

Morfologia osadów podłoża zlodowacenia Wisły na obszarze polskiej części lobu Odry

Piotr Hermanowski*



Morphology of the Vistulian (Weichselian) glaciation substratum in the area of Polish part of the Odra lobe. Prz. Geol., 55: 133–139.

S u m m a r y. During the last Scandinavian glaciation in the area of Polish Lowland, substratum of the ice sheet consisted mainly of till melted out during the Saalian glaciation. The substratum morphology and thickness might have influenced formation and dynamics of the ice sheet lobes. Nowadays, morphology of the top and bottom surface of till in the area of the Polish part of the Odra lobe have been mapped using 642 (top surface) and 596 (bottom surface) records put to interpolation. The resulting maps show actual range of the till altitudes ranging from 135.7 m for top surface to 176.9 m for bottom surface and general trends of its spatial pattern. Reconstructed morphology of the Vistulian ice sheet substratum indicates an average thickness of the till being ca. 26.7 m. The highest

thickness was approximately 80–110 m; thus heavily blocking the possibility to drain basal meltwater as a groundwater towards the ice sheet forefield.

Key words: till, Vistulian (Weichselian) glaciation, Pomeranian stage, Odra lobe, subglacial drainage

Procesy z jakimi mamy do czynienia pod lodowcami, mogą mieć większy wpływ na ich dynamikę, niż te rozgrywające się w ich obrębie. Różnorodność i złożoność tych procesów, dotycząca interakcji pomiędzy lodem, wodą i geologią, opiera się na próbach ustalenia prostych praw, a może doprowadzić do zaskakujących rozwiązań (Clarke, 2005). W efekcie osiągnięć glaciologii, na przestrzeni ostatnich trzydziestu lat zostały rozwinięte zagadnienia dotyczące mechanizmów ruchu lądolodu i powstała koncepcja warstwy deformacyjnej, dzięki której możliwe jest bardzo szybkie posuwanie się strumieni lodowych (Boulton & Hindmarsch, 1987; Alley i in., 1987). Ślady deformacji moreny dennej związane ze ślizgiem lodowca stwierdzono w osadach zlodowaceń plejstoceńskich (Boulton, 1987; Brown i in., 1987). Niemniej jednak zwraca się uwagę na zjawisko ruchu, w tym także przyspieszonego, nie mającego związku z deformacją osadów nieskonsolidowanych, pomimo ich występowania w podłożu lądolodu (Piotrowski & Kraus, 1997; Piotrowski i in., 2004). Istotne stają się w tym kontekście zagadnienia hydrologii glacialnej, a w szczególności obecność wody na kontakcie lodowca z podłożem (Shoemaker, 1986; Breemer i in., 2002), która może odpowiadać nawet za ponad 90% prędkości powierzchniowej (Vieli i in., 2004). Istotne jest, że ciśnienie wody pod lądolodem może być bliskie *ice flotation point* (Piotrowski & Kraus, 1997; Arnold & Sharp, 2002; Woodward i in., 2003) i powodować odspojenie lodu od podłoża. Mając na uwadze duże znaczenie hydrologii glacialnej, zwraca się szczególną uwagę na mechaniczne, hydrogeologiczne i geotechniczne parametry podłoża lodu (Clarke, 1987; van der Meer, 1997), które pośrednio może wpływać na tworzenie się strumieni lodowych oraz form subglacialnych (Rattas & Piotrowski, 2003). Nie bez znaczenia pozostaje w tym kontekście miąższość osadów podłoża lodowca.

Podczas zlodowacenia wisły, wody roztopowe powstające wskutek topnienia bazalnego oraz ewentualnie

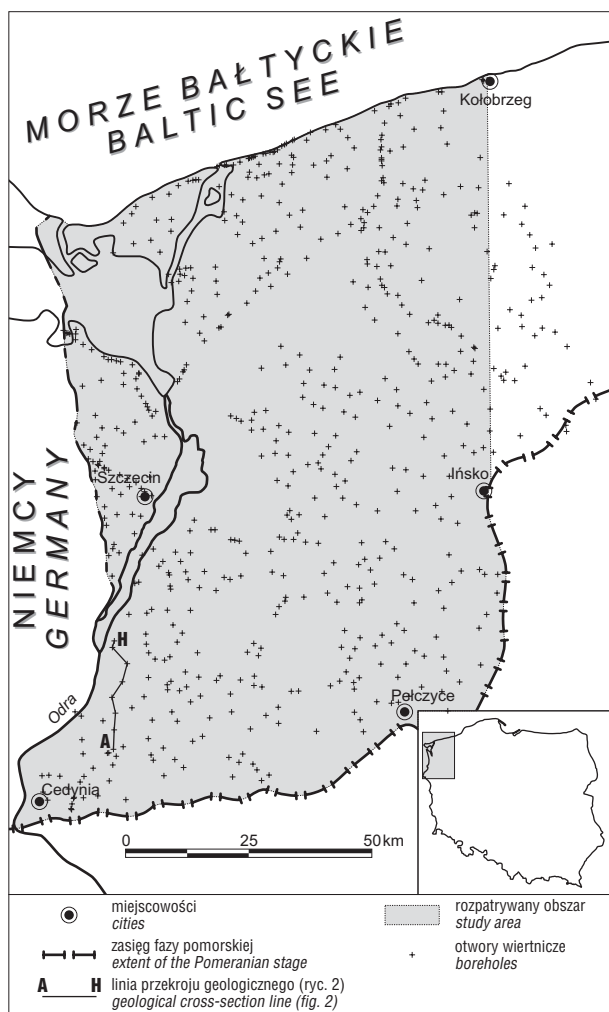
docierające do stopy lądolodu wody powstające w wyniku ablacji powierzchniowej, natrafiały na obszarze Niżu Europejskiego na osady nieskonsolidowane, w głównej mierze zdeponowane w okresie pomiędzy interglacjalnym mazowieckim, a interglacjalnym eemskim, czyli w czasie zlodowacenia odry (autor przyjmuje pogląd Mojskiego, 2005, iż wydzielane przez wielu naukowców zlodowacenie warty, należy uznać za nasunięcie rangi stadialnej, w związku z czym pokłady gliny zlodowacenia odry i stadiału warty traktuje łącznie). Osady te, na przeważającej powierzchni, tworzyła ciągła warstwa gliny zlodowacenia odry (*gzO*), osady tego typu charakteryzują się raczej niską wartością współczynnika filtracji (Jones, 1993; Domenico & Schwartz, 1998), co znajdowało swe odzwierciedlenie w kształtowaniu się drenażu subglacialnego (Hermanowski i in., 2006), a także mogło doprowadzać do destabilizacji olbrzymich mas lodowych. Nie bez znaczenia pozostaje miąższość warstwy osadów słaboprzepuszczalnych, która decydowała o ilości i czasie przedostawania się wód roztopowych do położonych poniżej warstw wodonośnych, drenujących nadmiar wody na przedpolu lądolodu.

Granice rozpatrywanego obszaru

Analiza osadów *gzO*, występujących w podłożu lądolodu wisły, została ograniczona do polskiej części obszaru lobu Odry fazy pomorskiej. Pomimo faktu, że faza pomorska jest związana z recesją lądolodu autor zakłada podobny kształt czoła transgredującego lądolodu, uznając osady powstałe w wyniku działalności lądolodu zlodowacenia odry, nieznacznie przekształcone w czasie interglacjalnego emskiego i wczesnego zlodowacenia wisły, jako jego podłoże.

Granice występowania lobu Odry zostały nakreślone już pod koniec XIX w., a sam lob został nazwany lodowcem Odry (Keilhack, 1898), który to następnie stał się przedmiotem dalszych badań zwracających uwagę na jego dwudzielną (Galon, 1961), potwierdzoną na podstawie stosunków sandrów (Kozarski, 1965), a później także trójdzielną (Karczewski, 1968). Tak zdefiniowany obszar obejmuje swym zasięgiem ok. 10 670 km² położonych w północno-zachodniej części Polski (ryc. 1). Dla podobnie

*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; pherman@wnoz.us.edu.pl



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań
Fig. 1. Location of study area

wyznaczonego obszaru były przeprowadzane badania odnoszące się m.in. do wpływu tektoniki struktur solnych na sposób ukształtowania jego morfologii (Piotrowski, 1991; Markiewicz & Piotrowski, 1999; Kurzawa, 1999), jak również prezentowano zmienność wewnętrznej budowy pokrywy kenozoicznej (Kurzawa, 2000), jednak nie zostały dotychczas wykreślone mapy słaboprzepuszczalnych osadów podłoża zlodowacenia wisły oraz ich ukształtowania w okresie poprzedzającym samą transgresję.

Dane źródłowe

W celu jak najdokładniejszego odzwierciedlenia geometrii *gzO*, będącej bezpośrednim, słaboprzepuszczalnym podłożem łądolodu wisły posłużono się mapą geologiczną Polski w skali 1: 200 000, arkusze: Dziwnów (Dobrcki, 1977), Gorzów Wlkp. (Kozłowski, 1975), Kołobrzeg (Burtymowicz & Niewitecka, 1974), Pyrzyce (Uniejowska & Nosek, 1974), Świdwin (Burtymowicz, 1975) i Szczecin (Mojski, 1976) oraz dla niektórych obszarów mapą geologiczną w skali 1: 50 000. Najwięcej informacji jednak zaczerpnięto z bazy danych otworów „BankHYDRO”, udostępnionej przez Państwowy Instytut Geologiczny. Dodatkowo dla obszaru Zastoiska Pyrzyckiego cennym źródłem informacji było opracowanie Ruszały i Sochana

(1994). Wiele zgromadzonych przekrojów geologicznych miało jednocześnie charakter reperowy, pozwalający zinterpretować przynależność stratygraficzną poszczególnych warstw wyodrębnionych na profilach otworów geologicznych zgromadzonych w bazie danych.

Całkowita liczba otworów pozyskanych na podstawie „BankHYDRO” dla obszaru łobu Odry oraz terenów przyległych wynosi 8127. Głębokości ich mieszczą się w przedziale 3,55–2810,5 m, a ich wartość średnia wynosi 47,6 m. Spośród całości wyodrębniono 494 otwory, których głębokość przekracza 100 m oraz 2204 otwory, których głębokość mieści się w przedziale 50–100 m, wartości średnie głębokości wynoszą odpowiednio 158,9 oraz 65,7 m. Jedynie sześć otworów przekracza 1000 m głębokości. Na podstawie przeprowadzonej interpretacji informacji dotyczącej litologii otworów, zdecydowano się odrzucić z dalszego wykorzystania otwory przekraczające 200 m oraz otwory o głębokościach poniżej 50 m. Czynności te zostały podyktowane zbyt mało szczegółowymi informacjami odnośnie litologii, w przypadku znacznej części otworów przekraczających 200 m oraz zbyt płytkim zapisem litologicznym dla otworów poniżej 50 m. W efekcie przeprowadzonych czynności do końcowego etapu interpretacji wykorzystano 2205 otworów z przedziału 50–100 m oraz 462 otwory z przedziału 100–200 m. Tak wyselekcjonowane otwory zawierają dokładne informacje odnośnie miąższości poszczególnych wydzieleni litologicznych, a w dużej mierze całości osadów plejstocenu.

Po szczegółowej analizie wszystkich zebranych materiałów, w tym wielu przekrojów, interpolację stropu warstwy osadów *gzO* stanowiących podłoże łądolodu wisły przeprowadzono na podstawie 642 punktów pomiarowych, dla spągu zaś posłużono się 596 punktami.

Generalizacja danych źródłowych

Ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną obszaru łobu Odry niezbędne było przeprowadzenie generalizacji obrazu geologicznego, jednak w taki sposób by jak najmniej zniekształcić obraz rzeczywisty.

Na etapie generalizacji litologicznej podłoża zlodowacenia wisły jako strop osadów słaboprzepuszczalnych uznano strop warstwy *gzO* (ryc. 2). Należy mieć jednak na uwadze, że powierzchnia stropowa gliny ulegała modyfikacjom w późniejszych okresach, w głównej mierze wskutek erozyjnej działalności wód roztopowych zlodowacenia wisły oraz egzaracji, jak również naprężeń wywołanych wskutek obciążenia osadów podczas transgresji łądolodu. Dobracki & Mojski (1979) sugerują istnienie luki stratygraficznej pomiędzy egzaracyjną powierzchnią stropową gliny zwałowej, a osadami zlodowacenia wisły. Trudne jest więc jednoznaczne wskazanie, gdzie i w jakim stopniu procesy te doprowadziły do przebudowy powierzchni stropowej gliny. Jako spąg interpolowanej warstwy przyjęto w przeważającej mierze spąg osadów *gzO* (ryc. 2), jednak w miejscach, gdzie profile litologiczne lub przekroje wskazywały na istnienie warstwy osadów dobrze przepuszczalnych (piasków lub żwirów) o miąższości przekraczającej 5 m, to jej strop uznano za spąg osadów słaboprzepuszczalnych, wyjątek stanowiły nagromadzenia piasków i żwirów o wąskim, lokalnym rozprężeniu. Założenie takie pozwala wyeliminować

błędy, przy ewentualnych próbach oszacowywania ilości wód roztopowych docierających do warstwy wodonośnej i w ten sposób będących drenowanymi jako wody podziemne.

Interpolacja danych

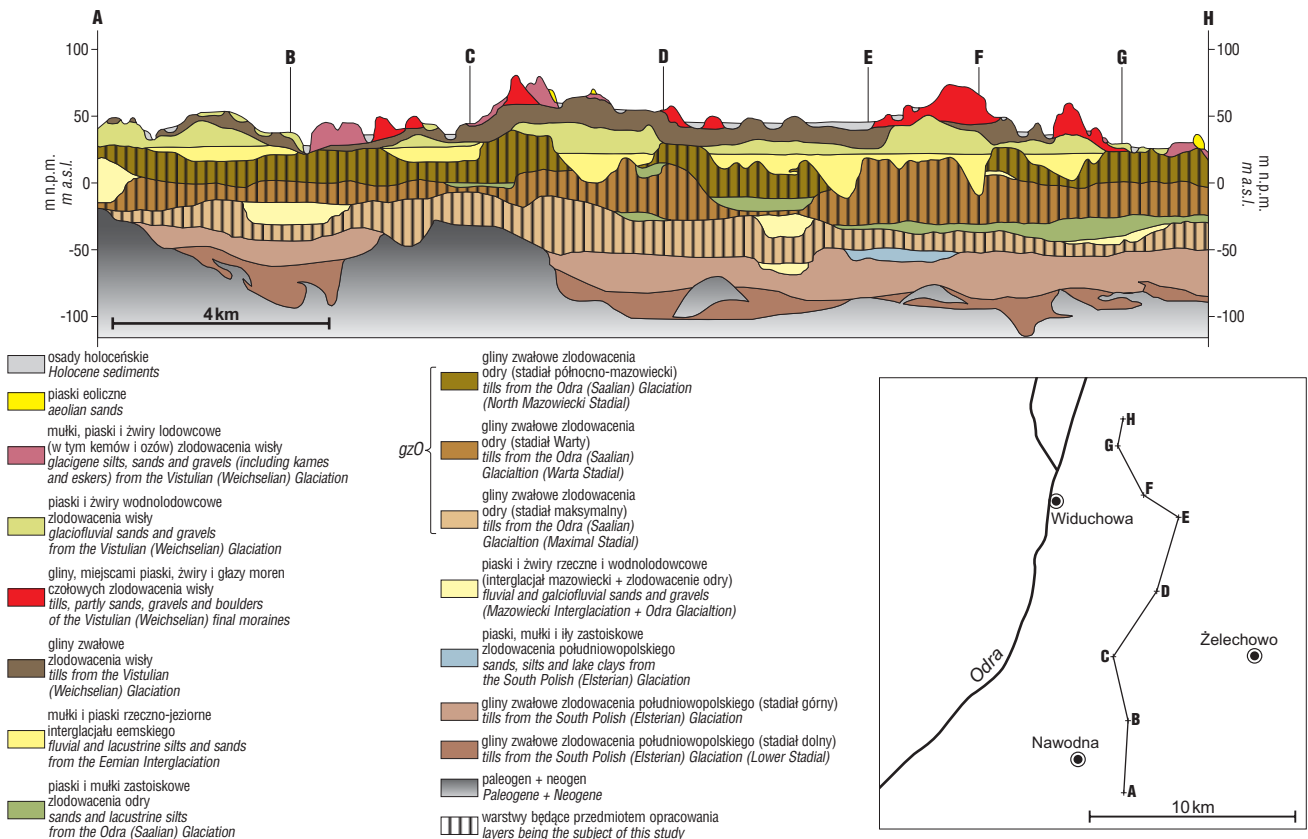
Wszelkie zgromadzone w bazie danych otwory zostały rozlokowane na obszarze badań na podstawie współrzędnych geograficznych (ryc. 1), a następnie przystąpiono do ich digitalizacji w programie Surfer 8.0. Zdigitalizowane punkty zostały poddane interpolacji ograniczonej do rozpatrywanego obszaru, pomniejszonego o Zalew Szczeciński oraz zachodnią część wyspy Wolin i wyspę Uznam. Wykluczenie tych obszarów zostało podyktowane brakiem danych o rozmieszczeniu *gzO* na wymienionych obszarach. W miejscach, w których obecnie brak jest ciągłej warstwy *gzO*, jak np. obszar doliny Odry od południa Szczecina do Roztoki Odrzańskiej lub częściowo na obszarze Zastoiska Pyrzyckiego, interpolacja została przeprowadzona na podstawie danych wprowadzonych dla obszarów położonych w bezpośredniej bliskości tych miejsc. Budowa geologiczna tych obszarów jednoznacznie wskazuje, że rozpatrywana warstwa *gzO* miała pierwotnie charakter ciągły, i została jedynie wyerodowana w późniejszym okresie, tak więc dla okresu przed transgresją lądolodu Wisły autor zakłada jej ciągłość.

Jako metodę interpolacji danych wejściowych wybrano metodę krigingu, jako najbardziej przydatną do interpolacji danych charakteryzujących powierzchnię

morfolologiczną (Davis, 1986). Ponadto metoda krigingu, w procesie porównywania z wieloma innymi metodami daje najbardziej wiarygodne i realistyczne mapy w procesie interpolacji niehomogenicznej populacji danych odzwierciedlających przebieg powierzchni geologicznej (Goldsztein & Skrzypek, 2004). Wykonane mapy powierzchni stropowej jak i spągowej *gzO* zostały wykreślone na podstawie siatki interpolacyjnej 200×300 linii, co przekłada się na ok. 472×495 m w terenie. Dla pierwszego rodzaju map (ryc. 3, 4) wykorzystano kriging punktowy, z sześcioma sektorami wyszukiwania o parametrach elipsy: *radius 1* i *2* wynoszącymi 93 000 oraz z domyślnym modelem wariogramu, o parametrach: *slope* — 1, *anisotropy* — 1. Aby uzyskać bardziej zgeneralizowany obraz obu powierzchni *gzO* (stropowej i spągowej) został wykonany wariogram, a model wariogramu użyty na etapie interpolacji przyjmował dla stropu wartości: *slope* — 0,00275, *anisotropy* — 1,4, *angle* — 25; a dla spągu: *slope* — 0,00223, *anisotropy* — 1,3, *angle* — 25.

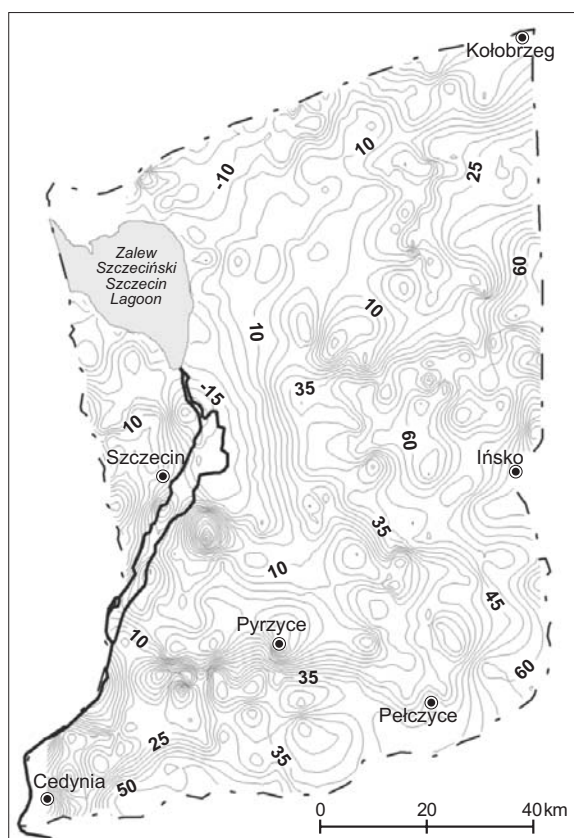
Analiza uzyskanych map

Mając na uwadze, że ilość wykorzystanych danych w odniesieniu do wielkości rozpatrywanego obszaru nie jest wystarczająca dla idealnego odzwierciedlenia przedmiotu badań, należy założyć, że uzyskane dane są danymi przybliżonymi, niemniej jednak w przeważającej mierze pokrywającymi się z rzeczywistością. Dodatkowym czynnikiem utrudniającym wierne odwzorowanie badanej powierzchni jest jej duża zmienność wysokościowa, przyjmująca w wie-

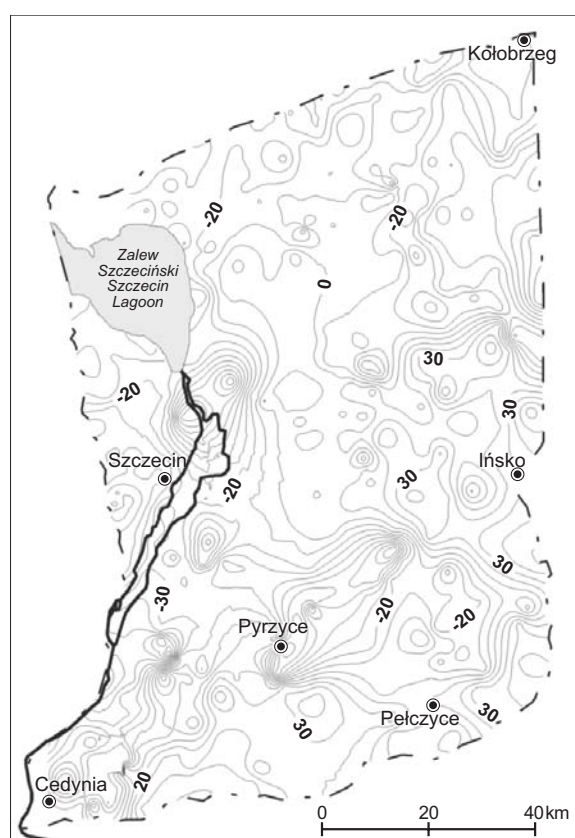


Ryc. 2. Przekrój geologiczny prezentujący warstwy gliny zwałowej będące przedmiotem opracowania (Piotrowski, 1986 — zmodyfikowany)

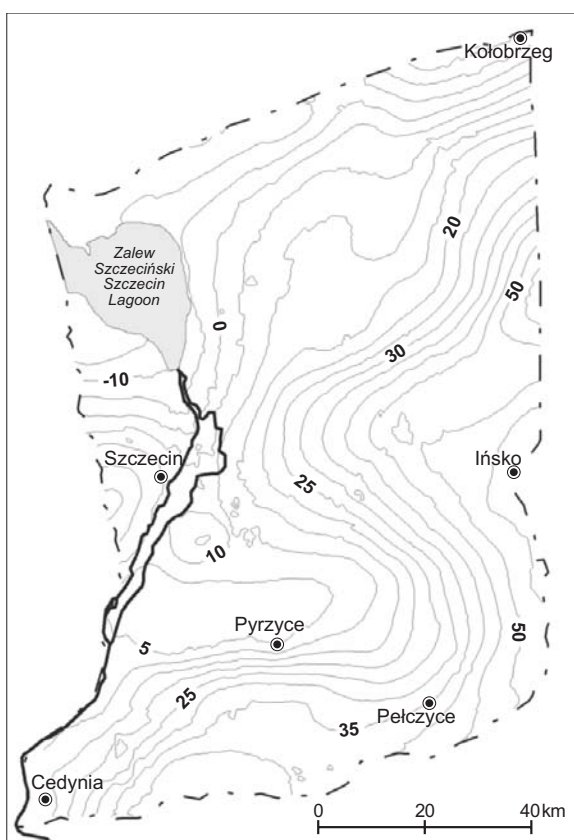
Fig. 2. Geological cross-section presenting the studied till layers (Piotrowski, 1986 — modified)



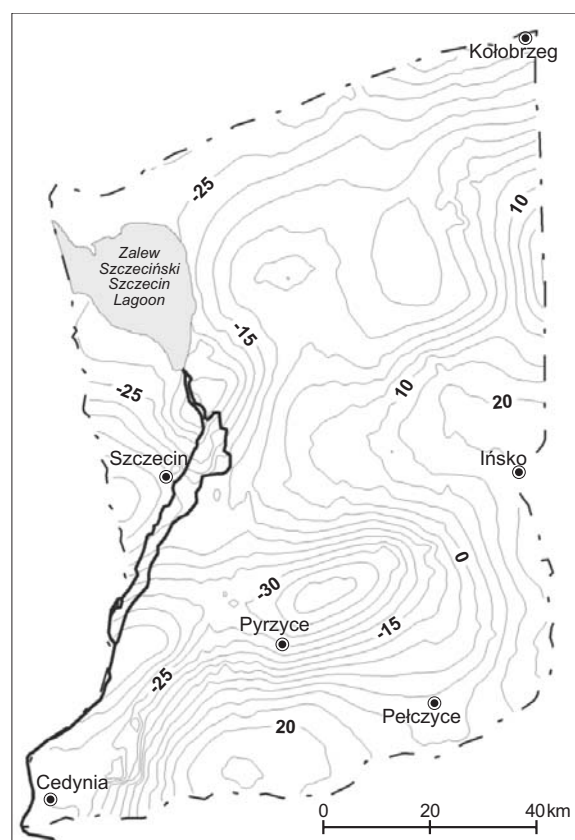
Ryc. 3. Aktualna morfologia powierzchni stropowej gzO (m n.p.m.)
 Fig. 3. Present morphology of the Saalian till top surface (m a.s.l.)



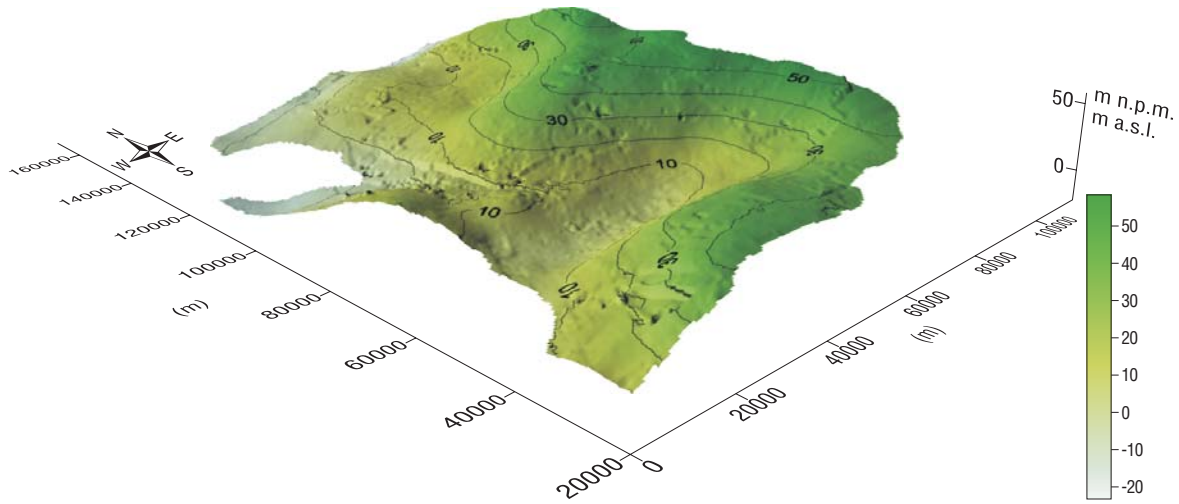
Ryc. 4. Aktualna morfologia powierzchni spagowej gzO (m n.p.m.)
 Fig. 4. Present morphology of the Saalian till bottom surface (m a.s.l.)



Ryc. 5. Mapa powierzchni stropowej gzO uzyskana poprzez zmianę parametrów wariogramu (m n.p.m.)
 Fig. 5. Map of the Saalian till top surface obtained by changes of variogram parameters (m a.s.l.)



Ryc. 6. Mapa powierzchni spagowej gzO uzyskana poprzez zmianę parametrów wariogramu (m n.p.m.)
 Fig. 6. Map of the Saalian till bottom surface obtained by changes of variogram parameters (m a.s.l.)



Ryc. 7. Blokdiagram prezentujący morfologię podłoża lądolodu wistły

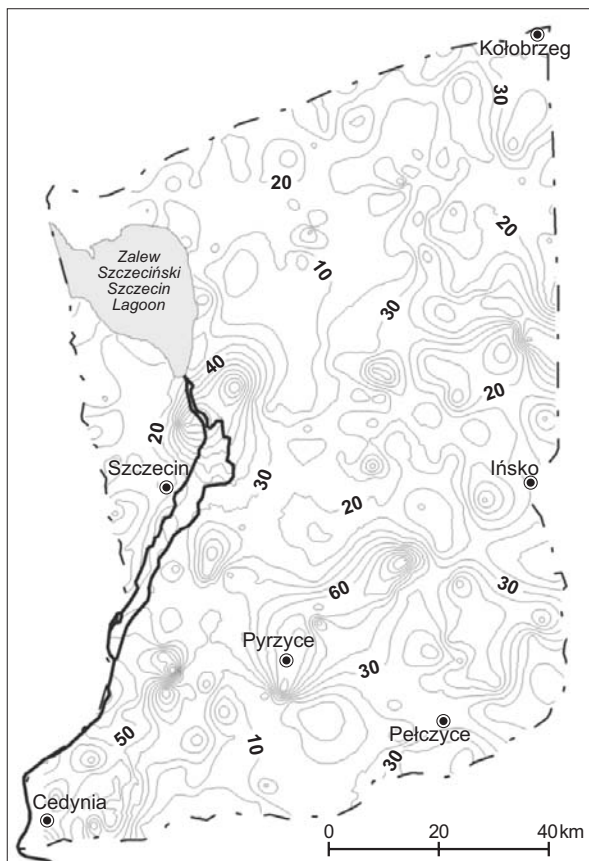
Fig. 7. Block diagram presenting morphology of the Vistulian (Weichselian) ice sheet substratum

lu przypadkach charakter lokalny. Wspomniane czynniki wpłynęły na różnice pomiędzy danymi wprowadzonymi w procesie digitalizacji, a uzyskanymi w procesie interpolacji. Aby przedstawić tę różnicę zostały wyliczone wartości rezydualne (Z_r), z wzoru:

$$Z_r = z_d - z_i \quad [1]$$

gdzie: z_d — wartość wprowadzona w procesie digitalizacji; z_i — wartość uzyskana w procesie interpolacji.

Uzyskana suma wartości rezydualnych (ΣZ_r) wynosi dla stropu 5,46 m, a dla spągu 5,75 m. Pozostałe parametry statystyczne wartości rezydualnych prezentuje tab. 1.



Ryc. 8. Zrekonstruowana mapa miąższości gzO dla okresu przed transgresją lądolodu wistły (m n.p.m.)

Fig. 8. Reconstructed map of the Saalian till thickness for the time before the Vistulian (Weichselian) ice sheet transgression (m a.s.l.)

W wyniku przeprowadzonych interpolacji możliwe jest prześledzenie geometrii warstwy gzO . Uzyskana mapa powierzchni stropowej (ryc. 3) charakteryzuje się dużą rozpiętością wysokościową, która na badanym obszarze wynosi 135,7 m, przy wartości minimalnej 38,4 m n.p.m. i wartości maksymalnej 97,3 m n.p.m., wartość mediany wynosi 18,4 m n.p.m. Wartość minimalna została wyznaczona na obszarze doliny Odry na wysokości Szczecina, a więc na obszarze gdzie obecnie brak jest jej osadów i nie ma możliwości zweryfikowania uzyskanych wyników. Najwyższe wartości położenia powierzchni stropowej są zlokalizowane przy wschodniej granicy obszaru, w okolicy miejscowości Ińsko. Dużą zmienność powierzchni stropowej na małym obszarze można zaobserwować na SE od Szczecina i SW od Pyrzyce, gdzie na odcinku mniejszym niż 10 km występują wysokości względne ok. 70–80 m. Podobnie do powierzchni stropowej, spąg opisywanej warstwy (ryc. 4) wykazuje dużą rozpiętość wartości, która wynosi 176,9 m, jednak zmiany jej położenia, na przeważającej części obszaru, nie wykazują aż tak dużych zmienności na stosunkowo małych odległościach, takie zjawiska można zlokalizować rzadziej niż w przypadku stropu warstwy. Uzyskane dla mapy spągu wartości minimum i maksimum wynoszą odpowiednio —108,2 m n.p.m. oraz 68,7 m n.p.m., a ich występowanie pokrywa się z lokalizacją skrajnych wartości wysokościowych stropu. Wartość mediany, w przypadku spągu, wynosi 5,8 m n.p.m.

Uzyskane na zgeneralizowanej, poprzez zmianę parametrów

Tab. 1. Parametry statystyczne wyliczonych wartości rezydualnych (Z_r)Table. 1. Statistical parameters of calculated residual values (Z_r)

Parametr statystyczny <i>Statistical parameter</i>	Strop <i>Top surface</i>	Spąg <i>Bottom surface</i>
Suma <i>Sum</i>	-5,46	-5,75
Minimum <i>Minimum</i>	-10,83	-15,40
Maksimum <i>Maximum</i>	6,34	8,68
Wartość średnia <i>Mean value</i>	0,008	0,009
Odchylenie standardowe <i>Standard deviation</i>	1,70	1,99

wariogramu, mapie stropu i spągu (ryc. 5 i 6) wartości wysokości n.p.m. nie mają swego przełożenia w rzeczywistości, a ich charakter pozwala na przedstawienie ogólnego trendu zmian. Trend wysokości powierzchni stropowej i spągowej sugeruje, że ich położenie wzrasta w kierunku maksymalnego zasięgu fazy pomorskiej, a rozległe zagłębienia pokrywają się z obszarem Zalewu Szczecińskiego oraz Zastoiska Pyrzyckiego i Wełtyńskiego. Różnica wysokości, uzyskana dla map zgeneralizowanych, wynosi dla stropu 89,4, a dla spągu 85,9 m. Wartości maksymalne i minimalne wynoszą dla stropu, odpowiednio 65,9 m i -23,5 m, a dla spągu 45,8 m i -40,1 m.

Gлина zwałowa zlodowacenia odry przed transgresją lądolodu zlodowacenia wisły

Rozpatrując powierzchnię spągową osadów *gzO* należy uznać, iż w przeciwieństwie do jej stropu, nie ulegała ona znaczącym modyfikacjom w późniejszych okresach i została wymuszona przez morfologię niżej leżących warstw osadów zlodowacenia południowopolskiego (sanu 1 i 2), w niewielkim stopniu osadów interglacjału mazowieckiego, ale także osadów neogenu oraz sporadycznie paleogenu, kredy i jury. Powierzchnia stropowa natomiast ulegała przekształceniom, już w czasie recesji lądolodu Odry, na skutek erozyjnej działalności wód ablacyjnych, a także w czasie trwania interglacjału emskiego oraz okresu wczesnego zlodowacenia wisły. Można wskazać także na intensywne ruchy izostatyczne, szacowane na 0,3–2,0 mm/a (Kurzawa, 2003). Niemniej jednak główna jej modyfikacja dokonywała się niewątpliwie w czasie transgresji lądolodu wisły. Transgresja ta, spowodowała powstanie nowych struktur glacitektonicznych, a częściowo wtórne zaburzenia struktur powstałych wcześniej (Mojski, 2005), jednak dominującą działalność morfotwórczą należy wiązać z intensywnym drenażem subglacjalnym oraz dużą ilością wód wydostających się na przedpole lądolodu (Hermanowski i in., 2006). W związku z powyższym można uznać, że morfologia powierzchni stropowej *gzO*, może być reprezentowana, z oczywistym marginesem błędów, przez mapę powierzchni stropowej uzyskaną na podstawie zmodyfikowanych parametrów wariogramu (ryc. 5). By lepiej przedstawić uzyskany w ten sposób kształt

powierzchni stropowej, dodatkowo został wykonany, prezentujący ją, blokdiagram (ryc. 7). Jeśli powyższe założenia uznamy za warunki brzegowe dla modelu przestrzennego charakteryzującego geometrię rozpatrywanej warstwy przed transgresją lądolodu wisły, to pozwala to na oszacowanie jej miąższości.

Na podstawie powyższego założenia została wykonana mapa miąższości *gzO* (ryc. 8), która charakteryzuje się średnią wartością miąższości równą 26,7 m. Największe miąższości, ok. 80–110 m można zaobserwować w okolicach Pырzyc (obszar Zastoiska Pырzyckiego) oraz na odcinku ok. 30 km w kierunku NE od tej miejscowości, ale także na obszarze położonym ok. 25 km na zachód od Pырzyc (obszar Zastoiska Wertyńskiego) oraz w dolinie Odry na NE od Szczecina. O ile dwie pierwsze lokalizacje znajdują swoje uzasadnienie analizując aktualne mapy i przekroje geologiczne oraz opracowania tych obszarów (Ruszała & Sochan, 1994) o tyle miąższość warstwy *gzO* w dolinie Odry została uwarunkowana brakiem występowania rozpatrywanych osadów na tym obszarze, co niewątpliwie miało wpływ na proces interpolacji. Pozostałe obszary raczej nie prezentują nagłych zmian miąższości, która waha się w przedziale 0–30 m.

Wnioski

Jak wspomniano we wstępie podłoże lodowca ma istotne znaczenie dla kształtowania się drenażu subglacjalnego, a także dla dynamiki lodowca. Istnienie osadów słaboprzepuszczalnych w stopie lądolodu zlodowacenia wisły, o miąższości znacznie redukującej przepływ wód podziemnych, mogło wywoływać wysokie ciśnienie wody panujące na kontakcie lodu z podłożem podobnie jak to notowano pod Strumieniem Lodowym Whillansa (*Ice Stream B*), gdzie ciśnienie efektywne określono na 30 kPa, a wartość flotacji na 0,997, w miejscu, w którym miąższość lodu wynosi 1035 m (Engelhardt & Kamb, 1997; Kamb, 2001). Należy mieć także na uwadze, że na dużych obszarach warstwy *gzO*, jak wynika chociażby z map geologicznych w skali 1: 200 000, jest również podścielona słaboprzepuszczalnymi osadami zlodowacenia południowopolskiego (sanu 1 i 2) lub utworami starszymi. Należy więc wnioskować, że występowanie osadów słaboprzepuszczalnych, o średniej miąższości 26,7 m, stanowiło dużą przeszkodę by wody pochodzące z topnienia bazalnego lub ewentualnej ablacji powierzchniowej przedostawały się w głąb i były drenowane jako woda podziemna, doprowadziło to w efekcie do powstania gęstej sieci kanałów subglacjalnych odprowadzających nadmiar wody.

W sposobie ukształtowania lobu Odry można doszukiwać się związku ze strukturami tektoniki solnej (Piotrowski, 1991), jednak mapy uzyskane w wyniku przeprowadzonej interpolacji, wskazują iż morfologia podłoża lądolodu Wisły mogła być przyczynkiem do ukształtowania się formy lobowej — lobu Odry, nie wyklucza to jednak związku ze strukturami solnymi. Zrekonstruowana na podstawie założonych warunków brzegowych mapa

powierzchni stropowej *gzO* (ryc. 5) pozwala sformułować tezę, że podobnie do obszaru obecnych Żuław Wiślanych, na których w czasie interglacjału eemskiego występował zalew morza tychnowskiego (Makowska, 1986), tak i na obszarze Niziny Szczecińskiej mieliśmy do czynienia z rozległą zatoką morską. Za wysuniętą tezę przemawia także fakt występowania w klifie wyspy Wolin fauny wskazującej na występowanie morza emskiego (Borówka i in., 1999), jednak dotychczas brakuje jednoznacznych informacji potwierdzających tę tezę.

Przedstawione w postaci map wyniki interpolacji mogą stać się istotnym źródłem informacji, które być może pozwolą na pełne przedstawienie modelu transgresji lobu Odry w czasie zlodowacenia wisły oraz dadzą możliwość szacowania hydrologicznego bilansu subglacialnego w czasie egzystowania lądolodu na opisywanym obszarze Niżu Polskiego.

Praca naukowa finansowana ze środków budżetowych na naukę w latach 2005–2007 jako projekt badawczy Nr 2 P04E 045 28.

Literatura

- ALLEY R.B., BALNKESHIP D.D., BENTLEY C.R. & ROONEY S.T. 1987 — Till beneath Ice Stream B. 3. Till deformation: evidence and implication. *J. Geoph. Res.*, 92: 8921–8929.
- ARNOLD N. & SHARP M. 2002 — Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modeling the coupling between ice sheet flow and hydrology. *Quatern. Sci. Rev.*, 21: 485–502.
- BORÓWKA R.K., MAKOWSKA A. & CEDRO B. 1999 — Interglacial marine sediments traces in the area of Świętųjųście (Wolin Island). [W:] *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*, Poznań–Szczecin: 49–54.
- BOULTON G.S. 1987 — Progress in glacial geology during the last fifty years. *J. Glaciology*, Wydanie Specjalne: 25–32.
- BOULTON G.S. & HINDMARSH R.C.A. 1987 — Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *J. Geoph. Res.*, 92 (B9): 9059–9082.
- BREEMER C.W., CLARK P.U. & HAGGERTY R. 2002 — Modeling the subglacial hydrology of the late Pleistocene Lake Michigan Lobe, Laurentide Ice Sheet. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 114: 665–674.
- BROWN C.S., HALLET B. & BOOTH D.B. 1987 — Rapid soft bed sliding of the Puget glacier lobe. *J. Geoph. Res.*, 92 (B9): 8985–8997.
- BURTYMOWICZ N. 1974 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 200 000 — Arkusz Świdwin (A). Wyd. Geol.
- BURTYMOWICZ N. & NIEWITECKA M. 1974 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 200 000 — Arkusz Kołobrzeg (A). Wyd. Geol.
- CLARKE G.K.C. 2005 — Subglacial processes. *Ann. Rev. Earth and Planetary Sci.*, 33: 7.1–7.30.
- CLARKE G.K.C. 1987 — Subglacial Till: A Physical Framework for Its Properties and Processes. *J. Geoph. Res.*, 92: 9023–9036.
- DAVIS J.C. 1986 — *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, New York.
- DOBRAKCI R. 1977 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 200 000 — Arkusz Dziwnów (A). Wyd. Geol.
- DOBRAKCI R. & MOJSKI J.E. 1979 — *Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 200 000 — Arkusze Dziwnów i Szczecin*. Wyd. Geol.
- DOMENICO P.A. & SCHWARTZ F.W. 1998 — *Physical and Chemical Hydrogeology*. Second edition. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- ENGELHARDT H. & KAMB B. 1997 — Basal hydraulic system of a West Antarctic ice stream: Constraints from borehole observations. *J. Glaciology*, 43: 207–230.
- GALON R. 1961 — Morphology of the Noteć–Warta (or Toruń–Eberswalde) ice marginal streamway. *Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk, Stud. Geograf.*, 29: 1–129.
- GOLDSZTEJN P. & SKRZYPEK G. 2004 — Wykorzystanie metod interpolacji do numerycznego kreślenia map powierzchni geologicznych na podstawie nieregularnych danych. *Prz. Geol.*, 52: 233–236.
- HERMANOWSKI P., PIECHOTA A.M., PIOTROWSKI J.A. & JANIA J. 2006 — Hydrogeological aspects of the Weichselian glaciation in the Polish lowland area. *Bull. Geol. Soc. Finland, Special Issue*, 1: 48.
- JONES L. 1993 — A comparison of pumping and slug tests for estimating the hydraulic conductivity of unweathered Wisconsin age till in Iowa. *Ground Water*, 31: 896–904.
- KAMB B. 2001 — Basal zone of the West Antarctic ice stream and its role in lubrication of their rapid motion. [W:] *Alley & Bindshadler R. (red.) — The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment*. American Geophysical Union, 77: 157–199.
- KARCZEWSKI A. 1968 — Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. *Pr. Kom. Geograf.-Geol. Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk*, 8: 1–106.
- KEILHACK K. 1898 — Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. *Jahr. d. Kgl. geolog. Landesanst. u. Bergak.*, 19: 90–152.
- KOZARSKI S. 1965 — Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części Pradoliny Noteci–Warty. *PTPN Pr. Kom. Geogr.-Geol.* t. 5, z. 1.
- KOZŁOWSKI I. 1975 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 200 000 — Arkusz Gorzów Wielkopolski (A). Wyd. Geol.
- KURZAWA M. 1999 — O zróżnicowaniu pokrywy plejstoceńskiej nad wybranymi formami tektoniki salinarnej północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, 47: 489–498.
- KURZAWA M. 2000 — Przestrzenny model budowy kenozoiku Polski północno-zachodniej na cyfrowych geologicznych mapach ścięcia poziomego. *Prz. Geol.*, 48: 306–312.
- KURZAWA M. 2003 — The sedimentary record and rates of Quaternary vertical tectonic movements in NW Poland. *Quatern. International*, 101–102: 137–148.
- MAKOWSKA A. 1986 — Morze plejstoceńskie w Polsce — osady wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, 120: 1–74.
- MARKIEWICZ A. & PIOTROWSKI A. 1999 — Wpływ tektoniki soli cechszczyńskich na współczesną morfologię Środkowego i Dolnego Nadodrza. *Prz. Geol.*, 47: 937–941.
- MOJSKI J.E. 1976 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 200 000 — Arkusz Szczecin (A). Wyd. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J.E. 2005 — *Ziemia Polska w Czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PIOTROWSKI A. 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000 — Arkusz Widuchowa. Wyd. Geol.
- PIOTROWSKI A. 1991 — The influence of sub-Quaternary basement on the development of Lower Odra Valley in Pleistocene and Holocene. *Kwart. Geol.*, 35: 221–234.
- PIOTROWSKI J.A. & KRAUS A.M. 1997 — Response of sediment to ice-sheet loading in northwestern Germany: effective stresses and glacier-bed stability. *J. Glaciology*, 43: 495–502.
- PIOTROWSKI J.A., LARSEN N.K. & JUNGE F.W. 2004 — Reflections on soft subglacial beds as a mosaic of deforming and stable spots. *Quatern. Sci. Rev.*, 23: 993–1000.
- RATTAS M. & PIOTROWSKI J.A. 2003 — Influence of bedrock permeability and grain size distribution on the formation of the Saadjärve drumlin field, Estonia, under an east-Baltic Weichselian ice stream. *Boreas*, 32: 167–177.
- RUSZAŁA M. & SOCHAN A. 1994 — Litologia, stratygrafia i korelacja osadów zastoisk: pyrzyckiego i wełtyńskiego. Część I — zastoisko pyrzyckie. *PIG, Samodzielna Pracownia Geologii Wybrzeża Morskiego*: 1–52.
- SHOEMAKER E.M. 1986 — Subglacial hydrology for an ice sheet resting on a deformable aquifer. *J. Glaciology*, 32: 20–30.
- UNIEJEWSKA M. & NOSEK M. 1974 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 200 000 — Arkusz Pyrzyce (A). Wyd. Geol.
- VAN DER MEER J.J.M. 1997 — Particles and aggregate mobility in till: microscopic evidence of subglacial processes. *Quatern. Sci. Rev.*, 16: 827–831.
- VIELI A., JANIA J., BLATTER H. & FUNK M. 2004 — Short-term velocity variations on Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen. *J. Glaciology*, 50: 389–398.
- WOODWARD J., MURRAY T., CLARK R.A. & STUART G.W. 2003 — Glacier surge mechanisms inferred from ground-penetrating radar: Kongsvegen, Svalbard. *J. Glaciology*, 49: 473–480.

Praca wpłynęła do redakcji 07.06.2006 r.

Akceptowano do druku 15.01.2007 r.