

Próba rekonstrukcji geometrii łańdolodu zlodowacenia odry w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

Justyna Knopik¹



Preliminary reconstruction of geometry of the ice sheet of the Odra glaciation in northern part of the Cracow-Częstochowa Upland. *Prz. Geol.*, 59: 474–478.

Abstract. During the Pleistocene, the Cracow-Częstochowa Upland was covered by the Scandinavian ice sheets two times, which was stated already at the beginning of the twentieth century. The Odra glaciation had probably the biggest impact on the relief of this area. The geometry of this part of the ice sheet was reconstructed on the basis of the analysis of the sub-Quaternary morphology and location of the glacial tills. The modeling of thickness of the ice sheet during the Odra glaciations shows, that it was small (110–350 m) in the northern part of the analyzed area. Longitudinal profiles of the ice sheet are fairly gentle, which is typical for glaciers with high activity.

Keywords: Odra glaciation, reconstruction of the geometry of the ice sheet, Quaternary substratum

Rozwój badań glaciologicznych na obszarach polarnych daje nowe spojrzenie na zlodowacenia plejstoceny, które miały miejsce na terenie Polski. Dokładniejsze poznanie procesów fizycznych rządzących ruchem lodowców pozwala na rekonstruowanie przebiegu i charakteru łańdolodów plejstoceny. Odtworzeniem przebiegu procesów glacialnych występujących w czasie ostatniego zlodowacenia zajmowali się m.in.: Jania i Bukowska-Janina (1997), Piotrowski (1997a), Siegiert (2001), Piotrowski i Tułaczyk (1999). Tego typu prace dotyczące wcześniejszych zlodowaceń nie są częste.

W niniejszym artykule autorka podjęła próbę rekonstrukcji geometrii łańdolodu odry w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na podstawie prawidłowości glaciologicznych oraz z wykorzystaniem publikacji i archiwalnych danych geologicznych.

Charakterystyka obszaru badań

Rekonstrukcję kształtu łańdolodu odry wykonano dla północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

Obszar badań obejmował fragment Wyżyny Śląskiej (okolice Koziegłowa i Woźnik), Wyżynę Częstochowską (północna część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej) oraz część Wyżyny Przedborskiej (okolice Lelowa) (ryc. 1).

Budowa geologiczna tego terenu jest bardzo urozmaicona. Utwory podczwartorzędowe reprezentowane są w południowo-zachodniej części przez iły, iłowce i mułowce z wkładkami wapieni woźnickich triasu górnego (Haisig & Biernat, 1980; Kaziuk, 1980). Północną część obszaru badań budują utwory kredowe – piaski i piaskowce glaukonitowe, opoki, margle i iły. Centralna część zbudowana jest głównie z wapieni płytowych i muszlowych oraz górnojużajskich margli o dużej odporności (Kaziuk, 1980).

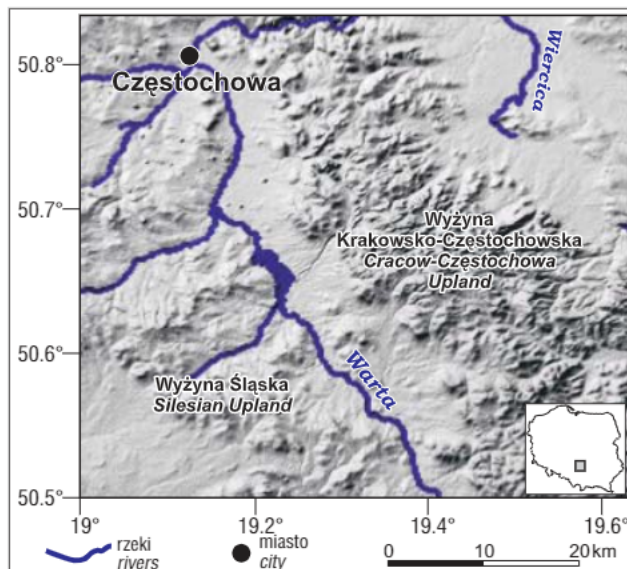
Utwory czwartorzędowe nie tworzą na badanym terenie ciągłej pokrywy i mają zmienną miąższość (do ponad 70 m) (Baradziński i in., 1986). Występują głównie w dolinach rzecznych i obniżeniach terenu. Osady zlodowacenia sanu 2 uległy prawie całkowitemu zniszczeniu w czasie interglacjału mazowieckiego, zachowały się jedynie niewielkie ich fragmenty w kopalnych dolinach rzecznych. Najczęściej występujące osady plejstoceny pochodzą ze zlodowacenia odry. Wykształcone są w postaci piasków i

żwirów wodnolodowcowych, mułków zastoiskowych i gliny zwałowej (Baradziński i in., 1986).

Główne rysy rzeźby terenu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej zostały utworzone w paleogenie i neogenie. Powstały wówczas powierzchnie zrównań oraz rzeźba krawędziowa. W plejstocenie powstały formy lodowcowe reprezentowane tu przez moreny czołowe i kemy.

Metody badań i dane źródłowe

Pierwszym etapem pracy nad rekonstrukcją geometrii łańdolodu odry na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej było odtworzenie powierzchni podczwartorzędowej badanego terenu oraz zweryfikowanie maksymalnego zasięgu łańdolodu na tym terenie. W tym celu wykorzystano: *Szczegółową mapę geologiczną Polski* w skali 1 : 50 000 – arkusze: Częstochowa (Baradziński i in., 1982), Janów (Heliasz i in., 1982), Koziegłowy (Wyczółkowski, 1960); *Mapę Geologiczną Polski* w skali 1 : 200 000 – wydanie A, arkusze: Częstochowa (Biernat i in., 1978) i Kraków (Kaziuk & Lewandowski, 1978) oraz wydanie B, arkusze:



Ryc. 1. Obszar badań na tle rzeźby terenu
Fig. 1. The study area and its relief

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; justynaknopik@gmail.com.

Częstochowa (Haisig & Biernat, 1980) i Kraków (Kaziuk, 1980); *Przeglądową Mapę Geomorfologiczną Polski* w skali 1 : 500 000 – arkusz Kraków (Starkel, 1980) oraz numeryczny model terenu (NTM – *Numerical Terrain Model*) w formacie DTED 1 (opracowany przez Sztab Wojska Polskiego). Najwięcej informacji zaczerpnięto jednak z danych archiwalnych: dokumentacji punktów kartograficznych *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* w skali 1 : 50 000 (arkusze: Janów, Częstochowa, Koziegłowy, Żarki) z Archiwum Oddziału Górnośląskiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB) w Sosnowcu oraz kart otworów map geologicznych w skali 1 : 100 000 (arkusze: Janów, Częstochowa, Koziegłowy, Żarki, Koniecpol) z Centralnego Archiwum Geologicznego PIG-PIB w Warszawie.

W celu zweryfikowania maksymalnego zasięgu łądolodu odry na omawianym terenie utworzono mapę cyfrową zasięgu gliny zwałowej. Mapę wykonano metodą kringingu w programie *Surfer* 8.0. Dane geologiczne do jej opracowania uzyskano z Archiwum Oddziału Górnośląskiego PIG-PIB w Sosnowcu. Cyfrową bazę danych utworzono w arkuszu kalkulacyjnym *Excel*.

Lokalizację analizowanych punktów dokumentacyjnych określono dzięki digitalizacji map archiwalnych w programie *DigXY*. Mapy wymagały wcześniejszej transformacji do jednolitego odwzorowania kartograficznego. Rejestracji map (w wyjściowym układzie odniesienia WGS 84, odwzorowanie 1992/19) dokonano według kilkunastu punktów topograficznych znajdujących się na każdej z nich. Operację tę wykonano w programie *Global Mapper*; z zastosowaniem metody wielowyznacznikowej z ilością punktów większą niż 4 (*polynomial 4+GCPS*). Współrzędną z (wysokość bezwzględna) każdego punktu dokumentacyjnego określono na podstawie numerycznego modelu terenu w programie *EarthVision*. Dzięki temu w każdym wydzielaniu uzyskano wysokość stropu i spągu (w m n.p.m.).

Na podstawie bazy danych uzyskanej z Centralnego Archiwum PIG-PIB w Warszawie stworzono zgeneralizowany numeryczny model podłoża geologicznego, na którym spoczywał łądolód w czasie zlodowacenia odry (ryc. 2).

Ostatnim etapem odtworzenia geometrii łądolodu odry było obliczenie miąższości lodu z równania (Paterson, 1994):

$$H = \sqrt{2\tau_i \frac{L}{\rho_i g}},$$

gdzie: H – miąższość lodu liczona do powierzchni płaskiej; τ_i – naprężenie ścinające (przesuwcze) zależne od wagi nadległych warstw i nachylenia powierzchni (Jania, 1997); L – odległość od skraju lodu wzdłuż drogi jego ruchu; ρ_i – gęstość lodu; g – przyspieszenie ziemskie.

Równanie to daje paraboliczny podłużny profil łądolodu.

Jeśli założyć, że współczynnik A jest definiowany jako:

$$A = \sqrt{\frac{2\tau_i}{\rho_i g}},$$

to wzór na miąższość pokrywy lodu przyjmuje postać:

$$H = A\sqrt{L},$$

gdzie: H – miąższość lodu liczona do powierzchni płaskiej; A – współczynnik zależny od termalnych właściwości łądolodu i właściwości jego podłoża; L – odległość od skraju lodu wzdłuż drogi jego ruchu.

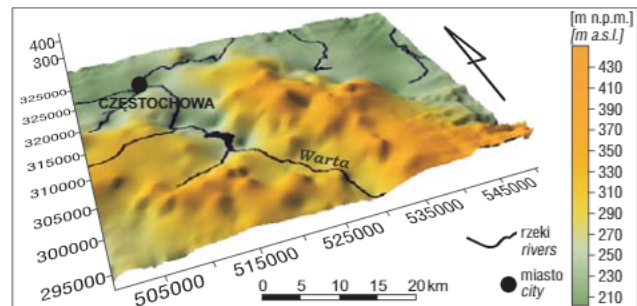
Powierzchnia, po której poruszał się łądolód, nie była płaska, dlatego też wprowadzono ostatecznie modyfikacje w postaci wzoru użytego przez Piotrowskiego i Tułaczyka (1999):

$$h = H + hq,$$

gdzie: H – miąższość lodu liczona do powierzchni płaskiej, h – miąższość łądolodu, hq – różnica między powierzchnią horyzontalną, dla której wyliczono H , a odtworzonym podłożem łądolodu (patrz też ryc. 3).

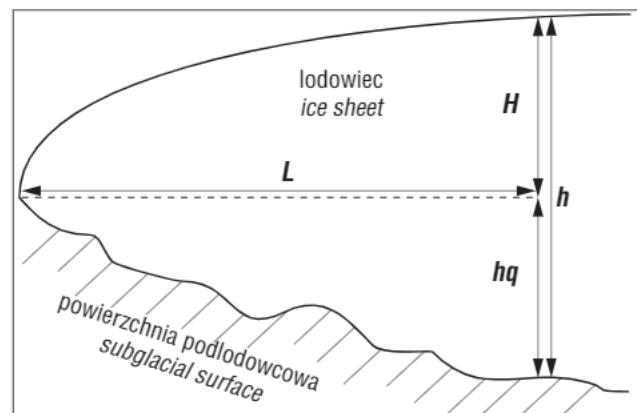
Rekonstrukcja kształtu łądolodu

Linie maksymalnego zasięgu łądolodu w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej wytyczono przez nałożenie na numeryczny model terenu mapy izopachyt gliny zwałowej oraz granic występowania moren czołowych, które wyznaczono na podstawie literatury (Różycki & Lamparski, 1967; Różycki, 1982a, b; Więckowski, 1984a, b; Lewandowski, 1987) i *Przeglądowej mapy geomorfologicznej Polski* w skali 1 : 500 000 (Starkel, 1980) oraz *Mapy geologicznej Polski* w skali 1 : 500 000 (Marks i in., 2006). W wyznaczeniu maksymalnego zasięgu łądolodu odry istotna była również izohipsa 300 m n.p.m., powyżej której nie odnaleziono śladów tego zlodowacenia (Galon & Roszkówna, 1967; Lindner, 1970; Różycki, 1972). Po nałożeniu na siebie wyżej wymienionych elementów otrzymano prawdopodobny zasięg zlodowacenia odry w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej



Ryc. 2. Ukształtowanie podłoża podczwartorzędowego północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

Fig. 2. The morphology of the subquaternary substratum in the northern part of Cracow-Częstochowa Upland

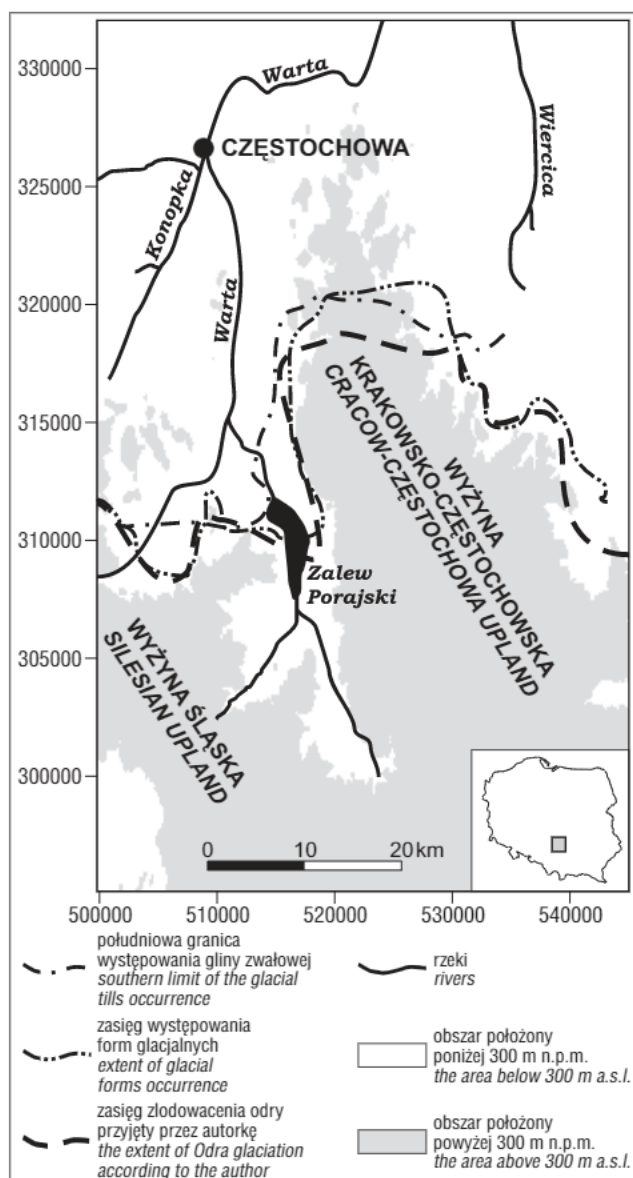


Ryc. 3. Parametry użyte do obliczenia miąższości łądolodu wg Piotrowskiego i Tułaczyka (1999); H – miąższość lodu liczona do powierzchni płaskiej, h – miąższość łądolodu, hq – różnica między powierzchnią horyzontalną, dla której wyliczono H , a odtworzonym podłożem łądolodu

Fig. 3. The parameters used to calculate the thickness of the ice sheet by Piotrowski & Tułaczyk (1999); H – ice thickness calculated for a horizontal surface, h – thickness of a glacier, hq – the difference between a horizontal surface, for which H was calculated, and the reconstructed glacier substratum

(ryc. 4). Tak określony zasięg zlodowacenia skonfrontowano z *Mapą geologiczną Polski* w skali 1 : 500 000 (Marks i in., 2006) oraz z innymi wcześniejszymi zapisami maksymalnego zasięgu zlodowacenia odry (Lewandowski, 1982; Różycki, 1961).

Największa niezgodność wyznaczonego zasięgu zlodowacenia odry w stosunku do linii przyjętej przez Marksa i współautorów (2006) występuje we wschodniej części obszaru badań. Autorzy przyjmują, że próg lelewski nie został objęty lądolodem tego zlodowacenia. Nie znaleziono jednak żadnych dowodów potwierdzających ten pogląd. Lelowski próg kredowy osiąga wysokość do 270 m n.p.m., co – zgodnie z założeniami, że lód występował do wysokości 300 m n.p.m. (Klimaszewski, 1952; Galon & Roszkówna, 1967; Lindner, 1970; Różycki, 1972), oraz zasięgiem moren czołowych w okolicy Janowa i Gorzkowa – raczej wyklucza pogląd, jakoby wschodnia część omawianego terenu oparła się temu lądolodowi. Potwierdzeniem tej tezy są również zaburzenia glacictoniczne, które powstały w wyniku nasuwania się mas lodowych z północnego



Ryc. 4. Zasięg zlodowacenia odry w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

Fig. 4. The maximum extent of the Odra glaciation in the northern part of the Cracow-Częstochowa Upland

wschodu (Różycki, 1982c). Autorka przyjęła, że próg lelewski objęty był lodem w czasie zlodowacenia odry.

Kolejnym etapem próby rekonstrukcji kształtu lądolodu zlodowacenia odry było wyznaczenie jego spągu oraz obliczenie miąższości lodu wzdłuż linii wykreślonych zgodnie z kierunkiem nasuwających się mas lodowych.

Na podstawie wykonanej w programie *Surfer 8.0* mapy spadków powierzchni podczwartorzędowej wyznaczono prawdopodobny kierunek poruszania się mas lodowych. Jeżeli założyć, że lądolód w pierwszej kolejności wkraczał w obniżenia terenu, to wyznaczone kierunki ruchu lodu z północnego wschodu na południowy zachód pokrywają się z poglądami Różyckiego i Lamparskiego (1967), którzy wyznaczyli kierunek przemieszczania się lądolodu, opierając się na analizie narzutniaków z badanego terenu.

Przyuszczalny kierunek nasuwania się lądolodu i linia maksymalnego zasięgu posłużyły do wykreślenia teoretycznych profili powierzchni lądolodu. Przyjęto klasyczne założenia idealnej plastyczności lodu i płaskiego podłoża, miąższość lodu wyliczono ze wzoru na miąższość pokrywy lodu:

$$H = A\sqrt{L}$$

Tak wyliczony teoretyczny profil lądolodu ma kształt paraboliczny. Wartość współczynnika A jest istotna i waha się od 0,4 (Clark, 1992) do 4,7 (Nye, 1952; Paterson, 1994). Maksymalną wartość współczynnika A (4,7) wyznaczono dla lodu zimnego (Nye, 1952; Paterson, 1994), natomiast w przypadku lodowców poruszających się po nieskonsolidowanych osadach pod wpływem zwiększającego się ciśnienia wody współczynniki A wynosi 3,0 (Schoemaker, 1986). Rekonstrukcji profili lobu Green Bay w USA odpowiadają wartości współczynnika A między 0,7 a 2,0 (Colgan & Mickelson, 1997). Współczynnik A poniżej 1,0 został również zastosowany w rekonstrukcji profili czterech południowych lobów lądolodu laurentyjskiego (Clark, 1992) i wyniósł w tym przypadku od 0,4 do 0,7. W innych pracach przyjmuje się $A = 1$, wartość ta jest odpowiednią dla lodowców ciepłych poruszających się po nieskonsolidowanym podłożu skalnym (Mathews, 1974; Sauer i in. 1993; Piotrowski, 1997b).

Prawdopodobną miąższość lądolodu wyliczono dla kilku wartości współczynnika A : $A = 4,7$, $A = 3,0$, $A = 1,0$, $A = 0,8$ oraz $A = 0,7$.

Potrzebną do obliczeń odległość od skraju lodu (L) otrzymano po przeprowadzeniu w programie *Surfer 8.0* digitalizacji 25 wyznaczonych linii na powierzchni podczwartorzędowej. Linie poprowadzono zgodnie z przyjętym przez autorkę prawdopodobnym kierunkiem ruchu lądolodu, w odstępach co 2 km. Posłużyły one również do sporządzenia profili podłużnych podłoża lądolodu.

Niezbędne obliczenia zostały wykonane w arkuszu kalkulacyjnym *Excel 2007*, a następnie w programie *Surfer 8.0* dokonano interpolacji i wykreślenia izolinii prawdopodobnej miąższości lądolodu odry na omawianym terenie. Interpolację wykonano metodą krigingu funkcją liniową (typ punktowy), którą uznano za najlepszą do przedstawiania zjawisk przyrodniczych (Davis, 1986; Goldsztejn & Skrzypek, 2004; Piotrowski i in., 1996; Hermanowski, 2007).

Nie są znane warunki termiczne lodu panujące na rozpatrywanym obszarze w czasie maksymalnego zasięgu lądolodu odry. Zgodnie z sugestiami wielu autorów (Siegert, 2001; Lindner, 1992; Mojski, 1993, 2005) oraz ze względu na niezmiennie położenie Polski w stosunku do biegunów i Oceanu Atlantyckiego uznano możliwość występowania lodu zimnego za mało prawdopodobną. Tym samym

autorka odrzuciła model miąższości lądolodu obliczony dla współczynnika $A = 4,7$.

Gdyby założyć, że lód występował na całym terenie położonym na północ od Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i nie było tam nunataków (Różycki, 1960, 1972, 1982a, b; Lewandowski, 1982, 1987; Mojski, 2005), to miąższość lądolodu wyliczona dla współczynnika $A = 0,7$ byłaby za mała, aby cały omawiany obszar został pokryty lodem. Dlatego ten model został również odrzucony, a tym samym jako dolną wartość współczynnika A przyjęto 0,8.

Wnioski

Prawdopodobnie miąższość lądolodu w czasie zlodowacenia odry w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej nie była duża. W odległości 45 km od czoła lądolodu mogła wynosić od 230 m dla współczynnika $A = 0,8$ do 690 m dla $A = 3,0$ (tabela 1). Kształty profili podłużnych brzeżnej części lądolodu są dość łagodne, cha-

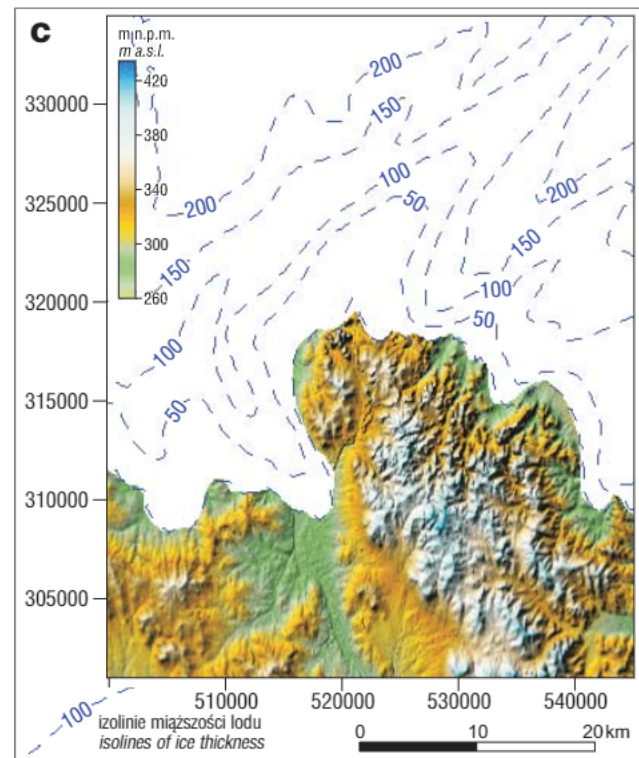
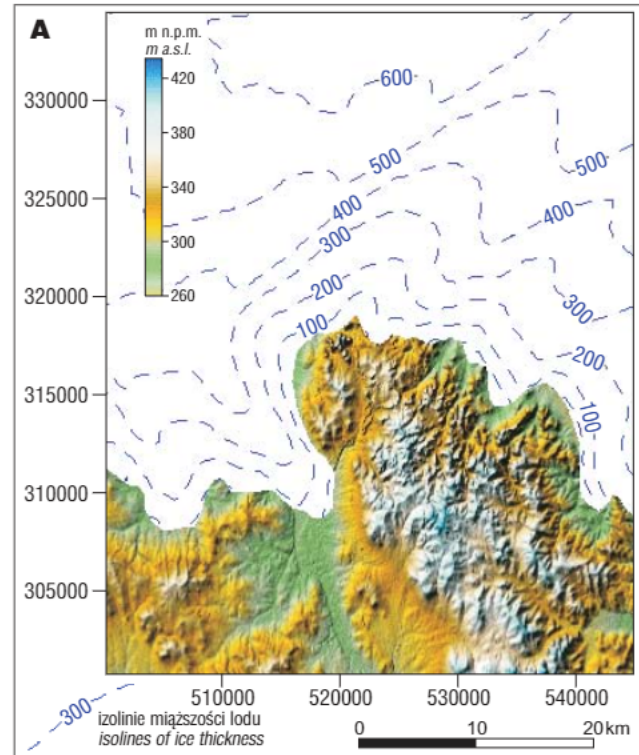
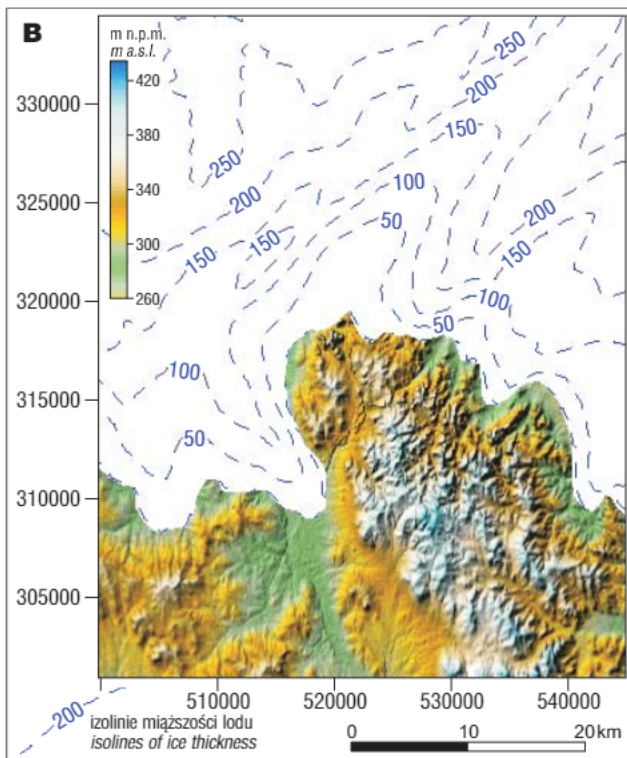
Tab. 1. Prawdopodobna miąższość lądolodu odry w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej obliczona dla współczynnika $A = 0,8$, $A = 1,0$ i $A = 3,0$

Table 1. The probable thickness of the ice sheet during the Odra glaciation in the northern part of the Cracow-Częstochowa Upland, calculated for the coefficient $A = 0.8$, $A = 1.0$ and $A = 3.0$

Współczynnik zależny od termalnych właściwości lodu (A) <i>Coefficient depended on the thermal properties of the ice (A)</i>	Miąższości lodu <i>Ice thickness</i>	
	w odległości 45 km od krawędzi lądolodu <i>at a distance of 45 km from the edge of the ice sheet</i>	średnia <i>average</i>
$A = 0,8$	230 m	110 m
$A = 1,0$	270 m	120 m
$A = 3,0$	690 m	350 m

rakterystyczne dla lodowców o dużym tempie ruchu. Najbardziej prawdopodobnymi modelami lądolodu na tym obszarze są te przedstawione dla $A = 0,8$, $A = 1$ lub $A = 3$ (ryc. 5).

Modele tego fragmentu lądolodu dla $A = 1,0$ i $A = 0,8$ są zbliżone. W tym przypadku w odległości 45 km od krawędzi lądolód mógł osiągnąć tu miąższość odpowiednio 270 m i 230 m. Średnia miąższość (obliczona dla całego



Ryc. 5. Prawdopodobna miąższość lądolodu odry w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej obliczona dla współczynnika $A = 3,0$ (A); $A = 1,0$ (B); $A = 0,8$ (C)

Fig. 5. The probable thickness of the ice sheet during the Odra glaciation in the northern part of the Cracow-Częstochowa Upland calculated for the coefficient $A = 3.0$ (A); $A = 1.0$ (B); $A = 0.8$ (C)

obszaru badań) wynosi 120 m dla $A = 1,0$ i 110 m dla $A = 0,8$. W przypadku modelu stworzonego dla $A = 3,0$ miąższość lodu w omawianej odległości wynosi 690 m, a średnia miąższość – 350 m.

We wszystkich analizowanych przypadkach podane wartości są przybliżone. Autorka zdaje sobie sprawę, że uzyskane modele lodolodu odry w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej obarczone są błędem wynikającym z braku znajomości skutków procesów niszczących litą skałę podłoża przez lodowiec i denudacji po ustąpieniu zlodowaceń, miąższości i typu osadów zalegających przed wkroczeniem lodolodu, jak również zmian, które zaszły w wyniku glaciatacji na badanym terenie.

Otrzymane wyniki prawdopodobnej miąższości lodolodu odry na omawianym terenie mogą posłużyć jako podstawa do rekonstrukcji dynamiki i termiki tego segmentu lodolodu.

Literatura

- BARDZIŃSKI W., LEWANDOWSKI J., WIĘCKOWSKI R. & ZIELIŃSKI T. 1985 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Częstochowa. Wydaw. Geol., Warszawa.
- BARDZIŃSKI W., LEWANDOWSKI J., WIĘCKOWSKI R. & ZIELIŃSKI T. 1986 – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Częstochowa. Wydaw. Geol., Warszawa.
- BIERNAT S., HAISIG J., LEWANDOWSKI J. & WILANOWSKI S. 1978 – Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, wydanie A – mapa utworów powierzchniowych, ark. Częstochowa, Wydaw. Geol., Warszawa.
- CLARK P.U. 1992 – Surface from of the southern Laurentide Ice Sheet and its implications to ice-sheet dynamics, *GSA Bull.*, 104: 595–605.
- COLGAN P.M. & MICKELSON D.M. 1997 – Genesis of streamlined landforms and flow history of the Green Bay Lobe, Wisconsin, USA. *Sed. Geol.*, 111: 7–25.
- DAVIS J.C. 1986 – Statistics and data analysis in geology. John Wiley & Sons, New York.
- GALON R. & ROSZKÓWNA L. 1967 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski. [W:] Galon R. & Dylak J. (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa: 18–38.
- GOLDSZTEJN P. & SKRZYPEK G. 2004 – Wykorzystywanie metod interpolacji do numerycznego kreślenia map powierzchni geologicznych na podstawie nieregularnie rozmieszczonych danych. *Prz. Geol.*, 52: 233–236.
- HAISIG J. & BIERNAT S. 1980 – Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, wydanie B – mapa bez utworów czwartorzędowych, ark. Częstochowa, Wydaw. Geol., Warszawa.
- HELIASZ Z., PTAK B., WIĘCKOWSKI R. & ZIELIŃSKI T. 1982 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Janów, Wydaw. Geol., Warszawa.
- HERMANOWSKI P. 2007 – Morfologia osadów podłoża zlodowacenia Wisły na obszarze polskiej części lobu Odry. *Prz. Geol.*, 55: 133–139.
- JANIA J. 1997 – Glaciologia. Nauka o lodowcach. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa: 359.
- JANIA J. & BUKOWSKA-JANIA E. 1997 – Model procesów paleoglacjalnych fazy pomorskiej vistulianu w obrębie lobu Parsęty na podstawie badań obszarów aktualnie zlodowaconych. [W:] Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulina, Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa: 27–53.
- KAZIUK H. 1980 – Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, wydanie B – mapa bez utworów czwartorzędowych, ark. Kraków. Wydaw. Geol., Warszawa.
- KAZIUK H. & LEWANDOWSKI J. 1980 – Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, wydanie A – mapa utworów powierzchniowych, ark. Kraków. Wydaw. Geol., Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. 1952 – Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65: 268.
- LEWANDOWSKI J. 1982 – Zasięg lodolodu zlodowacenia środkowopolskiego na Wyżynie Śląskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 337: Z badań czwartorzędu w Polsce, 26: 115–136.
- LEWANDOWSKI J. 1987 – Zlodowacenie Odry na Wyżynie Śląskiej. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 31: 247–301.
- LINDNER L. 1970 – Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 20: 635–644.
- LINDNER L. (red.) 1992 – Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. Wydaw. PAE, Warszawa: 683.
- MARKS L., BER A., GOGOLEK W. & PIOTROWSKA K. (red.) 2006 – Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MATHEWS W.H. 1974 – Surface profiles of the Laurentide ice sheet in its marginal areas. *J. Glaciol.*, 13: 37–43.
- MOJSKI J.E. 1993 – Europa w plejstocenie – ewolucja środowiska przyrodniczego. Wydaw. PAE, Warszawa: 323.
- MOJSKI J.E. 2005 – Ziemia Polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 404.
- NYE J.F. 1952 – The mechanics of glacier flow. *J. Glaciol.*, 2: 82–93.
- PATERSON W.S.B. 1994 – The physics of glacier. Pergamon Press: 486.
- PIOTROWSKI J.A. 1997a – Subglacial groundwater flow during the last glaciation in northwestern Germany. *Sed. Geol.*, 111: 217–224.
- PIOTROWSKI J.A. 1997b – Subglacial hydrology in northwestern Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel valleys, and hydrological cycles. *Quat. Sc. Rev.*, 16: 169–185.
- PIOTROWSKI J.A., BARTELS F., SALSKI A. & SCHMIDT G. 1996 – Geostatistical regionalization of glacial aquitard thickness in northwestern Germany, based on fuzzy kriging. *Math. Geol.*, 28: 437–452.
- PIOTROWSKI J.A. & TUŁACZYK S. 1999 – Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding Germany? *Quat. Sc. Rev.*, 18: 737–751.
- RÓŻYCKI S.Z. 1960 – Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. *Prz. Geol.*, 8: 424–429.
- RÓŻYCKI S.Z. 1961 – From the Baltic to the Tatras. Guide-book of excursion. Part 2: Middle Poland. INQUA VIth Congress, Warszawa–Łódź, Poland, August–September 1961: 116.
- RÓŻYCKI S.Z. 1972 – Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. 1982a – Czwartorzęd okolic Lelowa. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 26: 9–58.
- RÓŻYCKI S.Z. 1982b – Objawy mutonizacji i denne moreny „egzarcyjne” z materiału lokalnego na północnym obrzeżeniu Wyżyny Małopolskiej. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 26: 107–159.
- RÓŻYCKI S.Z. 1982c – Zaburzenia glacitektoniczne w rejonie Julianki (dawna stacja Złoty Potok). *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 26: 162–171.
- RÓŻYCKI S.Z. & LAMPARSKI Z. 1967 – Kierunki ruchu lodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. *Acta Geol. Pol.*, 17: 369–390.
- SAUER E.K., EGELAND A.K. & CHRISTIANSEN E.A. 1993 – Preconsolidation of tills and intertill clays by glacial loading in southern Saskatchewan, Canada. *Can. J. Earth Sc.*, 30: 420–433.
- SCHOEMARKER E.M. 1986 – Subglacial hydrology for an ice sheet resting on a deformable aquifer. *J. Glaciol.*, 32: 20–30.
- SIEGERT M.J. 2001 – Ice sheets and late quaternary environmental change. John Wiley & Sons, England: 231.
- STARKEL L. 1980 (red.) – Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski w skali 1 : 500 000. IGI PAN.
- WIĘCKOWSKI R. 1984a – Czepurka. Osady fluwioglacjalne strefy marginalnej zlodowacenia środkowopolskiego. [W:] Zlodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Przewodnik konferencji. Sosnowiec, 19–23 września 1984. Uniw. Śląski, Katowice: 123–124.
- WIĘCKOWSKI R. 1984b – Gorzków. Osady fluwioglacjalne strefy marginalnej zlodowacenia środkowopolskiego. [W:] Zlodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Przewodnik konferencji. Sosnowiec, 19–23 września 1984. Uniw. Śląski, Katowice: 120–122.
- WYCZÓLKOWSKI J. 1960 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Koziegłowy. Wydaw. Geol., Warszawa.

