



Rekonstrukcja kierunków ruchu lodu w obrębie lobu górnej Odry

Tomasz Salamon¹



Reconstruction of the ice-flow directions within the Upper Odra Lobe (S Poland). *Prz. Geol.*, 60: 539–545.

Abstract. The Upper Odra Lobe – the southernmost part of the Scandinavian ice sheet during the Odranian (Drenthe) glaciation – was formed in the area of the Niemodlin Plain and the western part of the Racibórz Basin. It created a complex structure consisting of several sublobes: Odra, Nysa, Ruda and Kłodnica sublobes. The study focused on the basal till deposited during ice sheet advance. Ice flow directions and the general pattern of ice mass distribution in the Upper Odra Lobe were defined based on the clast fabric. The resulting distribution of ice-flow palaeodirections suggest that the Upper Odra Lobe was formed by the mass of ice moving divergently from the Opole Plain located to the north of the Racibórz Basin. Ice-flow lines coincide with the pattern of major geomorphological units. The most intensive movement of the ice took place in the depression

of the central part of the Silesian Lowland. From there, in the vicinity of the Niemodlin Plain, the ice sheet moved in different directions, forming smaller sublobes in several valleys. Strong relationship between the ice flow directions and morphology confirms the idea of a smaller ice sheet extent in the Racibórz Basin and Moravian Gate. Highly concentrated flow of ice in the back-lobe area, interpreted in this study, suggests that the lobe development resulted not only from the ice sheet adapting to the basement relief, but was also conditioned by a spatially varying distribution of ice, i.e. increased ice supply to the Niemodlin Plain and the western part of the Racibórz Basin.

Keywords: ice sheet lobe, ice movement direction, Upper Odra Lobe, Odranian glaciation

Pojęcie lobów lodowcowych w polskiej literaturze obecne jest od kilkudziesięciu lat (np. Roszkówna, 1955; Pachucki, 1961; Kozarski, 1965; Karczewski, 1968, 1989; Mojski, 1968; Baraniecka & Sarnacka, 1971; Różycki, 1972; Baraniecka, 1975). Problematyka dotycząca formowania się lobów początkowo nie należała do głównego nurtu rozważań. Rozwój badań glaciologicznych i geologiczno-geomorfologicznych w ostatnim trzydziestolecu spowodował, że zakres wiedzy na ten temat znacznie się zwiększył. Szczególnie dużą rolę odegrały tutaj badania łądolodu Zachodniej Antarktydy (Alley i in., 1986, 1987a, b; Blankenship i in., 1986; Engelhardt & Kamb, 1998; Tulaczyk i in., 2000), a także badania plejstocenijskich łądolodów, zwłaszcza łądolodu laurentyńskiego, u którego południowej krawędzi w czasie ostatniego zlodowacenia rozwinęły się wielkie struktury lobowe (Alley, 1991; Clark, 1992; Hicock & Dreimanis, 1992; Patterson, 1997; Colgan, 1999; Johnson & Hansel, 1999; Mickelson & Colgan, 2003). W Polsce w ostatnich latach najwięcej uwagi poświęcano największym lobom południowej krawędzi łądolodu skandynawskiego z okresu ostatniego zlodowacenia, tj. lobowi Wisły i lobowi Odry (Piotrowski i in., 2006; Roman, 2007, 2010; Hermanowski & Piotrowski, 2009; Wysota i in., 2009). W dalszym ciągu dysponujemy mniejszą wiedzą na temat lobów formowanych w czasie starszych zlodowaceń. W artykule przedstawiono pewne aspekty tworzenia się jednej z takich form, tj. lobu górnej Odry, utworzonego w czasie zlodowacenia odry na obszarze Kotliny Raciborskiej i terenów do niej przyległych.

Jedną z głównych cech struktur lobowych łądolodów plejstocenijskich był specyficzny rozkład kierunków ruchu mas lodowych. Większość z nich charakteryzowała się dywergentnym przepływem lodu od ich centralnych części

w kierunku krawędzi. Takie rozkłady uwarunkowane były najczęściej wzmogoną, skoncentrowaną na ograniczonym obszarze dostawą lodu do strefy marginalnej łądolodu. Wynikała ona z zasilania lobów strumieniami lodowymi (Alley, 1991; Boyce & Eyles, 1991; Clark, 1992; Hicock & Dreimanis, 1992; Patterson, 1997; Colgan, 1999; Stokes & Clark, 1999, 2001; Mickelson & Colgan, 2003) bądź była determinowana morfologią podłoża, która wymuszała określone kierunki przepływu lodu na wzór dzisiejszych jeziorów wypustowych wyprowadzających lód z czap lodowych, np. na obszarze Islandii.

Głównym celem artykułu jest rekonstrukcja kierunków przepływu lodu w obrębie lobu górnej Odry uformowanego w czasie maksymalnego zasięgu łądolodu zlodowacenia odry. Wyniki przeprowadzonych badań umożliwiają przestrzenne zobrazowanie przybliżonego przebiegu rozprzestrzeniania się mas lodowych na badanym terenie. Pozwalają również na ogólną ocenę lobowej natury badanego fragmentu łądolodu, tj. na ile kształt lobu wynikał z dostosowania się łądolodu do rzeźby podłoża, a na ile warunkowany był dynamiką mas lodowych na obszarze zaplecza lobu.

Lob górnej Odry w czasie zlodowacenia odry (Mojski, 2005) tworzył najdalej nasunięty na południe fragment łądolodu skandynawskiego. Za lob górnej Odry uważam część łądolodu występującą na południe od linii łączącej Przedgórze Sudetów i próg środkowotriasowy zaliczany do Wyżyny Śląskiej (ryc. 1). Miejscem jego uformowania był obszar przedpola gór o lokalnie zróżnicowanej rzeźbie terenu. Centralną część lobu stanowiło obniżenie zachodniej części Kotliny Raciborskiej oraz Równiny Niemodlińskiej obramowane od południowego zachodu Płaskowyżem Głubczyckim rozciągającym się u podnóża Sudetów Wschod-

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



Ryc. 1. Obszar występowania lobu górnej Odry w czasie zlodowacenia odry. Zasięg łądolodu wyznaczono w nawiązaniu do poglądów Lewandowskiego (1988, 2003)

Fig. 1. Area of the Upper Odra Lobe during Odranian glaciation. Ice sheet extent is partly based on Lewandowski (1988, 2003)

nich oraz Płaskowyżem Rybnickim od strony południowo-wschodniej (ryc. 1).

Maksymalny zasięg łądolodu zlodowacenia odry na badanym obszarze jest do dzisiaj kwestią sporną. Według badaczy czeskich łądolód skandynawski wsunął się głęboko w górny odcinek doliny Odry, ok. 40 km na południowy zachód od Ostrawy (Macoun, 1985; Macoun & Králík, 1995). Podobną koncepcję przyjęło wielu autorów (m.in. Marks, 2005; Mojski, 2005). Autorzy, którzy w ostatnich latach prowadzili badania po polskiej stronie granicy, najczęściej jednak kwestionują ten pogląd (Lewandowski, 1988, 2003; Badura & Przybylski, 2001; Salamon i in., 2007; Salamon, 2008, 2009a). Według Lewandowskiego (1988, 2003) łądolód wkroczył do doliny Odry jedynie po Ostrawę, natomiast maksymalny jego zasięg wyznaczają północne pasmo hlucińskich moren spiętrzonych oraz prawdopodobnie spiętrzone tektonicznie kulminacje podłoża podczwartorzędowego pomiędzy Ostrawą i Orłową (Lewandowski, 1988, 2001, 2003). W niniejszej pracy przyjęto tę właśnie koncepcję – mniejszego zasięgu łądolodu. Potwierdzają ją również wyniki przedstawionych w artykule badań.

Rozkłady lokalnych kierunków ruchu łądolodu w różnych częściach badanego obszaru prezentowane były w kilku pracach (Lewandowski, 1982; Brodzikowski, 1987; Badura & Przybylski, 2001). Zwykle ich przebieg wynikał z ogólnie przyjmowanego schematu transgresji łądolodu, ale nie był poparty materiałem analitycznym.

Kierunki ruchu łądolodu w strukturach lobowych najczęściej rekonstruowane są na podstawie analizy morfolineamentów, tj. liniowych form, głównie subglacialnych, związanych z aktywnym ruchem lodu, jak drumliny, megadrumliny czy megalineacje (Boyce & Eyles, 1991; Hodgson, 1994; Colgan, 1999; Stokes & Clark, 1999, 2001; Boulton i in., 2001; Przybylski, 2008). Niektórzy autorzy wykorzystują w tym celu również innego typu liniowe formy lodowcowe, jak formy szczelinowe czy rynny subglacialne (Morawski, 2003, 2005; Roman, 2007). Analizy tego rodzaju dają pożądane rezultaty na obszarach, gdzie rzeźba lodowcowa jest dobrze zachowana, a więc głównie na obszarach młodszych zlodowaceń. Tam, gdzie łądolód przemieszczał się po zlyfikowanym podłożu skalnym, bardzo dobrymi wskaźnikami kierunków ruchu są również rysy lodowcowe, powszechnie zachowane np. na wychod-

niach południowej Skandynawii. Z powodu niezlyfikowanego charakteru podłoża łobu górnej Odry na badanym obszarze nie można zastosować tej metody. Słabe zachowanie pierwotnej rzeźby lodowcowej sprawia, że mało przydatne są tu również analizy morfometryczne. Z tego względu rekonstrukcję paleokierunków ruchu lodu przeprowadzono głównie na podstawie danych kierunkowych uzyskanych z analiz glin lodowcowych. Metoda ta nie zawsze dostarcza tak jednoznacznych informacji jak analizy liniowych subglacialnych morfolineamentów czy rys lodowcowych, niemniej jednak z dużym powodzeniem pozwala na uzyskanie wiedzy na temat ogólnych trendów rozprzestrzeniania się mas lodowych (Skompski, 1969; Roman, 2007).

Na badany obszar łądolód skandynawski dotarł trzykrotnie. Dwie gliny zlodowaceń sanu (san 1, san 2) na terenie Kotliny Raciborskiej znane są głównie z wierceń (Lewandowski, 2001, 2003). Ostatni, najwyższy poziom glin pochodzi z głównej fazy zlodowacenia odry. Podobna sytuacja rejestrowana jest na przedpolu Sudetów Wschodnich (Badura i in., 1996; Badura & Przybylski, 1997, 2001). Osady zlodowacenia odry stanowią więc najwyższe ogniwo w profilu osadów plejstocenu lodowcowego (Lewandowski, 2001, 2003). Osiową część obszaru występowania łobu górnej Odry zajmuje szeroka dolina Odry, z którą łączą się doliny licznych jej dopływów. Gliny wieku odrzańskiego występują głównie w strefach międzydolinnych, bezpośrednio przy powierzchni terenu w postaci różnej wielkości płatów, rzadziej pod pokrywą osadów wodnolodowcowych. Na niektórych obszarach, zwłaszcza na Płaskowyżu Głubczyckim, gliny zalegają pod warstwą lessów. Wiekową interpretację glin przeprowadzono głównie na podstawie szczegółowej mapy geologicznej Polski (Sarnacka, 1956; Kotlicka & Kotlicki, 1979; Badura i in., 1997; Badura & Przybylski, 1997; Trzepla, 1999). Miąższość glin wynosi przeważnie od jednego do kilku metrów. Są one z reguły silnie zwietrzałe.

METODYKA BADAŃ

Do określenia kierunków ruchu łądolodu wykorzystano wyniki pomiarów orientacji klastów w glinach lodowcowych, a w mniejszej liczbie również pomiarów orientacji struktur kinematycznych różnej skali. Badania glin prowadzono w kilkunastu stanowiskach zlokalizowanych w różnych częściach obszaru łobu górnej Odry, głównie w sztucznych odsłonięciach (piaskownie, żwirownie itp.), rzadziej w skarpach nowo budowanych dróg. Szczegółowa charakterystyka glin wraz z ich genetyczną interpretacją będą przedmiotem osobnego opracowania.

Analizę orientacji klastów przeprowadzono, opierając się na metodyce zaproponowanej przez Krügera (1970). W jednej analizie pomiarom poddawano co najmniej 30 podłużnych klastów o osi dłuższej osiągającej minimum 1 cm i stosunku osi a do osi b wynoszącym co najmniej 1,5 : 1. Pomiaru wykonywano w warstwie o miąższości 10 cm, na poletku o rozmiarach 50 × 50 cm. Kolejne analizy były przeprowadzane w odległości 10–30 cm w profilu pionowym. W każdym stanowisku wykonano serię analiz zestawionych przeważnie w kilku profilach pionowych zlokalizowanych w odległości najczęściej 10–40 m od siebie, w zależności od wielkości odsłonięcia. W rekon-

strukcji kierunków ruchu łądolodu uwzględniono pomiary orientacji klastów z dolnych części profilów glin łączonych bezpośrednio z depozycją z aktywnego lodu.

Wyniki pomiarów przedstawiono za pomocą diagramów rozetowych i konturowych opracowanych w programie StereoNet. Dla każdej próby obliczono wektor wypadkowy. W celu określenia stopnia uporządkowania klastów obliczono wartości wektorów S_1 i S_3 (Mark, 1973, 1974; Dowdeswell & Sharp, 1986). W każdym stanowisku dokonano od kilku do kilkunastu analiz.

W przypadku struktur kinematycznych, tj. ukierunkowanych deformacji związanych z działaniem naprężeń przyłożonych przez poruszający się łądolód, analizie poddawano struktury o charakterze ciągłym i nieciągłym, występujące zarówno w obrębie gliny, jak i w osadach niżej ległych. Liczba wykonanych pomiarów była w tym przypadku znacznie mniejsza, wynosiła przeważnie od kilku do kilkunastu.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Łob górnej Odry formował się na południe od linii łączącej Przedgórze Sudetów i próg środkowotriasowy, na obszarze zachodniej części Kotliny Raciborskiej i Równiny Niemodlińskiej (ryc. 1). To rozległe obniżenie ukształtowane na wysokości 170–200 m n.p.m. przechodzi w kierunku południowym w obszar wyżej położonych i bardziej zróżnicowanych morfologicznie płaskowyżów: Głubczyckiego po zachodniej stronie doliny Odry i Rybnickiego po stronie wschodniej. Są to rozczłonkowane denudacyjne równiny o wysokości dochodzącej do ok. 300–310 m n.p.m. i deniwelacjach rzędu 30–50 m. Płaskowyż Głubczycki od południa graniczy z paleozoicznym pasmem Gór Opawskich (400–890 m n.p.m.). Oś całego terenu, na którym doszło do nasunięcia łobu, stanowi dolina Odry.

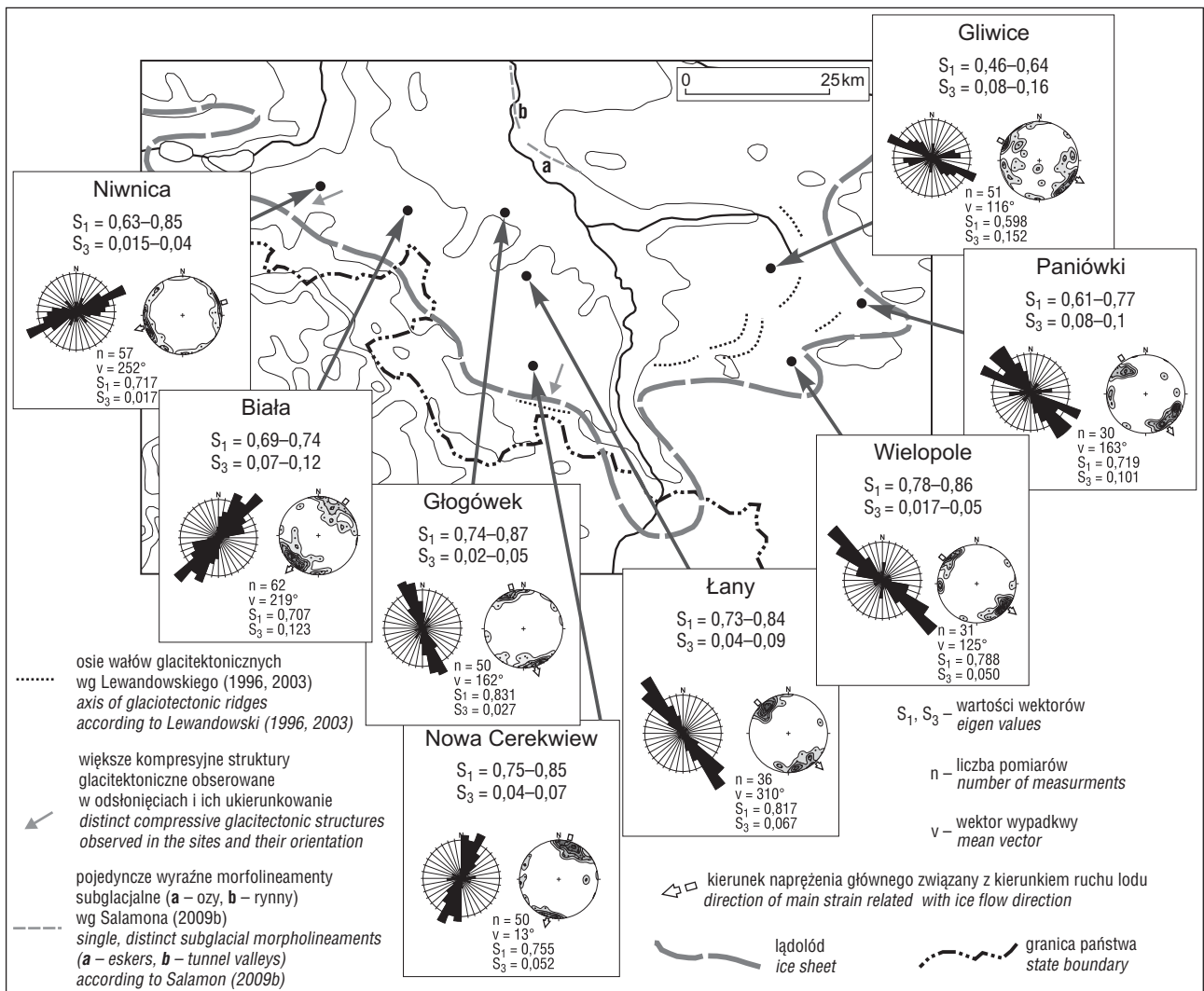
Centralna część badanego obszaru to strefa zapadlisk przedgórskich wypełnionych pod warstwą osadów czwartorzędowych morskimi i lądowymi osadami miocenu i pliocenu, głównie iłami, mułami i piaskami (Alexandrowicz, 1963; Alexandrowicz & Kleczkowski, 1974; Kotlicki & Kotlicka, 1980; Badura i in., 1996; Badura i in., 1998).

ANALIZA DANYCH KIERUNKOWYCH

Wyniki przeprowadzonych analiz z poszczególnych stanowisk zestawiono na podkładzie mapy topograficznej badanego obszaru. Na rycinie 2 przedstawiono zakresy parametrów S_1 i S_3 oraz przykładowe wyniki pomiarów z wybranych stanowisk z różnych części łobu.

Warty podkreślenia jest fakt, że w przypadku większości stanowisk w profilach pionowych glin wyniki pomiarów zasadniczo się nie różniły, tj. azymuty wypadkowe były zbliżone lub zmieniały się w bardzo małym zakresie.

We wszystkich badanych stanowiskach gliny charakteryzują się wysokimi współczynnikami orientacji klastów. Wartości wektora S_1 dla glin w większości stanowisk mieszczą się w przedziale 0,6–0,85. Jedynie w stanowisku Gliwice są one wyraźnie niższe ($S_1 = 0,46–0,64$). Wektor S_3 przyjmuje z kolei bardzo niskie wartości. We wszystkich stanowiskach zawierają się one w stosunkowo wąskim zakresie (0,017–0,160). W stanowiskach Niwnica, Głogówek, Nowa Cerekiew, Wielopole są one wyjątkowo niskie, tj. przyjmują wartości wyraźnie poniżej 0,1. Jedynie w sta-



Ryc. 2. Elementy kierunkowe wykorzystane do określenia kierunku ruchu lodu w obrębie lobu górnej Odry. Wyniki pomiarów orientacji klastów w glinach przedstawiono dla kilku przykładowych stanowisk. W poszczególnych stanowiskach podano zakres wektorów S_1 i S_3 oraz przykładowe zbiory pomiarów

Fig. 2. Directional elements used to determine the ice flow direction within the Upper Odra Lobe. Results of measurements of clasts orientation in the till is shown for several exemplary sites. The range of eigenvectors S_1 and S_3 for individual sites and exemplary sample measurements are presented

nowiskach Biała, Paniówki i Gliwice parametr ten osiąga wyższe wartości.

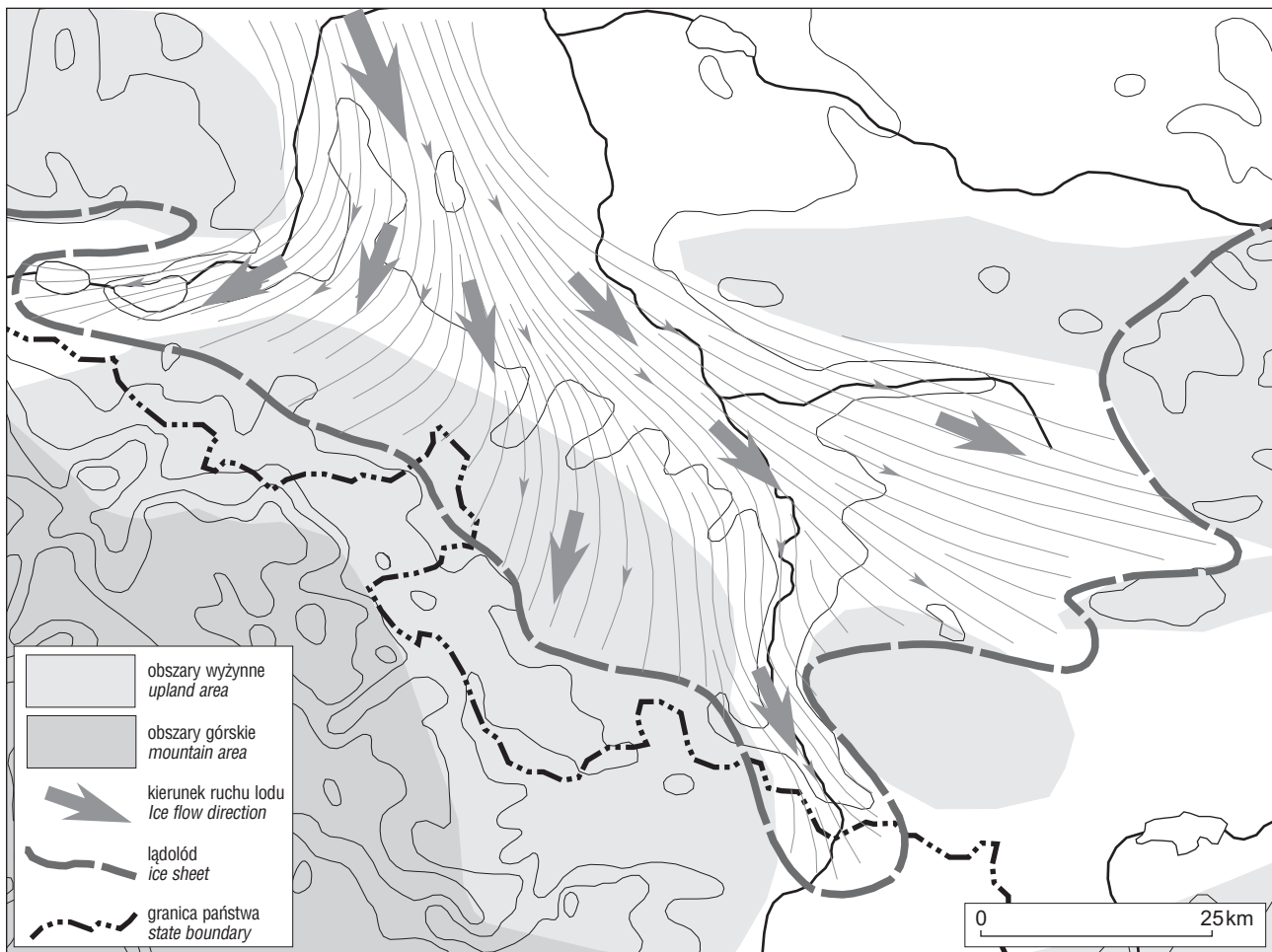
O ile parametry ułożenia klastów zmieniają się w niewielkim stopniu, o tyle wartości azymutów kierunków głównych naprężeń (kierunków ruchu lodu) wynikających z wektorów wypadkowych są bardzo zróżnicowane. Co istotne, zmienność ta zaznacza się w sposób uporządkowany na całym obszarze. W zachodniej części lobu dominują kierunki południowo-zachodnie. We wszystkich stanowiskach wschodniej części lobu stwierdzono natomiast dominujący kierunek południowo-wschodni. W sektorze południowym, tj. na obszarze wschodniej części Płaskowyżu Głubczyckiego, dominują kierunki południowe z niewielkim odchyleniem na zachód (Nowa Cerekiew) lub na wschód (Głogówek, Łany). Rozrzut kierunków ruchu lodu wynikający z rozkładu wektorów wypadkowych na badanym obszarze jest bardzo duży. Pomiędzy stanowiskami przedstawiającymi skrajne wartości, tj. ze wschodniej i zachodniej części lobu, wynosi on ok. 130° .

W przypadku struktur kinematycznych wyniki pomiarów w zdecydowanej większości były identyczne z wynikami

pomiarów orientacji klastów. Podobną orientacją charakteryzują się również obserwowane w kilku stanowiskach silnie ukierunkowane kompresyjne struktury glaciotektoniczne. Ze względu na stosunkowo niedużą ich liczbę nie są one w artykule szczegółowo opisane, niemniej w tych kilku miejscach, gdzie zostały stwierdzone, zawsze potwierdzają kierunki działania naprężeń głównych wynikające z analizy orientacji klastów (ryc. 2).

KIERUNKI NASUWANIA ŁĄDOŁODU – DYSKUSJA

Do badań wykorzystano większość dostępnych odsłoneń z glinami lodowcowymi lobu górnej Odry. Liczba stanowisk na badanym terenie nie jest zbyt duża, niemniej jednak wydaje się, że uzyskany bardzo specyficzny i do pewnego stopnia spodziewany rozkład kierunków daje podstawy do określenia przynajmniej ogólnego trendu przemieszczania się mas lodowych w obrębie lobu górnej Odry. Na podstawie zebranych danych wykreślono linie prawdopodobnych kierunków płynięcia lodu (ryc. 3). Elementy



Ryc. 3. Rekonstrukcja kierunków przepływu lodu w obrębie lobu górnej Odry
Fig. 3. Reconstruction of pattern of ice flow directions within the Upper Odra Lobe

kierunkowe w poszczególnych częściach obszaru występowania lobu tworzą razem zwarty obraz, co pozwala przypuszczać, że odzwierciedlają one rzeczywiste kierunki przepływu lodu. Poza nielicznymi przypadkami niewielka zmienność danych w profilach pionowych glin wskazuje na względnie stałe kierunki przepływu lodu w poszczególnych częściach lobu. Z uzyskanego ogólnego rozkładu paleokierunków (ryc. 3) wynika, że lob górnej Odry formowany był przez masy lodu rozptylujące się wachlarzowo z Równiny Opolskiej znajdującej się na północ od badanego obszaru. Widać wyraźnie, że ładolód w znacznym stopniu dowiżywał do morfologii podłoża. Linie płynięcia lodu pokrywają się w dużej mierze z przebiegiem głównych jednostek geomorfologicznych, tj. z układem dolin. Można wnioskować, że najbardziej intensywny ruch lodu odbywał się przez centralne obniżenie, którym była osiowa część Niziny Śląskiej. Od niej, w okolicach Równiny Niemodlińskiej, ładolód rozptylał się w różnych kierunkach, formując w strefach dolin mniejsze subloby: płynący w kierunku południowo-zachodnim – sublob Nysy, w kierunku południowym – sublob Odry i w kierunku południowo-wschodnim – sublob Rudy i Kłodnicy. O ile kierunki przepływu lodu w południowej i wschodniej części lobu są zgodne z wcześniejszymi przewidywaniami wynikającymi chociażby z orientacji wałów spiętrzonych glaci-tektonicznie (ryc. 2; Lewandowski 1996, 2003), o tyle w zachodniej części lobu (dolina Nysy) nie były one tak

oczywiste. Południowo-zachodni kierunek nasuwania się ładolodu w dolinę Nysy potwierdzają wyniki badań osadów glaciomarginalnych prowadzonych na południowym obrzeżeniu moren otmuchowsko-nyskich. Stwierdzony tam zespół stożków glaciomarginalnych rozwijał się w przybliżeniu w kierunku północnym (Salamon i in., 2007). Ich źródłem musiały być więc masy lodu wypełniające dolinę Nysy, które nasunęły się na ten obszar od strony doliny Odry.

Wynikająca z uzyskanego obrazu kierunków zbieżność linii płynięcia lodu w rejonie centralnej części Niziny Śląskiej wskazuje, że prawie cała masa lodu lobu górnej Odry przepływała przez szerokie na ok. 40 km zwężenie Niziny Śląskiej pomiędzy progiem środkowotriasowym od strony wschodniej i przedgórzem Sudetów Wschodnich od strony zachodniej. Oba te obszary, charakteryzujące się urozmaiconą rzeźbą, tworzyły wyraźne równoleżnikowe przeszkody, które prawdopodobnie znacznie ograniczały możliwość przepływu lodu na południe z obszaru rozległej równiny północnej części Niziny Śląskiej. Przypuszczalnie ponad nimi i na ich zapleczu znajdowały się masy lodu o mniejszej aktywności. Obecność obu tych obszarów, stanowiących strefy spowalniające ruch lodu, spowodowała, że w obrębie znajdującej się pomiędzy nimi nisko położonej centralnej części Niziny Śląskiej funkcjonowała strefa znacznie szybszego przepływu lodu zasilająca cały lob górnej Odry.

Rozkład kierunków uzyskany na badanym obszarze jest typowy dla dużych struktur lobowych. W większości lobów południowej krawędzi lądolodu laurentyńskiego stwierdzono podobne rozkłady (Patterson, 1997; Clayton i in., 1999; Colgan, 1999). Różnokierunkowe rozplywanie się lodu ze stref centralnych części lobów najczęściej łączone jest z jego szybką dostawą wynikającą z zasilania lobów strumieniami lodowymi (Patterson, 1997; Colgan, 1999; Stokes & Clark, 2001; Mickelson & Colgan, 2003). Duża dywergencja kierunków w obrębie lobu górnej Odry również sugeruje bardzo intensywny przepływ lodu z północnej części Niziny Śląskiej w rejon centralnej części badanego obszaru. Na tej podstawie można przypuszczać, że na zapleczu lobu górnej Odry mogło dojść do uformowania strefy niewielkiego strumienia lodowego. Zagadnienie to wymaga jednak dalszych badań, zwłaszcza na obszarze północnego zaplecza lobu.

WNIOSKI

Lob górnej Odry był złożoną formą obejmującą nie tylko masy lodu w samej dolinie górnej Odry, ale także subloby ukształtowane w dolinach Nysy, Rudy i Kłodnicy. Do takiego ujęcia opisywanej struktury upoważnia charakterystyczny dla lobów dywergentny rozkład kierunków przepływu lodu na badanym obszarze Równiny Niemodlińskiej i zachodniej części Kotliny Raciborskiej, dający spójny obraz przebiegu formowania się lobu.

Silne dostosowanie kierunków przepływu lodu w obrębie lobu górnej Odry do morfologii podłoża potwierdza koncepcję mniejszego maksymalnego zasięgu lądolodu w rejonie Kotliny Raciborskiej i Bramy Morawskiej w czasie zlodowacenia odry (Lewandowski, 1988, 2003; Badura & Przybylski, 2001). Nieprzekroczenie przez lądolód niewysokiego Płaskowyzu Rybnickiego, a jedynie opłynięcie go niewielkimi sublobami, wskazuje na względnie niedużą miąższość lądolodu, co wyklucza możliwość jego nasunięcia w górny odcinek doliny Odry głęboko w obszar Bramy Morawskiej.

Wynikający z przeprowadzonych analiz silnie skoncentrowany przepływ lodu w strefie zaplecza lobu sugeruje, że jego rozwój był następstwem nie tylko dostosowania się lądolodu do rzeźby podłoża, ale także warunkowany był zróżnicowaną przestrzennie dystrybucją lodu. Ta prawdopodobnie w znacznym stopniu była również konsekwencją oddziaływania rzeźby terenu. Wzmocnionej dostawie lodu przez osiową część Niziny Śląskiej przypuszczalnie sprzyjało występowanie po obydwu stronach doliny Odry obszarów o zróżnicowanej morfologii (Przedgórze Sudeckie, próg środkowotriasowy), ponad którymi lądolód charakteryzował się mniejszą dynamiką ruchu, co w dłuższej perspektywie czasu musiało stymulować koncentrację przepływu lodu w strefie centralnego obniżenia.

Pragnę serdecznie podziękować prof. T. Zielińskiemu za dyskusję w czasie przygotowywania artykułu oraz dr hab. W. Morawskiemu za wnikliwą recenzję i cenne wskazówki.

LITERATURA

ALEXANDROWICZ S.W. 1963 – Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnos Śląskim. Pr. Inst. Geol., 39: 1–130.
ALEXANDROWICZ S.W. & KLECZKOWSKI A.S. 1974 – Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. [W:] Przewodnik XLVI Zjazdu Polskiego

Towarzystwa Geologicznego, Opole, 12–14 września 1974 r. Wyd. Geol., Warszawa: 38–48.
ALLEY R.B. 1991 – Deforming-bed origin for southern Laurentide ice sheets? *J. Glaciol.*, 37: 67–76.
ALLEY R.B., BLANKENSHIP D.D., BENTLEY C.R. & ROONEY S.T. 1986 – Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica. *Nature*, 322: 57–59.
ALLEY R.B., BLANKENSHIP D.D., BENTLEY C.R. & ROONEY S.T. 1987a – Till beneath Ice Stream B 3. Till deformation: evidence and implications. *J. Geophys. Res.*, 92: 8921–8929.
ALLEY R.B., BLANKENSHIP D.D., ROONEY S.T. & BENTLEY C.R. 1987b – Till beneath Ice Stream B 4. A coupled ice-till flow model. *J. Geophys. Res.*, 92: 8931–8940.
BADURA J., BOBIŃSKI W. & PRZYBYLSKI B. 1996 – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000, ark. Nysa. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 1–57.
BADURA J., CYMERMAN Z. & PRZYBYLSKI B. 1998 – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000, ark. Wrocław. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 1–50.
BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 2001 – Problemy korelacji stratygraficznych kenozoiku południowej Opolszczyzny. [W:] VIII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Serie rzeczne i lodowcowe południowej Opolszczyzny. Jarnołtówek, 3–7 września 2001 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 9–27.
BADURA J., PRZYBYLSKI B., BOBIŃSKI W. & KRZYŻ A. 1997 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Baborów (965). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
BARANIECKA M.D. 1975 – Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niziny Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 288: 5–97.
BARANIECKA M.D. & SARNACKA Z. 1971 – Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, 254: 157–269.
BLANKENSHIP D.D., BENTLEY C.R., ROONEY S.T. & ALLEY R.B. 1986 – Seismic measurements reveal a saturated porous layer beneath an active Antarctic ice stream. *Nature*, 322: 54–57.
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. *Quat. Sci. Rev.*, 20: 591–625.
BOYCE J.I. & EYLES N. 1991 – Drumlins carved by deforming till streams below the Laurentide ice sheet. *Geology*, 19: 787–790.
BRODZIKOWSKI K. 1987 – Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glacitektonizmu Europy Środkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 934: 1–331.
CLARK P.U. 1992 – Surface form of the southern Laurentide Ice Sheet and its implication to ice-sheet dynamics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 595–605.
CLAYTON L., ATTIG J.W. & MICKELSON D.M. 1999 – Tunnel channels formed in Wisconsin during the last glaciation. [W:] Mickelson D.M. & Attig J.W. (red.) *Glacial processes past and present*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 337: 69–82.
COLGAN P.M. 1999 – Reconstruction of the Green Bay Lobe, Wisconsin, United States, from 26 000 to 13 000 radiocarbon years B.P. [W:] Mickelson D.M. & Attig J.W. (red.) *Glacial processes past and present*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 337: 137–150.
DOWDESWELL J.A. & SHARP M.J. 1986 – Characterization of pebble fabrics in modern terrestrial glacialic sediments. *Sedimentology*, 33: 699–710.
ENGELHARDT H. & KAMB B. 1998 – Basal sliding of Ice Stream B, West Antarctica. *J. Glaciol.*, 44: 223–230.
HERMANOWSKI P. & PIOTROWSKI J.A. 2009 – Drenaż subglacjalny i jego wpływ na dynamikę lobu Odry zlodowacenia wisły. *Prz. Geol.*, 57: 504–512.
HICOCK S.R. & DREIMANIS A. 1992 – Deformation till in the Great Lakes region: implications for rapid flow along the south-central margin of the Laurentide Ice Sheet. *Can. J. Earth. Sci.*, 29: 1565–1579.
HODGSON D.A. 1994 – Episodic ice streams and ice shelves during retreat of the northwesternmost sector of the Late Wisconsinan Laurentide Ice Sheet over the central Canadian Arctic Archipelago. *Boreas*, 23: 14–28.
JOHNSON W.H. & HANSEL A.K. 1999 – Wisconsin Episode glacial landscape of central Illinois: a product of subglacial deformation processes? [W:] Mickelson D.M. & Attig J.W. (red.) *Glacial processes past and present*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 337: 121–135.
KARCZEWSKI A. 1968 – Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Komis. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 8: 1–106.
KARCZEWSKI A. 1989 – Development and extent of the Pomeranian Phase marginal zone within the Parsęta lobe during the Vistulian Glaciation. *Quaest. Geogr., Spec. Issue* 2: 61–67.

- KOTLICKA G.N. & KOTLICKI S. 1979 – Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000, ark. Gliwice A. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOTLICKI S. & KOTLICKA G.N. 1980 – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000, ark. Gliwice. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 1–83.
- KOZARSKI S. 1965 – Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci-Warty. Pr. Komis. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 5: 1–97.
- KRÜGER J. 1970 – Till fabric in relation to direction of ice movement. A study from the Fakse Banke, Denmark. Geogr. Tidsskr., 69: 133–170.
- LEWANDOWSKI J. 1982 – Zasięg lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na Wyżynie Śląskiej. Biul. Inst. Geol., 337: 115–142.
- LEWANDOWSKI J. 1988 – Plejstocen środkowy w strefie doliny górnej Odry: Brama Morawska – Kotlina Raciborska (próba syntezy). Prz. Geol., 8: 465–474.
- LEWANDOWSKI J. 1996 – Główne czynniki neogeńskiej i czwartorzędowej ewolucji morfogenetycznej regionu śląsko-krakowskiego. Acta Geogr. Lodz., 71: 131–148.
- LEWANDOWSKI J. 2001 – Łądolody skandynawskie w dorzeczu górnej Odry (Brama Morawska – Kotlina Raciborska). [W:] VIII Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Serie rzeczne i lodowcowe południowej Opolszczyzny. Jarnołtówek, 3–7 września 2001 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 55–57.
- LEWANDOWSKI J. 2003 – Plejstocen glacialny Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej i obszarów sąsiednich. [W:] X Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Plejstocen Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej na tle struktur morfotektonicznych podłoża czwartorzędu. Rudy, 1–5 września 2003 r. Państw. Inst. Geol., Uniw. Śląski, Sosnowiec: 16–29.
- MACOUN J. 1985 – Stratigrafie středního pleistocénu Moravy ve vztahu k evropskému kvartéru. Čas. Slez. Muz. (Opava), Sér. A, 34: 125–143, 219–237.
- MACOUN J. & KRÁLÍK F. 1995 – Glacial history of the Czech Republic. [W:] Ehlers J., Kozarski S. & Gibbard P.L. (red.) Glacial deposits in North-East Europe. Balkema, Rotterdam: 389–405.
- MARK D.M. 1973 – Analysis of axial orientation data, including till fabrics. Bull. Geol. Soc. Am., 84: 1369–1374.
- MARK D.M. 1974 – On the interpretation of till fabrics. Geology, 2: 101–104.
- MARKS L. 2005 – Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. Prz. Geol., 53: 988–993.
- MICKELSON D.M. & COLGAN P.M. 2003 – The southern Laurentide Ice Sheet. Dev. Quat. Sci., 1: 1–16.
- MOJSKI J.E. 1968 – Podstawy podziału zlodowacenia północnopolskiego. Kwart. Geol., 12: 665–679.
- MOJSKI J.E. 2005 – Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 1–404.
- MORAWSKI W. 2003 – Reconstruction of ice-sheet movement from the orientation of linear glacial landforms and glaciotectionic deformation near Kronowo (western Mazury, Poland). Geol. Quart., 47: 339–356.
- MORAWSKI W. 2005 – Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms): an example from northeastern Poland. Geol. Quart., 49: 403–416.
- PACHUCKI C. 1961 – Moreny czołowe ostatniego zlodowacenia na obszarze Peribalticum. Rocznik Pol. Tow. Geol., 31: 303–315.
- PATTERSON C.J. 1997 – Southern Laurentide ice lobes were created by ice stream: Des Moines Lobe in Minnesota, USA. Sediment. Geol., 111: 249–261.
- 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.
- ROMAN M. 2007 – Rekonstrukcja kierunku ruchu lądolodu lobu Wisły w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej. Acta Geogr. Lodz., 93: 67–85.
- ROMAN M. 2010 – Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. Acta Geogr. Lodz., 96: 1–171.
- ROSZKÓWNA L. 1955 – Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego. Stud. Soc. Sci. Tor., 2: 35–111.
- RÓZYCKI S.Z. 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa: 1–314.
- SALAMON T. 2008 – Relationship between morphology and glacio-marginal deposition in the foreland area of the Opava Mountains (S Poland). Geol. Quart., 52: 143–156.
- SALAMON T. 2009a – Origin of Pleistocene outwash plains in various topographic settings, southern Poland. Boreas, 38: 362–378.
- SALAMON T. 2009b – Subglacialne pochodzenie przełomowych dolin zachodniej części progu środkowotriasowego i ciągu pagórów okolic Gogolina. Prz. Geol., 57: 243–251.
- 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.
- SARNACKA Z. 1956 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Rybnik. Wyd. Geol., Warszawa.
- SKOMPSKI S. 1969 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. Biul. Inst. Geol., 220: 175–258.
- STOKES CH.R. & CLARK CH.D. 1999 – Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. Ann. Glaciol., 28: 67–74.
- STOKES CH.R. & CLARK CH.D. 2001 – Palaeo-ice streams. Quat. Sci. Rev., 20: 1437–1457.
- TRZEPLA M. 1999 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Kędzierzyn-Koźle. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- TULACZYK S., KAMB W.B. & ENGELHARDT H.F. 2000 – Basal mechanics of Ice Stream B, West Antarctica 2. Undrained plastic bed model. J. Geophys. Res., 105: 483–490.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P. & SOKOŁOWSKI R.J. 2009 – Record of the Vistula ice lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland. Quat. Int., 207: 26–41.

Praca wpłynęła do redakcji 6.07.2011 r.
Po recenzji akceptowano do druku 1.08.2012 r.