

## Rozwój strefy glaciomarginalnej na przedpolu Beskidu Śląskiego (dział bielski Pogórza Śląskiego)

Tomasz Salamon<sup>1</sup>



**Evolution of the glaciomarginal zone in the Silesian Beskid foothill (Bielsko division of the Silesian Foothills).**  
Prz. Geol., 62: 103–110.

*Abstract.* The paper presents the succession of Sanian Glaciation sediments recognized in the Świętoszówka site, southern part of the Silesian Foothills (Bielsko division). The following deposits were found: a unit of gravels deposited in a system of foremountain alluvial fans, a unit of silts deposited in a glaciomarginal dammed lake, and a glacial till. Glaciogenic deposits are covered with loess-like deposits. The development of the glaciomarginal zone was influenced mainly by the pattern of basement relief. In the northern part of the foothill, in the northward-oriented valleys, glacially dammed lakes were mainly formed. During transgression, water from these reservoirs was pushed in front of the ice-sheet margin towards the southern part of the low-relief foothill. The individual lakes probably merged there

into one larger glaciomarginal lake. It was characterized by low-energy conditions and deposition mainly from suspension. Sedimentation style in the lake changed over time and was dependent on the size and shape of the lake and its position in relation to the ice-sheet margin, which determined the width and distribution of zones of sediment supply and the dynamics of depositional processes in the lake.

**Keywords:** glaciomarginal zone, glaciolacustrine sedimentation, Sanian Glaciation, Carpathian Foothill

Według znanych z literatury poglądów lądolód skandynawski nasunął się w obszar Karpat po samą krawędź gór lub wysokich pogórzy, wkraczając jednocześnie niewielkimi lobami w rejon większych dolin rzecznych (Klimaszewski, 1936a, 1948, 1952; Starkel, 1972; Lindner & Marks, 1995; Lindner, 2001; Mojski, 2005). Stopień zachowania osadów lodowcowych jest jednak w wielu miejscach znikomy, dlatego koncepcja ta nie wszędzie jest poparta dowodami. Maksymalny zasięg lądolodu wyznaczany jest tam często orientacyjnie, najczęściej wzdłuż określonych poziomów terenowych, w nawiązaniu do położenia głazów narzutowych, rzadziej niewielkich wychodni glin (por. Klimaszewski, 1936a, 1952; Dudziak, 1961; Wójcik, 2003). Mała liczba odsłoneń stanowi również przyczynę niewielkiej liczby opracowań sedimentologicznych i paleogeograficznych strefy glaciomarginalnej z tego rejonu. Odsłoneń osadów powstałe w czasie budowy nowej drogi szybkiego ruchu z Bielska-Białej do Cieszyna umożliwiły uściślenie poglądów w tym zakresie na obszarze działu bielskiego Pogórza Śląskiego. W stanowisku w okolicach miejscowości Świętoszówka stwierdzono sukcesję osadów, która pozwala na paleogeograficzną rekonstrukcję strefy marginalnej lądolodu z okresu jego nasuwania do linii maksymalnego zasięgu.

Z dotychczasowych badań prowadzonych w Karpatach i na ich przedpolu wynika, że lądolód skandynawski dotarł w ten rejon jednokrotnie (Łoziński, 1909; Klimaszewski, 1936a, 1948, 1967; Wojtanowicz, 1982; Butrym i in., 1988; Mojski, 2005). Zgodnie z dawnym podziałem plejstocenu początkowo przyjmowano, że to najdalsze na południe nasunięcie lądolodu nastąpiło w czasie zlodowacenia krakowskiego, zwanego później zlodowaceniem południowopolskim (Książkiewicz, 1935; Klimaszewski, 1936a, 1948; Jahn, 1952). Bardziej szczegółowy podział stratygraficzny plejstocenu, będący efektem badań geologicznych prowadzonych w ostatnich latach, przyczynił się do sformułowania odmiennych czasowych interpretacji tego zdarzenia. Wielu autorów łączy nasunięcie lądolodu w Karpaty ze zlodowaceniem sanu 2 (Butrym i in., 1988; Nitychoruk, 1991; Łanczont, 1997; Marks, 2005; Mojski, 2005). Według Lindnera (2001), a za nim m.in. Wójcika (2003), najprawdopodobniej stało się to podczas zlodowa-

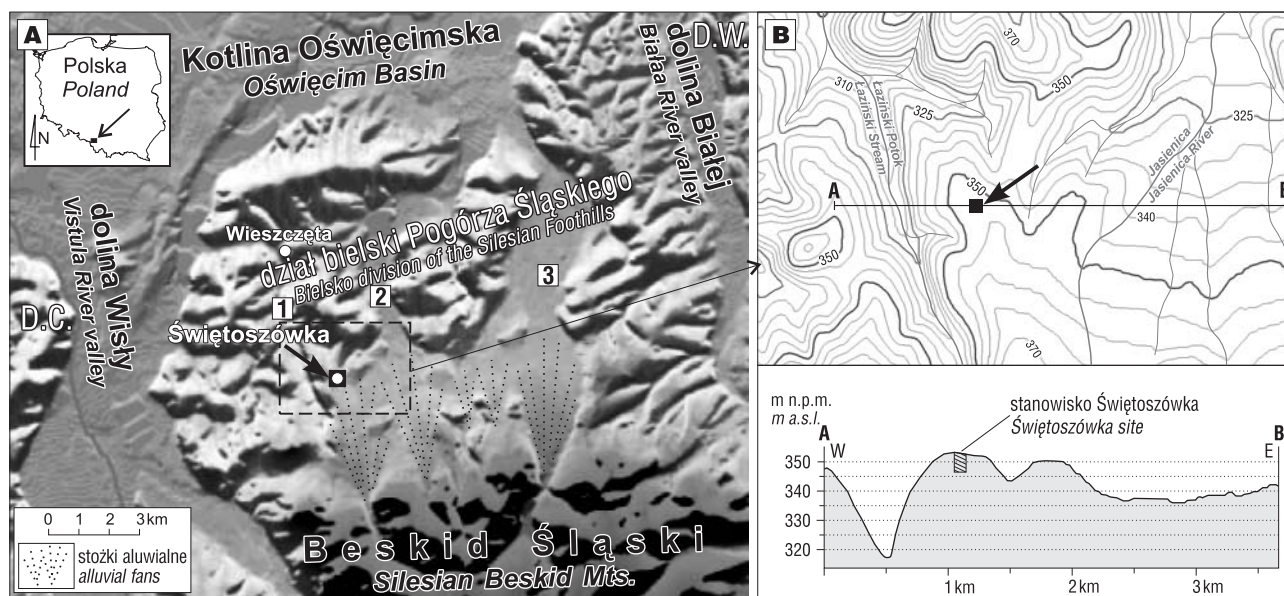
cenia sanu 1. Wójcik i in. (2004) przedstawili koncepcję jeszcze wcześniejszego maksymalnego nasunięcia lądolodu w kierunku południowym, tj. podczas zlodowacenia podlaskiego (narwi).

W badanym stanowisku nie ma żadnych stratygraficznych horyzontów, które rzuciłyby nowe światło na wiek nasunięcia lądolodu skandynawskiego w rejon Beskidów. Autor zatem tradycyjnie łączy badane osady ze zlodowaceniem sanu 2 (patrz Mojski, 2005). Aktualne jednak wydaje się stwierdzenie Mojskiego (2005), z którego wynika, że dokładny wiek osadów lodowcowych na przedpolu Karpat, przy obecnym stanie badań, w dalszym ciągu pozostaje raczej w sferze rozważań hipotetycznych i na razie nie znajduje jednoznacznego potwierdzenia. W efekcie nie można tu wykluczyć również innych interpretacji stratygraficznych, zwłaszcza zaś postulowanego przez Lindnera (2001) zlodowacenia sanu 1.

Osady lodowcowe na przedpolu Beskidu Śląskiego zachowały się w niewielkim stopniu. Oprócz kilku głazów narzutowych (ryc. 1–2 – patrz str. 62) z samego działu bielskiego znane jest stanowisko (Wieszczęta) położone w północno-zachodniej części tego obszaru (Salamon, 2001). Opisana została stamtąd sukcesja osadów pochodzących z pierwszej fazy nasuwania lądolodu na teren pogórza. Większe nagromadzenie osadów lodowcowych występuje na obszarze działu cieszyńskiego, na zachód od doliny Wisły. Pokrywy piasków fluwioglacjalnych i żwirów karpackich zawierających materiał skandynawski, zwanych dawniej żwirami mieszanymi, scharakteryzowali Książkiewicz (1935) oraz Stupnicka (1962). Serie utworów lodowcowych ze znajdującej się nieco dalej na północ Wysoczyzny Kończyckiej opisali Wójcik i in. (2004) oraz Salamon i Wójcik (2010). Osady lodowcowe znane są także z kilku stanowisk na Pogórzu Śląskim na wschód od doliny Białej. Tam zachowały się one głównie w postaci niewielkiej miąższości glin lub już tylko bruków morenowych (Konior, 1939; Klimaszewski, 1948; Jahn, 1952; Starkel, 1967), rzadziej osadów zastoiskowych (Klimaszewski, 1936b).

Rozwój strefy glaciomarginalnej na obszarach o dużym zróżnicowaniu rzeźby był przedmiotem wielu opracowań dotyczących nie tylko Karpat, ale zwłaszcza rejonu Sudetów

<sup>1</sup> Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; tomasz.salamon@us.edu.pl.



**Ryc. 3.** A – położenie obszaru badań na tle numerycznego modelu terenu. Stanowisko Świętoszówka zaznaczono strzałką. 1 – dolina Łazińskiego Potoku, 2 – dolina Jasienicy, 3 – dolina Wapienicy, D.C. – dział cieszyński Pogórza Śląskiego, D.W. – dział wilamowicki Pogórza Śląskiego. B – mapa topograficzna najbliższego otoczenia stanowiska Świętoszówka oraz profil morfologiczny wzdłuż linii A–B  
**Fig. 3.** A – location of the study area on the background of the digital terrain model. The Świętoszówka site is marked with an arrow. 1 – Łaziński Stream valley, 2 – Jasienica River valley, 3 – Wapienica River valley, D.C. – Cieszyn division of the Silesian Foothills, D.W. – Wilamowice division of the Silesian Foothills. B – topographic map of the Świętoszówka site surroundings and the morphologic profile along line A–B

i ich przedpola (np. Walczak, 1957, 1969; Jahn, 1969; Szponar, 1974, 1986; Szczepankiewicz & Szponar, 1978; Krzyszkowski & Ibek, 1996; Kowalska, 2007; Salamon i in., 2007; Salamon, 2008; Pisarska-Jamróży i in., 2010). Znane są również liczne prace odnoszące się do Gór Świętokrzyskich i obszarów wyżynnych (np. Klimek, 1966, 1969; Lindner, 1970, 1977; Radłowska & Mycielska-Dowgiałło, 1974; Lewandowski & Zieliński, 1980). W silnie zróżnicowanym terenie styl sedymentacji w bardzo dużym stopniu był uzależniony od lokalnej morfologii, m.in. orientacji dolin, położenia i wysokości wododziałów itp. W zależności od tych czynników charakter strefy glacialmarginalnej mógł znacząco zmieniać się nawet na niewielkiej przestrzeni (por. Różycki, 1972; Walczak, 1972; Salamon, 2009). Niebagatelny był również wpływ rzeźby na dynamikę ruchu lądolodu, a w konsekwencji na tempo dostawy lodu do strefy marginalnej i w dalszej perspektywie na przebieg zaniku lądolodu w czasie deglacjacji (por. Klimek, 1969; Szponar, 1974, 1986).

Na obszarze działu bielskiego lądolód nasuwał się po pagórkowatym terenie rozciętym przez kilka niewielkich dolin rzecznych ukierunkowanych ku północy (ryc. 3). Jednocześnie wkraczał on w szeroką dolinę Wisły i znacznie mniejszą dolinę Białej, które ograniczają dział bielski odpowiednio od zachodu i od wschodu. W rejon dużych, otwartych ku północy dolin lądolód przypuszczalnie nasuwał się szybciej, formując tam wyraźne loby, zwłaszcza w dolinie Wisły. Sam dział bielski, ze względu na bardziej urozmaiconą morfologię, obejmowany był przez masy lodu zapewne z pewnym opóźnieniem. Układ rzeźby sprawiał, że w tym czasie badany fragment pogórza był obszarem wyraźnie izolowanym. Prostopadła orientacja dolin w stosunku do czoła lądolodu była przyczyną dominacji glacialimnicznego środowiska sedymentacji, znanego z wielu podpartych dolin górskich i przedgórskich (np. Klimaszewski, 1936b, 1952; Jahn, 1952; Szczepankiewicz, 1953; Butrym & Gerlach, 1985).

Celem artykułu jest rekonstrukcja środowiska sedymentacji osadów stwierdzonych w stanowisku Świętoszówka oraz ogólna charakterystyka rozwoju strefy glacialmarginalnej na obszarze działu bielskiego w czasie nasuwania się lądolodu skandynawskiego do linii jego maksymalnego zasięgu.

### CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ I POŁOŻENIE STANOWISKA

Dział bielski Pogórza Śląskiego, zgodnie z podziałem Starkla (1972), stanowi bezpośrednie przedpole Beskidu Śląskiego, zaznaczającego się w rzeźbie stromym progiem (900–1100 m n.p.m.). Jest to pagórkowaty obszar (300–370 m n.p.m.) rozciągający się na przestrzeni kilkunastu kilometrów od brzegu gór w kierunku Kotliny Oświęcimskiej, nad którą wznosi się wyraźną krawędzią (ryc. 3). Zachodnią granicę tego obszaru stanowi dolina Wisły, zaś wschodnią – dolina Białej. Pogórze zbudowane jest tam głównie z łupków cieszyńskich, margli i wapieni wieku jurajskiego oraz łupków i piaskowców kredowych (Ryłko & Paul, 1994). Skały budujące pogórze należą do jednostki śląskiej i podśląskiej. Najbardziej południowa część działu charakteryzuje się niewielkimi deniwelacjami terenu. Obszar ten zajmują pokrywy rozległych aluwialnych stożków przedgórskich utworzonych przez rzeki rozcinające próg Beskidu Śląskiego, m.in. Łaziński Potok, Jasienicę oraz Wapienicę (ryc. 3). Starkel (1972) określił je mianem stożków piedmontowych. Osady stożkowe występują w kilku słabo rozpoznanych różnowiekowych poziomach. Według Ryłki i Paula (1994) w największym stopniu są to osady z okresu zlodowacenia południowopolskiego (sanu). Według Wójcika i Nieścieruka (2013) żwiry ze zlodowacenia sanu zachowały się jedynie szczątkowo, a największym rozprzestrzenieniem odznaczają się aluwia z okresu młodszego zlodowacenia, głównie zlodowacenia wisły. Miejscami żwiry przykryte są warstwą osadów drobnopielastych, głównie pylastych, nazywanych przez Burtanównę i in.

(1937) glinami lessowatymi, a przez Ryłkę i Paula (1994) glinami lessopodobnymi. Pozostała część działu charakteryzuje się większymi deniwelacjami terenu, znacznie wyższe wzniesienia porozielniane są tam ukierunkowanymi ku północy dolinami (ryc. 3A).

Badane stanowisko znajduje się w południowej części działu bielskiego w okolicach miejscowości Świętoszówka, w strefie niewielkiego wododziału rozdzielającego doliny Łazińskiego Potoku i Jasienicy (ryc. 3B). Odślonięcie obejmuje dwie równoleżnikowo ukierunkowane skarpy przekopu wykonanego w czasie budowy drogi szybkiego ruchu z Bielska-Białej do Cieszyna o wysokości ok. 5–7 m i długości ok. 120 m.

### CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA

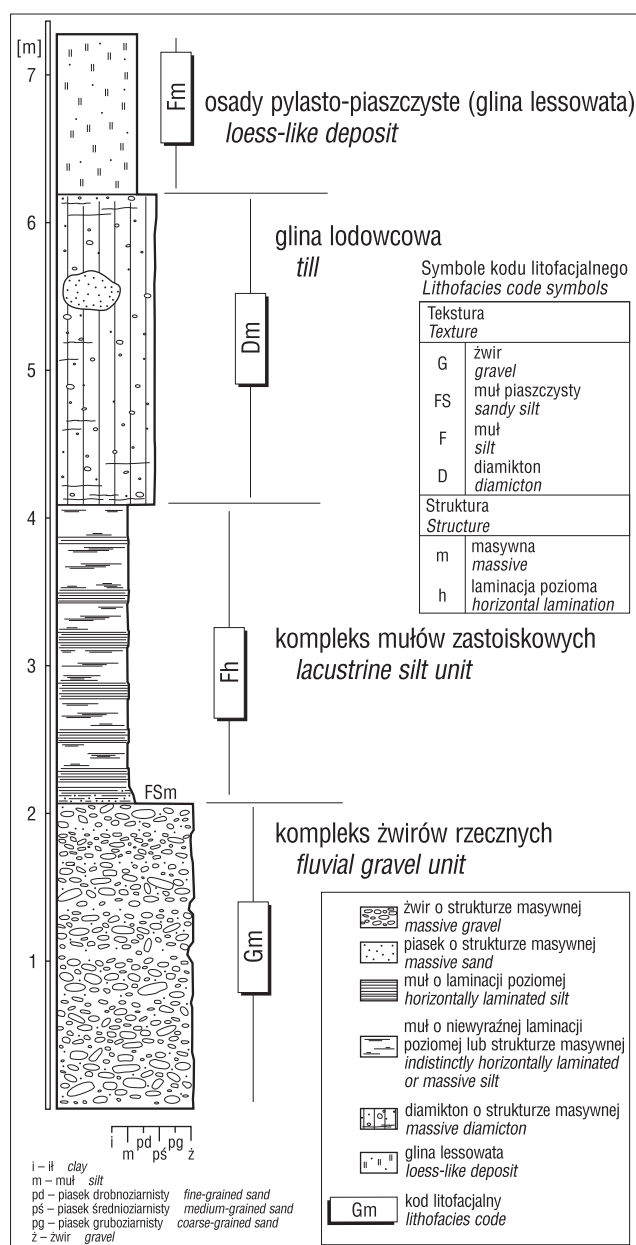
W skarpach przekopu odsłaniają się cztery kompleksy osadów o odmiennej litologii (ryc. 4, 5). Na ogół leżą one w położeniu subhoryzontalnym, chociaż miejscami są lekko nachylone, zwłaszcza w zachodnim fragmencie skarpy. Przeprowadzone obserwacje miały charakter makroskopowy. Ze względu na nachylenie skarp struktura osadów, zwłaszcza drobnoziarnistych, była w wielu miejscach mało czytelna, dlatego przedstawiono jedynie ich ogólny opis.

#### Kompleks żwirów

Żwiry występują w dolnej części odślonięcia (ryc. 4, 5A–C). Ich miąższość w skarpie dochodzi do ok. 3 m. Spągu żwirów nie zaobserwowano. Z danych archiwalnych wynika, że miąższość żwirów w rejonie stanowiska Świętoszówka może wynosić kilkanaście metrów. W otworze geologicznym wykonanym w latach 50. XX w. na stoku doliny Łazińskiego Potoku (na zachód od stanowiska) stwierdzono spąg żwirów na rzędnej 333 m n.p.m., tj. ok. 20 m niżej w stosunku do powierzchni terenu, na którym znajduje się stanowisko. Osady leżą bezpośrednio na skałach starszego podłoża. Żwiry mają strukturę masywną. Charakteryzują się na ogół słabym wysortowaniem, zwartym, rzadziej rozproszonym szkieletem ziarnowym wypełnionym matriksem piaszczysto-mułowym (ryc. 5B–C). Lokalnie zaznacza się słaba imbrykacja wydłużonych klastów, jednak najczęściej ułożenie żwirów jest bezładne. Dominują klasty o wielkości kilku–kilkunastu centymetrów (pojedyncze dochodzą do 35 cm). Badane osady to w całości materiał karpacki, głównie piaskowce i łupki należące do warstw godulskich.

#### Kompleks mułów

Na żwirach zalega kompleks osadów mułowych o miąższości 1–2,5 m (ryc. 4, 5A, 5D). Poza występującą w spągu cienką warstwę masywnych jednorodnych mułów piaszczystych o ograniczonym zasięgu pozostałe osady charakteryzują się na ogół laminarną strukturą, chociaż miejscami jest ona bardzo mało czytelna. W profilu pionowym kompleksu zaznacza się niewielka teksturalna zmienność osadów (ryc. 4, 5D). Miejscami wyraźnie wyodrębniają się dwa typy zestawów laminacji występujących przemiennie. Pierwszy z nich o miąższości ok. 10–20 cm zbudowany jest z bardziej gruboziarnistych lamin mułowych i mułowo-piaszczystych. Miąższość poszczególnych lamin jest zróżnicowana i wynosi przeciętnie 5–10 mm. Drugi typ zestawów tworzą w całości znacznie bardziej jednorodne osady mułowe (15–35 cm). W tym przypadku laminy charaktery-

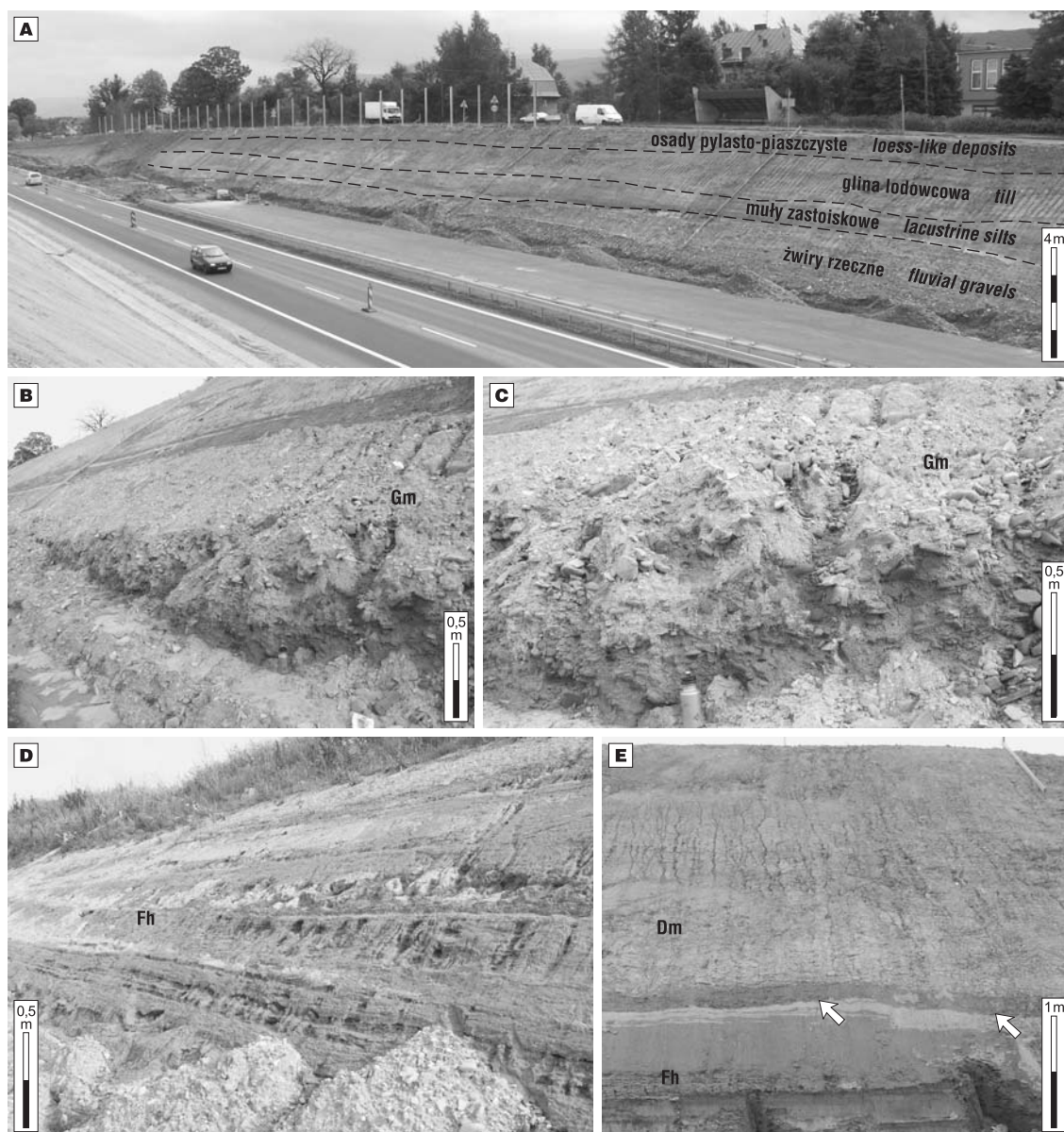


Ryc. 4. Profil osadów w stanowisku Świętoszówka  
Fig. 4. Sedimentary log from the Świętoszówka site

zują się mniejszą miąższością (średnio 3–6 mm). Powtarzalność zestawów laminacji sprawia, że osad ma lokalnie charakter rytmiczny. W mułach sporadycznie obserwowano pojedyncze ziarna żwiru. Nieliczne klasty o wydłużonym kształcie ułożone są często w pozycji wertykalnej.

#### Gлина lodowcowa

Ponad mułami zalega warstwa piaszczysto-mułowego diamiktonu o rdzawobrazowej barwie (ryc. 4, 5A, 5E). Jego miąższość wynosi ok. 1,5–3 m. Kontynuuje się on na całej długości odślonięcia. Kontakt diamiktonu z osadami niżej leżącymi jest ostry, a jego powierzchnia spągu przebiega subhoryzontalnie, czasami lekko unduluje (ryc. 5A). W nachylonej powierzchni skarpy struktura tego osadu jest słabo widoczna. W dolnej części ławicy diamiktonu obserwowano lokalnie rozciągnięte horyzontalnie soczewy osadów mułowych z licznymi deformacjami o charakterze plastycznym i kruchym. W kilku innych



**Ryc. 5.** Osady w stanowisku Świętoszówka: **A** – ogólny widok sukcesji osadów we wschodniej części odsłonięcia, widoczne w przybliżeniu subhoryzontalne zaleganie warstw; **B, C** – żwiry dolnej części sukcesji, widoczna masywna struktura osadów oraz miejscami ich rozproszony szkielet ziarnowy; **D** – osady mułowe zalegające na żwirach, miejscami widoczna laminarna struktura osadów; **E** – glina lodowcowa leżąca powyżej mułów, strzałkami zaznaczono powierzchnię spągową gliny. Gm, Fh, Dm – symbole kodu litofacjalnego (objaśnienia na ryc. 4)

**Fig. 5.** The Świętoszówka site deposits: **A** – general view of the sedimentary succession in the eastern part of the exposure, approximately subhorizontal orientation of the beds is visible; **B, C** – gravels of the lower part of the succession, apparent massive sediment structure, in places gravel is matrix-supported; **D** – silts lying above gravels, locally laminar structure of sediments is visible; **E** – till lying above silts, bottom till surface is marked with arrows. Gm, Fh, Dm – lithofacies code symbols (for explanations see Fig. 4)

miejscach, w środkowej i górnej części, uwidaczniają się soczewy piaszczyste o różnych kształtach, najczęściej owalne. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej stwierdzono materiał skandynawski, głównie skały krystaliczne (granity, porfiry).

Ku górze diamikton przechodzi w osady pylaste, miejscami pylasto-piaszczyste o miąższości 2–3 m (ryc. 4, 5A). Osady te nie były przedmiotem szczegółowych studiów. Według Ryłki i Paula (1994) są one związane z ostatnim zlodowaczeniem, jednakże ich geneza nie jest do końca jasna. Z położenia osadów w pozycji wododziałowej można wnioskować o ich przynajmniej częściowo eolicznym pochodzeniu.

## ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA STREFY GLACIMARGINALNEJ

Żwiry w stanowisku Świętoszówka to osady jednej z rzek karpackich, najprawdopodobniej Łazińskiego Potoku lub Jasienicy. Ich depozycja przypuszczalnie odbywała się w okresie bezpośrednio poprzedzającym nasunięcie lądolodu na badany obszar. W warunkach klimatu peryglacjalnego rzeki rozcinające próg Beskidu Śląskiego formowały na jego przedpolu rozległe stożki aluwialne, będące efektem wzmożonej dostawy materiału z obszaru gór (ryc. 6A). Były to formy o długości ok. 4–5 km i średnim

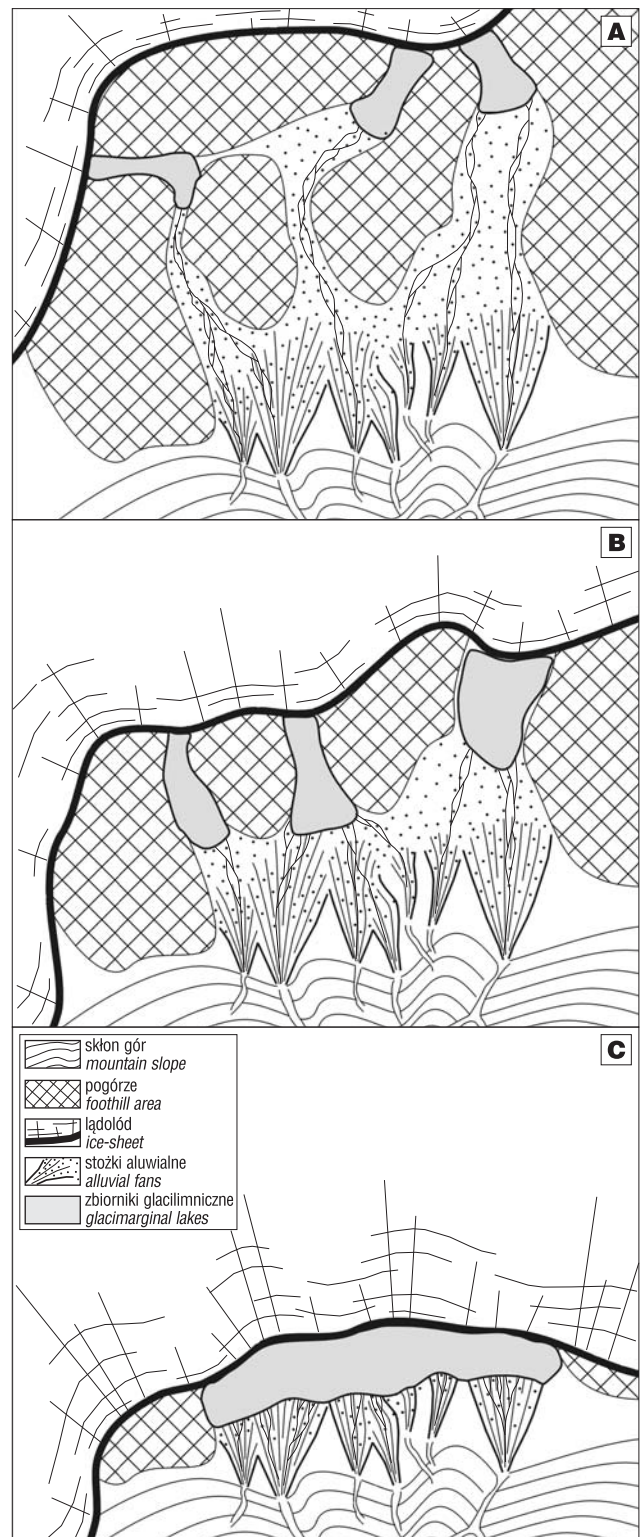
**Ryc. 6.** Paleogeograficzny model rozwoju strefy glaciomarginalnej w okresie końcowej fazy nasuwania się lądolodu do linii maksymalnego zasięgu. Na rycinie przedstawiono kolejne etapy nasuwania się lądolodu na obszar działu bielskiego Pogórza Śląskiego: **A** – etap nasunięcia lądolodu w strefę krawędzi pogórza i formowania się małych jezior w podpartych dolinach; **B** – etap nasuwania się lądolodu w obręb pogórza i migracji zbiorników „spychanych” przez lądolód w górę dolin; **C** – etap nasunięcia lądolodu w rejon południowej części pogórza, gdzie doszło do utworzenia większego jeziora w wyniku połączenia mniejszych zbiorników

**Fig. 6.** Palaeogeographical model of development of glaciomarginal zone during the final phase of ice-sheet advance to the maximum ice-sheet position. Figure shows the successive stages of ice-sheet advance to the area of Bielsko division of the Silesian Foothills: **A** – the stage of ice-sheet advance to the foothill edge zone and the formation of small lakes in the dammed valleys; **B** – the stage of ice-sheet advance inside foothill area and up-valley migration of glaciomarginal lakes “pushed” by ice-sheet; **C** – the stage of ice-sheet advance into the southern part of foothill area, where a large lake was formed as a result of merging smaller ones

nachyleniu ok. 1,5–2°. Masywna struktura oraz bardzo słabe wysortowanie żwirów wskazują na bardzo szybką depozycję, charakterystyczną dla środowiska stożkowego (Boothroyd & Nummedal, 1978; Nilsen, 1985; Rachocki & Church, 1990; Blair & McPherson, 1994; Blair, 1999). Mułowo-piaszczysty matriks oraz rozproszony szkielet ziarnowy niektórych litofacji odzwierciedlają warunki bardzo silnego przeciążenia strumieni transportowanym materiałem. Osady deponowane były najprawdopodobniej w postaci odsypów podłużnych lub pokryw dennych w systemie płytkiej rzeki roztokowej podczas krótkookresowych wzbrań, zwłaszcza w okresie wiosenno-letnich roztopów śnieżnych. Pozycja stanowiska wskazuje, że badane żwiry osadziły się w bardziej zewnętrznej, dystalnej części stożka.

Specyficzne ukształtowanie działu bielskiego powodowało, że stożki aluwialne na przedpolu Beskidu Śląskiego łączyły się ze sobą w jeden poziom akumulacji, a ku północy przechodziły w strefę znacznie węższych dolin rozcinających środkową i północną część pogórza (ryc. 3). Żwiry rzeczne deponowane w tym okresie w jednej z nich (w dolinie Łazińskiego Potoku) w północno-zachodniej części działu bielskiego znane są ze stanowiska Wieszczyca (Salamon, 2001). Charakteryzują się one masywną strukturą i podobnym lub nieznacznie drobniejszym uziarnieniem w stosunku do badanych żwirów. Ich strop sięga 15 m nad dzisiejsze dno doliny. Mimo że stanowisko Wieszczyca jest oddalone o ok. 4 km na północ od stanowiska Świętoszówka, tam również są obecne litofacje żwirów o rozproszonym szkielecie ziarnowym z mułowo-piaszczystym matriksem. To sugeruje, że styl sedymentacji w wąskich dolinach, mimo mniejszych spadków koryt w porównaniu do stożków, nie uległ znaczącej zmianie, chociaż w przeciwieństwie do stożków nie dochodziło tam do obocznego rozpraszania przepływu. Z podanych obserwacji wynika, że systemy rzeczne na przedpolu gór charakteryzowały się wówczas bardzo intensywną agradacją, a redepozycja osadów odgrywała mało istotną rolę.

Kolejne ogniwa w sukcesji osadów wskazują na całkowitą zmianę warunków sedymentacji. Kompleks mułów występujący powyżej żwirów to osady deponowane w zbiorniku wód stojących. Przykrycie mułów glinami lodowcowymi pozwala przypuszczać, że był to zbiornik zastoisowy utworzony w wyniku podparcia rzek przez lądolód. Drobnoustrojowy charakter osadów sugeruje, że ich sedymentacja miała spokojny przebieg. Brak struktur prądowych



wskazuje, że głównym mechanizmem depozycji było gravitacyjne opadanie na dno zbiornika materiału zawieszinowego rozproszonego w toni wodnej. Laminarna struktura osadów jest zapisem pulsacyjności dostaw zawieszin, bardzo charakterystycznej dla zbiorników lodowcowych (Smith & Ashley, 1985; Mastalerz, 1990; Brodzikowski, 1993). Każda lamina przypuszczalnie była związana z kolejnym epizodem dostawy materiału zawieszinowego do zbiornika. Najprawdopodobniej laminy odzwierciedlają zmiany natężenia depozycji w krótkich okresach czasu sterowane intensywnością ablacji lądolodu i roztopów śnieżnych. Jest bowiem oczywiste, że osady dostarczane były do zbiornika

zarówno przez wody ablacyjne z topnienia łądolodu, jak i przez wody rzek spływających z gór. Co ciekawe, w osadach kompleksu mułów nie zapisywały się wyraźne epizody spadku intensywności depozycji charakterystyczne dla okresów zimowych, powszechnie notowane w zbiornikach zastoiskowych. Sugeruje to na tyle dużą dynamikę wód zbiornika, że uniemożliwiała ona powstawanie osadów warwowych. Pojedyncze klasty żwirowe występujące w mułach to najprawdopodobniej materiał wytapiany z dryfujących po powierzchni zbiornika brył lodu.

Podobne następstwo warstw stwierdzono w kontynuującej się dalej ku północy wąskiej dolinie Łazińskiego Potoku w stanowisku Wieszczyta (Salamon, 2001). Na żwiarach rzecznych, pod gliną lodowcową leży tam warstwa osadów zastoiskowych o miąższości ok. 1 m, prawdopodobnie powstałych w tym samym zbiorniku zastoiskowym, we wcześniejszym okresie jego istnienia. Sama seria zastoiskowa wykształcona jest w postaci typowego mułowo-ilastego rytmu składającego się z kilku warw. Tekstura i struktura osadów wskazuje na wyjątkowo spokojne warunki sedimentacji. Mimo to tempo depozycji było tam bardzo duże; miąższość lamin mułowych korelowanych z sezonem ablacyjnym dochodzi bowiem do kilkunastu centymetrów, natomiast „zimowych” lamin ilastych do 2 cm (Salamon, 2001). Było to zapewne spowodowane niewielkimi rozmiarami podpartego w wąskiej dolinie zbiornika w stosunku do wielkości dostawy osadów.

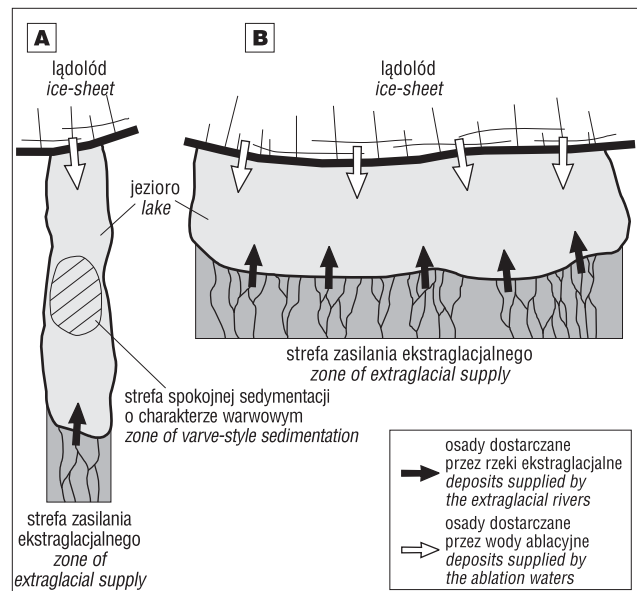
W porównaniu do wcześniej opisanych osady ze stanowiska Świętoszówka deponowane były w nieco innych warunkach, wynikających głównie z innego położenia jeziora. Poza odmiennością strukturalną wskazuje na to występowanie osadów w pozycji wododziałowej. Mało urozmaicona morfologia terenu bezpośredniego przedpola gór (południowa część działu bielskiego) wyścielonego osadami stożków aluwialnych, które w części dystalnej łączyły się w jeden aluwialny poziom, pozwala sądzić, że zbiornik glaciomarginalny nie ograniczał się już tylko do wąskiej doliny, ale obejmował znacznie większy obszar. Przypuszczalnie mógł się on rozciągać nawet na całej szerokości południowej części pogórza (tj. na dystansie 5–8 km). Z ukształtowania rzeźby można wnioskować, że był to prawdopodobnie podłużny zbiornik o równoleżnikowej rozciągłości (położony równolegle do czoła łądolodu). Ze względu na jedynie lokalne zachowanie osadów dokładne określenie zasięgu zbiornika i jego parametrów nie jest jednak możliwe.

Zbiornik zastoiskowy stwierdzony w północnej części doliny Łazińskiego Potoku (Salamon, 2001) stopniowo migrował zatem w górę doliny wskutek przyboru wód i nasuwania się czoła łądolodu (ryc. 6A–B). Prawdopodobnie taka sama sytuacja zachodziła we wszystkich sąsiednich dolinach pogórza ukierunkowanych ku północy. W efekcie postępu łądolodu wody spychanych zastoisk dolinnych przypuszczalnie połączyły się w jeden znacznie większy zbiornik glaciomarginalny w południowej części pogórza (ryc. 6C). Przemieszczające się czoło lodowca piętrzącego wody zbiornika powodowało jego wkraczanie na stożki aluwialne, które kończyły się wówczas bezpośrednio w zastoisku.

Zróznicowany zapis osadowy w stanowiskach Wieszczyta i Świętoszówka wyraźnie wskazuje, że procesowi rozwoju zbiorników na obszarze działu bielskiego towarzyszyły zmieniające się warunki depozycji. Wynikały one głównie ze zmian wielkości i kształtu zbiornika, a co za tym idzie – z wielkości i rozmieszczenia stref zasilania. Osady ze stanowiska Wieszczyta deponowane były w zbiorniku silnie wydłużonym, zamkniętym w wąskiej dolinie,

ukierunkowanym poprzecznie względem czoła łądolodu (ryc. 7A). Przez to obie jego strefy zasilania (proglacialnego i ekstraglacialnego) były stosunkowo wąskie i miały charakter bardziej punktowy. Zbiornik musiał być wówczas na tyle długi, że w jego centralnej części występowała strefa spokojnej sedimentacji umożliwiającą depozycję osadów o charakterze warwowym. W przypadku stanowiska Świętoszówka osady deponowane były w znacznie większym zbiorniku, prawdopodobnie również wydłużonym, ale zorientowanym równolegle do czoła łądolodu (ryc. 7B). Zbiornik miał w efekcie dwie bardzo szerokie strefy zasilania pro- i ekstraglacialnego: całą północną granicę jeziora stanowiło czoło łądolodu, natomiast od południa graniczyło ono ze stożkami aluwialnymi. Zapewne z tego powodu, mimo ogólnie niskoenergetycznych warunków sedimentacji, dynamika wód w zbiorniku była na tyle duża, że nie powstawały w nim osady warwowe.

Duża miąższość lamin w kompleksie mułów wskazuje na bardzo duże tempo depozycji osadów. Niewątpliwie sprzyjały temu konfiguracja dna i położenie zbiornika determinujące mnogość źródeł zasilania oraz wielkość dostawy osadów. Oba źródła zasilania dostarczały z przeciwnych



**Ryc. 7.** Różne położenie jezior glaciomarginalnych względem czoła łądolodu będące efektem przestrzennie zróżnicowanej rzeźby przedpola łądolodu oraz wynikająca z tego odmienna dynamika procesów depozycyjnych w jeziorach. Strzałkami zaznaczono kierunki dostaw osadów. **A** – procesy depozycyjne zachodzą w wydłużonym zbiorniku zamkniętym w wąskiej dolinie ukierunkowanej prostopadle do czoła łądolodu z dwiema wąskimi (punktowymi) strefami zasilania (przypadek odpowiadający sedimentacji osadów ze stanowiska Wieszczyta); **B** – procesy depozycyjne zachodzą w wydłużonym zbiorniku ukierunkowanym równolegle do czoła łądolodu z dwiema szerokimi, wielopunktowymi strefami zasilania (przypadek odpowiadający sedimentacji osadów ze stanowiska Świętoszówka)

**Fig. 7.** Different position of glaciomarginal lakes in relation to the ice-sheet margin, which is the result of spatially varied relief of the area in front of ice-sheet and the resulting different dynamics of depositional processes in the lakes. Sediment supply directions are marked by arrows. **A** – depositional processes in the elongated lake closed in a narrow valley oriented perpendicular to the ice-sheet margin, with two narrow zones of sediment supply (case adequate for sedimentation in the Wieszczyta site); **B** – depositional processes in the elongated lake oriented parallel to the ice-sheet margin, with two wide, multi-point zones of sediment supply (case adequate for sedimentation in the Świętoszówka site)

kierunków znacznych ilości materiału zawieszinowego, który był szybko deponowany w zastoisku.

Nieznana jest skala erozji lodowcowej, której osady jeziora zapewne podlegały podczas transgresji lądolodu. Zważywszy jednak na bardzo małe oddalenie (ok. 4 km) stanowiska od krawędzi gór (potencjalna strefa maksymalnego zasięgu lądolodu), można przypuszczać, że była ona względnie niewielka. Przy takim założeniu mała miąższość osadów zastoiskowych zarówno w stanowisku Wieszczyca, jak i w badanym stanowisku Świętoszówka może sugerować względnie szybkie nasuwanie się lądolodu na obszar pogórza i krótkotrwałe pozostawanie zbiorników w określonym położeniu – ich wody były spychane coraz bardziej na południe przed czołem awansującego lądolodu. O dużym tempie migracji zbiorników – albo przynajmniej o dużym tempie zwiększania się ich zasięgu ku południowi – świadczy ponadto brak w spągu kompleksu mułowego typowych osadów przyujściowych. Przy dłuższym położeniu linii brzegowej w określonym miejscu i jednocześnie przy zasilaniu jeziora okresowo wysokoenergetycznymi górkimi rzekami roztokowymi takie osady powinny osiągać znaczne rozprzestrzenienie. Tymczasem miąższość warstwy osadów mułowo-piaszczystych w dolnej części kompleksu, które ewentualnie moglibyśmy łączyć z depozycją w okolicach strefy przyujściowej, nie przekracza 20 cm, a ich oboczny zasięg jest ograniczony. Takie wykształcenie osadów może świadczyć także o tym, że w bezpośredniej bliskości lądolodu aktywność rzek ekstraglacialnych uległa zmniejszeniu. Zaostrzenie się warunków klimatycznych w okresie tuż przed maksimum zlodowacenia przejawiające się coraz niższymi temperaturami coraz krótszego lata mogło skutkować wówczas spadkiem intensywności i częstotliwości wezbrań.

Słabe rozpoznanie strukturalne gliny lodowcowej przykrywającej osady zastoiskowe nie pozwala na jej szczegółową interpretację. Płaski spąg, względnie stała miąższość oraz kontynuacja na długim dystansie sugerują bazalną genezę osadu. Soczewy mułu obserwowane lokalnie w dolnej części gliny to prawdopodobnie fragmenty fałdów osadów zastoiskowych poroziąganych w glinie pod stopą lądolodu. Na tej podstawie zakładany jest związek dolnej części gliny z aktywnym lądolodem. Z kolei obecność pojedynczych owalnych soczew piaszczystych może wskazywać na wytopnieniową genezę gliny w górnej części profilu. Taka interpretacja wydaje się bardzo prawdopodobna, gdyż wskazywałoby to na względnie szybką stagnację lub przynajmniej na znaczne ograniczenie dynamiki ruchu lądolodu po jego nasunięciu do linii maksymalnego zasięgu. Trudno bowiem zakładać, że w strefie silnie urozmaiconego morfologicznie pogórza lądolód mógł odznaczać się dużym tempem przepływu lodu do brzeżnej części w dłuższym okresie. Głównymi strefami aktywnego ruchu lądolodu prawdopodobnie były wówczas otwarte ku północy doliny dużych rzek karpaccich, jak dolina Wisły, gdzie ze względu na mniejsze opory tarcia w podłożu dochodziło do silniejszej koncentracji przepływu lodu.

Na podstawie wyników dotychczasowych badań nie można jednoznacznie ustalić, jak daleko lądolód nasunął się na obszar badanej części pogórza. Nie zachowały się z tego okresu żadne formy glacialne. Według Burtanówny i in. (1937) eratyki skandynawskie znajdowane były w odległości ok. 3 km od brzegu gór. Występowały one jednak w młodszych osadach stożkowych na wtórnym złożu. Jest więc bardzo prawdopodobne, że lądolód nasunął się dalej – po krawędź Beskidu – mimo że na obszarze samych gór nie zachowały się żadne ślady sedymentacji

glacialnej w dolinach rzecznych. Ze względu na jedynie lokalne występowanie osadów lodowcowych niemożliwe jest także określenie końcowych losów glacialnego zbiornika, tj. jak daleko był on spychany na południe oraz czy istniał także w fazie recesji lądolodu.

## WNIOSKI

Ukształtowanie rzeźby badanego terenu było główną przyczyną specyficznego stylu sedymentacji glacialnej w strefie bezpośredniego przedpoła Beskidu Śląskiego. Nachylenie dolin ku północy i podobna orientacja grzbietów wododziałowych pogórza powodowały gromadzenie się wód w strefie czoła lądolodu i formowanie zbiorników zastoiskowych, które stanowiły główne środowisko sedymentacji. Zbiorniki w poszczególnych dolinach pogórza wraz z awansującym czołem lądolodu przemieszczały się w kierunku krawędzi gór, gdzie po połączeniu utworzyły jeden większy zbiornik wkraczający na aluwialne stożki przedgórskie.

Zwiększanie się zasięgu zbiornika ku południowi następowało we względnie szybkim tempie. Zbiornik odznaczał się również znacznym tempem depozycji w efekcie dużej dostawy materiału zawieszinowego, dostarczanego zarówno od strony gór, jak i od strony lądolodu. Sprzyjała temu zapewne ograniczona wielkość jeziora.

Energia wód ablacyjnych wpływających do zbiornika była stosunkowo nieduża. Oprócz drobnoziarnistych zawieszin prawdopodobnie nie dostarczały one zbyt dużych ilości materiału o grubszej frakcji. Przypuszczalnie było to spowodowane z jednej strony względnie niewielką intensywnością ablacji w okresie transgresji lądolodu, a z drugiej strony utrudnionym wpływem wód subglacialnych na obszarze o silnym zróżnicowaniu morfologicznym podłoża lądolodu.

Wody zbiornika odznaczały się na tyle dużą dynamiką, że nie dochodziło do powstawania osadów warwowych. Główną tego przyczyną był prawdopodobnie stosunkowo nieduży rozmiar zbiornika, jego specyficzne położenie względem lądolodu – równoległe do czoła – oraz mnogość źródeł zasilania.

W analizie warunków sedymentacji tego rodzaju niewielkich zbiorników należy uwzględnić możliwość występowania procesu ciągłej ich przemiany, tj. postępujących zmian wielkości, zasięgu i położenia. Proces ten zachodził w wyniku przemieszczania się czoła lądolodu podczas transgresji oraz ciągłego przyboru wód spowodowanego brakiem stałego odpływu z jeziora, na co może wskazywać ukształtowanie rzeźby badanego obszaru.

Autor pragnie podziękować prof. T. Zielińskiemu za przegląd tekstu i cenne wskazówki. Dziękuje również dr. M. Pożarskiemu oraz anonimowemu recenzentowi za recenzje artykułu i pomocne uwagi.

## LITERATURA

- BLAIR T.C. 1999 – Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46: 1015–1028.
- BLAIR T.C. & MCPHERSON J.G. 1994 – Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. Sediment. Res.*, 64: 450–489.
- BOOTHROYD J.C. & NUMMEDAL D. 1978 – Proglacial braided outwash; a model for humid alluvial fan deposits. [W:] Miall A.D. (red.) *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir, 5: 641–668.

- BRODZIKOWSKI K. 1993 – Sedymentacja glacialimiczna. *Acta Geogr. Lodz.*, 62: 1–137.
- BURTANÓWNA J., KONIOR K. & KSIĄŻKIEWICZ M. 1937 – Mapa geologiczna Karpat Śląskich 1 : 50 000. Wyd. Śląskie, PAU, Kraków.
- BUTRYM J. & GERLACH T. 1985 – Przyczynki do chronostratygrafii osadów zlodowacenia południowopolskiego na Pogórzu Dynowskim. *Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica*, 19: 29–35.
- BUTRYM J., MATUSZCZAK H. & WOJTANOWICZ J. 1988 – Chronologia termoluminescencyjna osadów lądolodu Sanian (= Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 191–205.
- DUDZIAK J. 1961 – Głazy narzutowe na granicy zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 5: 7–46.
- JAHN A. 1952 – Profil utworów plejstocenijskich w Górach Kęckich koło Kęt. [W:] *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. 1. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 467–473.
- JAHN A. 1969 – Terasy kemowe w Sudetach. *Folia Quatern.*, 30: 17–21.
- KLIMASZEWSKI M. 1936a – Zasięg maksymalnego zlodowacenia w Karpatach Zach. *Wiad. Geogr.*, 14 (3–4): 22–26.
- KLIMASZEWSKI M. 1936b – Zur Stratigraphie der Diluvialablagerungen in den Westkarpaten und ihren Vorland. *Starunia*, 13: 10–11.
- KLIMASZEWSKI M. 1948 – Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Pr. Wroc. Tow. Nauk.*, Ser. B, 7: 1–225.
- KLIMASZEWSKI M. 1952 – Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 137–268.
- KLIMASZEWSKI M. 1967 – Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. [W:] *Galon R. & Dylik J. (red.) Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 431–497.
- KLIMEK K. 1966 – Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 53: 1–136.
- KLIMEK K. 1969 – Wpływ rzeźby podłoża lądolodu na wykształcenie i budowę form kemowych w północno-zachodniej części Wyżyny Małopolskiej. *Folia Quatern.*, 30: 13–16.
- KONIOR K. 1939 – O występowaniu warstw interglacialnych w Wilamowicach. *Starunia*, 18: 1–7.
- KOWALSKA A. 2007 – Osady glacialne w Kotlinie Kłodzkiej, Sudety. *Acta Univ. Wratisl.*, 3009, *Pr. Geol.-Miner.*, 76: 81–103.
- KRZYSZKOWSKI D. & IBEK M. 1996 – Middle Pleistocene sedimentation and palaeogeography of the Dzierżoniów Basin, Sudetic Foreland, Southwestern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 66: 35–58.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1935 – Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego. *Pr. Geol. PAU*, 2: 1–13.
- LEWANDOWSKI J. & ZIELIŃSKI T. 1980 – Warunki akumulacji kemu przełęczowego w Suchej Górze (Wyżyna Śląska). *Pr. Nauk. Uniw. Śląskiego*, 398, *Geologia*, 5: 53–64.
- LINDNER L. 1970 – Glacialne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 20: 635–644.
- LINDNER L. 1977 – Zlodowacenia plejstocenijskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 53: 1–143.
- LINDNER L. 2001 – Problem wieku i zasięgu lądolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. *Prz. Geol.*, 49: 819–821.
- LINDNER L. & MARKS L. 1995 – Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, 43: 591–594.
- ŁANCZONT M. 1997 – Profile of the Quaternary deposits at Siedliska (Foreland of the Przemyśl Carpathians, south-eastern Poland) and its paleogeographic aspect. *Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica*, 30: 5–29.
- ŁOZIŃSKI W. 1909 – Glacialne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. *Spraw. Kom. Fizjograf. PAU*, 43: 3–53.
- MARKS L. 2005 – Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Prz. Geol.*, 53: 988–993.
- MASTALERZ K. 1990 – Diurnally and seasonally controlled sedimentation on a glaciolacustrine foreset slope: an example from the Pleistocene of eastern Poland. [W:] *Colella A. & Prior D.B. (red.) Coarse-grained deltas. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 10: 297–309.
- MOJSKI J.E. 2005 – Ziemia polskie w czwartorzędzie. *Zarys morfogenezy*. Państw. Inst. Geol., Warszawa, s. 404.
- NILSEN T.H. 1985 – Modern and ancient alluvial fan deposits. *Benchmark Pap. Geol.*, 87: 1–372.
- NITYCHORUK J. 1991 – Glacial deposits of the Tarnów Plateau (S Poland) and the problem of Dunajec outflow during the San II (= Elsterian II) glaciation. *Ann. UMCS.*, Sec. B, 46: 187–200.
- PISARSKA-JAMROŹY M., MACHOWIAK K. & KRZYSZKOWSKI D. 2010 – Sedimentation style of a Pleistocene kame terrace from the Western Sudety Mountains, S Poland. *Geologos*, 16: 101–110.
- RACHOCKI A.H. & CHURCH M. (red.) 1990 – Alluvial fans: a field approach. Wiley, New York, s. 391.
- RADŁOWSKA C., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1974 – Deglaciation in the Świętokrzyskie Mts. *Geogr. Pol.*, 28: 19–48.
- RÓŻYCKI S.Z. 1972 – Problem czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42 (1): 67–80.
- RYŁKO W. & PAUL Z. 1994 – Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000, A – mapa utworów powierzchniowych, ark. Cieszyn, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SALAMON T. 2001 – Sedimentary succession and morphologic control of glaciomarginal paleogeography in the foothill area – an example from the Silesian Beskid (Poland). *Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica*, 35: 39–61.
- SALAMON T. 2008 – Relationship between morphology and glaciomarginal deposition in the foreland area of the Opava Mountains (S Poland). *Geol. Quart.*, 52: 143–156.
- SALAMON T. 2009 – Origin of Pleistocene outwash plains in various topographic settings, southern Poland. *Boreas*, 38: 362–378.
- SALAMON T., BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 2007 – Glaciomarginal deposition in the Otmuchów Depression, SW Poland, and its palaeogeographical implications. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 77: 207–216.
- SALAMON T. & WÓJCIK A. 2010 – Development of a fore-mountain alluvial fan of the Olza River (southern Poland) during the Pleistocene. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 80: 39–52.
- SMITH N.D. & ASHLEY G.M. 1985 – Proglacial lacustrine environment. [W:] *Ashley G.M. i in. (red.), Glacial sedimentary environments. SEPM Short Course*, 16: 135–215.
- STARKEŁ L. 1967 – Wisła wśród gór i wyżyn. [W:] *Kolago C. (red.) Z biegiem Wisły. Przewodnik geologiczno-krajoznawczy*, cz. 1. *Wyd. Geol.*, Warszawa: 31–159.
- STARKEŁ L. 1972 – Karpaty Zewnętrzne. [W:] *Klimaszewski M. (red.) Geomorfologia Polski*, t. 1. PWN, Warszawa: 52–115.
- STUPNICKA E. 1962 – Geneza i wiek żwirów mieszanych na Pogórzu Cieszyńskim. *Acta Geol. Pol.*, 12: 264–291.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1953 – Rozwój doliny górnego Bobru u krawędzi lądolodu w Sudetach. *Czas. Geogr.*, 23/24: 122–137.
- SZCZEPANKIEWICZ S. & SZPONAR A. 1978 – Formy i osady kemowe w Polsce południowo-zachodniej. *Acta Univ. Wratisl.*, 340, *Pr. Inst. Geogr.*, Ser. A, 2: 3–19.
- SZPONAR A. 1974 – Etapy deglacjacji w strefie przedgórskiej na przykładzie przedpola Sudetów Środkowych. *Acta Univ. Wratisl.*, 220, *Stud. Geogr.*, 21: 1–89.
- SZPONAR A. 1986 – Chronostratygrafia i etapy deglacjacji strefy przedgórskiej Sudetów w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Acta Univ. Wratisl.*, 963, *Stud. Geogr.*, 45: 1–199.
- WALCZAK W. 1957 – Geneza form połodowcowych na przełęczach Sudetów Kłodzkich. *Czas. Geogr.*, 28: 3–28.
- WALCZAK W. 1969 – Terasy kemowe Gór Bardzkich. *Folia Quatern.*, 30: 23–32.
- WALCZAK W. 1972 – Sudety i Przedgórze Sudeckie. [W:] *Klimaszewski M. (red.) Geomorfologia Polski*, t. 1. PWN, Warszawa: 167–232.
- WOJTANOWICZ J. 1982 – Zagadnienie zlodowacenia południowopolskiego w Kotlinie Sandomierskiej w świetle datowanego profile w Giedlarowej. *Ann. UMCS*, Sec. B, 37: 61–72.
- WÓJCIK A. 2003 – Czwartorzęd zachodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 178: 1–148.
- WÓJCIK A., NAWROCKI J. & NITA M. 2004 – Plejstocen w profilu Kończyce (Kotlina Oświęcimska) – analiza genezy i wieku na tle schematu podziału stratygraficznego czwartorzędu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 409: 5–50.
- WÓJCIK A. & NIEŚCIERUK P. (2013) – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Skoczów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Praca wpłynęła do redakcji 27.02.2013 r.  
Akceptowano do druku 16.05.2013 r.



## Rozwój strefy glaciomarginalnej na przedpolu Beskidu Śląskiego (dział bielski Pogórza Śląskiego) (patrz str. 103)

Evolution of the glaciomarginal zone in the Silesian Beskid foothill  
(Bielsko division of the Silesian Foothills) (see p. 103)



**Ryc. 1.** Głaz narzutowy w lasku w okolicy miejscowości Rudzica, w rejonie północnej krawędzi Pogórza Śląskiego, w 1957 r. ustanowiony pomnikiem przyrody

**Fig. 1.** Glacial erratic in the woods near the Rudzica village, in the zone of northern edge of the Silesian Foothills, since 1957 it is a monument of nature



**Ryc. 2.** Głaz narzutowy w parku ratuszowym w Bielsku-Białej, znaleziony w 1908 r. w korycie potoku Niwka na terenie dzisiejszej dzielnicy Lipnik (wschodnia część miasta), w 1962 r. ustanowiony pomnikiem przyrody. Obie fot. R. Chybiorz

**Fig. 2.** Glacial erratic in the town hall park in Bielsko-Biała, discovered in the trough of Niwka River within the area of the present Lipnik district (eastern part of the city), since 1962 it is a monument of nature. Both photos by R. Chybiorz