują przypowierzchniową część podłużnych i krętych wzgórz o kształcie wałów w okolicy Świerczyn, Zabrodzia, Garbatówki, Wiązowca i Wytyczna (Kucharska, 2023b). Autorzy starszych opracowań kartograficznych klasyfikowali te formy jako ozy lub kemy, ale obecnie są one uznawane za ostańce denudacyjne (Kucharska, 2023a, b; Pochocka-Szwarc, 2023a, b), które powstały w wyniku nierównomiernej denudacji chemicznej osadów węglanowych, głównie u schyłku zlodowacenia wisły (Dobrowolski, 2006; Pietruczuk, 2015, 2016, 2017).

Mułki i piaski niweolimniczne (9) występują głównie w obniżeniach terenowych w zachodniej części Zakłęsłości Sosnowickiej oraz na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, pomiędzy Garbem Włodawskim a Wałem Uhruskim. W południowo-zachodniej części pojezierza mułki zajmują duży obszar wokół jezior Uświerskich i towarzyszących im torfowisk. Zajmują one także większość Pojezierza Szackiego. Ponadto występują w obniżeniach na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i w Zakłęsłości Łomaskiej.

Przeciętna miąższość osadów niweolimnicznych wynosi 2–3 m, maksymalnie dochodzi do 10 m (Marszałek, 2001a). Są to mułki, często z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych. Minerale ciężkie występujące w osadach w Żłobku Małym są reprezentowane głównie przez granaty (50%), andaluzyty, epidoty, amfibole i pirokseny (Marszałek, 2001a). Osady niweolimniczne datowano metodą OSL w stanowiskach Sytyta 2, Suszno 2 i Suszno 3 w Zakłęsłości Sosnowickiej oraz na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i Garbie Włodawskim (tab. 5).

W większości stanowisk osady niweofluwialne i niweolimniczne wydатовano na 15,5–34,0 ka BP, co odpowiada młodszemu pleniglacjale zlodowacenia wisły (por. Marks i in., 2016). Osady w Sytycie i Suminie były akumulowane w późnym glacie tego zlodowacenia, odpowiednio 13,2 ka BP (Sytyta 1) i 13,8 ka BP. Oznaczenia wieku w Kolonii Świerszczów

## Zestawienie wyników datowania osadów metodą OSL

## Results of OSL dating

Nazwa stanowiska <i>Site</i>	Mezoregion <i>Region</i>	Głębokość pobrania próbki Sample depth [m]	Wiek <i>Age</i> [ka BP]	Autorzy (rok opracowania), nazwa arkusza SMGP <i>Author (publication year), Detailed Geological Map of Poland sheet</i>	Autor datowania OSL <i>Author of OSL dating</i>
Kodeniec	Zakłęśłość Sosnowicka	1,0	15,5 ±3	Pochocka-Szwarc (2023c, d), Sosnowica	Palczewski (2020)
Sytyta 1		1,0	13,2 ±2,7		
Sosnowica 1		1,0	20,4 ±4		
Sosnowica 2		1,8	68 ±11		
Sytyta 2		1,8	31 ±7		
Dolina Hola	Garb Włodawski	1,7	21,0 ±5	Pochocka-Szwarc (2023a, b), Kołaczce	Palczewski (2019)
Włodawka 17		2,0	34 ± 6		
Suszno 3*		1,0	23,8 ±17	Marszałek (2000, 2001), Sobibór	Błuszcz (2021)
Suszno 2*		2,6	23,5 ±11		
Kolonia Świerszczów	Pojezierze Łęczyńsko- -Włodawskie	1,4	91 ±14	Kucharska (2023), Orzechów Nowy	Palczewski (2019)
Sumin		1,1	13,8 ±2,7		
Zienki		1,1	15,5 ±3,0		
Orzechów Nowy		1,1	26,6 ±4,5		
Żłobek Mały *		8,0	27 ±5 (TL)	Marszałek (2000, 2001), Sobibór	Kusiak (1996)

\* osady niweofluwialne i niweolimniczne

(91 ka BP) i Sosnowicy 2 (68 ka BP) wskazują odpowiednio na wczesny glacjał i starszy pleni-glacjał zlodowacenia wisty (por. Marks i in., 2016).

Osady piaszczysto-mułkowe były akumulowane głównie w górnym vistulianie (MIS 2), w czasie nasunięcia lądolodu na teren północnej Polski. Poziom wody w rzekach Polesia był wówczas wyższy od obecnego, na co może wskazywać m.in. wysokość tarasów rzecznych w dolinie Wieprza (Kucharska i Krawczyk, 2023a, b).

Przy obecności wieloletniej zmarzliny sprzyjało to akumulacji osadów niweofluwialnych i niweolimnicznych poza dolinami rzek, a szczególnie na obszarach bezodpływowych i z bar-



dzo słabym odpływem (Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskie i Szackie, Zakłęśłość Sosnowicka i obniżenia na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej). Takie przepływy niskoenergetyczne o charakterze rozlewisk, ale bez wyraźnego systemu korytowego i ze znikomą erozją denną, są charakterystyczne dla klimatu arktycznego (Zieliński, 2015). Funkcjonowały one przez całe zlodowacenie wisły (Pochocka-Szwarc, 2023a–d; Pochocka-Szwarc i in., 2021).

Piaski, żwiry i mułki rzeczne tarasów nadzalewowych (8) budują tarasy rzeczne, głównie w dolinie Bugu, a także w dolinach Włodawki i Zielawy. Dobrze wykształcony taras nadzalewowy o szerokości kilku kilometrów występuje w zachodniej części doliny Bugu, pomiędzy Wolą Uhruską a Włodawą, oraz po jej wschodniej stronie, pomiędzy Grabowem i Orchowem. Na północ od Włodawy i Tomaszowki osady rzeczne tarasów nadzalewowych tworzą jedynie ostańce erozyjne, otoczone leżącym niżej tarasem zalewowym Bugu. Powierzchnia tarasów nadzalewowych w dolinie Bugu wznosi się 4–10 m n.p. rzeki, na wysokości od 170 m n.p.m. koło Orchówka do 140 m n.p.m. w okolicy Kostomłotów. Przeciętna miąższość osadów rzecznych tarasów nadzalewowych wynosi około 10 m. W okolicy Włodawy osady rzeczne tarasów nadzalewowych leżą na osadach rzecznych interglacjału mazowieckiego (Marszałek, 2001c), natomiast koło Sławatycz i Kodenia – na piaskach i żwirach fluwioglacjalnych zlodowacenia sanu 2 (Wodyk, 1999a, b; Małek, 2000a).

W tych osadach rzecznych dominują piaski średnio- i drobnodziarniste, średnio i dobrze wysortowane, miejscami z domieszką żwirów i przewarstwieniami mułków (Marszałek, 2001a). W składzie minerałów ciężkich przeważają granaty (42,5–75,1%), którym towarzyszą epidoty, andaluzyty, staurolity i rzadziej, amfibole (Marszałek, 2001a, b). Wiek piasków pobranych z rdzenia otworu kartograficznego w Okunince z głębokości 7,5 m określono metodą TL na  $31 \pm 6$  ka (Kusiak, 1996 w: Marszałek, 2000, 2001c).

Piaski eoliczne (7) oraz piaski eoliczne w wydmach (6) występują na powierzchni zbudowanej z osadów fluwioglacjalnych zlodowacenia odry, tworzących rozległy sandr w zachodniej części Równiny Małoryckiej, południowej części Zakłęśłości Łomaskiej i północnej części Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej, m.in. w okolicy Rossosza, Równin, Janówki i Tuczej. Materiałem źródłowym dla piasków eolicznych były głównie piaski i żwiry fluwioglacjalne, głównie zlodowacenia odry. Piaski eoliczne występują dość powszechnie w strefie krawędzi doliny Bugu, także na jego tarasach nadzalewowych.

Zakłęśłość Sosnowicka u schyłku ostatniego zlodowacenia była obszarem bardzo wilgotnym, z licznymi okresowymi zbiornikami, co nie sprzyjało akumulacji eolicznej. Piaski eoliczne występują jedynie na przedpolu Garbu Włodawskiego w okolicy Uhnina i Białki, a ich miąższość wynosi przeciętnie 1,0–2,5 m, a w wydmach dochodzi do 8 m. Osady te są warstwowane przekątnie, a ziarna kwarcu silnie zmatowiały i zaokrąglone. W składzie minerałów ciężkich przeważają minerały odporne na wietrzenie: granaty, staurolity i turmaliny (Żarski i Morawski, 2018, 2019).

Piaski eoliczne i wydmy występują na Garbie Włodawskim, głównie w jego zachodniej i środkowej części. Wydmy paraboliczne wraz z piaskami eolicznymi wykształciły się koło Pieszowoli i Zamołodycz na północnym skłonie Garbu Włodawskiego (Pochocka-Szwarc, 2023d). Podłużny wał wydmy o długości kilku kilometrów na kulminacji Garbu Włodawskiego w okolicy Lubienia leży na wysokości 190–200 m n.p.m. (Żarski i Morawski, 2018,

2019). Na Garbie Włodawskim piaski eoliczne są podścielone głównie piaskami i żwirami lodowcowymi, miejscami glinami lodowcowymi, rzadziej piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi zlodowacenia sanu 2, które – podobnie jak eluvia piaszczyste glin lodowcowych – były prawdopodobnie źródłem osadów eolicznych. W Kaplonosach na Garbie Włodawskim piaski eoliczne datowano metodą OSL na  $14,6 \pm 7,4$  ka (GdTL-1604; Adamiec, 2013; Żarski i Morawski, 2019), czyli na starszy dryas.

We wschodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego piaski eoliczne i pola wydymowe występują w okolicach Luty, Okuninki, Osowej, Sobiboru i Żłobku, a na Pojezierzu Szackim – w okolicy Svitiazi, Koshar, Smolar, Polozheva, Samiylchi i Zgoran. Wysokość tych wydym sięga 10 m. Na pojezierzach Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim piaski eoliczne leżą na piaskach i mułkach niwalnych zlodowacenia wiśły, a ich materiałem źródłowym były prawdopodobnie piaski i żwiry fluwioglacjalne zlodowacenia sanu 2 oraz piaski rzeczne tarasów nadzalewowych Bugu. W starszym i młodszym dryasie zachodziła akumulacja piasków eolicznych i powstawały wydmy. Degradacja wieloletniej zmarzliny na przełomie zlodowacenia wiśły i holocenu sprzyjała rozwojowi procesów krasowych i powstaniu licznych lejów krasowych, w których utworzyły się jeziora i baseny przyszłych torfowisk (Dobrowolski, 2006).

Piaski, łąki, gytie i torfy jeziorne (5) występują na marglach i kredzie piszącej mastrychtu i kampanu na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i Pojezierzu Szackim (Rühle, 1961). Wypełniają misy krasowe jezior oraz rozległe obniżenia o genezie krasowej, będące współcześnie torfowiskami. Są to piaski i osady ilasto-piaszczyste, opisywane także jako piaski warstwowane, o miąższości do 1 m (Bałaga i in., 1983; Pietruczuk, 2016, 2017). Udokumentowano je w dnach jezior Sosnowickich: Biańskiego, Czarnego i Białego (Więckowski i Wojciechowski, 1971; Pochocka-Szwarc, 2023c), Perespilno (Bałaga, 2004) i Karaśnego (Bałaga i in., 1996b), a także w basenach torfowisk Krowiego Bagna (Bałaga i in., 1983), Durnego Bagna (Bałaga, 2007), Bagna Wojciech (Torbic, 2008), Bagna Staw i Bagna Bubnów (Pietruczuk, 2016, 2017).

Nad osadami mineralnymi występują gytie ilaste i torfy (Bałaga in., 1996a, b; Bałaga, 2002; Pietruczuk, 2015, 2016, 2017). W dnach największych zagłębień, w Bagnie Staw na głębokości 9,85 m i Bagnie Bubnów na głębokości 8,15 m, gytie ilaste, detrytusowe i wapienno-detrytusowe leżą na cienkiej warstwie osadów mineralnych (Pietruczuk, 2016, 2017). Podobną sytuację rozpoznano w basenie Krowiego Bagna, gdzie na głębokości 8,2–8,5 m, gytie węglanowe warstwowane i podścielające je osady mineralne wypełniają liczne przegłębienia w dnie (Bałaga i in., 1983; Buraczyński i Wojtanowicz, 1982b). Miąższość gytii jest zmienna i zależy od głębokości zagłębień (Bałaga i in., 1983). Na podstawie analizy palinologicznej stwierdzono znaczny udział pyłków roślin zielnych przy niskim udziale drzew (Bałaga i in., 1983), co wskazuje, że najstarsze gytie są starsze od allerødu. Podobna sekwencja osadów dennych występuje w jeziorze Svitiaz, gdzie akumulacja gytii rozpoczęła się  $11\,290 \pm 50$   $^{14}\text{C}$ , czyli 13 254–13 065 cal BP (Schwörer i in., 2021). W sąsiednim torfowisku Buzhnia początek sedymentacji biogenicznej rozpoczyna torf zielno-mszysty (fig. 39).

Ponad gytiami występuje torf „bazalny” o miąższości do 1,1 m, złożony ze średnio rozłożonych torfów mszystych lub turzycowo-mszystych (Bałaga i in., 1983), stwierdzony w dnach największych zagłębień, gdzie stanowi drugi etap późnoglacialnej sukcesji biogenicznej

(Bałaga, 2007; Pietruczuk, 2016, 2017). Obecność torfów „bazalnych” stwierdzono w dnach wielu jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, m.in. Moszne, Karaśne i Łukcze (Bałaga i in., 1983, 1993, 1996b, 2002; Bałaga, 2002; Dobrowolski i in., 2009). Torf z Bagna Bubnów i Bagna Staw datowano odpowiednio na 12 600–11 600 cal BP (Pietruczuk, 2016) i 13 590–12 170 cal BP (Pietruczuk, 2016) i koreluje się z *allerødem* oraz z początkiem holocenu, podobnie jak w torfowisku Buzhnia (fig. 40). W dnach jezior Sosnowickich: Białskim, Czarnym i Białym, występują także torfy mszyste, słabo i średnio rozłożone o miąższości do 1,1 m, zalegające na cienkiej warstwie piasków jeziornych (Więckowski i Wojciechowski, 1971). Torfy z głębokości 11 m w Jeziorze Białym Sosnowickim datowano metodą  $^{14}\text{C}$  na 11 235  $\pm$  140 cal lat BP (Więckowski i Wojciechowski, 1971; Pochocka-Szwarc, 2023c).

#### 2.2.4. Holocen

Gytie, piaski i łył jeziorne były akumulowane w misach jezior pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego i Szackiego. Osady te nie występują na powierzchni terenu. Rozpoznano je m.in. w jeziorach Sosnowickich i Uścierskich, w jeziorze Svitiaz oraz w torfowiskach: Bagno Bubnów, Bagno Staw, Bagno Wojciech, Krowie Bagno i Buzhnia. Przeważnie gytie są wapienno-detrytusowe, leżą przeważnie na torfach bazalnych i reprezentują drugi, młodszy cykl sedimentacji jeziornej w Bagnie Staw, Bagnie Bubnów i Bagnie Wojciech (Torbicz, 2008; Pietruczuk, 2015, 2016, 2017; Pochocka-Szwarc, 2023a), a w stropie przechodzą w gytie wapienne i krede jeziorną. Ich akumulacja zachodziła od późnego glacjału zlodowacenia wisły do środkowego holocenu, a w niektórych stanowiskach przez cały holocen (Bałaga i in., 1983; Buraczyński i Wojtanowicz, 1981a, b; Schwörer i in., 2022). Miąższość gytii wynosi w bagnach Staw i Bubnów do 4 m (Pietruczuk, 2016), w jeziorach Czarnym Sosnowickim 14 m, Krasnym 12 m, Białskim 9 m i Białym 8,75 m (Więckowski i Wojciechowski, 1971). Na gytiach leżą torfy akumulowane w okresach subborealnym i subatlantyckim, a w części brzegowej jezior Białego i Czarnego Sosnowickiego – piaski z przewarstwieniami mułków oraz detrytusem roślinnym i soczewkami kredy jeziornej (Dolecki i in., 1990a; Pochocka-Szwarc, 2023c). W torfowisku Buzhnia sedimentacja gytii drobnodetrytusowej rozpoczęła się w okresie atlantyckim i skończyła w okresie subborealnym, kiedy nastąpiło narastanie torfu mszystego w zarastającym zbiorniku (fig. 40).

Piaski i mułki jeziorne (4) występują na powierzchni terenu wokół Jezior Sosnowickich i Pojezierza Szackiego, a także w obniżeniach terenu w okolicach Dębowej Kłody, Kodeńca Krzywowierzy i Holenderni w Zakłęsłości Sosnowickiej. Ponadto stwierdzono je koło Chripsk w południowej części Równiny Małoryckiej. Izolowane płyty osadów jeziornych występują na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej, w podmokłym uroczysku „Warzewo”, objętym ochroną rezerwatową (Dolecki i in., 1990a). Piaski i mułki jeziorne o miąższości do 3 m stwierdzono również w Zakłęsłości Łomaskiej w okolicy Ortela Królewskiego (Albrycht, 2002a) i Bokini Królewskiej (Małek i in., 2001a).

Piaski, żwiry i mułki rzeczne (3) budują dna dolin i tarasy zalewowe Bugu, Włodawki, Hanny, Żyławy, Zielawy, Żarnicy i ich dopływów. W piaskach występują przewarstwienia piasków humusowych, a także mułków piaszczystych (Marszałek, 2001a). Piaski

i żwiru osiągnęły miąższość do 5 m. W dolinie Bugu powyżej piasków i żwirów facji korytovej występują mułki (mady) facji pozakorytovej. Piaski i żwiru wraz z nadległymi mułkami (madami) tworzą taras zalewowy wyższy wznoszący się 2–4 m n.p. rzeki. Większość powierzchni tego tarasu pokrywają mułki piaszczyste (mady lekkie) i mułki ilaste (mady ciężkie) o miąższości 2–5 m (Marszałek, 2001a). W korycie Bugu występują piaski różnoziarniste z pojedynczym żwirem i przewarstwieniami mułków o miąższości kilku metrów. Osady te tworzą taras zalewowy niższy, położony 0,5–2,0 m n.p. rzeki (Marszałek, 2001a, b). W pasie o szerokości do 0,5 km wzdłuż koryta Bugu występują odsypy przykorytowe, zbudowane z piasków drobno- i średnioziarnistych, miejscami ilastych, warstwowane poziomo i z przewarstwieniami mułków i domieszką humusu (Małek, 2000b).

Piaski drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami mułków i piasków humusowych o miąższości do 4 m budują tarasy zalewowe i koryta mniejszych rzek: Włodawki, Hanny, Zielawy, Lutni i Żarnicy (Żarski i Morawski, 2018). Ich powierzchnia jest często pokryta mułkami (madami) o miąższości 0,5–1,0 m. Analiza składu minerałów ciężkich w piaskach rzecznych w dolinie Zielawy koło Podedwórzka wykazała obecność granatów (63,7%), amfiboli (9,3%), cyrkonu (6,3%), rutyłu (4,6%) i turmalinu (4,9%) (Dolecki i in., 1995).

Piaski, piaski humusowe i mułki piaszczyste deluwialne (2) wypełniają górną część suchych dolin rozcinających Garb Włodawski koło Stawek, Korolówki, Suchawy, Zamłodycz, Holi i Pieszowoli oraz Garb Uhruski w okolicach Łowczy i Piasków. Ponadto stwierdzono je w rozcięciach erozyjnych na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej koło Zaniówki, Puchowej Góry, Liszni i Huszczy. Osady te są reprezentowane przez piaski drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami mułków. Poniżej piasków deluwialnych występują piaski i żwiru lodowcowe, gliny lodowcowe lub piaski i żwiru fluwioglacjalne zlodowacenia sanu 2. Osady deluwialne powstały podczas okresowych przepływów wody w dolinkach, spływów podczas ulewnych deszczy i topnienia śniegu (Żarski i Morawski, 2019).

Leje i niecki krasowe znajdujące się na pojezierzach Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim w większości są wypełnione deluwialnymi piaskami humusowymi, miejscami także mułkami piaszczystymi. Miąższość tych osadów wynosi 0,5–2,5 m i występują one głównie na zwietrzelinie skał węglanowych kredy górnej, miejscami na mułkach jeziornych. Zagłębienia bezodpływowe na Garbie Włodawskim i wysoczyznach polodowcowych Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej są wypełnione piaskami drobno- i średnioziarnistymi z przewarstwieniami piasków humusowych i mułków leżących na glinach lodowcowych, piaskach i żwirach lodowcowych, piaskach i żwirach fluwioglacjalnych oraz mułkach i ilach zastoiskowych zlodowacenia sanu 2.

Torfy (1) występują powszechnie na pojezierzach Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim, a także w Zakłęśości Sosnowickiej oraz w południowej części Równiny Małoryckiej. Mniejszy obszar zajmują na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i w Zakłęśości Łomaskiej, a sporadycznie występują na garbach Włodawskim i Uhruskim.

Na pojezierzach Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim oraz w południowej części Równiny Małoryckiej torfy wypełniają większość zarośniętych jezior i lejów krasowych. Miąższość torfów wynosi 1–10 m. Dominują torfy niskie, które są zasilane wodami gruntowymi. Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim występują one wokół jezior Uświerskich, jeziora Zagłęboce,

koło Zenek, Andrzejowa i Woli Wereszczyńskiej (Kucharska, 2023b), wypełniają torfowiska Krowie Bagno, Bagno Staw, Bagno Bubnów i Bagno Wojciech (Bałaga i in., 1983; Torbicz, 2008; Pietruczuk, 2015, 2016, 2017) oraz występują w dolinie Piwonii na południe od Sosnowicy (Pochocka-Szwarc, 2023c). We wschodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego torfowiska niskie stwierdzono wokół jezior Brudzieniec i Wspólnego (Marszałek, 2001a, b), prawdopodobnie występują także wokół jezior Pojezierza Szackiego, w tym jeziora Svitiaz i koło Ariekhova (Tołpa, 1935; Żurek, 2016).

Torfowiska niskie na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim składają się z torfów turzycowych, turzycowo-mszystych, trzcinowych, trzcinowo-turzycowych i turzycowo-sfagnowych (Kucharska, 2023a; Pochocka-Szwarc, 2023a, c). Większe torfowiska występują w dolinie Bugu w okolicy Stulna, Małoziemiec (Humunicze), Wołczyna i Dubnika (Marszałek, 2001a, b). Torfy niskie, określane jako torfy górne, stwierdzono w bagnach Bubnów, Staw i Krowim, gdzie leżą na gytiach holocenijskich (Bałaga i in., 1983; Pietruczuk, 2016). Torfy w Krowim Bagnie zaczęły się tworzyć w okresie preborealnym (Bałaga i in., 1983), a w Bagnie Bubnów i Bagnie Staw w okresie borealnym (Pietruczuk, 2016). Torfowiska niskie w Zakłęsłości Sosnowickiej i Zakłęsłości Łomaskiej oraz na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej występują w dolinach Zielawy, Hanny, Muławy, Romanówki, Grabarki i Żyławy, gdzie tworzą je torfy turzycowe, trzcinowe i olchowe. Ich przeciętna miąższość wynosi 1,5–2,0 m, a maksymalnie dochodzi do 4,0 m. Torfy leżą na piaskach niweofluwialnych i niweolimnicznych zlodowacenia wisły, a także na piaskach rzecznych holocenu.

Torfy przejściowe są zasilane wodami gruntowymi i opadowymi. Występują tylko na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, wokół jezior: Długiego Mosznego, Karaśnego, Uściwierz i Nadrybia, a także w pobliżu Durnego Bagna, pomiędzy Orzechowem a Lejnem (Kucharska, 2023a), w okolicy Hańska i w dolinie Krzemianki (Pochocka-Szwarc, 2023a). Torfowiska przejściowe budują głównie silnie zakwaszone torfy mszysto-turzycowe, a ich miąższość wynosi 0,5–3,5 m (Kucharska, 2023a; Pochocka-Szwarc, 2023a).

Torfowiska wysokie są zasilane głównie wodami opadowymi i występują na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. Torfy wysokie rozpoznano w Durnym Bagnie, gdzie w ich skład wchodzi torfy mszysto-turzycowe o miąższości do 4,2 m (Bałaga, 2007) i w rejonie Dubeczna, o miąższości do 6 m (Nakonieczny, 1965; Pochocka-Szwarc, 2023a). Torfy wypełniające Durne Bagno narastały od połowy okresu borealnego do okresu subatlantyckiego włącznie (Bura-czyński i Wojtanowicz, 1981b; Bałaga, 2007).

### 3. STANOWISKA REPEROWE

#### 3.1. METODY BADAŃ

*Leszek Marks, Aleksandra Majecka, Anna Orłowska, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Tatsiana Rylova, Marcin Szymanek, Ivan Zalesky, Marcin Żarski*

W celu korelacji stratygraficznej osadów w obrębie pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego przeprowadzono przeglądowe prace kartograficzne na wybranych obszarach i szczegółowe badania osadów w ośmiu stanowiskach reperowych (fig. 11). Interpretację uzyskanych wyników wsparto analizą materiałów publikowanych i archiwalnych, w tym map topograficznych i geologicznych w różnej skali, opracowań złożowych i profili otworów wiertniczych. Pobrane próbki osadów poddano analizom: petrograficznej, palinologicznej i malakologicznej oraz datowaniu metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL).

##### 3.1.1. Kartowanie geologiczne

Zbadany obszar jest objęty po stronie polskiej arkuszem Włodawa „Mapy Geologicznej Polski 1:200 000”, wydanie pierwsze (Mojski i Trembaczowski, 1973a, b) i drugie (Żarski i Pochocka-Szwarc i Tekielska, 2023), oparte na pełnym pokryciu 12 arkuszami „Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000”: Kaplonosy (Trembaczowski, 1965, 1968; Żarski i Morawski, 2018, 2019), Kodeń (Wodyk, 1999a, b), Kołacze (Buraczyński i Wojtanowicz, 1982a, b; Pochocka-Szwarc, 2023a, b), Łomazy (Albrycht, 2002a, b), Orzechów Nowy (Buraczyński i Wojtanowicz, 1981a, b; Kucharska, 2023a, b), Piszczac (Małek i in., 2001a, b), Sławatycze (Małek, 2000a, b), Sobibór (Marszałek, 2001a, b), Sosnowica (Dolecki i in., 1987, 1990; Pochocka-Szwarc, 2023c, d), Sosnowka (Wodyk, 2000, 2001), Wisznice (Dolecki i in., 1990a, 1995; Pochocka-Szwarc i Żarski, 2023a, b) oraz Włodawa (Marszałek, 2000, 2001c). Dla białoruskiej strony badanego obszaru korzystano z „Mapy Geologicznej w skali 1:200 000”, arkusz Domachevo (Zubok i Talaiko, 2015a, b) oraz „Mapy geologicznej Białorusi w skali 1:500 000” (Garetsky, 1983; Gursky, 1990). Do zestawienia części ukraińskiej mapy wykorzystano arkusze Włodawa i Kamin Kashirskii „Mapy Geologicznej Osadów Czwartorzędowych i Kopaliny Ukrainy w skali 1:200 000” (Belaya, 2014; Zalesky, 2014), a dla fragmentów terenu – również opracowanie dotyczące jeziora Svitiaz (Rühle, 1961) i rękopiśmienne mapy geologiczne w skali 1:50 000.

Do lokalizacji stanowisk geologicznych i archiwalnych otworów wiertniczych oraz stanowisk badawczych wykorzystano arkusze polskiej mapy topograficznej w skali 1:100 000, opracowanej przez Wojskowy Instytut Geograficzny w 1933 r., nowych map topograficznych Polski w skali 1:10 000, 1:25 000 i 1:50 000 oraz sowieckich map topograficznych w skali 1:100 000



**Fig. 11. Lokalizacja wybranych stanowisk w granicach opracowanej mapy (zestawili M. Żarski i K. Pochocka-Szwarc, numeryczny model terenu wykonała M. Pielach)**

Location of sites on the map  
 (after M. Żarski and K. Pochocka-Szwarc, digital terrain model after M. Pielach)

**Stanowiska/sites:** 1 – Ortel Królewski, 2 – Szymanowo, 3 – Rossosz, 4 – Mosty, 5 – Wycznanka, 6 – Sytyta, 7 – Zahajki, 8 – Holesszów, 9 – Koniusze, 10 – Kolonia Kaplonosy, 11 – Ignaców, 12 – Korolówka, 13 – Kolonia Adampol, 14 – Dobropol B, 15 – Wiryki, 16 – Suszno, 17 – Włodawa Cegielnia, 18 – Brus, 19 – Wiązowiec, 20 – Hvoznitsa, 21 – Sosnowica

i 1:200 000. Korzystano także z pomocy GPS. Do zobrazowania morfologii terenu zastosowano numeryczny model terenu DTED 2 (o rozdzielczości  $50 \times 50$ ) oraz SRTM.

Wybór obszarów do przeglądowego kartowania geologicznego wynikał z konieczności weryfikacji wydzielen na wcześniej opracowanych mapach geologicznych, szczególnie w strefie granicznej Polski, Białorusi i Ukrainy, a także z potrzeby szczegółowej dokumentacji otoczenia badanych stanowisk reperowych. Badania przeprowadzone w wyselekcjonowanych stanowiskach reperowych (sześć odsłoneń i dwa otwory wiertnicze) oraz nowe, opracowane stanowiska interglacjału mazowieckiego odegrały kluczową rolę w weryfikacji dotychczasowej korelacji stratygraficznej.

### 3.1.2. Analiza litofacjalna osadów

Analizę litofacjalną osadów przeprowadzono standardowo w każdym zbadanym stanowisku na podstawie rozpoznania makroskopowego litologii i struktur sedymentacyjnych w wybranych profilach. Do ich opisu wykorzystano kod litofacjalny zaproponowany dla środowisk prądowych przez Mialla (1977, 1985), w modyfikacji Zielińskiego i Pisarskiej-Jamroży (2012), a dla glin lodowcowych – przez Evansa i in. (2006). Analiza litofacjalna dotyczyła tekstury, struktury, skali struktur sedymentacyjnych, kierunku paleoprądu w osadach fluwioglacjalnych z warstwowaniem rynnowym przekątnym (Curry, 1956) oraz w glinach lodowcowych. Kierunek nasuwania się łądolodu odtworzono na podstawie azymutu dłuższej osi żwirów o średnicy powyżej 2 cm i stosunku osi dłuższej do krótszej wynoszącej 2:1 (Evans i in., 2006). Pomiary prowadzono każdorazowo na co najmniej 30 gładzikach. Wyniki przedstawiono w postaci diagramów rozetowych i konturowych sporządzonych na podstawie siatki równopowierzchniowej normalnej Schmidta. Szczegółowe rozpoznanie cech strukturalnych i teksturalnych umożliwiło określenie ich charakterystyki, warunków transportu i depozycji, a tym samym odtworzenie środowisk sedymentacyjnych i rodzaju procesów postsedymentacyjnych.

### 3.1.3. Analiza petrograficzna glin lodowcowych

Analizę petrograficzną glin lodowcowych wykonano w celu określenia składu petrograficznego żwirów w glinach lodowcowych w stanowiskach Kolonia Stawki i Rostan. W celu uzyskania możliwości interpretacji w skali regionalnej zastosowano metodykę przyjętą przy opracowaniu Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (Lisicki i Zabielski, 2018). Próbkę brudową glin lodowcowych o objętości nie mniejszej niż  $0,015 \text{ m}^3$  pobrano z profilu pionowego oczyszczonej ściany odsłoneń, z osadów leżących poniżej zasięgu oddziaływania procesów glebowych. Analizowano każdorazowo około 300 ziaren frakcji 5–10 mm i przyporządkowano je do 10 grup petrograficznych. Skład petrograficzny frakcji żwirowej przedstawiono w formie udziału procentowego skał skandynawskich: osadowych (O), krystalicznych i kwarcu pochodzącego z ich dezintegracji (K), węglanowych (W) oraz mało (A) i bardzo odpornych na niszczenie (B). Na podstawie wzajemnych proporcji skał pochodzenia skandynawskiego wyliczono współczynniki O/K, K/W oraz A/B, a ich wartości posłużyły do określenia litotypów glin lodowcowych i ich regionalnej korelacji stratygraficznej (por. Lisicki i Zabielski, 2018).



### 3.1.4. Analiza malakologiczna

Próbki do analizy malakologicznej pobrano z osadów w stanowisku Kalynivka. Pozyskany materiał poddano standardowej procedurze zaproponowanej przez Łożka (1964), Alexandrowicza (1987) oraz Alexandrowicza i Alexandrowicza (2011). Osady przepłukano na sicie o średnicy 0,5 mm. Z wysuszonego reziduum zliczono wszystkie kompletne muszle mięczaków, części szczytowe (i/lub ujściowe) muszli oraz fragmenty nadające się do jednoznacznej identyfikacji. Część okazów niekompletnych, niewykazujących cech charakterystycznych, oznaczono tylko w kategorii rodzaju lub rodziny. Identyfikację materiału malakologicznego przeprowadzono pod mikroskopem stereoskopowym Delta Optical IPOS 808 (w powiększeniu do  $\times 65$ ) z użyciem kluczy i atlasów do oznaczania malakofauny (Wiktor, 2004; Welter-Schultes, 2012; Piechocki i Wawrzyniak-Wydrowska, 2016). Z tych samych prac zaczerpnięto informacje o wymogach ekologicznych oznaczonych gatunków oraz przypisano je do grup ekologicznych zaproponowanych przez Alexandrowicza i Alexandrowicza (2011).

### 3.1.5. Analiza palinologiczna

Wcześniej opublikowane i archiwalne opracowania paleobotaniczne dla obszaru pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego zweryfikowano przez porównanie ich z sukcesjami pyłkowymi interglacjalów plejstocenu środkowego w Polsce i na Białorusi. Weryfikację sukcesji w stanowiskach ukraińskich przeprowadzono różnymi metodami, w zależności od rodzaju danych źródłowych. Jeśli dostępny był jedynie opis zidentyfikowanych taksonów pyłkowych, ale bez informacji ilościowej, dokładna korelacja była niemożliwa. Jeśli natomiast dostępne były tablice z liczbą ziaren zidentyfikowanego pyłku, to zostały one przetransferowane do programu POLPAL i uzyskano diagramy pyłkowe (Nalepka i Walanus, 2003). Otrzymane spektra pyłkowe porównano następnie z sukcesją pyłkową interglacjalu mazowieckiego w tym regionie w celu określenia, czy zawierają one jego diagnostyczne poziomy pyłkowe (*Picea-Alnus*, *Taxus* i *Carpinus-Abies*).

Analizę pyłkową wykonano dla osadów organicznych ze stanowisk: Kalynivka, Ariekhovo, Suszno, Buzhnia, Korolówka, Wiryki i Zahajki. Próbki do badań poddano standardowej acetylizacji według metody Erdmana (Faegri i in., 1989). Analizę mikroskopową przeprowadzono przy pomocy mikroskopu Nikon Eclipse E200 z optyką CFI60 dla stanowiska Buzhnia oraz Nikon OPTIPHOT-2 dla pozostałych stanowisk. Udział procentowy poszczególnych taksonów liczono w stosunku do sumy pyłku drzew i krzewów (AP – *Arboreal Plant*) oraz roślin zielnych i krzewinek (NAP – *Non-Arboreal Plant*) (Berglund i Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Z udziału procentowego wyłączono sporomorfy roślin wodnych, szuwarowych, paproci i glonów. W próbkach z osadów biogenicznych, charakteryzujących się zwykle wysoką frekwencją, zliczano co najmniej 500 ziaren pyłku AP, wszystkie towarzyszące ziarna pyłku NAP i sporomorfy roślin lokalnych wodnych, szuwarowych, paproci oraz glonów. W próbkach mineralno-biogenicznych i o niskiej frekwencji pyłku liczono ziarna do minimum 300 AP, natomiast przy bardzo niskiej frekwencji – do 300 ziaren ogółem. Wyjątkiem były osady pobrane z profilu Kalynivka, w których skrajnie niska frekwencja pyłku uniemożliwiła wyłonienie maksymalnie 11 ziaren (średnio 2–3), co nie daje możliwości wyciągnięcia wniosków klimatostratygraficznych. Wyniki przeprowadzonych analiz przedstawiono z wykorzystaniem programu POLPAL (Nalepka i Walanus, 2003).

### 3.1.6. Datowanie

Datowanie metodą **optycznie stymulowanej luminescencji (OSL)** wykonano w Laboratorium Datowania Luminescencyjnego Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Datowaniu poddano osady piaszczyste pozyskane z czterech stanowisk (Kolonja Stawki, Ariekhovo, Rostan i Suszno). Próbkę pobrano do nieprzepuszczających światło rur PCV i analizowano zgodnie z procedurą opisaną przez Moskę i in. (2021). Dla każdej badanej próbki oznaczono od 15 do 20 naważek, a następnie obliczono dysproporcję otrzymanych wyników. Jeżeli nie przekraczała ona 20% podano wynik uśredniony, natomiast jeśli była większa – obliczano wartość średnią dla grup pomiędzy najniższymi otrzymanymi wartościami. Zakres niepewności określono przy pomocy analizy statystycznej.

Próbki do datowania metodą **radiowęgla ( $^{14}\text{C}$ )** przygotowano metodą standardową AAA (Skripkin i Kovalyukh, 1998), a pomiary wykonano w spektrometrze Hidex 300 SL (Krąpiec i Wałanus, 2011) w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Krakowie. Wszystkie daty skalirowano przy pomocy programu OxCal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009), z użyciem krzywej kalibracyjnej IntCal20 (Reimer i in., 2020).

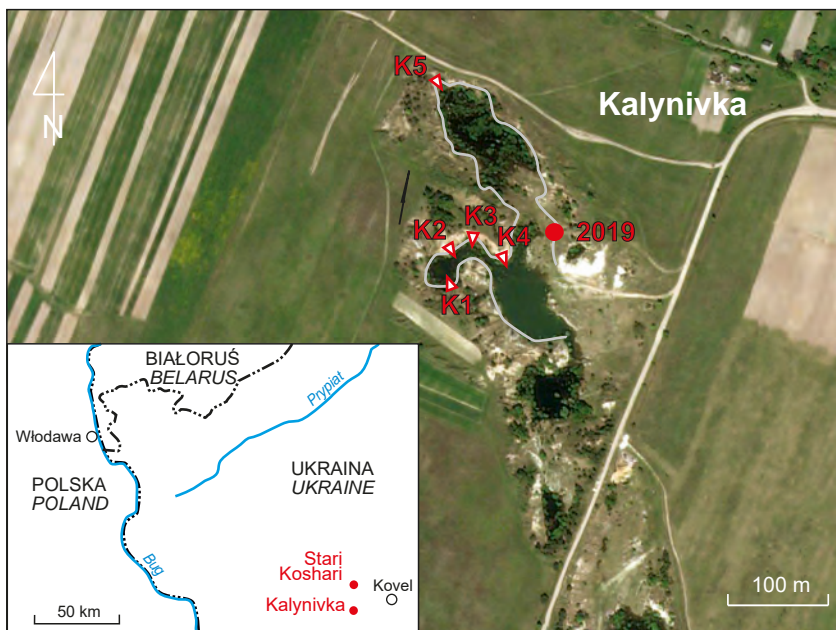
## 3.2. STANOWISKO KALYNIVKA

*Marcin Żarski, Leszek Marks, Andriy Bogucki, Anna Hrynowiecka,  
Marcin Szymanek, Olena Tomeniuk, Ivan Zalesky, Galina Brovkina*

Przez wiele lat stanowisko Kalynivka ( $51^{\circ}11'57''\text{N}$ ,  $24^{\circ}33'18''\text{E}$ ) było uznawane za repero-  
we dla stratygrafii i paleogeografii plejstocenu środkowego Polesia Wołyńskiego (Bogucki i in., 1998a; Boguckij i in., 2007; Lindner i in., 2005, 2007). Znajduje się ono 6 km na zachód od Kovla (fig. 12), na północno-wschodnim skłonie płaskowyżu, o powierzchni znajdującej się na wysokości do 205 m n.p.m. W odsłonięciu opracowano kilka profili osadów (Bogucki i in., 1998a; Boguckij i in., 2007), w których wyróżniono dwa poziomy gliny lodowcowej (fig. 15): glinę dolną – korelowaną ze zlodowaczeniem oki (elstery), i glinę górną – ze zlodowaczeniem dnjepru (soławy). Pomiędzy glinami stwierdzono piaski, mułki i kredę jeziorną z muszlami mięczaków. Na podstawie korelacji z profilem otworu odwierconego w Stari Koshari, położonego 6 km na północ od Kalynivki (por. Karaszewski i Rühle, 1976), i mimo niestwierdzenia pyłku w osadzie podczas analizy pyłkowej (Boguckij i in., 2007), osady rozdzielające gliny przypisano do interglacjału lichwińskiego (holsztyńskiego) (Lindner i in., 2007).

W stanowisku Kalynivka w 2019 r. opracowano trzy profile osadów, w tym profil 1/2019 o długości 9,9 m (fig. 13):

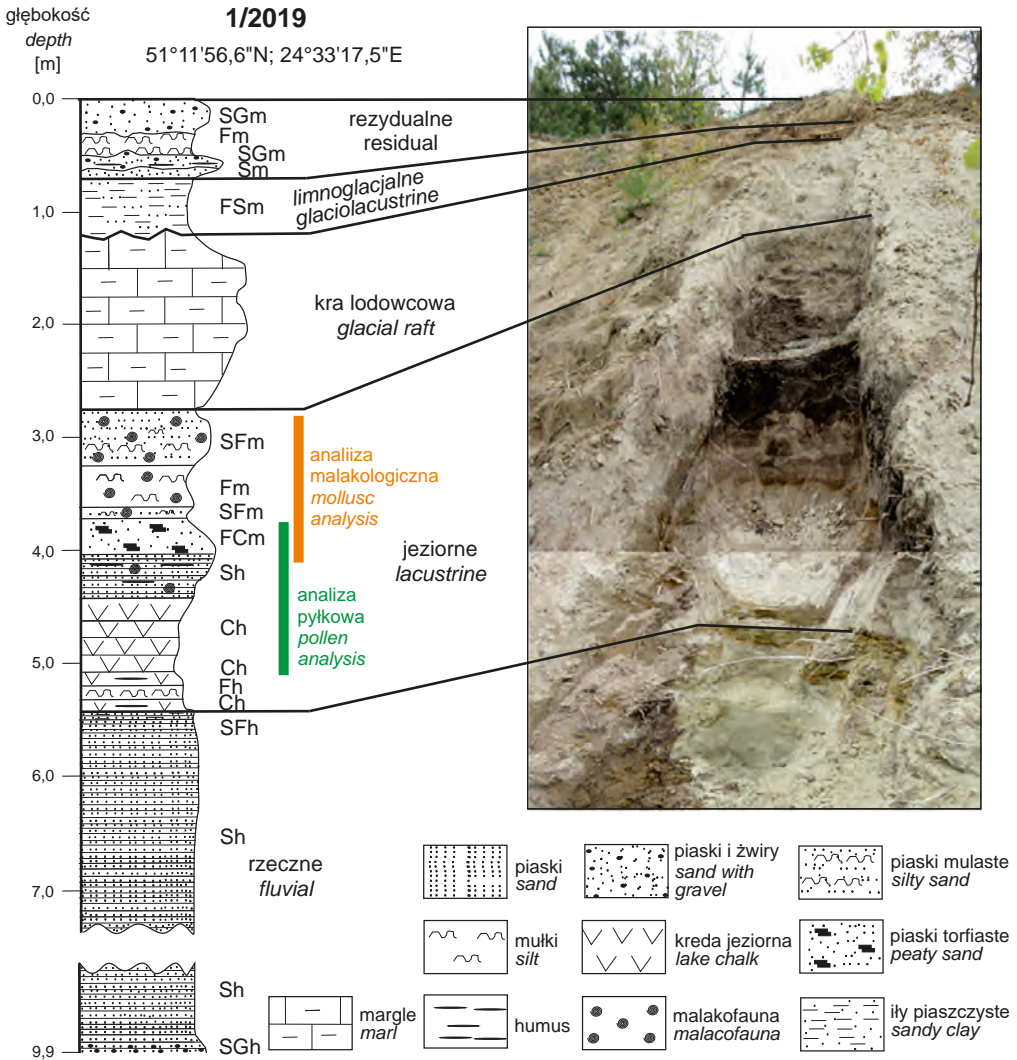
0,00–0,10	poziom humusowy ciemnobrązowy, z krzemieniami
0,10–0,30	piaski drobno- i średnioziarniste z pojedynczymi krzemieniami
0,30–0,50	mułki brązowe masywne, –HCl
0,50–0,65	piaski humusowe rudobrązowe z licznymi żwirami krzemieniami i kwarcem, –HCl
0,65–0,70	piaski drobnoziarniste pylaste, masywne, +HCl
0,70–1,20	ił ciemnobrązowy, zapiaszczony, z soczewkami piasku drobnoziarnistego, –HCl



**Fig. 12. Kalynivka: lokalizacja odsłonięcia oraz profili K1–K5 (Bogucki i in., 1998) oraz 1/2019–3/2019 (zbadane przez autorów) (na podkładzie Google Earth Pro)**

Kalynivka: location of the outcrop, sections K1–K5 (Bogucki *et al.*, 1998) and the sections 1/2019–3/2019 (examined by the authors) (on the image of Google Earth Pro)

- |           |   |
|-----------|---|
| 1,20–2,75 | margle białoszare, masywne, bardzo zwięzłe, +++HCl  |
| 2,75–3,25 | piaski drobnoziarniste z bardzo licznym detrytusem malakofauny, szare, z przewarstwieniami mułków, +++HCl |
| 3,25–3,60 | mułki ilaste ciemnobrązowe, z detrytusem malakofauny, w spągu smugi humusowe, +++HCl                      |
| 3,60–3,70 | mułki kredowe, zbite, masywne, z pojedynczymi szczątkami malakofauny                                      |
| 3,70–4,03 | piaski humusowe ciemnoszare   |
| 4,03–4,40 | piaski bardzo drobnoziarniste, ze smugami humusowymi, w spągu pojedyncze szczątki malakofauny, –HCl       |
| 4,40–5,08 | kreda jeziorna biała, bardzo twarda, ze słabo zaznaczoną laminacją, pojedyncze szczątki malakofauny       |
| 5,08–5,18 | kreda jeziorna biała, z ciemnoszarymi przewarstwieniami humusu, +++HCl                                    |
| 5,18–5,28 | kreda jeziorna biała, z laminacją poziomą, z przewarstwieniami humusu, +++HCl                             |
| 5,28–5,38 | kreda jeziorna biała, z ciemnoszarymi przewarstwieniami humusu, +++HCl                                    |
| 5,38–5,48 | piaski ilaste jasnobrązowe, ze słabo zaznaczoną laminacją   |
| 5,48–9,90 | piaski drobnoziarniste jasnobrązowe, miejscami z przewarstwieniami piasku pylastego, w spągu ze żwirem    |



**Fig. 13. Profil osadów Kalynivka 1/2019**

**Litofacje:** Ch – kreda jeziorna, FCm – mulki torfiste masywne, Fh – mulki warstwowane poziomo, Fm – mulki masywne, FSm – ily piaszczyste masywne, SFh – piaski mulkowane warstwowane poziomo, SFm – piaski mulkowane masywne, SGh – piaski ze żwirem warstwowane poziomo, SGm – piaski ze żwirem masywne, Sh – piaski warstwowane poziomo

#### Log Kalynivka 1/2019

**Lithofacies:** Ch – lake chalk, FCm – massive peaty silt, Fh – horizontally-stratified silt, Fm – massive silt, FSm – massive sandy clay, SFh – horizontally-stratified silty sand, SFm – massive silty sand, SGh – horizontally-stratified gravelly sand, SGm – massive gravelly sand, Sh – horizontally-stratified sand

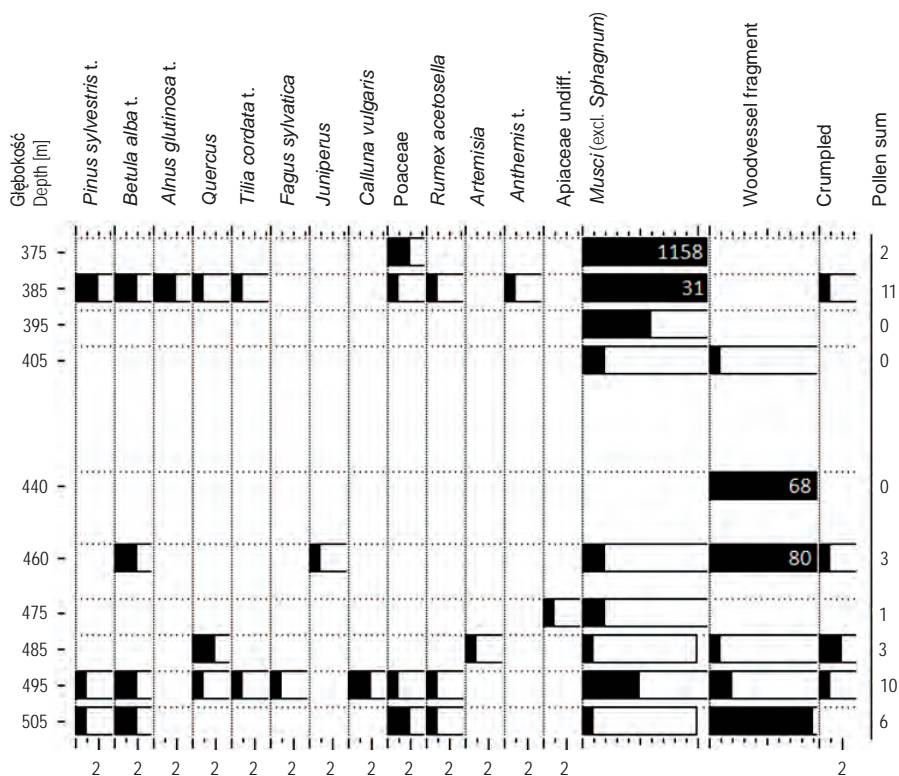


Fig. 14. spektrum pyłkowe osadów profilu Kalynivka 1/2019

Pollen spectrum of the section Kalynivka 1/2019

Na piaskach rzecznych (głęb. 5,38–9,90 m) występują osady jeziorne złożone z przewarstwień kredy jeziornej, mułków, piasków i piasków torfiastych (2,75–5,38 m). Na nich leży krawędź kredy (1,20–2,75 m) oraz ropy limnoglacialne (0,65–1,20 m) i osady wietrzeniowo-rezydualne z pojedynczymi eratykami skandynawskim (0,00–0,65 m), częściowo przekształcone antropogenicznie. Osady jeziorne poddano analizom pyłkowej i malakologicznej. Ze względu na znikomą zawartość pyłku wyniki analizy przedstawiono jedynie ilościowo (fig. 14), ponieważ ich wiarygodna interpretacja klimatostratygraficzna nie jest możliwa.

W profilu Kalynivka 1/2019 oznaczono łącznie 20 taksonów mięczaków (14 ślimaków i 6 małży) reprezentowanych przez 183 okazy i 205 fragmentów muszli. Bardzo licznie występował detrytus (złożony z drobnych, nieoznaczonych szczątków), który towarzyszył 97 nieoznaczalnym szczytom muszli (tab. 6). W najniższej pobranej próbce (głęb. 4,2 m) nie znaleziono szczątków malakofauny. W pozostałych próbkach liczba taksonów wahała się od 1 do 13, a liczba okazów od 4 do 51. Najwyższą frekwencję muszli zanotowano na głębokości 3,15 m oraz 2,85 m (tab. 6). Liczebność podwyższają głównie szczyty muszli ślimaków z rodzaju *Valvata*, jednak ze względu na zachowane tylko 1,5–2 skrzydła początkowe trudno jednoznacznie określić ich przynależność gatunkową.



3.15		1			4				1+1f	1	1	2		2	1f		35	4+30f	10	51+32f	37+d	
3.25								4f					1	1		4f		3+28f	4	4+36f	5+d	
3.35				1				2f		8								5+15f	4	14+17f	5+d	
3.45																		7+18f	1	7+18f	5+d	
3.55										2		2		2		1f		2+24f	5	7+25f	4+d	
3.65					2					1	1	1	5	5				8+20f	5	17+20f	d	
4.20																						
<b>Suma Total</b>	1	3	3	2	17	1	1	2	4+11f	2	11	2	7	1	11	3+1f	2	69	1+5f	40+188f	183+205f	97+d

**Grupy ekologiczne** na podstawie Alexandrowicz i Alexandrowicz (2011): 5 – ślimaki typowe dla środowisk otwartych, niezacienionych lub o bardzo nieznanym zacięciu i o różnej wilgotności podłoża; 7 – gatunki eurytopowe, żyjące na stanowiskach otwartych lub zacienionych o średniej wilgotności podłoża; 8 – gatunki mezofilne, charakteryzujące siedliska o różnym stopniu zacięnienia oraz o wilgotnym, ale nie podmokłym podłożu; 9 – ślimaki wybitnie wilgociolubne, związane ze środowiskami o różnym stopniu zacięnienia, bardzo wilgotnymi, podmokłymi i bagiennymi, a nawet okresowo podtapianymi; 10 – mięczaki typowe dla małych, okresowo zanikających, a nawet epizodycznych, silnie zarastających zbiorników wodnych; 11 – ślimaki i małże żyjące w trwałych zbiornikach o różnej wielkości, w jeziorach, stawach i zatokach wolno płynących rzek; 12 – mięczaki wodne reofilne, występujące w wodach płynących, potokach i rzekach, w pobliżu źródeł, a także w litoralnych strefach jezior o silnym falowaniu; f – fragmenty muszli, d – detrytus muszli

**Ecological groups** after Alexandrowicz and Alexandrowicz (2011): 5 – taxa typical for open habitats with limited shadow and varied moisture; 7 – eurytopic taxa of open or shaded and medium moist habitats; 8 – mesophyllous taxa of shaded and moist habitats, 9 – taxa of shaded and very wet (even periodically flooded) habitats; 10 – taxa of small, periodically desiccating and intensively overgrowing water bodies; 11 – taxa in permanent water bodies of varied size (lakes, ponds and bays of slowly flowing rivers); 12 – river taxa, living close to springs and also in littoral zone of lakes with strong waving; f – shell fragments, d – shell detritus

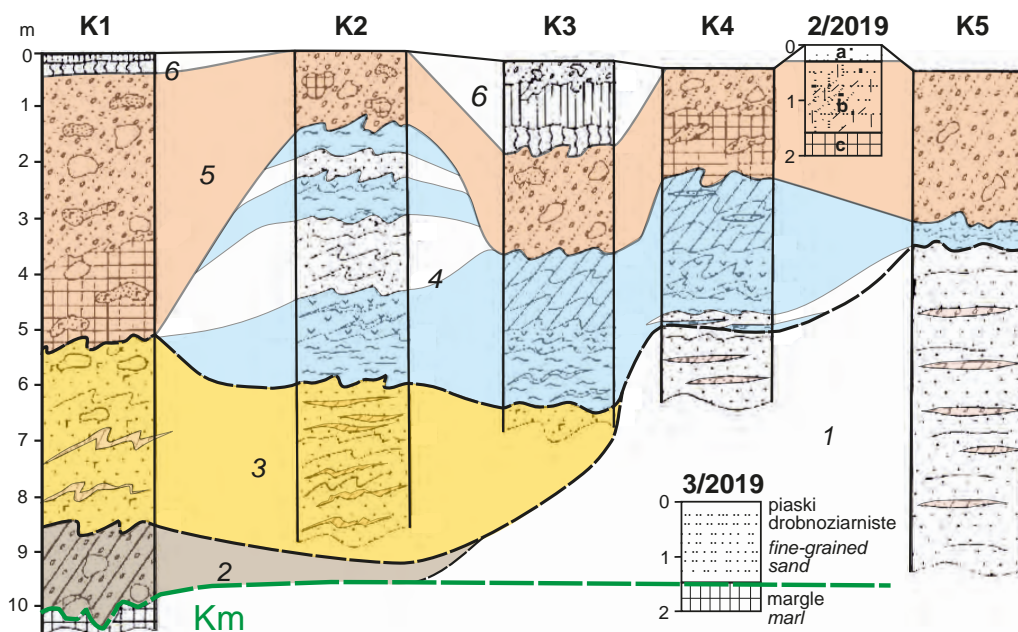
W zespole dominują gatunki słodkowodne, zasiedlające zarówno zbiorniki wód stojących (stawy, jeziora), jak i wolno płynące (rzeki), z wyraźną przewagą gatunków typowych dla trwałych zbiorników wodnych o różnej wielkości (grupa ekologiczna 11). Wśród nich pojawiają się formy odporne na niskie temperatury, np. *Pisidium obtusale*, oraz gatunki o nieco wyższych wymaganiach termicznych, np. *Bithynia tentaculata*.

Dwa gatunki, *Valvata cristata* i *Valvata* cf. *macrostoma*, są typowe dla małych, okresowych i silnie zarastających zbiorników wodnych (grupa 10), a tylko jeden – *Pisidium nitidum* – to gatunek reofilny (grupa 12), zasiedlający zarówno rzeki, jak i jeziora. Mięczakom wodnym towarzyszą ślimaki lądowe, z najwyższą koncentracją w próbce pobranej z głębokości 2,85 m (tab. 6). Warto zwrócić uwagę na gatunki zimnolubne *Vallonia tenuilabris* i *Vertigo genesii*, typowe dla zimnych faz plejstocenu (Wiktor, 2004).

Zespół mięczaków ze stanowiska Kalynivka jest dość bogaty gatunkowo, ale ubogi pod względem liczby okazów. Jego skład przypomina faunę opisywaną dla tego stanowiska przez Dmytruka i Yatsyshyna (2005). Ze względu na obecność pojedynczych przedstawicieli poszczególnych gatunków trudno wyciągnąć jednoznaczne wnioski paleoekologiczne. Opisywana fauna reprezentuje zapewne zbiornik wód stojących, otoczony terenem otwartym, wilgotnym i okresowo podtapianym. Takie środowisko jest typowe dla *Vertigo genesii* i *Succinella oblonga*. Oba gatunki, z towarzyszącym *Vallonia tenuilabris*, mogą wskazywać na akumulację osadów w chłodnym okresie i często są spotykane w schyłkowych fazach zlodowaceń i na początku interglacjalów (Alexandrowicz i Alexandrowicz, 2011). Pozostałe gatunki wykazują na dość szeroką tolerancję klimatyczną. Wyższe wymagania termiczne ma *Bithynia tentaculata* (Alexandrowicz, 1987, 1999), co może wskazywać na depozycję w warunkach interglacjalnych i klimat umiarkowany panujący w trakcie akumulacji osadów, chociaż pojedyncze muszle i wieczka tego gatunku znajdowano też w warunkach chłodniejszych w interpleniglacjale i w późnym glacjale ostatniego zlodowacenia oraz na początku holocenu (np. Alexandrowicz, 1988, 1999; Dzierżek i Szymanek, 2013). Żaden z gatunków nie ma znaczenia stratygraficznego. *Vallonia tenuilabris* wycofał się z Europy pod koniec ostatniego zlodowacenia/na początku holocenu i obecnie występuje na Syberii, w Azji Środkowej i w północnych Chinach (White i in., 2008; Meng, 2009; Horsák i in., 2010, 2015).

Badania przeprowadzone w stanowisku Kalynivka oraz analiza danych archiwalnych i publikowanych, a zwłaszcza szczegółowy opis litologii osadów (por. Bogucki i in., 1998a; Bogucki i in., 2007), umożliwiły weryfikację wcześniejszej litostratygrafii (fig. 15). Serie 2–6 w tym stanowisku – w tym glina lodowcowa w spągu oraz nadległy kompleks zdeformowanych osadów reprezentowanych przez porwaki margli kredowych, piasków z domieszką glaukonitu (oligoceniśkich?) oraz mułki, piaski i kredę jeziorną ze szczątkami skorup mięczaków (ale bez pyłku roślin!), a także glina piaszczysta w stropie – reprezentują prawdopodobnie jedno zlodowacenie. Analiza składu mineralnego glin lodowcowych wykazała, że jest on zbliżony w obydwu glinach, ale w dolnej (seria 2) znaczący udział mają ziarna glaukonitu z podłoża, natomiast nie ma ich w glinie górnej (seria 5) (Chlebowski i in., 2005). Można więc sądzić, że glina dolna powstała subglacjalnie, natomiast górna zawiera materiał morenowy transportowany w wyższej partii lądolodu. Pod kompleksem osadów zdeformowanych glaci-tektonicznie występują piaski rzeczne z wkładkami mułków (seria 1) (fig. 15).





**Fig. 15. Stanowisko Kalynivka (lokalizacja na fig. 12),  
profile K1–K5 (wg Boguckiego i in., 1998) oraz 2/2019–3/2019**

Km – margle kredy; **serie:** 1 – piaski rzeczne z wkładkami mułków, 2 – glina lodowcowa, 3 – piaski z wkładkami mułków i domieszką glaukonitu, 4 – przewarstwienia mułków piaszczystych i kredy jeziornej z detrytusem muszli mięczaków, 5 – glina lodowcowa piaszczysta z porwakami margli kredowych, 6 – zwietrzelina ilasto-piaszczysta i gleba współczesna; a – piaski drobnoziarniste z krzemieniami, b – diamikton gliniasty z krzemieniami, c – margle

The outcrop Kalynivka (for location see Fig. 12),  
sections K1–K5 (after Bogucki *et al.*, 1998) and 2/2019–3/2019

Km – Cretaceous chalk; **series:** 1 – fluvial sand with inserts of silt, 2 – till, 3 – sand with inserts of silt and admixture of glauconite, 4 – interbeds of sandy silt and lake marl with mollusc shell detritus, 5 – sandy till with rafts of Cretaceous marls, 6 – clayey-sandy weathering waste and recent soil; a – fine-grained sand with flint, b – loamy diamicton with flint, c – marl

Dotychczasowa stratygrafia osadów w Kalynivce była oparta na korelacji osadów jeziornych w tym stanowisku z osadami z profilu otworu odwierconego w Stari Koshari (Lindner i in., 2005), w którym spektrum pyłkowe osadów organicznych uznano za reprezentujące interglacjał mazowiecki (holsztyński) (Karaszewski i Rühle, 1976). Wyniki analizy palinologicznej osadów z głębokości 17,6–20,7 m podano w formie opisowej. Sugerują one, że w spągu badanych osadów zaznaczyły się warunki umożliwiające rozwój lasów schyłkowo interglacjałnych *Pinus-Picea* z *Alnus* i *Tilia*, a następnie z *Abies*. Ochłodzenie spowodowało rozprzestrzenienie się zbiorowisk z *Pinus*, *Betula* i *Salix*, ponowne ocieplenie zbiorowisk z *Ulmus*, po czym znowu wkroczyły chłodne zbiorowiska z *Pinus*, *Betula* i *Salix*. Taki rozwój sukcesji wskazuje na dwuoptymalny interglacjał ferdynandowski (por. Pidek, 2013), chociaż nie stwierdzono

w pełni wykształconych poziomów typowych, być może z powodu zbyt rzadkiego opróbowania profilu.

W ten sposób przykrywająca te osady glina lodowcowa w stanowisku Stari Koshari, korelowana wcześniej ze zlodowaczeniem dnieru (soławy) (Karaszewski i Rühle, 1976), może reprezentować zlodowaczenie oki (sanu 2, elstery), natomiast materiał krystaliczny występujący w piaskach i żwirach podścielających osady interglacjalne może być odpowiednikiem jeszcze starszego zlodowaczenia (sanu 1). Kompleks glacialny w stanowisku Kalynivka odpowiada prawdopodobnie zlodowaczeniu sanu 1, na co wskazują również wyniki analizy petrograficznej materiału głazowego (por. Bogucki i in., 1998a) i analizy składu mineralnego (por. Chlebowski i in., 2005).

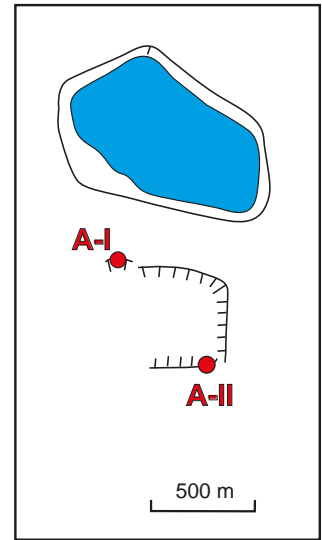
### 3.3. STANOWISKO AHOVA

*Anna Orłowska, Mikalai Hrachanik, Maksim Bahdasarau, Aksana Hradunova*

Stanowisko Ahova (52°10'N; 25°39'E) znajduje się na Białorusi w rejonie ivanowskim obwodu brzeskiego, około 120 km na wschód od Brestu. Należy do makroregionu fizyczno-geograficznego Polesie Zachodnie i mezoregionu Polesie Brzeskie. Zbadane odsłonięcie, położone na wysokości 146 m n.p.m., znajduje się w obrębie płaskiej równiny (fig. 16), która sąsiaduje od południa z doliną Prypeci (Prypiati), natomiast od północy z jej lewym dopływem – doliną Jasiołdy (Jeseldy).

W odsłonięciu udokumentowano osady pięciu kompleksów litofacjalnych w dwóch profilach litofacjalnych AI–AII (fig. 17). Granice między kompleksami są wyraźne, sedymentacyjne (bez śladów erozji).

Najniżej znajdują się osady jednostki U1, którą reprezentuje zespół litofacji SGt,(Sh), czyli piaski żwirowe o warstwowaniu rynnowym przekątnym SGt, z pojedynczymi zestawami piasków gruboziarnistych o warstwowaniu poziomym Sh. Osady tego zespołu występują w zestawach średniej skali, o miąższości około 30 cm. Są one bezpośrednio nadbudowane osadami jednostki U2, którą reprezentują osady zespołu litofacji GSm,Sm. Są to naprzemiennie występujące żwiry piaszczyste masywne GSm w zestawach średniej skali o miąższości około 20 cm, przewarstwione piaskami różnoziarnistymi masywnymi Sm w zestawach średnioskalowych o miąższości około 15 cm. Powyżej tego zespołu występują osady jednostki U3, dokumentowanej przez zespół litofacji TSm,STm. Budują go osady masywne, o znacznie drobniejszym ziarnie, czyli mułki piaszczyste masywne TSm, nadbudowane piaskami mułkowymi STm. Te pojedyncze zestawy mają dużą miąższość, wynoszącą w przypadku mułków piaszczystych niemal 50 cm, a piasków mułkowych – około 30 cm. Powyżej osadów jednostki U3 zalegają osady piaszczyste jednostki U4, którą reprezentuje zespół litofacji Sh,(Sr). Są to piaski drobnoziarniste Sh o zróżnicowanej miąższości, od 30 cm w części środkowej odsłonięcia do około 1,5–2,0 m w jego części zachodniej. Ich charakterystyczną cechą jest obecność laminacji riplemarkowej Sr, występującej akcesorycznie w postaci cienkich przewarstwień małoskalowych w osadach jednostki U4. Ku górze profilu przechodzą one stopniowo w osady jednostki U5, którą reprezentuje zespół litofacji DSm,Sm, zbudowany z zestawów średniej skali (do 15 cm) o strukturze masywnej. Są to naprzemiennie występujące piaski diamiktonowe DSm i piaski



fol. Google Earth Pro

**A-I**



**A-II**

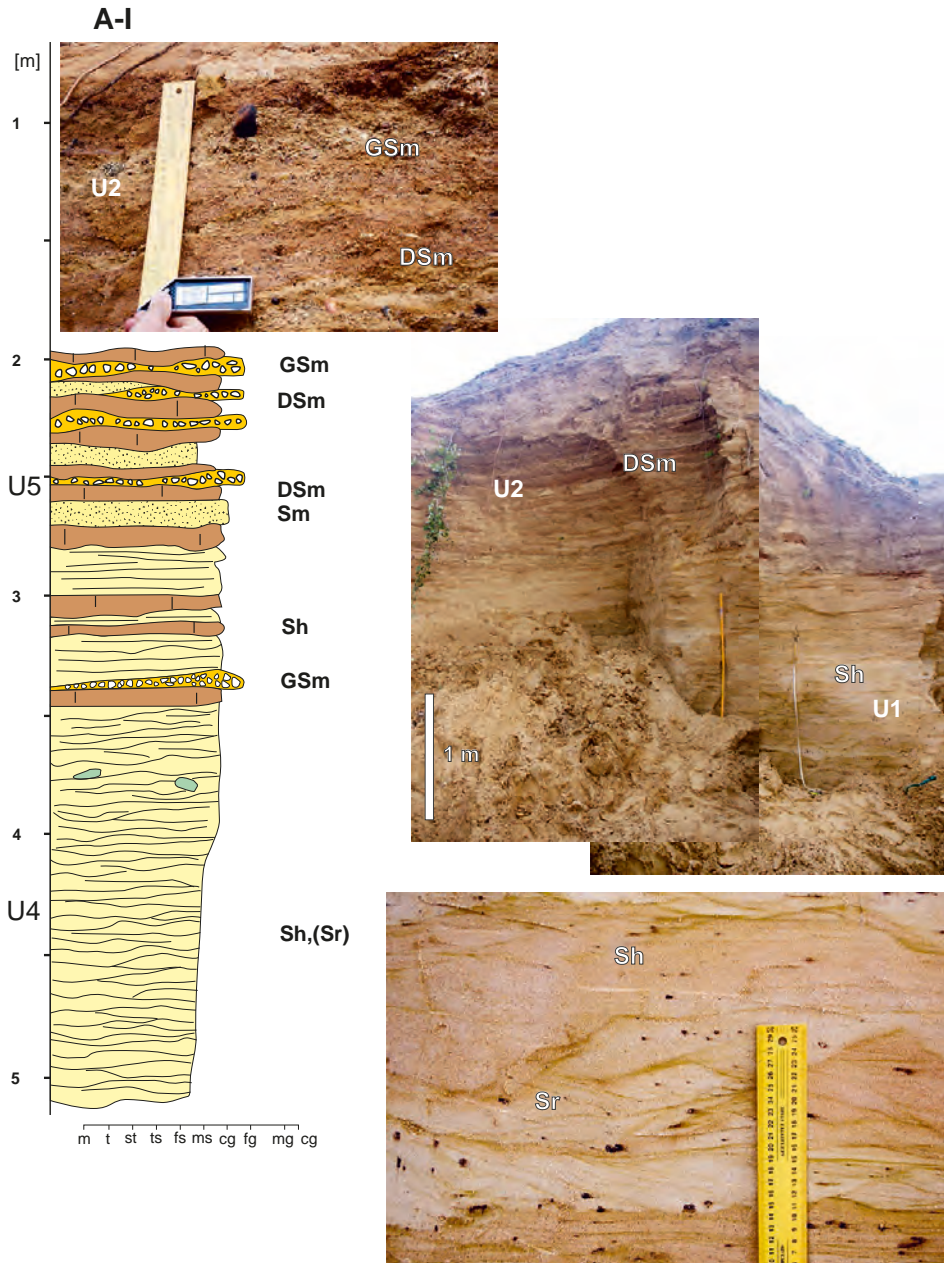


**Fig. 16. Położenie stanowiska Ahova i zbadanych profili osadów**

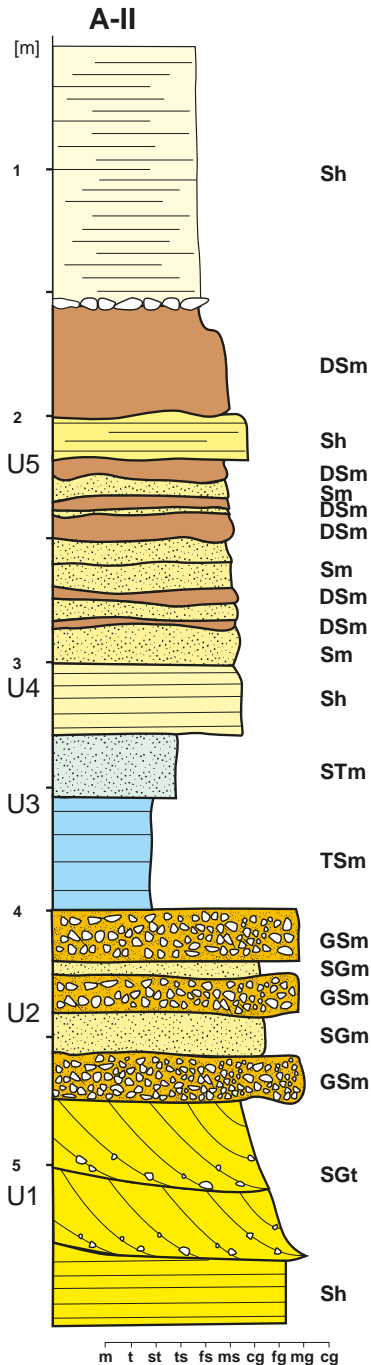
Location of the site Ahova and the examined lithological sections

masywne Sm. Miejscami pojawiają się żwiry masywne GS<sub>m</sub>. Powyżej osadów glacygenicznych, znajduje się wyraźna, oddzielona ostrą granicą, warstwa młodszych osadów eolicznych.

Sekwencję osadów w stanowisku Ahova należy łączyć ze środkową i dystalną strefą depozycji w środowisku fluwioglacjalnym. Deponowane w strefie środkowej zespoły litofacji SG<sub>t</sub>,(Sh) jednostki U1 oraz GS<sub>m</sub>,Sm jednostki U2 powstały w warunkach względnie płytkich przepływów (do 1 m głębokości), na co wskazuje średnia skala zestawów w obydwu zespołach. Ich struktura świadczy natomiast o depozycji zarówno w subsródowniku przepływów



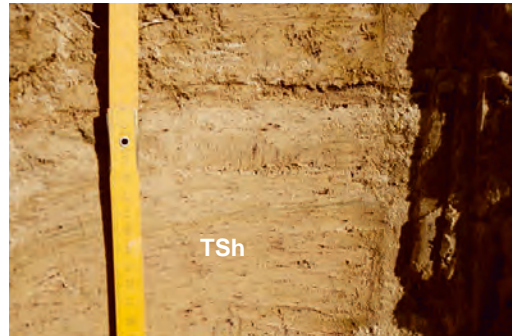
**Fig. 17. Stanowisko Ahova, profile A-I i A-II**



**Litofacje:** DSm – diamikton piaszczysty masywny, GSm – żwiry piaszczyste masywne, SGt – piaski żwirowe o warstwowaniu rynnowym przekątnym, SGm – piaski żwirowe masywne, Sh – piaski warstwowane poziomo, Sm – piaski masywne, Sr – piaski o laminacji ripplamarkowej przekątnej, STm – piaski mułkowe masywne, TSm – mułki piaszczyste masywne

Site Ahova, sections A-I and A-II

**Lithofacies:** DSm – massive sandy diamicton, GSm – massive sandy gravel, SGt – trough-crossed gravelly sand, SGm – massive gravelly sand, Sh – horizontally stratified sand, Sm – massive sand, Sr – ripple-crossed sand, STm – massive silty sand, TSm – massive sandy silt



korytowych, dokumentujących erozję rozmyć dennych i migrację riplemarków trójwymiarowych (SGt), jak i w płyciznach korytowych w warunkach górnego płaskiego dna, w którym powstały osady masywne żwirowo-piaszczyste (GSm) i piaszczyste (Sm i Sh). Cechy osadów powstałych w płyciznach korytowych, czyli mała miąższość i pokrój tabularny, wskazują jednoznacznie na warunki płytkich przepływów, zbliżonych do zalewów warstwowych, a ich naprzemienny rytm żwirowo-piaszczysty i piaszczysty był uwarunkowany krótkookresową zmiennością zasilania ablacyjnego. W etapach wezbrania materiał żwirowo-piaszczysty był odkładany w szybkim tempie w formie masywnej, z płytkich i intensywnych przepływów typu zalewy warstwowe (GSm). Przy opadaniu wezbrania prądowe sortowanie materiału drobniejszego towarzyszyło sedymentacji piaszczystych osadów warstwowych poziomo lub masywnie (Sm lub Sh).

Zmianę strefy depozycji ze środkowej w dystalną dokumentują osady zespołu litofacji TSm,STm jednostki U3, które są najniższą energetyczną odmianą osadów w zbadanym odsłonięciu. Obecność mułków piaszczystych masywnych świadczy o ich depozycji z zawiesiny w wodach stojących i jest dowodem na zamieranie przepływów sandrowych, warunkowanych przez zmienność zasilania ablacyjnego wód roztopowych (TSm). Tę zmienność ponownie reprezentują zalegające powyżej piaski mułkowe masywne, świadczące o ponownym wzroście zasilania ablacyjnego wód roztopowych i większym tempie przepływu (STm).

Niewielki wzrost energii przepływu wód w strefie dystalnej środowiska fluwioglacjalnego prezentują leżące wyżej osady zespołu litofacji Sh,(Sr) jednostki U4. Znaczna miąższość tego zespołu monostrukturalnego jednoznacznie sugeruje, że jego sedymentacja zachodziła w subsrodowisku rozległych płycizn korytowych. Osad był akumulowany w efekcie płytkich zalewów warstwowych (Sh), które po opadnięciu fali wezbraniowej przybierały postać niskoenergetycznych przepływów kształtujących dno riplemarkowe (Sr).

Tempo przepływu wód roztopowych systematycznie się zmniejszało, na co wskazuje zlokalizowany w stropie profilu zespół litofacji DSm,Sm jednostki U5. Jego depozycja zachodziła w wyniku cyklicznie zmieniającego się zasilania ablacyjnego. W trakcie zwiększonego wytapiania lądolodu następowała depozycja żwirów piaszczystych masywnych z energetycznych zalewów warstwowych (Sm lub GSm). Natomiast w trakcie nagłego zamierania ablacji lądolodu, w wyniku małej dostawy wód roztopowych, następowała depozycja diamiktonów masywnych ze spływu mas (DSm), czyli gliny spływowej (Zieliński i Van Loon, 1996).

Lokalizacja zbadanego odsłonięcia w obrębie płaskiej równiny, położonej w międzyczeczu Jasiółdy (Jasioldy) i Prypeci (Prypiati), a także udokumentowana w odsłonięciu sekwencja osadowa, sugerują jej związek z odpływem wód roztopowych i depozycją na równinie sandrowej, w zmieniających się strefach od środkowej do dystalnej. Zmiana depozycji osadów od strefy środkowej do dystalnej dokumentuje zmienność ablacyjnego zasilania rzeki proglacjalnej, wynikającej z odstepowania mas lodowych (por. Zieliński, 1993).

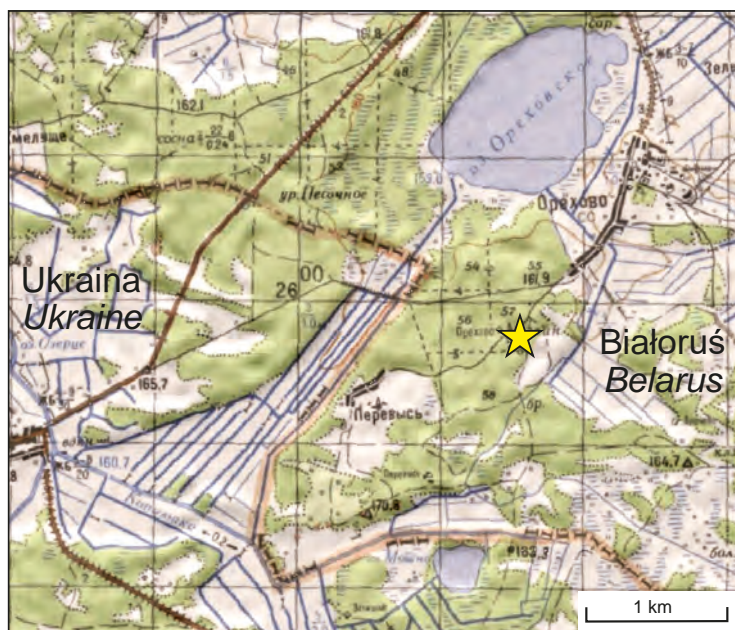
### 3.4. STANOWISKO ARIEKHOVO

*Anna Orłowska, Leszek Marks, Joanna Rychel, Łukasz Zbucki, Anna Hrynowiecka, Łukasz Nowacki, Mikalai Hrachanik, Maksim Bahdasarau, Aksana Hradunova*

Stanowisko Ariekhovo (51°37'17,7"N; 23°55'44"E) znajduje się w obwodzie brzeskim na Białorusi, około 20 km na wschód od Włodawy. Przynależy do południowo-zachodniej części makroregionu fizycznogeograficznego Polesie Brzeskie i mezoregionu Równina Małorycka. Zbadane odsłonięcie jest usytuowane w obrębie łagodnie falistej równiny o powierzchni wznoszącej się na wysokości około 162 m n.p.m. (fig. 18), na północnym przedpołu wyniesienia podłoża podczwartorzędowego w Garbie Włodawskim. Miąższość osadów czwartorzędowych na tym obszarze osiąga około 5 m (fig. 19). Występują one bezpośrednio na płytko zalegających marglach kredy, które są widoczne także w zbadanym odsłonięciu.

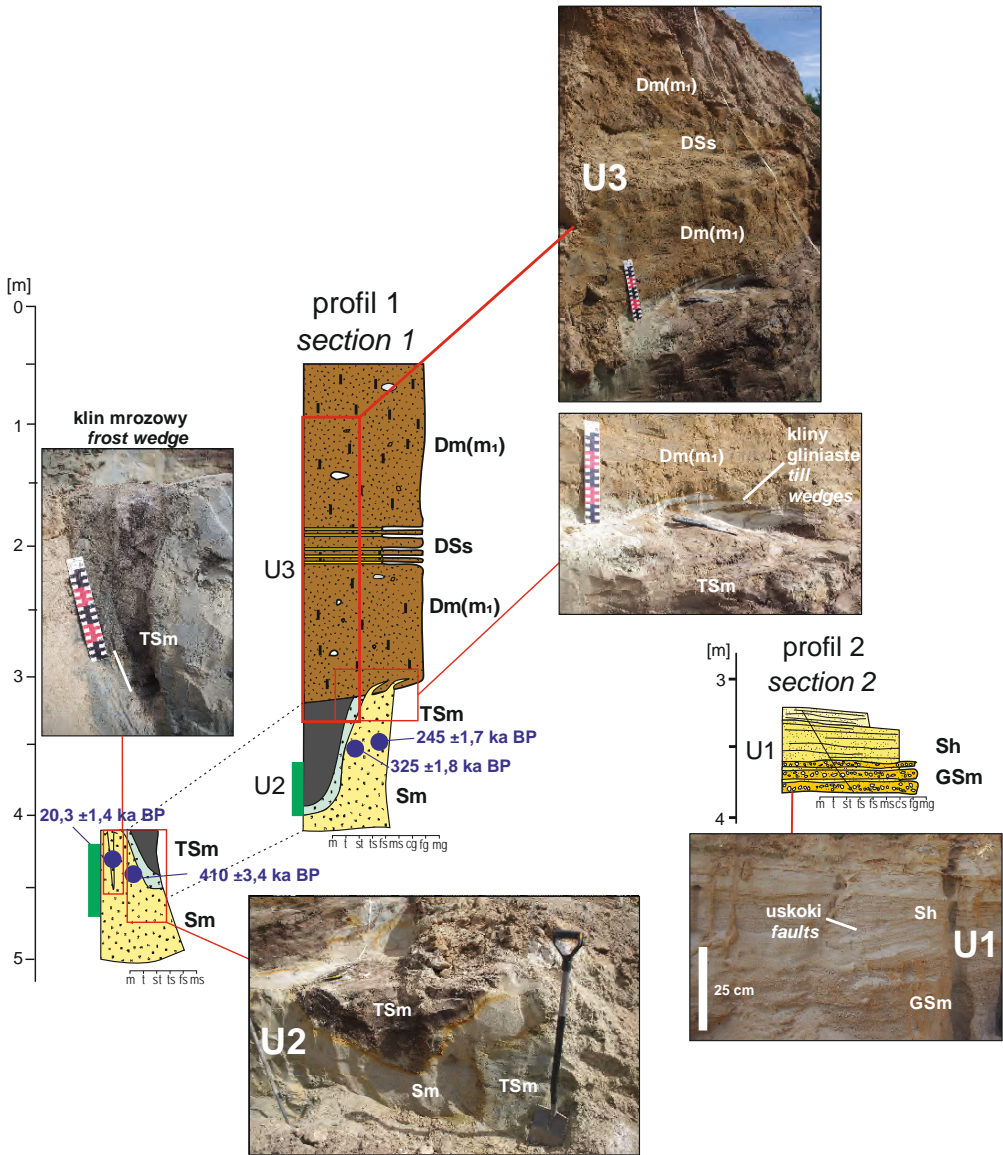
W stanowisku w dwóch profilach udokumentowano osady czterech kompleksów litofacjalnych (fig. 19). Najniżej w odsłonięciu są widoczne osady dwóch obocznie występujących jednostek U1 i U2.

Osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe jednostki U1 reprezentuje zespół litofacji GS<sub>m</sub> i Sh. Są to piaski drobnoziarniste w zestawach o miąższości około 20 cm oraz naprzemienne warstwy żwirów piaszczystych masywnych w zestawach o miąższości około 30 cm i piasków



**Fig. 18.** Lokalizacja stanowiska Ariekhovo

Location of the site Ariekhovo



**Fig. 19. Stanowisko Ariekhov: litologia i wyniki datowań metodą OSL**

Zielonym paskiem oznaczono miejsce, dla którego przeprowadzono analizę palinologiczną; **litofacje:** Dm(m<sub>1</sub>) – diamikton masywny, DSs – diamikton piaszczysty warstwowy, GS<sub>m</sub> – żwiry piaszczyste masywne, Sh – piaski warstwowane poziomo, Sm – piaski masywne, TSm – mulki piaszczyste masywne

Site Ariekhov: lithology and OSL ages

Green rectangle indicates pollen analysis; **lithofacies:** Dm(m<sub>1</sub>) – massive diamicton, DSs – stratified sandy diamicton, GS<sub>m</sub> – massive sandy gravel, Sh – horizontally stratified sand, Sm – massive sand, TSm – massive sandy silt



**Wyniki datowania OSL osadów ze stanowiska Ariekhovo  
(lokalizacja próbek na fig. 19)**

Results of OSL dating of deposits from the site Ariekhovo (location of samples on Fig. 19)

Stanowisko <i>Site</i>	Symbol próbki <i>Sample symbol</i>	Nr laboratoryjny <i>Laboratory no.</i>	Wiek [ka] <i>Age [ka]</i>	Liczba pomiarów <i>Number of measurements</i>	Maksima wyników pomiaru <i>Measurement clusters</i>
Ariekhovo	OR_1	GdTL-3688	20,3 (14)	17	18,3 22,2
	OR_2	GdTL-3689	245 (17)	16	224
	OR_3	GdTL-3690	410 (34)	18	235 483
	OR_4	GdTL-3691	325 (18)	18	322

różnoziarnistych warstwowanych poziomo, budujących warstwy o miąższości 5–10 cm. W obrębie tych osadów odnotowano pojedyncze deformacje w postaci uskoków odwróconych o wielkości zrzutu do kilku centymetrów i azymucie upadu 170/65.

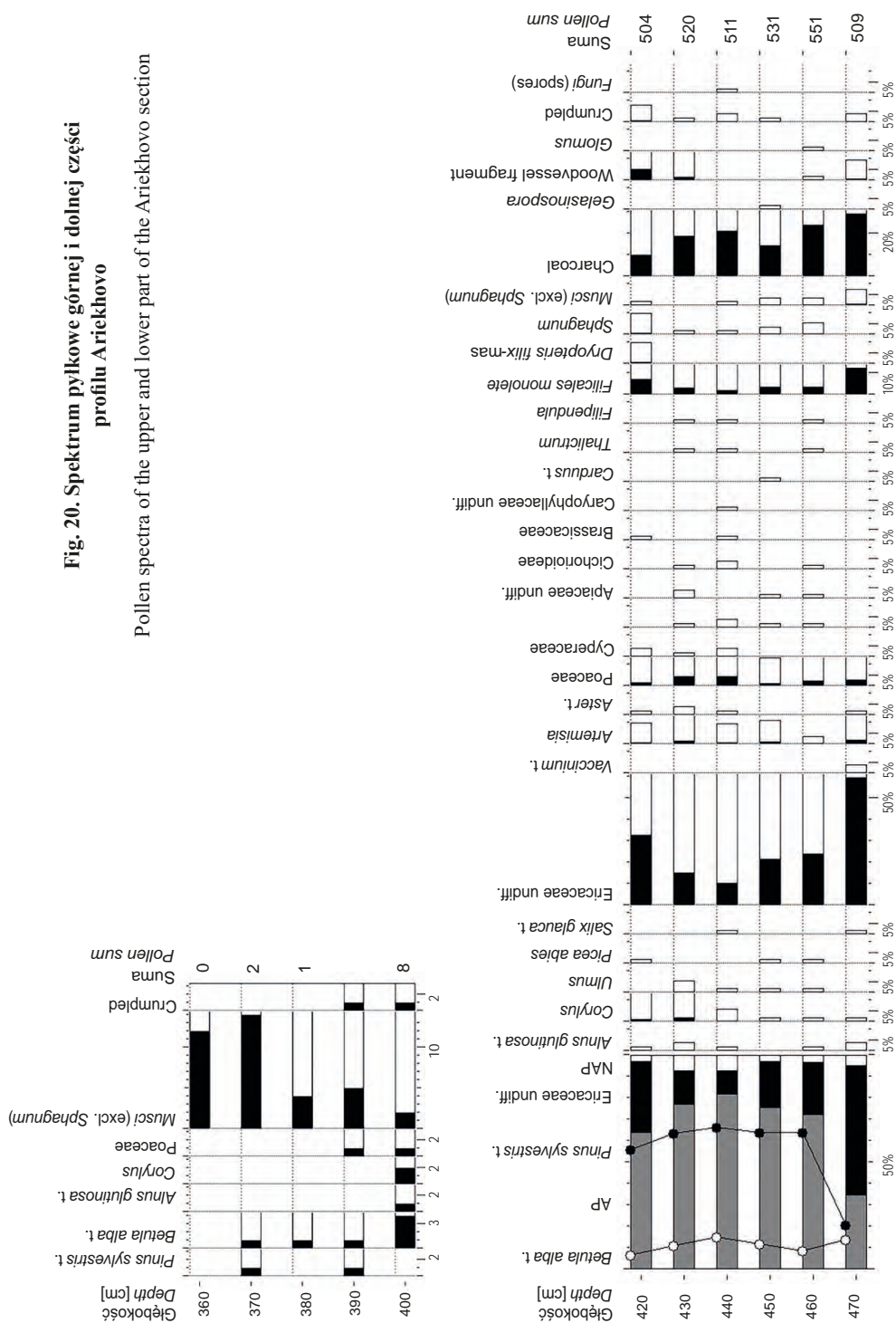
Jednostka U2 występuje obocznie do jednostki U1, obejmuje zespół litofacji Sm i TSm, złożony z wielkoskalowych piasków drobnoziarnistych masywnych w zestawach o miąższości do 1 m (fig. 19). W stropie wypełniają je niebieskoszare i ciemnoszare mułki piaszczyste masywne w wielkoskalowych soczewach o miąższości 50–80 cm i średnicy do 1 m. Dla osadów jednostki U2 otrzymano wyniki trzech datowań metodą OSL:  $410 \pm 3,4$  ka,  $325 \pm 1,8$  ka i  $245 \pm 1,7$  ka BP (tab. 7).

Analiza pyłkowa przeprowadzona dla osadów jednostki U2 w dwóch fragmentach profilu wykazała, że w dolnej części (głębokość 4,2–4,7 m) występuje wysoka zawartość pyłku *Pinus* i *Ericaceae*, co wskazuje na schyłek jakiegoś interglacjału, jednak bez możliwości określenia jego wieku (fig. 20). Z powodu zbyt niskiej frekwencji pyłku w górnej części profilu (głęb. 3,6–4,0 m) przyporządkowanie wieku osadów do jakiegokolwiek okresu geologicznego jest niemożliwe.

Najwyżej w profilu odsłania się brązowy diamikton jednostki U3 o miąższości około 2,5 m, zbudowany z dwóch ogniów Dm(m<sub>1</sub>), przedzielonych ogniwiem DSs (fig. 19). Główne ogniwo diamiktonu Dm(m<sub>1</sub>), o miąższości około 1 m, jest piaszczysto-ilaste, homogeniczne, o masywnej strukturze i znacznej spoistości, co wskazuje na obecność frakcji ilastej. Na kontakcie diamiktonu z piaszczystymi osadami podścielającymi zaznaczają się struktury klinów gliniastych (*till wedges*), przewarstwione osadami zalegających niżej piasków masywnych (fig. 19). W środkowej części jednostki, na głębokości około 1 m występuje ogniwo DSs, które charakteryzuje się obecnością naprzemiennych, subhoryzontalnych, cienkich (do 5 cm) ławic piaszczystych i diamiktonowych, a miejscami również mułkowych. Powyżej diamiktonu warstwowanego (DSs) ponownie znajduje się homogeniczny diamikton Dm(m<sub>1</sub>), a jego granica z podścielającym diamiktonem warstwowanym jest ostra, erozyjna. Wspólną cechą ogniów diamiktonu są

**Fig. 20. Spektrum pyłkowe górnej i dolnej części profilu Ariekhovo**

Pollen spectra of the upper and lower part of the Ariekhovo section



niewielkie i nieliczne, rozproszone klasty, których dłuższa oś rzadko przekracza 5 cm. Unie-możliwiło to zbadanie w odpowiedniej populacji koncentracji dłuższych osi klastów żwirowych, których pojedynczo pomierzony kierunek wskazuje na orientację ku S (V – 190/12).

W obrębie osadów jednostki U2 występuje pseudomorfoza po klinie lodowym, wypełniona piaskami drobnoziarnistymi, które datowano metodą OSL na  $20,3 \pm 1,4$  ka BP (tab. 7). Data ta wskazuje, że klin ten pierwotnie sięgał do powierzchni terenu i został zapełniony osadami w czasie ostatniego zlodowacenia.

Sekwencja osadów w stanowisku Ariekhovo stanowi zapis różnowiekowej depozycji we fluwioglacjalnym, limnoglacjalnym i lodowcowym środowisku sedymentacyjnym.

Osady jednostki U1 stanowią zapis depozycji w środowisku fluwioglacjalnym. Wskazują na to małej miąższości osady piaszczyste i piaszczysto-żwirowe warstwowane poziomo (Sh) lub masywnie (GSm). Takie cechy strukturalno-teksturalne należy łączyć z sedymentacją z wezbrań cyklicznych (GSm) i spadków (Sh) dynamiki wód roztopowych, charakterystycznych dla sedymentacji w szerokich płycznach korytowych rzek roztokowych, budujących rozległe równiny sandrowe (Fraser i Cobb, 1982; Zieliński i Van Loon, 2003). Obecność pojedynczych uskoków odwróconych w osadach jednostki U1 najprawdopodobniej wskazuje na obciążenie przez łądolód, z którym są związane zalegające powyżej osady jednostki U3.

Osady jednostki U2, występujące obocznie w stosunku do osadów jednostki U1, zostały zdeponowane w środowisku limnoglacjalnym podczas sedymentacji w wodach stojących w rozległych płycznach korytowych. Pionowa sekwencja osadów Sm–TSm stanowi przykład wypływania okresowego zbiornika wód stagnujących przez zasypywanie go osadami piaszczystymi z zalewów warstwowych w wyniku szybkiej dostawy dużej ilości materiału do płytkich, okresowo stojących wód w rozległych korytach sandrowych (Sm). Po opadnięciu wezbrania następowała spokojna depozycja w stagnującym ośrodku wodnym. Depozycję zakończyła dłuższa przerwa w dostawie materiału i spokojne, długotrwałe opadanie najdrobniejszej zawiesiny w postaci niebieskoszarych i ciemnoszarych mułków masywnych (TSm).

Kompleksy U1 i U2 należy łączyć z akumulacją na przedpolu łądolodu, w rozlewiskach sandrowych występujących w obniżeniu pomiędzy łądolodem a wyraźnym wyniesieniem podłoża na jego przedpolu, czyli Garbem Włodawskim. W szerokich korytach sandrowych następowała depozycja fluwioglacjalna z zalewów warstwowych lub limnoglacjalna w wodach stagnujących zbiorników okresowych. Uzyskane wyniki datowania OSL wskazują na powiązanie tej akumulacji ze zlodowaceniem berezyny (elstery).

Diamikton jednostki U3 wykazuje cechy subglacjalnej gliny z wytopnienia (Evans i in., 2006). Charakterystyczna sekwencja pakietów diamiktonu masywnego  $Dm(m_1)$  i warstwowanego DSs powstawała w wyniku naprzemiennej depozycji subglacjalnej i fluwioglacjalnej w stopie łądolodu. Pakiety diamiktonu masywnego tworzyły się wskutek wytapiania od dołu lodu bogatego w materiał morenowy i depozycji bezpośrednio w stopie łądolodu (Flint, 1971). Ławice diamiktonu warstwowanego są zapisem lokalnych przepływów wód na kontakcie lodu i uprzednio zdeponowanej warstwy diamiktonu podczas wielokrotnego odpajania lodu od podłoża (*decoupling*) (por. Piotrowski i Kraus, 1997; Piotrowski i Tulaczyk, 1999). Depozycja gliny z wytopnienia zachodziła w strefie subglacjalnej wolno poruszającego się łądolodu. Świadczą o tym również kliny gliniaste na kontakcie gliny subglacjalnej i piaszczysto-

mułkowych osadów podścielających, a także ostra granica pomiędzy DSs a najwyżej zalegającą warstwą diamiktonu  $Dm(m_1)$ , które są efektem powolnie zachodzących procesów ścinania warstw osadów podłoża (*shearing process*) w strefie bazalnej lądolodu (por. Boulton i Hindmarsh, 1987; Hart i Boulton, 1991; Van der Meer i in., 2003). Pomierzona pojedyncza orientacja dłuższych osi klastów wskazuje, że nasunięcie lądolodu postępowało z północy na południe.

Zapisek warunków peryglacjalnych jest obecność w obrębie osadów jednostki U2 struktury szczelinowej kontrakcji termicznej (por.: Goździk, 1973, 1992; Romanovskij, 1973; Vandenberghe i Pissart, 1993). Ma ona postać pseudomorfozy po epigenetycznym klinie lodowym, który sięgał najprawdopodobniej do powierzchni terenu. Zarys struktury jest bardzo wyraźny, a jej szerokość wynosi jedynie 10 cm na głębokości 4,1 m (fig. 19). W wypełnianiu przestrzeni powstałych po wytopieniu lodu brał udział głównie materiał przemieszczony z ówczesnej powierzchni. Obecność klinów lodowych dowodzi występowania wieloletniej zmarzliny. Wiek wypełnienia klina uzyskany metodą OSL pozwala łączyć ten etap rozwoju paleogeograficznego zbadanego obszaru z maksimum ostatniego zlodowacenia – pooziera (wisły).

### 3.5. STANOWISKO HVOZNITSA

*Tatsiana Rylova, Aleksandra Majecka, Leszek Marks*

Stanowisko Hvoznitsa znajduje się na Równinie Małoryckiej na Białorusi, około 10 km na zachód od Malarity (fig. 21).

Badania geologiczne prowadzone w rejonie Hvoznitsy w latach 70. XX wieku pozwoliły na odkrycie licznych głębokich obniżzeń kopalnych, które zinterpretowano jako dawne rynny lodowcowe (Garetsky, 1967). W tej części Polesia Wołyńskiego tworzą one system tzw. niecek północnowołyńskich, rozciągających się od wschodniej granicy Polesia Wołyńskiego na Ukrainie w rejonie środkowego biegu rzeki Stokhod przez Kamen Koshirski, Ratno i dalej na północny zachód do rejonu Hvoznitsy i Miednej w południowo-zachodniej Białorusi. Obniżenia interpretowano jako rynny polodowcowe (Garetsky, 1967). Charakteryzuje je wyraźna poprzeczna asymetria (Gruzman i in., 1975), co mogłoby wskazywać na uwarunkowania tektoniczne (por. Makhnach i in., 1983; Makhnach i Ilkevich, 2002; Garetsky i in., 2004).

W profilu otworu geologicznego odwierconego w rejonie Hvoznitsy stwierdzono głęboką (około 100 m) rynnę kopalną, wypełnioną naprzemiennie występującymi piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi oraz mułkami i piaskami limnoglacjalnymi (fig. 22). Stropową partię osadów wypełniających rynnę stanowią osady jeziorne (fig. 23): gytia okrzemkowa zielona (27,6–37,4 m), gytia okrzemkowa piaszczysta jasnoszara (19,6–27,6 m) i gytia piaszczysta z humusem zielonoczarna (17,7–19,6 m). Dla tych osadów wykonano analizę pyłkową i okrzemkową. Na osadach jeziornych występują płyty gliny lodowcowej oraz dwie serie piasków i żwirów fluwioglacjalnych, rozdzielonych mułkami piaszczystymi (por. Gruzman i in., 1975).

Otrzymane spektrum pyłkowe przedstawia obraz roślinności typowej dla sukcesji interglacjalnej aleksandryjskiej (holsztyńskiego), znanej z obszaru Białorusi i Litwy (Grichuk, 1961; Kondratienė, 1965; Machnac, 1971; Gruzman i in., 1975; Marks i in., 2020). Analiza pyłkowa pozwoliła na wyróżnienie czterech lokalnych poziomów zespołów pyłkowych LPAZ, odpowiadających regionalnym poziomom zespołów pyłkowych RPAZ i stanowiących podsta-



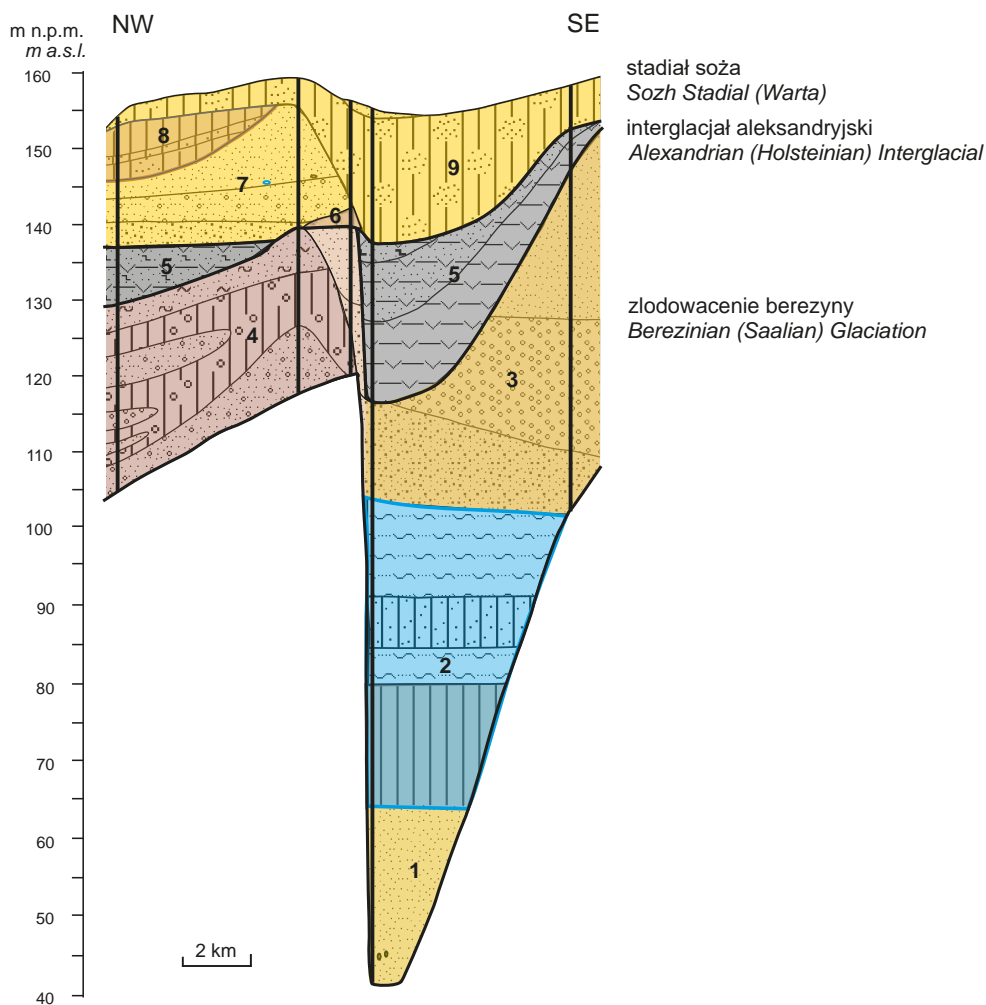
**Fig. 21. Lokalizacja stanowiska Hvoznitsa**

*Location of the site Hvoznitsa*

wę charakterystyki florystycznej (Gruzman i in., 1975). Granice poziomów zespołów pyłkowych charakteryzujące sukcesję interglacjalną pokrywają się z granicami litologicznymi osadów (fig. 23).

Sukcesja pyłkowa udokumentowana w stanowisku Hvoznitsa obejmuje okres od początku stadium protokratycznego interglacjału aleksandryjskiego, reprezentowany przez poziom LPAZ Gv-1 i korelowany z poziomem RPAZ alk. 1 *Betula-Pinus* (Rylova, 1998; Rylova i Savchenko, 2011), świadczący o rozprzestrzenieniu lasów borealnych typu tajgi, z dominującym udziałem sosny (*Pinus sylvestris*), domieszką świerka (*Picea*) i brzozy (*Betula alba*). Kolejny długi okres obejmuje młodszą część stadium protokratycznego reprezentowaną przez LPAZ Gv-2 i odpowiada RPAZ alk. 2 *Picea-Pinus-Alnus* (Rylova, 1998; Rylova i Savchenko, 2011). Charakteryzuje go wyraźna ekspansja świerka (*Picea*) i olszy (*Alnus*), wciąż duże znaczenie sosny (*Picea*), spadek udziału brzozy (*Betula alba*) i obecność gatunków drzew liściastych, takich jak: dąb (*Quercus*), wiąz (*Ulmus*), lipa (*Tilia*), leszczyna (*Corylus*) i grab (*Carpinus*). Sukcesja lokalna stadium protokratycznego odzwierciedla panowanie zbiorowisk paprociowych, przede wszystkim z *Filicales monolete*, *Osmunda cinnamomea*, *O. claytoniana*, oraz telmatycznych, z *Bryales* i *Sphagnum*.

Stadium mezokratyczne jest reprezentowane przez poziom LPAZ Gv-3, odpowiadający poziomowi RPAZ alk. 3 *Abies-Carpinus-Quercus* (Rylova, 1998; Rylova i Savchenko, 2011), dla którego charakterystyczna jest dominacja jodły (*Abies*), natomiast spadek odnotowują inne drzewa iglaste, takie jak sosna (*Pinus*) i świerk (*Picea*). Pyłek modrzewia (*Larix*), podobnie jak w poprzednim poziomie, występuje sporadycznie. Rozprzestrzeniają się gatunki drzew



**Fig. 22. Schematyczny przekrój geologiczny rejonu Hvoznitsy (wg Gruzman i in., 1975, zreinterpretowane)**

**Zlodowacenie berezyny (elstery):** 1 – piaski fluwioglacjalne, 2 – mułki i piaski limnoglacjalne, 3 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 4 – zdeformowane pakiety piasków i żwirów, gliny lodowcowej i piasków gliniastych; **interglacjał aleksandryjski (holsztyński):** 5 – gytia piaszczysta; **stadiał soża (warty) zlodowacenia prypeci (solawy):** 6 – glina lodowcowa, 7 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 8 – mułki piaszczyste, 9 – piaski fluwioglacjalne

Schematic geological cross-section in the vicinity of Hvoznitsa (after Gruzman *et al.*, 1975, modified)

**Berezinian Glaciation (Elsterian):** 1 – glaciofluvial sand, 2 – glaciolacustrine silt and sand, 3 – glaciofluvial sand and gravel, 4 – deformed neds of sand and gravel, till and clayey sand; **Alexandrian Interglacial (Holsteinian):** 5 – sandy gyttja; **Sozh Stadial (Warta) of the Pripyatian Glaciation (Saalian):** 6 – till, 7 – glaciofluvial sand and gravel, 8 – sandy silt, 9 – glaciofluvial sand

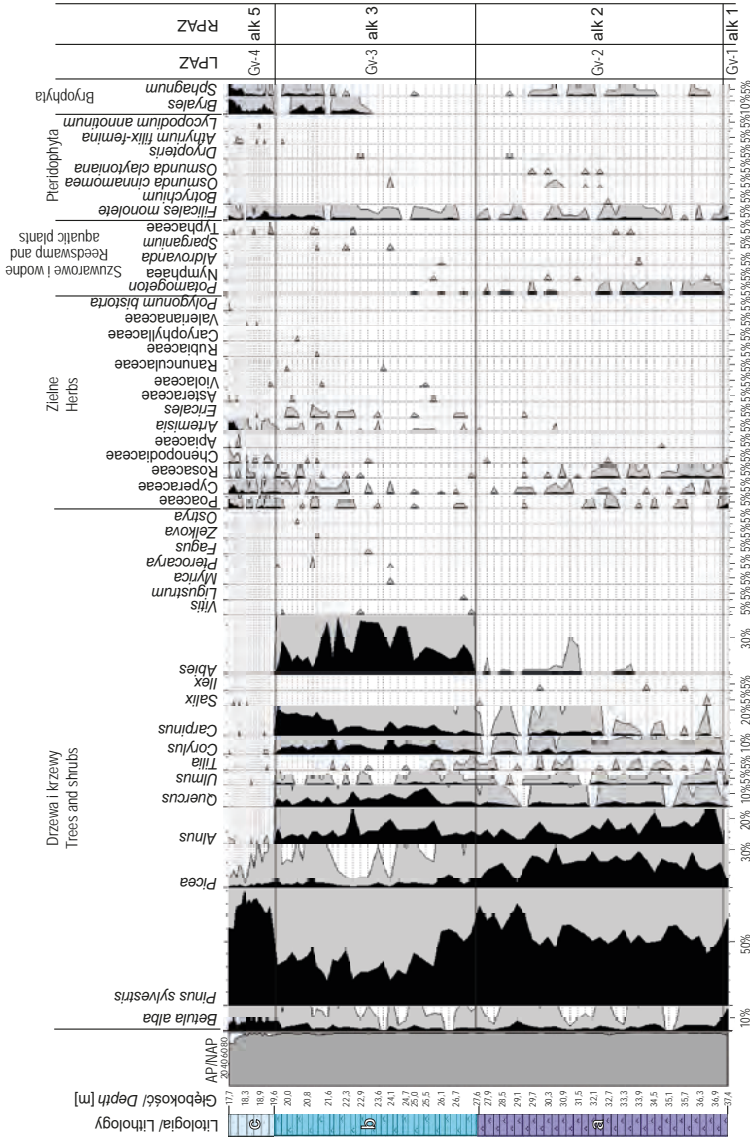
liściastych, przede wszystkim dąb (*Quercus*), a następnie grab (*Carpinus*), wzrasta także udział leszczyny (*Corylus*). W tym poziomie odnotowano pyłek reliktyw *Vitis*, *Ligustrum*, *Myrica*, *Pterocarya*, *Zelkova* i *Ostrya*. Do reliktyw mogą należeć także częściowo *Fagus sylvatica*, *Abies alba* i *Carpinus orientalis*, które współcześnie rozprzestrzeniają się na południe od zbadanego obszaru (Gruzman i in., 1975). W Polsce poziom z wysokimi wartościami pyłku jodły (*Abies*) i leszczyny (*Carpinus*) jest diagnostyczny dla optimum klimatycznego interglacjału mazowieckiego i występuje po poziomie z wysokimi udziałami świerka (*Picea*), olszy (*Alnus*) i cisa (*Taxus*) (Janczyk-Kopikowa, 1991a; Krupiński, 1995, 2000). W profilu Hvoznitsa w poziomie świerkowo-olszowym LPAZ Gv-2 nie wyróżniono sporomorf cisa (*Taxus*), taksonu kluczowego dla profilu flory mazowieckiej w Polsce. Częsty brak cisa w starszych diagramach pyłkowych wynika z trudności w oznaczaniu tego taksonu. Sporadyczne występowanie tego taksonu na Białorusi udokumentowano w stanowisku Rechitsa w poziomach PAZ Rch-6 i LPAZ Rch-7, korelowanych z początkiem RPAZ alk. 3 *Abies-Carpinus-Quercus* (Rylova, 1998; Rylova i Savchenko, 2011). Pojedyncze ziarna pyłku cisa oznaczono także w osadach pobranych ze stanowiska Krukieniche (Grichuk i Gurtowa, 1981) w zachodniej Ukrainie.

Sukcesja lokalna stadium mezokratycznego z występującą rdestnicą (*Potamogeton*) i grzybieniem (*Nymphaea*) odzwierciedla początkowe panowanie eutroficznych zbiorowisk wodnych, a w młodszej części stadium mezokratycznego – wzrost znaczenia zbiorowisk paprociowych, przede wszystkim z *Filicales monolete*, oraz telmatycznych z *Bryales* i *Sphagnum*.

Na głębokości 19,6 m skład spektrum sporowo-pyłkowego ulega gwałtownej zmianie. Powyżej poziomu LPAZ Gv-3 (odpowiadającego RPAZ alk. 3) nie stwierdzono poziomu, który odpowiadałby RPAZ alk. 4 *Picea-Abies-Pinus*, wyróżnianemu w palinostratygrafii zachodniej Białorusi (Rylova, 1998; Rylova i Savchenko, 2011). Wynika to z przerwy w sedimentacji spowodowanej erozją, potwierdzoną wyraźną granicą litologiczną na tej głębokości (fig. 22 i 23). Najmłodszy wyróżniony poziom LPAZ Gv-4, korelowany z RPAZ alk. 5 *Pinus-Betula-Larix* (Rylova, 1998; Rylova i Savchenko, 2011), cechuje całkowita dominacja pyłku sosny (do 93%) z domieszką brzozy i sporadycznie pojawiającymi się innymi taksonami, takimi jak olsza i wierzba. W najmłodszej części LPAZ Gv-4 wyraźnie wzrasta udział NAP (do 20%), w tym przede wszystkim traw (*Poaceae*), turzycowatych (*Cyperaceae*) i bylicy (*Artemisia*), co świadczy o rozprzestrzenianiu się zbiorowisk terenów otwartych. Skład spektrum sporowo-pyłkowego wskazuje na postępujące ochłodzenie w stosunku do poprzednich poziomów.

Analiza diatomologiczna wykonana z przedziału głębokości 37,4–20,4 m pozwoliła na udokumentowanie 197 gatunków okrzemek, których jakościowe i ilościowe zmiany składu ilustrują trzy etapy rozwoju dawnego jeziora (Gruzman i in., 1975).

- Etap 1 (30,6–37,4 m) – dominacja form planktonowych z rodzaju *Cyclotella* (*C. comta* f. *lichvinensis*, *C. kuetzingiana* var. *schumannii*, *C. meneghiniana*, *C. oparculata* var. *unipunctata*, *C. temperei*), a następnie *Stephanodiscus astraera*, *S. niagrae*, *Fragilaria construens* var., *F. crotonensis* i *Asterionella formosa*, preferujących czyste i przezroczyste wody jezior oligotroficznych na wczesnym etapie rozwoju głębokiego jeziora.
- Etap 2 (26,1–30,6 m) – początkowa dominacja okrzemek planktonicznych z rodzajów *Cyclotella* i *Stephanodiscus*, a następnie wzrost udziału form pelagicznych wskazujących na splęcenie zbiornika.



**Fig. 23. Diagram palinologiczny osadów jeziornych interglacjalu aleksandryjskiego (holsztyńskiego) w stanowisku Hvoznița (aktualizacja T. Rylowa, za zgodą O.P. Kondratiene, niepublikowane)**

a – gytia okrzemkowa zielona, b – gytia okrzemkowa piaszczysta jasnoszara, c – gytia piaszczysta z humusem zielonoczarna

Pollen diagram of lake sediments of the Alexandrian Interglacial (Holsteinian) at the site Hvoznița (modified by T. Rylowa, with permission of O.P. Kondratiene, unpublished)

a – greenish diatom gyttja, b – light-grey sandy diatom gyttja, c – greenish-black sandy gyttja with humus



- Etap 3 (20,4–26,1 m) – wyraźne uszczuplenie różnorodności gatunkowej. Od głębokości 23,0 m zaznacza się wymieranie form planktonowych z rodzaju *Cyclotella* i *Stephanodiscus* oraz zwiększa się znaczenie rodzaju *Fragilaria*. W końcowej fazie nastąpiło znaczne spłylenie zbiornika, co potwierdzają zmiany w składzie flory udokumentowane na podstawie analizy pyłkowej (Gruzman i in., 1975), czyli wzrost udziału zbiorowisk paprociowych i mchów.

Dobrze udokumentowana w stanowisku Hvoznitsa sukcesja pyłkowa interglacjału aleksandryjskiego (holsztyńskiego) wskazuje, że osady występujące niżej (1–4 na fig. 22) reprezentują zlodowacenie berezyny (elstery), natomiast nadległe (7–9 na fig. 22) – stadiał soża zlodowacenia prypeci (soławy).

### 3.6. STANOWISKO SUSZNO

*Marcin Żarski, Anna Hrynowiecka, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Anna Orłowska*

Stanowisko Suszno (51°34'10,6"N, 23°33'48,5"E) znajduje się na pograniczu Garbu Włodawskiego i Doliny Środkowego Bugu (fig. 24), około 2 km na północ od Włodawy. W krawędzi doliny Bugu w rejonie Suszna odsłaniają się osady jeziorne interglacjału mazowieckiego, które po raz pierwszy opisał Trembaczowski (1957).



Numeryczny Model Terenu: M. Pielach

**Fig. 24. Lokalizacja stanowiska Suszno  
(numeryczny model terenu przygotowała M. Kucharska)**

Location of the site Suszno (digital terrain model after M. Kucharska)

Odsłonięcie wzdłuż brzegu rzeki zostało opracowane i opublikowane przez Mojskiego i Trembaczowskiego (1961). Pod nakładem piasków i mułków o miąższości 7–10 m odsłania się torf z interglacjału mazowieckiego, opracowany paleobotanicznie przez Stachurską (1961). W późniejszych latach w nieczynnej cegielni w Susznie wykonano otwór kartograficzny, w którym na głębokości 6,8–11,0 m stwierdzono występowanie silnie sprasowanych torfów z wkładkami piasków oraz namułów torfiastych, przykryte mułkami piaszczystymi z humusem (Marszałek, 2000). Poniżej tej serii, na głębokości 11,0–13,5 m, występują osady rzeczne.

Jesienią 2015 r. wykonano profilowanie ścian w stromej krawędzi doliny Bugu (M. Żarski i A. Hrynowiecka). Jednak ze względu na wysoki stan wody w rzece odsłonięcie nie było dostępne w całości, jak we wcześniejszych latach. Efektem tych prac było odsłonięcie kopalnych torfów, podścielonych piaskami i żwirami rzecznyymi. Analizy paleobotaniczne potwierdziły, że torfy powstały w interglacjale mazowieckim. Dodatkowo, w pobliżu starej cegielni, 320 m na zachód od skarpy rzeki, wykonano wiercenie, którym potwierdzono występowanie na głębokości 6,5–9,8 m osadów biogenicznych interglacjału mazowieckiego.

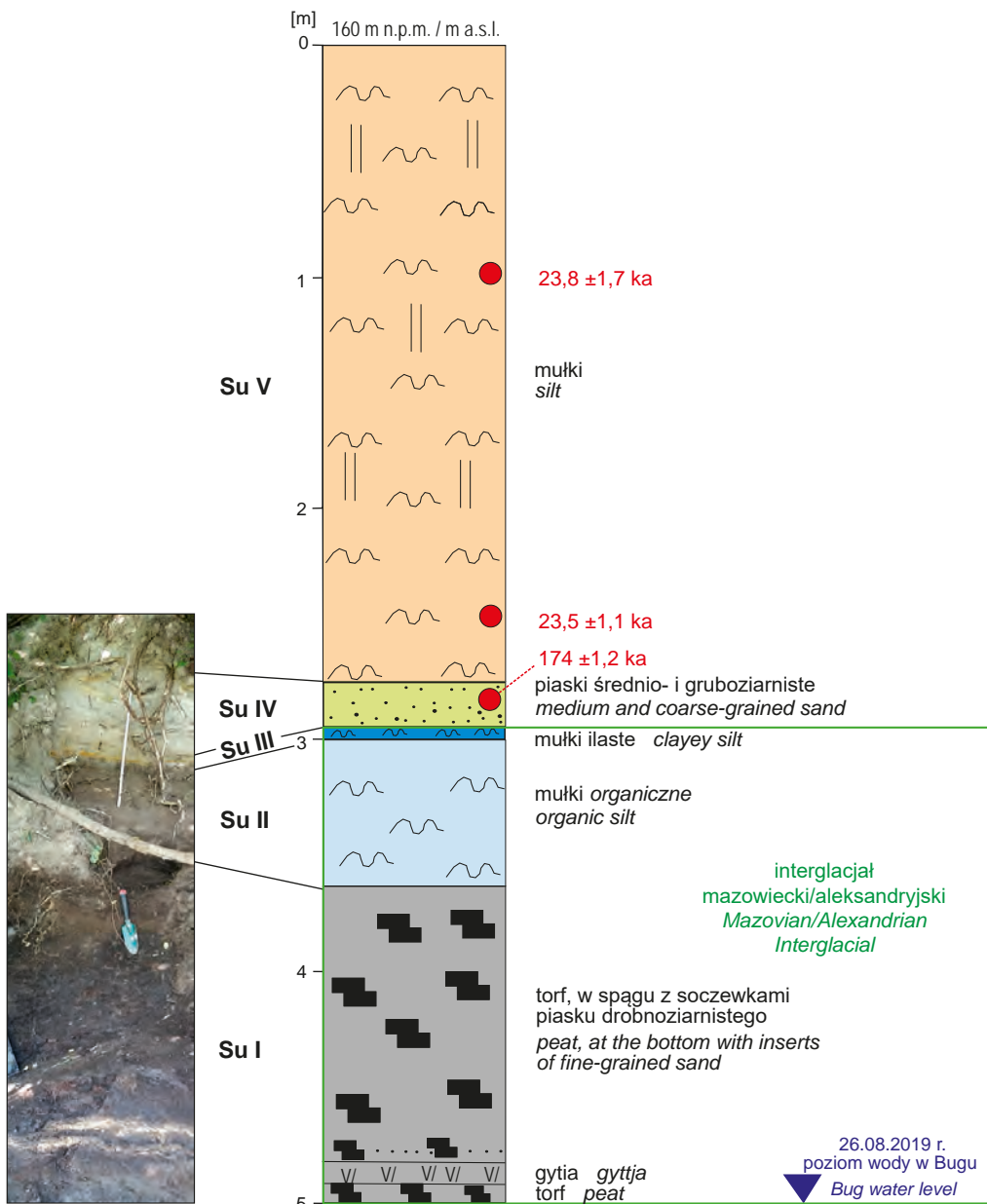
W sierpniu 2019 r. po raz kolejny eksplorowano trudno dostępny brzeg Bugu w okolicy starej cegielni, około 300 m na północ od stanowiska z 2015 r. (M. Żarski, K. Pochocka-Szwarc i A. Orłowska). Niski poziom wody umożliwił dokumentację zarówno serii torfów i mułków torfowych z interglacjału mazowieckiego, jak i mułków nakładu. Wykonano profilowanie ściany wraz z jego dokumentacją, pobrano próbki do analizy paleobotanicznej i datowania metodą OSL. W profilu odsłonięcia, przy poziomie wody w Bugu na wysokości 153 m n.p.m. (według stanu na 26.08.2019 r.), odsłonięto osady serii Su I–Su V (fig. 25). Osady serii Su IV i Su V wydatowano metodą OSL (tab. 8).

**Tabela/Table 8**

**Zestawienie wyników datowań OSL dla osadów ze stanowiska Suszno (2019)**

Site Suszno (2019): results of OSL dating

Seria <i>Series</i>	Symbol próbki <i>Sample symbol</i>	Położenie nad poziomem wody w rzece <i>Location above river water level</i> [m]	Wiek [ka] Nr laboratoryjny <i>Age [ka]</i> <i>Laboratory no.</i>	Osady <i>Sediment</i>	Interpretacja <i>Interpretation</i>
SU V	OSL 3	4,0	23,8 (17) GdTI3812	niweolimniczne <i>niveolimnic</i>	zlodowacenie wisły <i>Vistulian Glaciation</i>
SU V	OSL 2	2,5	23,5 (11) GdTI3812	niweolimniczne <i>niveolimnic</i>	
SU IV	OSL 1	2,3	174 (12) GdTI3811	niweofluwialne <i>niveofluwial</i>	zlodowacenie odry <i>Odranian Glaciation</i>



**Fig. 25. Profil Suszno 2019 w skarpie doliny Bugu**

Section Suszno 2019 in the scarp of the Bug valley

Serię **Su I** reprezentują osady biogeniczne o miąższości 1,4–2,0 m, odsłonięte w poziomie wody w rzece (fig. 26A–C). Są to torfy silnie skompresowane, suche i dobrze rozłożone, z niewielkimi przewarstwieniami gytii oliwkowobrzazowej (miąższość do 5 cm). W torfie stwierdzono cienkie soczewki piasku drobnoziarnistego (do 10 cm) (fig. 26C). W 2015 r. poniżej serii biogenicznej Su I obserwowano piaski różnoziarniste białoszare z drobnym żwirem (frakcja 0,5 cm) serii **Su 0** o miąższości 0,9 m. Torfy Su I podlegały miejscami erozji rzecznej (fig. 26A), a ich porozrywane warstwy mają miąższość do kilkunastu centymetrów.

Seria **Su II** zawiera mulki zwarte brązowe i brązowoszare, z rozproszoną substancją organiczną, a jej miąższość wynosi 0,6 m (fig. 26A, C).

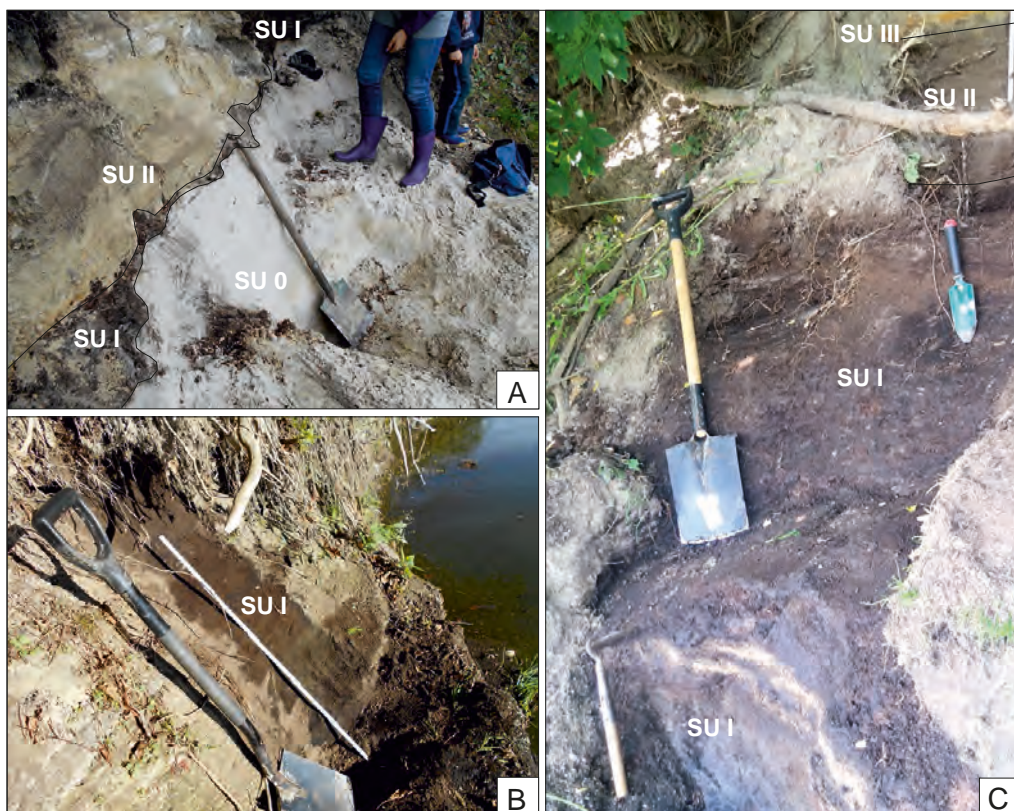
Seria **Su III** składa się z mulków ilastych masywnych ciemnoszarych, o miąższości 0,05 m. Górna granica serii ma charakter erozyjny (fig. 26C).

Seria **Su IV** jest zbudowana z piasków średnioziarnistych, z domieszką grubszych ziaren, a w stropie serii występują piaski drobnoziarniste. Miąższość serii wynosi 0,2 m.

Serię **Su V** reprezentują mulki i pyły o strukturze masywnej, o miąższości co najmniej 2,2 m, prawdopodobnie do 3,7 m.

Analiza palinologiczna osadów pobranych z otworu wiertniczego w Susznie została po raz pierwszy wykonana przez Stachurską (1961). Nie obejmowała ona pełnego zapisu interglacjału mazowieckiego, podobnie jak wyniki analizy pyłkowej osadów pobranych z otworu wiertniczego ponownie odwierconego na stanowisku Suszno (profil Su15) oraz osadów profilu skarpy rzeki Bug nieopodal stanowiska Suszno (profil SUSK1), pobranych w 2015 r. Profil Su15 (fig. 27) rozpoczyna się wysokimi wartościami pyłku *Pinus*, *Betula* i *Larix* oraz podwyższonymi wartościami pyłku roślin zielnych (NAP) LPAZ Su15-1 *Pinus-Betula-Larix* (faza MaV wg Winter, 2008), co należy korelować ze starszą oscylacją klimatyczną (OHO) interglacjału mazowieckiego (Hrynowiecka i in., 2019). Po tym krótkotrwałym ochłodzeniu rozprzestrzeniły się lasy mieszane z dominacją *Carpinus* i *Abies* (LPAZ Su15-2 *Carpinus-Abies*; faza MaVI wg Winter, 2008), którym towarzyszyły *Quercus*, *Corylus*, *Pterocarya* i *Buxus*. Siedliska wilgotne i często zalewane opanowały lasy łąkowe z *Alnus*, *Ulmus* i *Fraxinus*. Postępujące osuszenie klimatu doprowadziło do zmniejszenia znaczenia *Alnus* i *Corylus* oraz do wkroczenia *Picea* do siedlisk leśnych (LPAZ Su15-3 *Picea-Carpinus-Abies*; faza MaVII wg Winter, 2008). Dalsze zmiany wywołały wycofanie się termofilnych drzew liściastych, przemieszczenie zbiorowisk leśnych i wzrost znaczenia roślin zielnych, a także opanowanie większości siedlisk przez *Pinus* i *Picea* (LPAZ Su15-4 *Pinus-Picea*-NAP; faza MaVIII wg Winter, 2008). Schyłek interglacjału mazowieckiego charakteryzował się dominacją *Pinus* i wzrostem znaczenia *Betula* i roślin zielnych (LPAZ Su15-5 *Pinus-Betula*-NAP; faza MaIX wg Winter, 2008). Początek ochłodzenia MIS 10 zaznaczył się całkowitym wycofaniem drzew termofilnych oraz *Pinus* i *Betula*, a także dominacją roślin zielnych, głównie Poaceae, Cyperaceae, *Artemisia* oraz krzewinek *Betula nana* (LPAZ Su15-6 NAP).

Profil SUSK1 ze skarpy Bugu przedstawia jeszcze krótszą historię obejmującą tylko poziom *Pinus* (faza MaIX wg Winter, 2008), który jest tożsamy z LPAZ Su15-5 *Pinus-Betula*-NAP (fig. 27). Reprezentuje on więc fragment sukcesji mazowieckiej w postaci schyłkowego poziomu *Pinus*, z zaznaczonym wzrostem wartości pyłku *Betula* i roślin zielnych (fig. 28).



**Fig. 26. Stanowisko Suszno, odsłonięcie w skarpi nad Bugiem**

A, B – stan w 2015 r. (fot. M. Żarski); C – stan w 2019 r. (fot. K. Pochocka-Szwarc); objaśnienia w tekście

**Site Suszno in te scarp of the Bug River valley**

A, B – in 2015 (photo M. Żarski); C – in 2019 (photo K. Pochocka-Szwarc); explanations in the text

Charakterystyczne dla interglacjału mazowieckiego w stanowisku Suszno jest współwystępowanie *Abies* i *Carpinus* oraz pojawienie się pyłku *Pterocarya* i *Buxus* (por. Hrynowiecka i in., 2014).

Seria rzeczna **Su 0** podściela osady biogeniczne serii Su I interglacjału mazowieckiego i powstała prawdopodobnie w zarastającym starorzeczu, do którego okresowo był dostarczany materiał piaszczysty, a narastające torfy miejscami były erodowane przez rzekę. Później starorzecze przekształciło się w niewielkie jezioro, w którym osadzały się mulki serii Su II, lokalnie z domieszką humusu. Podczas zlodowacenia odry rejon stanowiska Suszno znajdował się w strefie ekstraglacialnej, około 90 km od czoła lądolodu (Żarski, 2006; Kucharska i Żarski, 2020; Żarski i Kucharska, 2020), a w zimnym klimacie zachodziły erozja i akumulacja niweofluwialna serii Su IV. W czasie zlodowacenia wisły akumulowały drobnofrakcyjne masywne osady serii Su V, w której stwierdzono zaburzenia krioturbacyjne (Mojski i Trembaczewski,

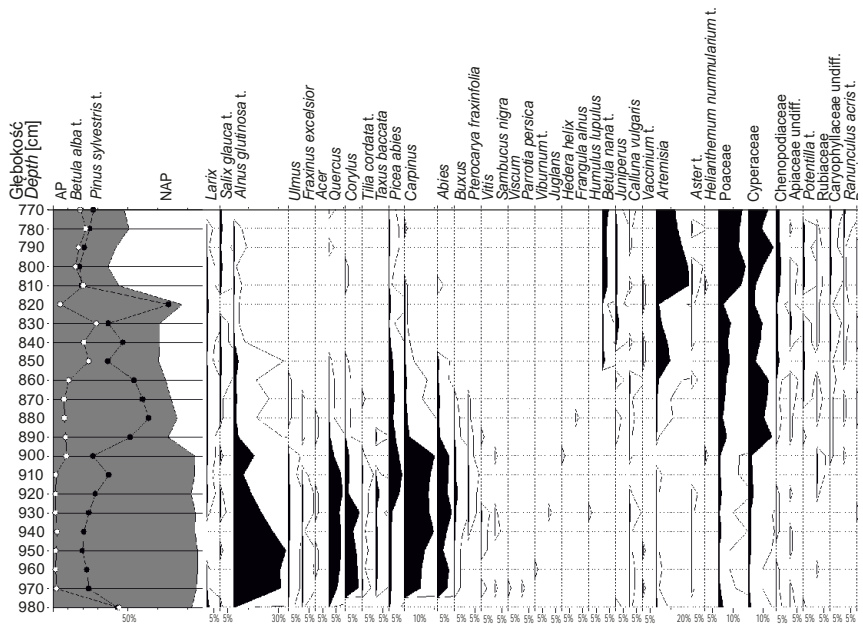


Fig. 27. Spektrum pyłkowe osadów interglacjalu mazowieckiego

Pollen spectrum of sediments of the Mazovian Interglacial

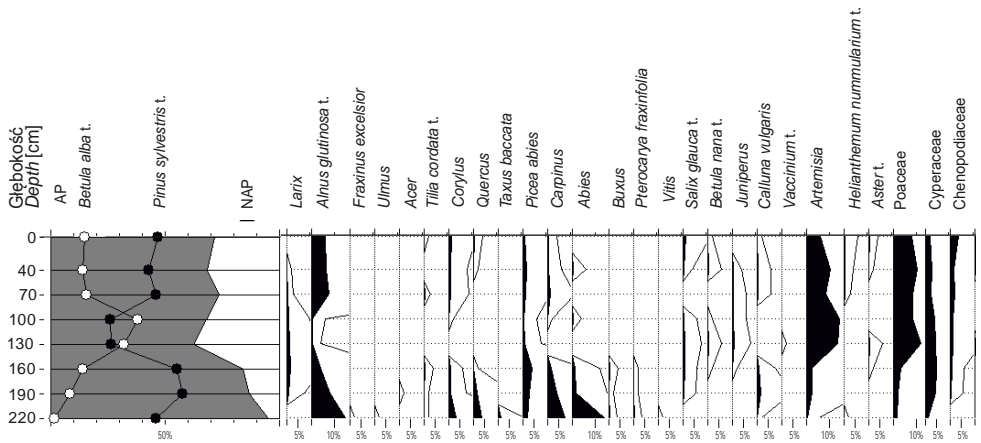
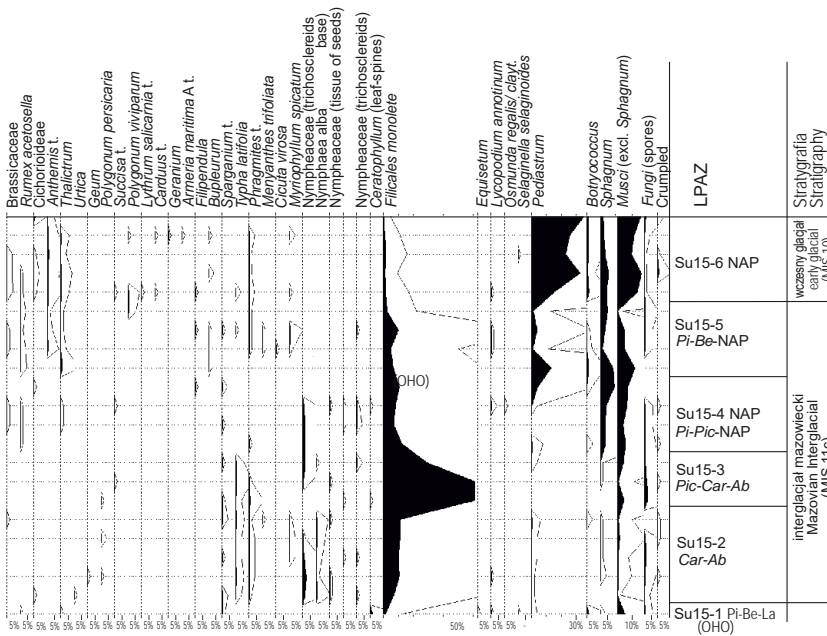


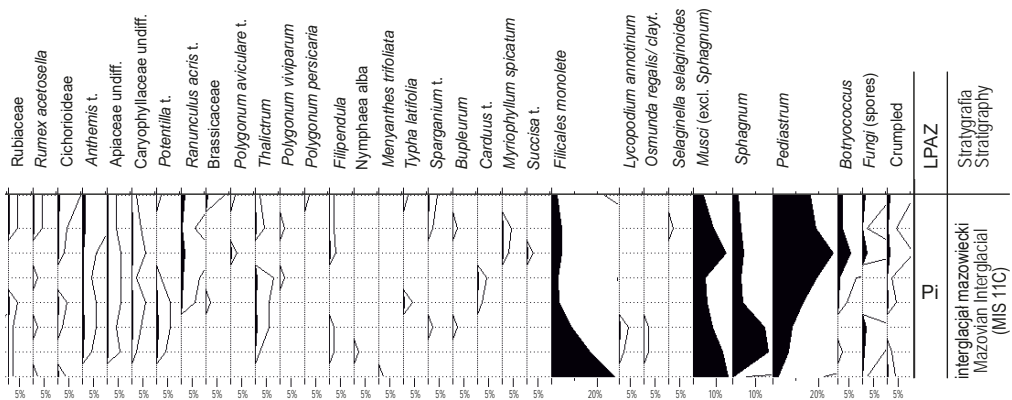
Fig. 28. Spektrum pyłkowe osadów interglacjalu mazowieckiego

Pollen spectrum of sediments of the Mazovian Interglacial of the section SUSK1



**w profilu Su15 w stanowisku Suszno 2015 (opracowała A. Hrynowiecka)**

of the section Su15 at the site Suszno 2015 (analysed by A. Hrynowiecka)



**w profilu SUSK1 w skarpie Bugu w stanowisku Suszno (opracowała A. Hrynowiecka)**

in the Bug scarp at the site Suszno (analysed by A. Hrynowiecka)

1961). Podobne osady występują dość powszechnie, szczególnie w Zakłęsłości Sosnowickiej (Pochocka-Szwarc, 2023c) i miejscami w Garbie Włodawskim (Żarski i Morawski, 2013, 2018), i reprezentują depozycję w warunkach peryglacjalnych zlodowacenia wisły.

W profilach stromego brzegu Bugu, opisywanego w latach 50. XX wieku, stwierdzono podobną sekwencję osadów, jednak inaczej ją zinterpretowano (Mojski i Trembaczowski, 1961). Najstarsze osady, zawierające piaski i piaski rzeczne ze żwirami, obserwowano w poziomie wody w rzece. Powyżej notowano obecność gleby lub początek narastania torfu. Nadległa seria torfów powstała podczas zarastania płytkiego zbiornika, zasilanego również materiałem deluwialnym. Wyżej udokumentowano mułki z domieszką części organicznych, osadzone w interglacjale mazowieckim w reaktywowanym zbiorniku jeziornym, prawdopodobnie głębszym niż poprzednio. Cienka warstwa mułków ilastych świadczy o znacznym spłyceniu zbiornika w klimacie chłodnym. Stropową warstwę osadów interpretowano jako residuum osadów lodowcowych zlodowacenia odry, ale nie znajduje to uzasadnienia w świetle nowych badań (Żarski 2006, 2008, 2009; Hrynowiecka i in., 2014, 2019; Żarski i Kucharska, 2019; Pochocka-Szwarc i in., 2021).

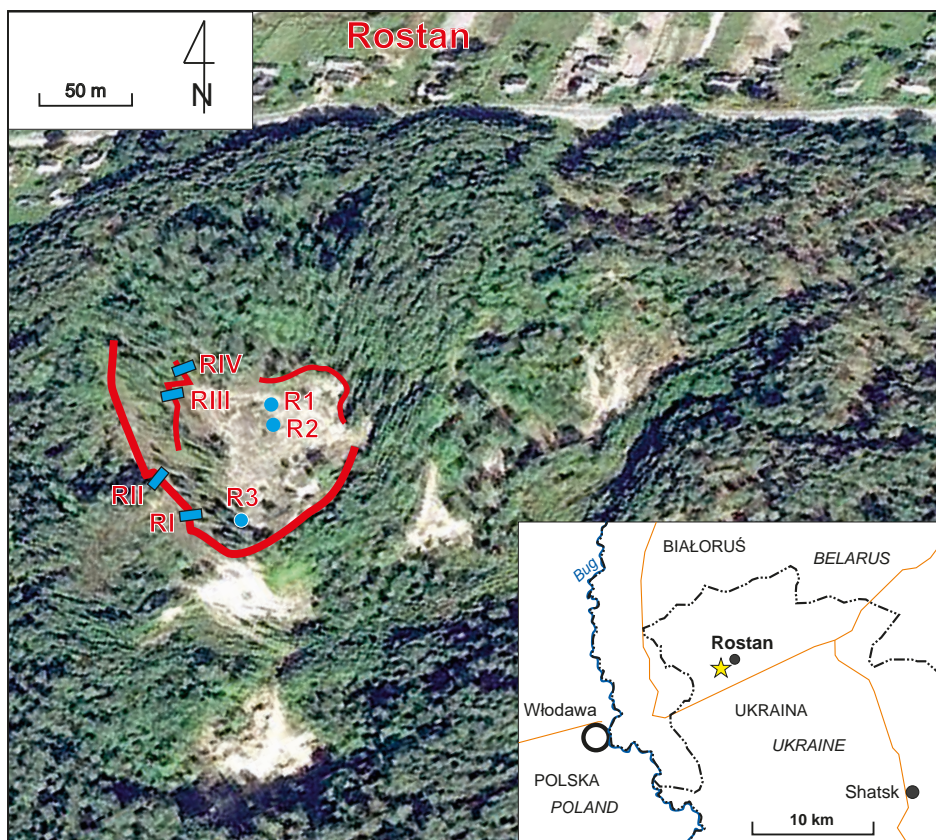
### 3.7. STANOWISKO ROSTAN

*Anna Orłowska, Leszek Marks, Łukasz Nowacki, Joanna Rychel,  
Ivan Zalesky, Łukasz Zbucki, Andriy Bogucki, Olena Tomeniuk*

Stanowisko Rostan (51°35'30"N; 23°43'06"E) znajduje się w Ukrainie w rejonie szackim obwodu wołyńskiego, 100 km od Kovla i 1,5 km na południe od wsi Rostan. Prz należy do makroregionu fizycznogeograficznego Polesie Wołyńskie i mezoregionu Pojezierze Szackie (Zalesky, 2014). Zbadane stanowisko jest zlokalizowane w subrównoleżnikowym wzgórzu o długości 2 km, szerokości 0,5 km i wysokości 30 m, z kulminacją w zachodniej części (189,4 m n.p.m.). Tutkovsky (1902) uznał to wzgórze za morenę czołową, a Palijenko i Gruzman (1978) sugerowali jego budowę glaciektoniczną. Badania szczegółowe wykonano w odsłonięciu położonym na bardziej stromym zboczu proksymalnym w zachodniej części wzgórza (fig. 29). Budowę geologiczną opracowano na podstawie profili litologicznych R1–R3, opisanych przez Boguckiego i innych (1998a) oraz profili RI–RIV usytuowanych w zachodniej ścianie odsłonięcia, zbadanych przez Rychel i innych (2021). Profile R1–R3 znajdowały się w odległości 20–25 m na wschód od profili RI–RIV zbadanych w 2019 r. W rejonie stanowiska Rostan w podłożu osadów czwartorzędowych na wysokości 173 m n.p.m. występują margle kampanu. W celu określenia budowy geologicznej w stanowisku Rostan przeprowadzono kompilację i reinterpretację opisanych profili litologicznych R1–R3 i RI–RIV (Bogucki i in., 1998a; Lindner i in., 2007; Rychel i in., 2021), co umożliwiło wyróżnienie trzech głównych kompleksów litofacjalnych (fig. 30).

Na podstawie analizy petrograficznej Bogucki i inni (1998a) stwierdzili dwudzielność gliny lodowcowej w profilu R1. **Kompleks litofacjalny 1** występuje w profilach R1 i R3 i reprezentuje go w dolnej części glina lodowcowa piaszczysta o miąższości powyżej 4 m, przykryta piaskami ilastymi z domieszką glaukonitu, o miąższości około 2 m (por. Bogucki i in., 1998a). Prawdopodobnie odpowiednikiem tej gliny lodowcowej jest jednostka U2 (fig. 30), reprezento-

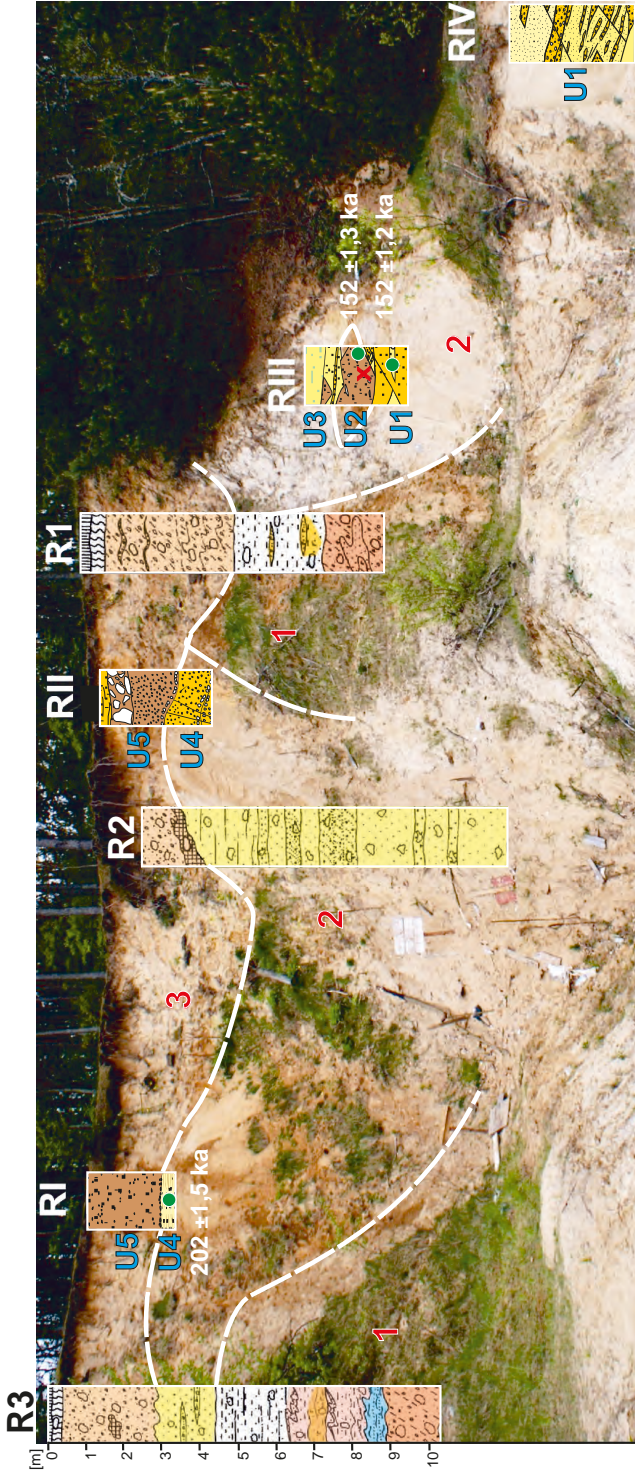




**Fig. 29. Lokalizacja stanowiska Rostan z zaznaczonymi profilami RI–RIV (wg Rychel i in., 2021) oraz przybliżoną lokalizacją profili R1–R3 (wg Boguckiego i in., 1998a; Lindnera i in., 2007), na podkładzie Google Earth Pro**

Location sketch of the site Rostan with probable setting of the sections R1–R3 (after Bogucki *et al.*, 1998a; Lindner *et al.*, 2007), and the sections RI–RIV (after Rychel *et al.*, 2021), on the image of Google Earth Pro

wana w profilu RIII przez litofację  $Dm(m_1)$ , czyli diamikton piaszczysty masywny z licznymi klastami żwirowymi i o rozproszonym szkielecie ziarnowym, z nieregularnymi warstwami o miąższości 10–70 cm. Spągowa i stropowa granica diamiktonu jest ostra i pocięta uskokami normalnymi o azymucie  $194^\circ$  i upadzie  $55^\circ$  oraz zrzucie do 40 cm. Do badań analizy petrograficznej żwirów 5–10 mm w diamiktonie pobrano próbki z głębokości 1,0–1,5 m w profilu RIII, a otrzymane współczynniki petrograficzne 1,06–1,04–0,87 wskazują na zlodowacenie sanu 2 (Lisicki, 2003; por. Rychel i in., 2021). Pomiar długości dłuższych osi głazików w diamiktonie wskazuje na kierunek transgresji lądolodu z NNW, ale jednostka U2 stanowi prawdopodobnie pakiet osadów zsuniętych w stanie zamrożonym ze stoku w czasie depozycji osadów kompleksu litofacyjnego 2.



**Fig. 30. Stanowisko Rostan w 2019 r. z lokalizacją profili litologicznych RI–RIV (według Rychel i in., 2021) i rzutowanymi profilami R1–R3 (wg Bogucki i in., 1998, zreinterpretowane)**

**Kompleksy litofacialne:** 1 – glina lodowcowa piaszczysta, przykryta piaskami iłastymi z domieszką glaukonitu; 2 – zestawy osadów piaszczysto-żwirowych i piaszczystych stożka glacialmarginalnego; 3 – żwir i żwirny piaszczyste, przewarstwienia gliny spływowej piaszczystej, porwaków margli kredowych oraz piasków i żwirów gliniastych; U1–U5 – jednostki litostratigraficzne według Rychel i in. (2021); miejsca opróbowania do datowania metodą OSL zaznaczono w profilach RI i RIII (zielone kropki), a do analizy petrograficznej w profilu RIII (czerwony krzyżyk)

Site Rostan in 2019, with location of the sections RI–RIV (after Rychel i in., 2021) and probable location of the projected sections R1–R3 (after Bogucki i in., 1998, reinterpreted)

**Lithofacial complexes:** 1 – sandy-clayey till, overlain by clayey sand with admixture of glauconite; 2 – sets of sandy-gravel and sandy deposits of the ice-marginal fan; 3 – gravel and sandy gravel, rafts of flow till, rafts of Cretaceous chalk, clayey sand and gravel; U1–U5 – lithostratigraphic units after Rychel i in. (2021); indicated are OSL sampling sites in the sections RI and RIII (green dots), and petrographic sampling sites of till clasts in the section RIII (red cross)

**Kompleks litofacyjny 2** reprezentuje w spągu jednostka litofacyjna **U1**, występująca w profilach RIII–RIV (fig. 30), zbudowana z osadów żwirowo-piaszczystych i piaszczystych, o miąższości przekraczającej 5 m. Jednostka ta zawiera zespół litofacji średnioskalowych GSm i Sh,(Sm). W skład litofacji GSm wchodzi warstwy żwirów masywnych o miąższości 10–30 cm, które występują w matriksie piaszczystym. Cechą charakterystyczną litofacji jest zwiększająca się ku stropowi frakcja osadu (od piasków średnioziarnistych w profilu RIV do żwirów gruboziarnistych w profilu RIII) oraz wzrastająca miąższość zestawów od 10 cm w spągu (profil RIV) do 30 cm w stropie (profil RIII). Litofacja Sh,(Sm) jest zbudowana z piasków grubo- i średnioziarnistych warstwowanych horyzontalnie średnioskalowo, o malejącej miąższości pakietów od 40 cm w spągu (profil RIV) do 10 cm w stropie (profil RIII). W jego obrębie występują akcesorycznie piaski drobnoziarniste masywne Sm o miąższości 10–15 cm, piaski mułkowe masywne STm o miąższości około 10 cm i opisany wcześniej pakiet gliny lodowcowej jednostki litofacyjnej U1. W osadach są widoczne liczne drobne uskoki normalne o nachyleniu ku SSW. Datowanie dwóch próbek osadów piaszczystych metodą OSL wskazuje na wiek 151–152 ka BP (fig. 30, tab. 9).

Wyższa partia kompleksu litofacyjnego 2 składa się z jednostek litofacyjnych U3 i U4 (fig. 30). Jednostka **U3** występuje w profilu RIII i ma strukturę podobną do jednostki U1, ale charakteryzuje ją frakcja drobniejsza, reprezentowana przez osady piaszczyste i piaszczysto-mułkowe litofacji Sm, STm i (GSm). Warstwy zdeformowanych piasków różnoziarnistych masywnych Sm mają miąższość około 10 cm i są akcesorycznie przewarstwione żwirami piaszczystymi masywnymi GSm o podobnej miąższości warstw. Większą miąższość (40 cm) mają piaski mułkowe masywne STm, których deformacje nawiązują do deformacji osadów podścielających, i mają te same uskoki (Rychel i in., 2021).

**Tabela/Table 9**

**Wyniki datowania metodą OSL osadów ze stanowiska Rostan  
(lokalizacja próbek na fig. 30)**

Results of OSL dating of deposits from the site Rostan  
(location of samples on Fig. 30)

Stanowisko <i>Site</i>	Symbol próbki <i>Sample symbol</i>	Numer laboratoryjny <i>Laboratory no.</i>	Wiek <i>Age</i> [ka]	Liczba pomiarów <i>Number of measurements</i>	Maksima wyników pomiaru <i>Measurement clusters</i>
Rostan	R3_1	GdTL-3568	202 (15)	18	220
	R1_1	GdTL-3569	152 (13)	20	132 182
	R1_2	GdTL-3570	152 (12)	18	143

Osady jednostki litofacjalnej **U4** występują także w profilach RI–RII, a reprezentują je litofacje Sh, (G) i GSe. Litofacje Sh i (G) są złożone z piasków różnoziarnistych o warstwowaniu poziomym w ławicach o średniej skali (5–10 cm). W ich obrębie stwierdzono pojedyncze klasty żwirowe i uskoki normalne, tworzące miejscami zespoły uskoków komplementarnych, wygasających na kontakcie z osadami kompleksu 3 (Rychel i in., 2021). W profilu RII występują żwiry średnioziarniste GSe, w których znajdują się drobne spękania w postaci uskoków normalnych. Datowanie metodą OSL osadów w profilu RI wskazuje na wiek 202 ka BP (fig. 30, tab. 9). Jednostce U4 w profilach R1–R2 mogą odpowiadać również piaski i żwiry fluwioglacjalne o kierunku transportu ku SW i miąższości powyżej 8 m w profilu R2, gdzie wypełniają one rozcięcie erozyjne o szerokości 12–13 m w osadach kompleksu litofacjalnego 1 (por. Bogucki i in., 1998a). Osady te zawierają nieliczne głązy o średnicy do 0,3 m, miejscami piaski i mułki piaszczyste, a w profilu RIII wkładkę gliny lodowcowej.

**Kompleks litofacjalny 3** występuje w najwyższej partii odsłonięcia (fig. 30) i jest reprezentowany w profilach RI–RII przez jednostkę **U5** zawierającą litofacje GSe, GSDe i SGe. Są to głównie żwiry i żwiry piaszczyste o miąższości 2 m, wypełniające wielkoskalowe kanały erozyjne. Żwiry gruboziarniste przechodzą ku stropowi w głązy o średnicy do 30 cm, tworzące litofację GSDe o miąższości około 40 cm, która zawiera w matryksie frakcję ilastą. Sekwencję pionową jednostki U5 wieńczą piaski żwirowe SGe w pakiecie o miąższości 40 cm. W rejonie odsłonięcia stwierdzono występowanie dużych (średnica powyżej 2 m) głązów narzutowych (por. Rychel i in., 2021). Jednostkę U5 można korelować z górną serią w profilach R1–R3, uznaną za morenę ablacyjną zlodowacenia dnierpu przez Boguckiego i innych (1998a), zbudowaną z przewarstwień gliny spływowej piaszczystej, porwaków margli kredowych oraz piasków i żwirów, o łącznej miąższości 2–4 m.

Udokumentowane cechy sedymentologiczne i deformacyjne osadów w stanowisku Rostan dowodzą ich depozycji glacialnej w środowiskach sedymentacyjnych, przy zmieniającej się aktywności czoła lądolodu. Kompleks litofacjalny 1 powstał w czasie zlodowacenia berezyny (sanu 2), kiedy zachodziła intensywna egzaracja podłoża przez lądolód, a osadzona glina lodowcowa podlegała deformacjom w czasie recesji lądolodu. Zmienność litofacjalna osadów kompleksu 2, zbudowanego głównie z osadów fluwioglacjalnych z pakietami redeponowanej gliny lodowcowej, wskazuje na depozycję w obrębie stożka glacialmarginalnego na przedpolu lądolodu (por. Rychel i in., 2021). Osady o charakterze ablacyjnym kompleksu litofacjalnego 3 świadczą o bliskim położeniu czoła lądolodu. Wyniki analizy petrograficznej klastów kompleksu litofacjalnego 3 (por. Bogucki i in., 1998a) oraz występowanie dużych głązów narzutowych w osadach tego kompleksu i na powierzchni terenu (por. Rychel i in., 2021), a także wyniki datowań metodą OSL dla osadów kompleksu litofacjalnego 2 mogą wskazywać na akumulację kompleksów litofacjalnych 2 i 3 w strefie marginalnej lub na bliskim przedpolu lądolodu w czasie zlodowacenia prycepi/dnierpu.

### 3.8. STANOWISKO KOLONIA STAWKI

*Anna Orłowska, Katarzyna Pochocka-Szwarc,  
Marcin Żarski, Joanna Rychel, Łukasz Zbucki*

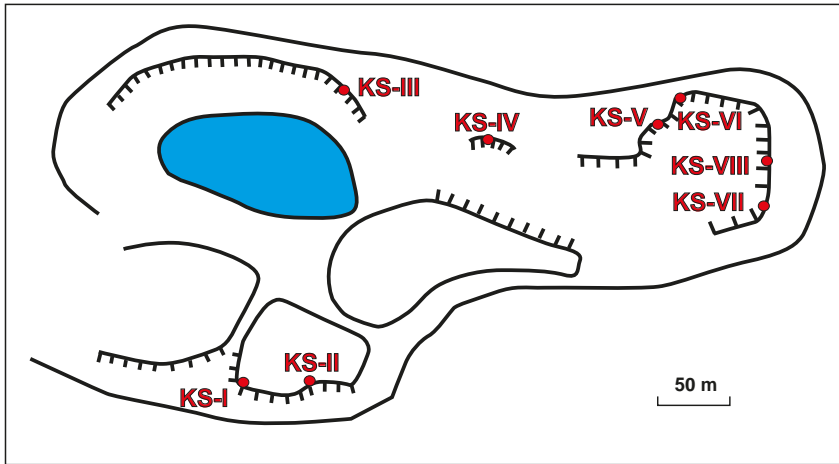
Stanowisko Kolonia Stawki (51°63'N; 23°47'E) znajduje się w powiecie włodawskim, około 10 km na północny zachód od Włodawy (fig. 31), w makroregionie fizyczno-geograficznym Polesie Zachodnie. Zbadane odsłonięcie jest położone w równoleżnikowym pasie wałów i pagórków o kształcie łobowym, przecinającym dolinę Bugu wzdłuż linii Konstantyn–Różanka (Polska)–Priborovo (Białoruś). Długość całego pasma wzniesień wynosi około 10 km, a poszczególne z nich osiągają długość 2,5 km, szerokość 1 km i wznoszą się do wysokości 179,1 m n.p.m. Opisywane wzgórza są zbudowane ze żwirów i piasków fluwioglacjalnych, miejscami piasków drobnoziarnistych, mułków i piasków pylastych limnoglacjalnych oraz diamiktonowych żwirów piaszczystych, często z głazami, znajdujących się najczęściej w stropowych partiach wzgórz. Wzgórza te stanowią szczytowe partie Garbu Włodawskiego (Solon i in., 2018), zbudowanego w większości ze żwirów i piasków lodowcowych, glin zwałowych, miejscami pokrytych piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi zlodowacenia sanu 2 (Żarski i Morawski, 2019). Miąższość osadów czwartorzędowych w profilu wiercenia w Różance (około 4 km na południowy wschód od Kolonii Stawek) wynosi 22 m (Marszałek, 2001a).



Numeryczny Model Terenu: M. Pielach

**Fig. 31. Położenie stanowiska Kolonia Stawki  
(numeryczny model terenu opracowała M. Kucharska)**

Location of the site Kolonia Stawki (digital terrain model prepared by M. Kucharska)



**Fig. 32. Kolonia Stawki: rozmieszczenie zbadanych profili KS-I–KS-VIII**

Kolonia Stawki: location of the sections KS-I–KS-VIII

Stanowisko w Kolonii Stawki jest położone między Garbem Włodawskim a Zakłęsłością Sosnowicką (fig. 31). Zakłęsłość Sosnowicka charakteryzuje się występowaniem miąższych serii fluwiogłacialnych sanu 1 i sanu 2. W obrębie osadów zlodowacenia sanu 2 zachowały się izolowane stanowiska interglacjału mazowieckiego (Pochocka-Szwarc i in., 2021). Powierzchnia Zakłęsłości Sosnowickiej jest zbudowana głównie z drobnofrakcyjnych osadów zlodowacenia wisły, przykrywających piaski i żwiry wodnolodowcowe sanu 2 (Pochocka-Szwarc, 2023c, d).

Po wschodniej stronie doliny Bugu przedłużenie Garbu Włodawskiego od północy jest otoczone rozległym sandrem zbudowanym z piasków i żwirów fluwiogłacialnych stadiau warty zlodowacenia odry (Pochocka-Szwarc i Żarski, w tym opracowaniu).

Szczegółową dokumentację wykonano w części wzgórza, którego maksymalna wysokość wynosi 178,8 m n.p.m., długość 1,5 km i szerokość 750 m. Stok północny wzgórza jest stromszy niż stok południowy, który opada łagodnie. W obrębie odkrywki (górną krawędź odsłonięcia na wysokości 176,25 m n.p.m.) w ośmiu profilach KS-I–KS-VIII udokumentowano osady siedmiu kompleksów litofacjalnych U1–U7 (fig. 32 i 33).

Osady kompleksu U1 reprezentuje zespół litofacji Dm(m<sub>2</sub>) w profilach KS-I, KS-II i KS-III (fig. 32 i 33A, B). Jest to diamikton piaszczysto-pylasty masywny, homogeniczny, z licznymi klastami żwirowymi o średnicy do 2 cm i rozproszonym szkielecie ziarnowym. Występuje w postaci warstwy o miąższości do 4 m. W profilu KS-III strop diamiktonu ma charakter erozyjny i jest wyraźny, z wkładkami piaszczystych lamin o miąższości do 2 cm (fig. 33 i 34B). Azymut dłuższych osi gładzików frakcji 2–14 cm w diamiktonie mieści się w przedziale 190–270° i wskazuje na silnie skoncentrowany ( $S_1 = 0,82$ ) kierunek południowo-zachodni (240/32) (fig. 33). Analizę petrograficzną żwirów przeprowadzono w profilach KS-I i KS-II na głębokości 2–3 m (fig. 33), a wartości współczynników wyniosły 0,84–1,27–0,74.

Obocznie do osadów jednostki U1 udokumentowano osady kompleksu U2, o miąższości 1,2 m. Kompleks U2 zawiera zespoły litofacji (fig. 33 i 34): TSm, Sh i STh (profil KS-IV), STh, TSm, Sm i Tm (profil KS-V), Tm, Th i Tw (profil KS-VI), STh i STm (profil KS-VII) i STm (profil KS-VIII), które tworzą cztery zespoły. Osady zespołu litofacji STh, TSm, (Sm,Tm) rozpoczynają się w dolnej części profilu warstwą piasków (do 20 cm) średnio- i drobnoziarnistych masywnych (Sm) (profil KS-IV; fig. 34C). Powyżej zalegają dominujące w tym zespole rytmity piasków mułkowych warstwowanych poziomo (STh), o miąższości lamin/warstw 5–15 cm, oraz mułków piaszczystych masywnych (TSm), o miąższości lamin do 5 cm. Miąższość rytmów osiąga od 10 do 20 cm. Ich cechą charakterystyczną jest malejąca miąższość pakietów STm ku górze profilu na rzecz zwiększającej się miąższości lamin TSm. Sekwencję wieńczą mułki masywne (Tm) w warstwie o średniej skali 20 cm.

Osady kompleksu U2 były datowane metodą OSL w profilu KS-VI na  $129 \pm 9,6$  ka BP (tab. 10). Otrzymany wynik ( $129 \pm 9,6$  ka BP) jest średnią wieku w przedziale 90–170 ka (fig. 35) i wydaje się zaniżony. Wynika to z zawyżonej uśrednionej wartości dawki rocznej ( $192,3 \pm 9,5$  Gy), co z kolei jest prawdopodobnie związane z przesyleniem wodą datowanego materiału już po jego depozycji (Bluszcz, 2000).

Obocznie do osadów zespołu STh, TSm, (Sm, Tm) występują osady zespołów: Sh, STh i STm oraz Tm, Th i Tw. Osady zespołów litofacyjnych Sh oraz STm to pojedyncze, średniej skali warstwy piasków różnoziarnistych warstwowanych poziomo (Sh) o miąższości do 20 cm (fig. 33 i 34D: profile KS-IV i KS-VI) oraz średnio- i wielkoskalowych piasków mułkowych warstwowanych poziomo (STh) (fig. 34E) i masywnych (STm) w 10–50 cm pakietach (fig. 33: profile KS-VII i KS-VIII). Powyżej lub obocznie znajdują się osady zespołu Tm, Th i Tw (fig. 33 i 34D: profil KS-VI), o strukturze zmieniającej się ku stropowi. W dolnej części zespołu są to mułki masywne (Tm) w pakietach o miąższości do 10 cm. Wyżej zalegają mułki o delikatnie zaznaczającej się laminacji (Th) i miąższości do 10 cm, zwieńczone cienką (do 5 cm) warstwą mułków o laminacji falistej (Tw).

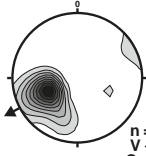
**Tabela/Table 10**

**Wyniki datowania OSL osadów ze stanowiska Kolonia Stawki  
(lokalizacja miejsc pobrania próbek na fig. 33)**

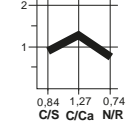
Results of OSL dating of deposits from the site Kolonia Stawki  
(location of samples on Fig. 33)

Stanowisko <i>Site</i>	Symbol próbki <i>Sample symbol</i>	Nr laboratoryjny <i>Laboratory no.</i>	Wiek <i>Age</i> [ka]	Liczba pomiarów <i>Number of measurements</i>	Maksyma wyników pomiaru <i>Measurement clusters</i>
Kolonia Stawki	Stawki	GdTL-3692	129 (96)	15	127

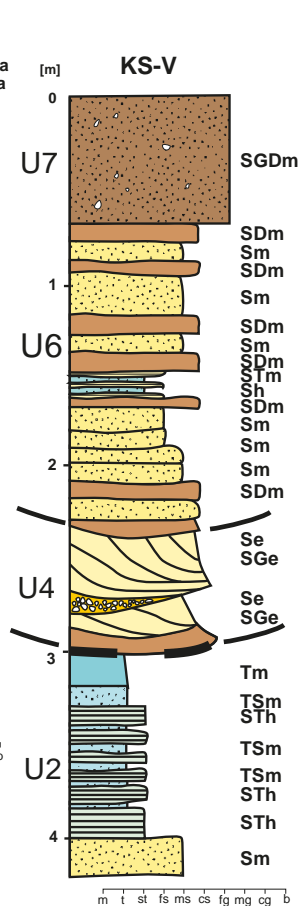
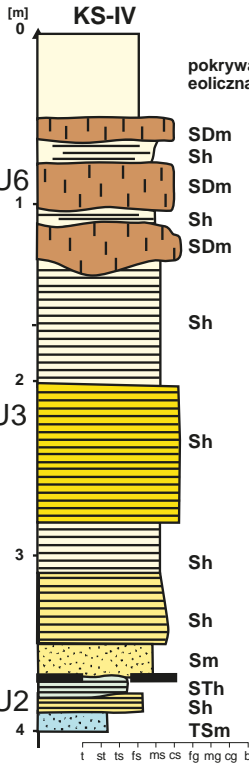
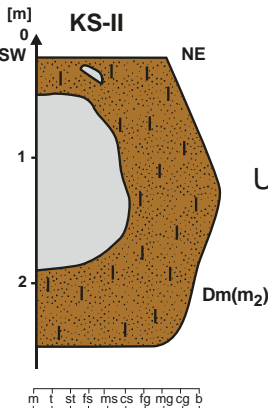
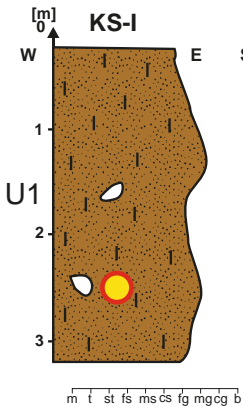
Azymut dłuższych osi klastów żwirowych w osadach zespołu litofacji Dm(m<sub>2</sub>)  
Azimuth of long axes of gravel clasts in Dm(m<sub>2</sub>) deposits



Petrografia klastów żwirowych  
Petrography of gravel clasts



C – skały krystaliczne crystalline rocks  
S – skały osadowe sedimentary rocks  
Ca – skały węglanowe carbonate rocks  
R – skały odporne na wietrzenie rocks resistant to weathering  
N – skały nieodporne na wietrzenie rocks non-resistant to weathering  
● – miejsce poboru próbek do analizy petrograficznej  
petrography of gravel clasts



glazy boulders  
żwiry gruboziarniste coarse-grained gravels  
żwiry średnioziarniste medium-grained gravels  
żwiry drobnoziarniste fine-grained gravels  
piaski gruboziarniste coarse-grained sands  
piaski średnioziarniste medium-grained sands  
piaski drobnoziarniste fine-grained sands  
piaski mulowe fine sands  
muly fines  
iły mud

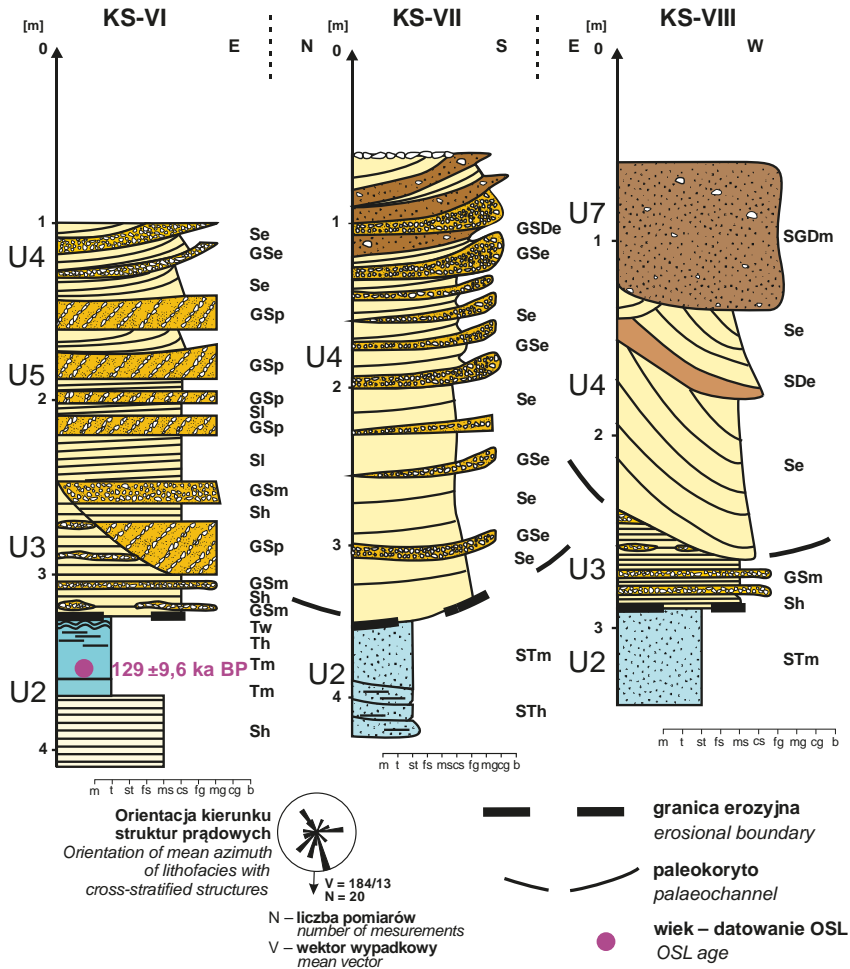
Fig. 33. Profile sedimentologiczne

**Litofacje:** Dm(m<sub>2</sub>) – diamikton masywny, GSDm – żwiry piaszczyste diamiktonowe masywne, GSDe – żwiry piaszczyste masywne, GSp – żwiry piaszczyste o warstwowaniu przekątnym płaskim, SDm – piaski diamiktonowe Se – piaski w kanałach erozyjnych, Sh – piaski warstwowane poziomo, Sm – piaski masywne, Sl – piaski o mułkowe masywne, TSm – mułki piaszczyste masywne, Tm – mułki masywne, Th – mułki laminowane poziomo,

Sedimentological logs

**Lithofacies:** Dm(m<sub>2</sub>) – massive diamicton, GSDm – massive sandy diamictic gravel, GSDe – sandy diamictic gravel with planar cross stratification, SDm – massive diamictic sand, SGDm – massive gravelly diamictic Sm – massive sand, Sl – sand with low-angle cross stratification, STh – horizontally-stratified/ laminated silty sand, zontally-laminated silt





### w odsłonięciu Kolonia Stawki

piaszczyste diamiktonowe w kanałach erozyjnych, GSe – żwiry piaszczyste w kanałach erozyjnych, GSm – żwiry masywne, SGDm – piaski żwirowe diamiktonowe masywne, SGe – piaski żwirowe w kanałach erozyjnych, niskokątowym warstwowaniu nachylonym, STh – piaski mułowe warstwowane/laminowane poziomo, STm – piaski Tw – mułki laminowane faliście

at the Kolonia Stawki site

gravel in erosional channel, GSe – sandy gravel in erosional channel, GSm – massive sandy gravel, GSp – sandy sand, SGe – gravelly sand in erosional channel, Se – sand in erosional channel, Sh – horizontally-stratified sand, STm – massive silty sand, TSm – massive sandy silt, Tm – massive silt, Th – horizontally-laminated silt, Tw – hori-

Podobnie jak w kompleksie U1, strop osadów kompleksu U2 jest rozcięty erozyjnie. Granica erozyjna jest wyraźna, podkreślona brukiem erozyjnym i rozdziela osady jednostki U2 od wyżej zalegających osadów kompleksów U3 i U4.

Kompleks U3, o miąższości 50–250 cm, reprezentują zespoły GSm, Sh, (GSDm) (fig. 33 i 34B: profile KS-III, KS-IV, KS-VI) i Sh. Pierwszy zespół litofacji to pakiety osadów o tafłowym pokroju, rytmicznie warstwowanych: żwirów piaszczystych masywnych (GSm) i piasków grubo- i średnioziarnistych o warstwowaniu poziomym (Sh). Miąższość rytmików wynosi od 20 do 80 cm. W mniej miąższych rytmikach, znajdujących się nad osadami piaszczysto-mułowymi kompleksu U2, warstwy żwirowe (do 5 cm) są cieńsze od piaszczystych (do 20 cm). Bardziej miąższe rytmiki zalegają nad pakietami diamiktonowymi kompleksu U1 i charakteryzują się wielkoskalowymi (do 40 cm) warstwami obu litofacji. Tam również występuje drugi zespół litofacji Sh, czyli piaski różnoziarniste warstwowane poziomo, o miąższości zestawów 30–80 cm (fig. 33: profil KS-IV).

Obocznie lub powyżej osadów kompleksu U3 występuje miąższy (około 2,5 m) pakiet osadów kompleksu U4 (fig. 33 i 34G: profile KS-V–KS-VIII). Budują go głównie osady zespołów: GSe, Se i Se. Są to miąższe (do 1 m) warstwy piasków różnoziarnistych w wielkoskalowych kanałach erozyjnych (Se). W spągu podkreślają je żwiry piaszczyste (GSe) w pakietach średniej skali (10–20 cm). W wyższych partiach profilu kanały erozyjne są akcesorycznie wypełnione diamiktonem żwirowo-piaszczystym (GSDe) o większym udziale frakcji pylastej w matriksie. Pomierzone kierunki zapadania warstw w strukturach przekątnych wskazują na ich wachlarzowaty rozkład, z wypadkowym kierunkiem ku S (fig. 33: profil KS-VI – 184°).

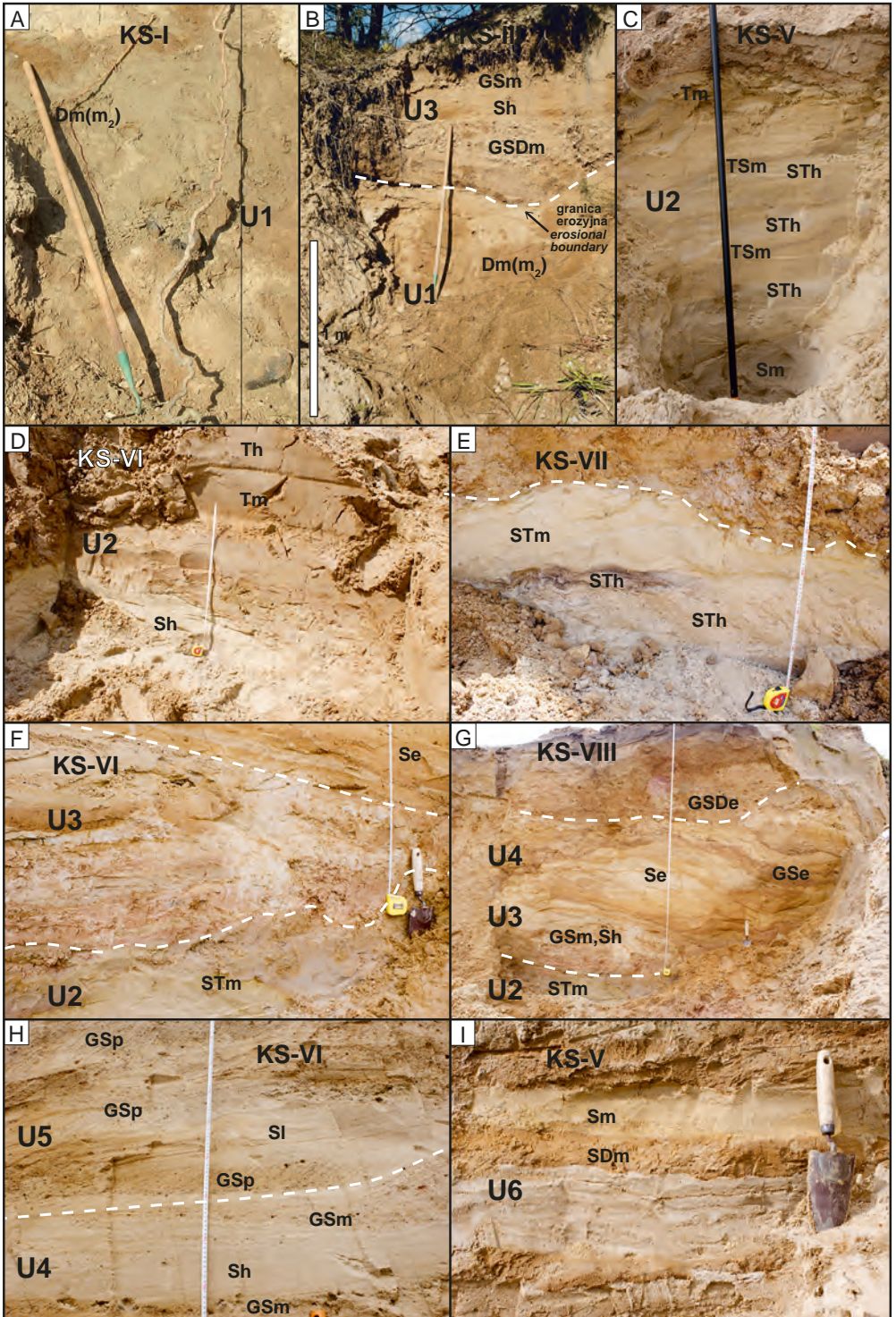
—————→

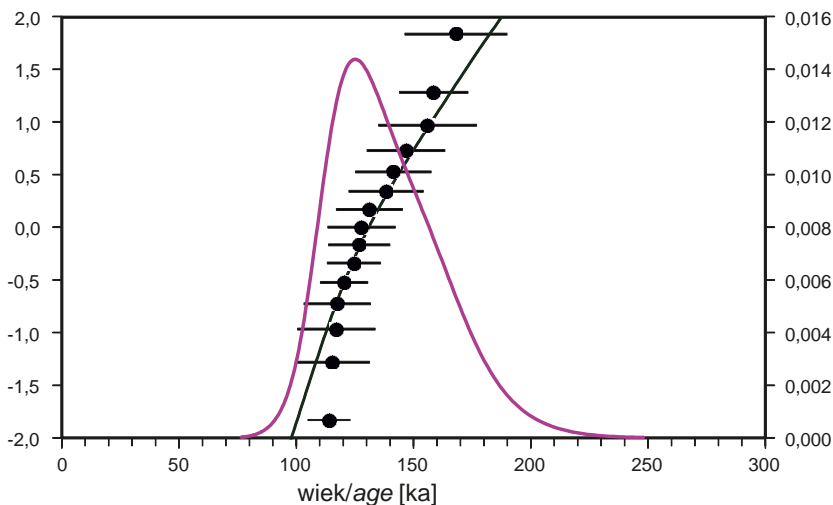
**Fig. 34. Stanowisko Kolonia Stawki – szczegółowa charakterystyka sedimentologiczna z oznaczonymi symbolami jednostek/kompleksów litofacyjnych oraz pojedynczych litofacji**

**Litofacje:** Dm(m<sub>2</sub>) – diamikton masywny, GSDm – żwiry piaszczyste diamiktonowe masywne, GSDe – żwiry piaszczyste diamiktonowe w kanałach erozyjnych, GSe – żwiry piaszczyste w kanałach erozyjnych, GSm – żwiry piaszczyste masywne, GSh – żwiry piaszczyste warstwowane poziomo, GSp – żwiry piaszczyste o warstwowaniu przekątnym płaskim, SDm – piaski diamiktonowe masywne, Se – piaski w kanałach erozyjnych, Sh – piaski warstwowane poziomo, Sm – piaski masywne, Sl – piaski o niskokątowym warstwowaniu nachylonym, STh – piaski mułkowe warstwowane/laminowane poziomo, STm – piaski mułowe masywne, TSm – mułki piaszczyste masywne, Tm – mułki masywne, Th – mułki laminowane poziomo

Site Kolonia Stawki: detailed sedimentological characteristics with marked units and lithofacies

**Lithofacies:** Dm(m<sub>2</sub>) – massive diamicton, GSDm – massive sandy diamictic gravel, GSDe – sandy diamictic gravel in erosional channel, GSe – sandy gravel in erosional channel, GSm – massive sandy gravel, GSh – horizontally-stratified sandy gravel, GSp – sandy gravel with planar cross stratification, SDm – massive diamictic sand, Se – sand in erosional channel, Sh – horizontally-stratified sand, Sm – massive sand, Sl – sand with low-angle cross stratification, STh – horizontally-stratified/laminated silty sand, STm – massive silty sand, TSm – massive sandy silt, Tm – massive silt, Th – horizontally-laminated silt





**Fig. 35. Stanowisko Kolonia Stawki: rozkład wartości pomiarów wieku OSL osadów z profilu KS-VI**

Kolonia Stawki: distribution of OSL ages of sediments from the section KS-VI

Poniżej i obocznie do osadów kompleksu U4 występują osady kompleksu **U5**, reprezentowane przez zespół litofacji GSp, Sl, (GSm, Sh). Są to głównie żwiry piaszczyste o warstwowaniu przekątnym płaskim (GSp), w ławicach o miąższości 10–40 cm (fig. 33: profil KS-VI). Rozdzielają je małoskalowe (do 10 cm) piaski gruboziarniste o niskokątowym warstwowaniu nachylonym (Sl). Udział akcesoryczny mają występujące pojedynczo, średniej skali (do 30 cm) rytmy żwirów piaszczystych masywnych (GSm) i piasków gruboziarnistych warstwowanych poziomo (Sh).

Obocznie do osadów kompleksów U4 lub U5 pojawiają się miąższe (ok. 1,5 m) pakiety taflowe kompleksu litofacyjnego **U6** (fig. 33: profil KS-V). Przeważa w nim zespół SDm, Sm, (TSm). Są to piaski diamiktonowe masywne (SDm), średnioskalowe (10–20 cm), występujące naprzemiennie z piaskami różnoziarnistymi masywnymi (Sm) i z akcesorycznie występującymi piaskami mułowymi masywnymi (STm). Ostatnim ogniwem sukcesji są osady kompleksu **U7**, zespołu litofacji SGDM, czyli piaski ze żwirami diamiktonowe masywne w piaszczysto-ilastym matriksie, w miąższych (do 70 cm) pakietach wypełniających kanały erozyjne jednostki U4 (fig. 33: profil KS-VIII) lub wieńczących osady taflowe jednostki U6 (profil KS-V). Pojawiają się one nieregularnie na powierzchni całego zbadanego wału.

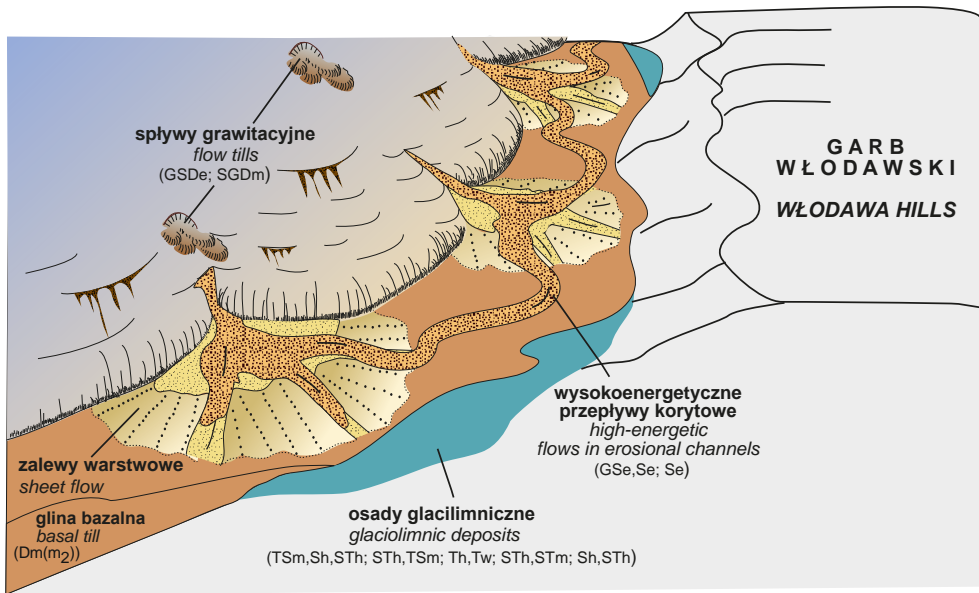
Sekwencja osadów w stanowisku Kolonia Stawki stanowi zapis różnowiekowej depozycji osadów różnych środowisk sedymentacyjnych: glacialnym, limnoglacialnym i fluwioglacialnym. Diamikton kompleksu U1 zespołu litofacji Dm(m<sub>2</sub>) wskazuje na środowisko subglacialne i stanowi przykład powszechnie dokumentowanej w osadach plejstocenijskich gliny bazalnej, powstałej w wyniku odłożenia w stopie lądolodu (Evans i in., 2006). Świadczy o tym:

znaczna miąższość diamiktonu, jego homogeniczność i matriks piaszczysto-pylasty, a także znaczny udział klastów zwirowych, których pomierzone dłuższe osie wykazują silną koncentrację ( $S_1 - 0,82$ ) i południowo-zachodni kierunek nasunięcia lądolodu.

Wartości współczynników petrograficznych pozwalają na korelację diamiktonu z litotypem S2 (Lisicki, 2003), odpowiadającym zlodowaceniowi sanu 2. Ostra granica w stropie diamiktonu wskazuje na jego erozję, a następnie wypełnienie młodszymi osadami wyżej leżących kompleksów, deponowanych w środowisku fluwioglacjalnym, reprezentowanym przez osady kompleksu U2, które powstały podczas sedymentacji w zbiorniku wód stojących. Pionowa sekwencja osadów Sm–STh–TSm–Tm zespołu litofacji Sm, STh, TSm i Tm stanowi przykład jego wypłykania się przez zasypywanie go osadami piaszczystymi (Sm) i piaszczysto-mułkowymi (STh) w trakcie depozycji z zalewów warstwowych, przerywane etapami spokojnej sedymentacji z opadającej zawiesiny (TSm) w okresowych zbiornikach wód stojących. Depozycję zwięździła dłuższa przerwa w dostawie materiału i spokojne, długotrwałe opadanie najdrobniejszej mułowej zawiesiny (Tm). Obocznie, w miejscach, gdzie dostawa materiału była lokalnie większa, zostały zdeponowane miąższe pakiety piasków mułkowych masywnych (STm) lub piasków średnioziarnistych masywnych (Sm) i warstwowanych poziomo (Sh). Po opadnięciu wezbrania, które dostarczało większej ilości materiału, następowała spokojna depozycja w stagnującym ośrodku wodnym, w którym kształtowały się osady zespołu litofacji Tm, Th i Tw w wyniku opadania zawiesiny z suspensji (Tm) lub trąkcy po dnie (Th) w wodach stojących bądź depozycji w wodach delikatnie falujących (Tw).

Wykształcenie głównych litofacji zespołu GSm, Sh i (GSDm) kompleksu U3, czyli tafłowy pokrój ławic, struktura masywna lub warstwowanie poziome, odzwierciedla dominację krótkotrwałych cykli sedymentacji z nieskanalizowanych przepływów typu zalewów warstwowych, w rytmach wezbrań (GSm) i opadania (Sh) wód roztopowych. Są one charakterystyczne dla środowiska stożka fluwioglacjalnego, kształtowanego na przedpolu czoła lądolodu (Zieliński i Van Loon, 1999). Lokalna obecność zwirowo-piaszczystych osadów diamiktonowych (GSDm) świadczy jedynie o okresowym, mniejszym udziale wody podczas depozycji lub o zwiększonej ilości pyłów w matriksie piaszczystym, czego efektem były okresowe zalewy błotne, podobne do spływów grawitacyjnych (Zieliński i Van Loon, 1996). Na depozycję w strefie stożka fluwioglacjalnego, choć w jego peryferyjnych strefach, wskazują również miąższe osady piaszczyste, deponowane z zalewów warstwowych (Sh).

Osady kompleksu U4, wykształcone w postaci wielkoskalowych rozmyć erozyjnych wypełnionych zróżnicowanymi teksturalnie osadami zespołów litofacji Se i GSe,Se, stanowią zapis procesów erozyjno-depozycyjnych zachodzących w warunkach wyraźnie nieustabilizowanych przepływów wód roztopowych (Zieliński, 1992, 1997; Cadle i Cairncross, 1993), w środowisku głębokiego koryta sandrowego. Są one świadectwem katastrofalnych wezbrań wód w kanałach erozyjnych wielkiej skali (rozcinających dno podłoża diamiktonowego) podczas topnienia czoła lądolodu. Ich wypełnienie frakcjonalne (Se → GSe) wskazuje natomiast na depozycję osadów podczas stopniowo zwiększającej się dynamiki przepływu wód, czyli od niżej-energetycznego (przejściowego do nadkrytycznego) (Se) do wysokoenergetycznego (nadkrytycznego) (GSe). Udział akcesorycznych diamiktonów zwirowo-piaszczystych (GSe), wieńczących sekwencję osadów zespołów litofacji Se i GSe,Se, świadczy o opadaniu tempa



**Fig. 36. Model depozycji osadów w stanowisku Kolonia Stawki (objaśnienia w tekście)**

Model of sedimentary environments at the site Kolonia Stawki (detailed explanations in the text)

przepływu wód roztopowych i redepozycji wstępnie przemytych upłynnionych spływów wytapiającego się materiału supraglacialnego, czyli przejściowego między przepływem hydraulicznym a spływem mas (*fluidal flows* – Lowe, 1976; Zieliński i Van Loon, 1996). O depozycji wysokoenergetycznych serii z rozmytymi erozyjnymi w środowisku stożka fluwioglacjalnego świadczy wachlarzowaty rozkład kierunków struktur prądowych w osadach o warstwowaniu przekątnym, który jest charakterystyczny dla sedimentacji na stożku fluwioglacjalnym, zdominowanym przez przepływy korytowe (por. Zieliński, 1992).

W obrębie subsrodowiska głębokiego koryta proglacialnego rozwijały się również inne formy depozycyjne, powstające w wyniku wysokoenergetycznych przepływów wód roztopowych. Świadczą o tym osady zespołu litofacji GSp, Sl, (GSm, Sh) kompleksu U5. Były to odsypy poprzeczne (GSp), okresowo rozmywane (Sl) lub nadbudowywane osadami piaszczysto-żwirowych płyczn korytowych, powstałych w wyniku zalewów warstwowych, czyli okresowych, krótkotrwałych, płytkich i szybkich przepływów wezbrań (GSm) i opadania wód (Sh).

Wieńczące sukcesję osady kompleksów U6 i U7 stanowią zapis postępującej ablacji czoła lądolodu i depozycji osadów spływowych (*fluidal flows* – Lowe, 1976; Zieliński i Van Loon, 1996). Były to upłynnione spływy grawitacyjne osadów diamiktonowych (SDm), przemywane i okresowo zalewane przez płytkie, szybkie przepływy typu zalewów warstwowych (Sm) oraz okresowo zanikające i koncentrujące się w efemeryczne zbiorniki wód stojących, w których

zachodziła depozycja zawiesiny (STm). W końcowym etapie następowała miejscowa depozycja gęstych spływów grawitacyjnych osadów masywnych o różnej frakcji (SGDm), charakteryzujących się większym udziałem materiału supraglacialnego w przepływie od udziału wód roztopowych.

Udokumentowana w stanowisku Kolonia Stawki sekwencja osadów o różnej genezie odzwierciedla procesy i formy pochodzące z różnych okresów plejstocenu środkowego. Akumulację osadów kompleksów U1 i U2 należy łączyć ze starszą depozycją. Była to depozycja subglacialna lądolodu zlodowacenia sanu 2, czego dowodzi analiza petrograficzna frakcji żwirowej w glinie lodowcowej.

Obocznie występującą sedymentację limnoglacialną osadów mułkowo-piaszczystych w bliżej nieokreślonym zbiorniku limnoglacialnym należy wiązać z depozycją w strefie czoła tego samego lądolodu. Brak głębszych odsłoneń utrudnia jednak dokładną interpretację położenia tego zbiornika względem czoła lądolodu, czyli połączenie go z genezą subglacialną, supraglacialną bądź proglacialną.

Wyraźna granica erozyjna, zaznaczająca się między osadami jednostek U1–U2 a U3–U4, wskazuje na przerwę w sedymentacji. Dopiero kolejna sedymentacja glacialna zapisała się w osadach kompleksów U3–U7. Były one deponowane w formie stożków glacialmarginalnych w środowisku fluwioglacialnym o wysokiej energii wód roztopowych (fig. 36). Początkowo była to depozycja z zalewów warstwowych (U3), a następnie wysokoenergetycznych przepływów w środowisku głębokiego koryta proglacialnego (U4) z odsypami poprzecznymi (U5). Ostatnim epizodem okresu glacialnego, zapisanym w osadach kompleksów U6–U7, była depozycja glacialna ze spływu mas.

Osady stożków budują moreny czołowe, stanowiące zapis postojów czoła lądolodu. Na interpretację czołowomorenową szczególnie wskazują: obecność horyzontalnie warstwowanych osadów żwirowo-piaszczystych i piaszczystych w obrębie całego stożka, tzn. zarówno w jego części dystalnej (peryferyjnej), jak i środkowej, poniżej żwirowo-piaszczystych osadów korytowych, a także rzeźba analizowanego wału, w tym szczególnie jego zaangażowanie w równoleżnikowy ciąg wałów towarzyszących, które wspólnie podkreślają lobowy charakter czoła.

### 3.9. STANOWISKO BUZHANIA

*Aleksandra Majecka, Łukasz Zbucki*

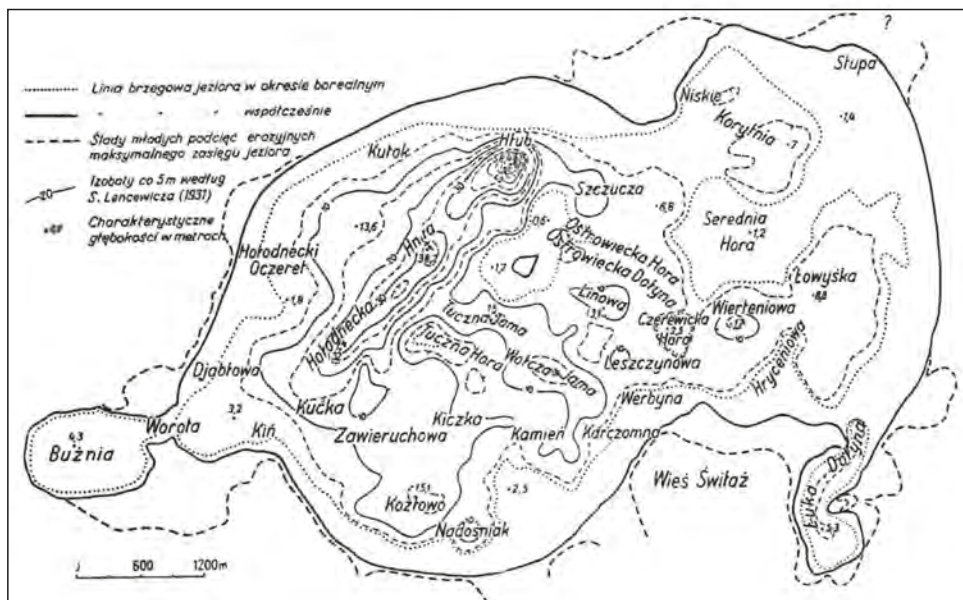
Torfowisko Buzhnia (51°28'47"N; 23°46'28"E) jest położone na zachód od jeziora Svitiaz na Polesiu Wołyńskim (fig. 37, 46), które jest jeziorem przepływowym, z odpływem do Bugu za pośrednictwem rzek Ryta i Kopajówka (Kopaivka). Jest to drugie największe jezioro w Ukrainie, położone na Pojezierzu Szackim, w Parku Narodowym Ramsar i objęte ochroną rezerwatu biosfery UNESCO.

Wspólna misa jeziora Svitiaz i torfowiska Buzhnia ma genezę krasową. Osadzona jest w węglanowych utworach kredy górnej (fig. 47), przykrytych osadami glacialnymi, fluwioglacialnymi i rzecznyymi czwartorzędu (Dobrowolski i in., 2015). Ślady podcięć erozyjnych w strefie brzegowej jeziora Svitiaz wyznaczają maksymalny zasięg jeziora w okresie atlantyckim, kiedy torfowisko Buzhnia stanowiło zachodnią zatokę jeziora. Udokumentowany przebieg linii



**Fig. 37. Lokalizacja stanowiska Buzhnia na zdjęciu satelitym jeziora Svitiáz i torfowiska Buzhnia (na podkładzie Google Earth Pro)**

Location of the study site at the satellite view of the Lake Svitiáz and Buzhnia peatbog (on the image of Google Earth Pro)



**Fig. 38. Linie brzegowe jeziora Svitiáz w różnych okresach rozwoju (Rühle, 1961)**

Shorelines of the Lake Svitiáz at various stages of its development (Rühle, 1961)



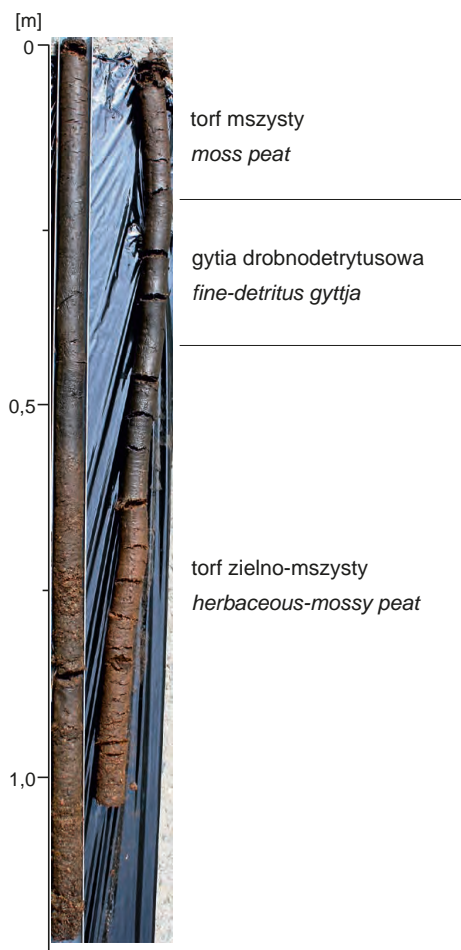
brzegowej z okresu borealnego wskazuje na dwa osobne zbiorniki o zasięgu mniejszym niż współczesny (fig. 38). Torfowisko Buzhnia jest obecnie odizolowane od jeziora Svitiaz naturalnym, wąskim (0,5 km) pasem łądu porośniętym lasem łągowym. Obszar Polesia Wołyńskiego należy do słabo udokumentowanych pod względem paleośrodowiska późnego glacjału i holocenu, ale w ostatnim czasie ta luka została uzupełniona w wyniku zbadania osadów jeziora Svitiaz (Schwörer i in., 2022).

W 2019 r. z torfowiska Buzhnia sondą tłokową pobrano dwa rdzenie osadów biogenicznych o nienaruszonej strukturze, z których dłuższy osiągnął głębokość 1,23 m (fig. 39).

Osady biogeniczne stanowiły torf mszysty (głęb. 0,00–0,21 m), gytia drobnodetrytusowa (głęb. 0,21–0,41 m) i torf zielno-mszysty (głęb. 0,41–1,23 m). Pod osadami organicznymi udokumentowano piaski. Pobrany materiał przebadano metodą analizy pyłkowej w celu ustalenia stratygrafii osadów i rejestru zmian klimatycznych, które doprowadziły do zmian poziomu wód w zbiorniku i w efekcie do jego zarastania. Dla próbek osadów biogenicznych pobranych z głębokości 1,03–1,23 m wykonano datowania metodą  $^{14}\text{C}$  (tab. 11).

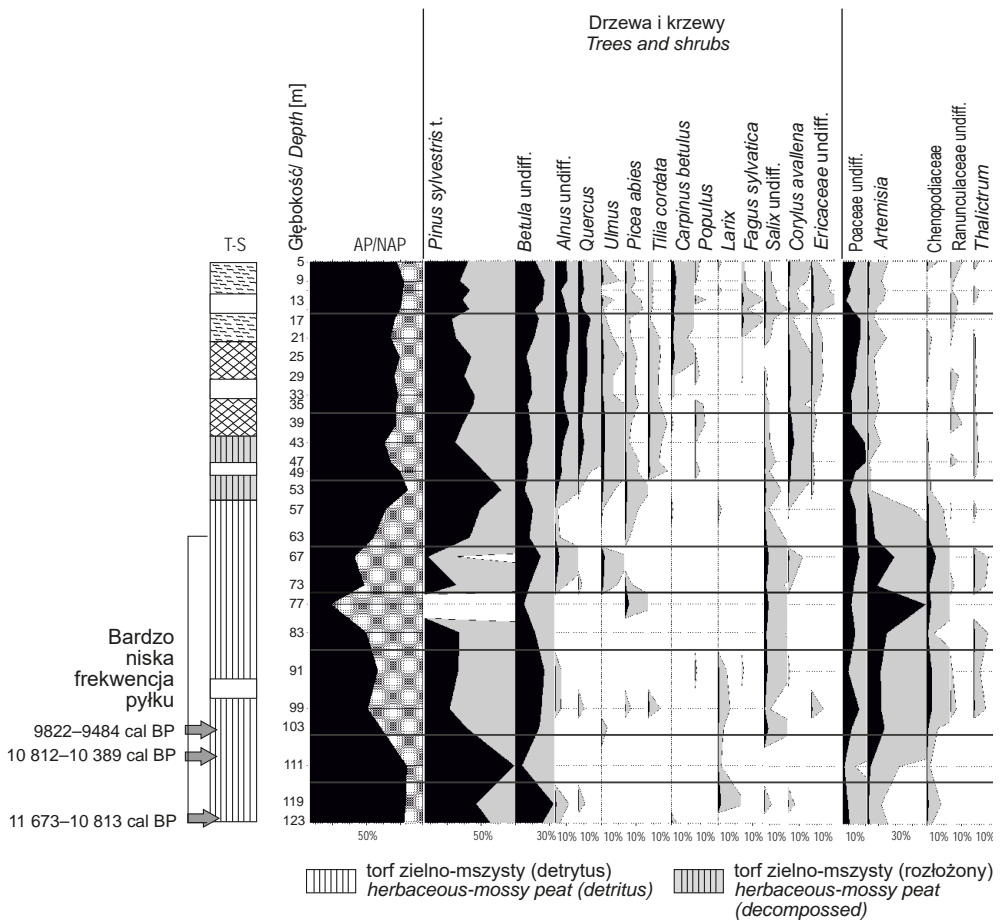
Na podstawie uzyskanego spektrum pyłkowego, przedstawionego na diagramie wykonanym w programie POLPAL (por. Nalepka i Walanus, 2003) (fig. 40), wyróżniono dziewięć lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (LPAZ) świadczących o tym, że wypływanie i zarastanie zbiornika nastąpiło już w późnym glacjału. Pokrywa się to z ogólnym rozpoznaniem ewolucji jezior na obszarze Polesia Lubelskiego (m.in. Bałaga, 2004, 2007; Kulesza i in., 2008).

Uzyskanego obrazu roślinności nie odzwierciedlają wyniki datowania metodą  $^{14}\text{C}$  osadów pobranych ze spągu profilu (tab. 11). Wskazują one, że początek akumulacji torfu na osadach mineralnych rozpoczął się wraz z początkiem okresu preborealnego (11 673–10 813 cal BP, 10 812–10 389 cal BP), podczas gdy spektra pyłkowe wskazują raczej na późny glacjał,



**Fig. 39. Stanowisko Buzhnia:  
rdzenie osadów torfowiska**

Site Buzhnia: cores of mire sediments



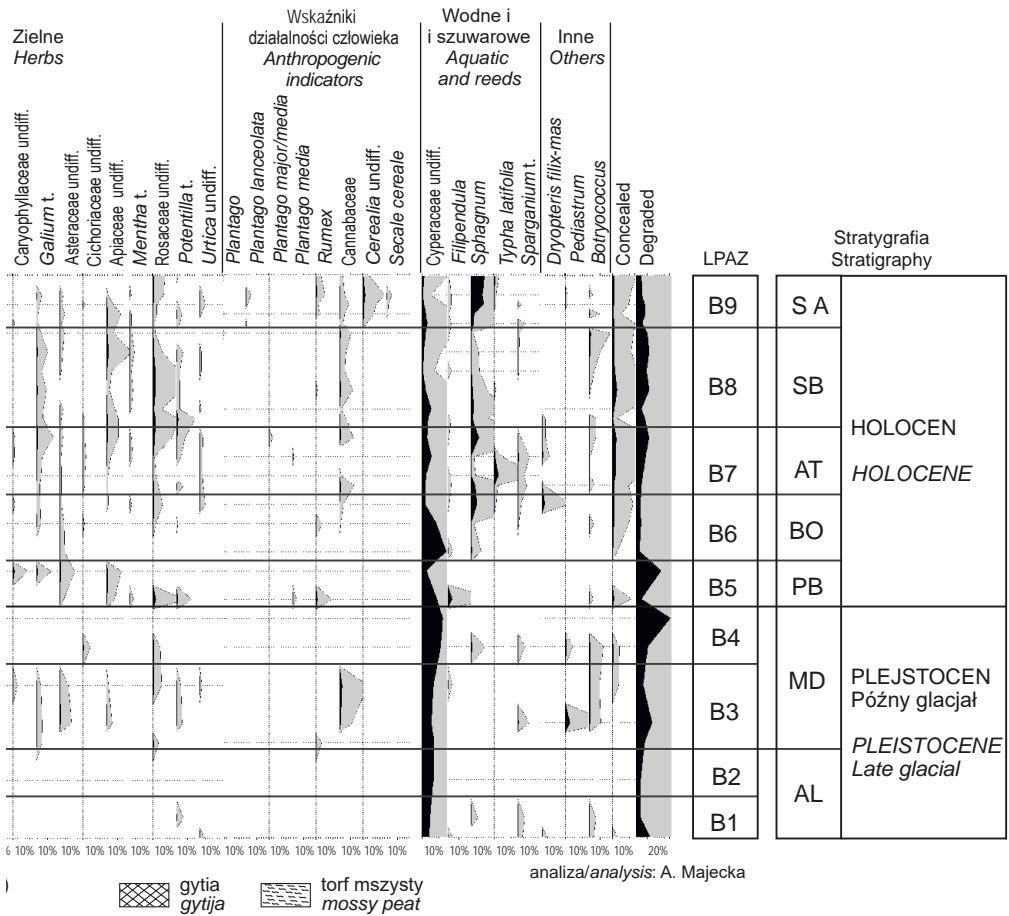
**Fig. 40. Stanowisko Buzhnia, spektrum**

T-S – symbole klasyfikacji Troels-Smitha (1959), AL – alleroð, MD – młodszy dryas,

Site Buzhnia, pollen spectrum

T-S symbols of the Troels-Smith's classification (1959), A – Allerød, MD – Younger Dryas,

czyli alleroð z dwoma typowymi fazami – starszą z dominacją brzozy (*Betula*) (LPAZ B1) i młodszą, kiedy wzrosło znaczenie sosny (*Pinus*) (LPAZ B2). Taki wiek potwierdza młodsze spektrum pyłkowe. Od głębokości 1,05 m zaznacza się wzrost udziału NAP do maksymalnego poziomu 80%, wyraźna dominacja bylicy (*Artemisia*) w towarzystwie komosowatych (Chenopodiaceae), typowych dla zbiorowisk heliofilnych suchego stepu, oraz całkowite wycofanie się lasów borealnych. Świadczy to o gwałtownym ochłodzeniu, które można powiązać z młodszym dryasem (LPAZ B3–4). Na głębokości 0,77 m w obrębie poziomu LPAZ B4 w ogóle



### pyłkowe osadów torfowiska

PB – preboreał, B – boreał, AT – atlanty, SB – subboreał, SA – subatlanty

of mire deposits

PB – Preboreal, B – Boreal, AT – Atlantic, SB – Subboreal, SA – Subatlantic

nie oznaczono pyłku sosny (*Pinus sylvestris* t.), zaznacza się natomiast obecność pyłku świerka (*Picea abies*). Jego osobliwy charakter może być wyrazem zaburzeń ciągłości sedymentacji osadów na skutek procesów erozyjnych. Potwierdzeniem tego jest bardzo duży udział ziaren zdegradowanych. Cały odcinek profilu wiązany z późnym glacjałem cechuje się bardzo niską frekwencją pyłku w próbkach, co podważa wiarygodność uzyskanych wyników datowań radiowęglowych. Data uzyskana metodą  $^{14}\text{C}$  z osadów pobranych z głębokości 1,00–1,05 m

**Wyniki datowania metodą  $^{14}\text{C}$  próbek osadów jeziornych  
pobranych ze stanowiska Buzhnia**

$^{14}\text{C}$  dates of samples from lake sediments of the site Buzhnia

Próbka <i>Sample</i> [cm]	Nr laboratoryjny <i>Laboratory no.</i>	Daty konwencjonalne <i>Radiocarbon date</i> [BP]	Daty kalibrowane (prawdopodobieństwo) <i>Calibrated date</i> ( <i>probability</i> ) [cal BP]	
			Przedział wiekowy <i>Age interval</i>	Wiek uśredniony <i>Mean age</i>
Buzhnia 100–105	MKL-4487	8580 ±80	9 822–9 484 (95,4%)	9 653
Buzhnia 105–110	MKL-5474	9360 ±70	10 812–10 389 (94,3%)	10 600
Buzhnia 120–123	MKL-5475	9790 ±120	11 673–10 813 (94,9%)	11 243

(9822–9484 cal PB), wskazująca na okres borealny, także nie znalazła potwierdzenia w wynikach analizy pyłkowej.

Poziom LPAZ B5 (głęb. 0,73–0,67 m) także odznacza się niską frekwencją sporomorf. Uzyskane spektrum pyłkowe odpowiada okresowi preborealnemu i wskazuje na powrót płatów zbiorowisk w typie lasów borealnych, przy wciąż dominującym znaczeniu roślinności zielnej, w tym przede wszystkim bylicy (*Artemisia*), traw (Poaceae) i komosowatych (*Chenopodiaceae*). Znaczenie zbiorowisk zielnych wzrasta w młodszej części tak wyznaczonego poziomu. O wzroście wilgotności świadczy pojawienie się olszy (*Alnus*), wiązu (*Ulmus*) i wierzb (*Salix undiff.*). Zaznacza się obecność leszczyny (*Corylus avellana*), znacznie niższa niż w profilach z Polski przede wszystkim północno-wschodniej, natomiast podobna do obrazu tego okresu w stanowisku z jeziora Bobrovichskoye z południowo-zachodniej Białorusi (Zernitskaya i Mikhailov, 2009). Poziom LPAZ B6 wyróżnia stopniowe wycofywanie się zbiorowisk roślinności zielnej i ekspansja lasów sosnowo-brzozowych. Odpowiada on cechom okresu borealnego. O zwiększeniu suchości w stosunku do starszego poziomu świadczą niższe wartości lub zanik pyłku olszy, wiązu, wierzb i leszczyny. Leszczyna zaczyna się pojawiać w młodszej części tego poziomu. W profilach lessowych z południowej Polski jej udział dochodzi do 30% (Latałowa i Nalepka, 1987), natomiast w profilach ze wschodniej Europy nie przekracza 10% (np. Zernitskaya i Mikhailov, 2009). Spektrum pyłkowe poziomu LPAZ B7 odzwierciedla przebudowę zbiorowisk leśnych na korzyść mieszanych lasów liściastych. Przy spadku znaczenia sosny w drzewostanach wzrasta udział dębu (*Quercus*), wiązu, leszczyny, pojawia się lipa (*Tilia*). Stopniowo wzrasta udział olszy. Taksony te osiągają maksimum w tym poziomie w chwili zmiany litologicznej z torfu na osady jeziorne w postaci gytii, co świadczy o podniesieniu poziomu wód i zalaniu torfowiska. Poprawa warunków termicznych oraz zwilgotnienie opowiadają cechom klimatu okresu atlantyckiego.

W młodszej części okresu subborealnego, reprezentowanego przez poziom LPAZ B8, nastąpiły wypływanie jeziora i ponowna depozycja torfu. W zbiorowiskach roślinnych dominowały taksony drzew i krzewów liściastych, czyli: olsza (*Alnus*), dąb (*Quercus*), leszczyna (*Corylus*), lipa (*Tilia*) i grab (*Carpinus*), pojawił się także buk (*Fagus*). Okres subatlantycki reprezentuje poziom LPAZ B9, w którym pojawiają się wskaźniki kulturowe, m.in. w postaci pyłku zbóż (*Cerealia*), w tym żyta (*Secale cereale*).

Uzyskany obraz paleoflory jest zgodny z najnowszymi danymi paleośrodowiskowymi uzyskanymi z jeziora Svitiaz (Schwörer i in., 2022). Odzwierciedla zmiany klimatyczne późnego glacjału i holocenu, wyrażające się przede wszystkim w wahaniach wilgotności klimatu.

## 4. PALEOGEOGRAFIA POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI OBSZARU PRZYGRANICZNEGO POLSKI, BIAŁORUSI I UKRAINY W CZWARTORZĘDZIE

### 4.1. ZASIĘG ŁĄDOŁODU ZŁODOWACENIA ODRY/PRYPECI/DNIEPRU NA ZACHODNIM POLESIU

*Leszek Marks*

Ślady plejstocenijskiej akumulacji lodowcowej na Polesiu Wołyńskim zostały po raz pierwszy stwierdzone przez Tutkowskiego (1889, 1900, 1901, 1901–1902, 1902a, b, 1903, 1904), który wzgórza występujące na tym obszarze połączył w ciągi moren czołowych, nie zważając na brak na wielu obszarach osadów lodowcowych (por. Rühle, 1937a, b). Późniejsze badania Gagela i Korna (1908) oraz Gagela (1922) wykazały obecność jednej gliny lodowcowej (niekiedy z dużą zawartością materiału kredowego), powiązanej ze zlodowaceniem starszym z powodu znacznego zniszczenia form rzeźby lodowcowej. Większość wyróżnianych wcześniej moren czołowych została zakwestionowana przez Lencewicza (1931), który uznał nagromadzenia głazów narzutowych i żwirowiska piaszczyste w szczytowych partiach pagórków i płaskich wzniesień usytuowanych na wyniosłościach podłoża za pozostałości po zniszczonej glinie lodowcowej. Jednocześnie stwierdził obecność tylko jednego zlodowacenia, odpowiadającego największemu zlodowaceniowi w Polsce. W Koszarach nad Bugiem Lilpop (1925a, b) udokumentował występowanie osadów interglacjalnych ze szczątkami flory kopalnej, położonych pomiędzy dwiema glinami lodowcowymi, które skorelował ze zlodowaczeniami L3 i L4. Na podstawie analizy pyłkowej Środoń (1957) powiązał tę florę z interglacją eemskim, ale przyjmując niepotwierdzoną przez Prószyńskiego (1933) hipotezę o obecności gliny lodowcowej w rejonie Koszar, uznał, że osady interglacjalne w tym stanowisku są przykryte jedynie przez redeponowaną, rozmytą przez rzekę glinę lodowcową zlodowacenia środkowopolskiego.

Orędownikiem dwóch zlodowaceń na Polesiu Wołyńskim był Rühle (1933, 1936, 1937a, b), który skłaniał się do uznania ich raczej za odpowiedniki zlodowaceń Günz i Mindel. W późniejszym okresie profil wiercenia w Stari Koshari (14 km na zachód od Kovla) uznano za kluczowy do udokumentowania dwudzielności zlodowaceń na Polesiu Wołyńskim (Karaszewski i Rühle, 1976). W dolnej części profilu występowały piaski ze żwirami skał krystalicznych zlodowacenia południowopolskiego, leżące na nich osady organiczne ze szczątkami flory skorelowano z interglacją mazowieckim, a przykrywającą je glinę lodowcową powiązano ze zlodowaceniem środkowopolskim.

Na znacznym obszarze Polesia Zachodniego i Polesia Wołyńskiego sekwencja osadów czwartorzędowych jest zredukowana ze względu na płytko występujące podłoże kredowe, co w połączeniu z mało urozmaiconą rzeźbą terenu i występowaniem niewielu wyraźnych form

lodowcowych utrudnia wyznaczenie zasięgów zlodowaceń plejstocenijskich. Natomiast istotną rolę w opracowaniu stratygrafii osadów czwartorzędowych, a tym samym również ustaleniu liczby zlodowaceń na tym obszarze miała sytuacja geologiczna stanowisk z osadami interglacialnymi i ich relacja do glin lodowcowych.

Badania prowadzone po obydwu stronach dzisiejszych granic państwowych i częściowo przez te same osoby umożliwiły korelację stratygraficzną osadów czwartorzędowych i wyznaczenie zasięgów zlodowaceń. W poszczególnych stanowiskach na zachodnim Polesiu stwierdzano występowanie co najwyżej dwóch glin lodowcowych lub ich pozostałości (Rühle, 1937a, b; Karaszewski i Rühle, 1976; Wojtanowicz, 1993; Bogucki i in., 1998a; Chlebowski i in., 2005; Lindner i in., 2005, 2007; Lindner i Marks, 2008; Marks i in., 2018). Z kolei na powierzchni terenu wyznaczano zasięgi łądolodu stadiału warty/sozha, maksymalny zlodowacenia odry/prypeci/dniepru (Bogucki i in., 1998a, b, 2002; Renda, 2013) i kilku faz recesyjnych (Wojtanowicz, 1993; Bogucki i in., 1998b; Lindner i in., 2005, 2007). Osady lodowcowe na Polesiu Zachodnim i Polesiu Wołyńskim korelowano z pięcioma zlodowaczeniami (fig. 41): stadią warty/sozha i stadią maksymalnym zlodowacenia odry/prypeci/dniepru, zlodowaczeniem krzny, zlodowaczeniem sanu 2/berezyny/oki i zlodowaczeniem sanu 1/narwi/donu (Lindner i in., 2005, 2007; Zaleski i in., 2014).

Istotną rolę w ukształtowaniu współczesnej rzeźby polodowcowej obszaru pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego odegrał łądolód stadiału warty/sozha w czasie zlodowacenia odry/prypeci/dniepru. Na południowym Podlasiu zasięg łądolodu tego stadiału wyznaczano przeważnie wzdłuż linii Łosice–Siemiatycze lub Łosice–Siedlce–Janów Podlaski–Terespol (Zaborski, 1927; Szafer, 1953; Galon i Roszkówna, 1961; Mojski, 1972; Nowak, 1973, 1977; Baraniecka, 1984; Falkowski i in., 1984–1985; Lindner, 1988; Lindner i in., 1991; Marks, 2004; Marks i Pavlovskaya, 2006; Żarski i Kucharska, 2023). W tym czasie dolina Krzny, wraz z doliną Wieprza, miała pełnić rolę pradoliny (por. Zaborski, 1927; Różycki, 1965; Marks i in., 1995; Harasimiuk i in., 2004; Marks i Pavlovskaya, 2006; Lindner i in., 2007). Na Polesiu Brzeskim zasięg łądolodu stadiału warty/sozha wyznaczano wzdłuż doliny rzeki Leśnej Prawej, a następnie ku SE do Biarozy (Tsapenko i Makhnach, 1959; Matveyev, 1990) lub bardziej na południu, wzdłuż doliny Muchawca, którą wody roztopowe i wody Bugu odpływały ku E, do doliny Prypeci (Prypiati) (Zaborski, 1927; Gursky, 1974). Na Polesiu Wołyńskim maksymalny zasięg łądolodu zlodowacenia odry/prypeci/dniepru wyznaczano na południe od Kovla (Lindner i in., 2007; Matoshko, 2011; por. fig. 41), a wody roztopowe miały być odprowadzane ku E, doliną Prypeci do Dniepru (Dnipra) (Zaborski, 1927; Lencewicz, 1931; Różycki, 1965; Lindner i in., 2007). Ten bardziej południowy zasięg łądolodu zlodowacenia odry/prypeci/dniepru był kwestionowany, ponieważ osady interglacialu mazowieckiego/aleksandryjskiego nie były przykryte gliną lodowcową (por. Bogomolova i in., 1985; Velichkevich i in., 1993). Badania przeprowadzone w ostatnich latach na pograniczu polsko-białoruskim w rejonie Brestu wykazały, że na tym obszarze zasięg łądolodu stadiału warty/sozha jest tożsamy z maksymalnym rozprzestrzenieniem łądolodu zlodowacenia odry/prypeci/dniepru (Marks i in., 2016, 2017b, c, 2018, 2020; Karabanov i in., 2017a–c; Marks i Karabanov, 2017a, c).



**Fig. 41. Stanowiska reperowe i zasięgi lądolodów skandynawskich na pograniczu polsko-białorusko-ukraińskim na podstawie Lindner i in. (2007) oraz Lindner i Marks (2008)**

S1 – zlodowacenie sanu 1/narwi/donu, S2 – zlodowacenie sanu 2/berezyny/oki, K – zlodowacenie krzny, O – zlodowacenie odry/prypeci/dniepru, W – stadiał warty/sozha na podstawie Marks i in. (2017a, b, 2018)

Key sites and ice sheet extents of Scandinavian glaciations in the Polish-Belarusian-Ukrainian border area after Lindner *et al.* (2007) and Lindner and Marks (2008)

S1 – Sanian 1/Narevian/Donian, S2 – Sanian 2/Berezinian/Okian (Elsterian), K – Krznanian, O – Odranian/Pripyatian/Dnieperian (Saalian), W – Warta/Sozh Stadial after Marks *et al.* (2017a, b, 2018)

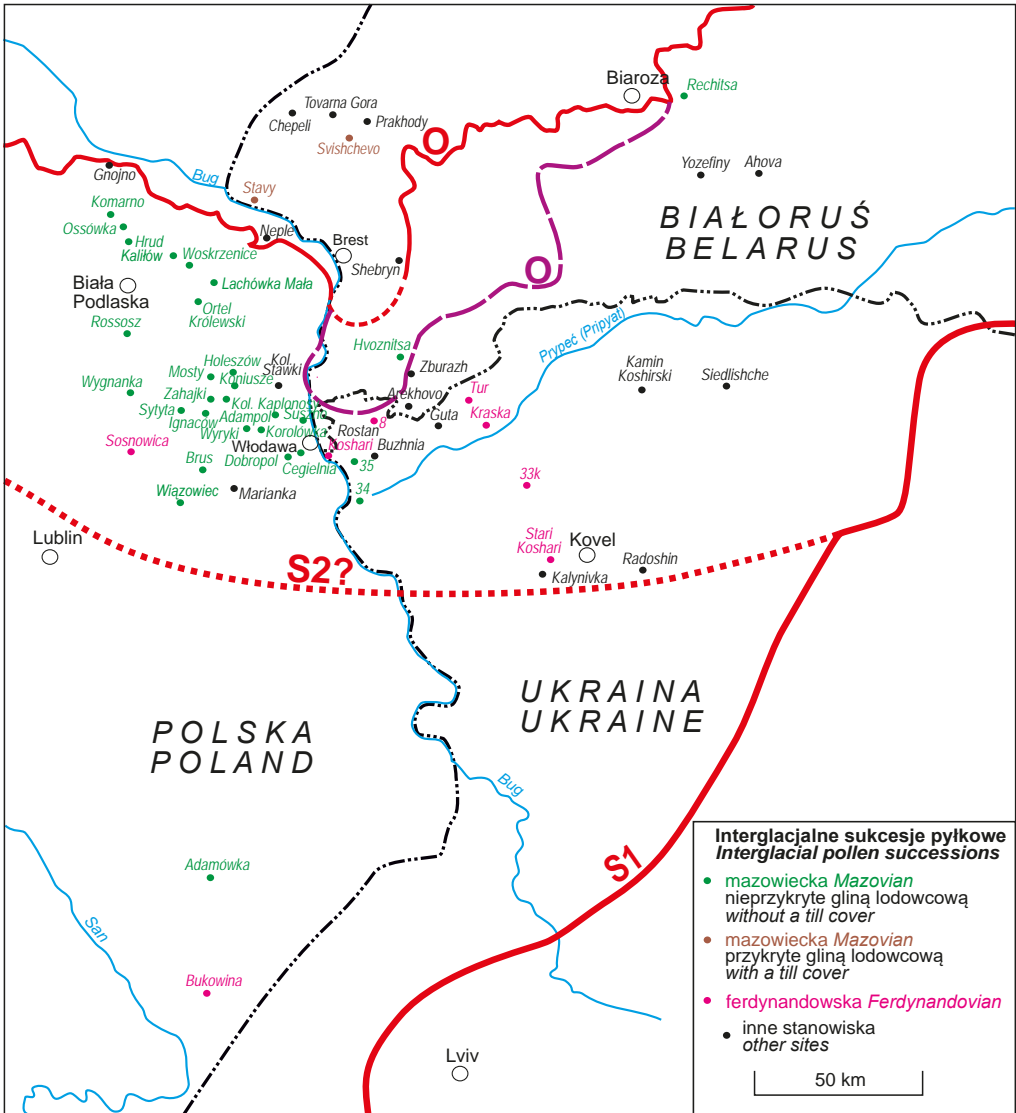


Szczegółowe badania geologiczne na pograniczu polsko-białoruskim-ukraińskim koncentrowały się na rozpoznaniu i wyznaczeniu regionalnych przewodnich poziomów stratygraficznych, znalezieniu nowych stanowisk osadów interglacjalnych oraz rewizji wieku osadów interglacjalnych i stratygrafii glin lodowcowych. W wyniku tej weryfikacji osady organiczne w stanowiskach Koshari, Stari Koshari, Tur i Kraska oraz z otworów wiertniczych „8” i „33k” uznano za reprezentujące interglacjał ferdynandowski/białowieski. Spektrum pyłkowe osadów organicznych w stanowiskach Kalynivka i Guta okazało się bardzo ubogie i niediagnostyczne lub zawierało głównie redeponowany materiał neogeński. Na Polesiu Zachodnim i Polesiu Wołyńskim osady interglacjału ferdynandowskiego/białowieskiego są przykryte gliną lodowcową, natomiast nie stwierdzono takiego przykrycia w przypadku osadów interglacjału mazowieckiego/aleksandryjskiego (fig. 42), na których występują osady fluwioglacjalne zlodowacenia odry/prypeci/dniepru, a glina lodowcowa pojawia się dopiero na północ od Brestu, np. w stanowiskach Svishevo i Stavy (por. Nitychoruk i in., 2017).

Przeprowadzone badania, w połączeniu z kompleksowym opracowaniem kartograficznym osadów powierzchniowych, umożliwiły weryfikację liczby zlodowaceń i ich zasięgów na pograniczu polsko-białorusko-ukraińskim. Na południe od Brestu, w czasie zlodowacenia odry/prypeci/dniepru zaznaczała się wyraźna aktywność lobu Bugu (por. Marks i in., 2018). Jego obecność dokumentuje glina lodowcowa w stanowiskach Neple i Shebryn w rejonie Brestu (Marks i in., 2018; Nitychoruk i in., 2018), a prawdopodobnie także pod osadami fluwioglacjalnymi w rejonie Hvoznitsy (fig. 22). Glinę lodowcową korelowaną ze zlodowaceniem odry/prypeci/dniepru wyodrębniano w wielu miejscach na Polesiu Brzeskim pod osadami fluwioglacjalnymi budującymi powierzchnię terenu (por. Kovalchuk i Vozniachuk, 1967; Derugo i Ilkevich, 1986; Derugo i Morozova, 1988; Zubok i Talaiko, 2015a, b; Marks i Karabanov, 2017b, c). Intensywny odpływ wód roztopowych w czasie recesji lądolodu zlodowacenia odry/prypeci/dniepru spowodował usunięcie pokrywy osadów lodowcowych, prawdopodobnie również w niektórych stanowiskach interglacjału mazowieckiego/aleksandryjskiego.

Na pograniczu polsko-białorusko-ukraińskim, na południe od Kovla, na podstawie występowania osadów żwirowo-piaszczystych na wyżej położonych partiach terenu (m.in. Wojtanowicz, 1993; Bogucki i in., 1998b; Lindner i in., 2005, 2007) wyznaczano strefy marginalne lądolodu zlodowacenia odry/prypeci/dniepru (por. 22). Posługiwanie się kryterium morfologicznym do wyznaczenia zasięgu lądolodu na tym obszarze było wyraźnym nawiązaniem do poglądów Tutkovskiego (1889, 1900, 1901, 1901–1902, 1902a, b, 1903, 1904). Jednak już Rühle (1933, 1937a, b) uznał takie formy rzeźby za wyniosłości podłoża kredowego nadbudowane zredukowaną, wskutek erozji i denudacji, pokrywą osadów plejstoceniowych (głównie lodowcowych). W związku z tym większość tak wyznaczanych form marginalnych lądolodu odzwierciedlała w rzeczywistości jedynie przebieg głównych struktur podłoża czwartorzędu (por. Mielnichuk, 1977; Dorofeev, 1978; Zalesky, 1978).

Podsumowując, obecna rzeźba terenu zachodniego Polesia odzwierciedla ukształtowanie podłoża czwartorzędu, chociaż częściowe zapełnienie obniżeń podłoża osadami czwartorzędownymi zmniejsza jej deniwelację (Lencewicz, 1931). Taka budowa geologiczna sprzyjała powstawaniu równin fluwioglacjalnych, a analiza ich rozprzestrzenienia w powiązaniu z określeniem wpływu rzeźby podłoża czwartorzędu na dynamikę lądolodu (Dobrowolski i Harasimiuk,



**Fig. 42. Zrewidowane zasięgi lądolodów skandynawskich i stanowiska reperowe na pograniczu polsko-białorusko-ukraińskim**

**Złodowacenia:** S1 – sanu 1/narwi/donu, S2 – sanu 2/berezyny/oki, O – odry/prypeci/dniepru, stadiał warty/sozha (zasięg minimalny – linia czerwona, zasięg maksymalny – linia różowa)

Revised ice sheet extents of Scandinavian glaciations and key sites in the Polish-Belarusian-Ukrainian border area

**Glaciations:** S1 – Sanian 1/Narevian/Donian, S2 – Sanian 2/Berezinian/Okian, O – Odranian/Pripyatian/Dnieperian, Warta/Sozh Stadial (red – minimum extent, pink – maximum extent)

2002) może być pomocna w wyznaczeniu jego zasięgu. W skali regionalnej na dynamikę mas lodowych w czasie zlodowaceń wpływała również neotektonika, prawdopodobnie wzbudzana przez ruchy glaciostatyczne skorupy ziemskiej (Palienko, 1992; Makhnach i in., 2001; Dobrowolski i Harasimiuk, 2002; por. Marks i in., 2018).

Sekwencja osadów w stanowiskach Kolonia Stawki i Rostan wskazuje na dwa etapy sedymentacji, z których młodszy jest związany z odpływem fluwioglacjalnym w niedalekiej odległości od stagnującego czoła łądolodu (Rychel i in., 2021) (fig. 30, 33 i 36). Na podstawie datowania metodą OSL osadów z obydwu stanowisk tę fazę stabilizacji czoła łądolodu w południowej części Równiny Małoryckiej można korelować ze zlodowaceniem odry/prypeci/dniepru (fig. 42), kiedy to odpływ wód roztopowych odbywał się doliną górnej Prypeci. W czasie późniejszej recesji czoła łądolodu rolę doliny marginalnej spełniała prawdopodobnie dolina Muchawca (por. Lencewicz, 1931).

W stanowiskach położonych na południe od tak zarysowanego zasięgu łądolodu zlodowacenia odry/prypeci/dniepru na Polesiu Wołyńskim stwierdzono występowanie tylko jednej gliny lodowcowej, która często zawiera domieszkę kredy i glaukonitu z osadów podłoża czwartorzędu oraz porwaki mułków i piasków czwartorzędowych (fig. 30 i 15). Gлина lodowcowa jest zwykle bardziej jednorodna, jeśli podścielają ją osady fluwioglacjalne (por. fig. 19). W stanowiskach Koshari, Kraska, Sosnowica, Stari Koshari, Tur, „8” i „33k” glina lodowcowa przykrywa osady interglacjału ferdynandowskiego/białowieskiego (fig. 42), a więc odpowiada zlodowaceniowi sanu 2/berezyny/oki. Brak przykrycia osadów interglacjału ferdynandowskiego w stanowisku Bukowina koło Tarnogrodu, około 100 km na południe od Polesia Zachodniego (Granoszewski, 1999; Wiczorek, 1999; por. Marks, 2023), wskazuje, że łądolód zlodowacenia sanu 2/berezyny/oki już tam nie dotarł (fig. 42). Występowanie pod osadami interglacjału ferdynandowskiego/aleksandryjskiego w stanowisku Sosnowica gliny lodowcowej, a w stanowisku Bukowina materiału skandynawskiego jest dowodem na obecność na tym obszarze łądolodu zlodowacenia sanu 1/narwi/donu (por. Marks, 2023).

## 4.2. JEZIORA I OBNIŻENIA KRASOWE NA POLESIU ZACHODNIM

*Katarzyna Pochocka-Szwarc*

Na zachodnim Polesiu znajdują się Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie (Polska) i Pojezierze Szackie (Ukraina), rozdzielone doliną Bugu (fig. 43). Pojezierze Szackie rozciąga się na międzyrzeczu Bugu i Prypeci (Prypiati), czyli w strefie wododziału zlewni Morza Bałtyckiego i Morza Czarnego. Obydwa pojezierza obfitują w liczne jeziora krasowe, torfowiska i zalesione wzniesienia, położone w miejscach występowania garbów podłoża kredowego. Obszary te są objęte ochroną: Szacki Park Narodowy powstał na Ukrainie w 1983 r., a Poleski Park Narodowy – w Polsce w 1990 r. Wchodzą one w skład Transgranicznego Rezerwatu Biosfery „Polesie Zachodnie” o powierzchni 280 tys. ha, utworzonego w 2012 r. w strefie pogranicza Polski, Białorusi i Ukrainy.

Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim znajduje się 68 jezior, z których największe jest jezioro Uściwierz (2,84 km<sup>2</sup>), a najgłębsze – jezioro Piaseczno (39 m). Pojezierze Szackie obejmuje ponad 30 jezior, z których największe jest jezioro Svitiaz (Świtaż) o powierzchni ponad



Fig. 43. Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskie i Szackie

Łęczyna-Włodawa and Shatsk lakelands

26 km<sup>2</sup> (drugie pod względem wielkości na Ukrainie). Jeziora występują na obszarach wysoko położonych na północny zachód, zachód i południe od wyniosłości Garbu Włodawskiego, na którym miąższość utworów plejstocénskich wynosi do 30–40 m (Żarski i Morawski, 2018). Ich misy są miejscami bezpośrednio zagłębione w skałach kredy.

#### 4.2.1. Historia badań jezior poleskich

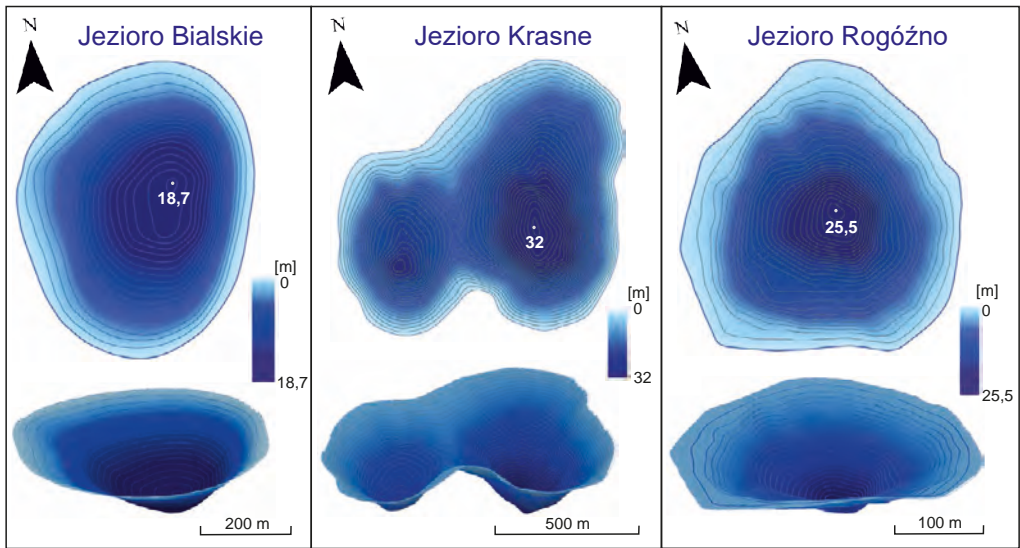
Na omawianym obszarze zjawiska krasowe zachodzące w podłożu skał węglanowych kredy występują powszechnie i od dawna były przedmiotem badań. Istnieje bogata literatura dotycząca krasu i genezy powstania obniżeń jeziornych i torfowiskowych na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i Pojezierzu Szackim, ale w szerszym ujęciu dotyczy ona również całego Polesia.

Tutkovsky (1889) przypisywał główną rolę aktywności krasowej wód artezyjskich związanych ze strefami uskoków. Przemieszczając się wzdłuż spękań tektonicznych w górotworze, wody te rozpuszczały skały węglanowe i powodowały powstawanie zapadlisk powyżej pustek krasowych na powierzchni terenu. W ten sposób mogły powstawać głębokie misy, np. jeziora Svitiaz (do głębokości 58,4 m). Na powszechną obecność zjawisk krasowych na Polesiu zwrócił uwagę Zaborski (1926, 1927).

Genezę i budowę geologiczną jezior Polesia zajmował się Poleski Komitet Geologiczny, utworzony w 1928 r. Zbadano wówczas 119 jezior i uznano, że większość z nich ma pochodzenie krasowe (m.in. Lencewicz, 1931, 1937; Rühle, 1948; Prószyński, 1952). Wyniki prac na Polesiu Wołyńskim, w tym dotyczących obserwacji geologicznych i budowy misy jeziora Svitiaz opublikował Rühle (1935, 1936, 1961). Szeroko zakrojone prace dotyczące nie tylko jezior, ale i torfowisk poleskich były prowadzone przez Biuro Melioracji Polesia, a ich efektem była mapa torfowisk Polesia dla obszaru o powierzchni 12 514 km<sup>2</sup> oraz zestawienie wyników badań torfowisk poleskich (Kulczyński, 1940, 1949). Zbadano 24 torfowiska i jeziora krasowe na południowym Polesiu i północnym Wołyniu (Tymrakiewicz, 1935) oraz torfowiska przy południowym brzegu jeziora Svitiaz (Tołpa, 1935). Wykazano zależności pomiędzy wiekiem torfowisk a rzeźbą terenu, w tym występowaniem zatorfionej, późnholocénskiej doliny Prypeci i jej dopływów. Na początku holocenu nastąpiła erozja wgłębna Prypeci i w strefie wododziałowej znalazły się jeziora i powstały torfowiska wysokie (Kulczyński, 1940). W okresie atlantyckim holocenu nastąpiła akumulacja torfów niskich w dolinie Prypeci, natomiast na obszarze wododziałowym zatorfienie jezior rozwijało się niezależnie od stosunków hydrologicznych Prypeci i jej dopływów (Żurek, 2016).

#### 4.2.2. Geneza jezior

Dotychczas powstało kilka hipotez dotyczących genezy jezior Polesia. W wyniku badań ponad 60 jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego Wilgat (1954, 1963, 1994) sformułował tezę o istotnej roli wód opadowych, które infiltrowały w podłoże, przyspieszając procesy krasowe. Na podstawie szczegółowej morfometrii mis jeziornych zwrócił uwagę na owalny i regularny zarys linii brzegowej, zgodny z kolistym przebiegiem izobat (fig. 44). Pod względem



**Fig. 44. Batymetria jezior Bialskiego, Krasnego i Rogóžno na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (opracowały K. Pochocka-Szwarc i M. Pielach na podstawie Wilgat, 1954)**

Bathymetry of the Bialskie, Krasne and Rogóžno lakes in the Łęczna-Włodawa Lakeland  
(prepared by K. Pochocka-Szwarc and M. Pielach, based on Wilgat, 1954)

genetycznym wyróżnił jeziora płytkie, które powstały wskutek krasowienia skał podłoża po udrożnieniu przepływów pionowych oraz jeziora głębokie, utworzone w wyniku zapadania gruntu po ustąpieniu zmarzliny i usunięciu plejstocenijskich osadów mineralnych zalegających na dnie przez szczeliny w podłożu węglanowym.

Zdaniem Maruszczaka (1966) misy jeziorne powstały przed zlodowaczeniem odry. W przypadku płytkich jezior zostały utworzone w wyniku krasu subaeralnego (podobnie, jak leje krasowe), natomiast misy głębokich jezior powstały w wyniku działania wód artezyjskich. Na podstawie datowania metodą radiowęglową ( $^{14}\text{C}$ ) torfu w spągu jednego z jezior znajdującego się na zachód od Sosnowicy Więckowski i Wojciechowski (1971) uznali, że płytkie zagłębienia krasowe zaczęły powstawać pod koniec plejstocenu, a proces ten znacząco przyspieszył pod koniec allerrødu. Wojtanowicz (1994) przedstawił koncepcję genezy wytopiskowo-termokrasowej mis jeziornych Polesia, która uwzględniała brak bezpośredniego związku lokalizacji mis jezior z podłożem węglanowym, ponieważ niewielkie wypełnienie mineralne w dnie jezior interpretował jako pozostałość po wytopionych bryłach martwego lodu.

Z późniejszych badań geosystemów jeziorno-torfowiskowych Polesia jednoznacznie wynika, że misy większości z nich zostały wypreparowane w skałach kredy (m.in. jeziora Wereszczyńskie, Karaśne i Moszne) i są jedynie w niewielkim stopniu wypełnione osadami mineralnymi (Bałaga i in., 1993, 1996a; Bałaga, 2002, 2004, 2007). Na powstanie osadów wypełniających obniżenia terenu u schyłku plejstocenu wskazują wyniki badań przeprowadzonych m.in. w Durnym Bagnie (Bałaga, 2007).

Wyniki badań torfowisk: Bagna Bubnów i Bagna Staw (Pietruczuk, 2015, 2016, 2017), jednoznacznie wskazują na późnoglacialny rozwój ich obniżeń w czasie degradacji wieloletniej zmarzliny. Udokumentowano urozmaiconą powierzchnię dna, wypreparowaną w skałach kredy oraz wyróżniono cztery etapy powstawania zbiornika. Dwa starsze etapy, paralimniczny i telematyczny, były związane z obecnością w podłożu wieloletniej zmarzliny w warunkach peryglacialnych, czyli do młodszego dryasu włącznie. Dwa młodsze etapy, limniczny i telematyczny, zachodziły w holocenie, gdy akumulacja biogeniczna odbywała się w warunkach odblokowania pionowej cyrkulacji wód podziemnych zasobnych w węglan wapnia (Pietruczuk, 2016, 2017).

Podsumowując, wyniki badań osadów dennych jezior i torfowisk Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego wskazują, że ich misy powstawały w późnym glacialu i holocenie. Wraz z poprawą warunków wilgotnościowych w późnym glacialu zlodowacenia wisły dochodziło do degradacji wieloletniej zmarzliny. Zależnie od uwarunkowań i predyspozycji strukturalnych w skałach kredy nastąpiło udroźnienie cyrkulacji wód w szczelinach i spękaniach w podłożu (Dobrowolski, 2006; Pietruczuk, 2017). Najbardziej dynamiczne zmiany miały miejsce na przełomie późnego glacialu i holocenu, kiedy tempo tych procesów było znaczne, a wytopienie wieloletniej zmarzliny przebiegło w ciągu 1000–1500 lat (Dobrowolski, 2006). Jej całkowity zanik i uruchomienie systemów wodonośnych w podłożu kredowym nastąpiły w okresie borealnym holocenu. Głównymi drogami migracji wód podziemnych w masywach kredowych były regionalne strefy uskokowe, spękania ciosowe i szczeliny międzyławicowe, które mogły być drożne hydraulicznie nawet na znacznych głębokościach ze względu na duże ciśnienie efektywne (Dobrowolski, 2006). Zjawiska te były głównym impulsem do powstania jezior Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego.

Zbadane misy, wypreparowane w kredzie piszącej mastrychtu górnego w zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, mastrychtu dolnego w jego wschodniej części oraz w skałach kampanu w rejonie Pojezierza Szackiego, mają urozmaiconą rzeźbę dna. Jest to charakterystyczna cecha jezior i torfowisk poleskich, wyrażona występowaniem licznych przegłębień i wzniesień, o orientacji głównie NW–SE i NE–SW. W misach Bagna Staw i Bagna Bubnów wykazano, że ma to związek z planem spękań i szczelin w skałach kredy (Pietruczuk, 2016).

W dnach mis jezior i torfowisk nie stwierdzono obecności osadów glacialnych. Bezpośrednio na powierzchni kredowej występują cienkie (do kilkudziesięciu centymetrów) osady mineralne, a powyżej – torfy, tzw. bazalne, przykryte gytią i innymi osadami biogenicznymi. Takie osady i o takim następstwie stratygraficznym mają zmienną miąższość, co zależy od rzeźby podłoża. W trakcie prac kartograficznych prowadzonych w omawianej części Polesia Zachodniego potwierdzono wyniki wcześniejszych badań (Kucharska, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023a–d).

#### **4.2.3. Kras powierzchniowy**

Zjawiska krasowe na Polesiu Zachodnim dotyczą nie tylko mis jeziornych, a ich efekty przejawiają się w strefach wschodni podłoża kredowego niezwykle urozmaiconą rzeźbą, określaną nieformalnie jako „ospowata” oraz brakiem lub ograniczoną miąższością osadów plejstocenu.

Formy krasowe rozwinęły się w strefach wychodni skał kredowych. Stanowią specyficzny typ krasu znanego jako tzw. kras kredy piszącej (Maruszczak, 1966), który występuje powszechnie we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i Polesia (Dobrowolski, 2006). Należą do niego formy krasu reprodukowanego, przykryte cienką, zredukowaną pokrywą osadów plejstocenu (Maruszczak, 1966; Harasimiuk i Dobrowolski, 2002).

Obszar występowania zapadliskowych form krasowych charakteryzuje się płytkim zaleganiem skał krasowiejących i urozmaiconą rzeźbą terenu z licznymi garbami (wertebami) i obniżeniami (uwałami), które występują w znacznym zagęszczeniu (Maruszczak, 1966, 2001). Wertebny są to zagłębienia bezodpływowe o różnym kształcie, najczęściej okrągłe i wydłużone, od kilkudziesięciu do kilkuset metrów i głębokości do kilku metrów (Maruszczak, 1966). Uwały rozdzielają połączone ze sobą systemy wertebów i powstają w wyniku denudacji chemicznej skał węglanowych (Wilgat, 1950). Liczne wertebny i uwały stwierdzono także w dolinie Tyśmienicy koło Parczewa (Jahn, 1947; Żarski, 2023a, b).

Formy krasu powierzchniowego występują w postaci śladów zapadlisk na powierzchni terenu, widocznych na wschód od jeziora Svitiaz w okolicy Shatska (Rühle, 1961). Występują powszechnie również w okolicy Sosnowicy, w rejonie Wytyczna, wokół obniżenia Krowiego Bagna i na południe od niego w okolicy Hańska i Dubeczna aż do podnóża Wału Uhruskiego, (Pchocka-Szwarc i Żarski, 2023b, d).

#### 4.2.4. Jezioro Svitiaz

Jezioro Svitiaz (Świtaż) (fig. 45) leży 12 km na wschód od Bugu, do którego jest drenowane przez Kopajówkę i Rytę. Średnia głębokość jeziora wynosi 6,93 m, maksymalna 58,4 m (fig. 46), a poziom wody znajduje się na wysokości 164 m n.p.m. Badania w rejonie jeziora były prowadzone w latach międzywojennych przez zespół pod kierunkiem Stanisława Lencewicza, a część prac laboratoryjnych i dokumentacyjnych wykonano po wojnie (por. Rühle, 1961). Jezioro Svitiaz leży na kulminacji skał kredowych, której najwyższa część (tzw. wzniesienie szackie) znajduje się na wysokości 160 m n.p.m. Miąższość pokrywy czwartorzędowej wynosi kilka metrów. Większa część misy jeziora jest wycięta w utworach kampanu, a w jej dnie występują kreda pisząca kampanu (w północno-zachodniej części jeziora) i kreda pisząca mastrychtu dolnego (we wschodniej części i w rejonie Shatska). Granicę między utworami kampanu i mastrychtu stwierdzono na wysokości 148–154 m n.p.m.

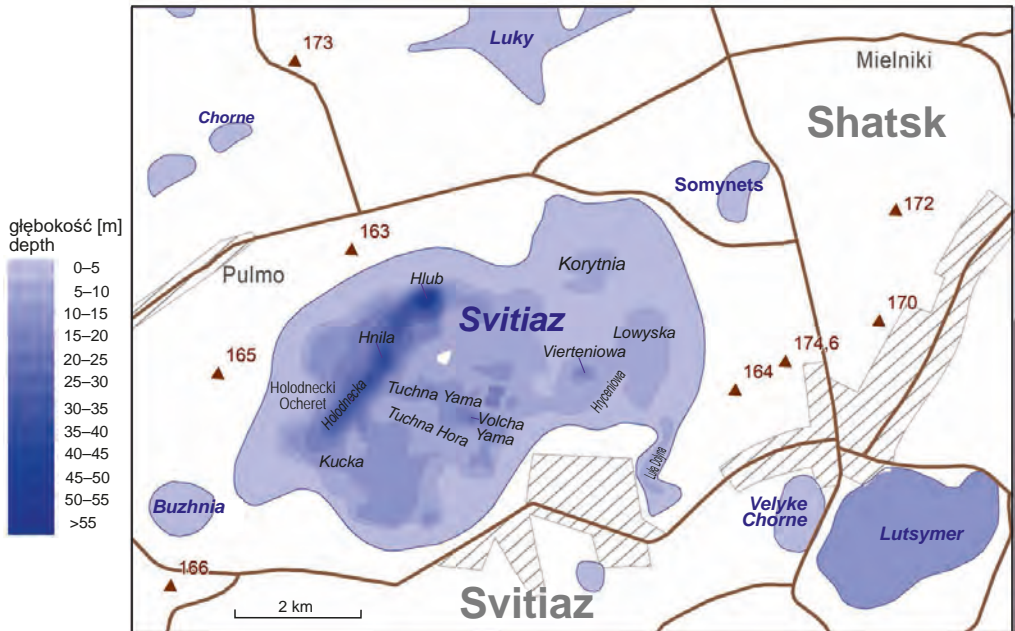
Morfologia dna jeziora jest bardzo urozmaicona, z wieloma obniżeniami i wzniesieniami o charakterze typowych form krasowych, takich jak wertebny i uwały. Poszczególne fragmenty jeziora (tonie) mają lokalne nazwy (fig. 46). Najgłębszym zagłębieniem jest Hlub, w którym kreda pisząca występuje na głębokości 58,4 m (104 m n.p.m.) (fig. 47). Bogactwo i różnorodność form dna jeziora są efektem procesów krasowych i powstały w wyniku poszerzania lejów. Zagłębienia wykazują pozorną różnokierunkowość, jednak można ustalić dominującą orientację NE–SW nawiązującą do osadów podłoża i zgodną z nachyleniem stoku wzniesienia szackiego. Dna obniżen w dnie jeziora sięgają głębiej w kierunku północno-zachodnim.





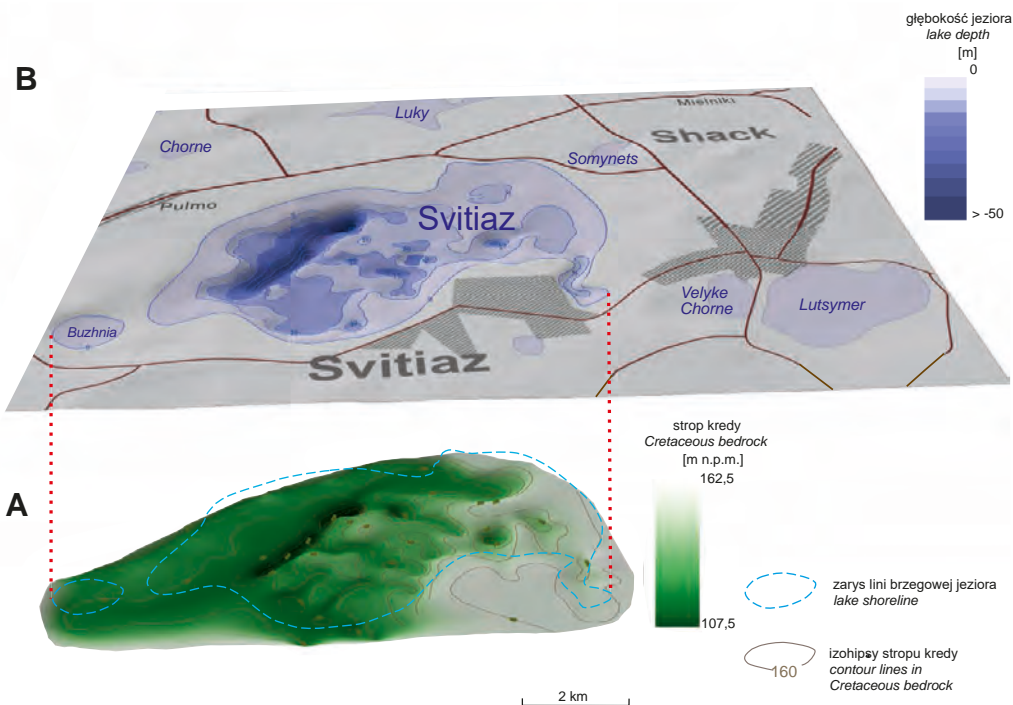
**Fig. 45. Jezioro Svittiaz, widok w kierunku północnym (fot. M. Żarski)**

Lake Svittiaz, view to the north (Photo M. Żarski)



**Fig. 46. Batymetria jeziora Svittiaz  
(opracowała K. Pochocka-Szwarc na podstawie Rühle, 1961)**

Bathymetry of Lake Svittiaz (drawn by K. Pochocka-Szwarc, based on Rühle, 1961)



**Fig. 47. Jezioro Svitiaz: A – batymetria, B – ukształtowanie powierzchni stropu kredy (opracowały K. Pochocka-Szwarc i M. Pielach na podstawie Rühle, 1961)**

Lake Svitiaz: A – bathymetry, B – relief of the Cretaceous bedrock  
(drawn by K. Pochocka-Szwarc and M. Pielach, based on Rühle, 1961)

We wschodniej i południowo-wschodniej części jeziora Svitiaz i w jego otoczeniu z płytko występującym podłożem kredowym (fig. 47), miąższość osadów czwartorzędu wynosi tu kilka metrów. Występują tu cienkie (2–3 m) warstwy glin zwałowych oraz piasków z gładzami i żwirami, głównie krzemieni. Miąższość osadów plejstocenijskich wzrasta do 25–30 m na zachód i północny zachód od jeziora Svitiaz. W odległości 700 m na wschód od jeziora znajduje się wzgórze o długości 800 m i wysokości 6 m, zbudowane z piasku i żwiru z krzemieniami.

Jezioro Svitiaz znajduje się w miejscu dogodnym do rozwoju krasu, zasilanym obfitymi wodami, głównie z poziomów kredowych. Hydrologia jeziora jest skomplikowana (Wernerówna, 1935), ponieważ poszczególne zagłębienia (tonie) wykazują odrębność termiczną i stratyfikację wody, świadczącą o dopływie wody wgłębnej. Ogólny układ warstw geologicznych wskazuje, że poziomem wodonośnym w tym rejonie jest horyzont piasków i piaskowców cenomanu, w których woda znajduje się pod znacznym ciśnieniem hydrostatycznym, co jest spowodowane występowaniem poniżej słabo przepuszczalnych skał karbonu i starszych formacji paleozoiku. Decydującą rolę w procesach hydrogeologicznych, w tym krasowych, ma woda występująca w dwóch poziomach w uszczelinionym górotworze kredowym. Dolny poziom wodonośny znajduje się w słabo scementowanych piaskowcach cenomanu o miąższości

do 10 m, występujących pod nakładem około 360 m skał kredy piszącej i margli kredowych młodszych pięter kredy. Górny poziom wodonośny jest typu szczelinowo-krasowego, występuje pod ciśnieniem w kredzie piszącej i marglach i osiąga 150–300 m. Zasilany jest m.in. z wód opadowych, poprzez wychodnie kredy znajdujące się w wielu miejscach na powierzchni terenu. Czwartorzędowe poziomy hydrogeologiczne nie są dobrze wykształcone. Oprócz wód opadowych i powierzchniowych jezioro Svitiaz zasilają wody z kredowego poziomu wodonośnego. Ślady zapadlisk na powierzchni terenu są widoczne na wschód od jeziora Svitjaz, w rejonie miejscowości Shatsk i Svitiaz. Na zachodnich zboczach wzniesienia szackiego są związane z wysiękami wód, gdzie woda wypływa pod ciśnieniem (Rühle, 1961).

Zjawiska krasowe w basenie jeziora Svitiaz rozwijały się przez cały plejstocen (Rühle, 1961), a ostateczne wykształcenie misy jeziornej nastąpiło u schyłku ostatniego zlodowacenia. Powstały całe zespoły podwodnych lejów i wywierzyisk krasowych zasilanych wodami artestyjskimi. Najstarsze utwory jeziorne osadziły się w młodszym dryasie (por. Schwörer i in., 2022). Pod koniec okresu preborealnego i w okresie borealnym poziom wody był wyższy o 4 m od pierwotnego (Tymrakiewicz, 1935).

Podsumowując, misa jeziora Svitiaz została ukształtowana w podobny sposób, co misy innych zagłębień o genezie krasowej na Polesiu Zachodnim, m.in. torfowisk Krowie Bagno, Bagno Bubnów i Bagno Staw. To, czy obniżenia są obecnie wypełnione wodą, zależy od lokalnych warunków hydrogeologicznych.

#### 4.2.5. Podsumowanie

Podsumowując zagadnienie genezy zbiorników jeziornych Polesia Zachodniego, można przedstawić model ich rozwoju. W klimacie subarktycznym plenivistulianu, w obecności wieloletniej zmarzliny i intensywnych procesów niwalnych funkcjonowały sezonowo rozległe rozlewiska wodne lub z niewielkim przepływem, w których były akumulowane osady drobnofrakcyjne (Kucharska, 2019; Pochocka-Szwarc, 2023a–d). Obecność wieloletniej zmarzliny w strobie podłoża kredowego powodowała napór hydrauliczny i napięcie zwierciadła wód podziemnych (Dobrowolski, 2006). W późniejszym etapie miało to znaczący wpływ na wzmożenie tempa rozmywania i rozpuszczania  $\text{CaCO}_3$  w strefie spękań, szczelin i uskoków (Dobrowolski, 2006), co spowodowało powstanie urozmaiconej powierzchni stropu kredy.

Podczas degradacji wieloletniej zmarzliny w ciepłych okresach późnego glacjału zachodziła intensywna denudacja chemiczna w strefie wychodni skał węglanowych i pod kilkumetrowym nakładem osadów mineralnych. Na terenach o dużej miąższości utworów plejstocenijskich (20–50 m), głównie w strefach kopalnych rynien subglacialnych, praktycznie nie zachodziła denudacja chemiczna. W związku z tym na obszarach o znikomej pokrywie osadów plejstocenijskich w wyniku denudacji chemicznej powierzchnia terenu obniżała się i dochodziło do inwersji rzeźby. W efekcie tych procesów powstawały formy przypominające wały o stromych krawędziach i miejscami krętym przebiegu. Takie zespoły form, podkreślone ostrymi krawędziami w sąsiedztwie skrasowiałej powierzchni wychodni utworów kredowych występują w okolicach Bagna Bubnów, Bagna Staw i Krowiego Bagna oraz nieco mniejsze – na południe

od Hańska (Pochocka-Szwarc, 2023b), w okolicach Wytyczna (Kucharska, 2019) i na północ od Ostrowa Lubelskiego (Żarski, 2023a, b).

Degradacja wieloletniej zmarzliny rozpoczęła się w bøllingu (Dobrowolski, 2006; Pietruczuk, 2016), a w strefach spekań górotworu kredowego zachodziła związana z nią intensywna denudacja chemiczna (Dobrowolski, 2006). Degradacja wiecznej zmarzliny spowodowała wzmożenie krążenia wody i w konsekwencji, rozpuszczanie węglanu wapnia i powstawanie lejów krasowych oraz obniżen krasowych. W taki sposób rozpoczął się inicjalny etap rozwoju zagłębień bezodpływowych o regularnych zarysach i zróżnicowanej głębokości, wypreparowanych w podłożu węglanowym (wertebry, uwały). W starszym dryasie, w formujących się zagłębieniach były akumulowane osady mineralne (iły, mułki, piaski), a w allørødzie – pokłady torfów o charakterze mechowisk i z udziałem turzyc. Najstarsze daty uzyskane metodą  $^{14}\text{C}$  dla torfów bazalnych wyniosły: 12 600 BP dla Bagna Bubnów,  $11\,460 \pm 150$  lat BP dla Bagna Staw (Pietruczuk, 2016, 2017),  $11\,235 \pm 140$  lat BP dla Jeziora Białego Sosnowickiego (Więckowski i Wojciechowski, 1971) i  $11\,290 \pm 50$  lat BP dla jeziora Svitiaz (Schwörer i in., 2022).

Początkowo pogłębianie mis jeziornych przebiegało wolno i było równoważone przez tempo narastania torfowisk, ale po udrożnieniu pionowego drenażu w podłożu kredowym proces ten znacząco przyspieszył (Dobrowolski, 2006) i zbiorniki stawały się coraz głębsze. W młodszym dryasie torfowiska były podtapianie i tym samym zaczęły przekształcać się w jeziora (Pietruczuk, 2016), które początkowo miały charakter dystroficzny z powodu kwaśnego podłoża, jakim były zatopione torfy bazalne (Więckowski i Wojciechowski, 1971). Trofia wód zmieniała się stopniowo w miarę akumulacji gytii wapienno-detrytusowych i gytii facji bardziej głębokowodnych (Pietruczuk, 2016).

Gwałtowny wzrost temperatury i całkowita degradacja wieloletniej zmarzliny nastąpiły w okresie preborealnym holocenu (Dobrowolski, 2006). Jeziora były raczej płytkie i rozległe, miały dobrze rozwiniętą strefę litoralną z roślinnością wodną i turzycami, zachodziła w nich akumulacja gytii. Przetrwały one do okresu borealnego (około 9400 lat BP), kiedy to nastąpiła zmiana charakteru sedymentacji i w zarastających jeziorach były akumulowane torfy turzycowo-mszyste. Powstały rozległe torfowiska (Krowie Bagno, Bagno Bubnów, Bagno Staw i Bagno Wojciech). Torfowiska niskie rozwijały się w wielu mniejszych obniżeniach na badanym obszarze. W sprzyjających warunkach hydrogeologicznych powstawały zbiorniki jeziorne Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego i Pojezierza Szackiego. W okolicy jeziora Svitiaz w okresie 10–3 ka cal BP dominował las mieszany z większym niż obecnie udziałem lipy (*Tilia*), wiązu (*Ulmus*), klonu (*Acer*) i leszczyny (*Corylus*) (Schwörer i in., 2022).

## 5. PODSUMOWANIE

*Marcin Źarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Leszek Marks*

Na pograniczu Polski, Białorusi i Ukrainy przeprowadzono przeglądowe prace kartograficzne połączone z weryfikacją wydzielení litologiczno-stratygraficznych, wyróżnionych na wcześniej opracowanych mapach geologicznych tego rejonu. W powiązaniu z badaniami kompleksowymi w odsłonięciach reperowych umożliwiło to korelację stratygraficzną osadów czwartorzędu, a jednocześnie stworzyło podstawy do opracowania mapy geologicznej powierzchniowej i mapy geologicznej podłoża czwartorzędu w skali 1:250 000. Jest to pierwsze transgraniczne opracowanie kartograficzne, które przedstawia najnowszy stan rozpoznania geologicznego rejonu pogranicza Polski, Białorusi i Ukrainy.

Rzeźba terenu i budowa geologiczna tego obszaru wykazują strefowość równoleżnikową, która wynika z płytkiego położenia stropu podłoża czwartorzędu, zbudowanego z osadów węglanowych kredy, na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i Pojezierzu Szackim odsłaniającego się miejscami na powierzchni terenu. Na północ od Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego znajduje się Garb Włodawski, zbudowany z osadów lodowcowych zlodowaceń sanu 1 i sanu 2, częściowo zaburzonych glacitektonicznie. Równoleżnikowa forma Garbu Włodawskiego ma swój odpowiednik we wzniesieniach w rejonie Rostani na Ukrainie.

Zakłęśłość Sosnowicka oddziela Garb Włodawski od zdenudowanej powierzchni Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej. Główne procesy, które ukształtowały w znacznym stopniu współczesną rzeźbę terenu, były związane z recesją lądolodu zlodowacenia sanu 2. Doprowadziły one do rozcięcia przez wody roztopowe wysoczyzn i powstania rozległych obniżeń. Zachodziła w nich akumulacja osadów fluwioglacjalnych, a odpływ wód roztopowych odbywał się głównie na wschód. Równina Małorycka jest rozległym sandrem, utworzonym przez wody roztopowe w czasie zlodowacenia odry/prypeci (w stadiale warty/sozha). Natomiast Dolina Środkowego Bugu zaczęła się kształtować już u schyłku zlodowacenia sanu 2, a ostateczną formę uzyskała w czasie zlodowacenia wisły i w holocenie.

Obszar pogranicza Polski, Białorusi i Ukrainy znajduje się na zachodnim skłonie platformy wschodnioeuropejskiej, w strefie szwu tektonicznego łączącego dawne kratony Sarmacji z Fenoskandii, których skały mają prawie 2 mld lat. Obraz tektoniczny ukształtowany w proterozoiku został odnowiony w paleozoiku w fazach bretońskiej i asturyjskiej waryscyjskiej epoki tektonicznej, co skutkowało powstaniem zrębów i zapadlisk. W zapadliskach w późnym karbonie były akumulowane serie paralimniczne, w których powstały pokłady węgla kamiennego. W strefach zrębowych dominowała erozja i z tego powodu nie zachowały się utwory starszego

paleozoiku, a osady karbońskie są zredukowane. Utwory jurajskie i kredowe budują niezdyslokowany kompleks skał węglanowych. Skały kredy górnej występują na powierzchni w południowej części terenu, wpływając na jego dzisiejszą rzeźbę.

Podłoże osadów czwartorzędowych, jest zbudowane ze skał węglanowych kampanu i mastrychtu, z morskich osadów klastycznych eocenu, oligocenu oraz facji morskich i lądowych miocenu środkowego. W rzeźbie podłoża podczwartorzędowego zaznaczają się rynny polodowcowe w rejonie Hvoznitsy, Opola, Orzechowa i Włodawy, wcięte w skały kredy górnej na głębokość od kilkudziesięciu do ponad 100 m. Ich przebieg nawiązuje do rozmieszczenia stref spękań i rozluźnień górotworu kredowego, a te z kolei są związane z systemem uskoków waryscyjskiej epoki tektonicznej.

Profil stratygraficzny utworów czwartorzędu obejmuje utwory zlodowaceń nidy, sanu 1/ narwi, sanu 2/berezyny/oki, odry/prypeci/dniepru i wisły/poozieria/wałdaju oraz interglacjałów podlaskiego, ferdynandowskiego/białowieskiego, mazowieckiego/aleksandryjskiego i eemskiego/murawińskiego. Stratygrafię oparto na rewizji wyników z poprzednich opracowań i na nowych wynikach analizy pyłkowej osadów interglacjalnych, analizy petrograficznej żwirów frakcji 5–10 mm z glin lodowcowych i datowania metodą OSL.

Szczegółowe badania struktury i tekstury osadów przeprowadzono w 7 stanowiskach reperyowych (Ahova, Ariekhovo, Buzhnia, Kałynivka, Kolonia Stawki, Rostan i Suszno), co umożliwiło odtworzenie środowisk sedymentacyjnych, stratygrafii i paleogeografii pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego w czwartorzędzie. Szczególnie ważne było stwierdzenie braku przykrycia osadami lodowcowymi osadów interglacjału mazowieckiego/aleksandryjskiego w 20 stanowiskach położonych w Zakłęsłości Sosnowickiej i Łomaskiej, na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, Garbie Włodawskim, Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej i Równinie Małoryckiej. Na tej podstawie wysunięto tezę o znacznie ograniczonym zasięgu lądolodu zlodowacenia odry/prypeci/dniepru we wschodniej Polsce, zachodniej Białorusi i zachodniej Ukrainie, co umożliwiło istotną reinterpretację stratygrafii osadów budujących powierzchnię terenu, w znacznym stopniu wiążąc je ze zlodowaceniem sanu 2.

Przy obecności wieloletniej zmarzliny i podniesieniu bazy erozyjnej rzek w końcowej fazie zlodowacenia wisły w Zakłęsłości Sosnowickiej, na Pojezierzach Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim oraz w lokalnych obniżeniach na zdenudowanych wysoczyznach były akumulowane osady niweofluwalne i niweolimniczne, datowane metodą OSL w 19 stanowiskach. Sprzyjały temu sezonowe warstwowe przepływy niskoenergetyczne zasilane wodami roztopowymi, także z warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny.

Na przełomie zlodowacenia wisły i holocenu decydującą rolę w kształtowaniu rzeźby odegrały procesy krasowe, zintensyfikowane wskutek degradacji wieloletniej zmarzliny. Efektem tych procesów było powstanie jezior na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i Pojezierzu Szackim, a w strefach wychodni skał węglanowych – licznych lejów, niecek i uwałów. Miały miejsce procesy inwersji rzeźby terenu, wyrażone powstaniem podłużnych ostańców erozyjnych, utworzonych w wyniku nierównomiernej denudacji chemicznej osadów węglanowych w sąsiedztwie obszarów o znacznej miąższości osadów czwartorzędowych (np. wypełnień kopalnych rynien lodowcowych). Efektem morfologicznym procesów inwersji są liczne kręte formy wałowe, wcześniej interpretowane jako ozy.

W późnym glacie zlodowacenia wisły powstały pola wydmore na Garbie Włodawskim oraz Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i Pojezierzu Szackim, a także tarasy nadzalewowe Bugu. W holocenie zostały ukształtowane tarasy zalewowe Bugu oraz rozwinęły się bardzo liczne torfowiska.

## 6. LITERATURA

- ADAMIEC G., 2013. Wyniki datowań OSL próbek osadów czwartorzędowych z ark. Kaplonosy. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ALBRYCHT A., 2002a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Łomazy (605). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ALBRYCHT A., 2002b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Łomazy (605). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ALBRYCHT A., SKOMPSKI S., PIDEK I.A., 1995. Znaczenie fauny mięczaków w stanowiskach Ortel Królewski i Rossosz dla stratygrafii czwartorzędu na Podlasiu. *Przegląd Geologiczny*, 43 (4): 321–330.
- ALEXANDROWICZ S.W., 1987. Analiza malakologiczna osadów czwartorzędowych. *Kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej, Geologia*, 12 (1–2): 1–240.
- ALEXANDROWICZ S.W., 1988. Molluscan assemblages of the lacustrine sediments in the ancient melt-lake Orle. *Folia Quaternaria*, 58: 59–67.
- ALEXANDROWICZ S.W., 1999. *Bithynia tentaculata* (Linnaeus, 1758) as an indicator of age and deposition environment of Quaternary sediments. *Folia Malacologica*, 7 (2): 79–88.
- ALEXANDROWICZ S.W., ALEXANDROWICZ W.P., 2011. Analiza malakologiczna. Metody badań i interpretacji. Rozprawy Wydziału Przyrodniczego PAU, 3. Wydawnictwa PAU, Kraków.
- AREŃ B., 1982. Rozwój litologiczno-facjalny wendy na obszarze wschodniej Polski. *Przegląd Geologiczny*, 30 (5): 225–230.
- BAŁAGA K., 2002. Hydrological changes in the Lublin Polesie during the late Glacial and Holocene as reflected in the sequences of lacustrine and mire sediments. *Studia Quaternaria*, 19: 37–53.
- BAŁAGA K., 2004. Changes of vegetation in Lake Perespilno environs (Lublin Polesie) in the Late Glacial and Holocene. *Acta Paleobotanica*, 44: 147–166.
- BAŁAGA K., 2007. Transformation of lake ecosystem into peat bog and vegetation history based on Durne Bagno mire (Lublin Polesie E Poland). *Geochronometria*, 39: 23–43.
- BAŁAGA K., BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J., 1983. Budowa i rozwój torfowiska Krowie Bagno (Polesie Lubelskie). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 35/36: 37–62.
- BAŁAGA K., DOBROWOLSKI R., RODZIK J., 1993. Rozwój kompleksu jeziorno-torfowiskowego Moszne w Poleskim Parku Narodowym. Materiały Konferencji „Ekosystemy wodne i torfowiskowe”, Krasne: 71–75.
- BAŁAGA K., DOBROWOLSKI R., RODZIK J., 1996a. Problemy genezy i ewolucji zbiorników jeziorno-torfowiskowych Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, a warunki funkcjonowania. W: Materiały Konferencji „Funkcjonowanie ekosystemów wodno-błotnych w obszarach chronionych”. Zaglebocze, 18–19.10.1996 r. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin: 9–15.
- BAŁAGA K., DOBROWOLSKI R., RODZIK J., 1996b. Z badań osadów dennych Jeziora Karaśnego w Poleskim Parku Narodowym. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 51 (5): 77–86.



- BALAĞA K., DOBROWOLSKI R., RODZIK J., 2002. Lithostratigraphic record of the development of Lake Karaśne (Lublin Polesie, E Poland) in Late Glacial and Holocene. *Limnological Revue*, 2: 5–14.
- BARANIECKA M.D., 1984. Złodowacenie śródkowopolskie. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (red. J.E. Mojski, S. Sokołowski): 154–19. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- BELAYA G.V., 2014. Derzhavna geologichna karta Ukrainy masshtab 1:200 000. Geologichna karta i karta korisnikh kopalinh chetvertinnikh vikladov, Volino-Podiliska seria: M-34-VI (Vlodava) i M-25-I (Kamin-Kashirskii). Ministerstvo Okhorony Navkolishnovo Seredovishcha Ukrainy, Dzerzhavna Sluzhba Geologii ta Nadr Ukrainy.
- BLUSZCZ A., 2000. Datowanie luminescencyjne osadów czwartorzędowych, teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne. *Geochronometria*, 17 (86): 3–104.
- BLUSZCZ A., 2021 Sprawozdanie 113, 114, 115/2021 z wykonania pomiaru wieku metodą luminescencyjną dla profilu Suszno 1–3. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- BOGDANOVA S., GORBATSHEV R., SKRIDLAITE G., SOESOO A., TARAN L., KURLOVICH D., 2015. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna. *Precambrian Research*, 259: 5–33.
- BOGOMOŁOVA L., RYLOVA T., YAKUBOVSKAYA T., 1985. Osady Belovezhskovo interglaciala w Borkakh. W: Problemy pleistotsena (red. M.A. Valchik, A.F. Sanko). Nauka i Tekhnika, Minsk: 135–143.
- BOGUCKI A., LINDNER L., ŁANCZONT M., WOJTANOWICZ J., ZALESKY I., 2002a. Morfogeneza glacialna i peryglacialna Polesia Wołyńskiego. W: VI Zjazd Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra, 11–14 września 2002 r. Streszczenia referatów i posterów (red. A. Traczyk, A. Latocha). Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław: 18–20.
- BOGUCKI A., WOJTANOWICZ J., GAIGALAS A., ZALESKI I., ZUBOWICZ S., ŁANCZONT M., LINDNER L., MADEYSKA T., MELESZYTE M., 2002b. Nowyje dannyje o strojenii dolin lednikowego vypakhivaniya i razmyva Volynskovo Polesija. W: Geomorfologichni doslidzheniya w Ukraini: minule, suchasne, majbutne (red. J.S. Kravchuk i in.). L.N.U. im. I. Franka, Lwiv: 289–296.
- BOGUCKI A., WOŁOSZYN P., GAIGALAS A., MELEŠYTE M., ZALESKI I., 1998a. Glacigeniczny kompleks Polesia Wołyńskiego, stanowiska Rostań i Kalinówka. W: IV Zjazdu Przewodnik Wycieczkowy Geomorfologów Polskich (red. R. Dobrowolski), 3. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin: 65–81.
- BOGUCKI A., WOŁOSZYN P., ZALESKI I., 1998b. Plejstocenske złodowacenia zachodniej Ukrainy: zarys problemu. W: IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Referaty i komunikaty (red. R. Dobrowolski), 1. Lublin, 3–6 czerwca 1998 r. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin: 257–262.
- BOGUCKI A., ZALESKI I., KARPENKO N., KOWALCZUK I., KRAWCZUK J., 2003. Geologiczno-geomorfologiczna ewolucja północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego. *Acta Agrophysica*, 1 (2): 217–232.
- BOGUCKYJ A., ŁANCZONT M., MROCZEK P., WOJTANOWICZ J., ZIELIŃSKI P., 2007. Paleogeograficzne znaczenie osadów czwartorzędu w profilu Kalinówka na Polesiu Wołyńskim. W: Problemy śródkowoplejstocenskego interglaciala (red. A. Bogucky, M. Łanczont, L. Lindner, J. Jelovicheva). Centrum Wydawnicze Narodowego Uniwersytetu Lwowskiego im. I. Franko, Lwów: 183–193.
- BOULTON G., HINDMARSH R., 1987. Sediment deformation beneath glaciers: Rheology and geological consequences. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 92 (B9): 9059–9082; doi: 10.1029/JB092iB09p09059.

- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J., 1980/1981. Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 35/36.
- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J., 1981a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy (715). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J., 1981b. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy (715). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J., 1982a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kołacze (716). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J., 1982b. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Kołacze (716). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- CADLE A.B., CAIRNCROSS B., 1993. A sandy, bed-load dominated fluvial system deposited by lateral-accretion: Permian Karoo Sequence, South Africa. *Sedimentary Geology*, 85: 435–455.
- CHLEBOWSKI R., LINDNER L., BOGUCKIJ A., WOJTANOWICZ J., 2005. Pierwsze wyniki analizy składu mineralnego osadów lodowcowych i wodnolodowcowych Polesia Wołyńskiego (NW Ukraina). W: Materiały XIII Seminarium ukraińsko-polskiego „Glacjał i peryglacjał Polesia Wołyńskiego”. Szack, 11–15 września 2005 r. (red. M. Martynjak). Centrum Wydawnicze Narodowego Uniwersytetu im. Ivana Franko, Lviv: 95–104.
- CURRAY J.R., 1956. The analysis of two-dimensional data. *Journal of Geology*, 64: 117–131.
- DERUGO G.V., ILKEVICH G.I., 1986. Gosudarstviennaya geologicheskaya karta SSSR (karta chertvertichnykh otlozhenii), mashtab 1:200 000, Belarusskaya seria N-35-XXXII (Drogichin). Ministerstvo Geologii SSSR.
- DERUGO G.V., MOROZOVA I.YA., 1988. Gosudarstviennaya geologicheskaya karta SSSR (karta chertvertichnykh otlozhenii), mashtab 1:200 000, Belarusskaya seria N-35-XXXI (Kobrin). Ministerstvo Geologii SSSR.
- DMYTRUK R., YATSYSHYN A., 2005. Fauna of molluscus of a section Kalynivka and it paleogeographical interpretation. W: Glacjał i peryglacjał Polesia Wołyńskiego (red. A. Bogucky i in.). Centrum Wydawnicze Narodowego Uniwersytetu im. Iwana Franko, Lviv: 127–131.
- DOBROWOLSKI R., 2006. Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wydawnictwa Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.
- DOBROWOLSKI R., BAŁAGA K., RODZIK J., GAZDA L., 2009. Bottom deposits of Lake Moszne in the Polesie National Park – lithostratigraphy and palaeoenvironmental interpretation. *Teka Komitetu Ochrony Środowiska Przyrodniczego OL PAN*, 6: 51–57.
- DOBROWOLSKI R., BOGUCKI A., ZALESKI I., 2000. Morfometryczne kryteria oceny związku powierzchniowych form krasowych z tektoniką na przykładzie podniesienia Lubomla (Ukraina NW). *Przegląd Geologiczny*, 48 (7): 634–638.
- DOBROWOLSKI R., HARASIMIUK M., 2002. Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Polesia. *Acta Agrophysica*, 66: 7–19.
- DOBROWOLSKI R., KULESZA P., ŁOJEK J., PIDEK I.A., 2015. Origin and evolution of the Bezedna lake-mire complex in the Lublin area (East Poland): a case study for permafrost lakes in karstic regions. *Journal of Paleolimnology*, 53: 191–213;. <https://doi.org/10.1007/s10933-014-9818-y>.
- DOLECKI L., GARDZIEL Z., NOWAK J., 1987. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica (679). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- DOLECKI L., GARDZIEL Z., NOWAK J., 1990a. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica (679). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- DOLECKI L., GARDZIEL Z., NOWAK J., 1990b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wisznice (642). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- DOLECKI L., GARDZIEL Z., NOWAK J., 1995. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Wisznice (642). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- DOROFEEV L.M., 1978. Stratygrafia nizhne- i sredniepleistotsenovykh otlozhenii mezhdurechia Pripyat-Turia. *Naukova Dumka*, 14, 11–121
- DZIERŻEK J., SZYMANEK M., 2013. Interplenivistulian (MIS 3) environmental changes recorded in sub-till lake deposits at Wildno, Dobrzyń Lakeland (Polish Lowland). *Quaternary International*, 294: 99–107.
- EVANS D.J.A., PHILLIPS E.R., HIEMSTRA J.F., AUTON C.A., 2006. Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth Science Reviews*, 78: 115–176.
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABON J., KRAUŻLIS K., 1984–1985. Kształtowanie się rzeźby woj. bialsko-podlaskiego i ocena możliwości uzyskania surowców budowlanych. *Rocznik Międzyrzecki TPN*, 16–17: 56–80.
- FLINT R.F., 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley, New York.
- FRASER G.S., COBB J.C., 1982. Late Wisconsinan proglacial sedimentation along the west Chicago moraine in northeastern Illinois. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 473–491.
- GAGEL K., 1922. Geologische Beobachtungenaus Wolhynienm. Vergleichende Studien über volhynischen und deutschen Löss. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 43.
- GAGEL K., KORN K., 1908. Geschiebeinhalt des volhynischen Diluvium. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 70 (5–7).
- GALON R., ROSKÓWNA L., 1961. Extents of the Scandinavian glaciations and their recession stages of the territory of Poland in the light of an analysis of the marginal forms of inland ice. *Przegląd Geograficzny*, 33, 3: 347–361.
- GARETSKY G.I., 1967. O proiskhozhdessii i vozraste glubokikh dolinoobraznykh ponizhenii v reliefie posteli antropogenovykh otlozhenii lednikovykh oblastei. W: Nizhnii pleistotsen lednikovykh rayonov Russkoy ravniny. Izdatielstvo Nauka.
- GARETSKY G.I. (red.), 1983. Geologicheskaja karta chetvertichnykh otlozhenij Belorussskoj SSR. Moskva.
- GARETSKY R.G., AIZBERG R.E., ZINOVENKO G.V., KONISHCHEV V.C., 2004. Tektonika chekhla. W: *Osnovy geologii Belarusi* (red. Makhnach A.C. i in.). Minsk: 253–314.
- GOŹDZIK J., 1973. Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geographica Lodziensia*, 24.
- GOŹDZIK J., 1992. Stanowisko Bełchatów – Rozwój wieloletniej zmarzliny na tle zmian warunków sedymentacji i porządku stratygraficznego osadów młodszego vistulianu z kopalni „Bełchatów”. Przewodnik Konferencji „Ewolucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen – holocen 20 000–8 000 lat” BP. 1–3.10.1992 r., Łódź: 20–24.
- GRAD M., GUTERCH A., KELLER G.R., JANIK T., HEGEDŰS E., VOZÁR J., ŚLĄCZKA A., TIIRA T., YLINIEMI J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- GRANOSZEWSKI W., 1999. Analiza pyłkowa osadów interglacialnych z Bukowiny (arkusz Laszki). W: VI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Czudec, 31 sierpnia–4 września 1999 r. (red. T. Malata i in.). Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków: 19–20.

- GRICHUK V.P., 1961. Iskopyayemye flory kak paleontologicheskaya osnova stratigrafii chetvertichnykh otlozhenii. W: Relief i stratigrafia chetvertichnykh otlozhenii severo-zapada Russkoi ravniny 1. Izdatelstvo AN SSSR, Moskva.
- GRICHUK V.P., GURTOWA E.E., 1981. Mieźlednikowje ozerno-bolotnyie otloženia u s. Krukenichi. W: Voprosy paleogeografii pleistotsena lednikovykh i periglacialnykh oblastey. Izdatelstvo Nauka, Moskwa: 59–91.
- GRUZMAN G.G., KONDRATIENE O.P., KHURSEVICH T.K., 1975. Raschleneniye antropogenoi tolshchi v razreze skv. 7 (s. Hvoznitsa Maloritskogo Rayona Brestskoi Oblasti). Stratigrafia i paleogeografia antropogena. Mińsk: 210–223.
- GURSKY B., 1974. Lower and Middle Quaternary Stratigraphy in Byelorussia. Nauka i tekhnika, Minsk.
- GURSKY B.N. (red.), 1990. Geomorfologicheskaya karta Belarusskoi SSR. Moskva.
- HARASIMIUK H., 1975. Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. *Prace Geograficzne IG PAN*, 115: 1–94.
- HARASIMIUK M., SZWAJGIER W., TERPIŁOWSKI S., 2004. Wpływ lądolodu zlodowacenia warty na rzeźbę północnego przedpola Wyżyny Lubelskiej. W: Zlodowacenie Warty w Polsce (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski). Wydawnictwa Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin: 163–171.
- HART J.K., BOULTON G.S., 1991. The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quaternary Science Reviews*, 10: 335–350.
- HORSÁK M., CHYTRÝ M., HÁJKOVA P., HÁJEK M., DANIHELKA J., HORSÁKOVÁ V., ERMAKOV N., GERMAN D.A., KOČÍ M., LUSTYK P., NEKOLA J.C., PREISLEROVÁ Z., VALACHOVIČ M., 2015. European glacial relict snails and plants: environmental context of their modern refugial occurrence in southern Siberia. *Boreas*, 44 (4): 638–657.
- HORSÁK M., CHYTRÝ M., POKRYSZKO B.M., DANIHELKA J., ERMAKOV N., HÁJEK M., HÁJKOVA P., KINTROVÁ K., KOČÍ M., KUBEŠOVA S., LUSTYK P., OTÝPKOVÁ Z., PELÁNKOVÁ B., VALACHOVIČ M., 2010. Habitats of relict terrestrial snails in southern Siberia: lessons for the reconstruction of palaeoenvironments of fullglacial Europe. *Journal of Biogeography*, 37: 1450–1462.
- HRYNOWICKA A., 2019. Orzeczenie palinologiczne dla stanowisk Zahajki, Korolówka i Wyrki, ark. Kaplonosy. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- HRYNOWICKA A., 2020. Orzeczenie palinologiczne dla stanowiska Sytyta, ark. Sosnowica. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- HRYNOWIECKA A., PIDEK A., 2017. Older and Younger Holsteinian climate oscillations in the palaeobotanical record of the Brus profile (SE Poland). *Geological Quarterly*, 61 (4): 723–737.
- HRYNOWIECKA A., ŻARSKI M., DRZEWICKI W., 2019. The rank of climatic oscillations during MIS 11c (OHO and YHO) and post-interglacial cooling during MIS 11b and MIS 11a in eastern Poland. *Geological Quarterly*, 63 (2): 375–394.
- HRYNOWIECKA A., ŻARSKI M., WINTER H., 2014. Vegetation and stratigraphy of the Mazovian (Holsteinian) Interglacial sections from Dobropol and other new sites in western Polesie region (south-eastern Poland). *Studia Quaternaria*, 31 (1): 17–30.
- HUBER M., 2007. Występowanie i charakterystyka miocenijskich piaskowców na obszarze Wyniosłości Giełczewskiej i Pagórów Chełmskich (Lubelszczyzna). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 68 (1).
- JAHN A., 1947. Teren krasowy okolic Siemienia w pow. radzyńskim (Podlasie). *Czasopismo Geograficzne*, 17 (3–4).

- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1981. Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Brus 1 (Mietułka), Wólka Petryłowska 18. Opracowanie specjalne dla arkusza Kołacze SMGP w skali 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1984. Orzeczenie dotyczące próbek z wiercenia Sosnowica. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1987. Remarks on palynostratigraphy of the Quaternary. *Kwartalnik Geologiczny*, 31 (1): 155–162.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1991a. Problemy palinostatygrafii glacialnego plejstocenu Polski z uwzględnieniem wyników analizy pyłkowej osadów interglacialnych z Besiekierza (środkowa Polska). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 46, suppl. 1: 1–6.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1991b. Interglacjał ferdynandowski w Polsce. *Geological Quarterly*, 35 (1): 71–80.
- KARABANOV A., MARKS L., NITYCHORUK J., BAHDASARAU M., HRADUNOVA A., HRAKHANIK M., KRZYWICKI T., MAJECKA A., MAMCHYK S., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., RYLOVA T., ZBUCKI Ł., NOWACKI Ł., PIELACH M., 2017a. O granice dneprowskiej stadii prypiatskovo oledienienia w prigranichnom polsko-bielaruskom regionie. W: *Sovremennyye problemy geokhimii, geologii i poiskov miestorozhdeniy poleznykh iskopayemykh. Materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsi posviashchenoi 110-letiu sa dnia rozhdeniya akademika Konstantina Ignatyevicha Lukasheva (1907–1987)*, 23–25 maja 2017, Minsk. *Pravo i Ekonomika*, Minsk: 101–106.
- KARABANOV A., MARKS L., NITYCHORUK J., BAHDASARAU M., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł., HRADUNOVA A., HRYKHANIK M., MAMCHYK S., RYLOVA T., NOWACKI Ł., PIELACH M., 2017b. Novyye dannyye o granitse dneprowskiej stadii prypiatskovo oledienienia v prigranichnom polsko-belaruskom regionie. W: *Geologia mineralno-syrievyye resursy zapada Vostochno-Yevropeiskoy platformy: problemy izucheniya i ratsionalnovo ispolzovaniya* (red. A.K. Karabanov). *Materialy Mezhdunarodnoy Nauchnoy Konferentsi posviashchennoy 215-letiyu sa dnia rozhdeniya I. Domeyko*, Minsk, 31 iyula – 3 avgusta 2017. *StroyMediaProyekt*, Minsk: 157–162.
- KARASZEWSKI W., RÜHLE E., 1976. Występowanie osadów interglacialnych we wschodniej części województwa bialsko-podlaskiego oraz w przyległej części Polesia. *Przegląd Geograficzny*, 48 (2): 263–274.
- KASIŃSKI J.R., 2016. Złoże bursztynu Północnej Lubelszczyzny – historia poznania, budowa geologiczna, perspektywy. W: *Lubelski bursztyn – znaleziska, geologia, złoże, perspektywy* (red. L. Gazda). Państw. Wyższa Szkoła Zawodowa w Chełmie, Chełm: 71–92.
- KONDRATIENE O.P., 1965. Stratigraficheskoye raschleniye pleistotsenovykh otlozhenii yugo-vostochnoi chasti Litvy na osnove palinologicheskikh dannykh. W: *Stratigrafia chetvertichnykh otlozhenii i paleogeografia antropogena yugo-vostochoi Litvy*. Intis, Vilnius.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1966. Osady preglacialne dorzecza środkowej Wisły. *Prace Muzeum Ziemi*, 9: 223–296.
- KOVALCHUK A.K., VOZNIACHUK L.N., 1967. Geologicheskaya karta SSSR (karta chetvertichnykh otlozhenii), mashtab 1:200 000, seria Belarusskaya N-34-XXXVI (Brest). Glavnoye upravlenie geodezii i kartografii Ministerstva Geologii SSSR, Moskva.
- KRUPIŃSKI K.M., 1995. Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjału mazowieckiego w świetle badań osadów z Podlasia. *Acta Geographica Lodziensia*, 70: 1–200.

- KRUPIŃSKI K.M., 2000. Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjału mazowieckiego z obszaru Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 69: 5–61.
- KRZEMIŃSKA E., KRZEMIŃSKI L., PETECKI Z., WISZNIEWSKA J., SALWA S., ŻABA J., GAIDZIK K., WILLIAMS I.S., ROSOWIECKA O., TARAN L., JOHANSSON A., PECSKAY Z., DEMAIFFE D., GRABOWSKI J., ZIELIŃSKI G., 2017. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w skali 1:100 000. Wyd. PIG-PIB, Warszawa.
- KUCHARSKA M., 2023a. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy (715). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- KUCHARSKA M., 2023b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy (715). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- KUCHARSKA M., KRAWCZYK M., 2023a. Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Lubartów (713), aktualizacja. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- KUCHARSKA M., KRAWCZYK M., 2023b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Lubartów (713), aktualizacja. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- KUCHARSKA M., ŻARSKI M., 2020. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Siedlce, wyd. A i B, Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- KULCZYŃSKI S., 1940. Torfowiska Polesia, 2. *Prace Rolniczo-Leśne PAU*, 37: 395–777.
- KULCZYŃSKI S., 1949. Peat bogs of Polesie. *Mémoires de l'Académie Polonaise des Sciences et de Lettres. Serie B: Sciences Naturelles*, 15: 1–356.
- KULESZA P., PIDEK I.A., DOBROWOLSKI R., SUCHORA M., 2008. Późnoglacialna i holocenska ewolucja geosystemu Jeziora Słonego (Pagóry Chełmskie). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 68.
- KUSIAK J., 1996. Wyniki datowań wieku bezwzględnego metodą TL dla arkusza Sobibór (717). Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- LATAŁOWA M., NALEPKA D., 1987. A study of the Late-Glacial and Holocene vegetational history of the Wolbrom area (Silesian-Cracovian Upland). *Acta Palaeobotanica*, 27 (1): 75–115.
- LENCEWICZ S., 1931. Międzyrzecze Bugu i Prypeci, wody płynące i jeziora. *Przegląd Geograficzny*, 11: 1–72.
- LENCEWICZ S., 1937. Kilka większych jezior północnego Polesia. *Przegląd Geologiczny*, 16: 132–141.
- LILPOP J., 1925a. Charakterystyka paleobotaniczna profilu dyluwialnego pod Koszarami. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 11: 10–11.
- LILPOP J., 1925b. Flora międzylodowcowa nad średnim Bugiem. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 11: 9–10.
- LINDNER L., 1988. Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geologica Polonica*, 38 (1–4): 63–83.
- LINDNER L., BOGUCKI A., CHLEBOWSKI R., JEŁOWICZEWA J., WOJTANOWICZ J., ZALESKI I., 2005. Zarys stratygrafii plejstocenu Polesia Wołyńskiego (NW Ukraina). W: Materiały XIII Seminarium ukraińsko-polskiego „Glacja i peryglacja Polesia Wołyńskiego”. Szack, 11–15 września 2005 r. (red. M. Martynjak). Centrum Wydawnicze Narodowego Uniwersytetu im. Ivana Franko, Lwiv: 54–82.
- LINDNER L., BOGUCKI A., CHLEBOWSKI R., GOŹIK P., JEŁOWICZEWA J., WOJTANOWICZ J., ZALESKI I., 2007. Stratygrafia czwartorzędu Polesia Wołyńskiego (NW Ukraina). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, B 62: 7–41.
- LINDNER L., GOZHIK P., MARCINIAK B., MARKS L., YELOVICHEVA Y., 2004. Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. *Geological Quarterly*, 48 (2): 97–14.

- LINDNER L., MARKS L., 2008. Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). *Geochronometria*, 31: 31–37.
- LINDNER L., MARUSZCZAK H., PALIENKO V.P., WOJTANOWICZ J., 1991. Extents and chronology of stadial advances of the Saalian I ice sheet between Odra and Dnieper rivers. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, B 46 (8): 139–153.
- LISICKI S., 2003. Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 177: 1–105.
- LISICKI S., ZABIELSKI R., 2018. Analiza składu petrograficznego frakcji żwirowej glin zwałowych. W: *Metodyka opracowania i reambulacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000*, wydanie II poprawione i uzupełnione (red. W. Morawski). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa: 174–177; <https://www.pgi.gov.pl/docman-tree-all/aktualnosci-2019/7139-metodyka-opracowania-i-reambulacji-smgp-1/file.html>.
- LOWE D.R., 1976. Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46 (1): 188–199.
- LOŽEK V., 1964. Quartärmollusken der Tschechoslowakei. *Rozprawy Ústředního ústavu geologického*, 31: 1–374.
- MAKHNACH A.A., ILKEVICH I. (red.), 2002. Geolagichnaya budova i resursy netrav – Tektanichnaya karta. W: *Natsyanalny Atlas Belarusi* (red. M.U. Miasnikovich). Kamitet na Zamelnykh Resursakh, Geodezii i Kartografii pri Sovetsie Ministrav Respubliki Belarus, Minsk: 46–47.
- MAKHNACH A.S., GARETSKY R.G., MATVEEV A.V., ANOSHKO YA.I. (red.), 2004. Osnovy geologii Belarusi. Institut Geologicheskikh Nauk NAN Belarusi, Minsk.
- MAKHNACH A.S., GARETSKY R.G., MATVEEV A.V., ANOSHKO YA.I., ILKEVICH I., KONISHCHEV V.S., KRUCHEK S.A., MAKHNACH A.A., NAIDENKOV I.V., PASHKEVICH V.I. (red.), 2001. Geologia Belarusi. Institut Geologicheskikh Nauk NAN Belarusi, Minsk.
- MAKHNACH A.S., KICHKINA M.S., RUDNICKY N.I., ILKEVICH G.I., PASIUKEVICH V.I., SEMENIUK A.D., KHOMICH P.Z. (red.), 1983. Geologicheskaya karta dochetvertichnykh otlozheni Belorusskoi SSR, 1:500 000. Ministerstvo Geologii SSSR.
- MAŁEK M., 2000a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Sławatycze (644). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- MAŁEK A., 2000b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sławatycze (644). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- MAŁEK M., MARSZAŁEK S., PIETRUSZKA W., 2001a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Piszczac (606). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- MAŁEK M., MARSZAŁEK S., PIETRUSZKA W., 2001b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Piszczac (606). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- MARKS L., 2004. Pleistocene glacial limits in Poland. W: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*, 1: Europe (red. J. Ehlers, P.L. Gibbard). *Developments in Quaternary Science*, 2. Elsevier, Amsterdam: 295–300.
- MARKS L., 2023. Pleistocene glaciations in southern Poland – a revision. *Geological Quarterly*, w druku.
- MARKS L., DZIERŻEK J., JANISZEWSKI J., KACZOROWSKI J., LINDNER L., MAJECKA A., MAKOS M., SZYMANEK M., TOŁOCZKO-PASEK A., WORONKO B., 2016. Quaternary and Palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 66 (3): 403–427.
- MARKS L., GRABOWSKI J., STĘPIEŃ U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Mapa A – Mapa powierzchni terenu. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- MARKS L., KARABANOV A. (red.), 2011. Mapa geologiczna północnej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi, 1:250 000. z tekstem objaśniającym. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

- MARKS L., KARABANOV A.K. (red.), 2017a. Mapa geologiczna podłoża czwartorzędu południowej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi, rejon Białej Podlaskiej i Brestu 1:250 000. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- MARKS L., KARABANOV A.K. (red.), 2017b. Mapa geologiczna południowej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi, rejon Białej Podlaskiej i Brestu 1:250 000. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- MARKS L., KARABANOV A.K. (red.), 2017c. Mapa geologiczna południowej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi, rejon Białej Podlaskiej i Brestu 1:250 000, tekst objaśniający. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- MARKS L., KARABANOV A., NITYCHORUK J., BAHDASARAU M., CHODYKA M., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł., HRADUNOVA A., HRYCHANIK M., ROGÓŻ A., RYLOVA T., NOWACKI Ł., PIELACH M., 2017a. New limit of the Saalian ice sheet in central Europe. The 7th International Conference on Geology and Geophysics (ICCG 2017). Guilin, China, July 20–22, 2017. Conference Program Guide: 23.
- MARKS L., KARABANOV A., NITYCHORUK J., ZBUCKI Ł., BAHDASARAU M., RYCHEL J., WORONKO B., HRADUNOVA A., HRACHANIK M., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., RYLOVA T., NOWACKI Ł., PIELACH M., 2017b. Badania geologiczne na pograniczu Polski i Białorusi w rejonie Białej Podlaskiej i Brześcia. W: Aktualnye problemy nauk o Zemle, ispolzovanie prirodnnykh resursov i sokhranienye okruzhayushchei sredy (red. A.K. Karabanov, M.A. Bogdasarov). Sbornik materialov Mezhdunarodnoi nauchno-praktichnoi konferentsii posviashchonoj godu nauki v Respublikie Belarus, 1. Brest 25–27 sentyabrya 2017: 104–105.
- MARKS L., KARABANOV A., NITYCHORUK J., BAHDASARAU M., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł., HRADUNOVA A., HRYCHANIK M., MAMCHYK S., RYLOVA T., NOWACKI Ł., PIELACH M., 2018. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quaternary International*, 478: 59–74.
- MARKS L., LINDNER L., NITYCHORUK J., 1995. New approach to a stratigraphic position of the Warta Stage in Poland. *Acta Geographica Lodziensia*, 68: 135–147.
- MARKS L., PAVLOVSKAYA I.E., 2006. Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus. *Quaternary International*, 149: 87–93.
- MARKS L., WORONKO B., MAJECKA A., RYLOVA T., ORŁOWSKA A., HRACHANIK M., RYCHEL J., ZBUCKI Ł., BAHDASARAU M., HRADUNOVA A., NITYCHORUK J., NOWACKI Ł., POCHOCKA-SZWARC K., 2020. Middle Pleistocene deposits at Rechitsa, western Belarus, and their input to MIS 12-6 stratigraphy in central Europe. *Quaternary International*, 553: 34–52; doi.org/10.1016/j.quaint.2020.07.022.
- MARSZAŁEK S., 2000. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Włodawa (681). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- MARSZAŁEK S., 2001a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Sobibór (717). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- MARSZAŁEK S., 2001b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sobibór (717). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- MARSZAŁEK S., 2001c. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Włodawa (681). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- MARUSZCZAK H., 1966. Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu (typ krasu kredy piszącej). *Przegląd Geograficzny*, 38 (3): 339–370.



- MARUSZCZAK H., 2001. Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpackich w okresie posarmackim. *Przegląd Geograficzny*, 73 (3): 253–280.
- MATOSHKO A., 2011. Chapter 3. Limits of the Pleistocene glaciations in the Ukraine: a closer look. *Quaternary Sciences*, 15: 405–418.
- MATVEYEV A.V., 1990. Istoriya formirovaniya antropogena Belorussiji. Minsk.
- MAZUR S., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., ALEKSANDROWSKI P., MIKOŁAJCZYK M., 2017. Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań. *Przegląd Geologiczny*, 65 (12): 1511–1520.
- MENG S., 2009. Rezenten zentralasiatische und pleistozäne mitteleuropäische Faunen mit *Vallonia tenuilabris* (A. Braun, 1843). *Mollusca*, 27: 61–82.
- MIALL A.D., 1977. A review of braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13: 1–62.
- MIALL A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22: 261–308.
- MIASNIKOVIVH M.U. (red.), 2002. Natsionalnyi atlas Belarusi. Minsk.
- MIELNICHUK I.V., 1977. O paleogeograficheskikh etapakh formirovaniya nizhnepleistotsenovykh otlozhenii Volynskovo Polesya. *Naukova Dumka*, 1977: 117–119.
- MOJSKI E., 1964. Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu. *Kwartalnik Geologiczny*, 8 (2): 326–341.
- MOJSKI J.E., 1972. Nizina Podlaska. W: Geomorfologia Polski (red. R. Galon), 2. PWN, Warszawa: 318–362.
- MOJSKI J.E., 2005. Ziemie Polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MOJSKI J.E., RÜHLE E., 1965. Czwartorzęd. Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 1:3 000 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MOJSKI J.E., TREMBACZOWSKI J., 1961. Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Susznie koło Włodawy nad Bugiem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 169: 17–30.
- MOJSKI J.E., TREMBACZOWSKI J., 1973a. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Włodawa, wyd. A. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- MOJSKI J.E., TREMBACZOWSKI J., 1973b. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Włodawa, wyd. B. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- MOJSKI J.E., TREMBACZOWSKI J., 1974. Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Włodawa. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- MOJSKI J.E., TREMBACZOWSKI J., 1975. Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego. W: Z badań czwartorzędu w Polsce, 7. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 290.
- NAKONICZNY S., 1963. Rzeźba krasowa podłoża torfowiska Dubeczno. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 18 (7): 141–156.
- NALEPKA D., WALANUS A., 2003. Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica*, 43 (1): 125–134.
- NARKIEWICZ M., 2020. Geologia historyczna Polski. Wyd. UW, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., MAKSYM A., MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBULSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L., 2015. Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104 (3): 775–796.

- NITYCHORUK J., KRZYWICKI T., POCHOCKA-SZWARC K., RYLOVA T., 2017. Ewolucja pojezierzy mazowieckiego/aleksandryjskiego i eemskiego/murawińskiego. W: Mapa geologiczna południowej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi, rejon Białej Podlaskiej i Brestu 1:250 000 z tekstem objaśniającym (red. L. Marks, A.K. Karabanov). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa: 92–103.
- NITYCHORUK J., ZBUCKI Ł., RYCHEL J., WORONKO B., MARKS L., 2018. Extent and dynamics of the Saalian ice-sheet margin in Neple, eastern Poland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 90 (1–2); 185–198; doi.org/10.17741/bgsf/90.2.004.
- NOWAK J., 1973. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Biała Podlaska, wyd. A. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- NOWAK, J., 1977. Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych zależnych od podłoża. *Studia Geologica Polonica*, 52: 347–360.
- OBARSKA E., 1996. Wyniki badań palinologicznych próbek osadów z profili Różanka i Włodawa. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- PACZEŚNA J., 2014. Litostratygrafia utworów ediakaru w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym (wschodnia i południowo-wschodnia Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 460: 1–24.
- PACZEŚNA J., POPRAWA P., 2005. Rola procesów tektonicznych i eustatycznych w rozwoju neoproterozoicznych i kambryjskich sekwencji stratygraficznych w basenie lubelsko-podlaskim. *Przegląd Geologiczny*, 53 (7): 562–571.
- PALCZEWSKI P., 2019. Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla ark. Kołaczce (716). Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- PALCZEWSKI P., 2020. Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla ark. Orzechów Nowy (715). Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- PALIENKO V.P., 1992. Novieyshaya geodinamika i icoyo otrazheniye v reliefe Ukrainy. *Naukova Dumka*, 1992: 1–116.
- PALIENKO V.P., GRUZMAN G.G., 1978. O stroyeni niekatorykh krayevykh form lednikovo relief Volynskogo Polesya. W: *Krayevye obrazovania matierikovo oledinienia. Materialy V Vsesoyuznovo Sovieshchaniya*. *Naukova Dumka*, 1978: 177–181.
- PIDEK I.A., 1994. Analiza pyłkowa prób z profili Rossosz, Ortel Królewski i Dubów Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łomazy. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- PIDEK I.A., 2003. Mesopleistocene vegetation history in the northern foreland of the Lublin upland based on paleobotanical studies of the profiles from Zdany and Brus sites. *Wydawnictwa Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin*.
- PIDEK I.A., 2013. Pollen-based vegetation and climate reconstruction of the Ferdynandovian sequence from Łuków (E Poland). *Acta Palaeobotanica*, 53: 115–138.
- PIDEK I.A., 2020. Opracowanie palinologiczne próbek z profilu Wygnanka z arkusza Sosnowica (679) SMGP w skali 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- PIDEK I.A., STACHOWICZ-RYBKA R., ŻARSKI M., 2015. Nowe dane paleobotaniczne z profilu Ferdynandów 2011 na stanowisku stratotypowym. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, B 70: 9–26.
- PIECHOCKI A., WAWRZYNIAK-WYDROWSKA B., 2016. Guide to freshwater and marine Mollusca of Poland. *Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań*.

- PIETRUCZUK J., 2015. Paleomorfologia i biogeniczna sukcesja osadowa alkalicznego kompleksu torfowiskowego Bagno Bubnów (Poleski Park Narodowy, Polesie Lubelskie) w świetle analiz przestrzennych. *Studia Limnologica et Telematica*, 9 (1): 15–23.
- PIETRUCZUK J., 2016. Budowa geologiczna i ewolucja torfowiska węglanowego Bagno Staw w Poleskim Parku Narodowym. *Acta Geographica Lodziensia*, 105: 39–53.
- PIETRUCZUK J., 2017. Zapis późnoglacialnych i holocenijskich zmian środowiskowych w osadach torfowisk alkalicznych Bagno Bubnów i Bagno Staw (Poleski Park Narodowy) (praca doktorska). Zakład Geoekologii i Paleogeografii UMCS, Lublin.
- PIOTROWSKI J.A., KRAUS A.M., 1997. Response of sediments to ice-sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier-bed stability. *Journal of Glaciology*, 43: 495–502.
- PIOTROWSKI J.A., TULACZYK S., 1999. Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding? *Quaternary Science Reviews*, 18: 737–751.
- PIWOCKI M., 2004. Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik: Paleogen, neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K., 2023a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Kołacze (716). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K., 2023b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kołacze (716). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K., 2023c. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Sosnowica (679). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K., 2023d. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sosnowica (679). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M., 2023a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Wisznice (642). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M., 2023b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wisznice (642). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M., PIDEK I.A., HRYNOWIECKA A., SZYMANEK M., 2021. Nowe stanowiska osadów interglacjału mazowieckiego na Zakłęsności Sosnowickiej (Polesie Zachodnie) i ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. W: Glacja i peryglacja Europy środkowej (red. R. Dobrowolski i in.). Wydawnictwa Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin: 257–263.
- POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M., TEKIELSKA A., 2023. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Włodawa. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1974. Tektonika. Niż Polski. Budowa geologiczna Polski, 4. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- PRÓSZYŃSKI M., 1933. Komunikat w sprawie tzw. interglacjału w Koszarach i Zbereżu. W: Pamiętnik 14. Zjazdu Lekarzy i Przyrodników Polskich w Poznaniu, t. 1 (red. A. Jakubski, K. Jonscher). 1–15 września 1933 r. Komitet Organizacyjny, Poznań: 242–243.
- PRÓSZYŃSKI M., 1952. Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 65: 313–364.
- RENDA A., 2013. Studium sedymentologiczne form glaciomarginalnych okolic wsi Zamoście (Polesie Wołyńskie, Ukraina NW). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 68 (2): 7–13; 10.2478/umcsgeo-2013-0001.
- ROMANOVSKIJ N.N., 1973. Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissure polygons. *Biuletyn Peryglacjalny*, 23: 237–277.

- RÓŻYCKI S.Z., 1965. Traits principaux de la stratigraphie et de la paleomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. Report of the 6th International Congress on Quaternary. Warsaw, 1961, 1 (Plenary Session): 123–142.
- RÜHLE E., 1933. Morfologia i geologia wzgórz w dorzeczu górnej Prypeci. *Wiadomości Służby Geograficznej*, 7: 362–390.
- RÜHLE E., 1935. Jeziora krasowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego. *Rocznik Wołyński*, 4: 210–241.
- RÜHLE E., 1936. Ślady dwóch zlodowaceń nad Prypecią. *Czasopismo Geograficzne*, 14 (1): 79–83.
- RÜHLE E., 1937a. Studium powiatu kowelskiego. *Rocznik Wołyński*, 5/6: 171–403.
- RÜHLE E., 1937b. Utwory lodowcowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego. *Kosmos*, A62: 81–109.
- RÜHLE E., 1948. Kreda i trzeciorzęd zachodniego Polesia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 34: 1–120.
- RÜHLE E., 1961. Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jeziora Świtaż. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 169: 255–302.
- RYCHEL J., ORŁOWSKA J., ZBUCKI Ł., ZALESKIJ I., 2021. Revised stratigraphy and palaeogeography of the Rostan Hills in northwestern Ukraine. *Studia Quaternaria*, 38, 1: 33–41.
- RYLOVA T.B., 1998. Biostratigraficheskoye raschleneniye byelovezhskogo i aleksandriyskogo mezhdnikovoych gorizontov pleystotsena na territorii Belarusi. *Doklady Natsionalnoi Akademii Nauk Belarusi*, 42 (4): 114–117.
- RYLOVA T.B., SAVCHENKO I.E., 2011. Aleksandriyskoe mezhdnikovoye Belarusi po dannym palinologicheskikh issledovaniy. *Litasfera*, 1 (34): 54–68.
- SCHWÖRER Ch., GOBET E., VAN LEEUWEN J.F.N., BÖGLI S., IMBODEN R., VAN DER KNAAP W.O., KOTOVA N., MAKHORTYKH S., TINNER W., 2022. Holocene vegetation, fire and land use dynamics at Lake Svityaz, an agriculturally marginal site in northwestern Ukraine. *Vegetation History and Archaeobotany*, 31: 155–170; <https://doi.org/10.1007/s00334-021-00844-z>.
- SHULGA V.F., ZDANOWSKI A., 2007. Korelacja karbońskich formacji węglonośnych Lwowsko-Wołyńskiego i Lubelskiego Zagłębia Węglowego. NANU Inst. Geol. Nauk., Kijów.
- SKOMPSKI S., 1994. Malakofauna plejstocenińska z obszaru arkusza Łomazy koło Białej Podlaskiej. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- SKRIPKIN V., KOVALYUKH N., 1998. Recent developments in the procedures used at the SSCER Laboratory for the routine preparation of lithium carbide. *Radiocarbon*, 40, 1: 211–214.
- SŁODKOWSKA B., 1991. Orzeczenie palinologiczne dla prób z osadów trzeciorzędu na arkuszu Piszczac (606). Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., KASIŃSKI J.R., 2016. Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Przegląd Geologiczny*, 64 (1): 15–25.
- SOŁON J., BORZYSZKOWSKI J., BIDŁASIK M., RICHLING A., BADORA K., BALON J., BRZEZIŃSKA-WÓJCIK M., CHABUDZIŃSKI Ł., DOBROWOLSKI R., GRZEGORCZYK I., JODŁOWSKI M., KISTOWSKI M., KOT R., KRAŹ 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.
- STACHOWICZ-RYBKA R., PIDEK I.A., ŻARSKI M., 2017. New palaeoclimate reconstructions based on multidisciplinary investigation in the Ferdynandów 2011 stratotype site (Eastern Poland). *Geological Quarterly*, 61: 276–290.

- STACHURSKA A., 1955. Pterocarya w interglacjale z Włodawy. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 24, 3: 567–569.
- STACHURSKA A., 1957. Roślinność interglacjalna z Włodawy nad Bugiem. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 118: 61–89.
- STACHURSKA A., 1960. Keteleeria w osadach interglacjalnych z Suszna nad Bugiem. *Przegląd Geologiczny*, 8 (5): 283.
- STACHURSKA A., 1961. Schyłek interglacjału mazowieckiego w Susznie koło Włodawy nad Bugiem w świetle analizy botanicznej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 169: 155–173.
- STUPNICKA E., 1989. Geologia regionalna Polski. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- SZAFER R., 1953. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 11: 1–238.
- SZYMANEK M., 2014. Environmental changes of the Mazovian (Holsteinian/~MIS 11) palaeolake near Szymanowo (Eastern Poland) in the light of malacological analysis. *Acta Geologica Polonica*, 64 (2): 249–260.
- SZYMANEK M., BIŃKA K., 2006. *Viviparus diluvianus* (Kunth) from Szymanowo in Polesie. *Folia Malacologica*, 14 (2): 96.
- SZYMANEK M., NITYCHORUK J., TRAMMER J., BIŃKA K., 2005. Influence of climate on the variability of snails of the genus *Viviparus* in deposits of the Holsteinian (Mazovian) Interglacial from Ortel Królewski, eastern Poland. *Boreas*, 34: 335–344.
- ŚRODOŃ A., 1957. Wiek interglacjału w Koszarach nad Bugiem. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 26 (3): 569–580.
- TOLPA S., 1935. Zatorfienia jeziorne na południowej krawędzi Polesia. *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 12 (1): 1–37.
- TOMASZCZYK M., JAROSIŃSKI M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). *Geological Quarterly*, 61 (4): 908–925.
- TORBICZ P., 2008. Ewolucja geosystemu torfowiskowego w okolicach wsi Wojciechów (praca magisterska). Zakład Geoekologii i Paleogeografii UMCS, Lublin.
- TREMBACZOWSKI J., 1965. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kaplonosy (680). Instytut Geologiczny, Warszawa.
- TREMBACZOWSKI J., 1968. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Kaplonosy (680). Instytut Geologiczny, Warszawa.
- TREMBACZOWSKI J., 1957. Utwory czwartorzędowe okolic Włodawy. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 118: 343–370.
- TSAPENKO M., MAKHNACH N., 1959. Antropogenne osady Belarusi. Nauka i Tekhnika, Minsk.
- TUTKOWSKY P., 1889. Artezjanskije vody, burienija i wodosnabritienija. *Jezhegodnik po geologii i mineralogii Rossii*, 3.
- TUTKOVSKY P.A., 1900. Oчерк послетретичных образований Владимир-Волынского и части Ковельского уездов Волынской губернии. *Jezhegodnik po geologii i mineralogii Rossii*, 4.
- TUTKOVSKY P.A., 1901. Konieczne moreny, walunne polosy i ozy w Juzhnom Polesyje. *Zapiski Kyevskogo Obshchestviennogo Yestiestva*, 16 (2): 1–108.
- TUTKOVSKY P.A., 1901–1902. O geologicheskikh issledovaniakh 1900–1901 goda vdol Kyevo-Kovelskoi zheleznoi dorogi. *Jezhegodnik po geologii i mineralogii Rossii*, 5.
- TUTKOVSKY P.A., 1902a. O послетретичных отложениях Владимир-Волынского и Ковельского уездов Волынской губернии. *Zapiski Kyevskogo Obshchestviennogo Yestiestva*, 17.

- TUTKOVSKY P.A., 1902b. Geologicheskaya issledovaniya v dol stroyushcheyasia Kyevo-Kovelskoi zheleznoi dorogi. *Izvestia Geologicheskogo Komiteta*, 21.
- TUTKOVSKY P.A., 1903. Yugo zapadnaya chast 15-ogo lista obshchei diesiatvierstovoi karty Yevropeiskoi Rossii. *Izvestia Geologicheskogo Komiteta*, 22.
- TUTKOVSKY P.A., 1904. Pieshchannyye ozy v Kyevskei i Volynskoi guberniakh. *Zapiski Kyevskego Obshchestvennogo Yestiestva*, 18.
- TYMRAKIEWICZ W., 1935. Stratygrafia torfowisk krasowych południowego Polesia i północnego Wołynia. *Kosmos*, 60 (3): 173–251.
- VAN DER MEER J.J.M., MENZIES J., ROSE J., 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1659–1685.
- VANDENBERGHE J., PISSART A., 1993. Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 121–135.
- VELICHKEVICH F.J., RYLOVA T.B., SANKO A.F., FEDENIA V.M., 1993. Berezovskiy stratorayon pleistotsena Belarusi. Nauka i tekhnika, Minsk.
- WELTER-SCHULTES F., 2012. European non-marine molluscs, a guide for species identification. Planet Poster Editions, Goettingen.
- WERNERÓWNA H., 1935. Próba obliczenia odpływu w międzyrzeczu Bugu i Prypeci. *Prace Zakładu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego*, 21: 1–35.
- WHITE D., PREECE R., SHCHETNIKOV A.A., PARFITT S.A., DLUSSKY K.G., 2008. A Holocene molluscan succession from floodplain sediments of the upper Lena River (Lake Baikal region), Siberia. *Quaternary Science Reviews*, 27: 962–987.
- WIĘCKOWSKI K., WOJCIECHOWSKI I., 1971. Zmiany charakteru limnologicznego jezior Sosnowickich. *Wiadomości Ekologiczne*, 17 (3): 23–43.
- WIKTOR A., 2004. Ślimaki lądowe Polski. Wydawnictwo Mantis, Olsztyn.
- WIGAT T., 1950. Kras okolic Cycowa. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 4.
- WILGAT T., 1954. Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 8: 37–121.
- WILGAT T., 1963. Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego W: Polesie Lubelskie. Mat. z Sesji Naukowej Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Wyd. Lubelskie, Lublin.
- WIGAT T., 1994. Spory wokół jezior Łęczyńsko-Włodawskich. W: Przewodnik Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Lublin: 122–129.
- WINTER H., 2006. Uwagi o plejstoceńskich glaciałach i interglaciałach. *Przegląd Geologiczny*, 54, 2: 142–144.
- WINTER H., 2013. Orzeczenie palinologiczne profili na ark. Kaplonosy. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- WODYK K., 1999a. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Kodeń (607). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- WODYK K., 1999b. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kodeń (607). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- WODYK K., 2000. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Sosnowka (643). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- WODYK K., 2001. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Sosnowka (643). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- WOJTANOWICZ J., 1993. Osady zlodowacenia warty w strefie ekstraglacialnej na Polesiu Lubelskim. *Acta Geographica Lodziensia*, 65: 265–278.

- WOJTANOWICZ J., 1994. O termokrasowej genezie jezior łączyńsko-włodawskich. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, sec. B, 49: 1–18.
- YELOVICHEVA J., 2003. Opornyje razrezy Plejstocena Ukrainy i ich korelatsia z territoriy Belarusi. Inst. Geologicheskikh Nauk NAN Belarusi, Dep. W Beł ISA 16.06.06.2003 r. Nr D 2346 Referativnyy sbornik nepublikowajemykh rabot Nr 2 (28), Mińsk: 1–109.
- ZABORSKI B., 1926. O utworach ostatniego zlodowacenia między Wisłą a Bugiem. *Prace Zakładu Geograficznego Uniwersytetu Warszawskiego*, 6: 5–7.
- ZABORSKI B., 1927. Studia nad morfologią dyluwium Polesia i terenów sąsiednich. *Przegląd Geograficzny*, 7: 1–52.
- ZALESKY I.I., 1978. Kraevye lednikovye obrazovania severo-zapada Ukrainy v rayonie Luboml-Shack. Naukova Dumka, 1978: 85–95.
- ZALESKY I. (red.), 2014. Derzhavna geologichna karta Ukrainy, skala 1:200 000: Geologichna karta i karta korisnikh kopalyn dochertvertinnykh utvoren, Volino-Podilska seria A-34-Vi (Vlodava) i M-35-I (Kamin-Koshirskii).
- ZALESKY I.I., MIELNICHUK I., 1975. Pro paleogeografichni umovi formirovaniya antropogenovykh vkladiv Pripjat-Turiskovo mezhrichia. W: Fizichna geografia ta geomorfologia, 14, Kyiv: 80–86.
- ZALESKII I.I., ZUZUK F.W., MIELNICHUK V.G., MATEYUK V.V., BROVKO G.I., 2014. Shatske poozeria, 1. Geologichna budova ta gidrogeologichni umovi: monografia. Skhidnoevropeyski natsionalny universitet imeni Lesi Ukrainki, Lutsk, 1–190.
- ZIELIŃSKI T., 1992. Moreny Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 1325: 1–95.
- ZIELIŃSKI T., 1993. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- ZIELIŃSKI T., 1997. Cykliczność w osadach rzek roztopowych. *Geologia*, 14: 68–119.
- ZIELIŃSKI T., 2015. Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wyd. Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań.
- ZIELIŃSKI T., PISARSKA-JAMROŻY M., 2012. Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? *Przegląd Geologiczny*, 60: 387–397.
- ZIELIŃSKI T., VAN LOON A.J., 1996. Characteristics and genesis of moraine-derived flowtill varieties. *Sedimentary Geology*, 101: 119–143.
- ZIELIŃSKI T., VAN LOON A.J., 1999. Subaerial terminoglacial fans I: a semi-quantitative sedimentological analysis of the proximal environment. *Geologie en Mijnbouw*, 77: 1–15.
- ZIELIŃSKI T., VAN LOON A.J., 2003. Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas*, 32: 590–612; doi 10.1080/03009480310004170.
- ZNOSKO J., 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpaciej Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 6 (3): 485–511.
- ZNOSKO J., 1979. Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geologica Polonica*, 29 (4): 365–382.
- ZUBOK L.P., TALAİKO E.A., 2015a. Geologicheskaya karta dochertvertichnykh otlozhenii, sovmeshchennaya s kartoi poleznykh iskopyemykh, 1:200 000, list M-34-VI (Domachevo). Gosudarstvennoye predpriatie “NPC po geologii” filial “Geofizicheskaya ekspeditsia”.
- ZUBOK L.P., TALAİKO E.A., 2015b. Geologicheskaya karta dochertvertichnykh otlozhenii, sovmeshchennaya s kartoi poleznykh iskopyemykh, 1:200 000, list M-35-I (Malorita). Gosudarstvennoye predpriatie “NPC po geologii” filial “Geofizicheskaya ekspeditsia”.
- ŻARSKI M., 2006. Problem zasięgu zlodowacenia Odry na Nizinie Południowopodlaskiej. W: Materiały XIII Konferencji Stratygrafia plejstocenu Polski „Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur

- na tle struktur podłoża” (red. W. Morawski), Maróz, 4–6.09.2006 r. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 149.
- ŻARSKI M., 2008. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Adamów (639). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., 2009. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Adamów (639). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., 2019. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Leszkowice (677). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., 2023a. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Parczew (678), aktualizacja. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., 2023b. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Parczew (678), aktualizacja. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., HRYNOWIECKA A., 2015. Projekt robót geologicznych na wykonanie 2 otworów wiertniczych Zahajki i Suszno sondą rdzeniową typu geoprobe (gmina Wyrzyki i Włodaw powiat Włodawski) dla potrzeb projektu statutowego PIG-PIB. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., KUCHARSKA M., 2019. Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Siedlce. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., KUCHARSKA M., 2020. Objasnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Siedlce. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., MORAWSKI M., 2018. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kaplonosy (680). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., MORAWSKI M., 2019. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Kaplonosy (680). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., POCHOCKA-SZWARC K., 2023. Objasnienia do Mapy Geologicznej w skali 1:200 000, arkusz Włodawa. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1972. Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 263: 7–97.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1974. Obszar radomsko-lubelski. W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Niż Polski (red. W. Pożaryski). Instytut Geologiczny, Warszawa.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1984. Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Przewodnik 56 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Lublin, 06–08.09.1984. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- ŻUREK S., 2016. Geneza jezior i torfowisk dorzecza Prypeci w świetle polskich badań okresu międzywojennego. *Acta Geographica Lodziensia*, 105: 163–171.



## 7. SUMMARY

*Marcin Źarski, Katarzyna Pochocka-Szwarc, Leszek Marks*

Geological mapping in the Polish-Belarusian-Ukrainian cross-border region was accompanied by verification of lithologic-stratigraphic units that have been distinguished earlier on the geological maps of this area. Connected with complex examination of key sites, a reliable correlation of the Quaternary deposits was possible. Two geological maps in scale 1:250 000 (“Geological Map of Polish-Belarusian-Ukrainian Border Area, Włodawa region” and “Geological Map of Quaternary Bedrock of Polish-Belarusian-Ukrainian Border Area, Włodawa region”), one of the Quaternary deposits and the other of the Quaternary bedrock were prepared and they present recent achievements in the adjacent areas of the Polish-Belarusian-Ukrainian borderland in the vicinity of Włodawa.

The landscape and geology of this region forms latitudinal zones that reflect a shallow setting of the Quaternary bedrock, composed of carbonate rocks of the Cretaceous that locally outcrop at the land surface in the Łęczna-Włodawa Lakeland and the Shatsk Lakeland. The Włodawa Heights to the north are composed of the Sanian 1/Narevian/Donian and Sanian 2/Berezinian/Okian (Elsterian) glacial deposits, locally with glaciotectonic deformations. The latitudinal extension of the Włodawa Heights has its equivalent in hills near Rostan in the Ukraine. The Sosnowica Depression separates the Włodawa Heights from the denuded elevation of the Parczew-Kodeń Heights to the north.

The modern landscape was basically transformed during a retreat of the Sanian 2 ice sheet when the meltwater runoff, generally to the east, resulted in a dissection of the heights whereas vast depressions were formed and filled with glaciofluvial deposits. The Malaryta Plain is a vast outwash plain, formed by meltwaters during Warta/Sozh Stadial of the Odranian/Prypiatian/Dniprian (Saalian) Glaciation. The Middle Bug Valley was initiated at the termination of the Sanian 2/Berezinian/Okian (Elsterian) Glaciation and was finally modelled during the Vistulian/Poozierian/Valdaian (Weichselian) Glaciation and the Holocene.

The Polish-Belarusian-Ukrainian cross-border region is located above the western slope of the East European Platform, in a zone of the tectonic suture between the Sarmatia and Fennoscandia cratons, rocks of which are dated at almost 2 Ga. The Proterozoic tectonic pattern was rejuvenated in the Palaeozoic, during the Bretonian and Asturian phases of the Variscan tectonic epoch when horsts and grabens were formed. In the Upper Carboniferous, the grabens were filled paralimnic series, in which hard coal beds developed. Erosion predominated at the horsts, therefore no rocks of the Lower Palaeozoic have been preserved and the Carboniferous series are reduced. The Jurassic and Cretaceous rocks form a non-deformed carbonate complex. Rocks of the Upper Cretaceous outcrop at the surface in the southern part of the region and they are reflected in the modern landscape.

**Table 12**

**Stratigraphic correlation of Quaternary deposits of Poland, Belarus and Ukraine, based on Makhnach *et al.* (2001, 2004), Lindner *et al.* (2004) and Zalesky *et al.* (2014), modified**

System	Series	Subseries	Western Europe	Poland	Belarus	Ukraine	MIS	
Quaternary	Pleistocene	Holocene	Holocene	Holocene	Holocene	Holocene	1	
		Upper Pleistocene	Weichselian	North-Polish Complex	Vistulian	Poozierian	Valdaian	2–5d
			Eemian		Eemian	Muravian	Pryluki	5e
		Middle Pleistocene	Saalian	Middle-Polish Complex	Odranian (Odra+Warta)	Prypiatian (Dniapro+Sozh)	Dniprian	6–10
			(Drenthe+Warthe)		Mazovian	Alexandrian	Likhvinian	11
			Elsterian	South-Polish Complex	Sanian 2	Berezinian	Okian	12
			Cromerian		Ferdynandovian	Belovezhian	Lubny	13–15
		Sanian 1			Narevian	Sula	16	
		Podlasian			Ruzhanian(?)	Martonosha	17–21	
		Bavelian	Preglacial Complex	Nidanian	Warezhian(?)	Pryazovsk	22	
		Lower Pleistocene		Kozienice and Krasnystaw Series	Homel Series		Shirokino	23–103
							Ilyichivsk	
							Kryzhaniv	
							Berezan	
							Beregovo	
							Siver	

MIS – marine isotope stages

blue – glaciations, red – interglacials

The Quaternary bedrock is composed of the marine carbonate rocks of the Campanian and Maestrichtian as well as the clastic rocks of the Eocene and Oligocene, and the marine and terrestrial facies of the Middle Miocene. In the sub-Quaternary relief the buried glacial tunnel valleys, several dozen to over 100 m deep, are incised in the Upper Cretaceous rocks in the vicinity of Hvoznitsa, Opole, Orzechowo and Włodawa. Their pattern reflects occurrence of cracks and relaxation zones in the Cretaceous orogeny that are in turn, connected with the faults of the Variscan tectonics.

Stratigraphy of the Quaternary deposits was based both on revised previous achievements as well as on new data of pollen analysis of interglacial deposits, petrographic analysis of till clasts and OSL ages. Stratigraphic units of the Nidanian, Sanian 1/Narevian, Sanian 2/Berezinian/Okian, Odranian/Prypiatian/Dniprian and Vistulian/Poozierian/Valdaian glaciations, and the Podlasian, Ferdynandovian/Belovezhian, Mazovian/Alexandrian/Likhvinian and Eemian/Muravian interglacials were distinguished.

Detailed sedimentological examination at 7 key sites (Ahova, Ariekhovo, Buzhnia, Kalynivka, Kolonia Stawki, Rostan and Suszno) enabled reconstruction of sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography of the area in the Quaternary. Particularly important was also a lack of glacial deposits above the sediments of the Mazovian/Alexandrian Interglacial at 20 sites in the Sosnowica and Łomazy Depressions, Łęczna-Włodawa Lakeland, Włodawa Heights, Parczew-Kodeń Heights and Malaryta Plain. Based on this, the ice sheet of the Odranian/Prypiatian/Dniprian Glaciation was found to be much less extensive in eastern Poland, western Belarus and western Ukraine than previously presented. It resulted also in a revised stratigraphy and most surficial ones were connected with the Sanian2/Berezinian/Okian Glaciation.

Occurrence of permafrost and a rise of the base level of the fluvial erosion at the termination of the Vistulian/Poozierian/Valdaian Glaciation resulted in accumulation of niveofluvial and niveolimnic deposits, OSL dated at 19 sites in the Sosnowica Depression, Łęczna-Włodawa and Shatsk Lakelands, and in local depressions on the denuded morainic heights. Their deposition was favoured by seasonal sheet-like low-energy flows, fed by meltwaters, also from the active layer of the permafrost.

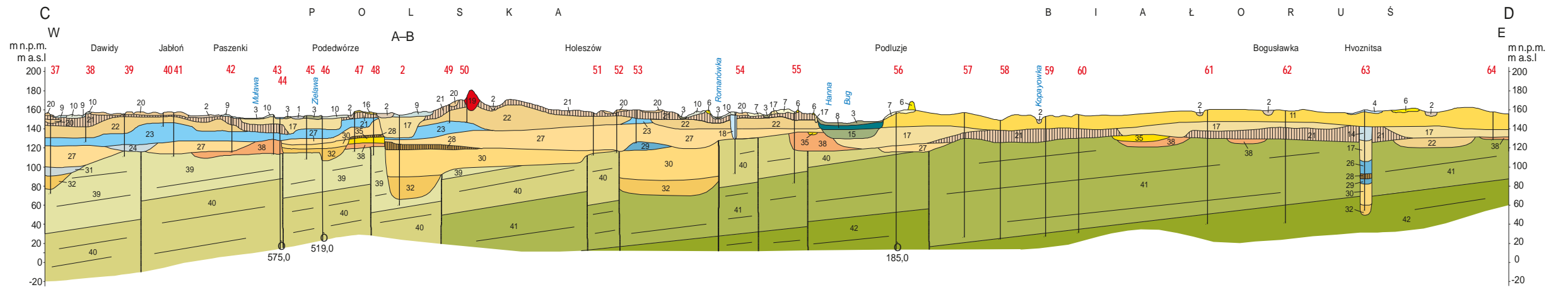
At the turn of the Vistulian/Poozierian/Valdaian Glaciation and the Holocene, an outstanding role in landscape modelling was played by karst processes, intensified by the permafrost degradation. These processes resulted in lake formation in the Łęczna-Włodawa and Shatsk Lakelands, and at outcrops of carbonate rocks – of numerous sinkholes, karst basins and uvalas. Inversion phenomena occurred in the landscape, expressed by arising of long erosive monadnocks, developed due to irregular chemical denudation of carbonate rocks in the areas adjacent to the ones with thick Quaternary series (e.g., infillings of buried glacial tunnel valleys). Such inversion could be reflected in the landscape by numerous sinuous ramparts, previously interpreted as the eskers.

In the Late Glacial of the last glaciation, dune fields were formed on the Włodawa Heights and the Łęczna-Włodawa and Shatsk Lakelands. In the same time, the suprainundation terraces of the Bug River developed whereas its flood terraces and numerous peatbogs were formed in the Holocene.



PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D  
GEOLOGICAL CROSS-SECTION C-D

Skala pozioma 1:250 000    Skala pionowa 1:5000  
Horizontal scale 1:250,000    Vertical scale 1:5,000



Autorzy/Authors:  
M. Źarski i K. Pochocka-Szwarc

Objaśnienia na „Mapie geologicznej pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000”  
For explanation see “Geological map of Polish-Belarusian-Ukrainian border area, Włodawa region 1:250,000”

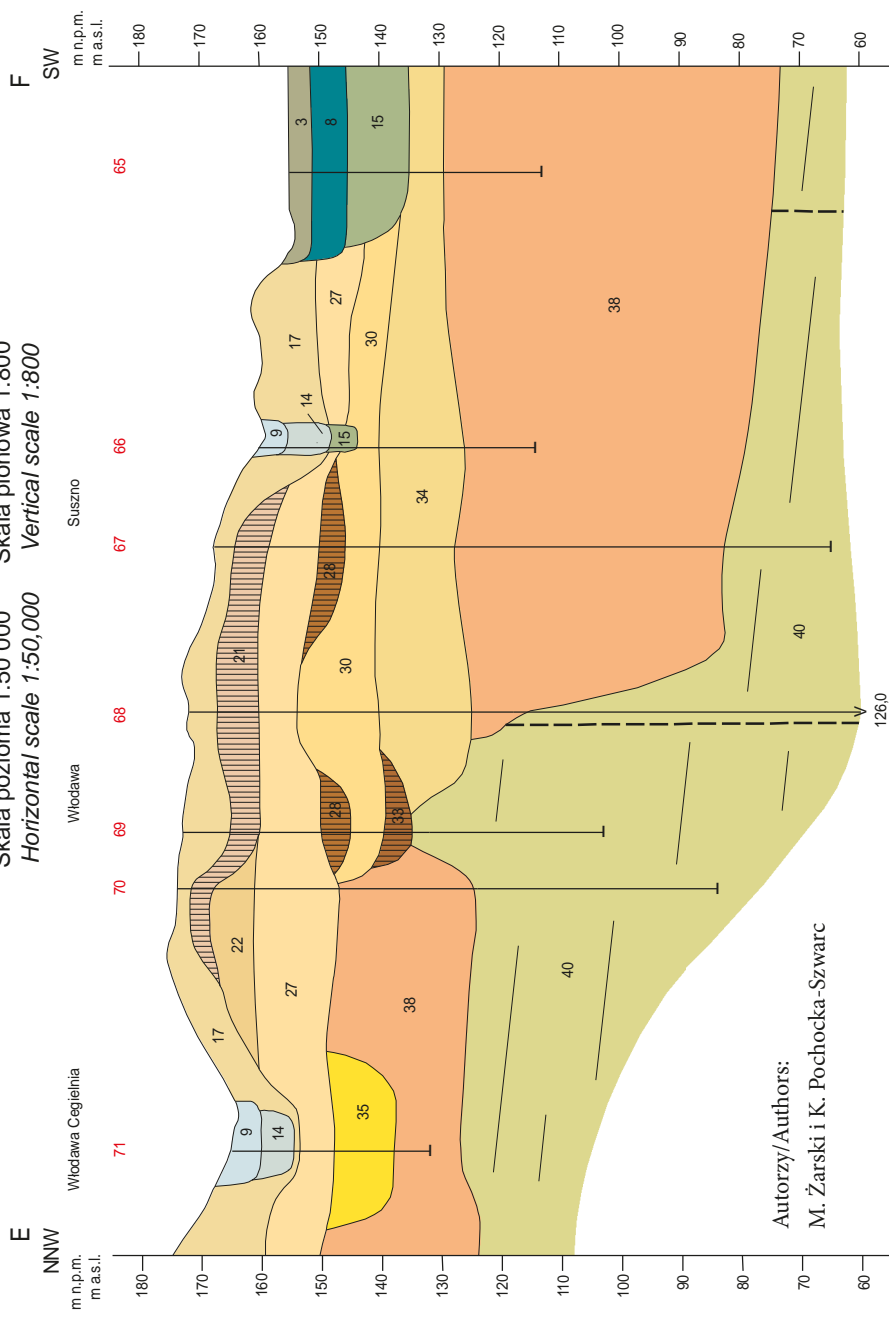


# PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY E-F GEOLOGICAL CROSS-SECTION E-F

Tablica/Plate II

Skala pozioma 1:50 000 Skala pionowa 1:800

Horizontal scale 1:50,000 Vertical scale 1:800



Autorzy/Authors:  
M. Żarski i K. Pochocka-Szwarc

Objaśnienia na „Mapie geologicznej pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000”  
For explanation see “Geological map of Polish-Belarusian-Ukrainian border area, Włodawa region 1:250,000”







ISBN 978-83-67197-26-7

