



# **Geomorfologia glacjalna złodowacenia plejstoceny i współczesne analogi**

**Konferencja naukowa oraz warsztaty terenowe**

**3-5 października 2025 r.**

**Poznań**

**Abstrakty**

**Przewodnik terenowy**

**Patronat:**



**Dziekan WNGIG UAM  
Prof. dr hab. Grzegorz Rachlewicz**



**Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich**



## Abstrakty konferencyjne

## Permafrost-Thaw Surface Dynamics in the East Siberian Arctic

Jiri Chlachula<sup>1,2</sup>, Jolanta Czerniawska<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geoecology and Geoinformation, Adam Mickiewicz University, Poznan. Poland

<sup>2</sup> Environmental Research Centre, 686 03 Stare Mesto, Czech Republic; paleo@amu.edu.pl

Climate warming in the sub-arctic and arctic regions is a well-recognized phenomenon. In the north-eastern Russian Arctic, the ongoing climate change is evident by major annual fluctuations of the Arctic ice cap, presumed changes of deep-sea water circulations as well as continental landscape transformations due to progressing cryolithic thaw. In Yakutia, the warming trend displays a consistent mean annual air temperature increase from  $-9.6^{\circ}\text{C}$  (1980) to  $-6.4^{\circ}\text{C}$  (2024), corresponding to an average  $0.07^{\circ}\text{C}$  annual rise, with major temperature anomalies grading up during the last decade. Analyzed meteorological records across the N-S territorial transect of the past 40 years indicate a progressing climate-change pattern of increased MAAT and MAP observed in 5–7 yr cycles. These shifts generated by the raising late spring–early summer air temperatures lead to accelerated permafrost thaw and an expansion of the active layer. Multi-proxy climatic, geomorphological and hydro-geological evidence confirms the current warming trend all across the NE Siberia with the MAAT rise as well as a territorial continentality strengthening (rate?). In central Yakutia and the northern (Yana-Kolyma) lowlands, this natural trend is being principally witnessed by an accelerated near-surface dynamics of seasonally activated, de-freezing grounds and the associated geomorphic and hydrological processes re-shaping the (sub-)arctic landscape settings. Most of the lowlands and the adjoining tectonically uplifted inter-drainage plateaus are blanketed by alluvial and colluviated formations of diverse age and genesis. Particularly in the lowlands, an increased depth of the seasonally melted top-soil / surface layers is most evident. The maximum active layer thaw (July–early August) is from 0.6 to 1.3 m depth, occasionally up to 2 m on the south-facing thermokarst terrace exposures. Ground thaw of fine-grained cryogenic formations along with massive surface collapsing generated by an intensive solar radiation is most active. The geoenvironmental feedback depends on the locally specific natural parameters, such as bedrock structure, topography, soil water permeability and heat conductivity, and vegetation cover. The hydrology regime of the East Siberian river basins triggered by ground-ice-thaw-shows a short late spring period of a very high flow, following snow- and ice-melt in May and early June. Most of the runoff in the catchment area occurs during the rainy summer season (July). During the following high-water stage, the exposed and thermally weakened banks are subjected to an increased erosion of channelized stream/river flows. The hydrology monitoring of the Yana River indicates a marked seasonal variation in fluvial discharge. The mean monthly water volume records show a dramatic increase of water volume in June ( $3600\text{ m}^3$ ) from  $600\text{ m}^3$  in May, with a subsequent decrease, reflecting a gradual cooling trend since the thermal peak in early summer. Thermokarst lakes (alases), from tens to several hundred meters in size, result from top surface water saturation due to cryolithic degradation. The ground collapse features occur most intensively at a low-relief ( $<200\text{ m asl.}$ ). Deep winter ground-freezing in conjunction with the geomorphic and atmospheric conditions are seen as the main controlling factors determining the regional ground temperature balance and permafrost (in)stability. Climate-triggered geomorphic processes within the northern periglacial zone of continuous permafrost have mostly negative effects to sub-arctic and arctic ecosystems and biota as well as human settlements and infrastructure. Thawed fossil grounds formed during the Last Ice Age deliver rich and most unique palaeontological finds of the Mammoth fauna along with archaeological items, both in supreme states of preservation.

## Mikrochropowatość powierzchni skalnych na przedpolach współczesnych lodowców jako wskaźnik wietrzeniowy

Maciej Dąbski<sup>1</sup>, Ireneusz Badura<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

Z chwilą uwolnienia powierzchni skalnej z lodu lodowcowego zaczynają na nią oddziaływać procesy wietrzenia fizycznego, chemicznego i biologicznego. Stosunkowo krótki czas wietrzenia jaki minął od czasu maksymalnego zasięgu lodowców w małej epoce lodowej (MEL) powoduje, że oznaki degradacji powierzchni skalnej możemy zaobserwować przede wszystkim w mikroskali. Jednym z objawów takiej degradacji jest rozwijająca się mikrorzeźba, która stanowi o mikrochropowatości. Można ją mierzyć na różne sposoby, np. określając średnie deniwelacje między zagłębieniami a wystającymi elementami skały – parametr Rz. Badania postępu mikrochropowatości w miarę upływu czasu wietrzenia wykonano w transektach od czoł lodowców do morem z MEL na przedpolach lodowców w Alpach (lodowce Biferten i Hallstätter), na Islandii (lodowce: Hoffelsjökull, Fláajökull, Skálafellsjökull i Virkisjökull) oraz i na Spistbergenie (lodowiec Midtre Lovénbreen). Przyrządem pomiarowym był lekki przenośny chropowatościomierz Handysurf. W Uśrednione wielkości wzrostu parametru Rz na 100 lat wietrzenia wyniosły: od 14,0µm do 35,65µm dla mezozoicznych wapieni (w Alpach), od 3,23µm do 13,47µm dla kenozoicznych bazaltów (Islandia) i 10,17µm dla proterozoicznych gnejsów (Pn. Spistbergen). Mikrochropowatość zależna jest od szeregu czynników, które modyfikują tempo tej rozwoju w miarę postępującego wietrzenia, przede wszystkim: od warunków klimatycznych, składu mineralnego i tekstury skał oraz od działania mikroorganizmów. Niemniej zebrane dane pokazują, że mierzony parametr mikrorzeźby (Rz) może być stosowany do oceny względnego wieku form rzeźby polodowcowej na przedpolach współczesnych lodowców.

Źródła finansowania: Badania sfinansowano w ramach projektów badawczych Narodowego Centrum Nauki: *Mikrowietrzenie i charakterystyki spektralne powierzchni skalnych na przedpolach lodowców* (2020/39/O/ST10/01068) oraz *Zapis procesów wietrzeniowych na morenach lodowców Fláajökull, Heinabergsjökull i Skálafellsjökull (SE Islandia) a metody datowania względnego* (N N306 034440).

## **Dynamika współczesnych obszarów proglacialnych (Islandia, Svalbard) – implikacje dla interpretacji zlodowaceń Plejstocenyjskich**

**Marek W. Ewertowski<sup>1</sup>, Aleksandra M. Tomczyk<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Krygowskiego 10, Poznań, 61-680*

Współczesne przedpola lodowców należą do najbardziej dynamicznych krajobrazów na Ziemi i podlegają szybkim przekształceniom w odpowiedzi na ocieplanie klimatu, regresję lodowców oraz procesy paraglacialne. W referacie przedstawiono syntezę wyników badań prowadzonych na Spitsbergenie (m.in. Ragnarbreen, Ebbabreen, Hørbyebreen, Nordenskiöldbreen) oraz Islandii (m.in. Fjallsjökull/Hrútarjökull, Kvíárjökull, Svínafellsjökull, Hoffellsjökull, Breiðamerkurjökull), których celem była kwantyfikacja dynamiki rzeźby terenu na obszarach proglacialnych w kontekście interpretacji zapisu geomorfologicznego dawnych zlodowaceń.

Analizy serii czasowych zdjęć lotniczych, obrazów satelitarnych, pomiarów UAV oraz cyfrowych modeli wysokościowych pokazują, że przedpola lodowców zmieniają się zarówno w skali sezonowej, jak i w skali dziesięcioleci na skutek procesów takich jak wytapianie martwego lodu, ruchy masowe czy procesy glacialfluvialne. Wały lodowo-morenowe, powszechne na przedpolach lodowców politermalnych (Spitsbergen), ale występujące również w strefach marginalnych lodowców umiarkowanych (SE Islandia) mogą pozostawać względnie stabilne przez dekady przy wystarczająco grubej pokrywie osadów, lecz ulegają gwałtownej reaktywacji wskutek niekorzystnych warunków topograficznych bądź podcinania stoków przez wody roztopowe. Zarejestrowane tempo obniżania powierzchni sięga 1,8 m rocznie na aktywnych stokach morenowych na Svalbardzie, natomiast analizy UAV z Islandii wykazały utratę objętości >350 000 m<sup>3</sup> w obrębie moren pagórkowatych w okresie krótszym niż dekada. Na przykładzie Fjallsjökull powtarzalne pomiary UAV dokumentują przejście od tworzenia corocznych moren pchniętych do rozwoju wałów lodowo-morenowych w związku z regresją czoła lodowca i zmianą topografii. Interesującymi formami są sieci grzbietów o geometrycznym przebiegu, których powstanie zaobserwowano na Spitsbergenie (Hørbyebreen), a podobne formy zidentyfikowano również w Polsce.

Współczesne obszary proglacialne rejestrują zapis geomorfologiczny różnych typów lodowców (zarówno tych o ciepłej, jak i zimnej stopie), a także efekty szarży lodowcowych czy powodzi jökulhlaup. Przeprowadzone badania ukazują problemy związane z zachowaniem form terenu: wiele form ma charakter przejściowy i szybko ulega przekształceniom, co oznacza, że zapis geologiczny prawdopodobnie niedoszacowuje różnorodności form i procesów związanych z deglacją. Podsumowując, monitorowanie współczesnych obszarów proglacialnych za pomocą wysokorozdzielczych, powtarzalnych metod teledetekcyjnych jest kluczowe dla (i) określenia relacji proces–forma, (ii) udoskonalania konceptualnych modeli systemów glacialnych oraz (iii) poprawy interpretacji plejstocenyjskich krajobrazów polodowcowych.

Źródła finansowania: Badania zostały sfinansowane przez NCN – Projekt nr 2019/35/B/ST10/03928.

## Ukierunkowane formy moreny dennej na Równinie Kutnowskiej

Jacek Forysiak<sup>1</sup>, Zbigniew Rdzany<sup>2</sup>, Aleksander Szmidt<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Uniwersytet Łódzki, Katedra Geologii i Geomorfologii, Ul. Narutowicza 88, Łódź, 90-139

<sup>2</sup>Uniwersytet Łódzki, Katedra Geografii Fizycznej, Ul. Narutowicza 88, Łódź, 90-139

Wysoczyzny obszaru starogłacialnego Niżu Polskiego cechuje niemal zupełny brak ukierunkowanych form moreny dennej, co w powszechnej opinii uznaje się jako wynik postglacialnych procesów erozyjno-denudacyjnych. Na tym tle wyjątkiem wydaje się wschodnia część Równiny Kutnowskiej ukształtowana w wyniku nasunięcia warciańskiego, gdzie występuje zespół biegnących równolegle, lekko łukowatych wałów i podłużnych, rozdzielających je obniżen. Obszar ten ma w przybliżeniu wymiary 17x22 km (około 300 km<sup>2</sup>) i jest wyciągnięty południkowo. Jego NW kraniec leży w odległości 12 km od linii zasięgu LGM. Analiza morfometryczna wykonana na podstawie 1-metrowego NMT wykazuje dominację niskich symetrycznych wałów (przeważnie 1–3 m), długości do 16 km, o łagodnie zarysowanych grzbietach sięgających do 98–113 m n.p.m. Część z nich rozdziela się lub zanika. Odległości między grzbietami sąsiednich wałów wahają się najczęściej od około 150 do 350 m, ale niekiedy osiągają 600 m. System wałów i obniżen jest nieco zakłócony niewielkimi i łagodnymi formami pagórków o kształcie kolistym, owalnym, łukowym lub nieregularnym i wysokości względnej do 2–2,5 m, a średnicy od 150 do 700 m. Na podstawie materiałów SMGP, uzupełnionych przez wstępne prace terenowe autorów, można stwierdzić, że głównym, niemal ciągłym osadem jest warciańska glina lodowcowa, budująca zarówno wały jak i obniżenia międzywałowe, a także wspomniane niskie pagórki. Glina w obrębie wałów jest miejscami przykryta cienką (około 50 cm) pokrywą piasków gliniastych. W brzeżnych częściach obszaru występuje na glinie około 1,5-metrowa warstwa piaskami mułkowymi, z domieszkami żwiru. Między wałami występują lokalnie podmokłości wypełnione piaskami z mułkami, osadami biogenicznymi a nawet żwirami pochodzenia denudacyjnego, na których rozwinęły się lokalnie mięjsze warstwy akumulacyjne gleb. Wspomniane małe pagórki „zakłócające” regularność form ukierunkowanych zbudowane są także z gliny pokrytej osadami glacialimicznymi, ablacyjnymi i glacialfluwialnymi. Biorąc pod uwagę różnorodność odmian ukierunkowanej moreny dennej, autorzy przyjęli jako hipotezę wstępną genezy wałów i obniżen jako moreny de Geera. Zarówno pod względem morfologicznym, jak i budowy wewnętrznej istnieje szereg analogii do moren de Geera z południowo-środkowej Szwecji, na północ od środkowoszwedzkiej moreny czołowej oraz tego typu form z północno-wschodniej Szwecji. Moreny de Geera mogą powstawać jednak w różnych warunkach strefy marginalnej i subglacialnej, zatem aby doprecyzować ich genezę potrzebne są dalsze badania. Z kolei niskie pagórki mogą być interpretowane jako słabo wykształcone kemy z uwagi na krótkotrwałość warunków sprzyjających blokowaniu wód i aktywności spływów ablacyjnych w trakcie końcowego etapu deglacjacji obszaru.

## Wpływ podłoża i warunków hydrologicznych na morfologię ozów: analiza porównawcza z Polski i Finlandii

Małgorzata Frydrych<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Katedra Geografii Fizycznej, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Narutowicza 88, Łódź, 90-139

Charakterystyka ozów jest kluczowa dla zrozumienia procesów subglacialnych oraz rekonstrukcji zachowania dawnych pokryw lodowych. W prezentowanym badaniu porównano cechy morfologiczne ozów powstałych na podłożu przepuszczalnym i nieprzepuszczalnym, wykorzystując przykłady z Polski i Finlandii. Porównano również wybrane aspekty morfologii ozów obszaru młodoglacjalnego oraz staroglacjalnego Polski. Analizie poddano 293 ozy (798 wałów ozowych) z obszaru staroglacjalnego, 84 ozy (292 wały ozowe) z obszaru młodoglacjalnego Polski oraz 32 ozy (358 wałów ozowych) z południowej Finlandii. Przeanalizowano m.in. długość, fragmentację, maksymalną szerokość, wydłużenie, krętość, orientację oraz obecność i rząd dopływów. Na obszarze staroglacjalnym dominują ozy o długości 1–3 km, maksymalnie sięgające nieco ponad 10 km. Charakteryzują się one średnią szerokością ok. 250 m, wyraźnym wydłużeniem, niewielką krętością (częstsze są formy proste niż kręte) oraz obecnością wałów dopływów do drugiego rzędu. Analiza porównawcza ozów z młodoglacjalnej części Polski i Finlandii wykazała istotne różnice morfometryczne. W Polsce analizowane formy rzadko przekraczają długość 20 km, natomiast w Finlandii ozy mogą przekraczać 100 km, ale są znacznie bardziej pofragmentowane. Ozy z nieprzepuszczalnego podłoża są częściej szersze (do 200 m), choć ich wysokość zwykle nie przekracza 10 m. W Finlandii natomiast ponad 25% ozów osiąga wysokość powyżej 30 m, ale są one węższe (często poniżej 10 m) i wyraźnie krótsze w ujęciu pojedynczych grzbietów, co wynika z dużej fragmentacji. W Polsce częściej występują ciągłe formy, które stanowią pojedyncze izolowane wały, natomiast w Finlandii obserwuje się formy zbudowane z większej liczby wałów ozowych, co może odzwierciedlać zmienne warunki przepływu i deglacji. Różnice w szerokości i fragmentacji mogą być efektem lokalnych zmian ciśnienia wody, deformacji kanałów, odmiennych procesów deglacji oraz wtórnej erozji lodowcowej. Zmienność krętości ozów w Polsce jest większa i wiąże się z różnorodnością środowisk akumulacji na miękkim podłożu.

Rozmieszczenie i cechy morfologiczne ozów w Polsce były kształtowane głównie przez akumulację osadów w przepuszczalnym podłożu — w kanałach typu N oraz kombinacjach kanałów N i R. Na ich rozwój wpłynęło również nakładanie się osadów z otwartych szczelin lodowych na osady subglacialne. Część ozów powstała podczas starszych zlodowaceń (MIS 6–12), a następnie uległa przekształceniom i erozji w zmiennych warunkach klimatycznych. Na podłożu nieprzepuszczalnym ozy powstawały w kanałach typu R oraz podlegały przekształceniom przez inne procesy przez krótszy okres czasu niż ozy badane z obszaru Polski. Różnice w morfologii ozów w Polsce i Finlandii wynikają również z odmiennych warunków hydrologicznych i dynamiki lodowca. W obszarze miękkiego podłoża system drenażu subglacialnego był w większym stopniu kontrolowany przez zmiany reżimu przepływu lodu niż przez topografię podłoża. Na twardym podłożu istotną rolę odgrywało ukształtowanie podłoża, obecność blistrów, moulinów i zbiorników subglacialnych.

Badania morfologii ozów stanowią istotne narzędzie w analizie funkcjonowania subglacialnych systemów drenażu i dynamiki lądolodów. Porównania przestrzenne i litologiczne pozwalają lepiej zrekonstruować przebieg deglacji, warunki hydrologiczne oraz zmienność reżimu przepływu w różnych fazach rozwoju lądolodu.

## Konsumpcja świadczeń geosystemowych głazów narzutowych kluczem do rozwoju geoturystyki. Przykład z Wyżyny Przedborskiej, środkowa Polska

Maria Górską-Zabielska<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Instytut Geografii i Nauk o Środowisku Uniwersytet Jana Kochanowskiego, ul. Uniwersytecka 7, Kielce, 25-406*

Badania głazów narzutowych w okolicach Przedborza miały na celu: (1) określenie częstości występowania głazów narzutowych w strefie glaciomarginalnej MIS 6 w środkowej Polsce, (2) rozpoznanie i opisanie śladów różnorodnych procesów morfogenetycznych zachowanych na ich powierzchni, co pozwoliło na identyfikację warunków środowiskowych, jakim głazy podlegały na kolejnych etapach swojej historii geologicznej, (3) wskazanie skandynawskich obszarów źródłowych dla eratyków przewodnich oraz (4) ocenę znaczenia tych obiektów w kontekście rozwoju geoturystyki na peryferyjnych terenach turystycznych. Realizacja wszystkich czterech zadań badawczych zmierzała do identyfikacji korzyści, jakie wybrane głazy zabezpieczają odbiorcom (o wysokiej potrzebie poznawczej) i wnoszą do geosystemu. W świetle teorii o świadczeniach geosystemowych mowa tu o procesach regulacji, wsparcia i zaopatrzenia, a także kultury i wiedzy pochodzącej z georóżnorodności. W ramach waloryzacji oceniono potencjał geoturystyczny badanych głazów, biorąc pod uwagę: wartość naukową i edukacyjną, walory krajobrazowe i estetyczne, stopień ochrony i dostępność obiektu oraz istnienie innych atrakcji turystycznych w okolicy. Dodatkowo zwrócono uwagę na znaczenie geoetyczne, wychowawcze, sentymentalne, prośrodowiskowe i geokonserwatorskie wybranych głazów narzutowych. Największy potencjał geoturystyczny wykazały dwa głazy położone na Kokosiej Górze oraz jeden w miejscowości Dęba. Wyróżniają się one dużą wartością poznawczą i dydaktyczną – należą do największych głazów w badanym obszarze, są eratykami przewodnimi, a widoczne na ich powierzchni mikroformy umożliwiają interpretację zarówno procesów glacialnych, jak i współczesnych procesów rzeźbotwórczych. Dodatkowym atutem są ich wysokie walory estetyczne i krajobrazowe, co czyni je atrakcyjnymi punktami potencjalnych tras geoturystycznych. Jednak mimo tych zalet, obiekty te wykazują również istotne ograniczenia. Przede wszystkim brak im formalnej ochrony prawnej zgodnie z Ustawą o ochronie przyrody z 2004 roku. Są także narażone na zniszczenia z powodu braku zabezpieczeń. Ich dostępność jest ograniczona – brak odpowiednio przygotowanych ścieżek lub infrastruktury turystycznej. Dodatkowo w najbliższym otoczeniu nie występują inne znaczące atrakcje przyrodnicze, co wpływa na ich niższą atrakcyjność w oczach potencjalnych turystów. Brakuje również zorganizowanych i działań edukacyjnych, takich jak wycieczki z lokalnym geointerpretatorem, który wchodzi w interakcje z odbiorcą, propaguje geowatching i stosuje geostorytelling. Pewnym atutem jest jednak stosunkowo bliska odległość innych ciekawych form dziedzictwa kulturowego wykazującego związek z geologią w Przedborzu, gdzie funkcjonuje też baza turystyczna. Stwarza to szansę na sukces ewentualnych działań geoedukacyjnych, pod warunkiem zaangażowania lokalnych władz i społeczności w rozwój geoturystyki opartej na zasadach zrównoważonego rozwoju, uwzględniającego geokonserwację. Likwidacja wskazanych słabych stron oraz lepsze wykorzystanie zabezpieczanych przez głazy narzutowe świadczeń geosystemowych może wpłynąć na poprawę jakości życia mieszkańców regionu. Geoturystyka może stać się impulsem do ożywienia lokalnej gospodarki i promocji dziedzictwa przyrody nieożywionej.

Źródła finansowania: Badania zostały sfinansowane przez Uniwersytet Jana Kochanowskiego w ramach projektów badawczych: 21/2019DKPK/008/04/2019 i SMGR.RN.20.228.634.

## Modelowanie lądolodu fennoskandzkiego w późnym vistulianie - analiza czułości modelu

Jakub Z. Kalita<sup>1</sup>, Stewart Jamieson<sup>2</sup>, Caroline Clason<sup>2</sup>, Izabela Szuman<sup>1</sup>, Andy Aschwanden<sup>3</sup>, Maciej Prill<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Krygowskiego 10, Poznań, 61-680

<sup>2</sup> Department of Geography, Durham University, Durham, UK

<sup>3</sup> Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, United States

<sup>4</sup> Wydział Matematyki i Informatyki, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

Celem niniejszej pracy jest rekonstrukcja dynamiki fennoskandzkiego lądolodu. W szczególności interakcje między zasięgiem lądolodu w Polsce a aktywnością strumieni lodowych w obszarze Bałtyku oraz Kanału Norweskiego. Badania dotyczą okresu późnego vistulianu, który był kluczowym okresem ostatniego zlodowacenia, charakteryzującym się znaczącymi zmianami klimatycznymi i dynamiczną ewolucją lądolodów północnej Europy. Nasza rekonstrukcja wykorzystuje modelowanie numeryczne, którego wyniki dopasowane są do danych empirycznych, takich jak formy rzeźby polodowcowej, osady polodowcowe oraz datowania geochronologiczne. Niniejsza analiza bada zależności między modelem lądolodu fennoskandzkiego a jego warunkami brzegowymi związanymi z klimatem i podłożem lądolodu. W ramach analizy przeprowadzono szereg symulacji dla lądolodów fennoskandzkiego oraz brytyjsko-irlandzkiego w rozdzielczości 10 km. Symulacje te były wykonane dla różnych warunków brzegowych obejmujących dane klimatyczne, bazujące na danych udostępnionych w ramach eksperymentów Paleoclimate Modelling Intercomparison Project - Phase 4 (PMIP4), oraz dla różnych wariantów parametrów podłoża lądolodu. Pomimo jednolitego protokołu obliczeniowego użytego do rekonstrukcji klimatu w ramach PMIP4, odpowiedź lądolodu dla różnych danych klimatycznych jest bardzo zróżnicowana. Jedną z przyczyn jest duże zróżnicowanie wartości opadu dla kluczowych obszarów wpływających na rozwój lądolodu. Pokazuje to dużą niepewność istniejącej rekonstrukcji klimatu dla ostatniego maksimum glacialnego oraz w konsekwencji dla całego późnego vistulianu. Wyniki pokazują istnienie strumieni lodowych, których charakterystyka czasowo-przestrzenna jest zróżnicowana. Ich szerokości zawierają się w przedziale od kilkudziesięciu do kilkuset kilometrów, a prędkości od kilkuset do ponad 1000 metrów na rok. Wysoka dynamika strumieni w sposób znaczący kontroluje południowy zasięg lądolodu w czasie recesji, tworząc wyraźny łob wypustowy o długości sięgającej kilkuset kilometrów i miąższości kilkuset metrów w pobliżu czoła. Nasze wyniki pokazują, że zmiana parametrów podłoża dla obszaru jednego strumienia lodowego wpływa na dynamikę innych strumieni. W szczególności zależność ta dotyczy strumieni lodowych aktywnych w obszarze Kanału Norweskiego oraz Morza Bałtyckiego. Przeprowadzona analiza czułościowa pokazuje powiązania kluczowe dla lądolodu fennoskandzkiego. Interakcje te kontrolują zachowanie i zasięg lądolodu w Polsce. Nasze wyniki po raz pierwszy, wskazują na tak silne powiązanie dwóch najbardziej znaczących strumieni lodowych lądolodu fennoskandzkiego, oraz ich kluczowy wpływ na południowy obszar lądolodu fennoskandzkiego.

Źródła finansowania: Badania zostały sfinansowane przez NCN w ramach grantu 2024/08/X/ST10/00193 „Modelowanie numeryczne łobów lodowcowych” oraz 2015/17/D/ST10/01975 „Rekonstrukcja zdarzeń glacialnych w czasie zlodowacenia Wisły na terenie Polski centralno-zachodniej”.

Podziękowania: Analizy numeryczne były prowadzone w oparciu o klastery obliczeniowy udostępniony przez Wydział Matematyki i Informatyki Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.

## Rekonstrukcja zasięgu EIS na podstawie wybranych wskaźników klimatycznych dla okresu od 0 do 800 ka

Jakub Z. Kalita<sup>1</sup>, Dariusz Wieczorek<sup>2</sup>, Izabela Szuman<sup>1</sup>, Leszek Marks<sup>3</sup>, Lucyna Wachecka-Kotkowska<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Krygowskiego 10, Poznań, 61-680

<sup>2</sup> Świętokrzyskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk Geologicznych, Zgoda 21, Kielce 25-953

<sup>3</sup> Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Żwirki i Wigury 93, Warszawa 02-089

<sup>4</sup> Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Narutowicza 88, Łódź 90-139

W pracy przedstawiono model rekonstruujący powierzchnię lądolodu europejskiego w okresie od 0 do 800 ka. Koncepcja modelu bazuje na założeniu, że podobieństwa wskaźników pośrednich klimatu (proxy) podczas zlodowaceń skutkują podobieństwem zasięgów. Danymi wejściowymi naszego modelu są wybrane wskaźniki klimatyczne: krzywa izotopowa  $\delta^{18}\text{O}$  z organizmów bentosowych - LR04, wysokość insolacji letniej dla równoleżnika 65oN, zmiany ilości CO<sub>2</sub> zarejestrowane w lodzie antarktycznym oraz krzywa procentowej zawartości pyłków drzew dla stanowiska Tenaghi Philipon (Grecja). Kalibracja modelu odbyła się na podstawie względnie dobrze zrekonstruowanych zasięgów lądolodu europejskiego dla okresu vistulianu. Danymi wynikowymi naszego modelu jest powierzchnia lądolodu w czasie, która jest sumą przesuniętych w czasie i przeskalowanych klimatycznych krzywych wejściowych. Najlepiej dopasowane rozwiązanie zostało wybrane z około 33 mln kombinacji przesunięć krzywych wejściowych, dla których optymalne współczynniki zostały wyznaczone metodą najmniejszych kwadratów. Wybrane rozwiązanie pokazuje silny związek insolacji z obszarami pokrytymi lodem w vistulianie. Szczególnie jest to wyraźne dla wczesnego vistulianu (MIS5d, MIS5b) i dolnego plenivistulianu (MIS4) oraz dla okresu zaniku lodu w późnym vistulianie. Zwiększenie powierzchni lodu w późnym vistulianie jest nie wprost powiązane z insolacją i w modelu opiera się o wpływ pozostałych wykorzystanych wskaźników klimatycznych (LR04 oraz CO<sub>2</sub>). Powiązanie vistuliańskich zasięgów lądolodu z modelem natężenia Atlantycznej Południkowej Cykulacji Wymiennej (AMOC) pokazuje wyraźny wzorzec. Wzrost natężenia AMOC wiąże się z większym zasięgiem dla obszaru Kara-Barents i małym zasięgiem lądolodu skandynawskiego, natomiast spadek natężenia AMOC jest powiązany z większym zasięgiem na południu i jego ograniczeniem w obszarze Kara-Barents. Ekstrapolacja powierzchni lądolodu europejskiego na okres 0 do 800 ka, pokazuje cykle zlodowaceń europejskiego lądolodu dużo krótsze, niż te konwencjonalne, których wyobrażenie bazuje na krzywej LR04, mającej charakter globalny. Nasze wyniki sugerują, że obowiązujące rekonstrukcje zasięgów zlodowaceń są sumą obszarów zajętych przez lądolód dla kilku sąsiadujących ze sobą cykli, które nie były synchroniczne w czasie. Ich dystrybucja na poszczególne regiony lądolodu europejskiego może być kontrolowana poprzez natężenie AMOC. Nasze badania pozwolą na rekonstrukcję lądolodu europejskiego w czasie poprzez model niewymagający znacznych mocy obliczeniowych, co pozwoli na zwiększenie puli przeszukiwania parametrów sterujących modelem i lepsze powiązanie rekonstrukcji lądolodu z systemem klimatycznym Ziemi.

Źródła finansowania: Badania zostały sfinansowane przez NCN w ramach grantu 2024/08/X/ST10/00193 „Modelowanie numeryczne lądolodów lodowcowych”.

## **Efektywność depozycyjna lodowców i lądolodów - konsekwencje geomorfologiczne**

**Leszek Kasprzak<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Krygowskiego 10, Poznań, 61-680

Glacjalny system transportowy można potraktować, stosując daleko posunięte uproszczenie, jak pas transmisyjny, z którego materiał pobrany w wyniku erozji na dużej powierzchni wypada w procesie depozycji na znacznie mniejszej powierzchni. Obszary dodatniego bilansu akumulacyjnego takie jak Peribalticum są zdecydowanie mniej rozległe od powierzchni egzaracyjnych Skandynawii. W przypadku zlodowaceń górskich również sumaryczna powierzchnia erozyjna jest znacznie większa od akumulacyjnej skoncentrowanej w dolinach. Efektywność depozycyjna, nawet jeżeli jest rozpatrywana tylko w kategoriach jakościowych, jest pomocnym narzędziem pozwalającym na lepsze zrozumienie procesów sedymentacji glacjalnej zachodzącej na czołe lądolodu lub lodowca. Tempo akumulacji w strefie marginalnej zależy od prędkości płynięcia lodu, miąższości materiału morenowego w lodzie i jego koncentracji oraz tempa recesji krawędzi lodowca lub lądolodu. Próby zastosowania wiedzy pochodzącej z analizy lodowców górskich do prawideł sedymentacji plejstocenyjskiej jeszcze do niedawna były traktowane przesadnie ostrożnie. Większość lodowców (np. Sptsbergenu) znajduje się poniżej górnego zasięgu moren bocznych. Obecność moren bocznych na stokach dolin powoduje odcinanie znaczniejszej dostawy stokowej do systemów glacjalnych przez co efektywność depozycyjna na czołe lodowców wynika tylko z prawideł transportu glacjalnego. Formy marginalne powstające w takich warunkach są zbliżone do form vistuliańskich zarówno co do wielkości jak i kompozycji osadowej.

## **Fotorealistyczna wizualizacja stanu środowiska przyrodniczego na wybranym obszarze strefy marginalnej fazy poznańskiej**

**Aleksandra Osses<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Krygowskiego 10, Poznań, 61-680

Celem referatu jest przedstawienie fotorealistycznych wizualizacji 3D środowiska przyrodniczego obszaru marginalnego fazy poznańskiej z okresu ostatniego zlodowacenia, wykonanych w darmowym oprogramowaniu Blender. Projekt ma charakter rekonstrukcyjny i koncepcyjny – wizualizacje wykonano na podstawie dostępnych danych graficznych (fotografii satelitarnych i krajobrazowych) z obszarów współczesnego zlodowacenia, takich jak Grenlandia, Islandia oraz Patagonia. Kluczową rolę odegrały również dane literaturowe, dotyczące między innymi morfologii i dynamiki strumieni lodowych, a także szacunkowej miąższości lądolodu skandynawskiego. Utworzone trzy modele przedstawiają hipotetyczne stadia lądolodu: jego przyrost, stagnację oraz recesję. Każdy z modeli uwzględnia elementy środowiska glacialnego, takie jak forma czoła lodowca, obecność wód roztopowych oraz materiału morenowego. Dostępne w oprogramowaniu narzędzia umożliwiły osiągnięcie efektu realizmu poprzez implementację odpowiednich tekstur oraz oświetlenia. W końcowej części pracy podjęto dyskusję nad możliwościami i ograniczeniami wykorzystania grafiki 3D w badaniach środowiskowych i dydaktyce. Omówiono skalę niepewności wynikającą z koncepcyjnego charakteru wizualizacji oraz subiektywnego doboru źródeł graficznych. Zwrócono także uwagę na potencjał modeli 3D jako narzędzi wspierających wyobraźnię przestrzenną i popularyzację wiedzy o przeszłych krajobrazach glacialnych.

## Zróżnicowanie dynamiki strumieni lodowych podczas ostatniego zlodowacenia w Polsce północno-wschodniej

Robert J. Sokołowski<sup>1</sup>, Joanna Rychel<sup>2</sup>, Andrzej Wojtalak<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

<sup>2</sup>Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975-Warszawa

<sup>3</sup>Zakład Geochronologii i Badań Izotopowych Środowiska, Instytut Fizyki - Centrum Nauki i Edukacji, Politechnika Śląska, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice

Badania dotyczące tempa i sposobu przemieszczania się mas lodowych w brzeżnej strefie lądolodu skandynawskiego zasadniczo zmieniły w ostatnim czasie sposób patrzenia na jego dynamikę i procesy subglacjalne. Fundamentalnym znaczeniem jest zrozumienie roli strumieni lodowych dla drenażu lodu z głównej części lądolodów. I tak na obszarze Polski rozpoznano szereg dawnych strumieni lodowych dla okresu ostatniego zlodowacenia, z których najwięcej uwagi poświęcano dotychczas strumieniom lodowym Odry na zachodzie Polski i Wisły w centralnej części. Mniej jest natomiast doniesień dotyczących Polski północno-wschodniej, gdzie wyróżniono dwa główne strumienie: mazurski i litewski. Rzeźba terenu w Polsce północno-wschodniej jest mocno urozmaicona, głównie ze względu na ślady po megapowodziach subglacjalnych. Dużą rolę rzeźbotwórczą odgrywały tu także procesy depozycji osadów podczas deglacjacji ostatniego lądolodu. Stąd też lineacje glacialne, które uważa się za wskaźnikowe dla ruchu lodu o charakterze strumieniowym, nie są tak czytelne, jak np. na zachodzie Polski. Pomimo tego, analiza rzeźby terenu w oparciu o cyfrowy model terenu pozwala zauważyć pewne różnice, które mogą być pochodną odmiennej dynamiki dwóch strumieni lodowych: mazurskiego i litewskiego. Miąższość osadów czwartorzędu i kompletność poszczególnych ogniw jest wyraźnie większa w części zachodniej, większe jest też urozmaicenie rzeźby terenu. Stosunkowo rzadkie lineacje glacialne pomiędzy rynną Szeszupy i Szelmentu wskazują na ruch lodu z kierunku NNE. Wysokości terenu dochodzą w tej części do 260-270 m n.p.m., a miąższość osadów czwartorzędu dochodzi do 270 m. Natomiast w części wschodniej (strumień litewski) lineacje glacialne są liczne, czytelne i wskazują na wachlarzowato rozchodzące się masy lodowe z sektora NE-N. Wysokości terenu zmieniają się od około 170 m n.p.m. w części północnej do 140-135 m n.p.m. w części południowej. Mniejsze są też miąższości osadów czwartorzędu, które dochodzą tu do 150 m. Te wyraźne różnice wskazują na szybszy ruch lodu z przewagą erozji w zasięgu strumienia litewskiego. W zasięgu strumienia mazurskiego ruch lodu był początkowo stosunkowo szybki, później jednak większe znaczenie miało odkłuwanie mas lodowych w strefie spągowej i ich spiętrzanie, co skutkowało inkorporacją materiału morenowego w stropową część mas lodowych. Skutkiem tego była późniejsza akumulacja licznych form szczelinowych pomiędzy bryłami martwego lodu i charakterystyczny pagórkowaty krajobraz Suwalszczyzny. Przyczyny tego zróżnicowania pomiędzy dwoma strumieniami mas lodowych wymagają dalszych studiów ze szczególnym uwzględnieniem termiki podłoża lądolodu w Polsce północno-wschodniej.

## **Ekspresja rzeźby glacialnej w strefie interlobalnej warciańskich lobów lodowcowych między Łodzią a Radomskiem, Polska Środkowa**

**Lucyna Wachecka-Kotkowska<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, Narutowicza 88, Łódź, 90-142

Na obszarze Wysoczyzny Bełchatowskiej oraz zachodniej części Wzgórz Radomszczańskich, na wysokości przekraczającej 200 m n.p.m., wyraźnie zaznacza się południkowo zorientowane wyniesienie morfologiczne określane jako garb łódzki. Ta nieformalna jednostka stanowi morfometryczne „przedłużenie” polskich wyżyn ku północy. Na jego powierzchni występują liczne formy wypukłe o znacznej wysokości względnej, których kulminacje stanowią odcinki głównego wododziału pierwszego rzędu pomiędzy dorzecziami Wisły i Odry. Geneza tych form związana jest z późnoplejstoceny działalnością lądolodu odrzańskiego w stadiale warty (MIS 6). Podczas transgresji lodowca, przemieszczającego się z różnych sektorów północnych, nastąpiło jego wyraźne spowolnienie i zatrzymanie na elewacji kredowej niecki łódzkiej, które pełniło funkcję morfologicznej bariery. W efekcie doszło do konfluencji dwóch głównych lobów lodowcowych: zachodniego (obejmującego lob Widawki) oraz wschodniego (obejmującego lob Rawki, Pilicy i Luciąży). Udział mas lodowych z poszczególnych sektorów był zróżnicowany przestrzennie, co odzwierciedla się w kierunkach transportu glacialnego i strukturze osadów. Analizy orientacji gładzików w glinach lodowcowych potwierdziły istnienie wielokierunkowego transportu materiału lodowcowego na osi garbu łódzkiego – z sektorów NW i NE. W pierwszej kolejności nastąpiła transgresja lodowca z kierunku NE (Kamieńsk,  $A = 21^\circ$ ), skutkująca deformacją podłoża i wyciśnięciem gliny typu san 2 (MIS16; profil Mąkolice III). W kolejnej fazie lodowiec przemieszczał się z kierunku NW/NNW (Mąkolice III i V,  $A \approx 330^\circ$ ), co doprowadziło do dalszych przeobrażeń strukturalnych utworów podłoża. W fazie stagnacji i późniejszej deglacjacji, w strefie styku obu lobów uformowała się interlobalna strefa marginalna o złożonej strukturze. Jej obecność sprzyjała rozpoczęciu deglacjacji typu arealnego. Na gliniastym podłożu powstały wówczas piaszczyste formy akumulacyjne, takie jak kemy i moreny martwego lodu, cechujące się wysokim stopniem zróżnicowania morfologicznego oraz licznymi deformacjami. W okresie vistuliańskim (MIS5a-MIS2) oraz w holocenie uległy one przekształceniom w wyniku procesów erozyjno-denudacyjnych, eolicznych i antropopresji, prowadząc do wykształcenia form poligenicznych. Końcowy etap glacialnej ewolucji tego obszaru związany był z reorganizacją odpływu wód roztopowych, który został skierowany głównie doliną Bogdanowa. Równocześnie nastąpiło wykształcenie drobnych i lokalnych szlaków odpływu glacialnego, które zdeterminowały współczesny układ sieci rzecznej oraz morfologię analizowanego obszaru.

## Inwersja topograficzna po zaniku wałów lodowo-morenowych: zapis w osadach supraglacialnych

Wojciech Włodarski<sup>1</sup>, Anna Orłowska<sup>2</sup>, Joanna Papis<sup>3</sup>, Radosław Wasiuk<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Krygowskiego 12, Poznań, 61-680 Poznań, wojtek@amu.edu.pl*

<sup>2</sup>*Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Al. Kraśnicka 2d, Lublin, 20-718 Lublin, anna.orlowska@mail.umcs.pl*

<sup>3</sup>*Instytut Inżynierii Łodowej, Politechnika Poznańska, ul. Piotrowo 5, Poznań, 61-138, joanna.papis@put.poznan.pl*

<sup>4</sup>*Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, Warszawa, 00-975 Warszawa, rwas@pgi.gov.pl*

Wały lodowo-morenowe rozwijają się w wyniku ablacji kontrolowanej przez wstęgi gruzowe na powierzchni lodowca, których układ przestrzenny wynika z ruchu kompresyjnego lodowca (Boulton, 1972). Wały tego typu mogą wpływać na geometrię form supraglacialnych. Tym samym stanowią one ważny element w badaniach paleogeograficznych stref marginalnych lądolodów plejstoceny (Evans, 2009). Dotychczasowe badania sedymentologiczne dotyczyły głównie osadów supraglacialnych deponowanych w obniżeniach między wałami lodowo-morenowymi. Rozszerzając zakres takich badań o szczegółową analizę struktur kolapsyjnych można dodatkowo prześledzić historię rozwoju wałów lodowo-morenowych aż do ich całkowitego wytopienia (Włodarski, Orłowska, 2019). Wydaje się to ważne z punktu widzenia inwersji topograficznej wywołanej końcowym zanikiem lodu budującego wały, ponieważ w założeniu wielu badaczy, proces ten zwykle prowadzi do rozwoju obniżen w rzeźbie polodowcowej. Dobrze ilustrują to badania osadów supraglacialnych, które odsłaniają się w stanowisku Daszyna na obszarze moreny kutnowskiej (strefa marginalna lądolodu warciańskiego). Część badanych osadów stanowi zapis sedymentacji glacialfluwalnej i glaciallimnicznej, która początkowo odbywała się w obniżeniach między wałami lodowo-morenowymi. Charakter deformacji tych osadów w związku z rozwojem struktury kolapsyjnej może świadczyć o szybkim pogrzebaniu wałów lodowo-morenowych na wczesnym etapie ich rozwoju. Z kolei proces całkowitego wytopienia wałów lodowo-morenowych jest zapisany w obrazie lateralnych zmian miąższości w obrębie górnej części profilu analizowanych osadów. Podobne zmiany wykazuje leżąca wyżej ławica glin spływowych. Zmiany miąższości dobrze korespondują z geometrią synkliny, stanowiącej istotny element struktury kolapsyjnej. Świadczy to o syntektonicznym charakterze depozycji kontrolowanej przez subsydencję na skutek stopniowego wytapiania wałów lodowo-morenowych. Co więcej, można tutaj przyjąć, że tempo arealnego zaniku lodu budującego wały było większe w porównaniu do tempa zaniku frontalnego. Przedstawione wyniki badań pokazują, że inwersja topograficzna wywołana degradacją wałów lodowo-morenowych może być zapisana nie tylko w rzeźbie polodowcowej, ale również w osadach supraglacialnych. Wniosek ten może mieć istotne implikacje paleośrodowiskowe, z jednej strony biorąc pod uwagę dynamikę recesji frontalnej lądolodów plejstoceny, a z drugiej - uwzględniając efektywność depozycyjną osadów supraglacialnych (Kasprzak, 2003).

### Literatura

- Boulton, G.S., 1972. Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Journal of the Geological Society of London* 128, 361–393.
- Evans, D.J.A., 2009. Controlled moraines: origins, characteristics and palaeoglaciological implications. *Quaternary Science Reviews* 28, 183–208.
- Kasprzak, L., 2003. Model Sedymentacji Łądolodu Wistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Włodarski, W., Orłowska, A., 2019. Topography and melting dynamics of ice-cored ridges: evidence from the geometry, kinematics and sedimentary evolution of collapse structures within kame deposits, eastern Poland. *Boreas* 48, 891–912.

## Unikalne subglacialne morfosystemy lodowcowe w północnej Polsce jako zapis katastrofalnych przepływów wód roztopowych

Wojciech Wysota<sup>1</sup>, Piotr Weckwerth<sup>1</sup>, Jan A. Piotrowski<sup>1,2</sup>, Aleksander Adamczyk<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, 87-100 Toruń

<sup>2</sup> Department of Geoscience, Aarhus University, Høegh-Guldbergs Gade 2, DK-8000 Aarhus C, Denmark

<sup>3</sup> Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Bydgoszczy, Al. Adama Mickiewicza 15, 85-071 Bydgoszcz

Powodzie lodowcowe (ang. glacial lake outburst floods) są jednym z najbardziej spektakularnych zjawisk geologicznych, znanych ze współczesnych i dawnych środowisk glacialnych. Gwałtowne uwolnienie dużej ilości wód roztopowych z jezior lodowcowych w brzeżnej części lądolodu skandynawskiego skutkowało powstaniem rozległych systemów krajobrazowych powodzi lodowcowych u schyłku ostatniego zlodowacenia w północnej Polsce. Systemy te zawierają morfosystemy subglacialne, najlepiej rozpoznane w obszarach pojezierzy Dobrzyńskiego i Suwalskiego, które obejmują unikatowe zespoły form erozyjnych pierwszego i drugiego rzędu.

Formy pierwszego rzędu, to szeroko rozprzestrzenione powierzchnie erozyjne, o niezwykle zróżnicowanej morfologii, obejmujące rozległe rynny subglacialne oraz stowarzyszone z nimi poziomy erozyjne. Rynny subglacialne i poziomy erozyjne zawierają liczne formy erozyjne drugiego rzędu, takie jak kręte formy glacialne (GCLs), ostańce erozyjne, rozcięcia i wąskie kanały, które najczęściej występują na kilku poziomach topograficznych. Obok form erozyjnych występują także formy depozycyjne, takie jak kemy i ozy, które powstały po powodzi lodowcowej i często są nałożone na formy erozyjne drugiego rzędu.

Charakterystyczne właściwości form erozyjnych pierwszego i drugiego rzędu wskazują, że subglacialne morfosystemy lodowcowe w badanych obszarach powstały w wyniku katastrofalnych przepływów wód roztopowych. Skala form subglacialnych sugeruje, że były to szerokie przepływy o głębokości rzędu kilkudziesięciu metrów, które skutkowały powstaniem rozległych niezgodności erozyjnych. Formy erozyjne występujące na kilku poziomach topograficznych raczej wskazują na wieloetapowe rozcinanie podłoża przez przepływy subglacialne, najprawdopodobniej podczas więcej niż jednego etapu drenażu wód. Przypuszcza się, że formy erozyjne drugiego rzędu, w tym zespoły GCLs, rozwijały się w wyniku działania drugorzędnych prądów wirowych w subglacialnych przepływach wód roztopowych oraz postępującej kanalizacji przepływu wód w późnym etapie powodzi lodowcowej. Po rozcięciu podłoża przez wody subglacialne następowała stagnacja lodu, która skutkowała depozycją osadów w szczelinach i kanałach supraglacialnych.

Zakłada się, że źródłem katastrofalnych przepływów wód roztopowych były jeziora sub- lub supraglacialne. W przypadku powodzi suwalskiej źródłem wód roztopowych najpewniej był zbiornik subglacialny funkcjonujący w rozległej depresji rozpoznanej w południowo-zachodniej Litwie. W przypadku Pojezierza Dobrzyńskiego przyjmuje się, że źródłem powodzi mogły być jeziora supraglacialne.

Źródła finansowania: Prezentowane wyniki badań związane były z realizacją grantu Narodowego Centrum Nauki nr 2018/31/B/ST10/00976 oraz Danish Council for Independent Research (FNU), grant DFF-7014-00156.

## Przewodnik terenowy – Geomorfologia glacjalna lobu Sławy Śląskiej, Wielkopolska

Izabela Szuman-Kalita, Wojciech Włodarski, Leszek Kasprzak, Jakub Kalita, Marek Ewertowski  
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu

### 1. Zlodowacenie Wisły na terenie Wielkopolski – Wstęp

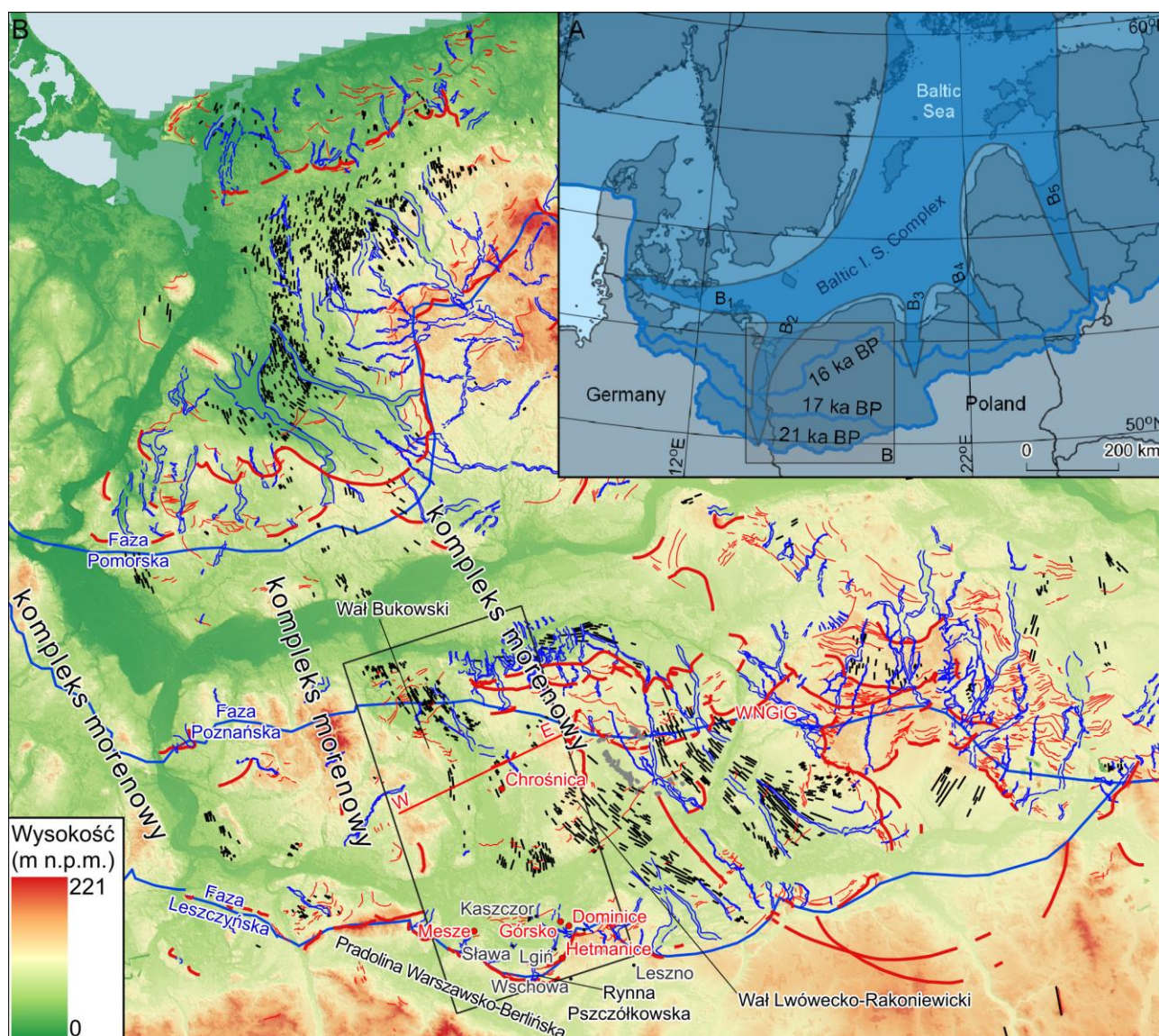
Ostatni lądolód skandynawski osiągnął swój najdalszy zasięg w południowym sektorze około 25–21 ka (Kozarski, 1995; Marks, 2012; Tylmann i in., 2019), przekraczając nieznacznie 52. północny równoleżnik. Szeroki na około 430 km lob wypustowy wkroczył na obszar Niżu Polsko-Niemieckiego pozostawiając po sobie szeroki wachlarz osadów i form. W trakcie wycieczki terenowej zaprezentowanych zostanie pięć stanowisk: Kuślin, Chrośnica, Mesze, Hetmanice oraz Górsko (Ryc. 1), wszystkie zlokalizowane w obrębie strumienia lodowego Sławy Śląskiej, niemniej jednak reprezentujące odmienne warunki dynamiczne, czasowe i środowiskowe.

Chronologia vistulianu do 2019/20 roku opierała się głównie na badaniach litologicznych i morfologicznych (np. Woldstedt, 1925, 1954; Krygowski, 1961, 1967, 1972, 1975). Jedne z pierwszych dat numerycznych, C14, zostały dostarczone przez Cepka (1965). Późniejsze badania (Tobolski i Mojski, 1979a, b; Pazdur i in., 1980; Stankowska i Stankowski, 1988) potwierdzały wiek maksymalnego nasunięcia na około 21-20 ka. W latach 80-tych XX, w oparciu o datowania C14, wiek fazy leszczyńskiej określono na około 20 ka BP (Kozarski, 1986);  $20.5 \pm 0.5$  ka BP (Rotnicki i Borówka, 1989); 18.8 ka BP (Liszkowski, 1987); a fazy poznańskiej na 18.4 ka BP (Kozarski, 1986); 17.6 ka BP (Liszkowski, 1987). Roczne tempo zaniku lądolodu oszacowano na około 51 m/rok (Kozarski, 1995a). Datowania TL z rejonu Konina dowodziły, że nasunięcie maksymalne nie miało miejsca wcześniej niż 21 ka (Stankowska i Stankowski, 1988, 1991; Stankowski, 2000). Nowe datowania izotopem  $^{10}\text{Be}$  (Tylmann i in., 2019) wskazują, że czas trwania ostatniego maksimum glacjalnego (LGM) w zachodniej i centralnej Polsce przypada na około 25-21 ka, a recesja z fazy poznańskiej nastąpiła około  $17.3 \pm 0.5$  ka. Maksymalny zasięg ostatniego zlodowacenia (ang. *Last Glacial Maximum – LGM*) w zachodniej i centralnej Polsce jest około 3 ka starsze niż we wschodniej części kraju (Tylmann i in., 2019).

#### 1.1. Dynamika ostatniego lądolodu skandynawskiego w Polsce centralno-zachodniej

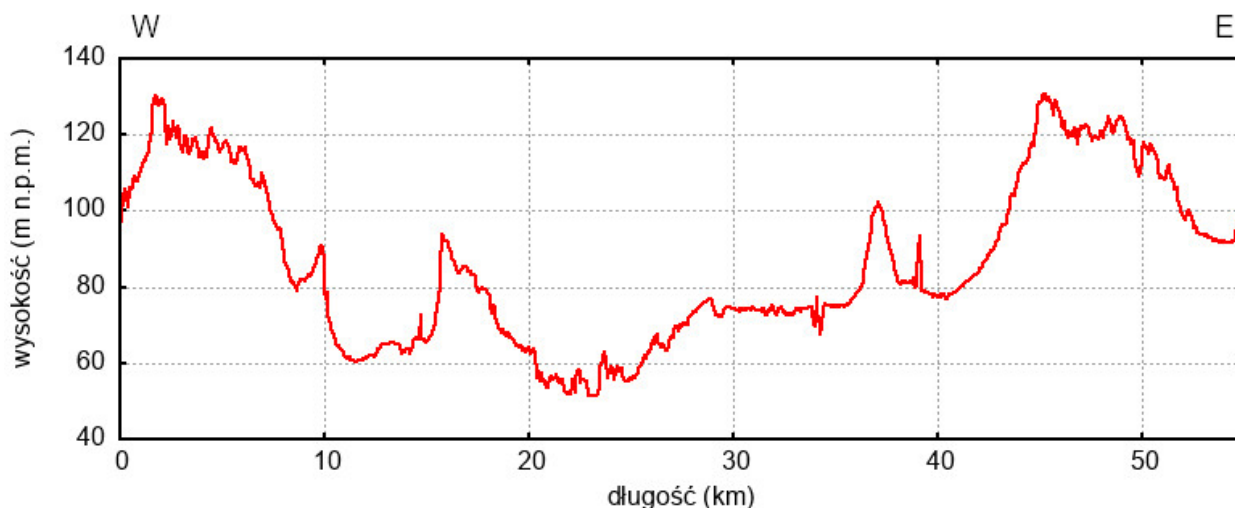
Strumień lodowy Sławy Śląskiej zasilany był przez tzw. Strumień Odry (Marks, 2012), znany także jako strumień B2 *sensu* Punkari (1997) i Boulton i in. (2001), który wkraczał na obszar Wielkopolski od strony dolnej Odry. Południkowo zlokalizowane ciągi moren (Ryc. 1) doprowadziły do wykształcenia się mniejszych strumieni lodowych (Szuman et al. 2021a): Wrześni, Leszna, Sławy oraz strumienia lubuskiego. Strumienie Leszna i Sławy, prawdopodobnie, początkowo stanowiły

jeden szerszy strumień, który został rozdzielony na dwa na Wale Lwówecko-Rakoniewickim (Przybylski, 2008), który ogranicza strumień Sławy Śląskiej od wschodu. Od zachodu strumień Sławy przyblokowany był morenami lubuskimi. Rozmieszczenie osadów i form w strefie marginalnej fazy leszczyńskiej między Wschową a Leszmem (Kasprzak, 2003; Szuman i in., 2021a) wskazuje, iż rzeźbę tego obszaru kształtowały dwa strumienie lodowe, które w strefie krawędziowej lądolodu uzewnętrzniały się w postaci lobów (cf. Kozarski i Kasprzak 1987a, b; Kasprzak i Kozarski 1989, 1991, 1992; Kasprzak, 1997). Lob zachodni, sławski, ukształtował rzeźbę marginalną na odcinku od Włoszakowic w kierunku Lginia, Hetmanic i Sławy.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań: (A) mapa poglądowa przedstawiająca zasięg ostatniego lądolodu skandynawskiego w Europie, z wyodrębnieniem głównych strumieni lodowych (B1, B2, B3, B4, B5) wg Punkariego (1997; zmienione) i faz postojowych wg Marksa (2012) oraz Tylmanna i in. (2019). (B) Lineacje glacjalne (czarne linie) oraz moreny Polski centralno-zachodniej (czerwone linie) (Szuman i in. 2021b) skartowane na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego (DEM; [www.geoportal.gov.pl](http://www.geoportal.gov.pl)). Niebieskie linie oznaczają przebieg poszczególnych faz zlodowacenia Wisły oraz rynny glacjalne. Czarnym prostokątem zaznaczony jest obszar strumienia Sławy Śląskiej wraz ze stanowiskami prezentowanymi podczas wycieczki terenowej.

Strumień Sławy Śląskiej zajmuje rynnę o głębokości około 40 m (Ryc. 2) i ma około 25 km szerokości. Do form glacialnych występujących w obrębie strumienia Sławy Śląskiej należą przede wszystkim (1) mega-skalowe lineacje glacialne (ang. *Mega-scale glacial lineations* - MSGSL), o amplitudzie 1-2 m; (2) drumliny do 700 m długie i do 9 m wysokie; oraz (3) formy typu megaflutes o amplitudzie 0.7 m. Formy typu megaflutes są jednak pokryte młodszymi osadami i formami, dlatego ich pełna morfometria jest trudna do odtworzenia.



Ryc. 2. Profil poprzeczny przez rynnę strumienia Sławy Śląskiej, od Wału Lwówecko-Rakoniewickiego na wschodzie po Wał Bukowski i moreny lubuskie na zachodzie. Linia przekroju zaznaczona jest na Rycinie 1.

## 1.2. Charakterystyka strumienia Sławy Śląskiej

W północnej części obszaru badań zlokalizowane jest pole lineacji glacialnych (formy typu megaflutes), rynny glacialne, ozy, moreny oraz sandry. W osiowej, środkowej części omawianego obszaru zlokalizowane są stanowiska Kuślin (patrz punkt 2) oraz Chrośnica (patrz punkt 3). Południową część przecina równoleżnikowo zlokalizowana pradolina warszawsko-berlińska, a na jej północnym brzegu znajduje się najlepiej zachowane pole mega-skalowych lineacji glacialnych (MSGSL). Na przeciwległym brzegu pradoliny zlokalizowana jest duża żwirownia w okolicach Kaszczora. Dane z tego odsłonięcia dają wgląd w budowę geologiczną analizowanego obszaru. W stanowisku Kaszczor glinę bazalną wieku leszczyńskiego podścielają piaski i żwiry, lokalnie zdeformowane. Wiekowo związane są również z nasunięciem leszczyńskim (Gizler, 1995; Kasprzak, 1997, 2003; Kasprzak i Kozarski, 1992; Zieliński, 2007). Badania petrograficzne gliny z Kaszczora wskazują na dominację skał metamorficznych i magmowych, a także wapieni i piaskowców paleozoicznych (Szuman, 2013). Między płatem wysoczyznowym w okolicach Kaszczora, a strefą marginalną lobu Sławy Śląskiej rozciągają się równoleżnikowo zorientowane rozcięcia erozyjne – kanały marginalne (ang. *ice-marginal channels*). Na jednym z ostańców erozyjnych zlokalizowane jest stanowisko Górsko (patrz punkt 5).

Przebieg form marginalnych w lobie Sławy Śląskiej, między Lesznem i Wschową, należących wg obecnych schematów stratygraficznych do fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia, wyznaczyli geolodzy niemieccy Behr i Tietze (1913). Wskazali oni przy tym na obecność deformacji glacitektonicznych występujących w obrębie form marginalnych (np. koło Leszna). Krygowski (1956) podzielił leszczyńską morenę czołową w rejonie Wschowy na Pagórki Sławskie i

Pagórki Lgińskie. Augustowski (1956, 1961) na podstawie szczegółowych badań, zaliczył obydwie grupy pagórków do kategorii moren czołowych. Ponadto opisał przebieg zasięgu fazy leszczyńskiej, zwracając uwagę na Rynnę Pszczółkowską przecinającą w jego centralnej części ciąg form marginalnych oraz na krawędź wysoczyzny środkowopolskiej koło Wschowy, która w opinii tego autora była zdolna zatrzymać czoło lądolodu leszczyńskiego w jego przemieszczaniu się na południe.

W latach sześćdziesiątych badania w rejonie Sławy Śląskiej prowadził także Bartkowski (1967), który podzielił całą strefę marginalną na część wewnętrzną i zewnętrzną. Formy marginalne strefy zewnętrznej zaliczył do tzw. sandrowych stożków przejściowych, natomiast pagórki leżące w obrębie strefy wewnętrznej, w jego interpretacji powstały w efekcie rozcinania wysoczyzny morenowej przez wody roztopowe lądolodu lub akumulację typu kemowego w obrębie martwych lodów. Jak widać Bartkowski (1967) nie podzielił poglądu Augustowskiego (1956, 1961) o czołowomorenowej genezie Pagórków Sławskich i Lgińskich.

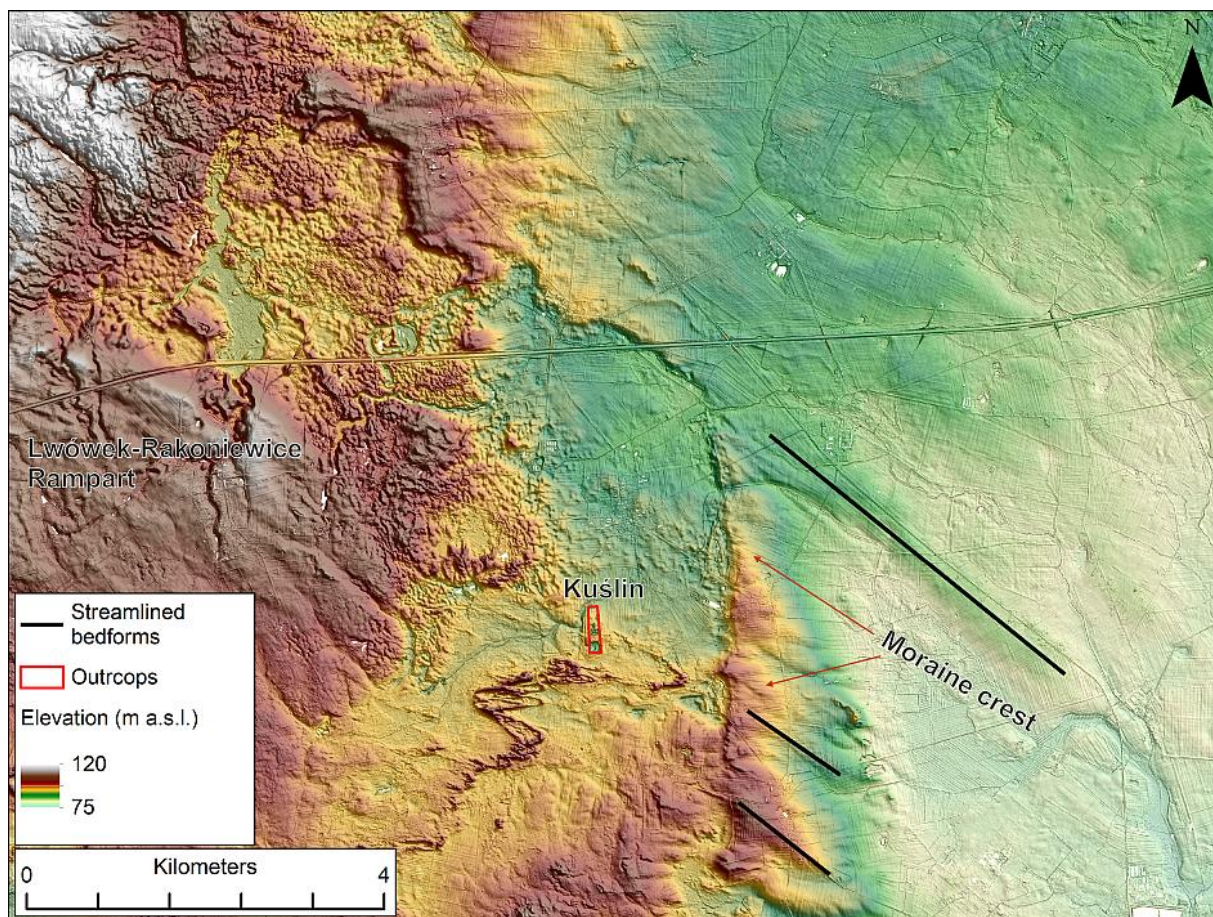
Badania prowadzone od drugiej połowy lat osiemdziesiątych, na usytuowanym koło Wschowy obszarze testowym Hetmanice, dostarczyły nowych obserwacji terenowych i interpretacji (Kasprzak i Kozarski, 1989, 1991). Krawędź terenową położoną na północ od Wschowy uznano za proksymalną część sandru, usypanego bezpośrednio na przedpolu lądolodu i w związku z tym zaliczono ją do opisanego już wcześniej, ze strefy marginalnej fazy poznańskiej (Kasprzak i Kozarski, 1984), nowego typu form glacialnych: lobowych krawędzi sedymentacyjnych (Kozarski i Kasprzak, 1987a; Kasprzak i Kozarski, 1989). Pagórki Lgińskie włączono do grupy form kształtowanych pomiędzy wałami lodowo-morenowymi, wyodrębnianymi z żywego czoła lądolodu w fazie recesji frontalnej, przerywanej krótkotrwałymi stanami równowagi dynamicznej (Kasprzak i Kozarski, 1991). Nie potwierdzono tym samym ani poglądu Augustowskiego (1961) o ich czołowomorenowej genezie, ani poglądu Bartkowskiego (1967) o ostańcowym charakterze. Natomiast Krzyszkowski i in. (1999), w swojej pracy powrócili w znacznej mierze do koncepcji Bartkowskiego (1967), w zakresie interpretacji form marginalnych na rozpatrywanym obszarze.

We wschodniej części lobu usytuowane jest stanowisko Hetmanice, które będzie omawiane w kontekście wałów lodowo-morenowych oraz lobowej krawędzi sedymentacyjnej (patrz punkt 6). Natomiast w zachodniej części lobu Sławy Śląskiej licznie występują nietypowe formy pochodzenia tektonicznego, które zostaną omówione na przykładzie stanowiska Mesze (patrz punkt. 4).

## 2. Deformacje synsedymencyjne – stanowisko Kuślin

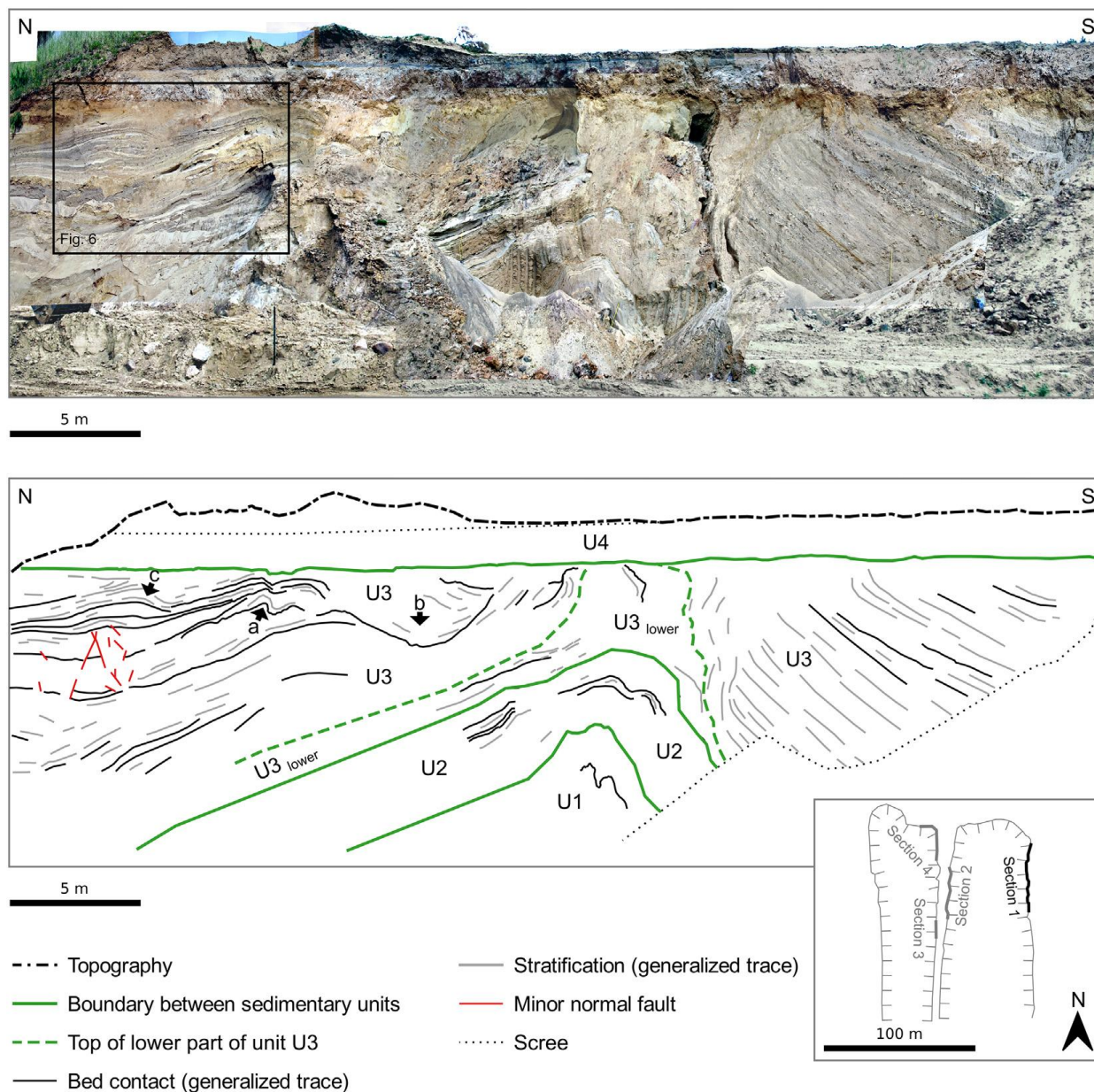
### Opis

Stanowisko Kuślin zlokalizowane jest w rozległym obniżeniu na wschodnim i południowo-wschodnim obrzeżu Wału Lwówecko-Rakoniewickiego, który stanowi starszą (saliańską?) wyniosłość sięgającą ok. 70 m ponad okoliczne równiny (Ryc. 3). Rejon ten był silnie przemodelowany przez działalność lądolodu w trakcie zlodowacenia Wisły. Widoczna w odsłonięciu sekwencja osadów tworzy zespół fałdów w obrębie dawnej moreny spiętrzonej (thrust moraine), którego trzon budują osady stożka fluwioglacjalnego zdeformowane w trakcie nasuwania lodu.



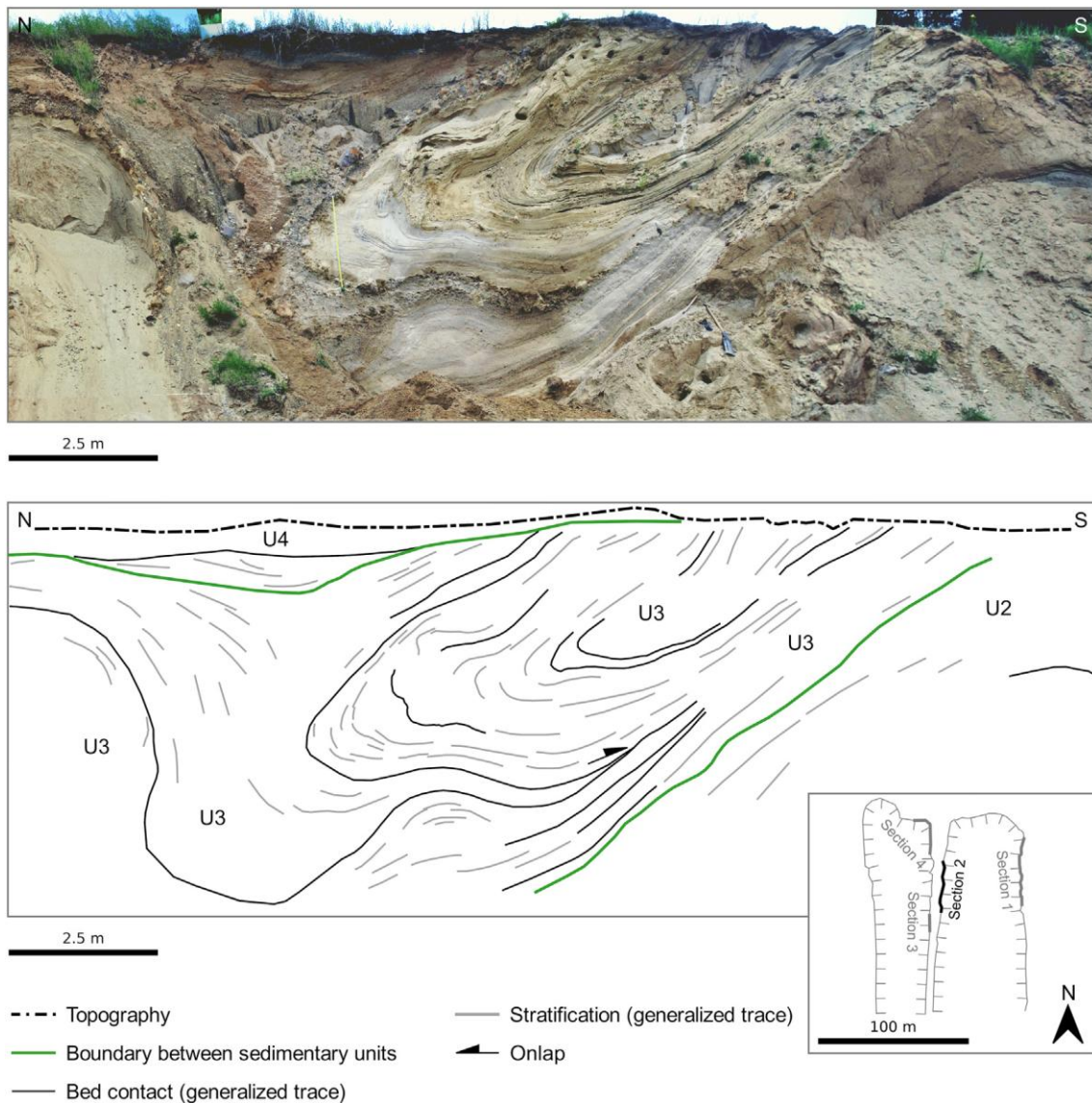
Ryc. 3. Położenie stanowiska Kuślin na wschodnim obrzeżu Wału Lwówecko-Rakoniewickiego

Budowa geologiczna (od spągu ku stropowi) (Ryc. 4): **Jednostka U1** to piaski i piaski żwirowe z wkładkami mułkowatych piasków i ilasto-piaszczystych diamiktonów; uwarstwienie zasadniczo poziome, miejscami silnie zdeformowane w skali centymetrów; miąższość ok. 2 m. Wyżej zalega **jednostka U2**: diamikton ilasto-mułkowy (masywny lub laminowany) z rozsianymi klastami żwirowymi, lokalnie z cienkimi (0,1–0,3 m) wkładkami poziomo warstwowanych piasków; miąższość do ok. 4 m. **Jednostka U3** (środkowa i górna część profilu) to głównie poziomo warstwowane piaski, piaski żwirowe i żwiry z lokalnie rytmicznym następstwem i niekiedy dużymi setami przekątnych lamin w piaskach żwirowych; miąższość co najmniej 12 m. Całość od góry niezgodnie przykrywa **jednostka U4**: masywne piaski i piaszczysty diamikton (odsłonięte do ok. 1 m) z lokalnymi brukami żwirowymi i małymi rynnami erozyjnymi wypełnionymi piaskami żwirowymi.

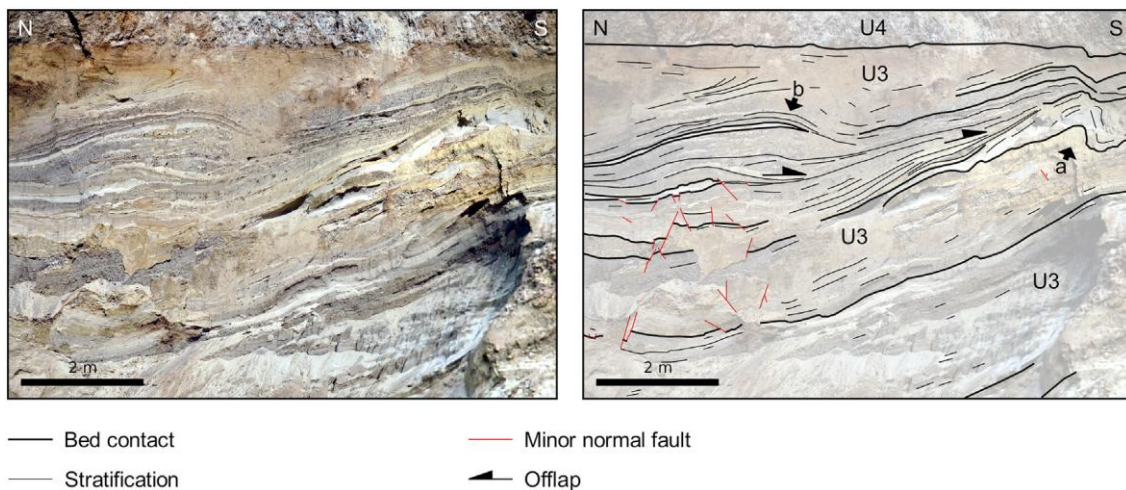


Ryc. 4. Profil odsłonięcia w S1 (antyklina A1) oraz ogólna geometria jednostek osadowych zdeformowanych przez faldowanie i uskokowanie. Fałdy drugiego rzędu zaznaczono strzałkami. Strzałka „a” wskazuje fałd asymetryczny, strzałka „b” — zespół piasków żwirowych z rynnowym przekątnym warstwowaniem, a strzałka „c” — lokalizację łagodnej antykliny. Źródło: Włodarski i in., 2022.

**Struktury deformacyjne:** W profilu rozpoznano dwie antykliny (A1 i A2) rozdzielone synkliną (Ryc. 5). A1 to otwarty, asymetryczny fałd ENE–WSW o wergencji ku SSE (oś zapada łagodnie na ENE  $\sim 26^\circ$ ); A2 to otwarta antyklina W–E o nachyleniu ku S (oś  $\sim 25^\circ$  na W). Synklina jest ukierunkowana NE–SW i wykazuje pochylenia ku SE. W U3 występują nieliczne drobne uskoki normalne i pozorne odwrócone, układające się w sieci spękań sprzężonych (dwie grupy ortorombiczne względem osi A2). W rdzeniu A1 (U1) powszechne są deformacje dysharmonijne: zacieśnione do izoklinalnych fałdów, fragmentacja ławic gruboziarnistych i ślady upłynnienia (zanik laminacji) – wszystko zgodne z kierunkiem przepływu materiału ku zawiasowi antykliny. W górnych partiach U3 obserwuje się progresywny spadek ku stropowi oraz relacje onlap/offlap – zwłaszcza niskokątowe offlapy na tylnym skrzydle A1 – a lokalnie klinowate wygaszanie żwirów między piaskami (onlap) (Ryc. 6).



Ryc. 5. Profil odsłonięcia w Sekcji 2 (synklina) oraz ogólna geometria i zmienność miąższości warstw zdeformowanych w wyniku faldowania. Źródło: Włodarski i in., 2022.



Ryc. 6. Szczegóły ukazujące względną zmienność miąższości w obrębie i pomiędzy różnymi jednostkami osadowymi warstw na przednim skrzydle antykliny A1. Zwróć uwagę na sfaldowane ławice jednostki U3 przecięte siecią sprzężonych drobnych uskokuw. Fałdy drugiego rzędu oraz relacje offlap

*zaznaczono strzałkami. Strzałka „a” wskazuje fałd asymetryczny, a strzałka „b” — położenie wewnątrz formacyjnej, łagodnej antykliny. Źródło: Włodarski i in., 2022.*

## Interpretacja (Ryc. 7)

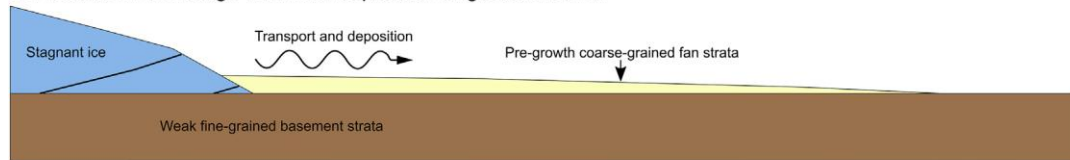
Styl deformacji odpowiada fałdowaniu ponad poziomem oderwania (detachment folding) z dominacją rotacji skrzydeł i miejscową migracją przegubu – ta ostatnia jest udokumentowana w aktywnych przegubach synkliny, natomiast brak jej śladów w przegubach antyklin. Bilansowanie area-depth-strain (ADS) dla A1 wskazuje całkowite przesunięcie wzdłuż poziomu oderwania  $D \approx 12$  m oraz prawdopodobną głębokość poziomu odkucia  $H \approx 28$  m; obliczone odkształcenia równoległe do warstw (LPS) rosną ku dołowi od  $\sim +2\%$  do  $\sim -10\%$ . Mechanicznie dominował poślizg uwarstwieniowy (flexural slip) w jednostkach piaszczysto-żwirowych (U3), a także przepływ zginający (flexural flow), co wyjaśnia zgrubienia w zawiasach i lokalne fałdy drugiego rzędu; sieci drobnych uskoków w strefach zawiasowych odpowiadają mechanice zginania i rozładowaniu naprężeń przy częściowo hamowanym poślizgu międzyławicowym. Charakter deformacji (hydroplastyczne, bez śladów brekcji/hydrofraktur) sugeruje warunki drenujące i wysokie ciśnienia wód porowych, lecz bez długotrwałego nadciśnienia – co sprzyjało ciągłym (duktylnym) mechanizmom odkształceń.

Syntektoniczna sedymentacja: Geometria w jednostce U3 (spadek miąższości ku górze, onlap/offlap) pokazuje, że tempo sedymentacji glaciofluwialnej przewyższało tempo wynoszenia fałdów – antykliny nie stawały się w pełni wynurzone ponad ówczesną powierzchnię depozycji; przykrywanie antyklin postępowało równoległe z ich narastaniem. Jako współdziałające mechanizmy wzrostu występowały rotacja skrzydeł i migracja przegubu (zwłaszcza w synklinie). Na podstawie modelowania strukturalnego i ADS oszacowano, że strop zdeformowanej sekwencji mógł pierwotnie wznosić się  $\sim 7,5$  m ponad poziom odniesienia (płaszczyzna erozji u podstawy U4), a wysokość całej moreny spiętrzonej zawierała się – zależnie od scenariusza zakończenia akumulacji – między  $\sim 14,6$ – $18,8$  m (przy zakończeniu sedymentacji na poziomie obserwowanym) a  $\sim 16,2$ – $28,7$  m (przy ciągłym współwystępowaniu akumulacji i fałdowania) – czyli była to duża forma.

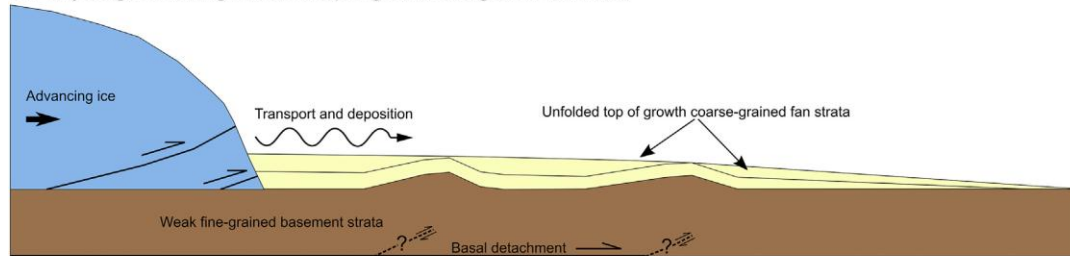
Wiek i kontekst paleoglacjalny: Datowanie OSL próbki z jednostki U3 wskazuje wiek  $143 \pm 13$  ka (CAM po usunięciu dwóch wartości odstających), co wskazuje na deformacje i akumulację w późnym salianie (MIS 6). Charakter litofacjalny U3 (przewaga warstwowań poziomych, sedymentacja z zalewów warstwowych) wskazuje na środowisko sedymentacyjne stożka fluwioglacjalnego. Zestawienie cech deformacji oraz wzajemnej relacji tempa akumulacji i deformacji przemawia za dłużej trwającym, ale stosunkowo powolnym nasunięciem lądolodu a nie epizodem szarży/szybkiego awansu.

Relacje z młodszymi osadami. Cała zdeformowana sekwencja jest ścięta rozległą niezgodnością erozyjną i przykryta osadami lodowcowymi wieku Wisły (U4), co dokumentuje młodszą przebudowę rzeźby i końcową stabilizację układu w fazie po-deformacyjnej.

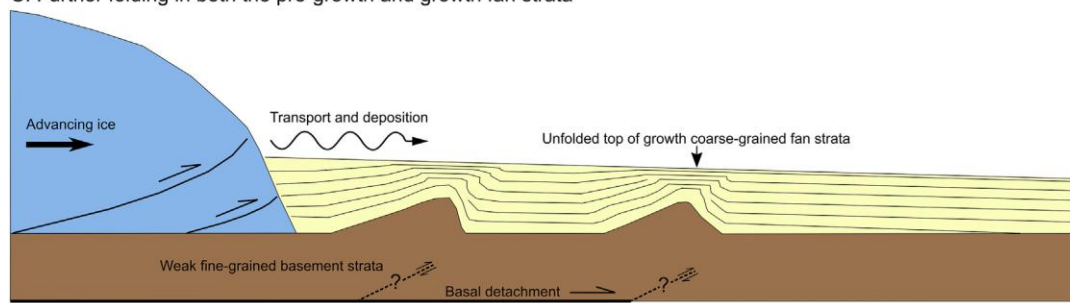
A: Pre-deformation stage with initial deposition on glaciofluvial fan



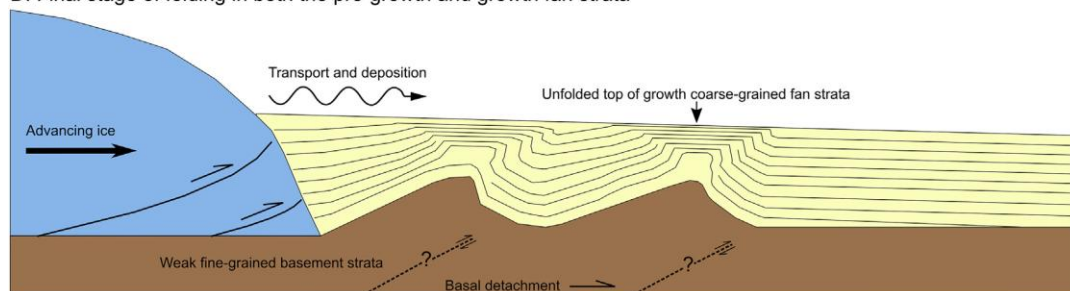
B: Early stage of folding in both the pre-growth and growth fan strata



C: Further folding in both the pre-growth and growth fan strata



D: Final stage of folding in both the pre-growth and growth fan strata

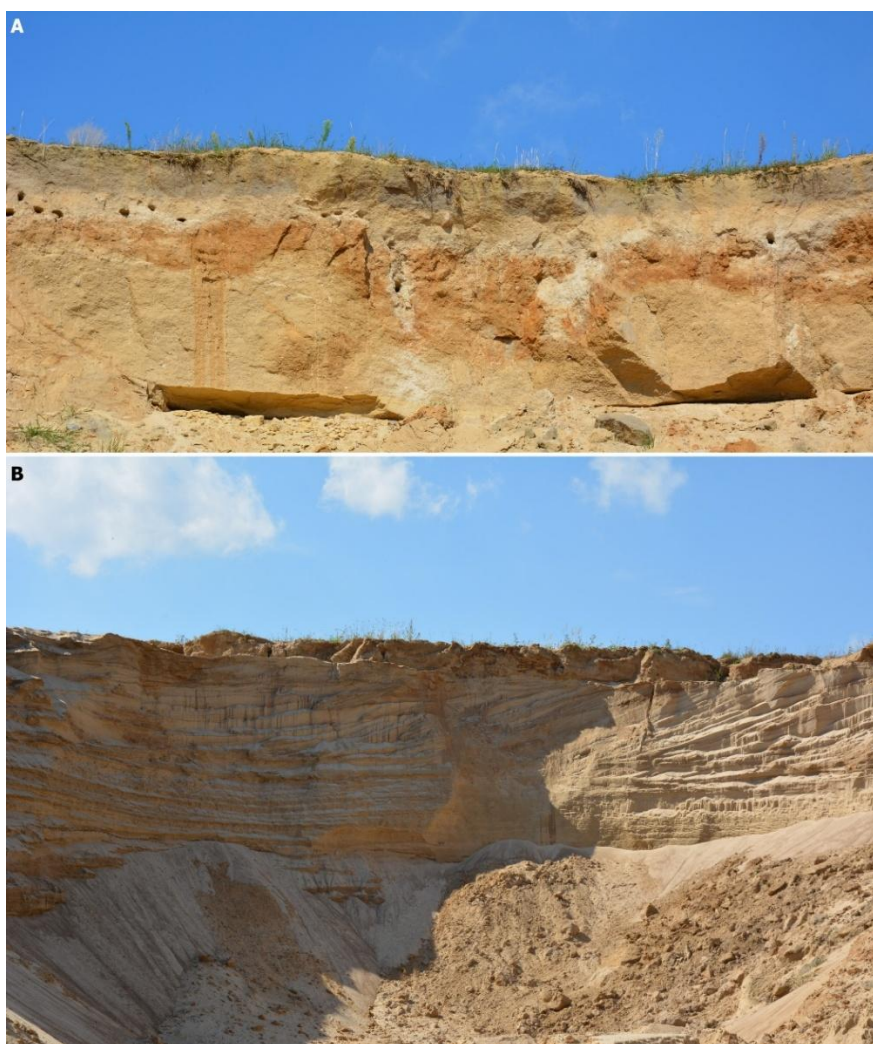


Ryc. 7. Konceptualny model ilustrujący możliwe współdziałanie między fałdowaniem glacitektonicznym a depozycją stożka glaciofluwialnego. Zwróć uwagę, że rzeźba moreny spiętrzonej jest dziedziczona nie tylko po geometrii struktur deformacyjnych, lecz także po procesach depozycyjnych kontrolujących rozmieszczenie przestrzenne i zmienność miąższości warstw wzrostowych. Źródło: Włodarski i in., 2022.

### 3. Osiowa część strumienia lodowego Sławy Śląskiej – stanowisko Chrośnica

#### Opis

Stanowisko Chrośnica zlokalizowane jest w centralnej, osiowej części strumienia lodowego Sławy Śląskiej. Szybki ruch strumienia lodowego Sławy Śląskiej poparty jest obecnością MSGs (por. Bennett, 2003; Stokes i Clark, 2001), szczególnie licznie występujących na północ i na południe od stanowiska Chrośnica. Najprawdopodobniej MSGs w części centralnej zostały zerodowane i/lub zasypane przez sandr. Według mapy geologicznej stanowisko Chrośnica (Michalska, 2000) znajduje się w zasięgu osadów wodnolodowcowych pierwszego poziomu sandrowego związanego z recesją ostatniego lądolodu skandynawskiego w okolicach fazy poznańskiej. Jednakże badania terenowe wykazały brak osadów fluwioglacjalnych na powierzchni. Budowa geologiczna, od spągu, rozpoczyna się warstwowanymi osadami piaszczysto-żwirowymi (Ryc. 8B), powyżej zalega pokład gliny subglacjalnej o miąższości ok. 1.5 - 2 m (Ryc. 8A). Na niej położone są drobne piaski masywne o miąższości około 0.3 m. W obrębie gliny licznie występują szczeliny kontrakcji termicznej z wypełnieniem piaszczystym (ang. *sand wedge cast*; Ryc. 8A, 9A). Większość z nich nie przekracza 0.8 m długości, ale nieliczne przebijają cały poziom gliny.



Ryc. 8. Stanowisko Chrośnica. Odslonięcie w Chrośnicy jest jedynym prezentującym glinę subglacjalną w osiowej części strumienia (A). Gлина subglacjalna podścielona jest osadami fluwioglacjalnymi o miąższości minimum 4 m (B).

Glina subglacialna ma strukturę masywną z pojedynczymi klastami  $> 0.2$  m, miejscami z dobrze widoczną laminacją (Ryc. 9B). Kontakt gliny subglacialnej z osadami piaszczysto-żwirowymi jest ostry, erozyjny. Generalnie osady podścielające glinę nie są zdeformowane. Miejscami jednak obserwuje się deformacje w przystropowej części piasków i żwirów, których miąższość nie przekracza 0.5 m (Ryc. 10A, B). Deformacje mają postać wąskopromiennych fałdów ciągnionych o wergencji południowej (Ryc. 10B). Dodatkowo wzdłuż cienkich lamin drobnego piasku, rozdzielających grubsze warstwy piasków i żwirów, rozwinęły się powierzchnie ścinania (Ryc. 10A). Na zwrot ścinania typu góra ku południowi wskazują charakterystyczne podgięcia lamin w warstwach piasków i żwirów (Ryc. 10B).



Ryc. 9. (A) Struktury kontrakcji termicznej z wypełnieniem piaszczystym licznie występują w glinie subglacialnej w Chrośnicy. Niektóre z nich przebijają całą warstwę gliny. (B) Glina subglacialna z widoczną laminacją.



Ryc. 10. Chrośnica. Deformacja osadów piaszczystych podścielających glinę subglacjalną. Dominują deformacje plastyczne (A). (B) Fałd ciągniony. Dalsze wyjaśnienia w tekście.

## Interpretacja

Ogólnie dobrze zachowana struktura osadów pod gliną subglacjalną oraz ostry kontakt świadczą o dominacji zlokalizowanych odkształceń ścięciowych na kontakcie lądolodu z osadami piaszczystymi i żwirowymi (cf. Piotrowski i in., 2001; Piotrowski, 2006; Larsen i in., 2006a). Można by oczywiście tutaj wskazać, że osady podścielające lądolód były zamrożnięte a przez to sztywne i niepodatne na deformacje. Przeczy temu jednak fakt, że miejscami jednak dochodziło do bardziej rozproszonych odkształceń ścięciowych (ang. pervasive deformation) (por. Clayton i in., 1985). Co więcej, ze względu na charakter deformacji, w tym zachowaną ciągłość deformowanych lamin, a przede wszystkim brak uskoków związanych ze ścięciami typu Riedla a także typu P, można założyć, że były to deformacje hydroplastyczne, rozwijające się przy znacznym udziale wód porowych pod odpowiednim ciśnieniem. Laminacja w obrębie samej gliny jest prawdopodobnie efektem nasmarowywania (ang. plastering) kolejnych cienkich warstw gliny, połączonym z wahaniami normalnego ciśnienia efektywnego na kontakcie lądolód-niżej leżące warstwy wcześniej

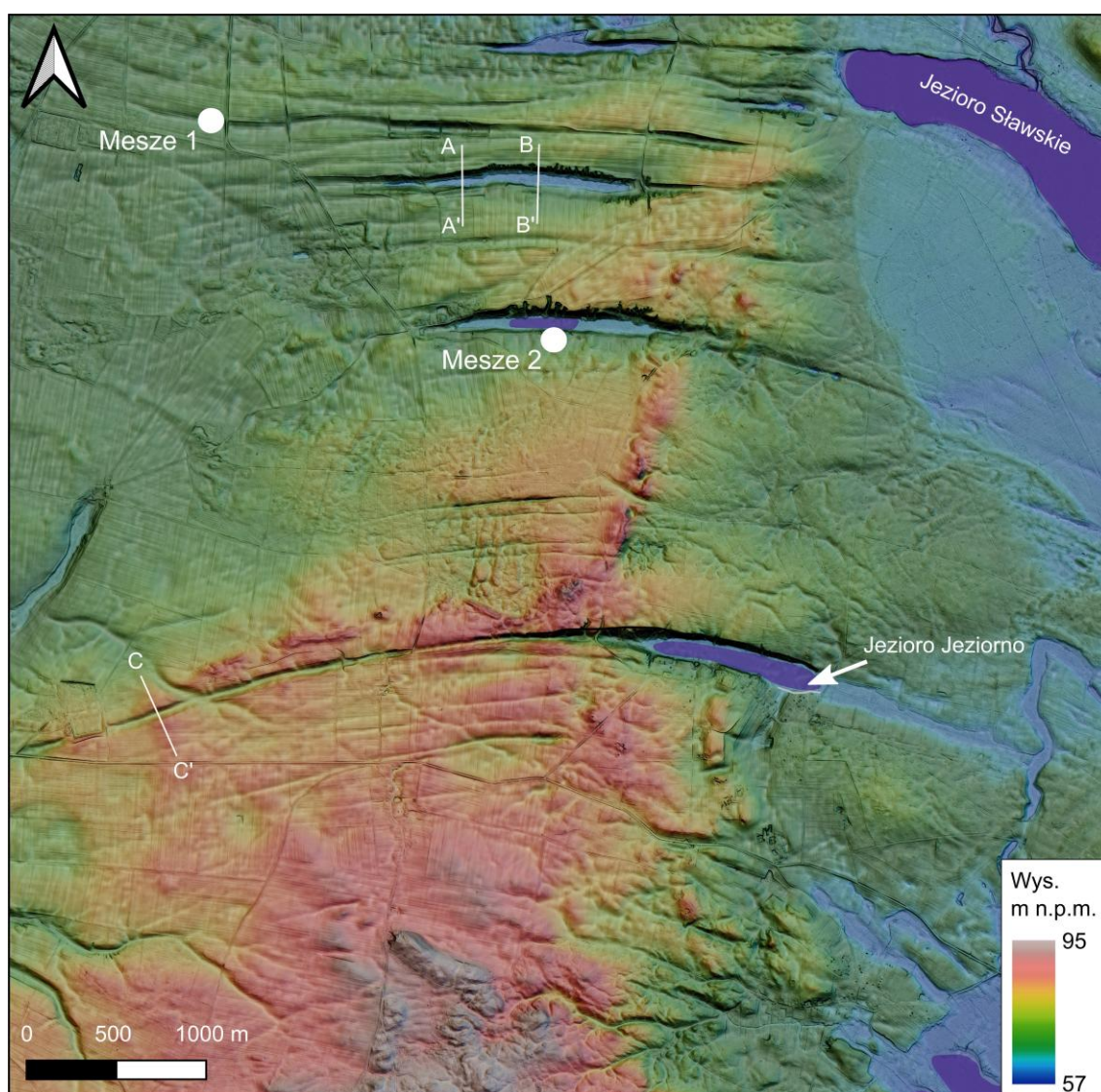
zdeponowanej gliny. Również i w tym przypadku odkształcenia miały charakter zlokalizowany (por. Boulton i in., 2001), co wyklucza możliwość istnienia miększej warstwy deformacyjnej w obrębie samej gliny.

Badania w strefach bazalnych współczesnych lodowców wskazują na przestrzenna i czasową zmienność warunków subglacialnych, na fluktuacje między ciepłą a zimną stopą lodowca (Huddart i Hambrey, 1996; Atkins i in., 2002). Ciepła stopa lodowca jest powszechna dla obszarów o wysokim stopniu geotermalnym, dużej miąższości lodu (Atkins i in., 2002) albo dużych prędkości lodu. W takich strefach osady subglacialne pozostają w stanie niezamarzniętym, a w strefie kontaktu lodu z podłożem obecna jest warstewka wody. Marczynek i Piotrowski (2006) sugerowali nawet, dla północno zachodnich Niemiec, że ciśnienie wody pod lądolodem było bliskie punktu flotacji, a tym samym, że podłoże było przesycone wodą i niezdolne do jej drenowania. Analiza osadów w stanowisku Chrośnica wskazuje na obecność wody w podłożu (deformacje hydroplastyczne, fałdy). Osady były mobilne i nasycone wodą co mogło przekładać się na szybki ruch lodu (np. Boulton i Jones, 1979; Clarke, 1987) i powstawanie MSGs, jednakże w dostępnych odsłonięciach nie zidentyfikowano struktur związanych z odspojeniami lodu od podłoża (np. przewarstwień żwirowych/piaszczystych w obrębie gliny lub na kontakcie glina/osady niżej ległe) opisywanymi w innych stanowiskach z Wielkopolski (Szuman i in. 2013). Badania sedymentologiczne w różnych lokalizacjach potwierdzają jednak, że osiowe partie strumieni lodowcowych są powszechnie ciepłe, podścielone osadami nasyconymi wodą (Astakhov i in., 1996; Lian i Hicock, 2000; Pattyn, 2010).

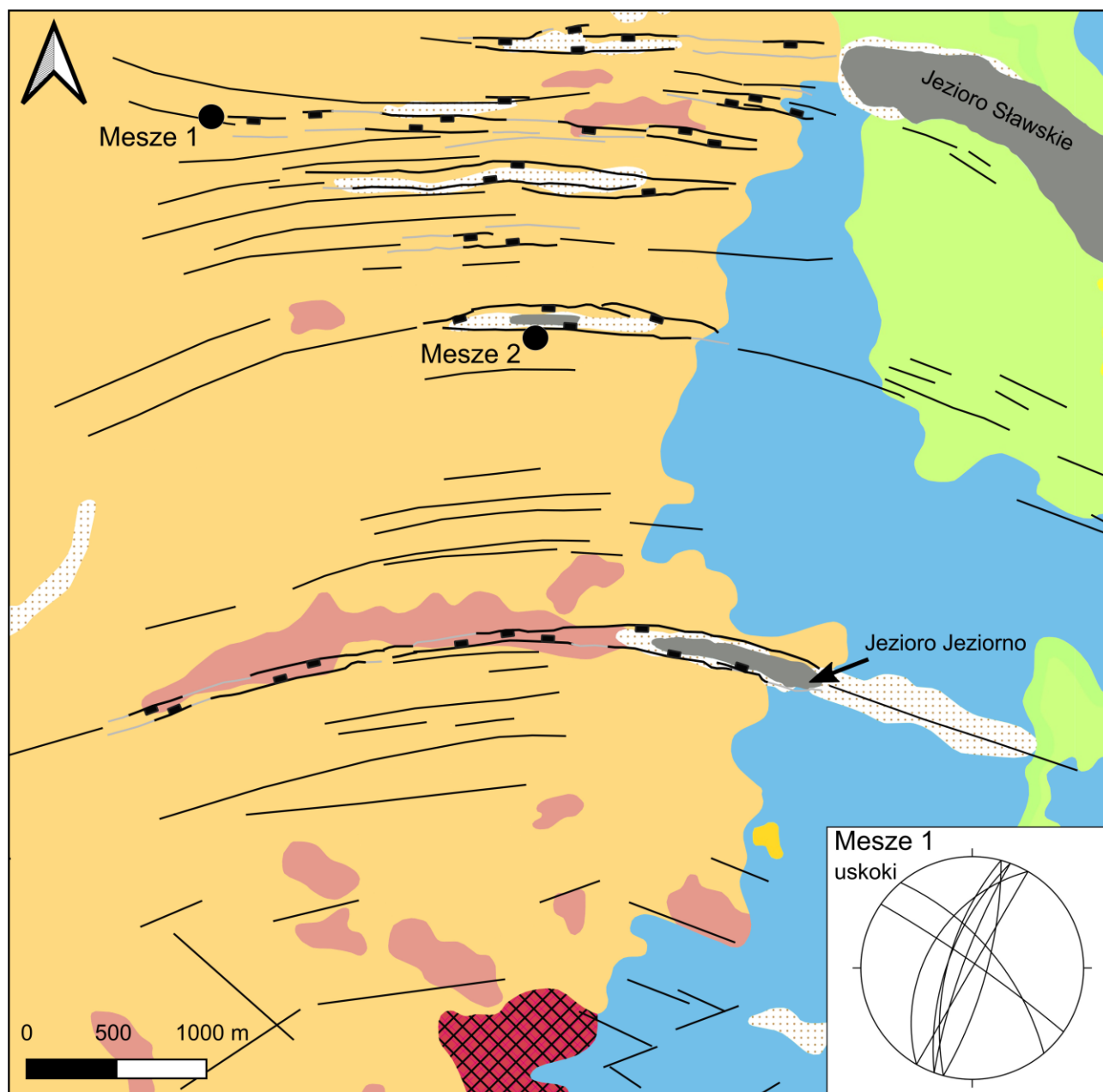
## 4. Stanowiska Mesze 1 i 2

### Opis

Stanowiska Mesze 1 i 2 zlokalizowane są w zachodnim skrzydle lobu Sławy Śląskiej. Występujące tutaj mniej lub bardziej wydłużone formy glacialne tworzą fragment szerokiego łuku, który rozciąga się na kierunku N-S do NW-SE (Ryc. 11, 12). Ze względu na budowę wewnętrzną a także geometrię i sposób ułożenia, formy glacialne zostały przez Kasprzaka (2003) zaliczone do form po wałach lodowo-morenowych. Stanowią one zapis deglacji frontальной czoła lobu Sławy Śląskiej. Na zapleczu tych form, w obniżeniu przylegającym od zachodu do Jeziora Sławskiego występują izolowane bardziej izometryczne formy, zbudowane z piasków i żwirów wodnolodowcowych. Tutaj też rozpoznano stoliwa kemów limnoglacialnych. Rozwój izometrycznych form był warunkowany wytworzeniem rozległego pola martwego lodu z złożonym systemem sieci drenażu wód roztopowych i jezior glacialnych. Bezpośrednio na południe względem form glacialnych (poza zasięgiem rycin 11 i 12) rozciąga się powierzchnia sandru.



Ryc. 11. Topografia zachodniego skrzydła lobu Sławy Śląskiej na cieniowanej mapie hipsometrycznej, opracowanej na podstawie numerycznego modelu rzeźby terenu z danych LiDAR. Białymi liniami zaznaczono przebieg przekrojów morfologicznych A-A', B-B' oraz C-C'. Dalsze objaśnienia w tekście.

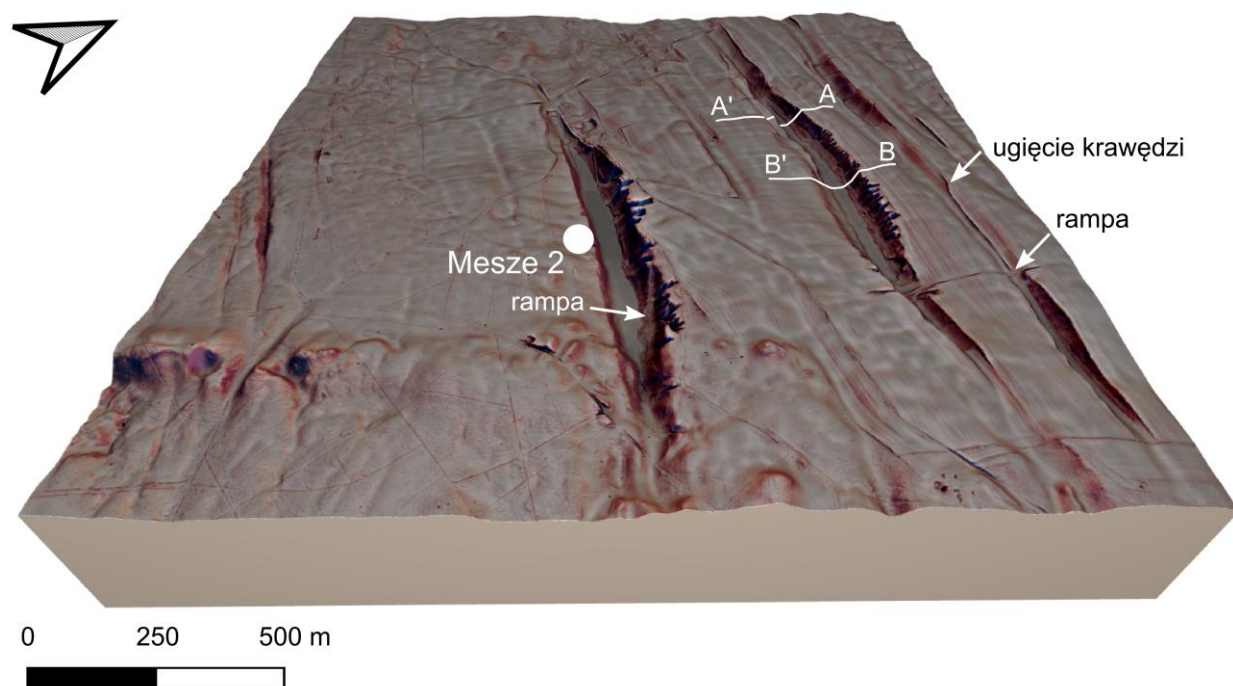


- |                                                        |                                                    |
|--------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|
| — osie wydłużonych obniżeń                             | ▨ moreny czołowe                                   |
| — skarpy o regularnym przebiegu                        | ▨ formy akumulacji szczelinowej i kemy             |
| — górne krawędzie zboczy w obrębie wydłużonych obniżeń | ▨ osady lodowcowe (morenowe, glacialne)            |
| ● stanowiska badawcze                                  | ▨ osady wodnolodowcowe (fluwioglacjalne, sandrowe) |
| ▨ jeziora                                              | ▨ osady rzeczne                                    |
|                                                        | ▨ osady jeziorne                                   |

Ryc. 12. Wydłużone obniżenia i ich elementy morfologiczne na tle form i osadów powierzchniowych. Dalsze objaśnienia w tekście.

Niezwykle intrygującym elementem rzeźby na analizowanym obszarze są wydłużone i wąskie obniżenia. Są to formy łukowato wygięte lub o przebiegu prostoliniowym (Ryc. 11, 12). Formy łukowato wygięte występują w części północnej i środkowej omawianego obszaru. Ich skrzydła są najczęściej skierowane ku S. Osiągają one zróżnicowaną długość w zakresie od 681 m do 6,7 km,

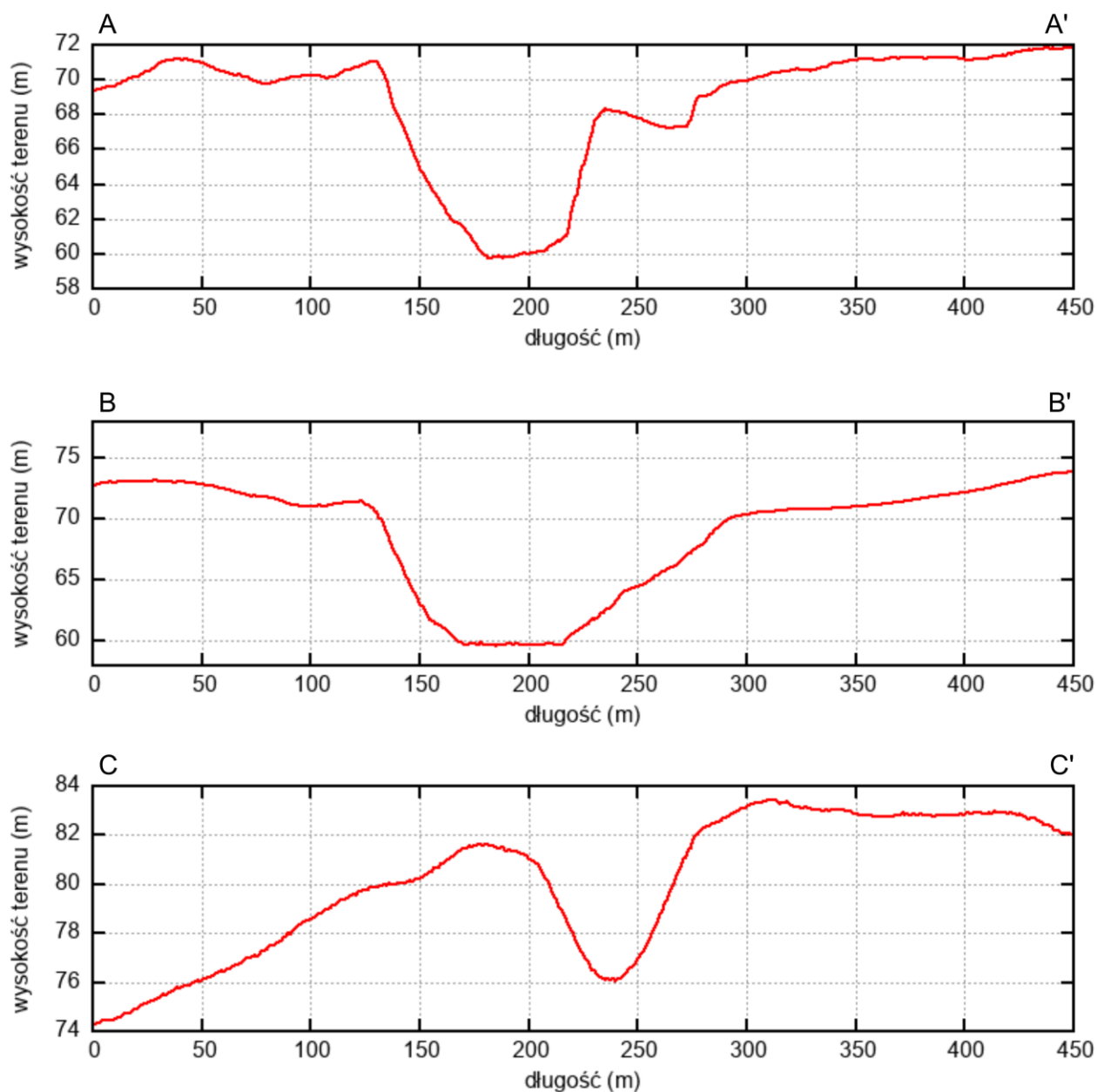
natomiast szerokość stopniowo zwiększa się w kierunku środkowych części tych form osiągając wartości ponad 130 m (Ryc. 11-13). W tym samym kierunku obserwuje się wzrost asymetrii zboczy, przy czym coraz bardziej stromo nachylone stają się zbocza północne. Zbocza te często tworzą tutaj pojedyncze i dość regularne skarpy. Przeciwnie zbocza południowe są bardziej łagodne, choć miejscami ich fragmenty są rozdzielone krótkimi stromymi skarpami. Na uwagę zasługuje fakt, iż w części środkowej form łukowato wygiętych zbocza północne mają większe wysokości w porównaniu do zboczy południowych. Powyższe tendencje są dobrze czytelne bezpośrednio w terenie, w stanowisku Mesze 2. Ponadto, ilustrują je przekroje morfologiczne A-A', B-B' oraz parametry morfometryczne zboczy, zestawione dla sąsiedniej formy tego typu, położonej na północ od stanowiska Mesze 2 (ryc. 14, 15). Dla porównania na przekroju C-C', który jest zlokalizowany w obrębie skrzydła innej formy łukowato wygiętej, zbocza są symetryczne, natomiast zróżnicowanie ich wysokości jest odwrotne.



Ryc. 13. Blokdiagram przedstawiający wydłużone obniżenia i ich elementy morfologiczne w otoczeniu stanowiska Mesze 2. Teksturę powierzchni 3D na blokdiagramie stanowi złożona mapa reliefowa, opracowana na podstawie numerycznego modelu rzeźby terenu z danych LiDAR. Białe linie wyznaczają przebieg przekrojów morfologicznych A-A' oraz B-B'. Dalsze objaśnienia w tekście.

Formy wydłużonych obniżen o przebiegu prostoliniowym charakteryzują się znacznie mniejszą długością, w zakresie od około 140 m do nieco ponad 3,5 km (Ryc. 11, 12). Maksymalna szerokość tych form nie przekracza 100 m. Zwykle ich zbocza mają znacznie mniejsze wysokości a regularne skarpy występują na dość krótkich odcinkach. Często krótsze formy wydłużonych obniżen o przebiegu prostoliniowym układają się równolegle względem sąsiednich form łukowato wygiętych. W części południowej omawianego obszaru obniżenia o przebiegu prostoliniowym są zorientowane skośnie względem siebie, w dwóch kierunkach WNW-ESE do NW-SE oraz ENE-WSW do NE-SW. Co ciekawe, dwusieczne kąta rozwartego między przecinającymi się tutaj formami mają przebieg mniej lub bardziej prostopadły do form łukowato wygiętych, w ich środkowych najbardziej szerokich częściach.

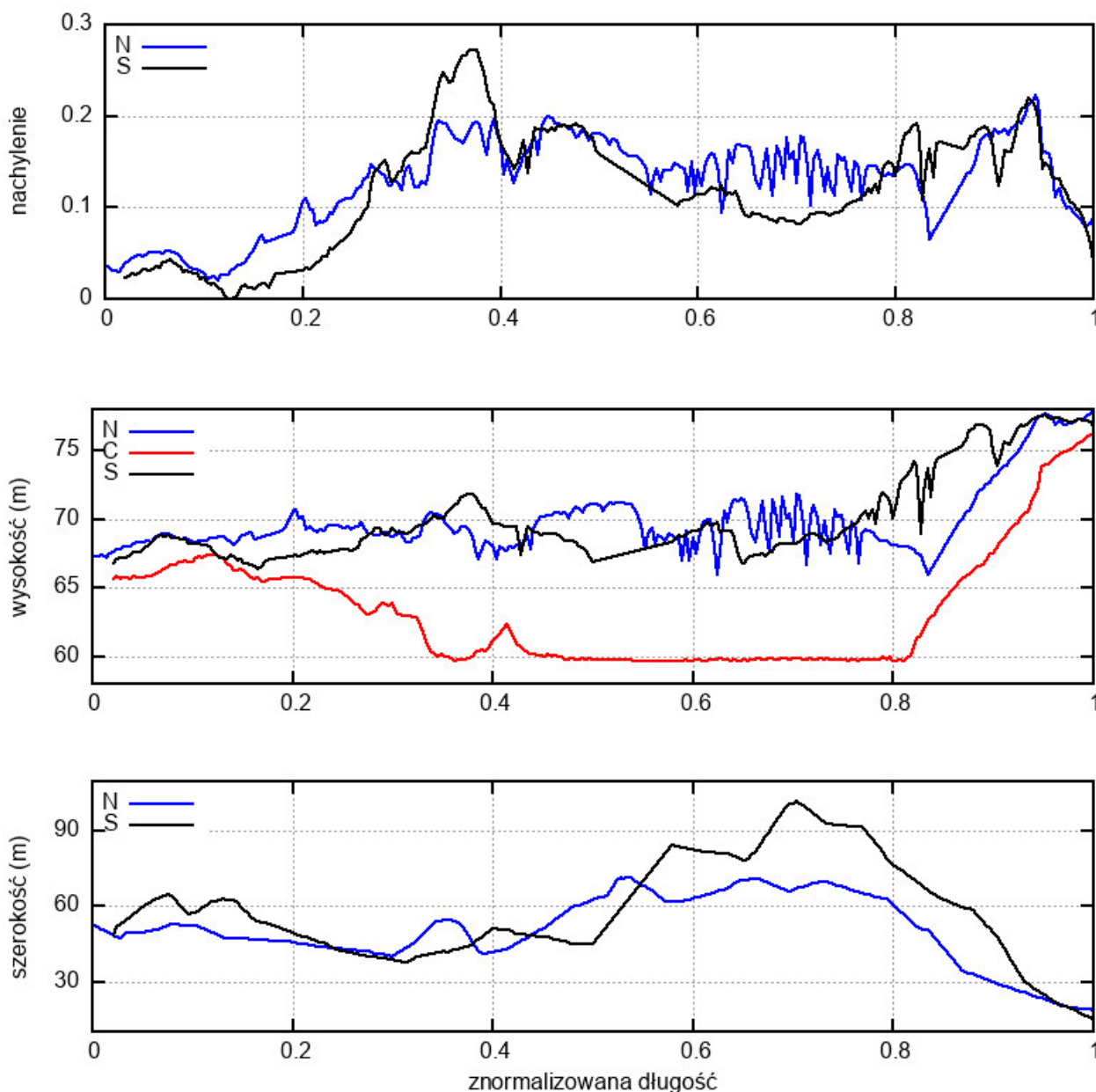
Wzdłuż wydłużonych obniżień można wyodrębnić podrzędne segmenty (Ryc. 12, 13). Manifestuje się to na dwa sposoby. Po pierwsze skarpy morfologiczne a niekiedy i podłużne osie zaznaczające się w sąsiednich segmentach są przesunięte względem siebie na dystansie kilkunastu a najczęściej kilkudziesięciu metrów. W miejscach przesunięcia skarp występują ugięcia górnych krawędzi zboczy, które ograniczają wydłużone obniżenia. Na uwagę zasługują charakterystyczne rampy, wykształcone w miejscach, gdzie tego typu skarpy dodatkowo zachodzą na siebie w planie. Rampy zostały rozpoznane w trzech miejscach, w tym w bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska Mesze 2.



Ryc. 14. Przekroje morfologiczne przez wybrane formy wydłużonych obniżień. Lokalizacja tych przekrojów jest zaznaczona na rycinach 11 i 13.

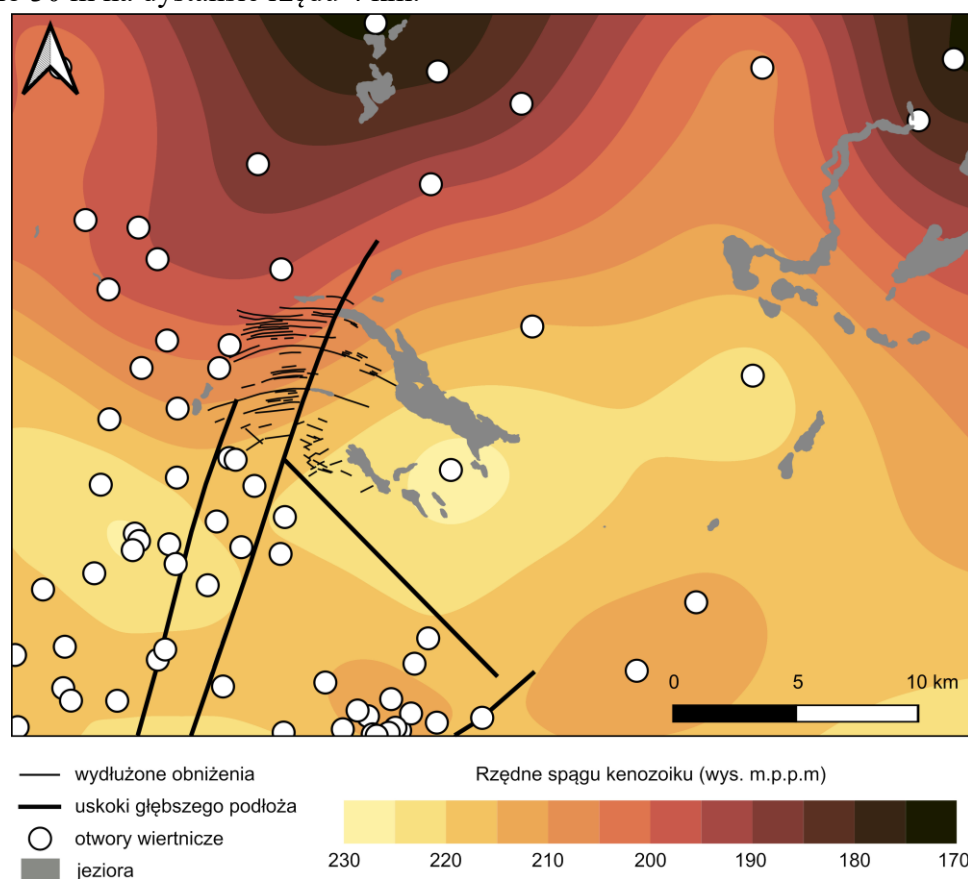
Omawiane formy wydłużonych obniżień są elementami nałożonymi na formy glacialne, które tworzą zachodnie skrzydło lobu Sławy Śląskiej. Przede wszystkim manifestuje się to niezgodnym przebiegiem wydłużonych obniżień w stosunku do ułożenia większości form glacialnych (Ryc. 13).

Ponadto, analiza drobnych uskoków normalnych tnących osady wodnolodowcowe w stanowisku Mesze 1 wskazuje, że ich rozwój był warunkowany horyzontalną ekstensją, której osie ustawione są skośnie względem orientacji wydłużonych obniżeń znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie (Ryc. 12). Najmłodsze formy przekształcone na skutek rozwoju obniżeń są zbudowane z piasków i żwirów rzecznych, których wiek określony został na fazę pomorską ostatniego zlodowacenia (Szałajdewicz, 1995). Z drugiej strony, wzdłuż największego łukowato wygiętego obniżenia, na zachód od jeziora Jeziorno, rozpoznane zostały niewielkie i miejscami wydłużone formy lub ich fragmenty, które są zbudowane z osadów akumulacji szczelinowej (Ryc. 11, 12).



Ryc. 15. Zestawienie wybranych parametrów morfometrycznych zboczy dla wydłużonego obniżenia zlokalizowanego na północ od stanowiska Mesze 2 (poprzecznie do tego obniżenia biegną przekroje morfologiczne A-A' oraz B-B' pokazane na rycinach 11 i 13). Linie niebieskie obrazują zmiany parametrów morfometrycznych dla zbocza północnego a linie czarne dla zbocza południowego. Linia czerwona na środkowym diagramie reprezentuje przekrój morfologiczny wzdłuż osi obniżenia. Na górnym diagramie zestawione są średnie wartości tangensa kąta nachylenia zboczy.

Interesująco przedstawia się układ omawianych form wydłużonych obniżen względem elementów tektoniki. Są one zlokalizowane na N skłonie wydłużonego i szerokiego na kilkanaście km obniżenia, które zostało rozpoznane na powierzchni spągu kenozoiku (Ryc. 16). Oś tego obniżenia ma przebieg WSW-ENE. Co ciekawe, obniżenie to jest rozdzielone na dwa przesunięte względem siebie segmenty. To przesunięcie zaznacza się w miejscu, gdzie na mapie ścicia poziomego na rzędnej 500 m p.p.m. rozpoznano uskoki tnące utwory środkowego i górnego triasu (Kotański 1997). Z drugiej strony wstępna analiza profili sejsmiki refleksyjnej nie potwierdziła obecności uskoków w podłożu mezozoicznym, które korelowałyby się z obniżeniem w powierzchni spągu kenozoiku. Tym samym otwarta pozostaje kwestia, na ile topografia spągu kenozoiku stanowi odzwierciedlenie tektoniki ekstensyjnej, nawet o naskórkowym charakterze. Nie można tego wykluczyć biorąc pod uwagę, że przebieg analizowanego obniżenia jest podobny do orientacji rowów Chruscina-Nowa Wieś oraz Chobienia-Rawicza, a także towarzyszących im uskoków. Struktury te zlokalizowane są w odległości około 30 i 45 km w kierunku SE. Stanowią one zapis ekstensji horyzontalnej, która zaczęła się w późnym eocenie i trwała aż do późnego miocenu, na skutek transtensyjnej reaktywacji uskoków związanych z rozwojem starszych rowów rozpoznanych w skałach mezozoiku (Deczkowski, Gajewska 1980; Jarosiński i in., 2009). Na możliwość późno mioceńskiej ekstensji i związanej z nią subsydencji w obrębie obniżenia powierzchni podkenozoicznej może wskazywać monoklinalnie sfałdowany poziom węgla brunatnych (Szałajdewicz, 1992). Poziom ten został rozpoznany w obrębie miąższych na ponad 100 m osadach piaszczysto-mułowo-ilastych miocenu środkowego, dawniej zaliczanych do serii Mużakowa, a obecnie reprezentujących formacje pawłowicką i naramowicką (Widera, 2021). Amplituda tego fałdu wynosi około 30 m na dystansie rzędu 4 km.



Ryc. 16. Model geostatystyczny spągu kenozoiku, opracowany na podstawie interpretacji danych otworowych. Dalsze objaśnienia w tekście.

## Interpretacja

Biorąc pod uwagę sposób ułożenia łukowato wygiętych wydłużonych obniżen względem skośnie przecinających się obniżen o przebiegu prostoliniowym, wydaje się prawdopodobne, że formy te stanowią zapis horyzontalnej ekstensji. Jednocześnie brak uskokowania w podłożu mezozoicznym skłania do wniosku, że podobnie jak w przypadku topografii spągu kenozoiku, ekstensja miała tutaj charakter naskórkowy. Ze względu na asymetrię zboczy w obrębie środkowych części form łukowato wygiętych można wskazać, że siły odpowiedzialne za horyzontalną ekstensję działały w jednym kierunku tj. ku SSW. Tym samym można tutaj mówić o naskórkowej ekstensji pod wpływem grawitacyjnego zeslizgu (ang. *gravity gliding*). Struktury ekstensyjne rozwijające w takich warunkach zostały opisane z różnych środowisk deformacji, a także były przedmiotem modelowania analogowego i symulacji komputerowych (Schultz-Ela, Walsh, 2002; Rowan i in., 2004; Krézsek i in., 2007). W takim ujęciu, strome i regularne skarpy ograniczające wydłużone obniżenia należy rozpatrywać jako skarpy tektoniczne (Cotton, 1950), związane z rozwojem uskoków normalnych o zrzutach skorelowanych z maksymalną wysokością skarp. Z kolei bardziej łagodne zbocza tych obniżen mogą stanowić efekt rozproszonego uskokowania wzdłuż szeregu drugorzędnych nieciągłości. W przypadku środkowych części łukowato wygiętych form, łagodne zbocza południowe mogły również rozwinąć się na skutek fałdowania znanego ze struktur typu rollover (Krézsek i in., 2007; Fossen, 2010). Na obecnym etapie badań trudno wskazać na jednoznaczną przyczynę grawitacyjnego zeslizgu, który doprowadził do rozwoju powierzchniowych form ekstensyjnych. Z jednej strony lądolód zlodowacenia wisły nasunięty na obszar badań mógł stanowić dostateczne obciążenie dla niżejleżących osadów kenozoicznych, aby wywołać zeslizg grawitacyjny po nachylonej powierzchni w obrębie plastycznych sfałdowanych warstw miocenu środkowego. Z drugiej strony należy też pamiętać o dość rozległym powierzchniowo erozyjnym rozcięciu osadów czwartorzędowych w obrębie pradoliny, która przebiegała równolegle do czoła lądolodu Wisły, wzdłuż dzisiejszej doliny Odry ku zachodowi (Szałajdewicz, 2000; Mojski, 2005). W efekcie tego rozcięcia, na głębokości około 10 m, bezpośrednio pod osadami rzecznyymi datowanymi na holocen i zlodowacenie Wisły, zalegają miększe serie osadów neogeńskich. Erozyjne usunięcie nadkładu osadów czwartorzędowych mogło sprzyjać lateralnej migracji plastycznych osadów miocenu. Proponowany model rozwoju powierzchniowej ekstensji odbiega od wcześniejszych modeli omówionych w pracach Hardt i in. (2021) oraz Karasiewicza i in. (2024).

## 5. Stanowisko Górsko

### Opis

Stanowisko Górsko położone jest na ostańcu erozyjnym w strefie rozcięć marginalnych rozciągających się wzdłuż całego łoby Sławy Śląskiej aż po łob Leszna na wschodzie. W bezpośrednim sąsiedztwie omawianego odsłonięcia znajduje się system rynien glacialnych, pierwsza ciągnie się od Przemętu a druga od Kaszczora. Obie łączą się w okolicach Górsko, a następnie rozgałęziają w kierunku Zaborówca i Drzewiec, gdzie kończą się rozległymi sandrami w strefie marginalnej łoby Sławy Śląskiej. Zgodnie z mapą geologiczną (Jodłowski, 1996) stanowisko znajduje się w obrębie wysoczyzny morenowej zbudowanej z glin subglacialnych z ostatniego zlodowacenia podścielonych piaskami i żwirami wodnolodowcowymi. W odsłonięciu zidentyfikowano glinę subglacialną, pokrytą gliną wytopnieniową i piaskami o zmiennej strukturze (Ryc. 17). W spągu zalegają warstwowane piaski, muły i żwiry o miąższości ponad 2 m.

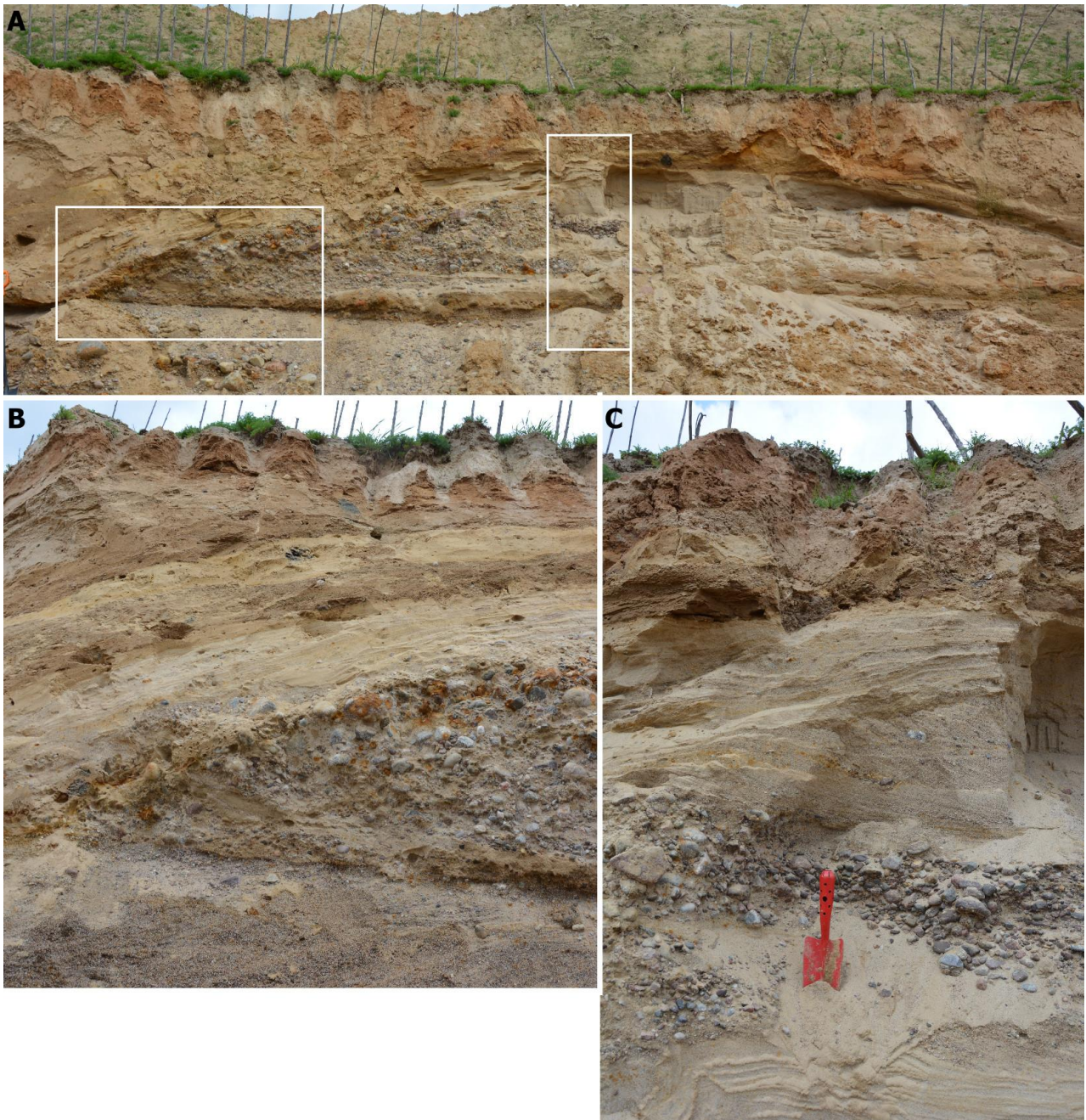


Ryc. 17. Gлина subglacialna w Górsku podścielona zdeformowanymi osadami piaszczysto-żwirowymi i mulami.

W ścianie o długości około 300 m i orientacji WNW-ESE widoczne są osady fluwioglacialne, przykryte poziomą gliną bazalną a miejscami tylko gliną wytopnieniową. Powierzchnia spągowa glin charakteryzuje się łagodną undulacją. Zarejestrowano tutaj cztery antyformy o amplitudzie 1.5 – 2 m. Ich trzony zbudowane są z osadów fluwioglacialnych o znacznie grubszym uziarnieniu niż to obserwuje się w innych częściach odsłonięcia, zarówno w sekwencji pionowej jak i lateralnie. Osady te są podścielone warstwą mułów masywnych o miąższości nie przekraczającej 0.5 m i stanowiących przeławienie w obrębie piasków i żwirów. Rycina 18A przedstawia symetryczną antyformę o amplitudzie 2.5 m i szerokości 12.5 m. Od spągu, w jej obrębie występują żwiry warstwowane przekątnie, następnie piaski masywne. Powyżej zazębiamy się osady o odmiennej frakcji. Idąc od strefy przegubowej antyformy w kierunku jej zachodniego skrzydła występują żwiry i głazy (> 20 cm) o strukturze masywnej i początkowo zwartym a następnie luźnym szkielecie (Ryc. 18B, C). Matrix tych osadów stanowią piaski i żwiry. We wschodniej części antyformy występują drobne i średnie piaski o warstwowaniach przekątnych rynnowych. Całość pokrywa warstwa mułu masywnego z pojedynczymi większymi klastami (> 10 cm), którym towarzyszą charakterystyczne struktury z opływania. Powyżej zalegają piaski masywne, również z pojedynczymi większymi klastami. Ławice piasków masywnych jak i niżej ległych mułów masywnych dostosowują się swoim kształtem do geometrii antyformy. O ile spąg wyżej ległej gliny bazalnej jest zundulowany, to strop jest mniej lub bardziej wyrównany, przez co miąższość gliny zmienia się lateralnie osiągając maksymalne wartości rzędu ok. 1.5 m w strefie przegubowej sąsiednich synform. Z kolei w kierunku strefy przegubowej antyformy miąższość gliny maleje. Tutaj też dochodzi do jej zaniku i wtedy bezpośrednio nad osadami fluwioglacialnymi zalegają muły i glina wytopnieniowa. Orientacja klastów ( $n=30$ ) w glinie bazalnej jest silnie uporządkowana ( $S_1=0.91$ ) i wykazuje dominujący kierunek z N-NNE na S-SSW. Pomiar strukturalny wykonany w obrębie skrzydeł omawianej antyformy wskazuje, że maksymalne nachylenie spągu gliny nie przekracza 25-35 stopni. Zrekonstruowana oś antyformy ma przebieg NNE-SSW pod kątem około 2 stopni. Zundulowana powierzchnia spągowa gliny jak i niżej ległych ławic piasków masywnych i mułów masywnych tworzy niezgodność kątową z niżej ległymi osadami glacialnymi piasków i żwirów z głazami, warstwowanych horyzontalnie albo o strukturze masywnej. Miejscami taka niezgodność występuje również na kontakcie glin z ławicami glacialnymi mułów i piasków mułowych.

## Interpretacja

Na podstawie pomiarów strukturalnych można wskazać, że antyforma to struktura mająca postać wydłużonego wału. Orientacja formy i głazików jest zgodna i wykazuje kierunek wypadkowy NNE-SSW. Mocne, równoległe do ruchu lodu ukierunkowanie klastów może być interpretowane jako wynik procesów typu lodgement (Krüger, 1979, 1994; Dreimanis, 1988; Hart, 1994) w warunkach silnych naprężeń ścinających (Benn i Evans, 1996) i plastycznej natury gliny (Larsen i Piotrowski, 2003). Orientacja głazików i antyform jest zgodna z przebiegiem pobliskiej rynny. Wypełnienie form (osady gruboklastyczne, zazębienie się osadów drobnych i żwirów o średnicy > 20 cm), orientacja wałów, zgodność zalegania gliny subglacialnej z górnymi mułami i piaskami masywnymi wskazują, że cztery antyformy z Górska są prawdopodobnie małymi (do 2.5 m wysokości) ozami subglacialnymi, stanowiącymi wypełnienie kanałów subglacialnych typu R. Kanały typu R świadczą o spadku ciśnienia wody i związanym z tym zwolnieniem ruchu lodu, co zgadza się ze stabilizacją lobu Sławy Śląskiej na linii maksymalnego zasięgu, oddalonej jedynie o ok. 5 km od Górska. Powstały prawdopodobnie po uformowaniu się rynien glacialnych i dużych sandrów na linii maksymalnego zasięgu, które wymagały dużej ilości i ciśnienia wód subglacialnych.



Ryc. 18. (A) Jedna z czterech antyform widocznych w ścianie w Górsku. Wypełnienie tych struktur jest znacznie bardziej gruboklastyczne (B) niż innych osadów glacyfluwalnych widocznych w odsłonięciu. W części centralnej osady gruboklastyczne zazębiają się z drobnymi pisakami (C).

## 6. Stanowisko Hetmanice

### Opis

Zasięg lobu Sławy Śląskiej wyznacza wyraźnie zarysowana krawędź terenowa, którą można prześledzić na dystansie ponad 10 km. Wysokość względna tej krawędzi wynosi przeciętnie 10 m, ale niewielkie, łagodne nabrzmienia od strony przedpoła powodują, że wysokość krawędzi lokalnie wzrasta do 18 m. Na przeważających odcinkach krawędź formuje jeden stopień terenowy, ale lokalnie przylegają do niej półki. Rzeźba przedpoła krawędzi jest słabo urozmaicona. Teren opada łagodnie w kierunku południowym i wschodnim.

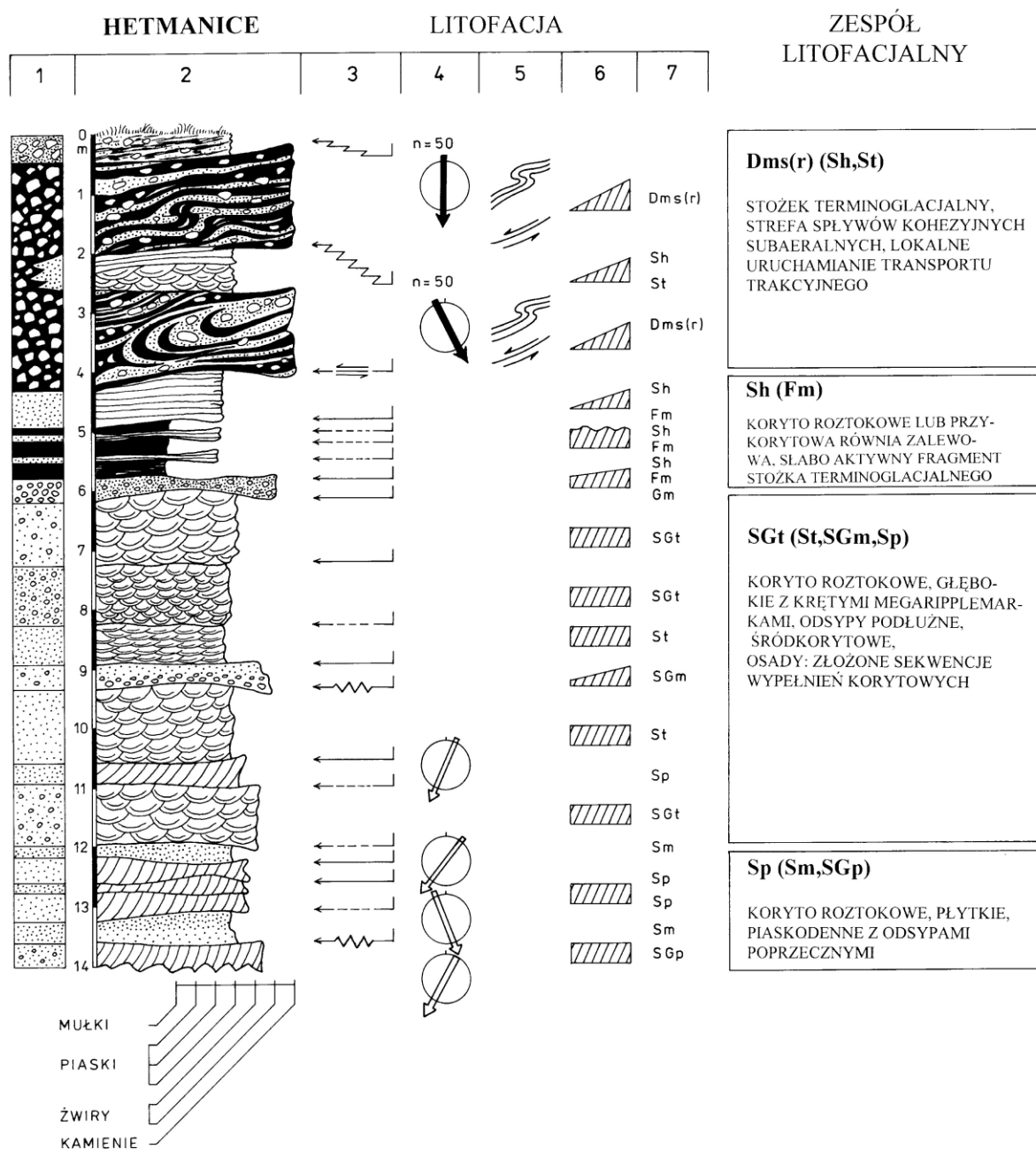
W rzeźbie zaplecza rysują się wyraźnie zarówno pagórki jak i zagłębienia bezodpływowe. W bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi, formy te występują sporadycznie, a deniwelacje w rzeźbie tylko lokalnie osiągają 10 m. W kierunku północo-zachodnim pagórki i zagłębienia bezodpływowe formują wyraźny ciąg o przebiegu równoległym do krawędzi, który stanowi fragment Pagórków Lgińskich. Wysokości względne w tej części obszaru badań osiągają 25 m. Znamionną cechą rzeźby zaplecza, ważną dla wniosków genetycznych, jest lineacja morfologiczna równoległa do krawędzi. Uwaga ta dotyczy zarówno form wklęsłych jak i wypukłych.

W krawędzi sandru można wyróżnić cztery zespoły litofacjalne (Ryc. 19). Pierwszy z nich (Sp/Sm,SGp), położony najniżej, cechuje się przewagą piasków grubych z domieszką żwirów warstwowanych przekątnie w średniej i małej skali (SGp). Pomiary biegów i upadów lamin w osadach warstwowanych przekątnie wskazują na odpływ wód w kierunku południowym, ze znacznymi odchyleniami na wschód i zachód. Poszczególne jednostki sedymentacyjne zachowują stałą miąższość na ścianach odsłonięcia tj. na odcinkach 30-40 metrowych. Tabularny układ warstw oraz bruki erozyjne pokryte osadami bezstrukturalnymi wskazują na erozję dna szerokiego koryta rzecznoego w czasie wezbrania (żwir) i powezbraniowe, szybkie osadzanie materiału transportowanego w suspensji i trakcji (piasek). Ogólnie można scharakteryzować omawiany zespół litofacjalny jako reprezentujący płytkie, piaskodenne koryto roztokowe. Rzeka, która prowadziła wody korytami tego typu, była szeroka i płytka, średnioenergetyczna, o wyraźnej tendencji do aggradacji.

Osady zalegające wyżej w profilu, o przeciętnej miąższości 6 m, zawierają przede wszystkim piaski różnoziarniste, drobne żwiry warstwowane rynnowo w małej i średniej skali (SGt). Towarzyszą im jako litofacie akcesoryczne piaski i żwiry masywne (SGm,Gm), które tworzą wyklinowujące się przewarstwienia o miąższości do 30 cm. Piaski i żwiry połączone w jeden zespół litofacjalny (SGt/St,SGm,Sp), reprezentują odmienny, w stosunku do poprzednio opisanego, reżim rzeki. Struktury sedymentacyjne, a wśród nich przede wszystkim wypełnienia rynien erozyjnych, są charakterystyczne dla rzeki głębokiej, wysokoenergetycznej, z krętymi megariplemarkami na dnie. Rzeka tego typu mogła nawet przejawiać tendencję do meandrowania mimo bliskości krawędzi lądolodu a więc i znacznych wahań objętości przepływów wód roztopowych.

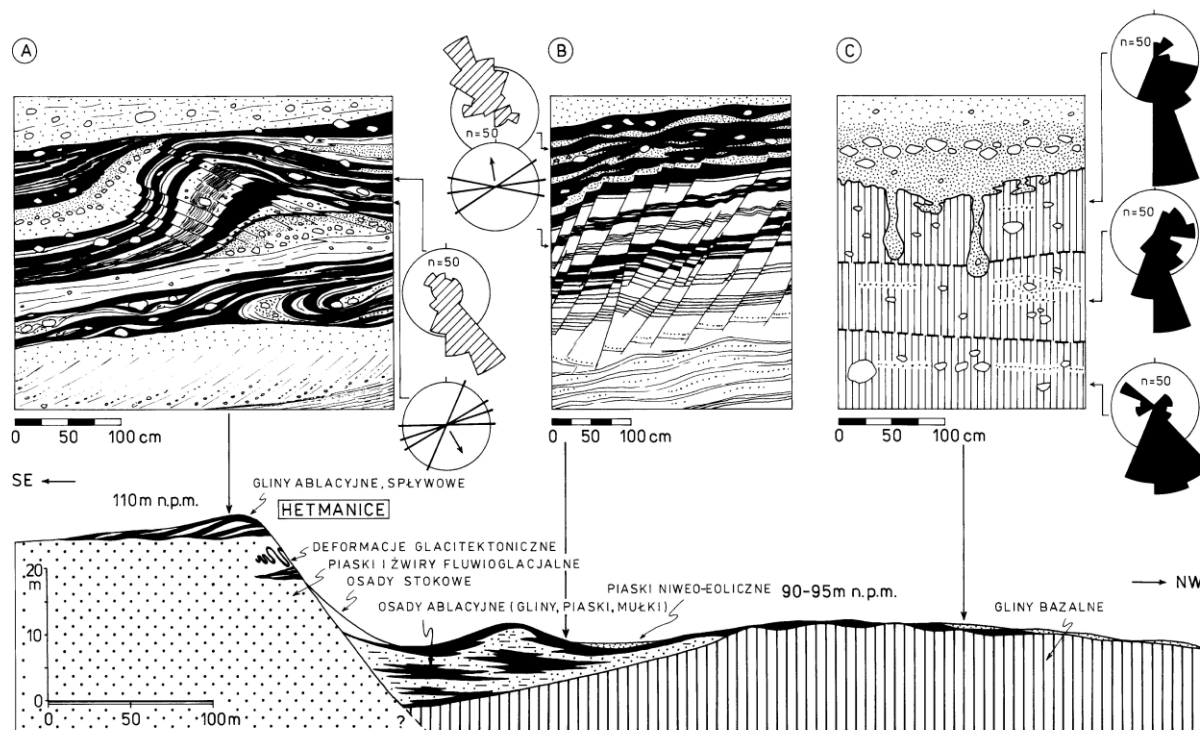
Kolejny, wyższy fragment profilu o miąższości około 2 m połączono w zespół litofacjalny, którego cechą wyróżniającą jest duży udział piasków średnioziarnistych, laminowanych horyzontalnie (Sh) i piasków drobnych masywnych (Fm). Ciągłość lateralna jednostek sedymentacyjnych nie jest duża i wynosi do kilkunastu metrów. Granice litofacji o różnym składzie mechanicznym i odmiennej strukturze są słabo zaznaczone. Osady pochodzące z dwóch odmiennych mechanizmów sedymentacji: prądowej i dekantacyjnej często zazębiają się. Wymienione cechy świadczą o depozycji, która zachodziła w rzece roztokowej, ale o mniejszej energii niż to miało

miejsce wcześniej, w okresie osadzania piasków leżących niżej w analizowanym profilu. Osady drobne były składane w najmniej aktywnych partiach systemu roztok, np. na przykorytowych równiach zalewowych lub na mniej aktywnych fragmentach, łagodnie nachylonego stożka glaciomarginalnego. Struktura masywna dużej części osadów pozwala przypuszczać, że najbardziej wydajna depozycja odbywała się w czynnych roztokach, w okresach poweźbraniowych i była wymuszana gwałtownymi spadkami prędkości wody.



Najwyższą pozycję w profilu osadów sandru zajmują gliny spływowe. Zestawienie diagramów orientacji pochodzących z różnych warstw gliny (Ryc. 20) pokazuje, że klasty układają się w wachlarze charakterystyczne dla subaeralnych spływów grawitacyjnych. Zaobserwowano dwa typy kontaktów osadów piaszczystych z glinami. Pierwszym z nich jest zazębienie, co wskazuje na synchronicność procesów depozycyjnych, a drugim jest kontakt typu ścięciowego, związany z procesami ścinania zachodzącymi w spągowych partiach gliniastych łobów spływowych.

Osady fluwioglacjalne, które występują na całej długości krawędzi sedymentacyjnej sandru lobu Sławy Śląskiej są mocno zróżnicowane i na długich jej odcinkach nie są przykryte glinami spłowymi.



Ryc. 20. Osady skarpy sedymentacyjnej w Hetmanicach. A – glina spływowa w górnej części sandru, B – glina spływowa na pagórkach zaplecza, C – ciągły pokład gliny bazalnej pod warstwą piasków o małej miąższości. Diagramy rozetowe przedstawiają orientację gładzików i warstw.

## Interpretacja

Na podstawie przedstawionych obserwacji można zinterpretować cały zespół osadów jako fragment stożka terminoglacjalnego, wytworzonego w wyniku grawitacyjnego spływania materiału morenowego z czoła lądolodu. Kierunki spływu były zróżnicowane, ale każdorazowo spływanie następowało z sektora północnego tj. od strony czoła lądolodu. Profil z Hetmanic przedstawia proksymalną część sandru. Całkowita miąższość sandru w strefie proksymalnej wynosi około 15 metrów. Zamieranie procesów sedymentacji sandru rejestrują w stropowych partiach piaski i mułki warstwowane horyzontalnie, zinterpretowane wcześniej jako sedymenty niskoenergetycznych rzek roztokowych, ze sporadycznie pojawiającą się depozycją na przykorytowych równiach zalewowych. Interpretacja tych osadów może już być powiązana z analizą rzeźby w proksymalnych częściach sandru, którą charakteryzuje obecność licznych, płaskich

nabrzeżni znikających w kierunku dystalnym. Tego rodzaju relacja osad/forma, pozwala przypuszczać, że strumienie wód roztopowych funkcjonowały w obrębie glaciomarginalnych stożków sandrowych zachodzących jedno na drugie. Sedymentację na stożku cechuje zmienność natężenia procesów, polegająca na okresowym uaktywnianiu poszczególnych jego fragmentów. Jest to najprawdopodobniej główna przyczyna cyklicznego występowania struktur sedymentacyjnych zaobserwowanych w drobnych piaskach i mułkach w górnych częściach sandru (Fm/Sh). Wierzchnią pokrywę serii sandrowej stanowią gliny spływowe (Kasprzak i Kozarski, 1989, 1991). W trakcie analizy strefy krawędziowej lobu Sławy Śląskiej, wielokrotnie znajdowano osady tego rodzaju choć nie tworzyły one tak dobrze wykształconych pokryw jak w Hetmanicach.

Powstanie skarpy sedymentacyjnej w Hetmanicach należy przypisać okresowi równowagi dynamicznej czoła lądolodu. Trudno zdecydować jednoznacznie, czy proces spływania materiału morenowego był tylko końcowym epizodem depozycyjnym, czy też zachodził w sposób ciągły, przez cały okres nadbudowywania sandru, a jedynie zmniejszająca się zdolność transportowa i znikająca działalność wód roztopowych umożliwiała fosylizację osadów gliniastych. Istnieje jednak jeszcze jedna możliwość wyjaśnienia sekwencji piaski i żwiry fluwioglacjalne/glina spływowa. Intensywność wydzielania materiału na czołe lądolodu pozostaje w ścisłym związku z jego koncentracją w lodzie. Ta zaś jest największa w dolnych warstwach lodu, które wytapiają się najpóźniej, ale ich nacięcie i włączenie w system ablacji, może doprowadzić do zdecydowanej, jakościowej zmiany sedymentacji w końcowej fazie zaniku lądolodu.

## Podziękowania

Projekt częściowo finansowany był z grantu NCN 2015/17/D/ST10/01975.

## Literatura

- Astakhov, V.I., Kaplyanskaya, F.A., Tarnogradsky, V.D., 1996. Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7: 165-191.
- Atkins, C.B., Barrett, P., Hicock S., 2002. Cold glaciers erode and deposit: Evidence from Allan Hills, Antarctica. *Geology*, 30: 659-662.
- Augustowski, B., 1956. Spostrzeżenia ze strefy kontaktowej zlodowacenia bałtyckiego i środkowopolskiego w okolicy Wschowy. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 3: 113-123.
- Augustowski, B., 1961. Zarys geomorfologii Międzyrzecza Odrzańsko-Obrzańskiego. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, nr 3, PTPN, Poznań: 1-84.
- Bartkowski, T., 1967. O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, nr 3, PTPN, Poznań: 1-50.
- Behr J., Tietze O., 1913. Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Provinz Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. *Jb. d. Königl. Preuss. Geol. Landesanstalt*, 32: 60-75.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 1996. The interpretation and classification of subglacially-deformed materials. *Quaternary Science Reviews*, 15: 23-52.
- Bennett, M.R., 2003. Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*, 61: 309-339.
- Boulton, G., Jones, A., 1979. Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment. *Journal of Glaciology*, 24: 29-43.
- Boulton, G.S., Dongelmans, P., Punkari, M., Broadgate, M., 2001. Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle:-the European ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews*, 20: 591-626.

- Cepek, A.G., 1965. Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen im Lausitzer Urstromtal. *Geologie*, 14: 617-642.
- Clarke, G. K. C., 1987. Fast glacier flow: ice streams, surging and tidewater glaciers. *Journal of Geophysical Research* 92(B9): 8835-8841.
- Clayton, L., Teller, J.T. and Attig, J.W., 1985. Surging of the southwestern part of the Laurentide ice-sheet. *Boreas*, 14: 235-241.
- Cotton, C.A., 1950. Tectonic scarps and fault valleys. *Geological Society of America Bulletin*, 61: 717-757.
- Deczkowski, Z., Gajewska, I., 1980. Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 28: 151-156.
- Dreimanis, A., 1988. Tills: Their genetic terminology and classification. W: Goldthwait, R. P., ; Matsch, C. L. (red), *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. Balkema, A.A., Rotterdam: 17-83.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, New York.
- Gizler, H., 1995. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Sława (577), Warszawa.
- Hardt, J., Norden, B., Bauer, K., Toelle, O., Tranbach, J., 2021. Surface cracks - geomorphological indicators for late Quaternary halotectonic movements in Northern Germany. *Earth Surf. Process. Landforms*, 46: 2963-2983.
- Hart, J.K., 1994. Till fabric associated with deformable beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 15-32.
- Huddart, D. and Hambrey, M.J., 1996. Sedimentary and tectonic development of a high-arctic, thrust-moraine complex: Comfortlessbreen, Svalbard. *Boreas*, 25: 227-243.
- Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geological Quarterly*, 53: 3-26.
- Jodłowski, J., 1996. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Świącichowa (578). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Karasiewicz, T., Hrynowiecka, A., Weckwerth, P., Tobojko, L., Pawłowski, D., Wysota, W., Krawiec, A., Dąbrowski, M., 2024. Origin and post-glacial evolution of surface cracks: A case study from the area of the Last Glaciation, north-eastern Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 49: 525-548.
- Kasprzak, L., 1997. Main lithofacial complexes of the Sława Śląska ice lobe (Vistulian glaciation, Great Poland Lowland). *Quaternary Studies in Poland*, 14: 17-39.
- Kasprzak, L., 2003. Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Kasprzak, L., Kozarski, S., 1984. Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Geografia*, 29: 1-54.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1989. Ice-lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major Vistulian ice-sheet positions, west-central Poland. *Quaestiones Geographicae*, Special Issue, 2: 69-81.
- Kasprzak, L., Kozarski, S., 1991. Stosunek rzeźby strefy marginalnej fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia do podłoża previstulianskiego w południowo-zachodniej Wielkopolsce. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 42: 85-101.
- Kasprzak, L. and Kozarski, S., 1992. Vistulian ice-marginal formation and ice-front dynamics in west central Poland: a concluding retrospection, W: Böse, M., Kasprzak, L., Kozarski, S. (red), *Last Ice Sheet Dynamics and Deglaciation in the North European Plain*. International Symposium, Poznań/Berlin, Excursion guide: 16-21.
- Kozarski, S., 1986. Time scales and the rhythm of Vistulian geomorphic events in the Polish Lowland. *Czasopismo Geograficzne*, 57: 247-270.
- Kotański, Z. (red.), 1997. *Atlas Geologiczny Polski, Mapy Ścięcia Poziomego 1: 750 000*. Państwowy Instytut Geologiczny, Wydawnictwo Kartograficzne, PAE, Warszawa.
- Kozarski, S., 1995. Deglaciation of Northwestern Poland: environmental conditions and geosystem transformation (~20 ka - 10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna, IGI PAN*, 1.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1987a. Facies analysis nad depositional models of Vistulian ice-marginal features in northwestern Poland. W: Gardiner, V. (red.), *International Geomorphology 1986, part II*, John Wiley and Sons: 693-710.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1987b. Sedymentologiczne i geomorfologiczne podstawy analizy maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu w Wielkopolsce. CPBP 03.13 „Ewolucja środowiska geograficznego Polski”. Sprawozdanie za rok 1987.
- Krężsek, C., Adam, J., Grujic, D., 2007. Mechanics of fault and expulsion rollover systems developed on passive margins detached on salt: insights from analogue modelling and optical strain monitoring. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 292: 103-121.

- Krüger, J., 1979. Structures and textures in till indicating subglacial deposition. *Boreas*, 8: 323-340.
- Krüger, J., 1994. Glacial processes, sediments, landforms, and stratigraphy in the terminus region of Mýrdalsjökull, Iceland, *Folia Geographica Danica*, 21: 1-233.
- Krygowski, B., 1956. Z badań granulometrycznych nad utworami plejstoceny w Polsce zachodniej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 71.
- Krygowski, B., 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej: Geomorfologia. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Krygowski, B., 1967. Ważniejsze problemy plejstocenu Polski Zachodniej. W: Galon, R., Dylik, J. (red.), *Czwartorzęd Polski*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa. PWN, Warszawa: 167-205.
- Krygowski, B., 1972. Nizina Wielkopolska, *Geomorfologia Polski*: 186-223.
- Krygowski, B., 1975. Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 27: 89-156.
- Krzyszowski D., Gizler H., Jodłowski J., Dobosz T., 1999. Quaternary geology and geomorphology in the zone of the maximum extent of the Weichselian ice sheet between Sława Śląska and Świeciechowa, Western Poland. *Quaternary Studies in Poland*, 16: 47-66.
- Larsen, N.K. and Piotrowski, J.A., 2003. Fabric pattern in a basal till succession and its significance for reconstructing subglacial processes. *Journal of Sedimentary Research*, 73: 725-734.
- Larsen, N.K., Piotrowski, J.A. and Christiansen, F., 2006. Microstructures and microshears as proxy for strain in subglacial diamicts: Implications for basal till formation. *Geology*, 34: 889-892.
- Lian, O.B. and Hicock, S.R., 2000. Thermal conditions beneath parts of the last Cordilleran Ice Sheet near its centre as inferred from subglacial till, associated sediments, and bedrock. *Quaternary International*, 68: 147-162.
- Liszkowski, J., 1987. Zonal arrangement of thermal regimes of Pleistocene ice sheets as indicated by field data from Poland. *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling. Proceedings of the Vancouver Symposium*: 121-130.
- Marczinek, S., Piotrowski, J. A., 2006. Groundwater flow under the margin of the last Scandinavian ice sheet around the Eckernförde Bay, northwest Germany. W: Knight, P. G. (red.), *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell, Oxford: 60-62.
- Marks, L., 2012. Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 44: 81-88.
- Michalska, E., 2000. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Zbąszyń (503). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mojski, J.E., 2005. *Ziemia polska w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Pattyn, F., 2010. Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model. *Earth and Planetary Science Letters*, 295: 451-461.
- Pazdur, M., Stankowski, W., Tobolski, K., 1980. Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina (doniesienie wstępne). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, Ser. A, 23: 79-88.
- Piotrowski, J.A., Mickelson, D.M., Tulaczyk, S., Krzyszowski, D. and Junge, F.W., 2001. Were deforming subglacial beds beneath past ice sheets really widespread? *Quaternary International*, 86: 139-150.
- Piotrowski, J.A., Larsen, N.K., Menzies, J., Wysota, W., 2006. Formation of subglacial till under transient bed conditions: deposition, deformation, and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland. *Sedimentology*, 53: 83-106.
- Przybylski, B., 2008. Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas*, 37: 286-296.
- Punkari, M., 1997. Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 16: 741-753.
- Rotnicki, K., Borówka, R., 1989. Osady górnego plenivistulianu w dolinie dolnej Prosny pod Macewem a wiek maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia podczas fazy leszczyńskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 40: 5-20.
- Rowan, M.G., Peel, F.J., Vendeville, B.C., 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. W: McClay, K.R. (red.), *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. AAPG Memoir, 82: 157-182.
- Schultz-Ela, D.D., Walsh, P., 2002. Modelling of grabens extending above evaporites in Canyonlands National Park, Utah. *Journal of Structural Geology*, 24: 247-275.
- Stankowska, A., Stankowski, W., 1988. Maximum extent of the Vistulian ice sheet in the vicinity of Konin, Poland: a geomorphological, sedimentological and radiometric evidence. *Geographia Polonica*, 55: 141-150.

- Stankowska, A., Stankowski, W., 1991. Morfo- lito- i chronostratygrafia vistulianu we wschodniej Wielkopolsce. In: K. A. (Ed.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Geografia. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań: 563-571.
- Stankowski, W., 2000. The geological, paleobotanical and radiometric dating of Quaternary sediments in the region of Konin (eastern Great Poland Lowland). *Geologos*, 5: 175-188.
- Stokes, C.R. and Clark, C.D., 2001. Palaeo-ice streams. *Quaternary Science Reviews*, 20: 1437-1457.
- Szałajdewicz, J., 1992. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, arkusz Konotop (576). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Szałajdewicz, J., 1995. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, arkusz Bytom Odrzański (613). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Szałajdewicz, J., 1995. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz Konotop (576). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Szuman, I., Ewertowski, M., Kasprzak, L., 2013. Thermo-mechanical facies representative of fast and slow flowing ice sheets: the Weichselian ice sheet, a central west Poland case study. *Proceedings of the Geologists' Association*, 124: 818-833.
- Szuman, I., Kalita, J. Z., Ewertowski, M. W., Clark, C. D., and Livingstone, S. J., 2021a. Dynamics of the last Scandinavian Ice Sheet's southernmost sector revealed by the pattern of ice streams, *Boreas*, 50, 764–780.
- Szuman, I., Kalita, J. Z., Ewertowski, M. W., Clark, C. D., Livingstone, S. J., and Kasprzak, L., 2021b. GIS dataset: geomorphological record of terrestrial-terminating ice streams, southern sector of the Baltic Ice Stream Complex, last Scandinavian Ice Sheet, Poland, *Earth Syst. Sci. Data*, 13, 4635–4651.
- Tobolski, K., Mojski, J., 1979a. Biostratigraphy of the Late Pleistocene (Neo-Pleistocene) in the Konin neighbourhood. W: Mojski, J. E. (red.), *Vistulian stratigraphy, Symposium. Guide-book of excursion*. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne: 4.6-4.9.
- Tobolski, K., Mojski, J., 1979b. Fossil flora in the Maliniec site. W: Mojski, J. E. (red.), *Vistulian stratigraphy, Symposium. Guide-book of excursion*. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne: 4.3-4.5.
- Tylmann, K., Rinterknecht, V. R., Woźniak, P. P., Bourlès, D., Schimmelpfennig, I., Guillou, V. & Team, A. 2019: The Local Last Glacial Maximum of the southern Scandinavian Ice Sheet front: Cosmogenic nuclide dating of erratics in northern Poland. *Quaternary Science Reviews* 219, 36-46.
- Widera, M., 2021. Geologia polskich złóż węgla brunatnego. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Włodarski W., Szuman I., Kalita J.Z., Ewertowski M.W., Alexanderson H., 2022. The interplay between deformation and deposition in a Pleistocene push moraine: New insight from structural interpretation and area-depth-strain analysis of the growth strata. *Sedimentary Geology*, 437: 106192
- Woldstedt, P., 1925. Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 172-184.
- Zieliński, T., (2007) Podglinowe osady glacialfluvialne Pojezierza Sławskiego (stanowisko Kaszczor). W: *Strefy glacialmarginalne Wielkopolski* (red. Kasprzak, L.), Poznań, 71-78.